UNIVERSITÉ SAVOIE MONT BLANC

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ SAVOIE MONT BLANC

Spécialité : **Géographie**

Arrêté ministériel : 25 Mai 2016

Présentée par

Maëva CATHALA

Thèse dirigée par **Ludovic RAVANEL** et
codirigée par **Florence MAGNIN**

préparée au sein du **Laboratoire EDYTEM (UMR5204)**
dans **l'École Doctorale SIE**

Cartographier et modéliser les aléas liés à la dégradation de la cryosphère dans les Alpes Françaises.

Thèse soutenue publiquement le **16 Mai 2024**,
devant le jury composé de :

Mme Marta CHIARLE
Senior researcher, Italian National Research Council, Research Institute for Geo-Hydrological Protection, CNR-IRPI (Rapporteure)
Mr Denis MERCIER
Professeur des universités, Université de La Sorbonne, Laboratoire de Géographie Physique : environnements quaternaires et actuels, UMR 8591 (Rapporteur)
Mme Armelle DECAULNE
Directrice de recherche, CNRS, Laboratoire LETG, UMR 6554 (Présidente)
Mr Christophe LAMBIEL
Senior lecturer, University of Lausanne, Institute of Earth Surface Dynamics (Examinateur)
Mr Ludovic RAVANEL
Directeur de recherche, CNRS, Laboratoire EDYTEM, UMR 5204 (Directeur)
Mme Florence MAGNIN
Chargée de recherche, CNRS, Laboratoire EDYTEM, UMR 5204 (Directrice)

Résumé

Dans les Alpes françaises, la dégradation de la cryosphère se traduit en partie par le recul généralisé des glaciers et la dégradation du permafrost. Le retrait glaciaire peut conduire à la formation de nouveaux lacs, tandis que la dégradation du permafrost peut déstabiliser les parois rocheuses qui les surplombent. Dans ce contexte, des écroulements ou avalanches rocheuses peuvent générer des aléas en cascade, se propageant jusqu'au fond des vallées. L'anticipation de ces évènements aux effets parfois dévastateurs, constitue un véritable enjeu pour les acteurs et les populations des milieux montagnards. Face à ces défis sociétaux, les objectifs de ce travail doctoral sont (i) d'identifier les secteurs à risque en termes d'écroulements et d'avalanches rocheuses et des aléas en cascade qu'ils peuvent entrainer, et (ii) d'approfondir la connaissance fondamentale sur les processus physiques qui prédisposent, déclenchent, et propagent les écroulements ou avalanches rocheuses en contexte de permafrost.

Nous proposons une approche intégrée qui fait le lien entre des observations de terrain, des mesures *in-situ*, de la modélisation numérique et de la cartographie des écroulements et avalanches rocheuses en contexte de permafrost dans les Alpes françaises. Nous suivons une logique multi-échelle spatio-temporelle, allant de l'échelle régionale (Alpes françaises), à l'échelle locale (versant) ; en considérant les conditions environnementales passées, actuelles, et futures (horizon de la fin du 21ème siècle).

A l'échelle régionale, la cartographie des zones de départ montre que les secteurs instables pourraient s'étendre entre 34 km² (scénario considérant uniquement les parois les plus instables) et 284 km² (scénario le plus conservateur) dans les conditions actuelles de permafrost, tandis que les zones de propagation pourraient atteindre entre 472 km² à 586 km² selon le scénario de propagation choisi. Selon le scénario de propagation, entre 53 et 90 lacs pourraient être atteints par des potentiels écroulements rocheux. En considérant un réchauffement +4°C des parois d'ici la fin du 21ème siècle, les zones de départ s'étendraient sur 43,2 km², tandis que les zones de propagation pourraient atteindre entre 196 km² et 245 km² selon le scénario de propagation. Ainsi, dans les conditions futures de la cryosphère, 27 à 51 lacs pourraient se trouver dans la trajectoire d'un écroulement rocheux.

A l'échelle du site, notre approche combine des méthodes à différentes échelles spatio-temporelles afin de mieux comprendre les processus thermiques et hydrologiques impliqués dans les mécanismes de déclenchement et de propagation d'écroulements rocheux et d'avalanches rocheuses. La rétro-analyses de deux cas d'étude situés dans le vallon d'Etache (Savoie) et à la crête des Grangettes (Hautes Alpes) a révélé un réchauffement du permafrost depuis les années 1990 qui s'est accentué depuis les années 2010 (*e.g.* jusqu'à + 0.06 °C/an à 30 m de profondeur au vallon d'Étache). Dans le cas du vallon d'Étache, la déstabilisation du versant peut être attribuée à une transition entre un permafrost froid vers un permafrost tempéré, et à des infiltrations d'eau qui ont pu entraîner une augmentation de la pression hydrostatique et/ou participer à l'érosion de la glace dans les fractures. Les investigations menées à la Crête des Grangettes ont quant à elles montré un réchauffement du permafrost vers le point de fusion qui a pu entrainer une réduction de la résistance à la traction et au cisaillement des joints de glace. Ces études soulignent enfin la difficulté d'évaluer le rôle de la neige et de l'eau dans les mécanismes qui prédisposent, déclenchent et propagent mouvements de versants.

Les résultats obtenus ont pour but de fournir, à terme, des informations précieuses pour la communauté scientifique et les acteurs du territoire, afin d'approfondir la compréhension des aléas liés à la dégradation de la cryosphère et de contribuer à mettre en œuvre des solutions concrètes pour aider les populations à y faire face.

Abstract

In the French Alps, the degradation of the cryosphere partly results in glacier retreat and permafrost degradation. Glacier retreat can lead to the formation of new lakes, while permafrost degradation can cause rockwalls destabilisations. In this context, rockfalls and rock avalanches can generate cascading hazards, spreading down to the valley floors. Anticipating these events and their devastating effects, is a challenge for stakeholders and populations living in mountainous regions. In this context, the objectives of this work are (i) to identify the areas at risk to be impacted by rockfalls, rock avalanches and their potential cascading hazards, and (ii) to deepen fundamental knowledge on the processes predisposing, triggering, and propagating rockfalls or rock avalanches from permafrost rockwalls.

We propose an integrated approach that links field observations, in-situ measurements, numerical modelling, and regional mapping of rockfalls and rock avalanches in permafrost contexts in the French Alps. To do so, we follow a multi-scale spatio-temporal approach, ranging from the regional scale (French Alps) to the local scale (slope), and considering past, current, and future cryospheric conditions (by the end of 21st century).

At the regional scale, release areas maps show that unstable slopes could extend between 34 km² (scenario considering only the most unstable slopes) and 284 km² (most conservative scenario) under current permafrost conditions. Propagation maps shows that rockfalls (>100 m^3) could reach between 472 km² to 586 km² depending on the chosen propagation scenario. Thus, between 53 and 90 lakes could potentially be impacted by rockfalls. Considering a +4°C warming of the rockwalls by the end of the 21st century, release areas would extend to 43.2 km², while propagation zones could reach between 196 km² and 245 km² depending on the propagation scenario. Thus, under future cryospheric conditions, 27 to 51 lakes could be in a rockfall path.

At the site scale, we used an approach combining methods at different spatio-temporal scales to understand the thermal and hydrological processes involved in the triggering and propagation mechanisms of rock slope failures. The retro-analyses of two cases studies located in the Étache valley (Savoie) and at the Grangettes ridge (Hautes Alpes) shows a warming of the permafrost since the 1990s, which has significantly intensified since the 2010s (e.g. up to +0.06°C/year at 30 m depth in the Étache valley). In the case of the Étache valley, the rock avalanche occurs in a context of transition from cold to temperate permafrost, and with water infiltration that may have led to high hydrostatic pressure and ice erosion in fractures. Investigations conducted at the Grangettes ridge show a warming of permafrost towards the melting point, which may have caused ice-joint failure. These studies also highlight the difficulty and the interest of assessing the role of snow and water in the predisposing, triggering, and propagating mechanisms of slope instabilities.

The results offer valuable insights for both the scientific community and stakeholders, facilitating a deeper understanding of the hazards associated with cryosphere degradation and contributing to the development of concrete solutions to support populations in addressing these challenges.

Remerciements

Bien que la rédaction de ma thèse ait parfois représenté un défi, les mots coulent finalement instinctivement pour aborder la section des Remerciements. Ces trois années de recherche ont été une période riche en rencontres et en enseignements. Les prochaines lignes sont dédiées aux personnes qui ont contribué à ce projet, aussi bien sur le plan scientifique que personnel.

Mes premiers remerciements vont naturellement à mes deux directeurs de thèse, Florence Magnin et Ludovic Ravanel. Florence, s'il y a des rencontres qui peuvent tout changer, la tienne en fait clairement partie. Il me semble impossible de te remercier en seulement quelques lignes pour être à la hauteur du soutien que tu m'apportes depuis plus de 5 ans (déjà !!). Tout a commencé avec un petit mail que je t'avais timidement envoyé pour te demander un stage de Master 2, alors que tu étais toujours en post-doc à Oslo. Si j'avais su vers quoi ce mail allait me mener je ne l'aurais sans doute pas cru ! Merci de m'avoir accompagnée durant ce stage, d'avoir cru en moi pour monter ce beau projet de thèse et de t'être démenée pour trouver des financements. Les années de thèse qui ont suivi ont sans nul doute été une expérience professionnelle aussi intense que stimulante, mais surtout une aventure humaine des plus enrichissantes. Je te remercie sincèrement de m'avoir fait évoluer dans le milieu de la recherche, de m'avoir écoutée et soutenue pendant les coups de mou et de m'avoir encouragée pour progresser toujours un peu plus. Merci de t'investir à 400 % pour que tout se passe toujours au mieux pour moi : ton soutien, ta disponibilité sans faille et tes enseignements m'ont offert un cadre de travail extrêmement formateur. Nul doute que les billes que tu m'as données durant la thèse me seront indispensables pour les années à venir ! Ludo, je te remercie chaleureusement pour ton soutien, ton accompagnement et tes conseils judicieux tout au long de la thèse. Merci également pour ton savoir-faire sur le terrain, et surtout, pour la confiance et la liberté que tu m'as accordée pour mener mes travaux de recherche. Enfin, des saunas d'Oslo aux salles d'escalade autrichiennes, en passant par quelques séances à la Zipette, je te remercie pour les moments de partage en dehors du labo. C'est toujours un plaisir d'aller se fumer les bras avec toi sur un mur d'escalade (et maintenant que la thèse est finie, il est grand temps qu'on aille remettre ça en falaise !).

Je remercie sincèrement les membres de mon jury de thèse : Marta Chiale, Armelle Decaulne Christophe Lambiel, et Denis Mercier pour l'intérêt que vous portez à mes recherches, et pour avoir accepté d'évaluer mes travaux. Vos retours seront précieux pour me faire évoluer et progresser.

Un immense merci à Alpes Ingé sans qui rien n'aurait été possible. Franck et Ivan, merci d'avoir soutenu mon projet depuis le début, pour votre accompagnement tout au long de ces trois années, et pour la grande liberté que vous m'avez laissée pour mener à bien mes travaux de recherche. J'ai une chance incroyable d'avoir réalisé ma thèse au sein d'une structure bienveillante telle qu'Alpes Ingé. A toute l'équipe, merci pour le soutien amical, pour les belles sessions de ski et les repas bien gras, pour les franches rigolades autours d'une bière ou d'un génep'. Merci pour l'intérêt et pour la curiosité que vous avez portés à mon travail. Maintenant que la thèse est finie, je vais (enfin !!) avoir plus de temps pour passer vous voir au bureau avec une bonne bouteille, et fêter dignement ces belles années ;-)

J'adresse un immense merci à celles et ceux qui, par leur appui scientifique ou par leur aide sur le terrain, ont contribué à mes travaux de recherche. Je commence par un grand merci aux membres de mon comité de thèse : Philip Deline, Xavier Bodin, Frédéric Berger, Franck Bourrier, Guillaume Chambon, Thierry Faug, Jean Louis Mugnier, Franck Machet et Ivan Brunet. Il n'est pas

commun d'avoir un comité de thèse aussi fourni, mais le fait que vous ayez été si nombreux à être présents, témoigne de la belle dynamique dont j'ai pu bénéficier au cours de ma thèse. Merci pour vos enseignements et vos conseils qui m'ont fait progresser au cours de ces trois années. Je remercie également Wilfried Heaberli et Andreas Linsbauer pour vos conseils judicieux lors de mes premiers pas dans le « doux » monde de la publication scientifique. Merci à Luuk Dorren, Frédéric Berger, Nicolas Zuanon et Franck Bourrier pour le partage de vos compétences en modélisation et programmation, pour vos enseignements en matière de propagation de chute de blocs et mouvements de masse, et pour votre très grande disponibilité. Je remercie Mylène Jacquemart et Alessandro Cicoira pour leur accueil bienveillant (et bienvenu) sur les colloques internationaux. Merci à Josué Bock et Matan Ben Asher pour les nombreuses et riches discussions autours de ce (magnifique !) site d'étude : le vallon d'Etache. Merci à Philip Deline, Stéphane Jaillet, Xavier Bodin, Matan Ben Asher, Josué Bock, Baptiste Moritz, Stéphane Roudniska, Quentin Da Silva, Stéphane Marpot, Clément Casotti, Thibault Duvanel, Laurent Astrade, Claire Coutelle, Juliette Bazin, Thomas Geay, Manu Malet, Flo et Ludo pour les virées au Vallon d'Etache (nos cuisses se souviendront des 1000 m de dénivelé dans les éboulis bien raides !). Merci aussi à Josué Bock, André Revil, Raphaële Charvet et Tomaso pour votre aide lors d'une journée de terrain mouvementée à la crête des Grangettes. Merci à toute l'équipe RTM, et tout particulièrement à Marie-Pierre Michaud pour le soutien et l'organisation des mission de terrain à la crête des Grangettes. Merci à Jessy R., pour le traitement des données pétrophysiques. Je remercie également Claire Coutelle et François-Luc Cimelière, pour qui j'ai eu la chance de participer (de loin) à l'encadrement : merci pour les beaux échanges scientifiques qui ont participé à ma propre formation.

Il est rare de pouvoir se vanter de se lever tous les matins avec le plaisir d'aller travailler, si ça a été mon cas durant mes années de thèse c'est certainement grâce au cadre exceptionnel que l'on peut trouver au laboratoire EDYTEM. Ainsi commence la longue liste de remerciements de toutes les personnes, qui, de près ou de loin, ont contribué au bonheur que j'ai ressenti (presque !) tous les matins quand mon réveil sonnait.

Je commence par un immense merci à Carole D.J. et Christine C. qui gèrent avec brio les tourments administratifs de la préparation de missions de terrain et départs en colloques. Merci aussi à toute l'équipe Morphodynamique (qui porte bien son nom) dont les réunions sont toujours aussi stimulantes. Manu Malet, merci pour ton enthousiasme à toute épreuve, ta bonne humeur communicatrice, tes compétences sur le terrain, tes enseignements en mécanique vélo et voiture, ton humour bien lourd (qu'on apprécie toujours autant !!), tes commérages, et tous les moments de partage autour d'une bière, de sessions de ski, de grimpe, de course, de vélo ou tous les autres sports pour lesquels je n'aurais jamais atteint l'objectif que je m'étais fixée il y a trois ans : te mettre la pile d'ici la fin de ma thèse. Wiwi, merci pour ta bonne humeur et ton enthousiasme débordant quand il s'agit de réaliser des défis sportifs « à la con », c'est toujours un plaisir de t'écouter raconter tes folies du week-end en salle thé. Merci de m'avoir accueillie du fin fond de l'Ubaye à Durham, en passant par Glapigny : ces séjours m'ont offert les bonnes bouffées d'air frais dont j'avais besoin. Je remercie également Anne-Lise, la maman des doctorants, pour ton écoute bienveillante et amicale ; Claudia, pour ta bonne humeur et ta curiosité ; Jérôme pour tes enseignements en pédologie passionnant (et passionnés) lors des quelques missions de terrain de j'ai eu la chance de faire avec toi ; Fabien A., pour les bons moments à l'EGU et ton intérêt (bien que légèrement caché) pour l'Opéra Viennois ; Erwan, pour ton rire communicatif et les bons moments à casser de la glace d'un lac au fin fond de la montagne ; à Fayçal, pour ta gentillesse et ta bonne humeur ; et à tous les Edytemiens que j'oublie mais dont la présence au labo contribue largement à la bonne ambiance.

Je remercie également le groupe des grimpeurs et coureurs du midi : Flo, Ludo, Manu, William, Johan, Yann, Xavier C., Xavier B., Julien J., Hugo B., (et j'en oublie surement), pour m'avoir fait prendre l'air du début à la fin de la thèse !

Après plus de 10 ans à arpenter les couloirs du Pôle Montagne, c'est non sans une émotion toute particulière que je remercie Christophe G., Philip Deline, Jean-Jacques Delannoy, Laurent Astrade, Xavier Bodin, Marie Forget, Camille Girault, Stéphane Jaillet, Lionel Laslaz, Xavier Bernier, et tous mes anciens professeurs de géographie, devenus collègues, puis amis, qui m'ont transmis leur passion dès les tout premiers jours de Licence.

Vient maintenant le temps de remercier ceux qui me supportent au quotidien, qui endurent mes râleries quand j'ai faim et qui écoutent patiemment mes « ronchonnages » : les colocs du petit bureau du bas. Floriane, notre helvético-bretonne préférée, merci pour ton écoute, ta maladresse attachante et pour le doux bruit du paquet de gaufre qui s'ouvre depuis ton bureau. Maintenant qu'on en a toutes les deux fini avec la thèse, et que l'on est les heureuses propriétaires de bolides rutilants, j'espère qu'on pourra (enfin) se faire ce tour du lac à vélo. Agathe, le petit lapin qui ronge ses glaçons au fond du bureau, merci pour les innombrables Schoko-Bons, batônnets de saucissons, fins de sandwich partagées et autres gourmandises grasses et sucrées que tu m'as ramenées pour tenir le choc de la thèse. Manger frénétiquement tout ce que tu m'as donné aura sans aucun doute à largement contribué à la réussite de ma thèse. Merci aussi pour les bons moments au soleil, les séances de chouinages collectifs, et pour ta passion pour les plantes, aussi envahissante qu'inattendue (quand on voit la tête de ta fougère) mais tout à fait attachante. Chloé, la petite marmotte du bureau, merci beaucoup pour tes conseils et ton soutien bienveillant quand j'étais dans le dur de la troisième année. Et surtout ne t'inquiète pas, on sera bien là pour toi quand ce sera ton tour !! Hugo, le petit dernier de la famille, c'est un plaisir de t'avoir vu débarquer au bureau avec tes plantes qui sont venues s'ajouter aux très (trop ?) nombreux végétaux que l'on possède déjà. Merci pour ton enthousiasme débordant quand il s'agit d'aller skier, grimper, randonner, spéléoter, etc. Allez, dès que la thèse se termine, on va enfin pouvoir se faire plaisir en montagne !! Je remercie également les « regrettés du bureau » et ceux que l'on voit moins souvent, mais qui ont largement participé à la bonne ambiance de cette petite « coloc de travail ». Yoann, merci pour avoir entretenu la route du gras pendant ma première année de thèse, et pour avoir sorti ce que j'estime toujours être LA blague de la thèse, celle des « *mites et légendes* ». Giorgia, merci pour ton énergie lors de tes passages en France. Marguerite, je te remercie pour ton écoute et tes discussions engagées. Tim, merci d'avoir sorti un modèle de propagation qui aura été le point de départ à de belles collaborations qui auront mené à de beaux résultats. Enfin, je remercie les squatteurs du bureau et/ou « réfugiés climatiques » que l'on accepte volontiers parmi nous: Tanguy, merci pour ta passion du sport partagée et pour comprendre mon besoin irrépressible d'aller faire sport à n'importe quel moment, merci aussi de me tenir compagnie les samedis quand on est que deux ou trois doctorants à parcourir les couloirs déserts du labo ; Jacques, merci pour tes agréables râleries au bureau, pour nos nombreuses discussions (quoi que pas toujours très profondes), pour les belles sessions de ski en Norvège (et désolée d'avoir passé les derniers jours avec la goute au nez…)

Un grand merci aux doctorants qui travaillent dans ces endroits froids et reculés que je ne fréquente que très peu : les « bureaux du haut ». Tout d'abord, merci à ceux du sélectif, mais néanmoins inclusif (pour les personnes à particularités capillaires assumées), « petit bureau du haut ». Julien, le plus moustachu de la bande, merci d'avoir mis un peu de Rock'n roll dans nos quotidien parfois un peu moroses. Jules, merci d'avoir fait de nous une belle bande de « bran***s***leurs ». Lise, merci pour tes invitations sur le terrain qui m'ont donné un grand bol d'air frais quand j'en avais besoin. Steph, merci pour ta passion partagée pour le voyage à vélo, et aussi pour ton fondant au

chocolat qui m'aura, durant la dernière ligne droite de la rédaction, donnée l'énergie nécessaire pour écrire les dernières lignes. Enfin, merci aux doctorants du grand bureau du haut : Aurélie, pour ton soutien et ta bonne humeur depuis le début ; Andréa, pour ta compagnie durant ces aller-retours en voiture et pour la mission terrain « lac gelé » mémorable ; Julia G., merci pour les bons moments en montagne et pour ton accueil ressourçant dans ce que j'appelle désormais ma « maison secondaire» quand vient la période de Noël ; Xavier C. pour les bonnes séances de grimpe à la Zipette (et celles à venir !) ; Clément C. pour ta bonne humeur et ton aide sur le terrain dès ton deuxième jour de thèse ; Noémie, pour les cafés le matin et les sorties ski de rando avec ton toutou ; et merci à Louis, Camille, Julia D., Quentin, Charlotte, Émeline, Antonin, Lina et à tous ceux que j'oublie (car nous sommes nombreux !!).

Je remercie également ceux qui, certes, ne sont pas très bavards, mais qui nous auront pourtant bien fait rire. Merci à Mister Pine, (à prononcer à l'anglaise, évidemment) : acteur (presque) invisible de ma thèse, tu auras été pourtant présent dans toutes mes présentations, posters et écrits ; à Armand, dont les entrailles sont bien plus vivantes qu'on ne le croit ; à feu le Partner, grâce ou à cause de qui ont à bien failli ne jamais repartir de Bretagne ; et à Gina, Franscesca, Alfredo, et autres colocataires silencieux qui nous auront bien occupées pendant ces trois années.

Merci aussi aux anciennes générations de doctorants qui sont passés par le labo, et que l'on continue de voir de temps en temps dans les couloirs : Jacques, Wiwi, Kim, Ana, Alice, P.A., Claire…

J'adresse un immense merci à Annick, pour avoir accepté avec enthousiasme la longue tache de relire plusieurs chapitres de ma thèse. Merci pour ta curiosité et ton intérêt pour mes travaux. Promis, je passerai te faire un coucou en Bretagne dès que possible !

Aux amis extérieurs au labo, merci de n'avoir jamais abandonné l'idée de m'inviter à boire des coups ou à aller grimper malgré mes réponses qui se soldaient souvent en « je ne peux pas, faut que j'avance la thèse », ou encore « désolée, je vais bosser tard, je suis claquée », etc. Juliette, merci d'être ma coloc de voyage, compagnon de cordée, partenaire de ski, de vélo, et j'en passe... Merci de m'accompagner dans toutes mes aventures, et d'être la personne sur qui je peux compter malgré ton emploi de temps toujours bien chargé. Carmen, kiki, ma mauriennaise inspirante et inspirée : merci de m'emmener au « Pays des Michels » par tes discussions philosophiques, tes apparitions impromptues (et appréciées !) à la fenêtre du labo ou à la porte de ma maison et tes invitations pour aller grimper. Promis, maintenant que la thèse est finie, on va vite se faire des bonnes soirées et retourner en falaise (d'ailleurs, la Walker des Ecrins nous attends toujours !!). Marine petit bourgeon, merci pour la gourmandise partagée, pour tes yeux qui brillent à l'évocation d'un bon goûter, mais surtout pour ton écoute et ton amitié qui comptent beaucoup pour moi. Aurélie, merci pour ton indéfectible bienveillance, les soirées « comité des fêtes » avec un bon apéro sont toujours autant appréciées. Chloé J., merci pour ton énergie communicatrice lors des soirées où j'étais bien fatiguée. J'ai hâte de pouvoir partager quelques sorties à vélo ou à ski avec toi (entre girls !). John, je te remercie pour ton amitié colorée et ton amour débordant. J'ai hâte de prendre plus de temps pour te retrouver afin que tu puisses me raconter tes folles aventures (je remercie au passage Shoshana pour ses shows, toujours émouvants). Thomas M., merci de continuer à rassembler notre belle bande de géographe au bar. Je suis heureuse d'apprendre que tu es enfin de retour en Savoie, on va pouvoir remettre ça plus souvent. Tanguy et Rosanne, merci de nous raconter les folles aventures qui vous arrivent quotidiennement, ça nous fera toujours autant rire ! Aux ex-collègue/amis de la Galerie Eureka, toutes mes excuses pour avoir raté toutes les happy hour avec vous ces dernières années. Maintenant que la thèse est finie, je vais reprendre une activité dans le groupe « balance ton collègue » et passer des belles soirées avec vous. Egbert, my best food friend ever, qu'elle chance j'ai eu de te rencontrer au fin fond des iles écossaises ! mille mercis pour ton amitié qui compte beaucoup, pour les bons moments autour

d'un repas et pour l'intérêt et la curiosité que tu portes à mes travaux de recherche ! Kim, même si on ne partage plus le même wagon, je suis heureuse que l'on soit restés dans le même train… Que tu sois de passage à Chambéry, au fin fond de l'Ardèche, à Rouen ou à Bordeaux, ton soutien aura été plus qu'indispensable au cours de ma thèse. Merci pour ton amitié qui a une importance toute particulière pour moi.

J'adresse également une pensée aux deux petites bouilles qui, certes, ne portent pas un grand intérêt à mes travaux doctoraux mais qui ont toutefois une très jolie place dans ma thèse et que je suis heureuse de voir grandir de loin : Björn et Maïa.

Enfin, j'adresse un remerciement ému à ma famille, qui, même si elle n'a pas tout de suite compris mon intérêt à faire durer le plaisir des études trois années de plus, a su s'adapter pour me soutenir durant tout mon parcours académique. Merci à mon père et Jacqueline pour les bons repas et le soutien qu'ils m'ont apportés ; à ma mère pour avoir patiemment enduré les longues conversations téléphoniques quand ça n'allait pas ; à Fanny, Sonia, Titouan, Paul, Noam et Elie, pour les bouffées d'air frais salvatrices les week-ends ! Nonno et Nonna : vous avez toujours voulu avoir un docteur dans la famille… j'ai sans doute mal compris la consigne car je ne m'engagerai pas à soigner vos maux, mais bon, j'aurais quand même fini par avoir le grade de « docteure » tant espéré ! Merci à vous deux, ainsi qu'à Grand-Père et Grand-Mère pour les belles valeurs et l'amour que vous nous avez donné, on a de la chance d'être vos petits-enfants. Merci également à la Zia Milla, de s'inquiéter toujours de savoir comment je vais et quand est ce que je termine les études (cette fois c'est pour bientôt !). Merci à Tato, Damien, Arnaud, Natalia, Charlène, Lucas, et Rambo (que je ne connais pas encore mais que j'aime déjà ;-)), pour les beaux moments de partage et de rire à Noël.

Mes derniers mots vont à toi Nico. Tu es arrivé dans la période la plus mouvementée de ma thèse, ça n'a certainement pas dû être de tout repos. Tu as pourtant su trouver les mots justes pour me soutenir quoi qu'il arrive. Quelle chance j'ai de pouvoir gratouiller à ta porte (presque) tous les soirs ! Ton indéfectible soutien a été salvateur durant les derniers mois de thèse. Et puis finalement, entre balades à vélo ou en van, entre moutons et chèvres, et avec quelques diots, raclettes, pancakes et autres gourmandises grasses et sucrées dans le ventre, la vie n'était pas si pire ;-) ! Allez, cette fois c'est promis, tu ne m'entendras plus parler de ma thèse ! On va maintenant pouvoir prendre le temps de sauter dans le van, sans ordinateur et sans boite mail, et de filer vers les belles aventures qui nous attendent tous les deux !

Sommaire

Résumé 3

Abstract 5

Remerciements 7

Liste des abréviations 15

Introduction Générale 17

Partie 1. Contexte et enjeux de l'étude des aléas et risques liés à la dégradation de la cryosphère 23

Chapter 1. *English summary* *27*

Chapitre 1. Aléas et risques liés à la dégradation de la cryosphère : définitions et enjeux en haute montagne 29

Chapter 2. *English summary* *61*

Chapitre 2. Structuration de la recherche pour appréhender les aléas liés à l'évolution de la cryosphère : Positionnement de la thèse et approche méthodologique 63

Conclusions de la Partie 1 89

Partie 2. Identification des secteurs à risque à une échelle régionale : proposition d'une méthode appliquée aux Alpes françaises 91

Chapter 3. *English summary* *95*

Chapitre 3. Cartographie des parois potentiellement instables et des zones de propagation des écroulements rocheux dans les Alpes Françaises 97

Chapter 4. *English summary* *129*

Chapitre 4. Cartographier la susceptibilité d'impact des lacs par des écroulements rocheux dans les conditions actuelles et futures de la cryosphère : application dans les Alpes françaises 131

Conclusion de la Partie 2 171

Partie 3. Identification et compréhension des mécanismes de déclenchement et de propagation des écroulements et avalanches rocheuses en contexte de permafrost à l'échelle du versant 173

Chapter 5. *English summary* *177*

Chapitre 5. Le vallon d'Étache : un site remarquable pour l'étude des conditions de prédisposition, de déclenchement et de propagation d'une avalanche rocheuse en contexte périglaciaire 179

Chapter 6. *English summary* *219*

Chapitre 6. La Crête des Grangettes : avancées et limites méthodologiques pour étudier les facteurs de prédisposition, de déclenchement et de propagation d'un écroulement rocheux en contexte de permafrost 221

Conclusion de la Partie 3 243

Conclusion Générale 245

Bibliographie **255**
Bibliographie personnelle **289**
Table des Figures **293**
Annexes **303**
Table des Matières **355**

Liste des abréviations

AASP / *AUP* *:* Aire Adimentionnée Sous le Profil / *Area Under Profile*

ALE / *ELA* *:* Angle de Ligne d'Energie / *Energy Line Angle*

APIM *: Alpine-wide Permafrost Index Map*

AWS *: Automatic Weather Stations*

DGPR : Direction Générale de la Prévention des Risques

EDYTEM : Environnements Dynamiques et Territoires de la Montagne

ERT *:* Tomographie de Résistivité Électrique / *Electrical Resistivity Tomography*

GAPHAZ *: Glacier And Permafrost HAZards*

GES : Gaz à Effet de Serre

GIEC / *IPCC* : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat / *Intergovernmental Panel on Climate Change*

GlabTop *: Glacier-bed Topography*

GLOF : *Glacial Lake Outburst Flood (vidange brutale de lac glaciaire)*

GTN-P *: Global Terrestrial Network for Permafrost*

IGN : Institut National Géogrphique

LGM *: Last Glacial Maximum*

MMB / *MBM* : Massif du Mont-Blanc / *Mont-Blanc Massif*

MNA / *DEM* : Modèle Numérique d'Altitude / Digital Elevation Model

MNS / *DSM* : Modèle Numérique de Surface / *Digital Surface Model*

MNT / *DTM* : Modèle Numérique de Terrain / Digital Terrain Model

PAG / *LIA* : Petit Âge Glaciaire / *Little Ice Age*

PAPROG : Plan d'Action pour la Prévention des Risques d'Origine Glaciaire et périglaciaire

PERMOS *: Swiss Permafrost Monitoring Network*

PFI *: Permafrost Favorability Index*

PP : Polarisation provoquée

RCM *: Regional Climate Model*

RCP*: Representation Concentration Pathway*

RockavELA *: Rock avalanche Energy Line Angle*

ROGP : Risques d'Origine Glaciaires et Périglaciaires

RSF *: Rock Slope Failure*

RSI *: Rock slope failure Susceptibility Index*

RSIP / *PISR* : Radiation Solaire Incidente Potentielle / *Potential Incoming Solar Radiation*

RTM : Restauration des Terrains de Montagne

SIG / *GIS* : Système d'information Géographique / *Geographic Information System*

***SSP** : Shared Socio-economic Pathway*

TAMA / *MAAT* : Température Annuelle Moyenne de l'Air / *Mean Annual Air Temperature*

TAMSP / *MARST* : Température Annuelle Moyenne à la Surface des Parois / *Mean Annual Rock Surface Temperature*

ZAA : Zone d'Amplitude Annuelle 0°C / *Zero Annual Amplitude zone*

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Introduction générale

Contexte de la recherche doctorale

Dans les Alpes, la température moyenne annuelle de l'air s'est élevée de 2°C entre la fin du 19ème siècle et le début du 21ème siècle, avec une accélération marquée de cette augmentation à partir des années 1980 (Auer *et al.*, 2007 ; Einorhn *et al.*, 2015 ; IPCC, 2021). Dans la haute montagne alpine, cette élévation des températures entraine une dégradation de la cryosphère qui se traduit principalement par un retrait glaciaire généralisé (*e.g.* Zemp *et al.*, 2015) ainsi que par une dégradation du permafrost, c'est-à-dire un réchauffement des terrains dont la température est inférieure à 0°C pendant au moins deux années consécutives (*e.g.* Haberkorn *et al.*, 2021). La dégradation de la cryosphère peut conduire à une déstabilisation des versants, qu'il s'agisse de formations superficielles (moraines, glaciers rocheux), ou de parois rocheuses. Le retrait glaciaire engendre également des mutations paysagères importantes dans les Alpes, avec par exemple la formation de nouveaux lacs au niveau des surcreusements (*e.g.* Haeberli *et al.*, 2016). D'autres phénomènes liés à la dégradation de la cryosphère sont également observés tels que la diminution de l'enneigement (Klein *et al.*, 2016), la diminution du nombre de jour de gel (Pohl *et al.,* 2019), la fonte des couvertures glacio-nivales (Guillet et Ravanel, 2020), ou encore la déstabilisation de glaciers suspendus (Failletaz *et al.,* 2015).

Dans ce contexte, des aléas en cascade de grande ampleur peuvent se produire, se propageant éventuellement sur de longues distances, et impactant les populations vivant en fond de vallée. Cela a par exemple été le cas en 2017 avec l'avalanche rocheuse du Piz Cengalo (3,1 M m^3 ; canton des Grisons, Suisse) qui s'est d'abord développée sur un glacier en l'érodant. L'apport soudain de glace fondue et le transport de sédiments provenant d'une ancienne avalanche rocheuse auraient favorisé la formation de laves torrentielles qui se sont propagées sur plus de 6 km, causant la mort de 8 personnes et la destruction d'une partie du village de Bondo (Mergili *et al.*, 2020 ; Walter *et al.*, 2020). La formation de lacs glaciaires peut également générer ou amplifier les aléas en cascade, en raison de la rupture de leur barrage (souvent constitués de matériaux instables tels que des matériaux morainiques) ou de l'impact d'un phénomène gravitaire qui génèrerait une vague submergeant le barrage du lac et entrainant des laves torrentielles et inondations à l'aval (*e.g.* Byers *et al.*, 2018). Ces aléas en cascade, et leurs effets parfois dévastateurs, soulignent la nécessité de proposer des stratégies d'identification et d'adaptation à ces aléas, telles que la localisation de sites à risques et la mise en place de systèmes d'alerte précoce.

Au-delà des avalanches rocheuses et des aléas en cascade qu'elles peuvent engendrer, les environnements périglaciaires (c'est-à-dire les milieux caractérisés par des cycles de gel et dégel sur des échelles de temps journalières à millénaires ; Van Vliet-Lanoë, 2005 ; French, 2007) sont sujets à des écroulements rocheux aux volumes plus modestes (de 100 à quelques centaines de milliers de m^3), dont la magnitude est moins élevée mais l'occurence est bien plus importante. La fréquence de ces évènements a d'ailleurs nettement augmenté avec l'augmentation des températures de l'air depuis les années 1990 (Ravanel *et al*., 2010 ; Ravanel et Deline, 2011), notamment au cours des vagues de chaleur estivales (Fischer *et al.*, 2012 ; Temme, 2015 ; Paranunzio *et al*., 2016, 2019 ; Ravanel *et al.*, 2017 ; Legay *et al.*, 2021). Ces aléas gravitaires représentent une menace pour les infrastructures, les itinéraires d'alpinisme, et les vies humaines. Par exemple, dans les Alpes françaises, 947 éléments d'infrastructures se situent sur des terrains à permafrost et sont donc potentiellement soumis à des déstabilisations (Duvillard *et al.*, 2019). Une autre étude a montré que les itinéraires d'alpinisme sont eux aussi impactés par l'augmentation des aléas gravitaires et du retrait glaciaire, ce qui force les pratiquants à repenser les itinéraires et à adapter

leurs pratiques face à ces changements environnementaux (Mourey *et al.,* 2018 ; Mourey *et al.*, 2020 ; Salim *et al.*, 2023). En revanche, les terrains affectés par le retrait glaciaire dans lesquels se développent de nouveaux lacs peuvent également représenter de véritables opportunités économiques (ressources en eau, tourisme, production d'hydroélectricité ; Purdie *et al.*, 2013 ; Haeberli *et al.*, 2016).

Différentes études montrent que la fréquence et l'intensité des aléas liés à la dégradation de la cryosphère pourraient augmenter au cours des prochaines décennies (Schaub, 2014 ; Schaub *et al.*, 2016 ; Haeberli *et al*., 2016a, 2016b, 2017). Les conséquences potentiellement dévastatrices de ces aléas dans les environnements montagnards constituent de véritables enjeux pour tous les acteurs du territoire. Pour répondre à ces besoins sociétaux, la communauté scientifique s'est structurée afin (i) d'acquérir des données qui permettent (ii) d'améliorer les connaissances fondamentales des environnements glaciaires et périglaciaires, (ii) d'identifier des secteurs à risque, et (iii) de proposer des stratégies d'anticipation et d'atténuation des aléas (Gaphaz, 2017 ; Allen *et al.*, 2022).

Dans les Alpes françaises, des travaux d'acquisition, d'analyse et de traitement de données tels que les inventaires des glaciers (Gardent *et al.*2014), des tabliers de glace et des couvertures glacio-nivales (Kaushish *et al.*, 2022a) et d'écroulements rocheux (Ravanel *et al.,* 2013), l'identification de futurs lacs glaciaires (Magnin *et al.*, 2020), ou encore la cartographie de la distribution du permafrost (Magnin *et al.*, 2015a ; Magnin *et al.* 2017b ; Marcer *et al.* 2017) ont été menés au cours des 20 dernières années (Magnin *et al.*, 2023). Par ailleurs, d'autres travaux se sont concentrés sur les effets thermo-hydro-mécaniques qui affectent la stabilité des parois à permafrost (*e.g.* Magnin et Josnin, 2021 ; Ben-Asher *et al.*, 2022). Enfin, certaines études se sont concentrées sur les implications de l'évolution de la cryosphère sur les pratiques en montagne (*e.g.* Mourey *et al.*, 2020). Ces travaux sont généralement menés indépendamment les uns des autres, mais il existe un réel besoin d'adopter des approches qui prennent en compte à la fois la compréhension des processus physiques liés à la dégradation de la cryosphère mais également leur impact sur les territoires (Magnin *et al.*, 2023).

Ce travail doctoral s'inscrit dans la continuité des précédents travaux de recherche menés dans les Alpes françaises. Les processus liés à la dégradation de la cryosphère qui sont abordés dans cette thèse de Doctorat sont les écroulements rocheux et les avalanches rocheuses en contexte de permafrost et les aléas en cascade qu'ils peuvent engendrer, notamment en cas d'impact avec un lac glaciaire.

Objectifs principaux de la thèse et questions de recherche

Ce travail doctoral poursuit deux principaux objectifs : (i) identifier dans l'ensemble des Alpes françaises des secteurs qui pourraient être atteints par des écroulements ou avalanches rocheuses en contexte de permafrost, et au sein desquels des aléas en cascade pourraient se produire, et (ii) mobiliser des méthodes récemment développées afin d'approfondir la connaissance fondamentale sur les facteurs qui prédisposent, déclenchent, et propagent les écroulements et avalanches rocheuses dans la haute montagne alpine.

Pour répondre à ces objectifs, nous répondrons à deux principales questions de recherche :

- **Peut-on, à partir des connaissances et données collectées au cours des deux dernières décennies de recherche dans les Alpes françaises, mieux appréhender les secteurs susceptibles d'être déstabilisés et cartographier leur zone de propagation ?**
- **Comment le développement de méthodes d'investigation du permafrost et des aléas associés permet de comprendre le déclenchement et la propagation des écroulements rocheux en haute montagne ?**

Pour traiter ces questions, nous adopterons une approche multi-échelle, tant du point de vue spatial que temporel, structurée selon deux axes principaux :

Axe 1 : Identification des secteurs à risque à l'échelle régionale : proposition d'une méthode appliquée aux Alpes Françaises.

Axe 2 : Identification et compréhension des mécanismes de prédisposition, de déclenchement, et de propagation des écroulements et avalanches rocheuses en contexte de permafrost à l'échelle du versant : rétro-analyses de cas.

Cette recherche doctorale propose de répondre à ces questions de recherche par le biais d'une approche intégrée faisant le lien entre les observations locales, les données de surveillance, la cartographie régionale, et la modélisation des aléas gravitaires liés au permafrost dans les Alpes françaises. Nous suivrons une approche spatio-temporelle multi-échelle allant de l'échelle régionale (Alpes françaises) à l'échelle locale (versants) et de la fin du Petit Âge Glaciaire (~1850), à la fin du 21ème siècle afin de fournir des données pertinentes pour proposer des méthodes et outils qui aideront, à terme, à repenser des stratégies d'adaptation des territoires de montagne et d'anticiper les mutations spatio-temporelles des aléas dans le contexte de changement climatique actuel et à venir.

Organisation du manuscrit

La première partie de ce travail développe le contexte et l'approche méthodologique de la recherche doctorale. Le premier chapitre pose d'abord les éléments de définition nécessaires à la compréhension des enjeux socio-économiques associés aux aléas liés à la dégradation de la cryosphère. Le Chapitre 1 est aussi l'occasion de mettre en avant les besoins des différents acteurs de la montagne afin de s'adapter aux changements environnementaux à venir. Le Chapitre 2 permet quant à lui de montrer comment la recherche scientifique s'est emparée des enjeux liés à la dégradation de la cryosphère et comment elle s'est structurée afin de répondre aux besoins sociétaux. Le Chapitre 2 permet alors d'expliciter comment cette thèse se positionne par rapport aux travaux menés sur les aléas liés à la dégradation de la cryosphère, et expose clairement l'approche méthodologique adoptée pour répondre aux questions de recherche développées ci-dessus.

La seconde partie du manuscrit développe le premier axe de recherche visant à identifier à l'échelle régionale les secteurs qui pourraient être impactés par des aléas liés à la dégradation de la cryosphère en s'intéressant (i) aux conditions de permafrost favorables à leur déclenchement, (ii) à la modélisation de la trajectoire de ces écroulements, et (iii) aux aléas en cascade qui pourraient être générés par l'impact d'un écroulement rocheux dans un lac glaciaire. Le Chapitre 3 s'appuie sur un article publié dans *Geomorphology* qui propose une méthode permettant d'évaluer la stabilité des parois rocheuses de haute altitude et de cartographier les zones potentielles de propagation en se basant sur des inventaires d'écroulements rocheux en contexte de permafrost. Cette méthode permet de produire une carte régionale des secteurs qui pourraient être atteints par de potentiels écroulements rocheux dans les conditions actuelles et futures de permafrost. Dans le Chapitre 4, nous identifions les secteurs dans lesquels des lacs pourraient se former. L'article correspondant a été publié dans *Géomorphologie, Relief, Processus et Environnement*. Nous identifions ensuite les lacs actuels et à venir qui pourraient se situer sur la trajectoire d'un écroulement rocheux et représenter un risque de vidange brutale (*Glacial Lake Outburst Flood* ; GLOF) en remobilisant les cartes issues du Chapitre 3.

Si l'identification à l'échelle régionale des secteurs « à risque » est une étape clé pour proposer des stratégies d'anticipation et d'atténuation des aléas, il demeure essentiel d'approfondir les connaissances à l'échelle du site afin de mieux appréhender les conditions de déclenchement et de propagation de tels aléas. Ainsi, la Partie 3 de ce travail doctoral se base sur la rétro-analyse de deux évènements afin de développer le deuxième axe de recherche. La première étude de cas est présentée dans le Chapitre 5 et illustre une avalanche rocheuse (~225 000 m^3) qui s'est produite en juin 2020 dans le Vallon d'Étache (Savoie). Pour cette étude de cas nous avons mis en place des méthodes de suivi des températures de surface, de modélisation numérique de l'évolution du permafrost, de modélisation du bilan d'énergie, et de mesures géo-électriques interprétées à l'aide d'un modèle pétrophysique afin d'apporter une description détaillée des mécanismes thermo-hydro-mécaniques à l'origine de l'avalanche rocheuse. La reconstitution 3D à haute résolution du dépôt (modèle photogrammétrique), combinée à des simulations d'écoulement granulaire, a également permis d'améliorer la compréhension des mécanismes de propagation et de questionner le rôle de la neige dans les processus de propagation. Les résultats présentés dans le Chapitre 5 ont donné lieu à un article soumis à *Earth Surface Processes and Landforms*. Le Chapitre 6 expose le cas de la Crête des Grangettes (Hautes Alpes) depuis laquelle une série d'écroulements s'est produite entre septembre 2020 et juillet 2021. Dans ce chapitre, nous nous concentrons principalement sur l'étude de l'écroulement qui s'est produit le 16 septembre 2020 (~35 000 m^3). Dans ce Chapitre, nous avons utilisé les mêmes méthodes d'investigation, mais nous n'avons pas pu étudier les mécanismes de propagation de l'écroulement car son dépôt n'est pas identifiable. Les Chapitres 5 et 6 permettent une analyse approfondie de la déstabilisation d'un versant raide ou d'une paroi affectée par le permafrost et soulignent l'intérêt d'une approche intégrée pour améliorer la compréhension des processus à l'origine des mouvements de versants en contexte de permafrost, à différentes échelles spatiales (de l'échelle du point à l'échelle du versant) et temporelles (de 1850 à l'époque actuelle). La comparaison des résultats obtenus dans les Chapitres 5 et 6 permet d'aboutir à une réflexion sur l'importance du choix des sites d'études, du caractère unique qu'ils représentent, et des implications que cela peut avoir sur l'interprétation des résultats.

Partie 1

Contexte et enjeux de l'étude des aléas et risques liés à la dégradation de la cryosphère

La Partie 1 a pour but de contextualiser la recherche doctorale, d'en exposer les principaux objectifs, ainsi que de présenter l'approche méthodologique que nous avons suivie.

Ainsi, le Chapitre 1 définit la cryosphère en se concentrant principalement sur la caractérisation des glaciers et du permafrost dans les milieux montagnards, et sur leur évolution depuis la fin du Petit Age Glaciaire (1850) jusqu'à la fin du 21ème siècle (projections). Nous abordons également les effets de la dégradation de la cryosphère (retrait glaciaire et dégradation du permafrost), et plus particulièrement les processus liés à la dégradation du permafrost de parois ou en versants raides, qui peut entrainer la déstabilisation de volumes rocheux. Nous évoquons le cas particulier des aléas en cascade qui peuvent être générés par des aléas gravitaires en contexte glaciaire et périglaciaire, et les effets dévastateurs qu'ils peuvent entrainer jusqu'en fond de vallée. Ce cadre général nous permet enfin de présenter les risques que ces aléas peuvent représenter pour les populations vivant dans les milieux montagnards, et du besoin de développer la connaissance scientifique pour répondre aux enjeux sociétaux liés à ces aléas afin d'aider à dresser des stratégies d'atténuation et d'anticipation des risques.

Le Chapitre 2 expose ensuite comment la communauté scientifique s'est emparée des recherches sur la cryosphère, et comment elle s'est structurée pour aider à mieux comprendre les processus liés à la dégradation de la cryosphère. Ce second chapitre permet enfin d'exposer comment notre travail doctoral se positionne face à ces travaux de recherche, et expose les objectifs et les questions de recherchent qui structurent cette thèse de doctorat.

Chapitre 1

Aléas et risques liés à la dégradation de la cryosphère :

Définitions et enjeux en haute montagne

Chapter 1. Summary

Chapter 1 provided an overview of the processes related to the degradation of the cryosphere, focusing specifically on the processes studied in this work: rockfalls and avalanches in alpine cryosphere, as well as the cascading hazards they can generate.

In the first section, various types of alpine glaciers are defined, including ice caps, valley glaciers, slope glaciers, hanging glaciers, glacierets, ice aprons, and snow-ice covers (Figure 1.1). The evolution of glaciers since the end of the Little Ice Age is documented, showing a widespread retreat followed by significant mass and volume losses (Figure 1.2). In the Alps, the volume of alpine glaciers decreased from 120 km³ to approximately 80-90 km³ between 1990 and 2020, representing a reduction of about 30% (Haeberli and Beniston, 2021). According to Sommer et al. (2020), the loss of surface area of alpine glaciers was about 39 ± 9 km² per year between 2000 and 2014, which represents a decrease of about 1.8% per year. Future projections indicate a continuing decreasing trend, with potential volume losses of up to 99% by the end of the 21st century, depending on climate scenarios (Zekollari et al., 2019; Bolibar et al., 2022; Rounce et al., 2023; Figure 1.3; Figure 1.4). Landscape changes induced by glacier retreat, such as the formation of new glacial lakes (Figure 1.5), are also examined, highlighting associated risks such as dam and glacial lake outburst flood ruptures.

Chapter 1 also provides the definition of permafrost, which is defined as any portion of the lithosphere with a temperature ≤ 0°C during at least two consecutive years (Van Everdigen, 1998). It is characterized by freeze/thaw cycles at different temporal scales and consists of three distinct layers: the active layer, the permafrost body, and the unfrozen layer (Figure 1.6). The existence of permafrost is primarily determined by solar radiation, air temperature, and ground characteristics. Thermal exchanges occurring at the interface between the atmosphere and the terrain constitute the energy balance. The energy balance is controlled by topoclimatic factors and surface type related factors (vegetation, snow, rock, ice, etc.), which induce thermal and surface offset (Figure 1.6; Goodrich, 1978; Burn and Smith, 1988; Romanovsky and Osterkamp, 1995; Smith and Riseborough, 2002). In mountainous regions, permafrost is influenced by climate, topography, and surface terrain characteristics. These factors modify thermal exchanges, favouring the formation of discontinuous permafrost. Inside rockwalls, the thermal regime is highly influenced by solar radiation and air temperature variations, leading to a strong reactivity to climate variations. Hanging glaciers (Figure 1.7) and rock glaciers (Figure 1.8) are visual geomorphologic indicators of permafrost. Azonal permafrost can form in cold screes or ice caves, creating significant thermal offsets (Figure 1.9). Permafrost currently represents 17 to 19% of the Earth's continental surface area (Gruber, 2012). In the Northern Hemisphere, 15 to 22% of the continental surface area is considered as a permafrost-affected terrain (Obu et al., Figure 1.10). Statistical models have been used to estimate the distribution of permafrost in the Alps. Boeckli et al. (2012b) have produced a map (Alpine Permafrost Index Map; APIM) representing a qualitative index of permafrost presence and suggest that in the Alps, approximately 11,600 km² would be occupied by permafrost present only in very favourable conditions, while about 2000 km² would be covered by permafrost in almost all conditions (Figure 1.11). The permafrost evolution is marked by a globally and regionally observed warming, (Figure 1.12). In the French Alps, temperatures at a depth of 10 m in the Aiguille du Midi boreholes show an increase of 1.1°C in the northeast, 0.96°C in the northwest, and 0.66°C in the south over the period 2011-2020 (Figure 1.13; Magnin et al., 2023).

In Section 1.2, we address the different types of slope movements (Figure 1.14), distinguishing those that occur specifically in steep rock slopes as debris fall (due to daily freeze/thaw cycles), rockfall (> 100 m³), and rock avalanches (defined by their kinematics involving very high

material displacement speeds downstream). This thesis will mainly study rockfalls and rock avalanches, which correspond to highly observed slope movements within the alpine cryosphere. Then, we discuss the predisposing and triggering factors of slope instabilities (Figure 1.15; Fischer and Huggel, 2008; McColl, 2012).

Next, we focus on the role of permafrost in slope instability. First, the rockwalls, which are highly responsive to climatic forcing, can warm up, leading to deepening of the active layer (Figure 1.16A). Permafrost degradation can lead to rock slope failures through rockwalls warming by heat conduction and the deepening of the active layer, which can alter ice-filled in fractures (Figure 1.16A; Davies et al., 2001). Furthermore, rock volumes can be destabilized due to ice melting inside rock fractures, which increases hydrostatic pressures and decreases ice shear and tensile strength (Matsuoka and Murton, 2008; Krautblatter et al., 2013; Mamot et al., 2018, 2021; Figure 1.16B). Some studies highlight the possible role of water infiltration and flow in locally accelerating ice erosion in fractures, increasing hydrostatic pressures (Fischer et al., 2010; Hasler et al., 2011a; Stoll et al., 2020; Magnin and Josnin, 2021).

We then address paraglacial processes affecting rock slope stability. The concept of «paraglacial» describes non-glacial processes directly conditioned by glaciation or processes related to glacier retreat (Church and Ryder, 1972; Ballantyne, 2002, 2013; Mercier, 2008; Cossart et al., 2013). Glacier retreat changes the mechanical stresses of the rock, which can result in rock mass destabilisation (Augustinus, 1995; Ballantyne, 2002; McColl, 2012).

Rockfall or rock avalanche can sometimes trigger cascading hazards, resulting in cumulative impacts downstream (e.g., Gilbert et al., 2018; Kirschbaum et al., 2019; Mergili et al., 2020; Schauwecker et al., 2019; Mani et al., 2023). This occurred, for example, at Piz Cengalo in 2017 (Switzerland; Figure 1.17; 1.18), where 3 M m^3 of rock spread onto a glacier, eroding a volume of 0.6 M m^3 of ice. The addition of sediment saturated with water then facilitated the transformation of a part of the rock avalanche into several debris flows causing the death of 8 people and destroying numerous homes downstream. The presence of lakes can also generate or amplify cascading hazards, (i) causing destabilisation of the lake dam, and/or (ii) generating waves sometimes leading to Glacial Lake Outburst Flood (GLOF) (Figure 1.19; Byers et al., 2019; Emmer, 2020).

Finally, Section 1.3 highlights the societal issues involved in hazards related to cryosphere degradation in alpine environments, whether for recreational or tourist activities in high mountains, for geotechnical engineers, or for territorial planning stakeholders who must implement adaptation and anticipation strategies in the current context of cryosphere changes. The human and material damages that can be caused by cryosphere degradation could be significant. Nearly 10% (671 million people) of the world's population was living in high mountain regions in 2010, within 100 km of glaciers or permafrost (Jones and O'Neill, 2016). These populations could potentially be exposed or affected by the occurrence of a cryosphere degradation related hazard. The effects of glacier retreat and permafrost degradation represent a new danger for people who live in the direct path of rockfalls, rock avalanches, or in unstable areas (Temme, 2015; Purdie and Kerr, 2018). Cryosphere degradation also leads to changes in mountaineering routes which can impact mountains activities (Mourey et al., 2019; Figure 1.20). On the scale of slopes, permafrost degradation or glacier retreat can lead to infrastructure destabilisation (Figure 1.21, 1.22).

Due to the spatial and temporal evolution of cryospherics hazards and their potential increase over the coming decades (Haeberli et al., 2017), stakeholders, decision-makers, geotechnical engineers, and mountaineering professionals need the implementation of hazard mitigation strategies based on anticipatory approaches.

Chapitre 1. Aléas et risques liés à la dégradation de la cryosphère : définitions et enjeux en haute montagne

La dégradation de la cryosphère, qui se caractérise principalement par un retrait généralisé des glaciers (*e.g.* Zemp *et al.*, 2015) et par une dégradation du permafrost (*e.g.* Haberkorn *et al.*, 2021), entraine des mutations paysagères importantes dans les Alpes (*e.g.* Haeberli *et al.,* 2016). En effet, le réchauffement du permafrost – et notamment l'approfondissement de la couche active, la couche de subsurface qui dégèle durant la saison chaude – peuvent modifier la stabilité des parois et être à l'origine de mouvements de versant (Matsuoka et Murton, 2008 ; Krautblatter *et al.*, 2013 ; Mamot *et al.*, 2018, 2021). Le retrait glaciaire est également à l'origine de mutations paysagères à travers (i) une augmentation des surfaces détritiques (*e.g.* Herreid et Pelliciotti, 2020), (ii) une augmentation des déstabilisations de versant entrainées par une modification des contraintes internes de la roche (décompression post glaciaire) entrainant potentiellement une déstabilisation des versant (*e.g.* Ballantyne, 2002), et (iii) la formation de lacs qui peuvent se former dans les surcreusements récemment libérés par la glace. Ces lacs, qui se situent souvent à l'aval de parois potentiellement instables, peuvent amplifier les aléas gravitaires, engendrant parfois des aléas en cascade qui peuvent se propager jusqu'en fond de vallée (*e.g.* Emmer, 2020). Ainsi, la dégradation de la cryosphère alpine, et les aléas qui y sont associés, peuvent avoir des conséquences considérables pour les sociétés montagnardes (IPCC, 2019).

Ce premier chapitre vise à donner les éléments de définition nécessaires à la compréhension des aléas liés à la dégradation de la cryosphère alpine. La définition des glaciers et du permafrost, leurs spécificités en contexte alpin, et leurs évolutions passées et à venir sont abordés dans la Section 1.1. La Section 1.2 s'attache à définir les différents types de mouvements de versant liés à la dégradation de la cryosphère alpine, en se concentrant notamment sur ceux liés au réchauffement du permafrost puisqu'il s'agit des processus principalement abordés dans ce travail doctoral. Nous abordons les différents facteurs qui préparent et déclenchent des instabilités de versant, ainsi que les processus influençant la propagation des masses rocheuses déstabilisées, entrainant parfois des aléas en cascade qui peuvent affecter les fonds de vallées. Enfin, la Section 1.3 expose les enjeux sociétaux qu'impliquent les aléas liés à la dégradation de la cryosphère dans les milieux alpins, que ce soit pour les pratiquants d'activités récréatives ou touristiques en haute montagne, pour les géotechniciens en charge du suivi des infrastructures, ou pour les acteurs de la planification territoriale qui doivent mettre en œuvre des stratégies d'adaptation et d'anticipation dans le contexte actuel de mutations de la cryosphère.

1.1. La cryosphère alpine : définitions et contextualisation

La cryosphère se définit comme toute portion de la Terre dans laquelle l'eau existe sous une forme solide. Dans les milieux alpins, elle correspond notamment aux domaines glaciaires et périglaciaires. Les modifications de la cryosphère alpine face aux changements climatiques ont des conséquences considérables pour les sociétés humaines, que ce soit en termes de ressource en eau ou d'aléas liés à la déstabilisation des versants. Dans cette recherche, nous nous concentrons sur deux processus inhérents à l'évolution de la cryosphère : le retrait glaciaire et la dégradation du permafrost. La Section 1.1 de ce chapitre vise à définir les différents types de glaciers présents dans les milieux alpins et à présenter leur évolution face aux changements climatiques en cours et à venir. Une seconde section sera quant à elle dédiée à définir le permafrost, en abordant sa distribution, ses facteurs de contrôle, et notamment ses spécificités, et son évolution dans les milieux alpins.

1.1.1. Les glaciers alpins

1.1.1.1. Définition générale

Un glacier se définit comme un stock de glace qui se déforme et se déplace vers l'aval sous l'effet de son propre poids (Benn et Evans, 1998). Il se forme par accumulation de neige qui subit une série de métamorphoses, la transformant progressivement en névé puis en glace. Un glacier se compose en deux parties distinctes. La **zone d'accumulation** correspond aux secteurs amont dans lesquels l'accumulation de neige est plus importante que la fonte estivale tandis que **la zone d'ablation** correspond aux secteurs avals dans lesquels la fonte est plus importante que l'accumulation (Lliboutry, 1965). Le **bilan de masse annuel** d'un glacier correspond à la différence entre l'accumulation et l'ablation (mesurés en mètre équivalents en eau) enregistrée sur une année hydrologique (octobre-septembre). La **ligne d'équilibre glaciaire** désigne la limite entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation ; le bilan de masse y est nul.

Les glaciers peuvent être classés selon leur régime thermique qui a une incidence importante sur leur écoulement. On distingue alors les glaciers tempérés, les glaciers froids et les glaciers polythermaux. Les glaciers tempérés sont caractérisés par une température de la glace proche du point de fusion (c'est-à-dire 0°C, mais ce seuil peut varier selon la pression). Dans les milieux alpins, ils se situent communément à basse altitude. Les glaciers froids se définissent par une température de la glace inférieure au point de fusion. Ils sont donc gelés à leur base, limitant les écoulements d'eau liquide à la base du glacier et diminuant la vitesse d'écoulement du glacier. (Cuffey et Patterson, 1994). Ils se situent généralement dans les hautes altitudes. Les glaciers polythermaux sont quant à eux constitués à la fois de glace tempérée et froide (Dobinski, 2012).

Dans les milieux alpins, il existe différents types de glaciers qui peuvent être classés selon des critères morphologiques et topographiques. Il existe tout d'abord des glaciers non contraints par la topographie, les **calottes glaciaires (**Benn et Evans, 1998**)**. Ces dernières sont composées d'un secteur central (dôme glaciaire) et de marges qui s'organisent quant à elles sous forme de langues glaciaires. (Figure 1.1). Les paysages alpins sont surtout marqués par les glaciers contraints par la topographie. Parmi eux on trouve les **glaciers de vallée**, les **glaciers de versant**, et les **glaciers suspendus** (Figure 1.1; Benn et Evans, 1998). Les premiers s'écoulent dans des vallées et résultent parfois de la confluence de plusieurs glaciers ; ils sont alors pluri-tributaires. Des diffluences sont également possibles lorsqu'une branche secondaire profite d'un abaissement topographique latéral (col) créant ainsi une langue secondaire dite « de diffluence ». **Les glaciers de versant** sont constitués de langues qui s'écoulent sur des versants souvent raides, tandis que les **glaciers**

suspendus sont localisés sur une paroi et se terminent par un front abrupt (Figure 1.1). Il s'agit de glaciers froids, et peuvent être un indicateur de présence de permafrost (*cf*. Section 1.1.2). Enfin, parmi les appareils glaciaires de petite taille, on distingue les glacierets, les tabliers de glace et les couvertures glacio-nivales. **Les glacierets** sont des petites plaques de glace produites par accumulation de neige ou des restes d'anciens glaciers, occupant des dépressions dans des terrains à faible pente (Benn et Evan, 2010). Les **couvertures glacio-nivales** sont des accumulations de neige et de glace immobiles reposant sur des pentes < 40°, tandis que les **tabliers de glace** correspondent à des corps de glace <0,1 km^2 reposant sur des pentes > 40° (Kaushik, 2022 ; Ravanel *et al.*, 2023).

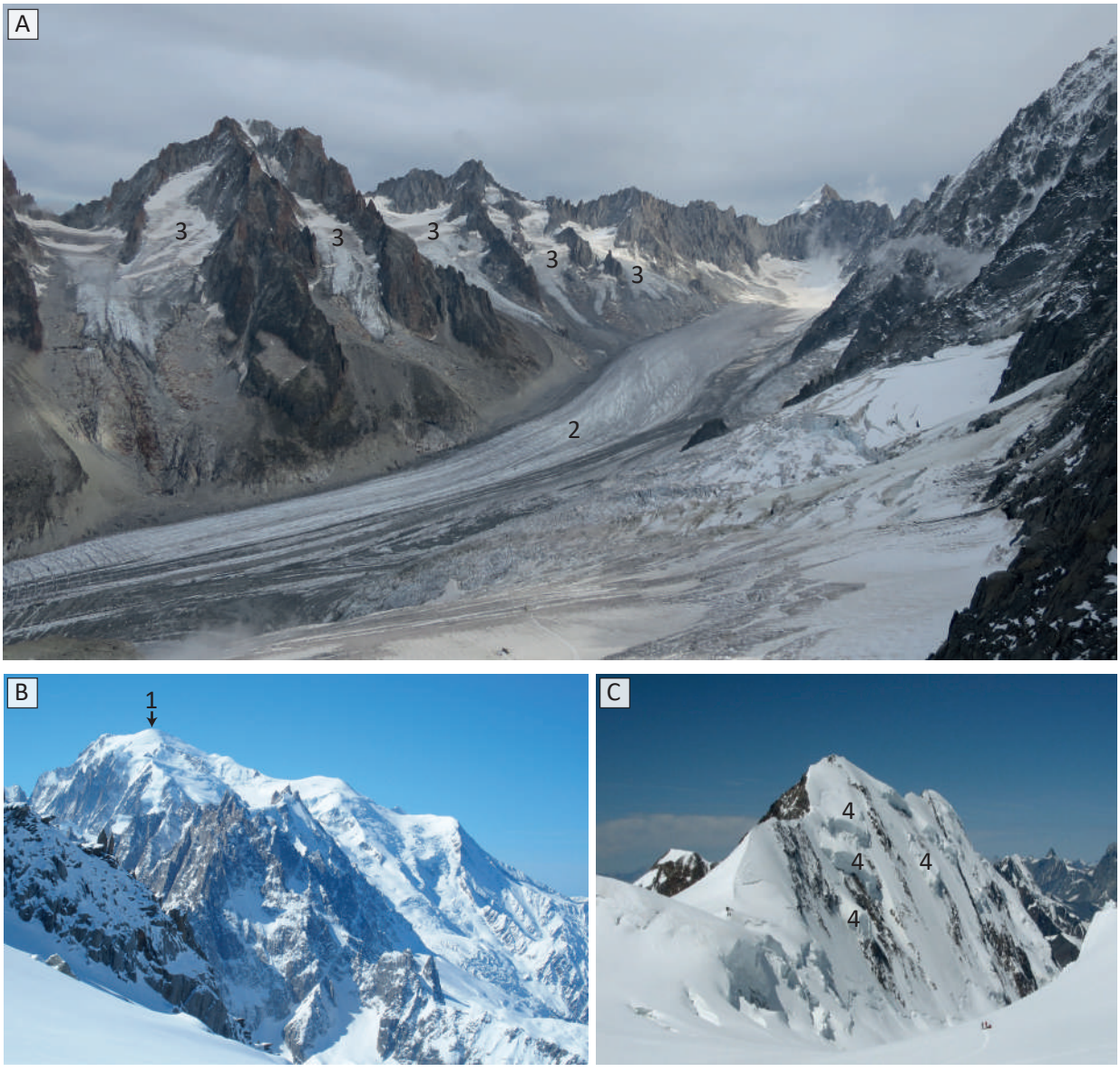


Figure 1.1 : Les différents types de glacier alpins. 1 : Calotte glaciaire ; 2 : Glacier de vallée ; 3 : Glacier de versant ; 4 : Glacier suspendu. A : Bassin versant du glacier d'Argentière vu depuis les Grands Montets (mars 2019). B : Vue sur le Mont Blanc depuis les Grands Montets (mars 2019). C : Glaciers suspendus de Lyskamm (ph. F. Magnin).

1.1.1.2. Evolution du climat et retrait glaciaire dans les Alpes européennes depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG)

Le changement climatique actuel se manifeste par une hausse des températures moyennes annuelles de l'air et par une augmentation de l'intensité et de la fréquence de certains phénomènes météorologiques tels que des épisodes caniculaires s'accompagnant éventuellement de records de températures maximales quotidiennes (IPCC, 2021). Dans les milieux alpins, les températures

moyennes annuelles de l'air se sont élevées de 2°C entre la fin du 19ème siècle et le début du 21ème siècle, avec une accélération marquée de cette augmentation à partir des années 1980 (Auer *et al.*, 2007 ; Einorhn *et al.*, 2015 ; IPCC, 2021).

Dans les Alpes, le retrait glaciaire est principalement entrainé par l'augmentation des températures de l'air (Beniston *et al.*, 2018). Celui-ci se manifeste par quatre phénomènes principaux : (i) le retrait des langues glaciaires, (ii) la perte de masse et de volume des glaciers, (iii) la perte d'épaisseur des glaciers, et (iv) l'élévation en altitude de la ligne d'équilibre glaciaire.

Depuis la fin du PAG (vers 1850 selon Grove *et al.*, 2004), le retrait glaciaire est généralisé à l'échelle globale (Oerlemans, 2005 ; Gardent *et al.*, 2014). Une accélération de ce retrait est observée depuis le milieu des années 1980 (Kääb *et al.*, 2002 ; Knoll et Kerschner, 2009 ; Maragno *et al.*, 2009 ; Diolaiuti *et al.*, 2011 ; Gardent *et al.*, 2014) avec des bilans de masse de plus en plus négatifs (GLAMOS ; Figure 1.2).

Le recul des langues glaciaires est particulièrement visible dans les paysages alpins. Par exemple, la Mer de Glace (Massif du Mont Blanc ; MMB) a perdu 750 m de longueur entre 1878 et 1999 et 732 m sur la période 1999-2019 (données Glacioclim, *cf.* Vincent *et al.*, 2007). Le recul du glacier d'Aletsch (Suisse) est encore plus important puisque son front a reculé de 3,36 km entre 1870 et 2019 (GLAMOS, 2019). La perte d'épaisseur des glaciers est elle aussi significative. L'épaisseur de la Mer de Glace a par exemple diminué de 146 m entre 1962 et 2022 (profil des Echelets ; données *Glacioclim*). Au total, le volume des glaciers alpins a diminué de 120 km^3 à environ 80-90 km^3 entre 1990 et 2020, soit une réduction d'environ 30 % (Haeberli et Beniston, 2021). D'après Sommer *et al.* (2020), la perte de surface des glaciers alpins était d'environ 39 ± 9 km^2 par an entre 2000 et 2014, soit une diminution d'environ 1,8 % par an. Dans les Alpes, la ligne d'équilibre glaciaire s'est élevée de 114 m entre 1901-1930 et 1971-2000 (Žebre *et al.*, 2021).

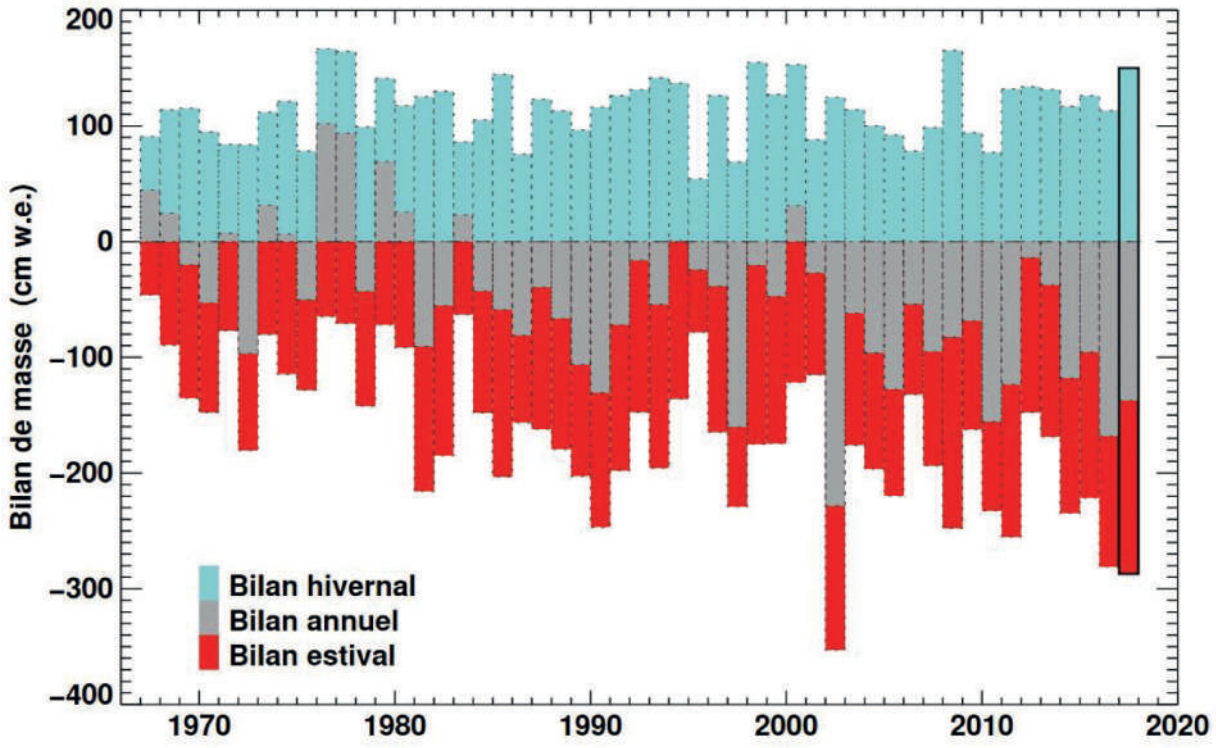


*Figure 1.2 : Evolution du bilan de masse annuel, estival, et hivernal entre 1965 et 2018 pour les glaciers Suisses d'Allalin, du Giétro, de Gries de la Silvretta (GLAMOS, 2018, dans https://geomorphologie-montagne.ch/). Le bilan de masse hivernal et estival correspondant respectivement aux périodes d'accumulation et d'ablation est donné en centimètres équivalents en eau (*cm w.e. *en anglais).*

1.1.1.3. Projections futures de l'évolution des glaciers dans les Alpes européennes

Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC ou IPCC en anglais) a défini plusieurs scénarios en fonction des émissions de gaz à effet de serre (GES) dans le but d'évaluer l'impact des activités humaines sur le climat futur (Encart 1.1). Selon le scenario RCP (*Representation Concentration Pathway*) choisi, Zekollari *et al.* (2019) ont montré que les glaciers alpins pourraient perdre entre 75 et 95 % de leur volume d'ici la fin du 21ème siècle (Figure 1.3). En Europe centrale, une perte de 99 % de la masse glaciaire est prédite d'ici 2100 si les températures augmentent de 2,7°C (Rounce *et al.,* 2023). Pour les Alpes françaises, Bolibar *et al.* (2022) prédisent une diminution de 75 à 88 % du volume glaciaire d'ici la fin du 21ème siècle.

En France, des projections détaillées ont été proposées pour deux des plus grands glaciers : le glacier d'Argentière et la Mer de Glace dans le MMB (Vincent *et al.*, 2019). Cette étude suggère que ces glaciers sont susceptibles de disparaître presque complètement avant 2100 dans le cas du scénario le plus pessimiste (RCP 8.5).

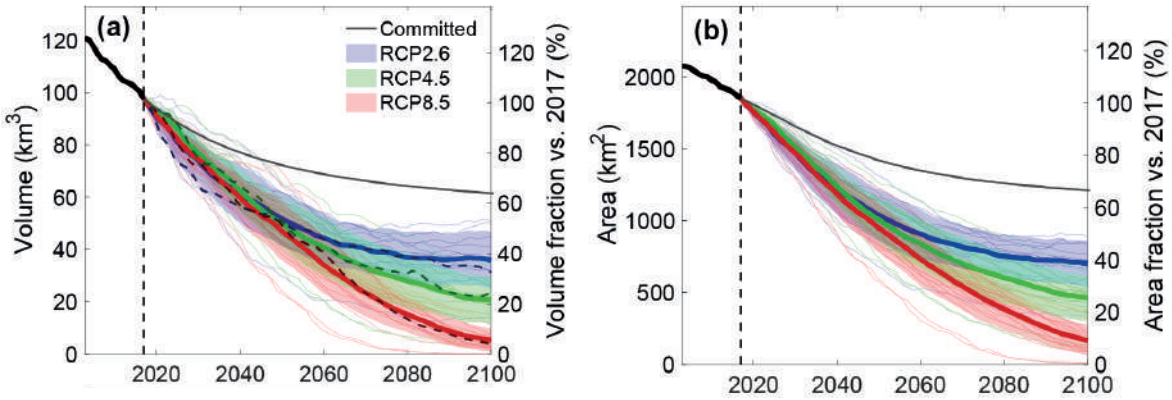


Figure 1.3 : Evolution du volume (a) et la superficie (b) des glaciers des Alpes européennes (Zekollari et al., 2019). Ces projections sont obtenues à partir du modèle régional RCM (high-resolution Regional Climate Model) issu des données EURO-CORDEX (COordinated Regional climate Downscaling EXperiment applied over Europe ; Jacob et al., 2014 ; Kotlarski et al., 2014) sur la base des conditions moyennes 1988-2017. Les lignes minces correspondent à des simulations RCM pour 51 glaciers. Les lignes épaisses correspondent à la moyenne du RCM tandis que les bandes colorées transparentes indiquent l'écart-type.

Encart 1.1 Scénarios climatiques

Plusieurs scénarios de projection climatique ont été définis par le GIEC afin d'évaluer les impacts des forçages anthropiques sur l'évolution future du climat. Le 5ème rapport du GIEC (IPCC, 2014) défini trois scénarios RCP «Representation Concentration Pathway» qui varient en fonction de l'évolution des émissions anthropiques de gaz à effet de serre (GES). Ces scénarios ont par la suite été remplacés dans le 6ème rapport par 5 scénarios SSP «Shared Socio-economic Pathway». Les scénarios SSP 1-1.9 et SSP 1-2.6 sont caractérisés par des émissions faibles avec des émissions mondiales atteignant la neutralité vers 2050. Le SSP 2-4.5 correspond à un scénario intermédiaire avec une diminution des émissions à partir de 2050, tandis que les scénarios SSP 3-7.0 et SSP 5-8.5 prévoient une croissance continue des émissions de GES jusqu'en 2100 (IPCC, 2021).

Dans les deux types de scénarios, l'échelle des forçages radiatifs reste constante, permettant une correspondance entre les deux types de scénarios. Par exemple, un scénario RCP 4.5 et un scénario SSP 5-4.5 correspondent à un forçage radiatif de 4,5 W.m^2.

Selon ces projections (IPCC, 2021), les températures pourraient s'élever de +1,0 °C à +1,8 °C par rapport à la moyenne 1850-1900 avec le scénario le plus optimiste (SSP 1-1.9) et de +3,3 °C à +5,7 °C avec le scénario le moins optimiste (SSP 5-8.5 ; Figure 1.4).

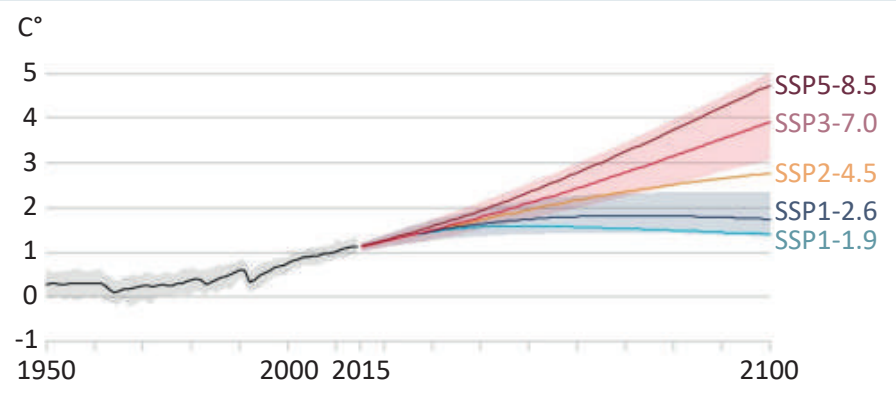


Figure 1.4 : Évolution de la température moyenne jusqu'en 2100 à l'échelle planétaire en fonction des différents scénarios d'émission de GES (IPCC, 2021).

1.1.1.4. Mutations paysagères liées au retrait glaciaire

Le retrait généralisé des glaciers entraine des transformations profondes du paysage. Outre un « engrisement » de la montagne (Salim *et al.*, 2021) ou l'érosion des moraines (*e.g.* Ravanel *et al.*, 2018), une des conséquences du retrait glaciaire est la formation de nouveaux lacs dans les surcreusements libérés par la glace (Figure 1.5). Ces lacs peuvent constituer des opportunités économiques à travers l'exploitation hydroélectrique (Haeberli *et al.*, 2016) ou leur mise en tourisme (Purdie *et al.*, 2013). Ils peuvent également être générateurs d'aléas naturels comme une vidange brutale due à la rupture de leur barrage (souvent constitués de matériaux morainiques ou



Figure 1.5 : Un paysage récemment désenglacés : le glacier de Saint Sorlin et les lacs qui se sont formés à son front (octobre 2023).

de sédiments meubles, voire de glace). Ces lacs peuvent également amplifier des aléas gravitaires tels que des écroulements rocheux ou des avalanches de séracs. En effet, lorsqu'un processus gravitaire impacte un lac, une vague peut alors se former, submergeant ou déstabilisant le barrage du lac et provoquant des laves torrentielles et inondations qui peuvent se propager plusieurs kilomètres voire dizaines de kilomètres à l'aval (voir plus de détails dans la Section 1.2.3 ; Haeberli *et al*., 2017).

1.1.2. Le permafrost

1.1.2.1. Définition générale

Le terme permafrost (ou pergélisol), vient de la contraction des termes anglais « permanently » et « frozen », signifiant « gelé en permanence » (Muller, 1945). Le permafrost désigne un état thermique d'une portion de la lithosphère dont la température est ≤ 0°C pendant au moins deux années consécutives (Van Everdigen, 1998). Il s'agit d'une spécificité du domaine périglaciaire marquée par une alternance de cycles gel/dégel à des échelles temporelles quotidiennes à millénaires (French, 2007). Dans les terrains à permafrost, le profil thermique du terrain permet de distinguer trois couches distinctes (Figure 1.6). La couche la plus proche de la surface, appelée **couche active**, est soumise aux variations saisonnières des températures. Cette couche superficielle, qui gèle en hiver et dégèle en été, a généralement une épaisseur de quelques centimètres à plusieurs mètres (Dobiński, 2020). Le corps du permafrost se situe sous la couche active et correspond à la couche dont la température moyenne annuelle est négative pendant au minimum deux années consécutives. La limite entre la couche active et le permafrost est appelée **toit du permafrost**. Dans le profil thermique du permafrost, la différence entre les températures maximales et minimales (courbes bleue et rouge de la Figure 1.6) correspond à l'amplitude annuelle des températures. Cette amplitude diminue jusqu'à un point où les variations saisonnières ne sont plus enregistrées : c'est ce que l'on appelle la zone d'amplitude annuelle 0°C (ou ZAA pour « Zero Annual Amplitude zone »).

Sous la **base du permafrost** se situe une couche non gelée, soumise au flux géothermique, et qui est très peu soumis à l'influence climatique. Pour caractériser l'état thermique du permafrost, il est possible de distinguer le permafrost 'froid' (<-2 °C) du permafrost 'tempéré' (ou chaud) dont la température est proche du point de fusion (>-2 °C ; Delaloye, 2004).

L'existence du permafrost est principalement déterminée par le rayonnement solaire, la température de l'air et la nature du terrain. Les échanges thermiques qui s'effectuent à l'interface entre l'atmosphère et le terrain constituent le **bilan d'énergie**. Ce dernier correspond à la somme des flux de chaleur provenant de l'atmosphère et de ceux provenant de la subsurface. Le bilan d'énergie est contrôlé par des facteurs topo-climatiques (décrits dans la Sections 1.1.2.3) et par des facteurs liés au type de surface (végétation, neige, roche, glace, etc.) qui induisent des **décalages thermiques** (*offsets*).

L'offset thermique correspond à la différence de température entre le toit du permafrost et celle de la surface du sol (Burn et Smith, 1988 ; Romanovsky et Osterkamp, 1995). Ce décalage est dû aux successions de cycles gel/dégel au sein de la couche active, qui modifient les propriétés thermiques du terrain en changeant son contenu en glace et en eau liquide. Quand elle est dégelée, la couche active a une diffusivité inférieure à celle d'une couche gelée, ce qui implique que la température de la surface du terrain est plus élevée que celle du toit du permafrost (Goodrich, 1978 ; Figure 1.6).

L'offset de surface correspond quant à lui à la différence de température entre l'air et la surface du substratum (Smith et Riseborough, 2002). Ce décalage thermique est dû au rayonnement solaire qui chauffe la surface du terrain à permafrost tandis que la couverture de neige et les accumulations détritiques complexifient les échanges thermiques avec l'atmosphère (transfert de chaleur sensible).

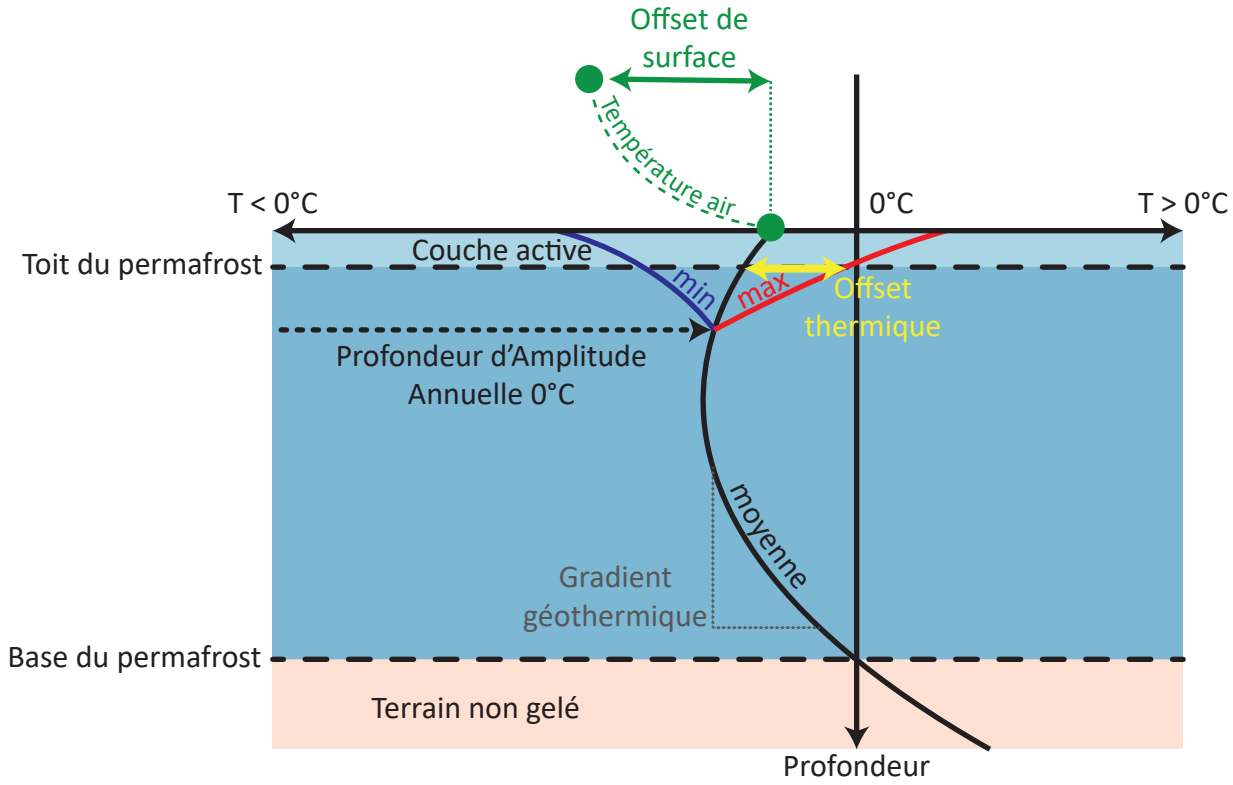


Figure 1.6 : Profil thermique d'un terrain à permafrost (inspiré de Smith and Riseborough, 2002).

1.1.2.2. Spécificités du permafrost de montagne

Les facteurs de contrôle du permafrost de montagne

En montagne, le permafrost est généralement étagé et souvent discontinu du fait de la température annuelle moyenne de l'air (TAMA) qui est principalement fonction de l'altitude, et des facteurs de contrôle qui induisent des décalages thermiques. Trois facteurs, qui agissent à des échelles spatiales distinctes, influencent la distribution du permafrost de montagne : le climat, la topographie et les caractéristiques de la surface du terrain (Gruber, 2005).

Le climat conditionne les températures de l'air, les précipitations, le rayonnement solaire, et la nébulosité qui sont autant de facteurs qui peuvent influencer la distribution du permafrost à l'échelle régionale.

La topographie influence la distribution du permafrost en modifiant le climat aux échelles régionales et locales en raison d'une redistribution (i) des précipitations, (ii) de la TAMA qui dépend principalement de l'altitude et des conditions climatiques locales, (iii) du rayonnement solaire qui dépend quant à lui de la topographie (orientation, pente), et (iv) des conditions météorologiques qui affectent le rayonnement solaire (direct et diffus) qui atteint le sol (Gruber, 2005 ; Gruber et Haeberli, 2009).

A l'échelle locale, les facteurs de surface induisent des décalages thermiques qui contrôlent la distribution du permafrost en modifiant le bilan d'énergie. En effet, la nature du terrain (roche, glacier, végétation, neige, etc.) modifie l'albédo et l'émissivité, conditionnant ainsi les échanges

radiatifs à l'interface atmosphère/lithosphère. Le rôle de la neige est fondamental car (i) sa présence ou son absence change l'albédo (Zhang, 2005), (ii) la fusion de la neige consomme l'énergie latente qui absorbe une partie de l'énergie atmosphérique (Mellor, 1973 ; Sturm *et al.*, 1997 ; Zhang, 2005) et (iii) l'eau de fonte de la neige qui s'ajoute à celle des précipitations, provoque une advection de chaleur à la surface du terrain. Ainsi, une couverture neigeuse a un effet isolant lorsque son épaisseur dépasse le seuil de 0,6 m à 0,8 m (Haeberli, 1973 ; Keller et Gubler, 1993 ; Hanson et Hoelzle, 2004 ; Luetschg *et al.*, 2008 ; Magnin et al., 2017a). Néanmoins, cette valeur est susceptible d'augmenter dans les terrains constitués de matériaux détritiques grossiers (Staub, 2015). Si elle est suffisamment épaisse, une couverture nivale entraine donc un réchauffement de la température du terrain en l'isolant des températures atmosphériques froides dès le début de l'hiver. À l'inverse, sous le seuil de 0,6 m, l'effet isolant de la neige est moins important, ce qui mène à une déperdition de chaleur en hiver et à un refroidissement des terrains (Hasler *et al.*, 2011a). Enfin, la composition de la couche active peut influencer les transferts de chaleur. En effet, dans de la roche compacte ou des matériaux fins tels que des sables ou des graviers, le transfert de chaleur s'effectue par conduction. En revanche, dans les matériaux grossiers, l'air et l'eau circulent dans les matériaux poreux. Le transfert de chaleur s'effectue donc à la fois par conduction, mais également par convection.

Le permafrost de paroi

Une paroi rocheuse se définit par une pente supérieure à 35-37°, qui correspond au seuil au-delà duquel les débris rocheux et la neige ne peuvent s'accumuler de manière significative (Francou, 1991 ; Gruber et Haeberli, 2007). En dessous de cet angle de pente, on considère que l'accumulation nivale et détritique est plus ou moins continue (Kirnbauer *et al.*, 1991 ; Elder *et al.*, 1998). À l'inverse, des angles de pente supérieurs à 50-60° ne permettent aucune accumulation (Elder *et al.*, 1991 ; Farinotti *et al.*, 2010). De ce fait, le régime thermique des parois rocheuses en haute montagne est très fortement soumis au rayonnement solaire et aux variations des températures de l'air, induisant une forte réactivité face aux variations climatiques. Cependant, le régime thermique des parois est complexifié par l'accumulation de neige ou de débris liés à la rugosité du terrain (vire, pied des parois, etc.).

Le permafrost de parois présente de fortes variations d'un versant à un autre et est souvent discontinu dans les parois alpines. En effet, la température des parois varie fortement sur de très courtes distances du fait des variations du rayonnement solaire en fonction de la topographie et de l'exposition (Gruber *et al.*, 2004). L'orientation des versants a donc un rôle prépondérant dans le régime thermique des parois. Celui-ci diffère fortement entre les versants exposés au Sud qui sont très ensoleillés, et les versants exposés au Nord (plus froids). Les propriétés thermiques des parois contrôlent également la distribution du permafrost. En effet, les parois constituées de roches intactes favorisent la conduction thermique, ce qui les rend sensibles aux variations des températures atmosphériques et par conséquent, au changement climatique. Cela est accentué dans les topographies escarpées à cause du caractère multidirectionnel des flux de chaleur (Noetzli *et al.*, 2007). En effet, des flux de chaleur s'effectuent par conduction entre les versants les plus chauds vers les plus froids, influençant la distribution du permafrost entre les deux faces (Noetzli *et al.*, 2007). À l'inverse, une roche très fracturée, au sein de laquelle s'effectuent des circulations d'air et d'eau, génère des échanges thermiques par convection qui peuvent avoir un effet refroidissant (Hasler *et al.*, 2011a). La présence de glace dans les fractures modifie quant à elle la diffusion thermique et la réponse aux signaux climatiques par l'absorption de chaleur latente près du point de fusion (Hasler *et al.*, 2011b ; Myhra *et al.*, 2017).

Les glaciers suspendus sont un indicateur de la présence de permafrost (Figure 1.7). En effet, ces glaciers à base froide se maintiennent grâce à la température négative du substratum.

Cependant, si les glaciers suspendus sont un marqueur visible du permafrost de paroi, ce dernier peut également exister dans des parois qui n'en sont pas pourvues.



Figure 1.7 : Glacier suspendu dans la face nord de l'Aiguille du Midi ; (ph. : L. Ravanel, septembre 2022).

Les glaciers rocheux

Dans les formations détritiques, la pente, associée à la viscosité de la glace contenue dans les terrains à permafrost, génère parfois des formes de fluage qui sont nettement visibles dans le paysage (Haeberli, 1985 ; French, 2007). Les **glaciers rocheux** en sont la manifestation la plus visible (Figure 1.8).

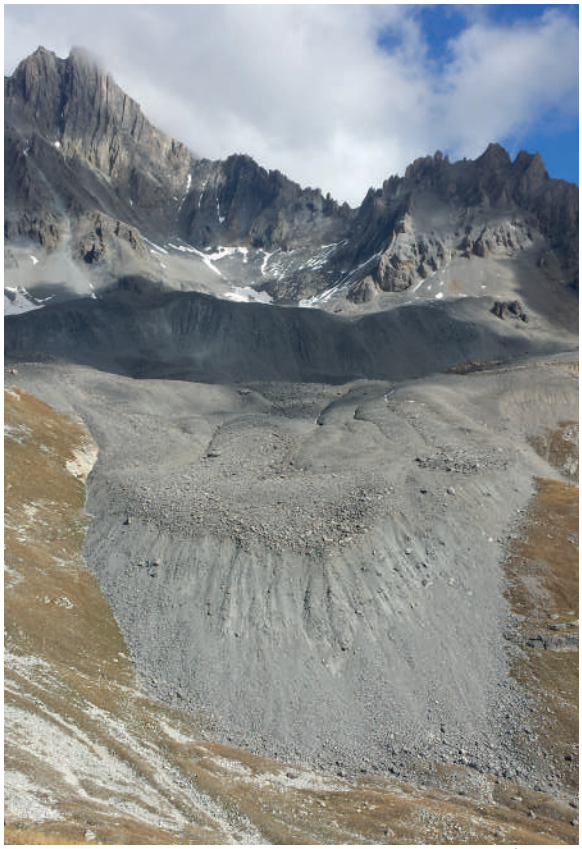


Figure 1.8 : Le glacier rocheux, un indicateur géomorphologique de la présence du permafrost ; ici dans le vallon de la Fournache (septembre 2019).

Un glacier rocheux se forme soit par l'accumulation de débris qui proviennent d'une paroi ou d'un versant rocheux, soit par un apport de débris provenant d'un système morainique ou proglaciaire, ou dans de rares cas de l'altération *in situ* du substratum (Barsch, 1996 ; Haeberli, 1985 ; Frehner et al., 2015). Le glacier rocheux est un système qui s'écoule par fluage vers l'aval, qui se distingue par un front raide et instable, et par des rides et sillons à sa surface. De la glace interstitielle, voire parfois de la glace massive, peut y être observée. Les glaciers rocheux sont de véritables marqueurs géomorphologiques dans le paysage indiquant la présence de permafrost.

Le permafrost azonal

Du permafrost peut sporadiquement subsister à des altitudes relativement basses dans les secteurs où les conditions locales de surface le permettent, on parle alors de **permafrost azonal**. Cela est par exemple le cas des éboulis froids (Figure

1.9A), dans lesquels les échanges de chaleur se font principalement par convection de chaleur *via* les circulations d'air. Ce phénomène a un effet refroidissant sur le terrain (l'effet « Balch » ; Balch, 1900, cité par Haeberli, 1985), créant un décalage thermique du sol par rapport à la température de l'air, allant jusqu'à plusieurs degrés en fonction de la granulométrie des débris (Hanson et Hoelzle, 2005 ; Gubler *et al.*, 2011). À cela s'ajoute l'effet « cheminée » (Delaloye, 2004), qui se définit par un processus de ventillation bidirectionnelle qui se traduit par des amplitudes thermiques de plusieurs degrés entre l'éboulis et la température de l'air. Ces amplitudes thermiques induisent en hiver des anomalies positives de la température à l'amont des éboulis du fait d'une remontée d'air chaud, et d'anomalies négatives au pied de l'éboulis qui provoque une aspiration de l'air froid extérieur. En été, c'est le phénomène inverse qui se produit, c'est-à-dire des anomalies négatives à l'amont de l'éboulis et positives à l'aval. En effet, le froid accumulé durant l'hiver se déplace par gravité vers les zones les plus basse de l'éboulis créant un décalage entre la zone où le refroidissement hivernal est le plus intense et celle où le réchauffement estival est le moins prononcé.

Du permafrost peut aussi se former dans des « glacières » ou « grottes de glace » (Figure 1.9B), dans lesquelles de l'air froid stagne dans des cavités, maintenant des conditions favorables au permafrost (*e.g.* Bartolomé *et al.*, 2023).

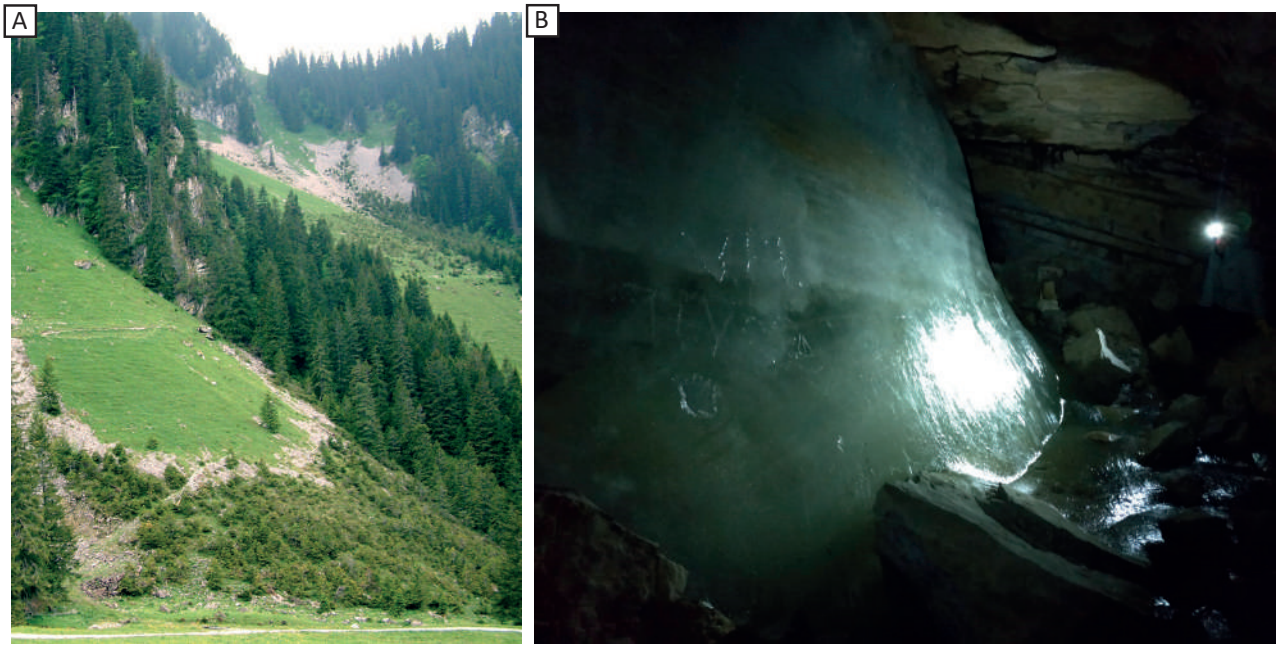


Figure 1.9 : Permafrost azonal. A : éboulis froid végétalisé du Chänel Gantrisch (Suisse) dont la partie inférieure est marquée par des arbres nains qui contrastent avec la forêt climacique visible en dehors du cône d'éboulis (ph. : S. Morard). B : Grotte de glace de l'Obiou, Dévoluy - France (octobre 2021).

1.1.2.3. Distribution du permafrost

Le permafrost est qualifié de **continu**, **discontinu**, **sporadique**, ou **isolé** en fonction de la surface qu'il affecte dans un espace donné (Nelson, 1989), en se basant éventuellement sur des modèles qui calculent une probabilité d'occurrence du permafrost en fonction de paramètres climatiques et environnementaux. Le permafrost continu correspond à un terrain dont la couverture de permafrost est > 90 %. Lorsque cette couverture est comprise entre 50 et 90 %, on parle de permafrost discontinu. Le permafrost sporadique correspond à une couverture comprise entre 10 et 50 %. Enfin, on parle de permafrost isolé pour une couverture inférieure à 10 %.

La distribution actuelle du permafrost est un héritage du dernier maximum glaciaire (27 000 - 22 000 cal BP). La cartographie de la distribution du permafrost est encore aujourd'hui

relativement imprécise du fait de son caractère invisible. Des méthodes ont toutefois été développées pour cartographier sa distribution à l'échelle planétaire, ainsi qu'à l'échelle régionale. Le permafrost se situe principalement dans les hautes latitudes et les hautes altitudes. Le permafrost représente aujourd'hui 17 à 19 % de la surface continentale de la planète (Gruber, 2012). Dans l'hémisphère nord, 15 à 22 % de la surface continentale serait considérée comme des terrain à permafrost. Les surfaces les plus importantes se situent en Sibérie et au Canada (Obu, 2019 ; Figure 1.10). La distribution du permafrost reste toutefois encore mal connue dans l'hémisphère sud (Gruber, 2012). Enfin, le permafrost s'étend également sur les parties des terrains sous-marins qui ont affleuré lors des dernières glaciations du Quaternaire et qui auraient été soumises aux températures de l'air relativement basses.

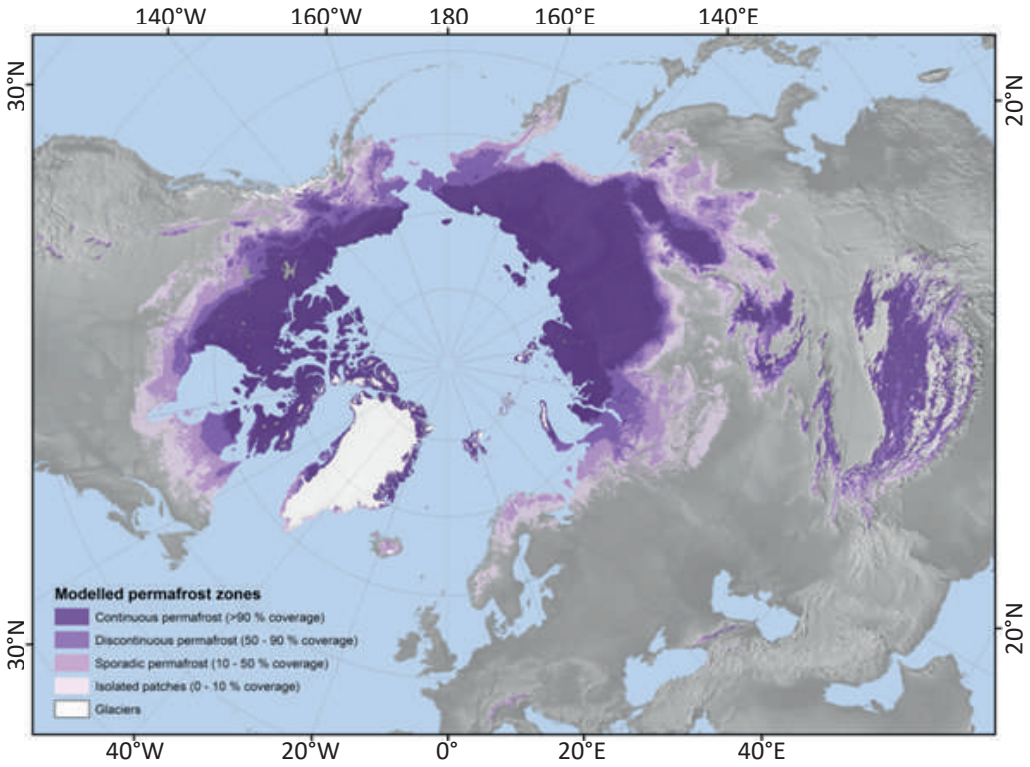


Figure 1.10 : Distribution du permafrost dans l'hémisphère Nord selon Obu et al. (2019).

Le permafrost le plus profond se situe dans les secteurs qui n'étaient pas englacés lors de cette dernière glaciation comme dans les Monts Verkhonïansk, en Sibérie, où il atteindrait les 1,6 km de profondeur (Van Vliet-Lanoë, 2005).

La cartographie de la distribution du permafrost dans les milieux alpins constitue un véritable défi pour disposer de données précises à l'échelle régionale et locale. Des modèles statistiques ont permis d'estimer la distribution du permafrost dans les Alpes. Par exemple, Boeckli *et al.* (2012b) ont produit une carte (*Alpine Permafrost Index Map* ; APIM) qui présente un indice qualitatif de la présence de permafrost avec trois niveaux en fonction des conditions locales du terrain : (i) « permafrost présent dans presque toutes les conditions », (ii) « permafrost présent principalement dans des conditions froides », et (iii) « permafrost présent uniquement dans des conditions très favorables ». Boeckli *et al.* (2012a ; 2012b) suggèrent ainsi que dans les Alpes environ 11 600 km² seraient occupés par du permafrost présent uniquement dans des conditions très favorables tandis qu'environ 2000 km² seraient couverts par du permafrost dans presque toutes les conditions (Figure 1.11). Dans les parois, une modélisation réalisée uniquement dans le MMB en utilisant la méthode de Boeckli *et al.* (2012a) situe la limite inférieure du permafrost présent dans presque toutes les conditions vers 2800 ± 200 m pour les faces nord et 3300 ± 300 m pour les faces sud. La

limite du permafrost présent uniquement dans des conditions très favorables serait vers 2500 ± 200 m et 3000 ± 300 m pour les faces nord et sud, respectivement (Magnin *et al.*, 2015a).

Dans les formations superficielles, la limite inférieure du permafrost peut se trouver 1000 m plus bas en altitude que la limite inférieure du permafrost présent uniquement dans des conditions très favorables (Delaloye, 2004 ; Delaloye et Lambiel, 2005 ; Lambiel, 2006 ; Morard *et al.*, 2010 ; Boeckli *et al.*, 2012a) du fait d'échanges thermiques tels que l'effet Balch ou l'effet cheminée (décrits en Section 1.1.2.2).

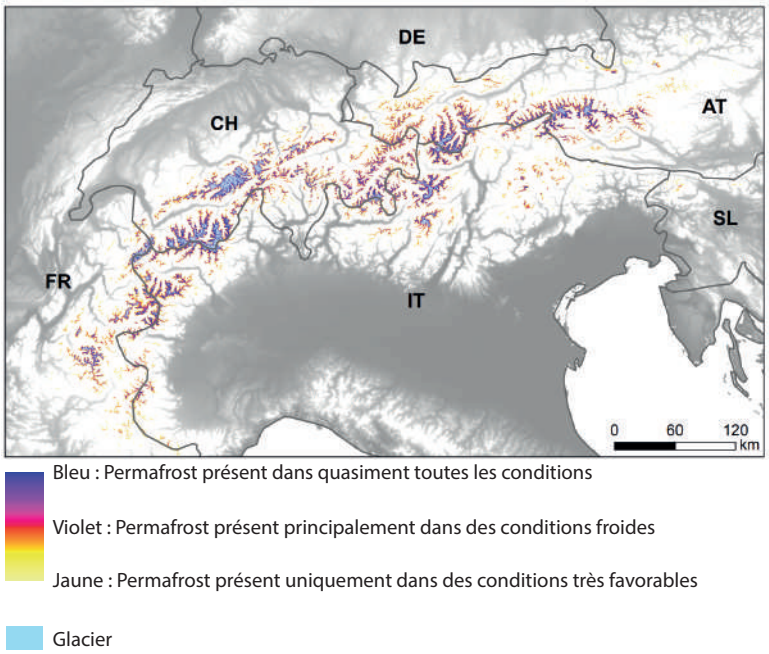


Figure 1.11 : Indice de distribution du permafrost dans les Alpes Européennes : l'Alpine Permafrost Index Map (APIM ; Traduit de : Boeckli et al., 2012b).

1.1.2.4. Evolution du permafrost

L'élévation des températures de l'air engendre une dégradation du permafrost. Celle-ci se manifeste par : (i) un réchauffement de la subsurface des parois (approfondissement de la couche active), (ii) un réchauffement du permafrost, (iii) un réchauffement de la base du permafrost, (iv) et une élévation altitudinale de sa limite inférieure (Gruber et Haeberli 2007).

Des réseaux d'observation régionaux à internationaux ont été mis en place pour suivre l'évolution du permafrost. Ils sont relayés par le GTN-P (*Global Terrestrial Network for Permafrost* ; Biskaborn *et al.*, 2025). En moyenne, la température du permafrost continu a augmenté de 0,39 ± 0,15 °C à l'échelle mondiale entre 2007 et 2016 (Biskaborn *et al.*, 2019 **;** Figure 1.12).

Dans Alpes européennes la température du permafrost continu a augmenté de 0,4°C au cours des 20 dernières années (Haberkorn *et al.*, 2021). Toutefois, le substratum rocheux pauvre en glace a enregistré un taux de réchauffement beaucoup plus élevé, jusqu'à trois fois plus que les valeurs moyennes (Etzelmüller *et al.*, 2020 ; Haberkorn *et al.*, 2021 ; Magnin *et al.*, 2024). Ces tendances restent néanmoins très variables en fonction des régions, et l'effet des conditions locales (neige, végétation, teneur en glace) sur l'évolution du permafrost est encore mal connu. Dans les parois, la dégradation du permafrost est déjà largement soulignée par les enregistrements de température. Les températures en forage enregistrées depuis 2002 dans la face nord de la Jungfraujoch (Alpes Bernoises) ont par exemple augmenté d'environ 0.5°C entre 10 et 20 m de profondeur en presque 20 ans (Haberkorn *et al*., 2021). Dans les parois des Alpes françaises, les températures à 10 m de profondeur dans les forages de l'Aiguille du Midi montrent une augmentation de 1,1°C au nord-est, de 0,96 °C au nord-ouest et de 0,66 °C au sud sur la période 2011-2020 (lignes rouge, bleu et jaune de la Figure 1.13 ; Magnin *et al.*, 2023).

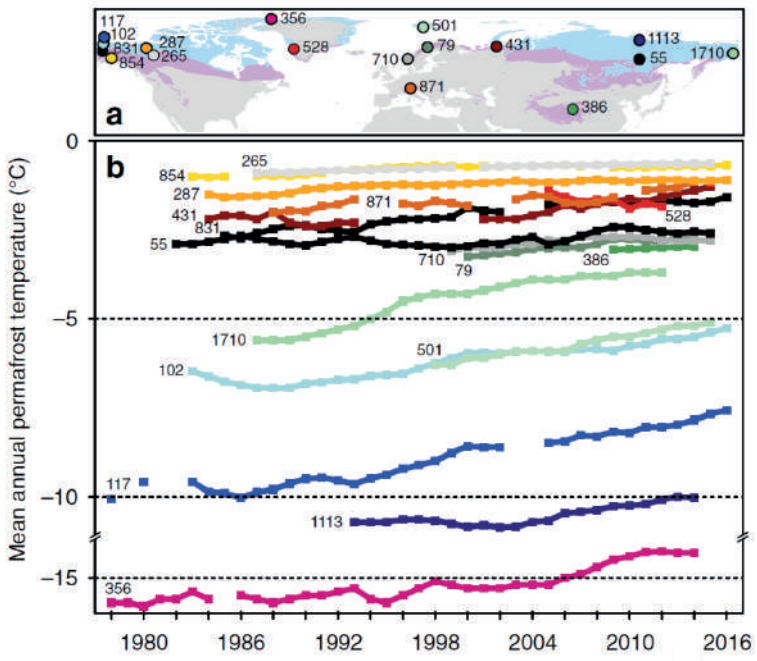


Figure 1.12 : Enregistrement de température du sol (permafrost). a. Localisation des forages avec des séries temporelles longues. Profondeur des forages d'après le Global Terrestrial Network for Permafrost ID16: 24.4 m (ID 356), 20 m (ID 55, 79, 102, 117, 501, 710, 831, 1113, and 1710), 18 m (ID 386), 16.75 m (ID 871), 15 m (ID 854), 12 m (ID 287), 10 m (ID 265, 431), et 5 m (ID 528). La ligne bleu représente les zones de permafrost continu (> 90 % de couverture). La ligne violette représente les zones de permafrost discontinue (<90 % de couverture). b : Température annuelle moyenne du sol de 1980 à 201. Les couleurs indiquent la localisation des forages dans les zones de permafrost visible en Figure 1.12a. (Biskaborn et al., 2019)

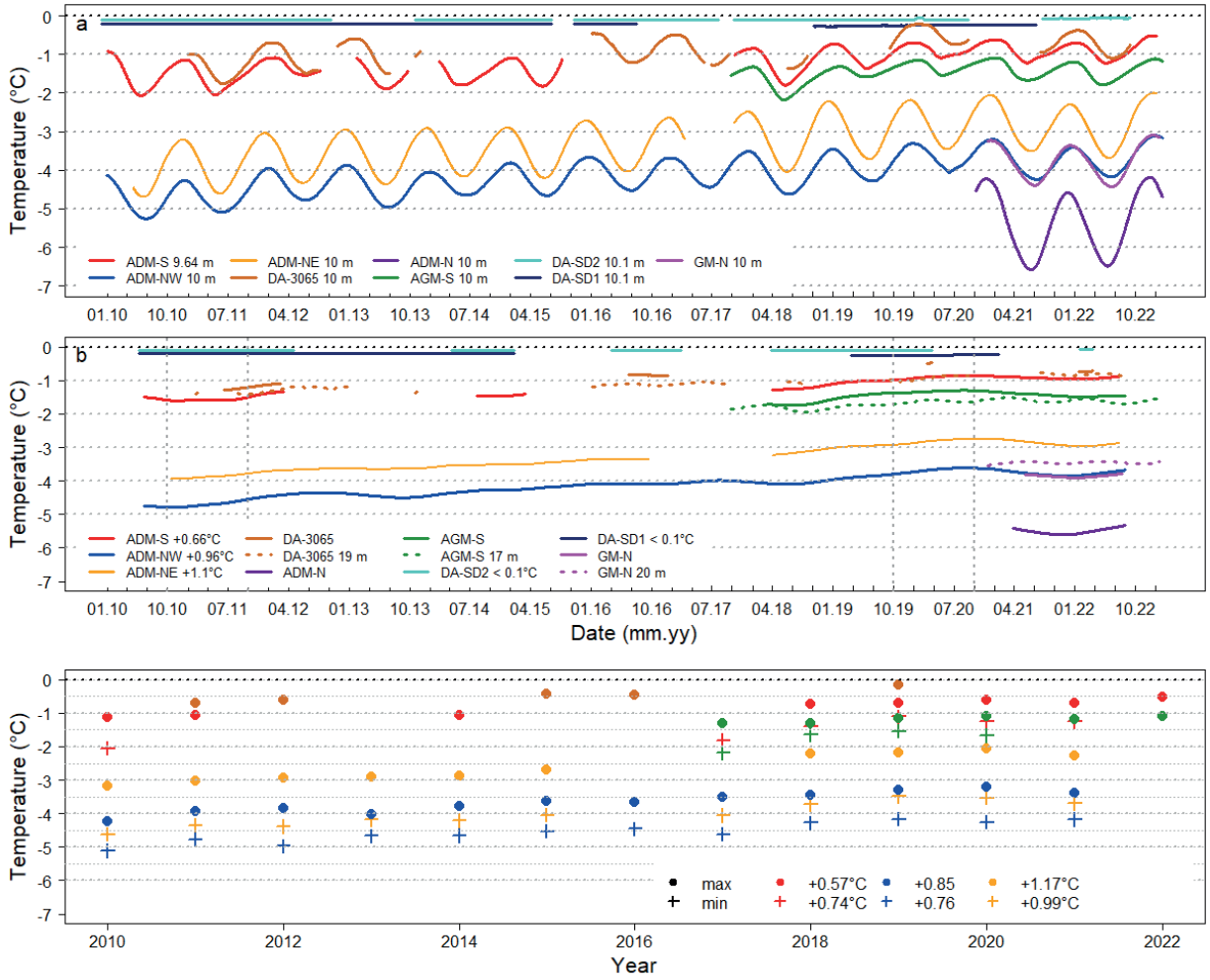


Figure 1.13 : Évolution de la température des parois dans les Alpes françaises enregistrée dans les forages de l'Aiguille du Midi (paroi rocheuse ; faces sud, NO et NE), des Deux Alpes (glacier rocheux et substratum rocheux), et de l'Aiguille des Grands Montets (substratum rocheux altéré) entre 2010 et 2022 (Magnin et al., 2023). a : Températures journalières (moyenne mobile sur 30 jours). b : Températures journalières (moyenne mobile sur 365 jours). c : Températures journalières minimum et maximum enregistrées à 10m de profondeur. Les valeurs des tendances sur 10 ans sont notées en (b) et (c) lorsque celà est possible.

1.2. Déstabilisation des versants de haute montagne associée à la dégradation de la cryosphère alpine

La Section 1.2 présente les différents types de déstabilisation en lien avec la dégradation de la cryosphère alpine, détaille les processus qui peuvent conduire au déclenchement d'un mouvement de versant, et explicite les aléas en cascade qui peuvent se produire en contexte alpin.

1.2.1. Typologie des mouvements de versant dans les milieux alpins

Les mouvements de versant rocheux présentent une grande variété de formes selon les volumes de matériaux mobilisés, les processus de déclenchement, mais également les caractéristiques de propagation et les formes qui en résultent. Une typologie des mouvements de versant est proposée par Highland *et al.* (2005), distinguant (i) les glissements rotationnels, (ii) les glissements translationnels, (iii) les chutes de blocs, (iv) les basculements, (v) les coulées de boue ou de débris, et (vi) le fluage ou la reptation (Figure 1.14A).

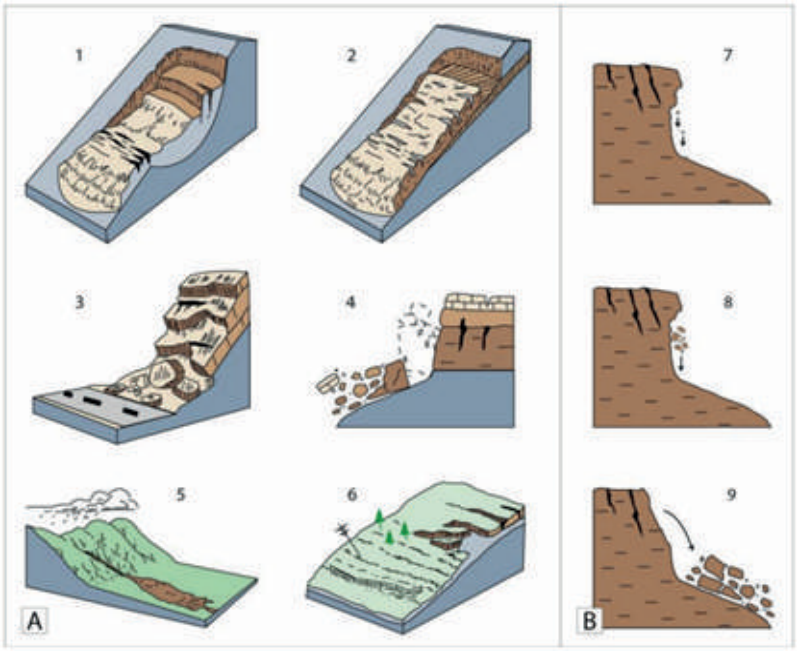


Figure 1.14 : Les différents types de mouvements de versant. A : Six types de mouvements de terrains rocheux d'après Highland, 2004, modifié ; 1 : glissement rotationnel, 2 : glissement translationnel, 3 : chute de blocs, 4 : basculement, 5 : coulée de boue / coulée de débris, 6 : fluage / reptation. B : Distinction entre éboulisation (7) / éboulement (8) / écroulement (9), d'après Ravanel, 2010.

Dans les milieux alpins, une distinction est généralement faite entre la déstabilisation de formations superficielles de celle de parois rocheuses. La déstabilisation de formations superficielles consiste en une déformation et/ou une rupture des terrains meubles tels que les moraines, les éboulis ou les glaciers rocheux. Dans le cas des glaciers rocheux, leur déstabilisation résulte de la dégradation du permafrost qui se manifeste par des déformations importantes généralement visibles en surface et par une vitesse d'écoulement anormalement élevée. Cela peut conduire à des ruptures comme dans le cas de la Bérarde en 2006 (Lugon *et al.*, 2008 ; Bodin *et al.*, 2017 ; Marcer, 2018).

En contexte de versant rocheux raide, il existe plusieurs typologies des mouvements de versants, notamment en fonction du volume de départ, des caractéristiques de propagation et de la périodivité des évènements (e.g. Huggel et al., 2012). Dans cette thèse, nous utiliserons celle proposée par Noetzli *et al.* (2006) et Ravanel (2010), qui distinguent différents processus : l'éboulisation, les éboulements, les écroulements rocheux, et les avalanches rocheuses (Figure 1.14B). Ces différents types de mouvements de versants ne font pas référence aux mêmes processus de déclenchement et de propagation. L'éboulisation correspond à une chute de débris

qui fait suite à la fracturation de la roche due aux cycles gel/dégel journaliers, pendant lesquels des gélifracts sont produits selon l'organisation des réseaux de diaclases (Francou, 1993). La profondeur maximale atteinte par ces cycles se situe entre 20 et 30 cm (Matsuoka *et al.,* 1998). Les éboulements sont quant à eux définis comme la chute de blocs de taille pluri-décimétrique à métrique, tombant individuellement et dont le volume total est inférieur à 100 m^3 (Deline, 2002). Les écroulements rocheux sont la déstabilisation d'un volume de roche supérieur à 100 m^3 qui se fragmente en débris hétérométriques au cours de son déplacement (Lhénaff, 1996 ; Deline, 2002). Enfin, si le terme «avalanche rocheuse» est généralement utilisé pour les événements dont les volumes dépassent un million de mètres cubes (Hungr *et al.*, 2014 ; Deline *et al.*, 2022), il fait également référence à la déstabilisation d'un volume de roche important qui implique une très forte vitesse de déplacement des matériaux vers l'aval (Hungr 2007 ; Hungr *et al.*, 2014). Sa cinétique est alors décrite comme un flux granulaire dans lequel l'énergie est dissipée par les contacts entre les grains individuels du fait de la vitesse élevée de l'écoulement. Ainsi, la définition d'une avalanche rocheuse va au-delà du seuil de volume fixé dans la littérature mais prend également en compte les mécanismes de propagation. Hungr *et al.* (2014) définissent les avalanches rocheuses comme des mouvements extrêmement rapides, massifs et similaires à un écoulement de roche fragmentée provenant d'une déstabilisation importante de paroi ou d'un glissement de terrain conséquent.

Ce travail doctoral étudiera principalement les écroulements et avalanches rocheuses, qui correspondent à des mouvements de versant très observés au sein de la cryosphère alpine (*e.g.* Ravanel et Deline*,* 2013 ; Walter *et al.,* 2020). La section suivante vise alors à expliciter les principaux processus de déclenchements des écroulements et avalanches rocheuses, notamment en contexte de dégradation du permafrost et de retrait glaciaire.

1.2.2. Processus de déclenchement associés aux dynamiques de la cryosphère

1.2.2.1. Facteurs de prédisposition et de déclenchement des instabilités

Parmi les facteurs influençant la stabilité des versants, nous devons distinguer ceux qui prédisposent à des instabilités de ceux qui les déclenchent (Fischer et Huggel, 2008 ; McColl, 2012). Les facteurs prédisposants sont des processus mesurables physiquement. Ils déterminent de façon permanente les contraintes et les déformations du sol ou des parois rocheuses. Parmi eux, on retrouve principalement les facteurs topographiques, géomorphologiques, géologiques, et hydrologiques. Les facteurs déclenchants varient dans le temps et l'espace, et diffèrent par leur magnitude, provoquant parfois une déstabilisation des parois. Ils peuvent correspondre à des séismes ou des conditions météorologiques particulières (*e.g.* fortes précipitations, chutes ou fonte de neige).

Les facteurs prédisposants interagissent entre eux de manière complexe et jouent sur la stabilité des parois rocheuses (Fischer et Huggel, 2008 ; Figure 1.15). En premier lieu, la topographie a un rôle fondamental dans la stabilité des parois puisque l'angle de pente, ainsi que sa morphologie, sont un facteur important de la distribution spatiale des instabilités du fait de leur effet sur les contraintes mécaniques et la déformation au sein même des versants. La topographie est étroitement liée au contexte géologique et à l'histoire géomorphologique d'une paroi rocheuse (telles que l'érosion ou les dépôts glaciaires par exemple) qui, à leur tour, modifient le contexte géomécanique. Le contexte géologique est quant à lui déterminé par la lithologie, ainsi que par les propriétés géomécaniques de la roche. Par ailleurs, les discontinuités géologiques telles que les failles, la fracturation, ou encore la schistosité, sont autant d'éléments susceptibles d'agir sur

la stabilité des parois rocheuses. En effet, elles peuvent modifier les propriétés mécaniques de la roche telles que sa résistance au cisaillement, sa cohésion, ou son altération. La présence de permafrost dans une paroi rocheuse peut fortement influencer les paramètres géotechniques des discontinuités, en fonction de la teneur en glace et de la température. La dégradation du permafrost (Section 1.2.2.2) et la fonte de la glace qu'il contient, peut également modifier le régime hydrologique, en entrainant, par exemple, une augmentation de la pression de l'eau dans les fractures (Davies *et al.*, 2001 ; Gruber et Haeberli, 2007). Le régime hydrologique d'une paroi est d'ailleurs étroitement lié à la topographie, la géologie, les caractéristiques géomécaniques de la roche, ainsi qu'à la présence de permafrost ou d'un glacier à proximité. Or, la pression hydraulique peut modifier considérablement la résistance au cisaillement de la masse rocheuse et donc exercer une influence considérable sur la stabilité de la pente. Par ailleurs, la présence d'un glacier peut avoir un impact sur le régime thermique et hydrologique des parois, notamment dans le cas de glaciers suspendus (Haeberli, 1997). Le recul des glaciers implique quant à lui d'autres changements dans les contraintes mécaniques qui affectent les parois rocheuses (*e.g.* Hartmeyer *et al.*, 2020a ; 2020b ; Section 1.2.2.3).

La Figure 1.15 résume les liens entre les différents facteurs qui prédisposent à la rupture d'une paroi rocheuse, tandis que les Sections 1.2.2.2 et 1.2.2.3 détaillent d'avantage les processus thermo-hydro-mécaniques qui conduisent à la déstabilisation des parois alpines avec la dégradation de la cryosphère dans les environnements de haute montagne.

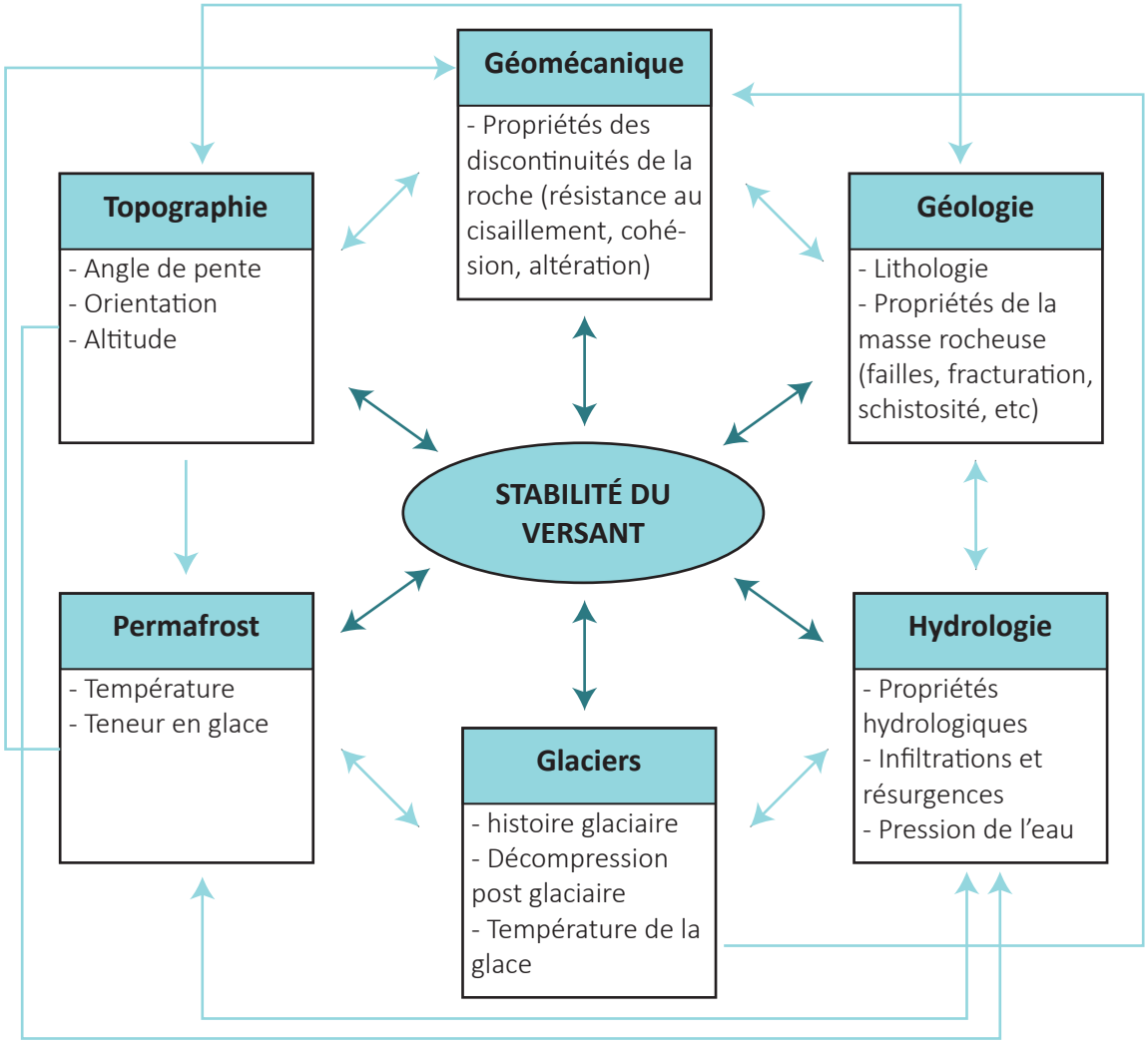


Figure 1.15 : Facteurs prédisposants à l'instabilité des versants rocheux de haute montagne (traduit de : Fisher et Huggel, 2008). Cette figure illustre les connexions entre tous les facteurs qui peuvent influencer la stabilité des parois.

1.2.2.2. Le rôle de la dégradation du permafrost dans l'instabilité des versants

De nombreuses déstabilisations rocheuses en haute montagne ont été attribuées à la dégradation du permafrost sur la période récente (*e.g.* Deline *et al.*, 2013 ; Ravanel *et al.*, 2013 ; Knoflach *et al.*, 2021 ; Etzelmüller *et al.*, 2022). Il existe différents mécanismes thermo-hydro-mécaniques aux interfaces roche/roche, roche/glace ou glace/glace, qui peuvent entrainer une déstabilisation des parois rocheuses du fait de la dégradation du permafrost (Krautblatter *et al.*, 2013).

Tout d'abord, les parois rocheuses, qui sont très réactives aux forçages climatiques, peuvent se réchauffer en engendrant un approfondissement de la couche active (Figure 1.16A). Dans ce premier cas de figure, la chaleur se propage par conduction thermique dans la masse rocheuse depuis la surface. L'augmentation de la température près du point de fusion déforme la glace (fluage) qui perd son adhérence à la roche, conduisant à une diminution de la résistance de la roche (Davies *et al.*, 2001). Les profondeurs de détachement inférieures à 20 m sont plutôt associées à des ruptures au niveau des joints de glace (contact roche-glace ou glace-glace), tandis que les détachements à des profondeurs supérieures à 20 m sont généralement liées à des changements des propriétés mécaniques de la roche (Krautblatter *et al.*, 2013). La stabilité des versants serait alors affectée entre -1,5°C et 0°C (Davies *et al.*, 2001) voire même entre -5°C et 0°C (Krautblatter, 2009).

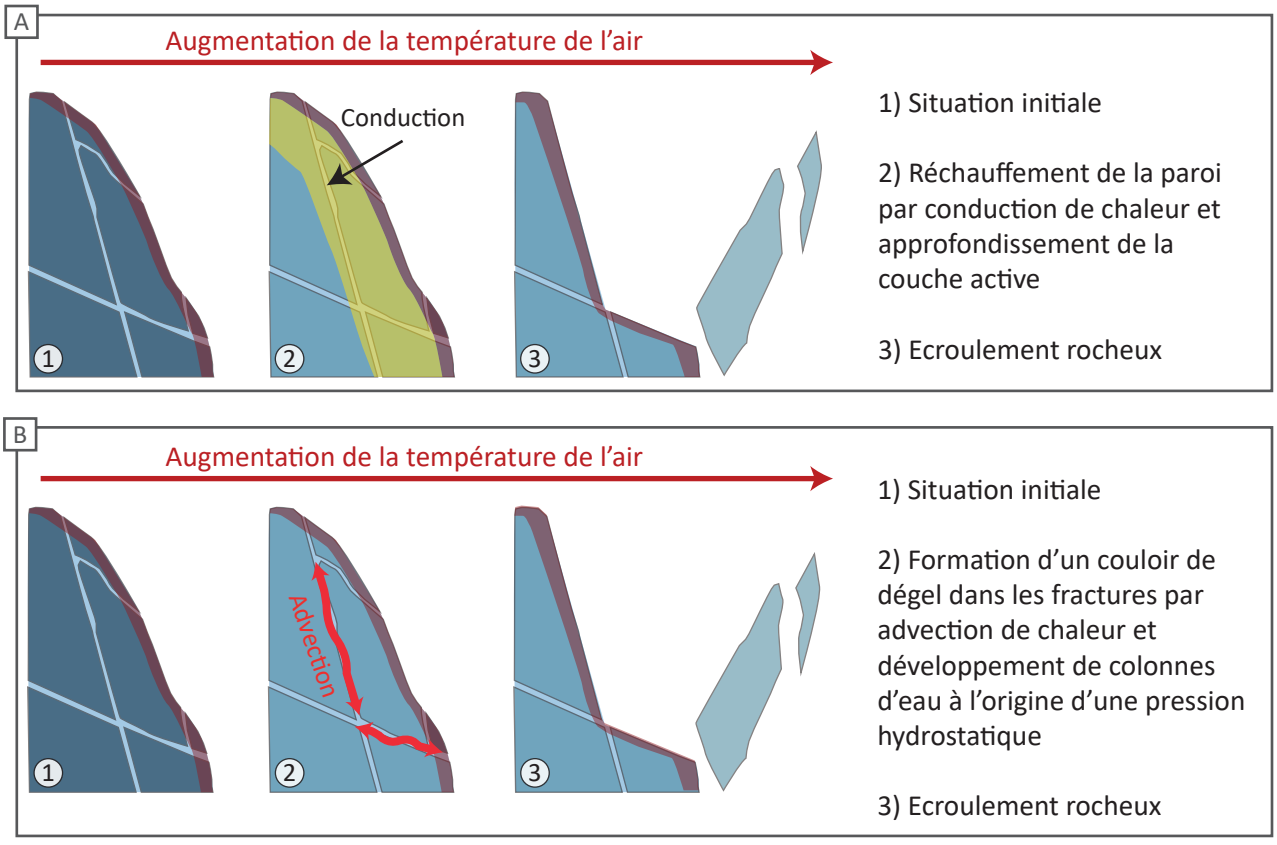


Figure 1.16 : Evolution d'une paroi affectée par le permafrost dans un contexte de réchauffement climatique. A : Etapes de déclenchement d'un écroulement rocheux par conduction de chaleur. B : Etapes de déclenchement d'un écroulement rocheux par advection de chaleur (inspiré de Magnin, 2015).

Par ailleurs, les volumes rocheux peuvent être déstabilisés en raison de la fusion de la glace dans les fractures de la roche qui entraine une augmentation des pressions hydrostatiques et diminue la résistance au cisaillement et à la traction de la glace (Matsuoka et Murton, 2008 ; Krautblatter *et al.*, 2013 ; Mamot *et al.*, 2018, 2021 ; Figure 1.16B). Certaines études soulignent le rôle possible de l'infiltration et de l'écoulement de l'eau dans l'accélération locale de l'érosion de

la glace des fissures, favorisant ainsi une augmentation des pressions hydrostatiques (Fischer *et al.*, 2010 ; Hasler *et al.*, 2011a ; Stoll *et al.*, 2020 ; Magnin et Josnin 2021).

Ces différents processus thermo-hydro-mécaniques se produisent selon différents pas de temps, en réponse aux forçages climatiques, allant d'une échelle de temps saisonnière (approfondissement de la couche active) à millénaire (dégradation d'un permafrost profond formé au cours de l'Holocène ; Noetzli et Gruber, 2009).

1.2.2.3. Processus paraglaciaires affectant la stabilité des versants rocheux

Le concept de « paraglaciaire » décrit les processus non-glaciaires mais directement conditionnés par la glaciation ou par les processus liés au retrait glaciaire (Church et Ryder, 1972 ; Ballantyne, 2002, 2013 ; Mercier, 2008 ; Cossart *et al.*, 2013). La séquence paraglaciaire désigne la période temporelle pendant laquelle les versants s'ajustent à la transition entre un milieu englacé à un environnement désenglacé (Mercier, 2010).

Le retrait des glaciers entraine des changements dans les contraintes mécaniques de la roche qui peuvent provoquer la déstabilisation de volumes rocheux. Ce phénomène de **décompression post-glaciaire** se produit notamment lorsque les marges anciennement englacées subissent une décompression du fait des variations des tensions internes de la roche (Ballantyne, 2002 ; Augustinus, 1995 ; McColl, 2012). De ce fait, des fractures de faible profondeur, subparallèles à la surface de la paroi, se forment et/ou se développent (Ballantyne, 2002 ; McColl, 2012). À terme, cette décompression peut se traduire par la déstabilisation de masses rocheuses. Le temps de réponse des parois au retrait des glaciers peut être quasiment immédiat (< 10 ans) ou nécessiter plus d'un siècle (Ballantyne, 2002), bien que cela reste peu documenté en raison de la difficulté d'anticiper ce processus (Zanoner *et al.*, 2017).

Les environs du glacier d'Aletsch (Suisse) sont un bon exemple pour illustrer les effets de la décompression post-glaciaire. En effet, les marges de ce glacier, qui a perdu près de 400 m d'épaisseur depuis la fin du PAG, sont affectées par des déstabilisations depuis les années 1970 sur une zone de près de 1 km² (Glueer *et al.*, 2020), entrainant des dégâts matériels sur des remontées mécaniques ou endommageant des chemins de randonnée. Ce phénomène a également été observé dans le massif des Écrins (France) suite au retrait du glacier de la Pilatte qui a entrainé le mouvement d'une masse rocheuse de près de 400 000 m³ qui a déstabilisé le refuge de la Pilatte (Duvillard *et al.,* 2018).

Au-delà du phénomène de décompression post-glaciaire, le retrait glaciaire peut également entrainer une déstabilisation des moraines en engendrant une érosion régressive (du bas vers le haut) du fait de la suppression de l'effet de butée exercé par les glaciers (Ravanel *et al.*, 2018).

Par ailleurs, le retrait glaciaire peut entrainer la déstabilisation de parois rocheuses sans lien direct avec le phénomène de décompression post-glaciaire. Par exemple, les travaux menés par Hartmeyer *et al*., (2020a, 2020b), basés sur 78 levés LiDAR terrestre réalisés dans deux cirques glaciaires des Alpes Autrichiennes (Kitzsteinhorn), ont permis d'inventorier 632 éboulements ou écroulements rocheux dont les volumes sont compris entre 0.003 à 879,4 m³, et qui se sont produits suite à un retrait glaciaire rapide. Ces travaux ont révélé que les déstabilisations provenaient principalement de faiblesses structurales préexistantes. Cette étude a cependant indiqué une augmentation du nombre de déstabilisations durant plusieurs dizaines d'années après le retrait glaciaire. Enfin, cette étude suggère que les facteurs prédisposants aux déstabilisations peuvent venir du vide entre la paroi du cirque et le glacier, dans lequel la glace ou les infiltrations d'eau liquide modifient les contraintes mécaniques de la roche, ainsi que son état thermique. Ces facteurs sont susceptibles de provoquer des déstabilisations à proximité de la surface du glacier.

Wegmann et al. (1998), montrent aussi que du permafrost peut se former dans certains secteurs désenglacés.

1.2.2.4. Vers une augmentation des déstabilisations de versant en lien avec le réchauffement climatique

Les inventaires de déstabilisations rocheuses tels que des écroulements ou des avalanches rocheuses en milieu périglaciaire indiquent formellement une augmentation de leur fréquence en corrélation avec l'augmentation des températures de l'air depuis les années 1990 (Ravanel *et al*., 2010 ; Ravanel et Deline, 2011). Cette augmentation de la fréquence des écroulements rocheux est notamment observée lors des vagues de chaleur estivales (Fischer *et al.*, 2012 ; Temme, 2015 ; Paranunzio *et al*., 2016, 2019 ; Ravanel *et al.*, 2017). Par exemple, Legay *et al.* (2021) montrent que parmi 209 écroulements inventoriés dans le MMB entre 2007 et 2015, 96 % se sont produits durant la période s'étendant de juin à septembre. Depuis 2015, la fréquence des écroulements rocheux augmente significativement en lien avec l'augmentation des températures, notamment estivales, dans le MMB (Magnin *et al.*, 2023). Paranunzio *et al.* (2016) indiquent que sur un panel de 41 écroulements rocheux inventoriés dans les Alpes italiennes entre 1997 et 2013 (entre 1500 et 4200 m d'altitude), 83 % sont associés à des anomalies de températures significatives (positives ou négatives). Enfin, dans les Alpes italiennes, Chiarle *et al.* (2023) montrent une augmentation de la fréquence et de l'élévation des mouvements de masse en hiver depuis les années 2000 (incluant des écroulement, avalanches rocheuses, avalanches de glace, glissement de terrain et laves torrentielles), avec une augmentation des déstabilisations en contexte de permafrost et une transition entre des mouvements de masses contrôlés par des fortes précipitations vers des mouvements de masses contrôlés par des anomalies de température.

1.2.3. Propagation des écroulements et avalanches rocheuses dans les milieux alpins : le cas des aléas en cascade

Une chaine de processus, ou aléas en cascade, se définit comme un aléa initial qui déclenche une séquence de processus spatialement et temporellement liés, entrainant des impacts cumulatifs à l'aval (*e.g.*, Gilbert *et al*., 2018 ; Kirschbaum *et al.,* 2019 ; Mergili *et al*., 2020 ; Schauwecker *et al*., 2019 ; Mani *et al.,* 2023). Si les aléas en cascade peuvent être déclenchés par des aléas initiaux divers (*e.g.* avalanche de neige ou de glace, écroulement ou avalanche rocheuse, glissement de terrain, séismes, éruption volcanique, etc.), nous nous concentrons dans cette section spécifiquement sur les écroulements et avalanches rocheuses qui sont les processus principalement étudiés dans ce travail doctoral.

Selon les processus impliqués dans les aléas en cascade et les caractéristiques topographiques du relief sur lesquels ils se propagent, leur distance de propagation peut aller de quelques kilomètres à des dizaines voire centaines de kilomètres. Il s'agit d'un paramètre important pour estimer les impacts potentiels. La zone affectée est souvent définie par la pente moyenne entre le point le plus élevé de la zone de départ et la limite distale des effets d'une chaîne de processus. Cette pente moyenne est généralement donnée par le ratio Hauteur / Longueur de la trajectoire (ratio H/L) ou par l'Angle de Ligne d'Energie (ALE ; Heim, 1932). Ce paramètre est largement utilisé pour la caractérisation des aléas gravitaires tels que des avalanches de roche ou de glace (Alean, 1985 ; Deline *et al.*, 2011 ; Geertsema *et al.*, 2006 ; Schneider *et al.*, 2011), mais peut également être utilisé pour caractériser une chaîne de processus dans son ensemble (Guthrie *et al.*, 2012). La

distance parcourue par les aléas en cascade dépend principalement du **volume mobilisé**, de **facteurs cryosphériques ou géomorphologiques** et de leur **connectivité au réseau hydrographique**.

1.2.3.1. Les effets du volume sur la propagation des aléas en cascade

Plus le volume déstabilisé est important, plus il conduit à des distances et à des vitesses de déplacement élevées (McSaveney, 2002 ; Huggel *et al.*, 2005 ; Schneider *et al.*, 2011 ; Sosio, 2015 ; Evans *et al.*, 2021). Le rapport entre le volume total déplacé et le volume initial au sein d'une chaîne de processus est indicatif des processus d'amplification qui se produisent (Hungr et Evans, 2004). C'est un paramètre important pour évaluer l'impact potentiel d'une chaîne de processus (Mani *et al.*, 2023).

Par ailleurs, la présence de matériaux fins et meubles au sein des masses déstabilisées conduit à une augmentation des vitesses et des distances parcourues du fait (i) d'une érosion plus importante le long de la trajectoire, ce qui signifie (ii) un plus grand volume, et (iii) d'une plus faible friction interne pendant le parcours (Pierson, 2005).

1.2.3.2. Processus cryosphériques influençant la propagation des aléas en cascade

La neige et la glace réduisent la friction basale des écroulements et avalanches rocheuses (Deline, 2009 ; Schneider *et al.*, 2011 ; Sosio *et al.*, 2012), et peuvent également réduire la friction à l'intérieur de la masse en mouvement (Sosio, 2015), augmentant ainsi la distance parcourue.

L'avalanche rocheuse de la Brenva (18 Janvier 1997) est un exemple particulièrement intéressant puisque ce sont près de 2 M m³ qui se sont détachés de l'éperon de la Brenva (Deline, 2009) en mobilisant environ 4 M m³ de neige et de glace qui ont été incorporés au dépôt en se déplaçant sur 5730 m pour une distance horizontale de 2325 m, tuant deux personnes. Un

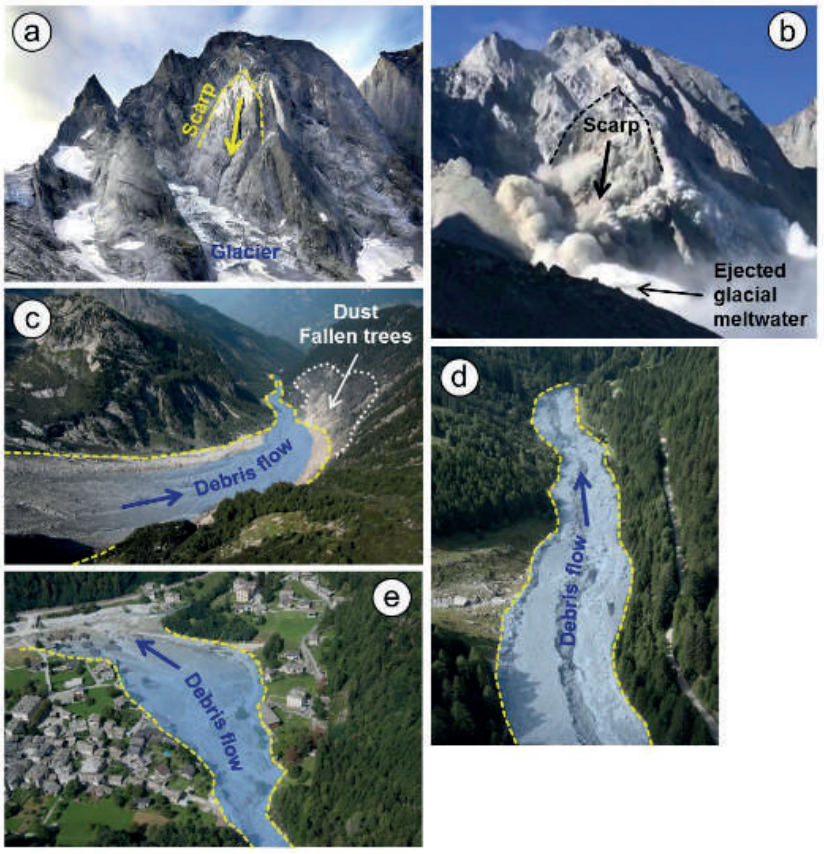


Figure 1.17 : Cascade de processus qui s'est déclenchée au Piz Cengalo et qui s'est propagée jusqu'au village de Bondo (Suisse ; Mergili et al., 2020). a : Niche d'arrachement du 20/08/2014. b : Niche d'arrachement du 23/08/2017. c : Partie haute du Val Bondasca et emprise de la lave torrentielle. d : traces de la lave torrentielle dans le Val Bondasca. e : Lave torrentielle à Bondo après l'évènement.

exemple plus récent, et plus dramatique encore, est celui de l'avalanche rocheuse du Piz Cengalo (Suisse ; Figure 1.17) de 2017. Lors de cet évènement, 3 M m³ de roche se sont détachés de la paroi rocheuse et se sont propagés sur un glacier en érodant un volume de glace de 0,6 M m³. L'apport soudain de glace fondue aurait favorisé la transformation presque immédiate d'une partie de l'avalanche rocheuse en une série de laves torrentielles. De plus, 0,8 M m³ de sédiments saturés en eau ont également été incorporés au dépôt dont 0,665 M m³ provenant d'une ancienne avalanche rocheuse qui avait eu lieu en 2011. Une série d'environ 15 laves torrentielles s'est produite dans les 8 à 9 jours après l'écroulement ; dont la première s'est déclenchée 30 secondes après l'écroulement. Ces laves torrentielles se sont propagées jusqu'à environ 6 km, c'est-à-dire jusqu'au village de Bondo (Mergili *et al.*, 2020 ; Walter *et al.*, 2020 ; Figure 1.18). Cet évènement a causé la mort de 8 personnes et détruit de nombreuses habitations. Cet exemple illustre les chaines de processus qui peuvent être mises en jeu dans les environnements alpins, et qui s'étendent parfois depuis les versants jusqu'au fond des vallées.

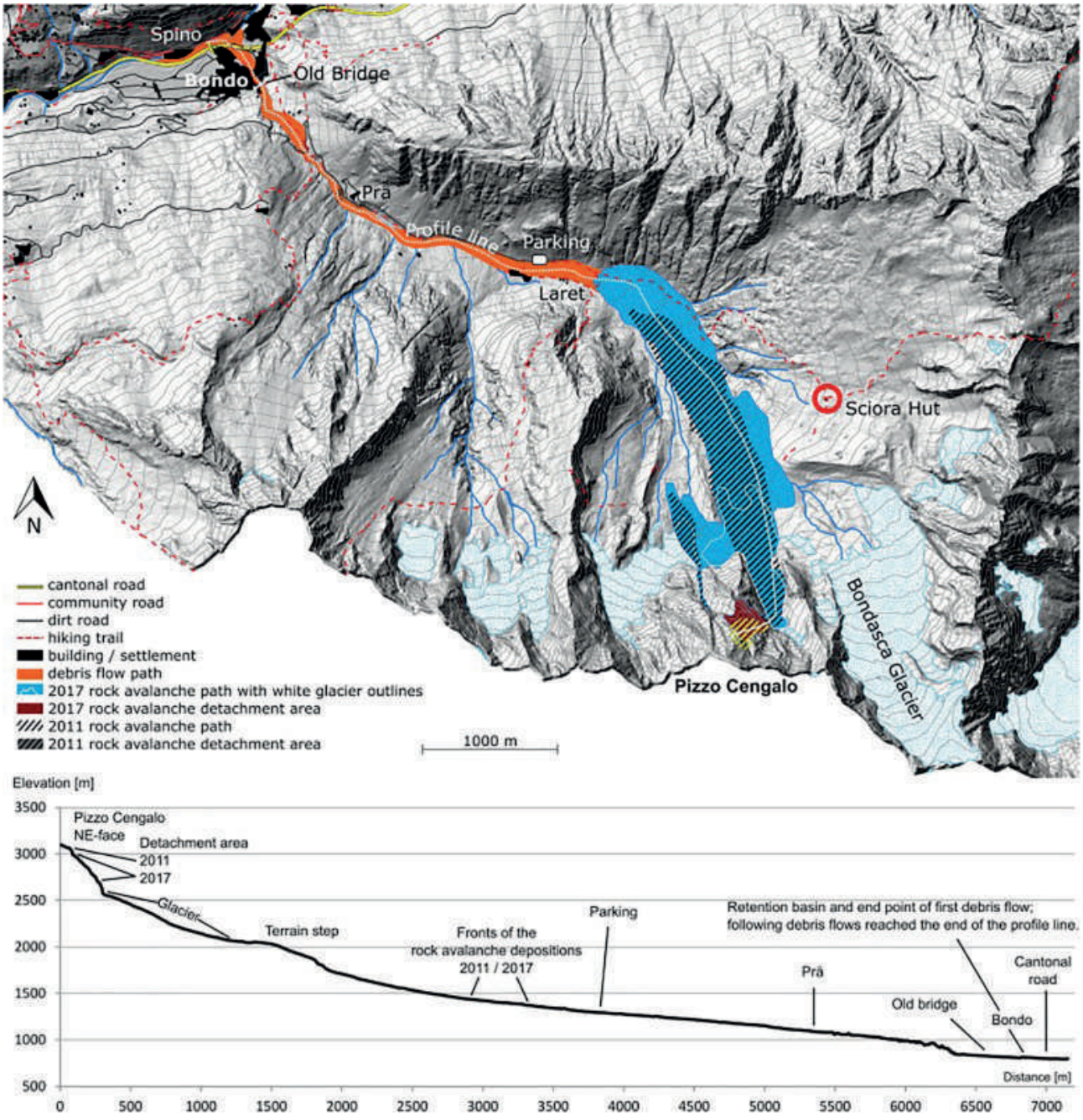


Figure 1.18 : Carte de la vallée de Bondasca avec le Piz Cengalo et le village de Bondo indiquant les limites des dépôts de l'avalanche rocheuse de 2011 et 2017, ainsi que les limites des laves torrentielles (Walter et al., 2020).

1.2.3.3. Connectivité des aléas gravitaires avec le réseau hydrographique : un facteur amplificateur des aléas en cascade

La portée des aléas en cascade peut être accrue si les aléas initiaux (écroulements et avalanches rocheuses en particulier) sont connectés au réseau hydrographique qui peut participer au transport de volumes importants de sédiments sur de grandes distances (Rickenmann *et al.*, 2016, Cook *et al.*, 2018). La présence de lacs peut par exemple amplifier la portée des aléas en cascade car un lac impacté par un aléa gravitaire peut entrainer (i) une déstabilisation du barrage du lac (notamment lorsqu'il est constitué de sédiments meubles tels que des matériaux morainiques), et/ou (ii) générer des vagues de submersion entrainant parfois une vidange brutale du lac (Figure 1.19 ; Byers *et al.*, 2019 ; Emmer, 2020). Dans le cas d'un lac glaciaire, on parle alors de *Glacial Lake Outburst Flood* (GLOF ; ou « vidange brutale de lac glaciaire » en français).

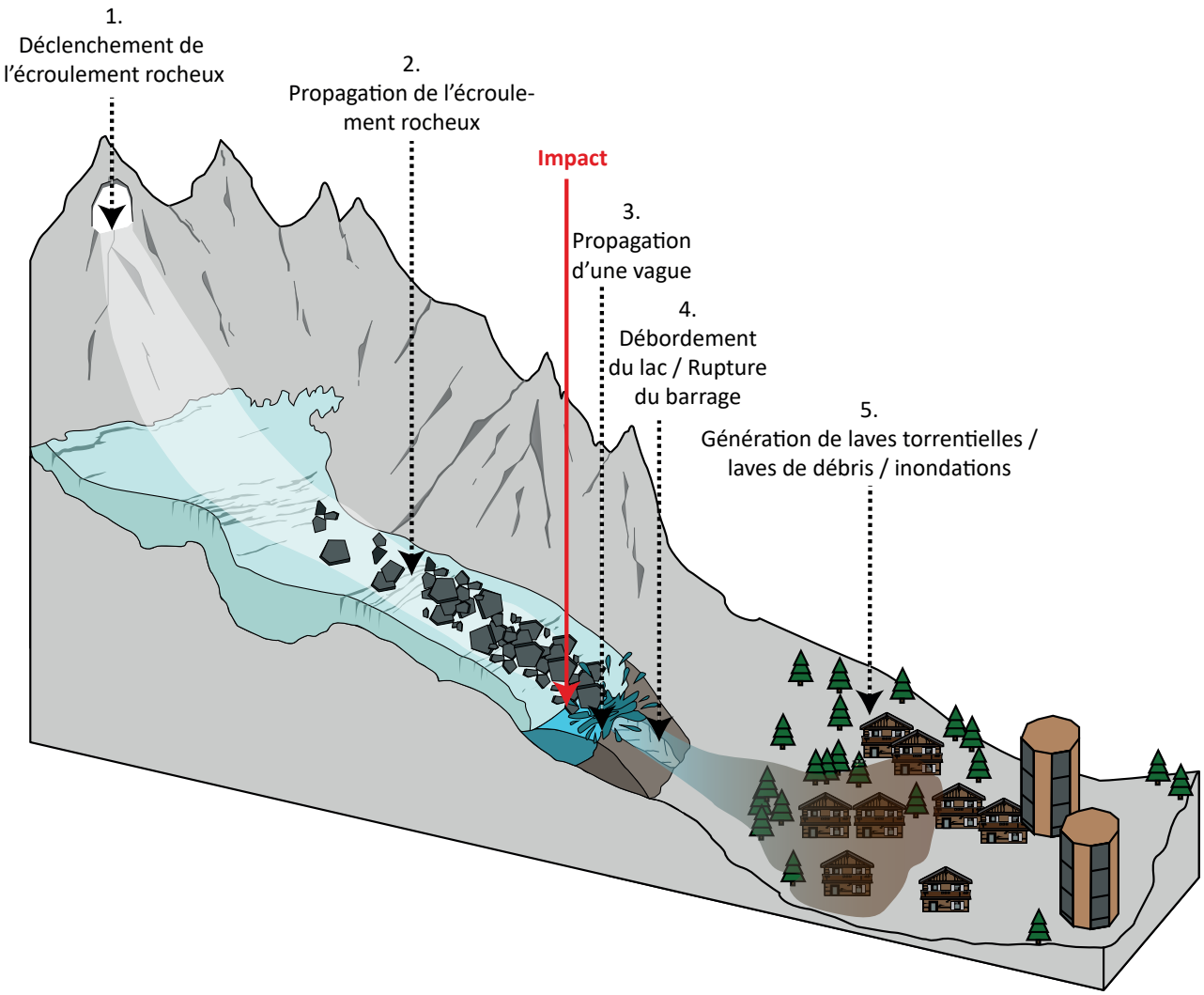


Figure 1.19 : Cascade de processus amont-aval entrainée par l'impact d'un écroulement rocheux dans un lac.

Ce phénomène s'est par exemple produit au Népal en 2017 lorsque qu'un écroulement rocheux s'est déclenché dans la face Nord-Ouest du Pic Saldim (6388 m) et s'est propagé 570 m plus bas, sur un glacier. L'impact a ensuite déclenché une avalanche de neige qui a emporté des blocs de roche transportés 630 m plus bas, atteignant le lac glaciaire de Langmale. Le débordement du lac glaciaire a entrainé d'importantes inondations jusqu'à 6.5 km à l'aval (Byers *et al.*, 2018).

De nombreux exemples témoignent des dégâts considérables subis par les populations locales suite à ce type d'évènements. Par exemple, au Mont Hualcàn (6104 m), dans la Cordillère

Blanche (Pérou), une avalanche de roche et de glace (200 000 – 400 000 m^3) s'est déclenchée le 11 avril 2010 à 5400 m d'altitude, impactant le Lac 513, presque 1000 m plus bas (Carey, 2012). Cela a généré une vague d'une hauteur estimée de 25 m, submergeant le barrage morainique et engendrant la vidange brutale du lac. Le mélange eau-roche s'est progressivement fluidifié et s'est transformé en une lave torrentielle qui s'est propagée jusqu'en fond de vallée, entrainant des dommages colossaux sur les habitations, les infrastructures, et les espaces agricoles. Carey *et al.* (2012) rapportent que la vie et la santé de plus de 100 personnes ont été impactées, huit structures ainsi que trois ponts ont été endommagés ou détruits, et le système d'eau potable a été affecté. Au regard de cette catastrophe, les auteurs soulignent que des stratégies d'adaptation doivent être mises en place par les communautés locales afin d'anticiper les évènements à venir en proposant un zonage des risques, une surveillance de l'évolution des lacs glaciaires, ainsi que la mise en place de projets d'ingénierie d'urgence visant à drainer le Lac 513.

Les exemples de vidanges de lacs glaciaires sont nombreux dans le monde (*e.g.* Clague et Evans, 2000 ; Hubbard *et al*., 2005 ; Ashraf *et al.*, 2012 ; Schneider *et al.*, 2014 ; Allen *et al.*, 2016a, 2016b ; Emmer, 2017). Cependant, peu de vidanges de lacs glaciaires déclenchées par des écroulements rocheux ont été observées dans les Alpes. En revanche, du fait de l'augmentation du nombre de lacs qui se forment suite au retrait glaciaire, et qui se situent dans des environnements par nature instables (à l'aval de parois rendues instables par la dégradation du permafrost par exemple), l'occurence de ces processus en cascade pourrait nettement augmenter à l'avenir (Schaub, 2014 ; Schaub et al., 2016 ; Haeberli, 2016a). Des études permettant d'anticiper les aléas seraient nécessaires pour aider les acteurs des territoires à la mise en place de stratégies d'adaptation et d'anticipation face aux changements environnementaux actuels et à venir.

1.3. Implications sociétales des aléas gravitaires associés à la dégradation de la cryosphère

Les dommages humains et matériels qui peuvent être entrainés par la dégradation de la cryosphère peuvent être d'une ampleur considérable. Près de 10 % (671 millions de personnes) de la population mondiale vivait dans des régions de haute montagne en 2010, à une distance inférieure à 100 km des glaciers ou du permafrost (Jones et O'Neill, 2016). Ces populations pourraient potentiellement être exposées ou affectées par l'occurrence d'un aléa lié à la dégradation de la cryosphère. Les impacts sociétaux se manifestent à l'échelle du versant, mais également à l'échelle des bassins versants. La fréquentation des massifs alpins dans un cadre récréatif et touristique nécessite la mise en place d'infrastructures pour accueillir les pratiquants (refuges, remontées mécaniques, etc.). La présence de ces infrastructures, parfois associée à une très forte fréquentation de certains secteurs produit un accroissement de la vulnérabilité face aux aléas liés à la dégradation de la cryosphère alpine. Avec la mutation spatio-temporelle des aléas liés à la dégradation du permafrost et à l'augmentation probable des aléas au cours des décennies à venir (Haeberli *et al.*, 2017), les différents acteurs des territoires tels que les décideurs, les géotechniciens, ou encore les pratiquants ou socioprofessionnels exerçant en montagne, ont besoin de la mise en œuvre de stratégies d'atténuation des aléas basées sur des approches anticipatives.

1.3.1. Implications pour les pratiquants d'activités récréatives et touristiques en haute montagne

Les effets du retrait glaciaire et de la dégradation du permafrost représentent un danger nouveau pour les personnes qui se trouvent directement dans la trajectoire des écroulements rocheux, ou qui évoluent dans des secteurs instables (Temme, 2015 ; Purdie et Kerr, 2018). Par

ailleurs, la dégradation de la cryosphère entraine des évolutions des itinéraires d'alpinisme qui peuvent modifier les pratiques. Mourey *et al.* (2019) ont en effet montré que 95 itinéraires d'alpinisme du MMB (sur les 100 étudiés) ont été impactés par des dynamiques de retrait glaciaire ou de dégradation du permafrost (Figure 1.20). Or, la fréquentation importante de certains itinéraires augmente la vulnérabilité des pratiquants face aux aléas gravitaires. Mourey *et al.* (2018) ont montré une hausse du nombre d'accidents liés à des facteurs géomorphologiques en relation avec l'augmentation de la fréquentation de la voie normale du Mont Blanc. Ces effets conduisent à une modification des pratiques de l'alpinisme et à une adaptation des guides par rapport à leur activité avec un changement de saisonnalité de leur activité et une diversification de leur pratiques (Mourey *et al.*, 2020 ; Salim *et al.*, 2023).

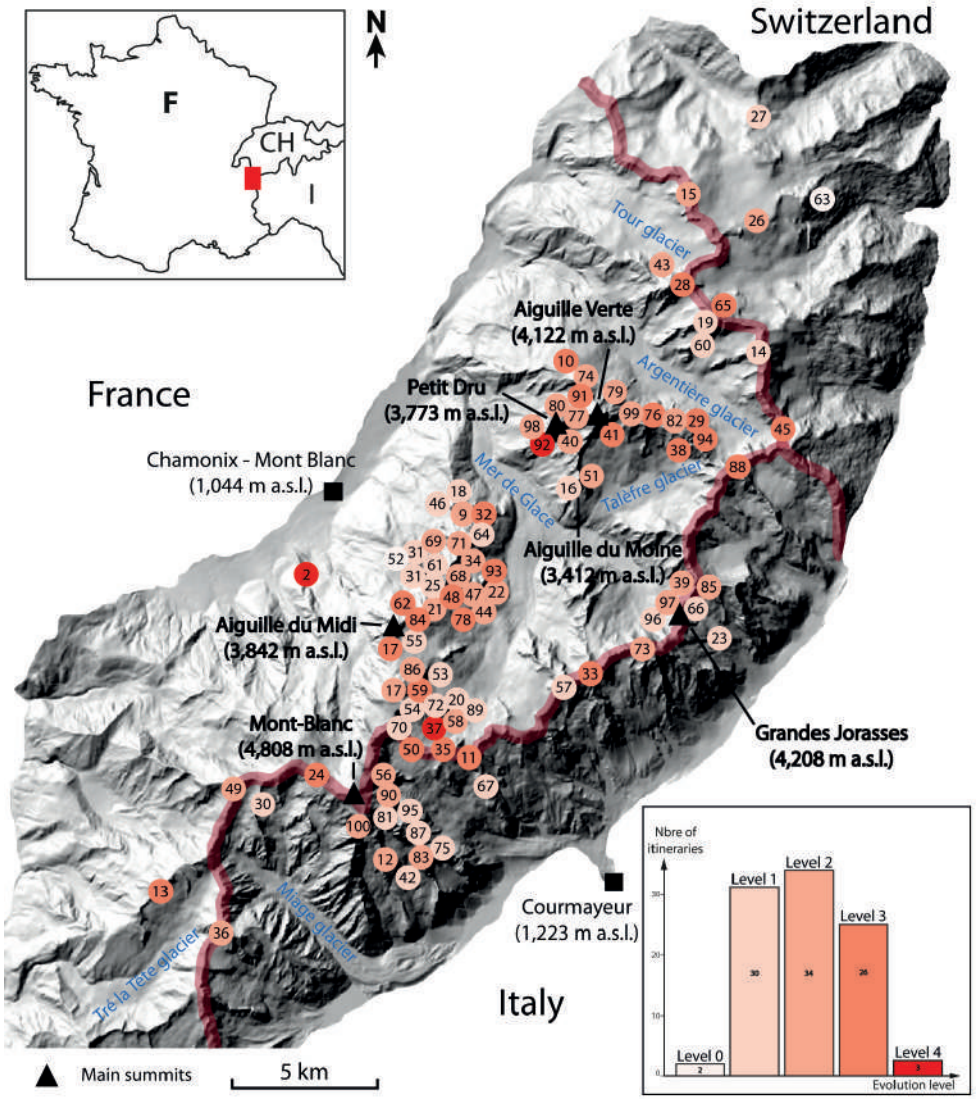


Figure 1.20 : 100 itinéraires d'alpinisme dans le MMB et leur niveau d'évolution (Mourey et al., 2019). Le niveau 0 correspond à un itinéraire dont l'ascenssion n'a pas changée. Le niveau 1 correspond à un itinéraire dont les paramètres d'ascension ont légèrement évolué. Le niveau 2 correspond à un itinéraire dont les paramètres d'escalade ont modérément évolué. Le niveau 3 correspond à un itinéraire dont les paramètres d'escalade ont beaucoup évolué et, en général, l'itinéraire ne peut plus être gravi en été. Les dangers objectifs et la difficulté technique ont fortement augmenté en raison du nombre et de l'intensité des changements géomorphologiques qui l'affectent. Les alpinistes ont dû modifier fondamentalement leur manière de gravir l'itinéraire. Le niveau 4 correspond à un itinéraire qui a complètement disparu.

L'augmentation de l'occurence et du volume des chutes de pierres et écroulements rocheux menace donc la pérennité des activités de haute montagne. Dans ce contexte, les pratiquants d'activités récréatives ainsi que les acteurs du tourisme en montagne ont besoin (i) d'acquérir des outils pour avoir une meilleure analyse des aléas associés à la dégradation de la cryosphère alpine, (ii) de renforcer les connaissances pour (iii) améliorer la prédictibilité des écroulements.

Dans une autre mesure, les mutations paysagères liées au retrait glaciaire interrogent les pratiques culturelles touristiques qu'elles impactent directement (Salim et Ravanel, 2020). En effet, l'accès aux glaciers est rendu difficile par leur recul (Pröbstl-Haider *et al.*, 2016 ; Mourey *et al.*, 2017a) et l'augmentation de la couverture détritique sur les glaciers (*e.g.* Tielidze *et al.*, 2020 ; Herreid et Pelliciotti, 2020) pose des questions sur un décalage entre l'imaginaire des touristes et la réalité du terrain (Salim, 2021). Il s'agit d'autant de défis auxquels doivent se confronter les acteurs du tourisme. Ainsi, les questions de la dépréciation des sites glaciaires en lien avec le réchauffement climatique, de la mobilisation du concept de « *Last Chance Tourism* » (Eijgelaar *et al.*, 2010; Hall et Saarinen, 2010; Lemelin *et al.*, 2010; 2013) et des évolutions des perceptions et des pratiques touristiques dans les sites glaciaires en mutation sont à poser. Ces sites constituent un patrimoine à réinventer.

1.3.2. Implications pour les infrastructures

À l'échelle du versant, les infrastructures subissent des déstabilisations liées à la dégradation du permafrost ou au retrait glaciaire. Cela a par exemple été le cas pour le refuge des Cosmiques (3613 m, 140 couchages) en 1998 (MMB ; Ravanel *et al.*, 2013) dont une partie du bâtiment a été déstabilisée suite à un écroulement de la masse rocheuse de 600 m^3 sur laquelle il reposait en partie (Figure 1.21). Cet évènement a conduit à d'importants travaux de stabilisation pour maintenir l'activité du refuge. 10 déstabilisations supplémentaires ont été observées entre 1998 et 2013 avec des volumes compris entre 20 et > 1000 m^3 (Ravanel *et al.*, 2013). Une étude a permis de montrer que les éboulements et écroulements successifs sont probablement dûs à la dégradation du permafrost au niveau de l'arête rocheuse et à l'abaissement du niveau du glacier du Géant qui a entrainé des déstabilisations en pied de paroi (Ravanel *et al.*, 2013).



Figure 1.21 : L'écroulement rocheux du 22 août 1998 qui a impacté le refuge des Cosmiques dans le MMB (ph. A. Sage).

Une autre étude menée dans la station de Val Thorens (Duvillard *et al.*, 2019) a montré qu'au cours de la dernière décennie, trois composantes de remontées mécaniques (deux gares et un pylône) situées en contexte de permafrost ont subi des déstabilisations partielles nécessitant des travaux de stabilisations. Les auteurs ont notamment évalué le rôle du permafrost dans la déstabilisation du pylône qui avait été implanté sur un glacier rocheux, ainsi que l'impact des modifications anthropiques sur l'évolution du glacier rocheux.

Si les publications scientifiques qui ont clairement démontré le lien entre la dégradation de la cryosphère et la déstabilisation d'infrastructures restent rares (Petley, 2017 ; Duvillard *et al.*, 2018), ces évènements se font de plus en plus fréquents dans les milieux alpins. Par exemple, dans le MMB, le bivouac de la Fourche s'est effondré en août 2022 (Figure 1.22) tout comme celui des Périades en 2019, illustrant ainsi les répercussions directes des déstabilisations des versants sur les infrastructures en haute montagne.

Dans les Alpes françaises, une étude (Duvillard *et al.*, 2019) a recensé les infrastructures qui ont connu des dommages en raison de la dégradation du permafrost. Les auteurs ont répertorié presque 1000 éléments d'infrastructures (refuges, pylônes, et remontées mécaniques) situés en contexte de permafrost parmi lesquelles 12 ont été sujets à des détériorations répétées sur les 30 dernières années.

Dans ce contexte, le développement de stratégies de diagnostic est nécessaire pour évaluer les conséquences de la dégradation de la cryosphère alpine sur les infrastructures présentes en contexte glaciaire et péri/paraglaciaire. Dans un but opérationnel, les géotechniciens ont besoin d'améliorer leurs connaissances sur l'évolution des terrains à permafrost, sur les conséquences du retrait glaciaire, ainsi que sur les facteurs de déclenchements et de propagation des écroulements rocheux à l'échelle des versants. Ils se heurtent régulièrement à la difficulté d'évaluer la distribution de permafrost, le volume et la distribution de la glace dans le sol, ainsi que son évolution



Figure 1.22 : Le bivouac de la Fourche (MMB) avant et après son effondrement en août 2022. A : Le bivouac avant l'écroulement rocheux (Ph. Club Alpin Italien). B : Les reste du bivouac sur le glacier de la Branva (Ph. Gazetta Matin).

potentielle. Si les sondages destructifs permettent d'évaluer la teneur en glace du terrain, sa représentativité spatiale est limitée. Les approches de modélisation numérique du permafrost permettent quant à elles d'évaluer sa distribution et de simuler son évolution dans les décennies à venir, mais la connaissance de la teneur en glace reste nécessaire pour la mise en œuvre de telles méthodes. Les investigations *in-situ* par tomographie de résistivité électrique (*Electrical Resistivity Tomography* ; ERT) et de Polarisation Provoquée (PP) sont des méthodes non invasives (Duvillard *et al.*, 2021) qui, couplées à des analyses pétrophysiques en laboratoire (Wagner *et al.,* 2019) et à de la modélisation thermique (Ben Asher, 2023), permettraient de fournir un diagnostic complet pour évaluer quantitativement la teneur en eau et en glace du terrain, son régime thermique, et son évolution dans le temps. Ces approches constituent donc de véritables outils pour aider à répondre aux challenges auxquels sont confrontés les géotechniciens sur les terrains en haute montagne (Magnin *et al.*, 2023).

1.3.3. Implications pour la planification territoriale à une échelle régionale

Les impacts d'une avalanche rocheuse ou d'un écroulement rocheux, parfois amplifiés par des aléas en cascade, représentent un risque pour les populations installées dans les vallées. Dans un contexte d'augmentation de ces aléas d'origine glaciaire et périglaciaires (Haeberli *et al.*, 2017), les autorités publiques ont besoin d'accroître les connaissances sur la spatialisation des aléas gravitaires afin d'anticiper la mutation spatiale des aléas dans les conditions changeantes

du climat et de la cryosphère. Pour cela, des études à une échelle régionale sont nécessaires afin de mettre en place des stratégies d'aménagement du territoire adaptées (Haeberli, 2016a). Ainsi, des approches intégrées prenant en compte l'évolution de la cryosphère alpine, la compréhension des processus physiques liés à la dégradation du permafrost, le retrait glaciaire et la formation de nouveaux lacs, sont essentielles pour la planification d'aménagements à long terme.

Dans cette optique, des études proposent des méthodes pour adopter une gestion intégrée des aléas et aider à la planification territoriale en prenant en compte des mesures de réduction des risques (PLANAT, 2013). Par exemple, Schaub (2014) contribue à améliorer les connaissances pour le dialogue et la prise de décision dans le cadre de la gestion intégrée des aléas liés aux lacs en haute montagne. L'auteur propose une approche qui combine une évaluation quantitative du risque et une planification des mesures de réduction des risques actuels et à venir. Cette approche est destinée à aider les prises de décisions en termes de planification territoriale. Le GAPHAZ (*Glacier And Permafrost HAZards*), un groupement de scientifiques étudiant les aléas glaciaires et périglaciaires en montagne, propose également des lignes directrices pour l'évaluation des aléas qui visent (i) à évaluer la stabilité des parois rocheuses et les conditions de déclenchement des aléas gravitaires, et (ii) à cartographier les aléas potentiels dans les régions montagneuses (GAPHAZ, 2017 ; Allen *et al.*, 2022) afin de fournir des outils d'aide à la décision.

Les approches intégrées permettent d'anticiper les mutations spatiales et temporelles des aléas dans les conditions de dégradation de la cryosphère actuelles et à venir, ainsi que les éventuelles ressources économiques qui résultent des transformations paysagères (Haeberli *et al.*, 2016a).

Conclusion du Chapitre 1

La haute montagne et les environnements glaciaires et périglaciaires sont extrêmement sensibles aux changements climatiques. Les conséquences principales du réchauffement climatique dans les environnements alpins sont une augmentation de l'occurence des aléas gravitaire liés au retrait glaciaire et/ou à la dégradation du permafrost. Les projections climatiques montrent que cette tendance va s'accentuer dans les prochaines décennies. L'anthropisation des milieux montagnards associée au nombre croissant d'aléas liés à la dégradation de la cryosphère alpine augmente la vulnérabilité des territoires de montagne, ce qui pose la question des enjeux sociétaux liés à ces aléas.

Le Chapitre 1 a permis de dresser un tableau des processus liés à la dégradation de la cryosphère, en se concentrant notamment sur les processus principalement étudiés dans ce travail doctoral, à savoir les écroulements et avalanches rocheuses, ainsi que les aléas en cascade qu'ils peuvent générer. Nous avons ainsi donné des éléments de compréhension des facteurs thermo-hydro-mécaniques qui les déclenchent, et des processus qui influencent leur propagation. Afin de dessiner le contexte dans lequel ce travail doctoral s'inscrit, ce chapitre a également abordé les enjeux sociétaux qu'impliquent les aléas liés à la dégradation de la cryosphère. Nous soulignons également la nécessité d'améliorer la connaissance afin de proposer des solutions opérationnelles pour (i) aider concrètement les décideurs et les aménageurs du territoire et (ii) développer des stratégies et des outils qui permettront aux populations de s'adapter à la mutation spatio-temporelle de ces aléas.

Le Chapitre 1 a ainsi mis en évidence la nécessité de répondre aux questions suivantes. Quels sont les enjeux sociétaux liés aux aléas en contexte de dégradation de la cryosphère ? Quelles sont les stratégies à mettre en place pour s'adapter à ces nouveaux aléas et quelles sont les données existantes ou nécessaires à acquérir pour y parvenir ? Le Chapitre 2 permettra de montrer comment les travaux scientifiques se sont structurés pour répondre à ces questions.

Chapitre 2

Structuration de la recherche pour appréhender les aléas liés à l'évolution de la cryosphère :

Positionnement de la thèse et approche méthodologique

Chapter 2. Summary

The increase in hazards associated with cryosphere evolution (e.g., Schaub, 2014; Schaub et al., 2016; Haeberli et al., 2016a, 2016b, 2017), their consequences for recreational and tourist activities in high mountain areas (e.g., Mourey et al., 2020; Salim et al., 2023), and their potential impact extending to valley floors (e.g., Byers et al., 2018; Walter et al., 2020) represent significant challenges for stakeholders and communities in high mountain regions (Hock et al., 2019). These societal issues are driving the scientific community to improve its understanding of glacial and periglacial hazards and to develop practical solutions to help decision-makers manage the associated risks.

To address the societal issues related to the risk emerging from cryosphere degradation, scientific research has been structured into four main topics, as presented in Section 2.1 and illustrated in Figure 2.1. The first topic involves the acquisition of observational data by identifying and characterising terrains affected by glacial and periglacial dynamics, as well as monitoring their evolution. This includes identifying permafrost-affected areas (Section 2.1.1.1; Figure 2.2), creating glacier inventories and tracking their changes (Section 2.1.1.2; Figure 2.3), and compiling inventories of historical events, particularly hazards related to cryosphere degradation (Section 2.1.1.3). The second topic aims to enhance fundamental knowledge of the processes leading to slope destabilisation in permafrost contexts (Section 2.1.2). This is achieved through case studies, including in-situ data collection and modelling of the state and evolution of permafrost, to understand the thermo-hydro-mechanical effects of permafrost evolution on slope stability. Acquiring data and improving the fundamental understanding of the processes leading to slope failures allows to map areas at risk, which is the third topic (Section 2.1.3). This mapping is essential for evaluating and anticipating hazards in high mountain environments, both on regional (massif) and local (catchment or slope) scales. Finally, the fourth topic (Section 2.1.4) aims to enhance the predictability of hazards and assess their likelihood of occurrence to implement operational risk management solutions (e.g., alert bulletins, early warning systems). These four topics are elaborated in Section 2.1, and the developed methods are summarised in Figure 2.7.

The second part of this chapter (Section 2.2) explains how this doctoral research aligns with ongoing studies in the French Alps. First, it presents the specifics characteristics of the territory (Section 2.1.1), focusing on the geological (Section 2.1.1.1; Figure 2.8) and climatic context (Section 2.2.1.2). Then, it discusses research in the French Alps concerning the evolution of glacial landscapes (Section 2.2.1.3; Figure 2.8) and permafrost distribution (Section 2.2.1.4). Finally, it highlights the MBM as a remarkable study site for cryosphere research (Section 2.2.1.5; Figure 2.11).

Section 2.2.1 demonstrates that over the past twenty years, significant data acquisition efforts have been made in the French Alps, including mapping permafrost distribution (Figure 2.10), compiling glacier and rockfall inventories, and identifying potential future glacial lakes (Figure 2.9). However, these research projects have often been conducted independently, with few aiming to gather the collected data into an integrated approach. Such an approach would help to develop practical solutions for mountain practitioners, geotechnical engineers, and stakeholders to better adapt and anticipate risks.

This overview of challenges and needs identified by previous studies in the French Alps led to the construction of the research axes and questions that structure this doctoral work (Section 2.2.2). The objectives of this doctoral research are (i) to identify and map areas at risk to be impacted by rockfalls, rock avalanches and their potential cascading hazards, and (ii) to deepen

fundamental knowledge on the processes predisposing, triggering and propagating rockfalls and rock avalanches from permafrost rockwalls. To do so, we address the following research questions:

Research Question #1

Based on the knowledge and data collected over the past two decades of research in the French Alps, can we better understand permafrost-affected areas prone to destabilisation and map potential rock slope failure trajectories?

By addressing these questions, we will propose methods, tools, and relevant data to help decision-makers implement strategies for anticipating and adapting to permafrost-related risks. Modelling and mapping are currently the most effective means of obtaining information on the spatiotemporal evolution of these hazards.

However, identifying areas at risk requires to improve our understanding of the processes and mechanisms that trigger and propagate rockfalls and avalanches. This doctoral research will therefore explore the following question:

Research Question #2

How can the development of permafrost investigation methods and associated hazard assessments improve our understanding of the triggering and propagation of rockfalls in high mountain areas?

This doctoral work proposes an integrated approach that links field observations, in-situ measurements, numerical modelling, and regional hazard mapping in permafrost contexts in the French Alps (Figure 2.12). We follow a multi-scale spatiotemporal approach, ranging from the regional scale (French Alps) to the local scale (slope), considering current environmental conditions up to those of the late 21st century. Our work is divided into two research axes:

- **Axis 1: Identification of areas at risk on a regional scale: a new method proposed for the French Alps**
- **Axis 2: Identification and understanding of the predisposing, triggering, and propagation mechanisms of rockfalls and rock avalanches in permafrost-affected slope areas: A case study**

The main objectives of this thesis and its organisation into two research axes are illustrated in Figure 2.12.

Chapitre 2. Structuration de la recherche pour appréhender les aléas liés à l'évolution de la cryosphère : Positionnement de la thèse et approche méthodologique

L'augmentation des aléas liés à l'évolution de la cryosphère (*e.g.* Schaub, 2014 ; Schaub *et al.*, 2016 ; Haeberli *et al.*, 2016a, 2016b, 2017), les changements que cela implique sur la pratique des activités récréatives et touristiques en haute montagne (*e.g.* Mourey *et al.*, 2020 ; Salim *et al.*, 2023), et les catastrophes qu'ils peuvent engendrer jusqu'au fond des vallées (*e.g.* Byers *et al.*, 2018 ; Walter *et al.*, 2020) mettent en lumière des défis majeurs qui se posent aux acteurs et populations des régions de haute montagne (Hock *et al.*, 2019). Ces enjeux sociétaux poussent la communauté scientifique à se structurer afin d'approfondir la connaissance fondamentale sur les aléas liés à la dégradation de la cryosphère, et de mettre en place des solutions opérationnelles pour aider les décideurs à faire face aux risques.

Dans ce contexte, la Section 2.1 explique comment la recherche scientifique s'est structurée afin d'améliorer la compréhension des processus physiques, et de mieux caractériser, spatialiser et identifier les aléas liés à la dégradation de la cryosphère. Nous verrons alors quelles sont les données disponibles et quelles sont celles qui doivent être acquises pour participer à répondre aux besoins sociétaux et aider à proposer des stratégies d'anticipation et d'adaptation des risques actuels et à venir.

La Section 2.2 permet quant à elle de présenter comment ce travail doctoral se positionne par rapport aux recherches en cours sur les aléas liés à la dégradation de la cryosphère dans les Alpes françaises, en présentant les spécificités du territoire, les questions de recherche autour desquelles ce travail doctoral se structure, et l'approche méthodologique adoptée pour y répondre.

2.1. Structuration de la recherche scientifique pour répondre aux enjeux des risques émergents

Pour répondre aux besoins sociétaux liés aux aléas liés à la dégradation de la cryosphère dans les régions de haute montagne, le GAPHAZ propose des lignes directrices pour l'évaluation des aléas, dont l'objectif est d'évaluer la stabilité des parois rocheuses et les conditions propices au déclenchement des aléas gravitaires, et de cartographier les aléas potentiels dans les régions de haute montagne (GAPHAZ, 2017 ; Allen *et al.*, 2022). Dans cette dynamique, la communauté scientifique propose des approches à l'échelle régionale pour identifier les aléas ; mais également à l'échelle du site pour caractériser les processus et mécanismes physiques des aléas liés à la dégradation de la cryosphère. Ces différents travaux publiés dans la littérature scientifique ont pour but : (i) **d'acquérir des données d'observation des phénomènes**, (ii) **d'améliorer la compréhension fondamentale des processus menant au déclenchement et à la propagation des aléas**, (iii) **d'identifier des secteurs à risque** et (iv) **de mettre en place des solutions opérationnelles de gestion des risques**. Ces axes de recherche sont interdépendants et s'alimentent entre eux (Figure 2.1).

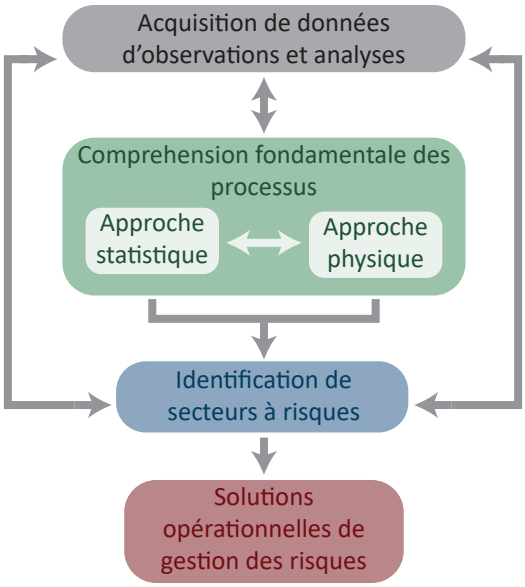


Figure 2.1 : Structuration de la recherche scientifique sur l'évolution de la cryosphère et les aléas liés à la dégradation de la cryosphère dans les environnements de haute montagne.

2.1.1. Acquisition de données d'observation

Afin d'étudier les aléas associés à la dégradation de la cryosphère, l'une des premières étapes est d'identifier les terrains affectés par des dynamiques glaciaires et périglaciaires, de les caractériser, et de suivre leur évolution. Cela passe en premier lieu par l'identification des secteurs affectés par le permafrost, par la mise en place d'inventaires des glaciers, ainsi que par l'étude de leur évolution passée et à venir. La construction d'inventaires d'évènements historiques (notamment des aléas liés à la dégradation de la cryosphère) est un enjeu essentiel pour évaluer la susceptibilité d'occurrence d'un type d'évènement, pour comprendre les mécanismes de déclenchement et de propagation, ainsi que pour dresser des mesures anticipatives dans le cadre de la prévention des risques à venir.

2.1.1.1. Identifier et cartographier les terrains à permafrost

Depuis le début des années 2000, la dégradation du permafrost de parois est progressivement devenue un objet d'étude au cœur des questions de recherche dans les Alpes (*e.g.* Gruber *et al.*, 2004 ; Ravanel *et al.,* 2010) permettant une meilleure compréhension de son impact sur la morphodynamique des versants.

Réseaux d'observation du permafrost

Des réseaux d'observation du permafrost, basés sur du *monitoring* de la température de surface et en profondeur (forages), ont été mis en place afin d'obtenir une vue d'ensemble de la distribution, de l'état thermique, et de l'évolution du permafrost sur le long terme. Dans cette dynamique, le GTN-P (*Global Terrestrial Network for Permafrost*) fut alors créé par l'*International Permafrost Association* (IPA), dans le cadre du Système Mondial d'Observation Terrestre (*Global Terrestrial Observing System* ; GTOS) qui fait partie du Système Mondial d'Observation du Climat (*Global Climate Observing System* ; GCOS ; Brown *et al.*, 2000 ; Burgess *et al.*, 2000). Les deux principaux objectifs du GTN-P sont le suivi à long terme de l'état thermique du permafrost dans un vaste réseau de forages et le suivi de l'épaisseur et de la dynamique de la couche active. Suite à cette première impulsion, des études menées à l'échelles régionale ont permis de créer des réseaux d'observation tels que PERMOS (*PERmafrost MOnitoring Switzerland*) en Suisse, mis en place en 2000. En France, les recherches sur le permafrost alpin ont été initiées dans le MMB en au début des années 2000 (Deline *et al.,* 2023). Le MMB s'est avéré être un site d'étude privilégié en raison notamment des nombreuses parois rocheuses de haute altitude facilement accessibles grâce aux remontées mécaniques. Les recherches se sont ensuite étendues à l'ensemble des Alpes françaises *via* le réseau *PermaFRANCE* (Schoeneich *et al.*, 2010), un réseau français d'observation et de suivi du permafrost qui collecte des données issues de forages et de mesures de température de subsurface dans les parois rocheuses et les formations superficielles (Bodin *et al.*, 2009 ; Schoeneich *et al.*, 2014). Ainsi, 11 sites situés dans les massifs du Mont Blanc, des Ecrins, de la Vanoise, du Queras et de l'Ubaye sont suivis dans le réseau *PermaFRANCE* depuis 2009. Parmis ces sites, 6 ont permis de surveiller la température du permafrost et l'épaisseur de la couche active pendant plus de 10 ans (Magnin *et al.*, 2024).

Cartographie de la distribution du permafrost

La cartographie de la distribution du permafrost repose principalement sur des approches statistico-empiriques qui se basent sur des observations et mesures *in-situ*. Elles sont calibrées en prenant en compte des facteurs environnementaux tels que la pente, l'ensoleillement, ou la végétation. Cette approche a permis de cartographier la distribution du permafrost de montagne dans de nombreuses régions (*e.g.* Lambiel et Reynard, 2001 ; Tanarro *et al.*, 2001 ; Heggem *et al.*, 2005 ; Bonnaventure et Lewkowicz, 2008). Des modèles à base physique peuvent également être utilisés afin de simuler localement la distribution du permafrost dans les versants ou les parois rocheuses (*e.g.* Gruber *et al.*, 2004). Ces modèles sont cependant plutôt utilisés pour comprendre les processus physiques et pour étudier le contrôle topo-climatique qui s'exerce sur la distribution du permafrost en profondeur (Section 2.1.2 ; Noetzli *et al.*, 2007 ; Noetzli et Gruber, 2009). Très exigeants en temps de calcul et en données d'entrée, les modèles physiques sont utilisés à l'échelle du versant, tandis que les modèles statistico-empiriques sont généralement utilisés à une échelle régionale.

À l'échelle de l'hémisphère nord, la distribution du permafrost a été cartographiée par Obu *et al.* (2019) en utilisant un modèle d'état d'équilibre de la température (*Temperature at the TOP of the permafrost* ; TTOP) pour la période 2000-2016. Les résultats ont été évalués grâce aux mesures en forages. Des comparaisons détaillées entre les cartes de distribution du permafrost à l'échelle régionale et les températures de forage montrent que le modèle est robuste dans les régions de montagne, mais est moins précis dans les forêts boréales de sapins et de mélèzes densément végétalisées. Gruber (2012) propose également un modèle global, qui inclue l'hémisphère sud, qui porte une attention particulière à l'incertitude du modèle et à l'échelle d'étude, et qui est plus adapté à la montagne.

Dans les Alpes, la combinaison de deux modèles statistiques a permis de cartographier la distribution du permafrost dans l'ensemble de l'arc alpin avec le *Rock Model* pour les parois aux pentes ≥ 55°, et le *Debris Model* pour les pentes ≤ 35°. Une combinaison des deux modèles a été réalisée pour les pentes comprises entre 35° et 55° (Boeckli *et al.*, 2012a, 2012b). Les deux modèles sont calibrés avec les données issues du projet *PermaNET* (Cremonese *et al.*, 2011). Le *Rock Model* a été calibré avec 53 points de mesure de TAMSP répartis dans l'ensemble des Alpes européennes. Ce modèle calcule les TAMSP en prenant en compte les valeurs de Radiation Solaire Incidente Potentielle (RSIP) et les valeurs de la TAMA aux points de mesure des TAMSP. Le *Debris Model* a quant à lui été calibré à l'aide d'inventaires de glaciers rocheux en partie issus du projet *PermaNET* et complétés par d'autres inventaires suisses (Delaloye *et al.*, 1998 ; Hoelzle, 1998 ; Imhof, 1998 ; Reynard et Morand, 1998 ; Schoeneich *et al.*, 1998 ; Frauenfelder *et al.*, 2001 ; Frauenfelder, 2005), répertoriant au total 2184 glaciers rocheux actifs et 4218 glaciers rocheux inactifs.

Boeckli *et al.* (2012a) ont également appliqué un décalage de température aux TAMSP pour évaluer la température en profondeur, calculé en fonction de l'exposition au soleil sur la base de Hasler *et al.* (2011b) (*Cf.* Concept d'offset thermique décrit en Section 1.1.2.1). La TAMSP est ensuite convertie en une carte d'indice de présence du permafrost : l'APIM (*Alpine Permafrost Index Map* dont un exemple est donné en Figure 2.2 *;* Boeckli *et al.*, 2012b). L'APIM présente toutefois des incertitudes car la présence de permafrost peut être sous estimée dans les parois et surestimée dans les formations superficielles (Kenner et al., 2019). Ces cartes doivent donc

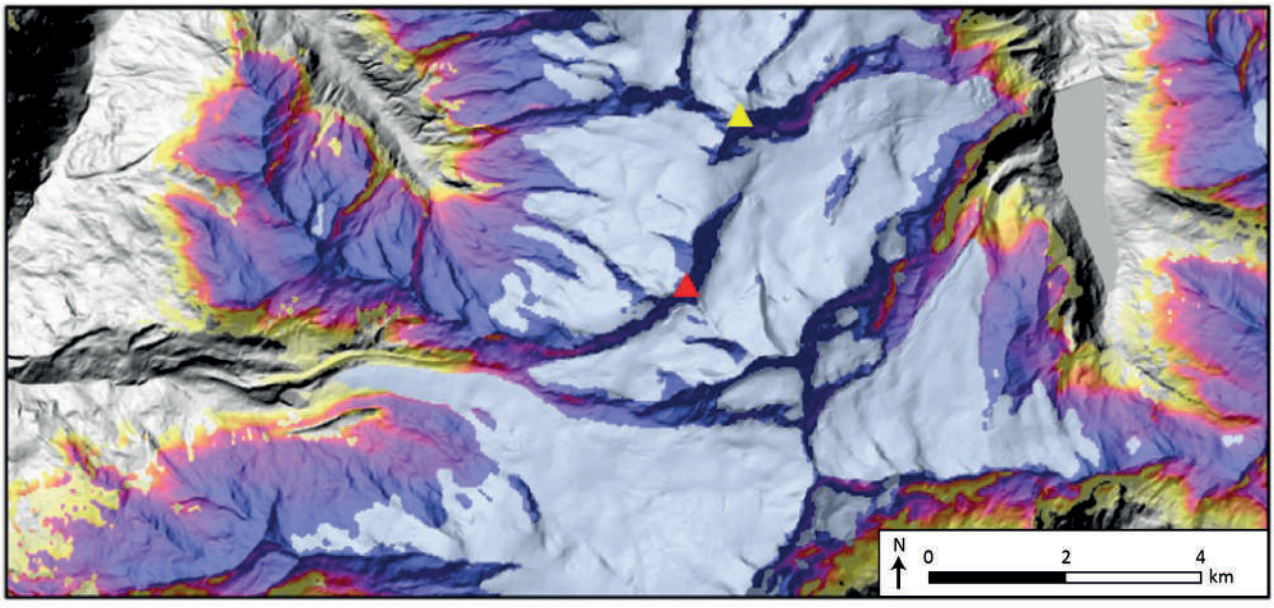


Figure 2.2 : Exemple de l'APIM pour le secteur du Rimpfischhorn (4199 m, triangle rouge) et du Allalinhorn (4027 m, triangle jaune) en Suisse (Boeckli et al.*, 2012b).*

être évaluées et interprétées en tenant compte des observations morphologiques que l'on peut effectuer sur le terrain (*e.g.* présence/absence de végétation ou de patch de neige dans des éboulis, aspects des glaciers rocheux, microtopographie des parois ; Boeckli *et al.*, 2012b).

Dans les Alpes françaises, Marcer *et al.* (2017) ont cartographié le permafrost dans les formations superficielles en se basant sur une approche statistique qui utilise les données climatiques et topographiques à l'emplacement des glaciers rocheux répertoriés dans les Alpes françaises. Les sorties du modèle sont interprétées à travers un indice de susceptibilité de permafrost (*Permafrost Favorability Index,* PFI). Une comparaison du PFI avec l'APIM ne montre pas de différences majeures, malgré une légère surestimation de l'extension du permafrost dans les formations superficielles par l'APIM (Marcer *et al.*, 2017).

Dans le MMB, le *Rock Model* a été appliqué en intégrant des variables d'entrée locales à haute résolution spatiale (Magnin *et al.*, 2015a). Cette étude a permis de cartographier la distribution du permafrost de paroi à une résolution de 4m dans le MMB. Elle a également montré que la résolution du MNT joue un rôle important sur les résultats du modèle car la différence de température peut atteindre 2°C entre 4m et 30 m de résolution.

2.1.1.2. Inventaires des glaciers et cartographie des futurs lacs glaciaires

Inventaires de glaciers à l'échelle planétaire

L'inventaire et la cartographie des glaciers est une étape essentielle pour l'étude des aléas liés à la dégradation de la cryosphère. Ces inventaires fournissent des informations détaillées sur l'étendue des glaciers, leur superficie, leur altitude, leur pente, leur orientation, etc. (Haeberli, 2004 ; Paul *et al.*, 2009 ; Zemp *et al.*, 2014). Des informations détaillées sur la couverture glaciaire permettent également de nombreuses applications en glaciologie et hydrologie telles que l'évaluation des fluctuations glaciaires, la mesure du bilan de masse, des estimations du volume de glace, ainsi que des projections sur la perte de masse des glaciers et sur l'élévation du niveau de la mer associée (Jacob *et al.*, 2012 ; Bliss *et al.*, 2014 ; Eis *et al.*, 2019 ; Hock *et al.*, 2019 ; McNabb *et al.*, 2019 ; Grab *et al.*, 2021). Une mise à jour fréquente des inventaires de glaciers est nécessaire pour quantifier ces changements rapides (Zemp *et al.*, 2014 ; Linsbauer *et al.*, 2021).

La cartographie des glaciers est généralement réalisée de manière automatique ou semi-automatique depuis des images satellitaires (Raup *et al.*, 2007). Les contours des glaciers ainsi déterminés ont été rassemblés dans la base de données *Global Land Ice Measurements from Space* (GLIMS) (Kargel *et al.*, 2005). La mise à disposition gratuite d'images Landsat ortho-rectifiées en 2008 (Wulder *et al.*, 2012) a permis d'améliorer la cartographie des glaciers sur des régions de plus en plus vastes (*e.g.* Andreassen *et al.*, 2008 ; Bolch *et al.*, 2010 ; Paul *et al.*, 2011 ; Rastner *et al.*, 2012). Le *Randolph Glacier Inventory* (RGI) (Pfeffer *et al.*, 2014) a permis d'obtenir un premier ensemble de données vectorielles sur les contours des glaciers à l'échelle planétaire. Dans sa dernière version, celle de 2023, le RGI répertoriait 274 531 glaciers pour l'ensemble de la planète (Figure 2.3 ; RGI 7.0 Consortium, 2023). De nouveaux ensembles de données sont constamment produits et mis à disposition *via* GLIMS (*e.g.*, Nuth *et al.*, 2013 ; Kienholz *et al.*, 2015 ; Nuimura *et al.*, 2015 ; Earl et Gardner, 2016 ; Barcaza *et al.*, 2017 ; Meier *et al.*, 2018 ; Mölg *et al.*, 2018 ; Carrivick *et al.*, 2020).

Toutefois, l'utilisation de ces inventaires à l'échelle régionale est parfois limitée (Masiokas *et al.*, 2015) car (i) ils ne prennent pas en compte les plus petits appareils glaciaires (Kaushik *et al.*, 2022b), et (ii) et la cartographie automatisée à l'aide de méthodes de classifications multispectrales est souvent limitée du fait de la couverture détritique, des effets de l'enneigement saisonnier, et

des zones d'ombre. Les contours des glaciers doivent alors être corrigés (Paul, 2017 ; Dussaillant *et al.*, 2018 ; Malz *et al.*, 2018). La délimitation des glaciers couverts de débris et leur intégration dans les inventaires restent néanmoins un challenge, bien qu'elles soient fondamentales car elles fournissent des éléments clés pour comprendre des processus glaciaires en cours (Scherler *et al.*, 2011 ; Kraaijenbrink *et al.*, 2017 ; Scherler *et al.*, 2018 ; Herreid et Pellicciotti, 2020 ; Rounce *et al.*, 2021).

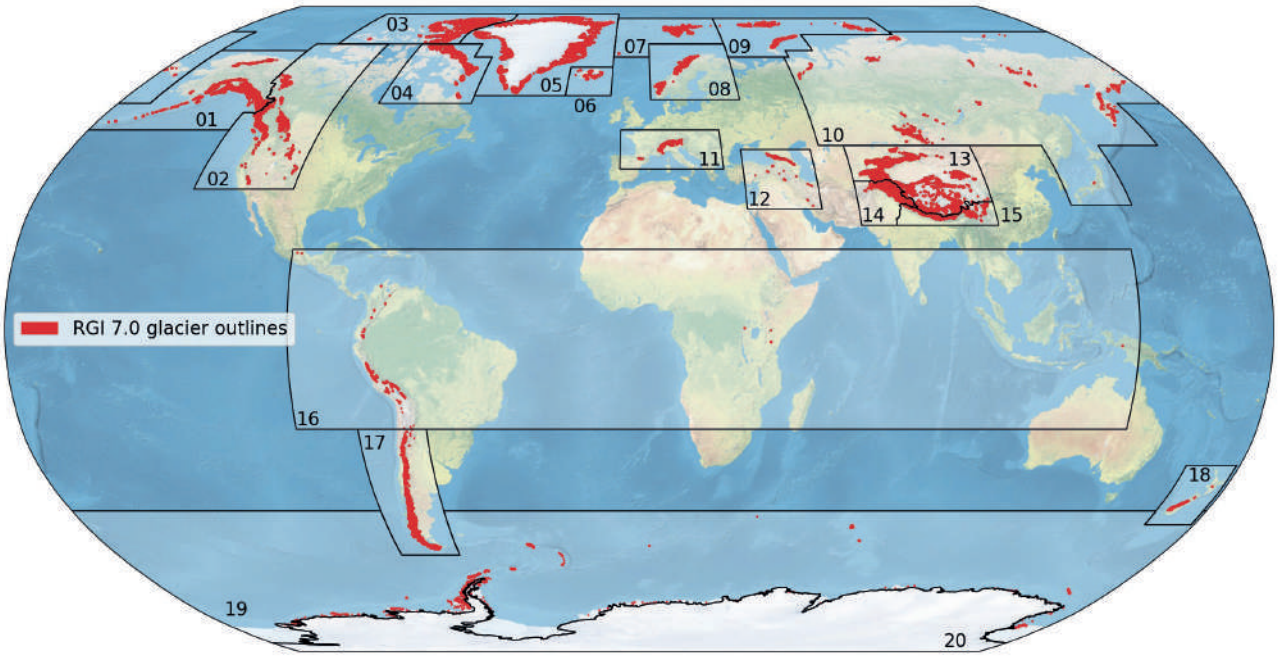


Figure 2.3 : Contour des glaciers répertoriés dans le RGI et découpage géographique en 20 régions pour des évaluations à une échelle régionale (RGI 7.0 Consortium, 2023).

Inventaires de glaciers dans les Alpes Européennes

À une échelle régionale, des réseaux d'observation ont permis de réaliser des inventaires de glaciers plus précis. Par exemple, Paul *et al.* (2011) ont réalisé un inventaire des glaciers pour l'ensemble des Alpes à partir d'images satellites Landsat acquises durant l'été 2003. Par la suite, un nouvel inventaire a été réalisé sur la base d'une cartographie semi-automatisée à partir d'images satellites de 2015 (Paul *et al.*, 2020). La comparaison des inventaires de 2003 et 2015 permet de cartographier les évolutions glaciaires entre les deux dates (Paul *et al.*, 2020).

Au niveau national, des inventaires détaillés des glaciers ont été produits à partir de jeux de données à haute résolution (photographies aériennes, lasergrammétrie). Ces inventaires nationaux concernent les périodes 2008-2011 pour la Suisse (SGI2010 ; Fischer *et al.*, 2014), 2004-2011 pour l'Autriche (Fischer *et al.*, 2015), et 2005-2011 pour l'Italie (Smiraglia *et al.*, 2015). En France, c'est l'étude de Gardent *et al.* (2014) qui a permis d'inventorier les glaciers dans les Alpes françaises sur trois périodes différentes : la fin de PAG, 1967-1971, et 2006-2009. Cet inventaire a été réalisé sous un format vectoriel, sur la base des cartes topographiques, de photographies aériennes, et d'images satellites en utilisant des méthodes manuelles et automatiques. L'inventaire de Gardent *et al.* (2014) a mis à jour par Rabatel *et al.,* (2023), puis complété par un inventaire des tabliers de glace et des couvertures glacio-nivales par Kaushik *et al.* (2022a) pour le MMB.

Cartographie des lacs glaciaires

En contexte de retrait glaciaire, la formation de nouveaux lacs au front des glaciers peut représenter des opportunités économiques mais également des menaces pour les sociétés alpines

(*e.g.* Haeberli *et al.*, 2017, Viani et al., 2022). Leur identification représente un enjeu important, notamment en termes d'anticipation des risques de GLOF. Des modèles ont été développés pour calculer l'épaisseur des glaciers (*e.g.* Farinotti *et al.*, 2009), modéliser la topographie sous-glaciaire, et identifier des surcreusements dans lesquels des lacs pourraient se former à l'avenir (Linsbauer *et al.*, 2009, 2012 ; Paul et Linsbauer, 2012). De telles études ont déjà été menées dans l'Himalaya (Linsbauer *et al.*, 2016), les Andes péruviennes (Colonia *et al.* 2017 ; Drenkhan *et al.*, 2018), l'Asie centrale (Kapitsa *et al.*, 2017), la Suisse (Linsbauer *et al.*, 2012), et le MMB (Magnin *et al.*, 2020).

2.1.1.3. Inventaires d'évènements historiques (écroulement et avalanches rocheuses)

L'importance et les limites des inventaires d'évènements

Les inventaires d'écroulements et avalanches rocheuses constituent une véritable base de travail pour obtenir des statistiques régionales qui permettent d'évaluer la susceptibilité d'occurrence des évènements, ainsi que leur fréquence, magnitude ou encore leur propagation (Allen *et al.*, 2022). En effet, l'analyse de leur distribution, ainsi que la compréhension des facteurs préparatoires et déclencheurs, peuvent aider à anticiper les évènements à venir en proposant des scénarios de départ et de propagation mieux contraints (Carrivick et Tweed, 2016). Cependant, la réalisation d'inventaires restent un véritable challenge, notamment dans les régions de haute montagne, car cela nécessite (i) des témoins qui observent et retranscrivent les événements, (ii) une absence d'ombre et de couverture nuageuse sur les images utilisées à des fins de télédétection, et (iii) les marqueurs visibles de l'événement (niche d'arrachement et dépôt) doivent être facilement identifiables et rester visibles suffisamment longtemps pour être documentés (pas d'accumulation de neige ultérieure à l'évènement ou de remobilisation torrentielle par exemple).

Les écroulements ou avalanches rocheuses en contexte de permafrost sont des phénomènes qui touchent l'ensemble des massifs de haute montagne à travers le monde. De nombreuses études ont répertorié de très larges avalanches rocheuses qui se sont déclenchées en milieux glaciaire ou périglaciaire, aux volumes parfois supérieurs au million de m^3 (Allen *et al.*, 2011 ; Bessette-Kirton et Coe, 2020 ; Coe *et al.*, 2017 ; Geertsema *et al.*, 2006 ; Leinss *et al.*, 2020). Il convient d'indiquer que ces inventaires ne précisent pas toujours les facteurs de déclenchement des mouvements gravitaires. En effet, si ces évènements sont répertoriés dans des milieux glaciaires ou périglaciaires, la dégradation du permafrost n'est pas nécessairement à l'origine de leur déclenchement, ils peuvent aussi être dus à d'autres facteurs de déclenchement tels que la décompression post-glaciaire ou la sismicité.

Il est important de noter un biais d'observation dans ces inventaires. Ils ne répertorient généralement que les évènements qui ont eu un impact pour les sociétés humaines, ou qui sont facilement observables dans les milieux reculés. Si les avalanches rocheuses sont bien représentées dans les inventaires, les écroulements rocheux dont le volume est moins important ne sont pas systématiquement recensés. Cependant, leur occurence peut être élevée dans les milieux montagnards. Il existe donc de réels besoins sociétaux qui guident la densité des travaux dans certains secteurs. Ainsi, les inventaires systématiques d'écroulements rocheux en contexte de permafrost sont plus complets dans les Alpes européennes, où les chercheurs peuvent s'appuyer sur une longue expérience de surveillance scientifique et où les alpinistes, les gardiens de refuge et autres pratiquants en montagne participent à la collecte de données (Fischer *et al.*, 2012 ; Ravanel et Deline, 2013 ; Temme, 2015 ; Paranunzio *et al.*, 2019 ; Knoflash *et al.*, 2021). Par exemple, Ravanel et Deline (2013) ont répertorié plus de 251 écroulements dans le seul MMB

entre 2007-2011 et Knoflash *et al.* (2021) ont documenté 96 écroulements rocheux en Autriche entre 2006 et 2010. Du fait de la concentration d'études scientifiques dans certains massifs, la compréhension des processus ainsi que de nombreuses règles empiriques peuvent reposer en grande partie sur des données provenant des Alpes européennes (Alean, 1985 ; Haeberli, 1983 ; Huggel *et al.*, 2004).

En ce qui concerne les aléas en cascade, et notamment les GLOFs, une base de données internationale des événements a été mise en place afin de faciliter l'étude de ces processus et de leurs impacts (Vilímek *et al.*, 2014). Coe (2020) estime que ces inventaires devraient s'étendre sur une période d'au moins 30 ans afin de détecter de manière robuste les tendances en matière de localisation, fréquence, ampleur, ainsi que les liens avec l'évolution du climat.

Cependant, même lorsque les bases de données sont réalisées sur des échelles de temps longues (plusieurs décennies), leur utilisation pour évaluer les aléas actuels et à venir peut-être limitée. En effet, les environnements de haute montagne évoluent actuellement au-delà des antécédents historiques (Allen *et al.*, 2022). Cela signifie que les situations potentiellement à risque dans les conditions actuelles et futures de la cryosphère ne sont pas nécessairement reflétées dans les bases de données d'événements passés. Un site répertorié dans une base de données n'est ainsi plus nécessairement considéré comme étant « à risque » aujourd'hui du fait de l'évolution des milieux glaciaires et périglaciaires. Par exemple, un site qui présentait un risque d'avalanche de glace n'est plus forcément à risque dans les conditions actuelles du fait du retrait glaciaire. À l'inverse, l'absence d'un site dans un inventaire ne garantit pas non plus son innocuité car certains secteurs qui ne présentaient aucun risque dans le passé peuvent maintenant être affectés par de nouveaux processus (décompression post-glaciaire, GLOFs, etc.). Il est donc possible que de nouvelles configurations, historiquement inconnues, émergent et ne soient pas prises en compte dans les catalogues des événements passés tandis que ces mêmes catalogues sont difficilement exhaustifs (Allen *et al.*, 2022, Chiarle et al., 2022).

L'inventaire des écroulements rocheux dans le MMB : une base de données unique pour analyser les déstabilisations rocheuses en contexte de permafrost

Dans le MMB, un recensement des écroulements rocheux (>100 m^3) a été mis en place dès 2007. L'inventaire était composé de 1389 écroulements en 2021, ce qui en fait une base de données unique à l'échelle des Alpes européennes (Ravanel *et al.*, 2010 ; Ravanel et Deline, 2013). Ces évènements ont été documentés sur la base de témoignages *via* un réseau d'observateurs composé principalement de guides de haute montagne, de gardiens de refuge, et d'alpinistes. Ces derniers ont rapporté leurs observations par le biais de courriers électroniques, d'applications, ou de communications orales. Ces observations sont ensuite vérifiées et complétées chaque fin d'été ou début d'automne sur le terrain (Ravanel et Deline, 2013). Cet inventaire a par exemple permis d'étudier le lien entre les vagues de chaleur et l'occurrence des écroulements rocheux (Ravanel *et al.*, 2017), ou encore les conditions de permafrost susceptibles de jouer un rôle dans le déclenchement des écroulements rocheux (Legay *et al.,* 2021). Legay *et al.* (2021) proposent également des perspectives intéressantes pour prévoir la probabilité d'occurrence d'un écroulement rocheux et ainsi permettre la construction de bulletins d'alerte qui pourraient aider les pratiquants en montagne dans leur analyse des risques.

2.1.2. Améliorer la compréhension fondamentale des processus thermiques et mécaniques agissant sur la déstabilisation des versants en contexte de permafrost

La compréhension des mécanismes de déclenchement des écroulements et avalanches rocheuses est une étape essentielle dans l'évaluation des aléas (Allen *et al.*, 2022). Elle repose en partie sur l'acquisition de données *in-situ* et sur la modélisation du permafrost (Krautblatter *et al.*, 2012 ; Section 2.1.1). À cet égard, les études de cas sont une étape essentielle pour (i) apporter une analyse détaillée des processus menant à la déstabilisation des parois à permafrost, (ii) comprendre comment ces instabilités évoluent dans le temps, et (iii) développer des approches pertinentes pour l'évaluation des aléas. Des analyses approfondies d'événements individuels ont déjà été produites (*e.g.*, Fischer *et al.*, 2006 ; Fischer *et al.*, 2010 ; Deline *et al.*, 2011 ; Frauenfelder *et al.*, 2018 ; Etzelmüller *et al.*, 2022), mais d'autres études sont encore nécessaires pour relier les observations de terrain à la compréhension théorique des mécanismes liés à la dégradation du permafrost.

Ainsi, les travaux de recherche se sont principalement concentrés sur les effets thermo-hydro-mécaniques qui affectent la stabilité des parois à permafrost (*e.g.* Gruber et Haeberli, 2007 ; Krautblatter *et al.*, 2013 ; Draebing *et al.,* 2014, 2017). Par exemple, des expériences en laboratoire ont montré le rôle de la glace contenue dans les fractures au cours des processus de déstabilisation (*e.g.*, Davies *et al.*, 2001 ; Mamot *et al.*, 2018, 2021) et ont permis d'expliquer le déclenchement d'écroulements rocheux dans des conditions de permafrost tempéré (> -2°C ; *e.g.*, Deline *et al.*, 2011 ; Frauenfelder *et al.*, 2018 ; Legay *et al.*, 2021). La question des infiltrations d'eau et de sa circulation dans les fractures est également étudiée pour comprendre son rôle dans la dégradation du permafrost (notamment par advection de chaleur ; Hasler *et al.,* 2011a), et pour évaluer le rôle de la pression hydrostatique dans la déstabilisation des versants rocheux (Fischer *et al.*, 2010 ; Stoll *et al.,* 2020 ; Magnin et Josnin, 2021).

Connaitre l'état thermique du terrain, ainsi que la quantité d'eau et de glace contenue dans les terrains à permafrost est alors un enjeu important pour les scientifiques (Magnin *et al.*, 2023). Pour la quantifier, des méthodes d'investigation *in-situ* tels que des sondages géophysiques peuvent être mises en place. La tomographie par résistivité électrique (*Electrical Resistivity Tomography* ; ERT) est l'une d'elle. Il s'agit d'une méthode géophysique non invasive qui, couplée à des analyses pétrophysiques en laboratoire, permet de connaitre certains paramètres du terrain tels que sa température, ou sa teneur en eau et en glace (*e.g.* Duvillard *et al.*, 2021). Par ailleurs, des modèles de bilan d'énergie permettent, à l'échelle du point, de simuler le régime thermique dans les parois rocheuses (Magnin *et al.*, 2017 ; Myhra *et al.*, 2017 ; Legay *et al.*, 2021 ; Schmidt *et al.*, 2021) ainsi que leur bilan hydrologique (Westermann *et al.*, 2023) afin d'évaluer l'infiltration potentielle d'eau provenant de la fonte des neiges et des précipitations liquides. Ces modèles ont récemment été adaptés pour simuler le bilan hydrologique au sein des parois rocheuses (Ben-Asher *et al.*, 2022). Enfin, des modèles de transfert de chaleur permettent quant à eux d'estimer à l'échelle du versant l'état thermique du terrain et de modéliser son évolution en prenant en compte des paramètres thermiques (température atmosphérique) et hydrologiques (Clausnitzer et Mirnyy, 2015).

Malgré les avancées récentes, la compréhension des mécanismes thermo-hydro-mécaniques dans les parois à permafrost demeure un challenge pour la communauté scientifique. L'amélioration de ces connaissances fondamentales permettrait néanmoins de développer des stratégies de diagnostic pour évaluer les conséquences de la dégradation de la cryosphère sur les infrastructures présentes en contexte glaciaire et péri/paraglaciaire (Magnin *et al.*, 2023).

2.1.3. Identifier et cartographier les secteurs à risque

L'acquisition de données (Section 2.1.1) et l'amélioration de la compréhension fondamentale des processus menant aux ruptures de versant (Section 2.1.2) permettent de disposer de la connaissance nécessaire pour cartographier les secteurs à risque. Cette cartographie est une étape indispensable pour l'évaluation et l'anticipation des aléas dans les environnements de haute montagne, que ce soit à l'échelle régionale (massif) ou locale (bassin-versant ou versant).

Les approches à une échelle régionale

Certains travaux proposent de cartographier les secteurs de déclenchement et de propagation des écroulements rocheux à l'aide de modèles statistiques et probabilistes pour différents aléas gravitaires tels que les glissements de terrain (*e.g.* Mergili *et al.*, 2019), les laves torrentielles (*e.g.* Mergili *et al.*, 2017), les chutes de blocs (*e.g.* Michoud *et al.*, 2012), les écroulements rocheux (*e.g.* Scheidegger, 1973), les avalanches rocheuses ou de glace (*e.g.* Noetzli *et al.*, 2006), ou les inondations liées à des GLOFs (*e.g.* Huggel *et al.*, 2003 ; Furian *et al.*, 2021). D'autres approches prennent en compte l'ensemble de ces aléas (*e.g.* Gruber et Mergili, 2013). Si certains travaux de recherche ne considèrent que la zone de départ (*e.g.* Loye *et al.*, 2009), d'autres considèrent également leur zone de propagation (*e.g.* Horton *et al.*, 2013 ; Mergili *et al.*, 2019).

La cartographie des secteurs qui peuvent être impactés par des aléas gravitaires à une échelle régionale nécessite peu de données pour estimer les zones de dépôt (*e.g.* Noetzli *et al.*, 2006 ; Horton *et al.*, 2013). Elles sont généralement basées sur des facteurs topographiques et les distances de propagation (ratio H/L ; Figure 2.4 ; Heim 1932 ; Lied 1977 ; Hsü 1975 ; Evans et Hungr 1993).

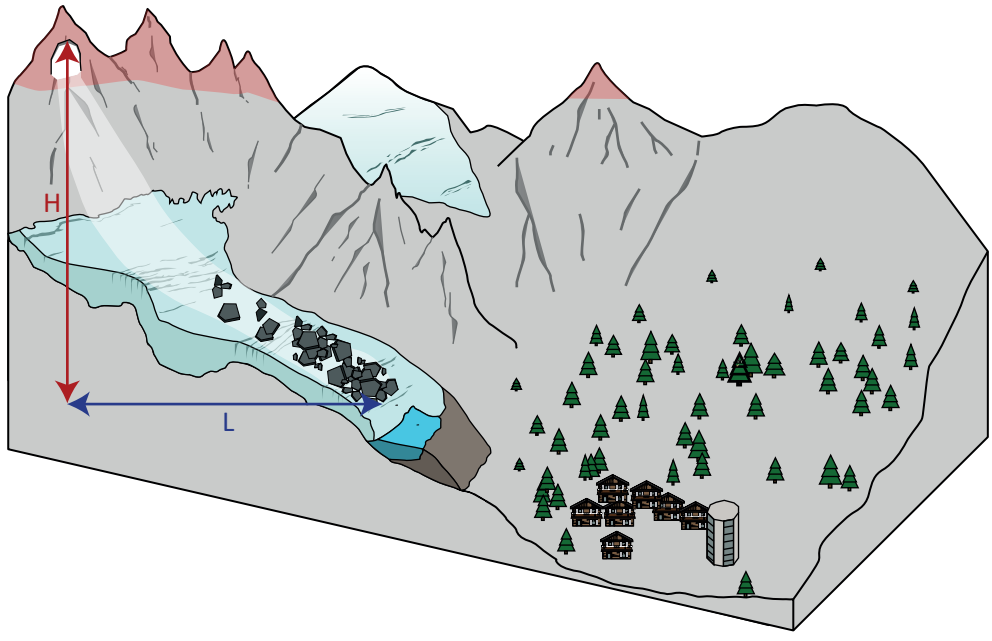


Figure 2.4 : Ratio H/L fréquemment utilisé pour caractériser les distances de propagation des aléas rocheux.

Ces approches à une échelle régionale sont donc une première étape pour identifier les secteurs qui pourraient représenter des risques en lien avec la dégradation de la cryosphère. Toutefois, ces modèles ne permettent pas d'obtenir les informations quantitatives nécessaires à une cartographie précise des aléas à l'échelle locale (bassin-versant ou versant). De plus, ces travaux ne prennent pas en compte les caractéristiques précises à l'échelle du site (ex : la microtopographie, la géologie, etc.), qui peuvent influer sur la distribution du permafrost, sur

les conditions de déclenchement des écroulements rocheux, ainsi que sur leur trajectoire. Des études plus spécifiques, à l'échelle du versant, sont donc nécessaires pour mieux comprendre les processus mécaniques qui déterminent la trajectoire des écroulements et avalanches rocheuses en haute montagne.

Les approches à l'échelle locale (bassin-versant / versant)

Les outils de modélisation numérique pour simuler des mouvements de masse se sont développés (*e.g.* Mergili *et al.*, 2020, Sattar *et al.*, 2019 ; Schneider *et al.*, 2014 ; Westoby *et al.*, 2014 ; Worni *et al.*, 2014) et fournissent une base pour cartographier la propagation des aléas et leur magnitude (Allen *et al.*, 2022). Certains de ces modèles ont été développés dans les domaines de la simulation des risques d'inondation (Teng *et al.*, 2017) ou des avalanches de neige (*e.g.* Gruber *et al.*, 1998 ; Christen *et al.*, 2010 ; Naaim *et al.*, 2010). Ce n'est que récemment qu'ils ont été appliqués aux aléas liés à la dégradation de la cryosphère (*e.g.* Mergili *et al.,* 2020). Afin de simuler la trajectoire d'écroulements ou d'avalanches rocheuses, les modèles utilisés simulent généralement un écoulement granulaire (Naaim *et al.*, 1997). La compréhension de la propagation des écroulements et avalanches rocheuses repose sur plusieurs facteurs tels que le volume mobilisé, la hauteur de chute, la topographie de la zone de propagation, les matériaux emportés le long de la trajectoire, ainsi que les propriétés de frottement de la surface de propagation. Cependant, l'évaluation des effets de l'incorporation de neige et de glace au sein du dépôt, ainsi que des matériaux entrainés demeure un véritable challenge pour comprendre, reproduire et anticiper les dynamiques d'écoulements (Krautblatter *et al.*, 2012 ; Ravanel *et al.*, 2023a). En ce qui concerne la modélisation d'aléas en cascade, certaines études proposent une approche intégrée avec des modèles à base physique qui prennent en compte l'ensemble des processus (*e.g.* Worni *et al.*, 2014) tandis que d'autres études combinent différents modèles pour chaque processus simulé (*e.g.* Schneider *et al.*, 2014).

Ces modèles à base physique sont généralement utilisés en supposant des scénarios en fonction de l'intensité et de la probabilité d'occurrence d'un aléa. La classification des aléas peut être réalisée en se référant à la matrice visible en Figure 2.5, qui est généralement employée dans les codes de pratique suisses (Raetzo *et al.*, 2002). Cette matrice est comparable aux systèmes de classification utilisés dans plusieurs autres pays (*e.g.* Humbert, 1977 ; Jakob, 2005 ; Vallance *et al.*, 2003).

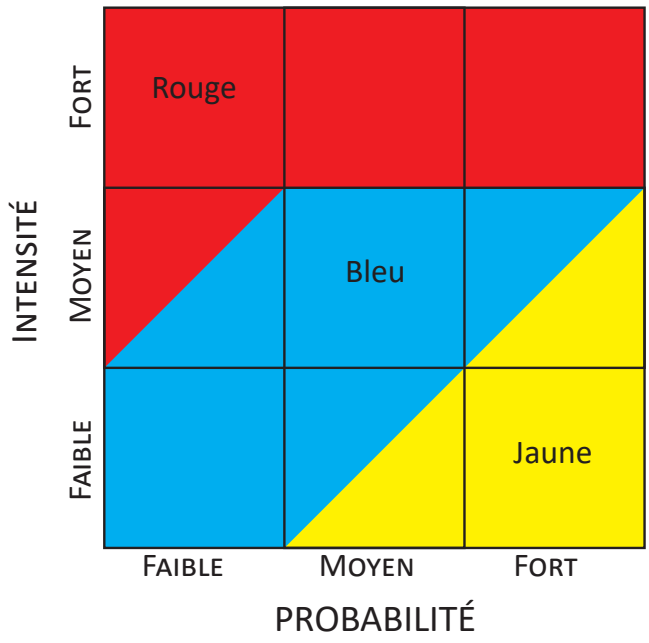


Figure 2.5 : Approche basée sur une matrice pour associer l'évaluation de la susceptibilité d'occurrence d'un aléa (la probabilité) à la modélisation de l'intensité (basée sur un scénario) afin d'obtenir une classification par niveau de risque (GAPHAZ, 2017).

La Figure 2.6 montre comment les sorties des modèles de propagation à base physique peuvent être interprétés en une cartographie des risques, en fournissant un exemple de la cartographie du risque lave torrentielle. Dans cet exemple, plusieurs scénarios (*e.g.* faible, moyen, fort) peuvent ensuite être proposés pour affiner le niveau de risque à cartographier. La matrice de risque peut être appliquée à différents processus (GLOFs, coulées de débris, avalanches, etc). Selon les pratiques suisses adoptées pour la cartographie des risques de GLOF (Frey *et al.*, 2018; Schneider *et al.*, 2014), les classes

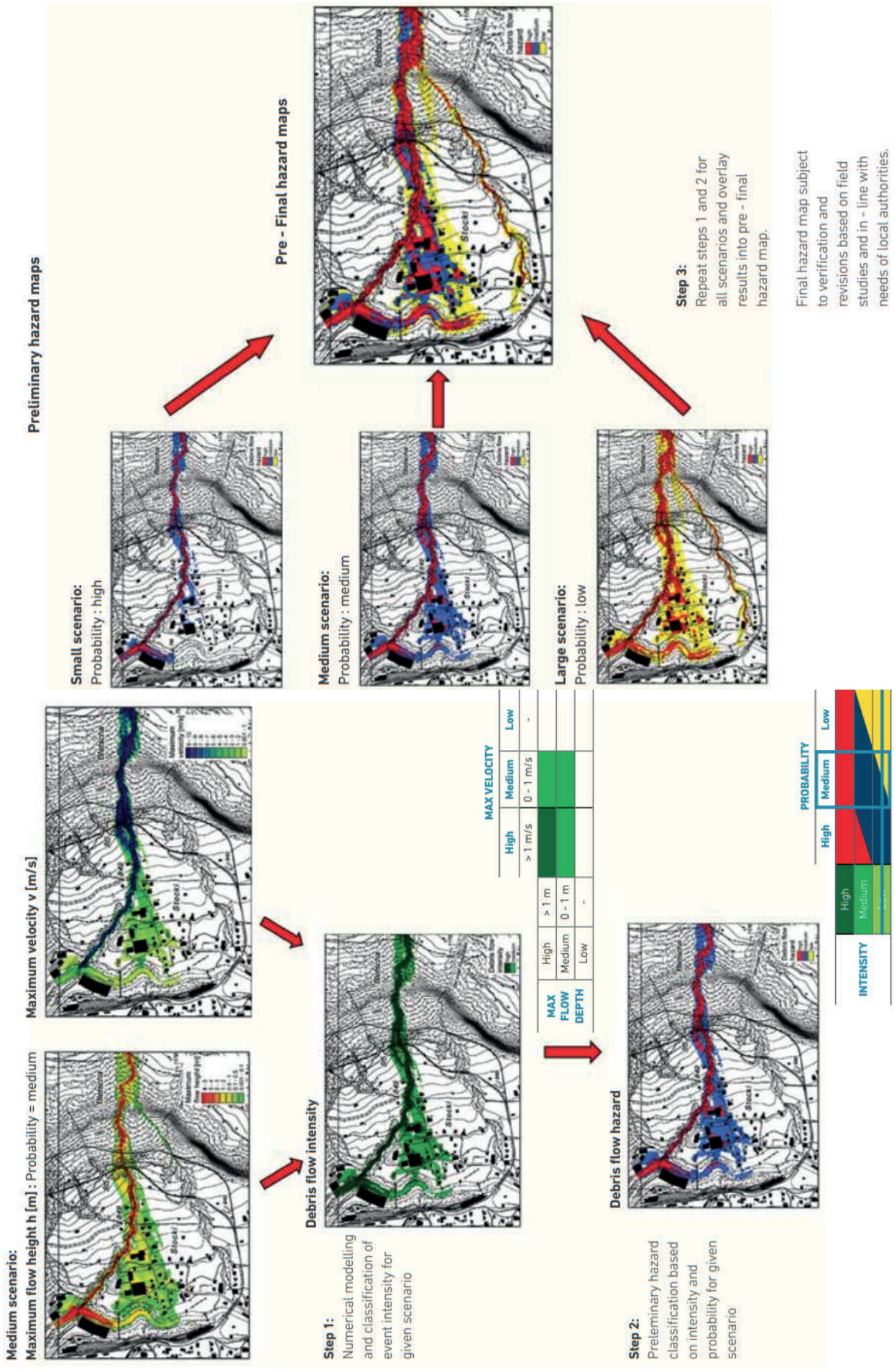


Figure 2.6 : Exemple de modélisation et de cartographie du risque de lave torrentielle (GAPHAZ, 2017)

d'intensité sont basées sur des mesures quantitatives des intensités des processus et sont liées aux dommages potentiels que l'événement pourrait causer aux personnes et aux biens.

2.1.4. Développer des méthodes de surveillance pour anticiper les risques

Renforcer la prédictibilité des aléas liés à la dégradation de la cryosphère et évaluer leur probabilité d'occurrence est un enjeu vers lequel les travaux scientifiques tendent pour apporter des solutions concrètes qui permettent d'anticiper les risques (Magnin *et al.*, 2023).

Des systèmes de surveillance peuvent par exemple être mis en place pour anticiper les aléas liés à la dégradation de la cryosphère. Pecoraro *et al.* (2019) distinguent deux principales méthodes : les « travaux structurels » et « les actions non structurelles ». Les travaux structurels correspondent à des mesures qui visent à réduire la probabilité d'occurrence des mouvements de versant ou des travaux d'ingénierie diminuant directement la vulnérabilité des infrastructures à risque. Parmi « les actions non structurelles », les plus fréquemment appliquées sont les systèmes d'alerte précoce du fait de leur coût réduit et de leur impact environnemental moins important par rapport aux mesures structurelles (*e.g.* Intrieri *et al.*, 2012 ; Thiebes et Glade, 2016). Les systèmes d'alerte précoce ont pour objectif d'informer les individus menacés par des aléas afin de les préparer et d'agir de manière suffisamment anticipée pour réduire la possibilité de dommages ou de pertes humaines et matérielles (UNISDR, 2006). Les systèmes d'alerte précoce peuvent être utilisés à l'échelle d'un versant, ils sont alors dits « locaux » (Calvello et Piciullo, 2016), ou à l'échelle d'un bassin-versant, d'une municipalité, voire d'une région, ils sont alors appelés « territoriaux » (Piciullo *et al.*, 2018). Calvello (2017) distingue trois niveaux dans les méthodes de surveillance :

(i) Le modèle des mouvements de versant. Ce modèle prend en compte des données de surveillance et les facteurs prédisposants et déclenchants des évènements (caractéristiques météorologiques, géologiques, géomorphologiques, hydrogéologiques et géotechniques)

(ii) Le modèle d'alerte. Ce modèle se base sur le modèle de mouvement de versant, à partir duquel les autorités définissent un ensemble de procédures de prise de décision nécessaires pour émettre les niveaux d'alerte

(iii) Le système d'alerte précoce. Ce dernier intègre au modèle d'alerte des éléments de gestion des risques tels que la diffusion des alertes, la communication et l'éducation, la participation de la communauté et le plan d'action d'urgence.

Ces systèmes, souvent utilisés dans le cas de glissements de terrain sont des outils qui demeurent toutefois à développer davantage dans cadre des aux aléas liés à la dégradation de la cryosphère (Pecoraro *et al.*, 2019).

Ces méthodes nécessitent néanmoins une connaissance approfondie des sites sur lesquels ils sont mis en place et leur application est souvent limitée par le manque de connaissances fondamentales des processus de déclenchement et de propagation. Ces systèmes sont donc généralement développés sur des sites ayant des antécédents. Toutefois, dans le contexte de changement climatique et d'évolution de la cryosphère, de nouveaux secteurs pourraient être menacés, ce qui souligne la nécessité d'acquérir de nouvelles données (*cf.* : Section 2.1.1), d'améliorer la compréhension des processus physiques (*cf.* : Section 2.1.2), et d'identifier des secteurs à risque (*cf.* : Section 2.1.3) pour développer davantage ces systèmes de surveillance.

Pour conclure la Section 2.1, nous avons vu que les recherches scientifiques se sont structurées afin d'acquérir des données, d'améliorer la connaissance fondamentale sur les aléas liés à la dégradation de la cryosphère , d'identifier des secteurs à risque, et de proposer des solutions concrètes pour répondre aux besoins sociétaux dans les régions de haute montagne. Ces travaux de recherche sont souvent interdépendants et les méthodes employées sont menées sur des échelles spatiales qui vont de l'échelle du point à l'échelle globale et sur des échelles temporelles qui vont du jour au siècle (Figure 2.7). Le besoin d'approfondir les connaissances reste néanmoins très marqué pour s'adapter à l'évolution spatio-temporelle des aléas liés à la dégradation de la cryosphère (*e.g.* Krautblatter *et al.*, 2012 ; Magnin *et al.*, 2023).

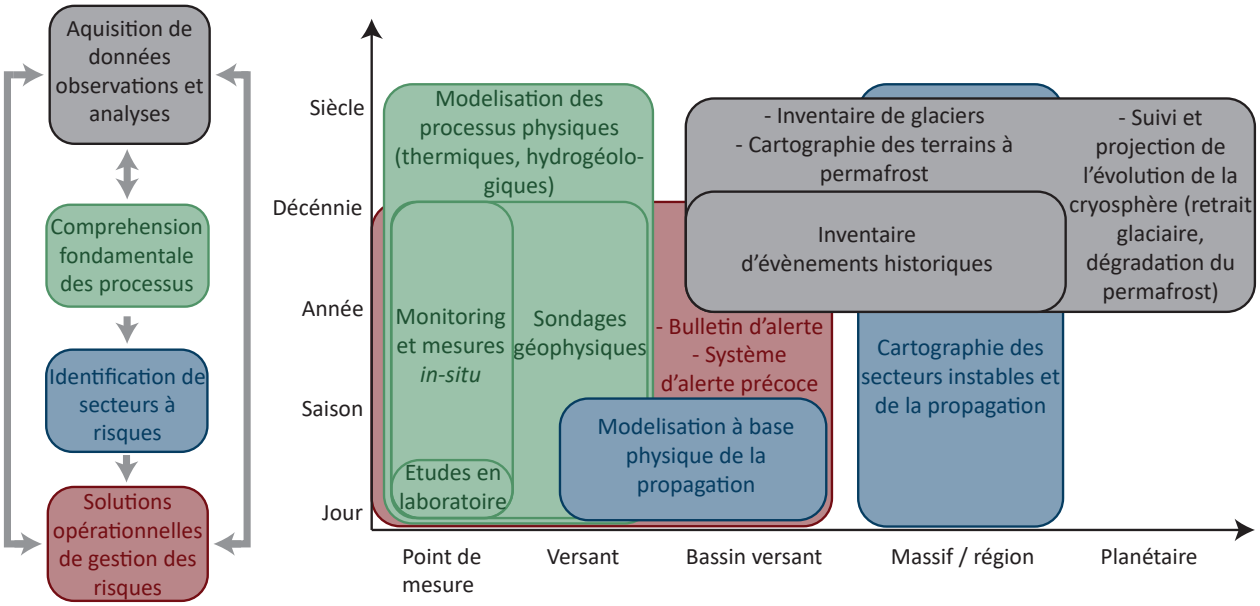


Figure 2.7 : Combinaison multi-échelle spatio-temporelle des études menées sur les aléas liés à la dégradation de la cryosphère. Les travaux de recherche, qui sont souvent menés indépendamment, sont replacés ici dans une approche intégrée qui considère l'ensemble des travaux comme indissociables les uns des autres afin d'identifier les risques et de proposer des stratégies d'adaptation aux populations et acteurs des milieux montagnards.

2.2. Appréhender les aléas liés à la dégradation de la cryosphère dans les Alpes françaises

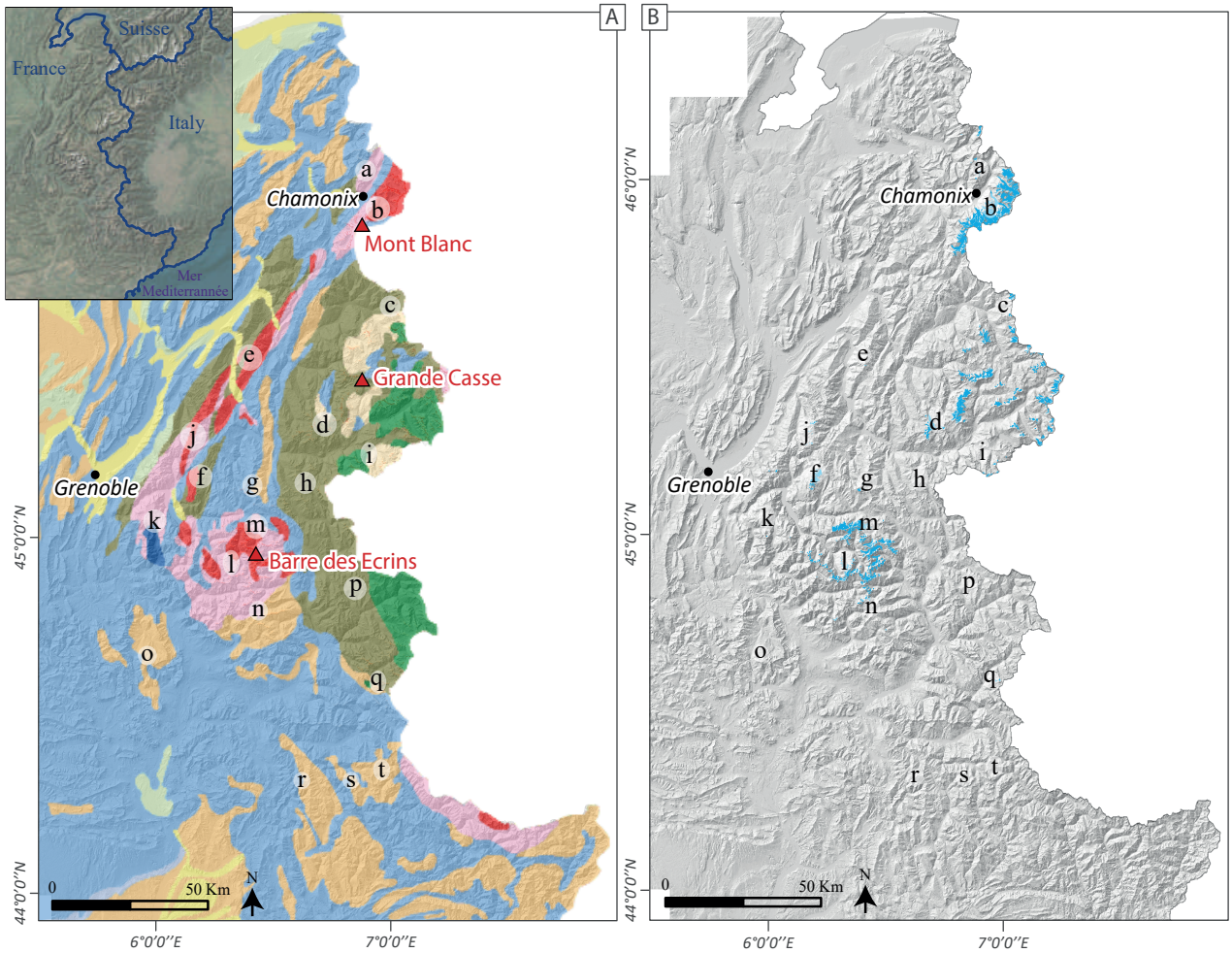
2.2.1. Cadre géographique et état des connaissances dans les Alpes françaises

Les Alpes françaises constituent la partie occidentale de l'arc alpin européen (Figure 2.8). Orientées Nord-Sud, elles s'étendent sur une longueur de près de 250 km pour 50 à 75 km de large, depuis le massif du Chablais (au Nord) jusqu'au Mercantour (au Sud). Il s'agit de la chaîne de montagnes qui a le plus de surface glaciaire au sein de la France métropolitaine. Elle abrite les sommets les plus hauts de tout l'arc Alpin ainsi que 25 sommets dépassant 4000 m d'altitude. Les trois massifs les plus élevés sont le MMB, le massif des Écrins, et celui de la Vanoise. Ils culminent respectivement au Mont Blanc (4808 m), à la Barre des Écrins (4102 m), et à la Grande Casse (3855 m).

2.2.1.1. Spécificités géologiques

D'un point de vue géologique, les Alpes françaises sont relativement diversifiées (Figure 2.8A). Le MMB, les massifs des Aiguilles Rouges, de la Lauzière, du Beaufortain, de Belledonne, des

Écrins, du Taillefer, et des Grandes Rousses sont principalement composés de roches cristallines. Les massifs de la Vanoise, des Alpes Grées, et du Mont Cenis sont quant à eux principalement composés de schistes et d'ophiolites, ainsi que les massifs des Cerces, d'Arves, du Queyras, de l'Ubaye, du Chambeyron, et du Champsaur dans lesquels on retrouve également des micaschistes. Enfin, les massifs du Chablais, des Bornes, des Aravis, du Dévoluy, des Trois Evêchés, du Pelat, et du Mercantour sont composés de calcaires, de marnes et de micaschistes.



Géologie

Argiles	Sables	Gneiss
Calcaire, marne et gypse	Basalte et rhyolites	Micaschistes
Craie	Granites	Schistes et grès
Grès	Ophiolites	

Glaciers

Surfaces englacées en 2006-2009

Figure 2.8 : Carte de localisation des Alpes Françaises. A : Carte géologique simplifiée des Alpes françaises (source : BRGM). B : Carte des secteurs englacés en 2006-2009 (d'après Gardent et al., 2014).

a : Aiguilles Rouges ; b : MMB ; c : Alpes Grées ; d : Vanoise ; e : Lauzière ; f : Grandes Rousses ; g : Arves ; h : Cerces ; i : Mont-Cenis ; j : Belledonnes ; k : Taillefer ; l : Écrins-Pelvoux ; m : Combeynot ; n : Écrins-Champsaur ; o : Dévoluy ; p : Queyras ; q : Ubaye ; r : Trois Evêchés ; s : Pelat ; t : Mercantour.

2.2.1.2. Spécificités climatiques

Le climat des Alpes françaises est relativement complexe. En effet, il est à la fois soumis aux influences océaniques provenant de l'océan Atlantique par le Nord-Ouest, mais également aux influences de la mer Méditerranée au Sud (Beniston, 2006). Les Alpes françaises sont généralement divisées entre les Alpes du Nord et les Alpes du Sud, avec comme limite le col du Lautaret (45°N) qui constitue une barrière climatique (Bénévent, 1926 ; Gottardi, 2009). Les régimes de précipitations sont encore plus variables que ceux des températures, étant influencés par différents régimes de circulation atmosphérique et par les effets d'abris topographiques. Le climat des Alpes françaises est globalement tempéré, avec une TAMA qui augmente du Nord-Est vers le Sud-Ouest (Durand *et al.*, 2009). Les Alpes du Nord-Ouest sont sensiblement plus humides que le reste des Alpes françaises car elles sont directement exposées aux perturbations de l'Atlantique. En revanche, l'influence méditerranéenne entraine un climat plus sec dans le Sud (Durand *et al.*, 2009).

Le contexte climatique particulier des Alpes françaises, ainsi que ses disparités climatiques, influencent la distribution du permafrost, ainsi que l'extension de la couverture glaciaire dans les différents massifs.

2.2.1.3. Évolution des paysages glaciaires dans les Alpes françaises

Les Alpes françaises sont avec les Pyrénées les deux chaînes de montagnes englacées de France métropolitaine. La superficie recouverte par des glaciers dans les Alpes françaises est la plus importante du territoire métropolitain. D'après l'inventaire de Gardent *et al.* (2014) pour les Alpes françaises, 581 glaciers ont été recensés en 2006/2009, couvrant près de 275 km². La plus grande superficie correspond à la Mer de Glace dans le MMB (30,5 km²). Les glaciers sont principalement situés dans les trois massifs les plus élevés : le MMB compte 83 glaciers, celui de la Vanoise 174, et celui des Écrins 282. Quelques petits glaciers existent également dans les massifs de Belledonne, des Grandes Rousses, et de l'Ubaye (Figure 2.8B), tandis que seuls des glacierets subsistent dans le Mercantour (Gardent *et al.*, 2014).

Selon l'inventaire de Gardent *et al.* (2014) pour 2006-2009, l'altitude moyenne des fronts glaciaires dans les Alpes françaises se situe à 2840 m. Les glaciers qui atteignent les plus basses altitudes se situent dans le MMB. Le glacier des Bossons atteignait 1429 m d'altitude, la Mer de Glace descendait jusqu'à 1531 m, et le glacier d'Argentière avait son point le plus bas à 1590 m. À la même date, dans les massifs des Écrins et de la Vanoise, le glacier Noir atteignait 2174 m et le glacier de Pramort 2325 m.

Les glaciers sont parmi les meilleurs témoins du changement climatique en montagne. Selon Gardent *et al.* (2014), les glaciers ont perdu environ la moitié de leur surface entre la fin du PAG et 2006-2009 dans les massifs des Écrins, de la Vanoise, et le MMB. Les auteurs expliquent également que le recul des glaciers a été 2,5 fois plus rapide entre les périodes 1967-1971 et 2006-2009 qu'entre la fin du PAG et 1967-1971. Une diminution d'environ 25 % de la surface des glaciers a été enregistrée sur la période la plus récente.

Une des conséquences du retrait glaciaire est la formation de nouveaux lacs dans les surcreusements sous-glaciaires mis au jour (Figure 2.9). En effet, 443 lacs proglaciaires ont été inventoriés depuis le PAG, dont 227 de plus de 500 m² selon Gardent *et al.* (2014). Parmi ces lacs, certains se sont formés derrière des barrages morainiques parfois non consolidés et instables. Magnin *et al.*, (2020) ont par ailleurs montré que 80 lacs pourraient se former dans les surcreusements sous-glaciaires du MMB suite au recul des glaciers.



Figure 2.9 : Lac formé au front du glacier de Bionnassay suite à son retrait (Septembre 2021).

2.2.1.4. Distribution du permafrost dans les Alpes françaises

Dans les parois rocheuses du MMB, la limite altitudinale inférieure du permafrost présent dans presque toutes les conditions se situe dans les faces nord à 2800 ± 200 m d'altitude, et à 3300 ± 300 m dans les faces sud. En ce qui concerne le permafrost présent uniquement dans des conditions très favorables, sa limite se situe à 2500 ± 200 m et 3000 ± 300 m dans les faces nord et sud, respectivement (Magnin *et al.* 2015a). La limite inférieure du permafrost tend à s'élever et les projections futures suggèrent qu'il pourrait disparaître des faces sud au moins jusqu'à 4300 m d'altitude d'ici la fin du 21ème siècle. La limite inférieure du permafrost présent uniquement dans des conditions très favorables pourrait quant à elle s'élever jusqu'à 3850 m dans les faces nord d'ici 2100 (Magnin *et al.* 2017b).

Dans les formations superficielles des Alpes françaises, le permafrost couvrirait 770 km² d'après Marcer *et al.* (2017). Selon la même étude, la limite inférieure du permafrost se situerait au-dessus de 2250-2700 m dans les Alpes du Nord et 2500-2950 m dans les Alpes du Sud (Figure 2.10). Les différences entre les Alpes du Nord et les Alpes du Sud seraient dues à la variabilité latitudinale des régimes de précipitations, déterminée par les influences atlantiques et méditerranéennes. Cela signifie que le changement climatique peut avoir des effets sur la répartition du permafrost à l'échelle régionale, non seulement en raison des variations de la température de l'air, mais aussi de celles des régimes de précipitations (Harris *et al.*, 2003).

Une forte densité de glaciers rocheux actifs caractérise les massifs de la Vanoise, des Alpes Grées, et du Mont Cenis, tandis qu'ils sont nettement moins présents dans le massif de la Vanoise. On retrouve en revanche de nombreux glaciers rocheux fossiles dans les massifs des Cerces, Arves, Queyras, Ubaye, Mercantour, Chambeyron, Champsaur, Dévoluy, Trois Evêchés, Pelat et Mercantour (Marcer, 2018).

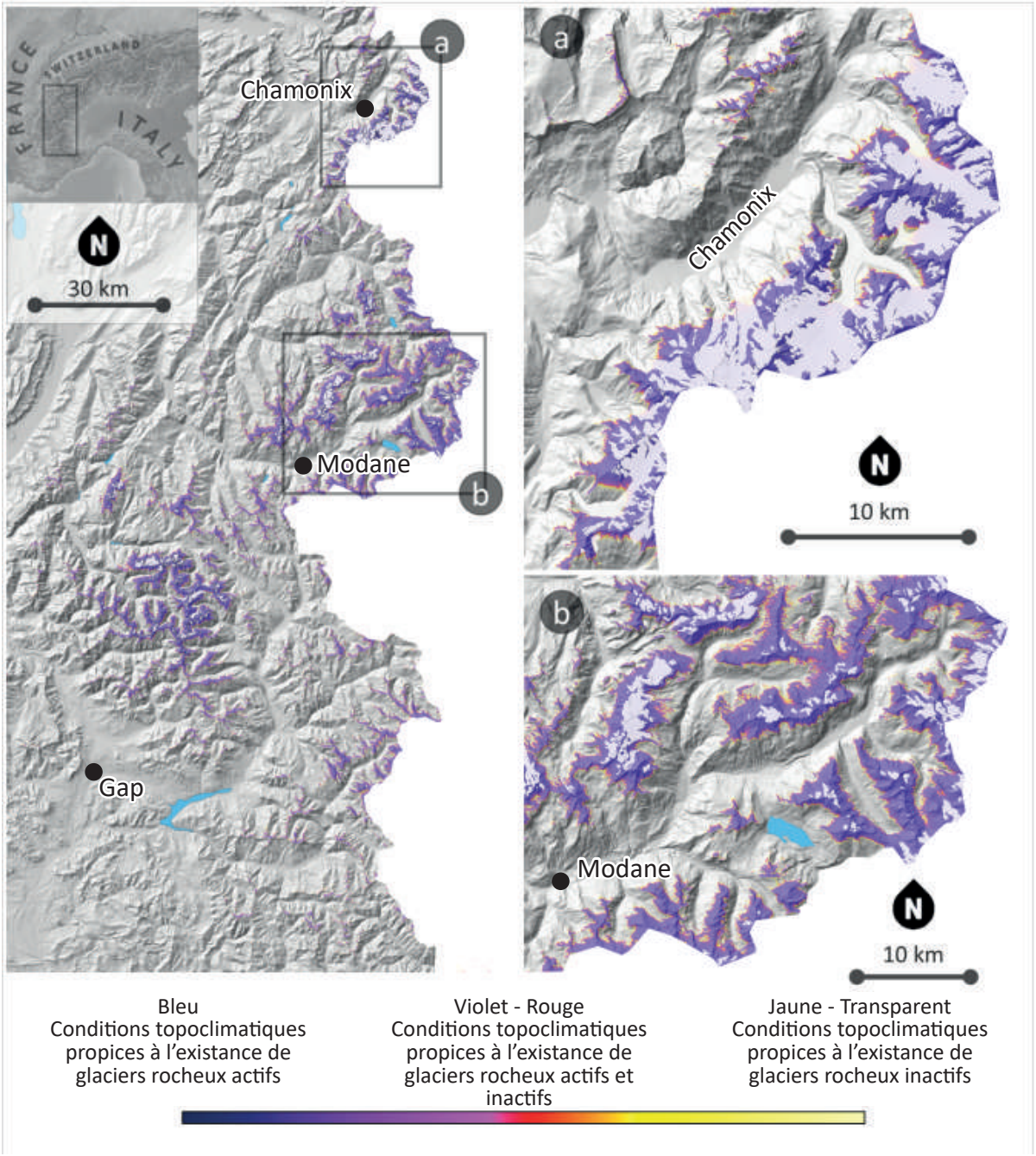


Figure 2.10 : Carte d'indice de favorabilité du permafrost (PFI) dans les Alpes Françaises (Marcer, 2018 ; modifié), avec le détail dans le MMB (a) et en Vanoise (b).

2.2.1.5. Le massif du Mont-Blanc : un laboratoire à ciel ouvert

Le MMB (Figure 2.11), qui s'étend sur 550 km² entre France, Suisse et Italie, est très anthropisé et caractérisé par une forte activité touristique liée aux activités de plein air. Il abrite de nombreuses infrastructures (remontées mécaniques et refuges en particulier). L'économie de la vallée de Chamonix repose par exemple sur les activités de haute montagne et le tourisme qui y est associé. La forte fréquentation du massif ainsi que l'anthropisation de la vallée de Chamonix accroissent la vulnérabilité face aux aléas gravitaires et aux différents risques qui y sont associés. La compréhension des processus et de l'évolution spatio-temporelle des aléas est un enjeu crucial pour les activités socio-économiques.

Dans ce contexte, le MMB apparait donc comme un site d'étude remarquable et comme le support de nombreuses recherches visant à mieux comprendre les différentes dynamiques qui

animent les milieux glaciaires et périglaciaires. Récemment, des recherches ont été menées pour évaluer l'évolution passée et future de la cryosphère. Un inventaire des glaciers a été mené par Gardent *et al.* (2014), complété par un inventaire des tabliers de glace (Kaushik *et al.*, 2022a). Les fluctuations de certains glaciers sont étudiées (Vincent *et al.,* 2014), tout comme celles des tabliers de glace (Kaushik *et al.*, 2022b)

Le MMB est le massif dans lequel les premières études sur le permafrost de paroi ont été menées en ce qui concerne les Alpes françaises. Les investigations sur le permafrost y ont été initiées avec l'installation de capteurs de température et de forages à l'Aiguille du Midi puis aux Grands Montets (Magnin *et al.*, 2015a, 2024) et la modélisation de la distribution et de l'évolution du permafrost de paroi à l'époque actuelle et au cours du 21ème siècle (Magnin *et al.,* 2015a, 2017b). Des études sur les processus liés à l'eau (Ben Asher *et al.*, 2022, 2023) et sur le rôle de la neige (Magnin *et al.*, 2017b) ont été menées pour comprendre leur rôle dans la déstabilisation de masses rocheuses.

Depuis 2007, un inventaire des écroulements rocheux y est réalisé (Ravanel, 2010 ; Ravanel et Deline, 2013), permettant de montrer une recrudescence des aléas gravitaires en lien avec les périodes chaudes (Ravanel et Deline, 2011 ; Gallach *et al.*, 2020 ; Ravanel *et al.*, 2017), et d'évaluer les conditions de permafrost dans lesquelles les écroulements rocheux se déclenchent (Legay *et al.*, 2021). Des rétro-analyses d'écroulements rocheux ont également été réalisées pour mieux comprendre les mécanismes de déclenchement (Ravanel *et al.*, 2023).

Enfin, d'autres études se sont concentrées sur les implications sociétales liées à la dégradation de la cryosphère dans le MMB en analysant les effets de ces changements environnementaux sur les pratiques de haute montagne (Mourey *et al.*, 2019 ; Salim *et al.*, 2019, 2021 ; Salim et Ravanel, 2023), en évaluant les impacts sur les infrastructures (Duvillard *et al.*, 2019), tandis que d'autres anticipent les mutations paysagères à venir et notamment la formation de futurs lacs glaciaires (Magnin *et al.*, 2020).



Figure 2.11 : Le massif du Mont-Blanc depuis les Grands Montets (mars 2019).

2.2.2. Problématiques, objectifs, et approche méthodologique de la thèse

2.2.2.1. Positionnement de la thèse, objectifs, et principales questions de recherche

Dans les Alpes françaises, les mutations environnementales, ainsi que l'augmentation des aléas gravitaires, constituent de véritables enjeux pour les populations et les pratiquants d'activités récréatives et touristiques en montagne. De ce fait, au-delà des travaux scientifiques qui sont menés dans les Alpes françaises pour mieux comprendre les processus qui entrainent une déstabilisation des parois en contexte de permafrost, les acteurs du territoire sollicitent de manière croissante des études pour identifier les secteurs à risque. Par exemple, la Direction Générale de la Prévention des Risques (DGPR) s'intéresse depuis 2013 aux aléas liés à la dégradation de la cryosphère (aussi appellés Risques d'Origine Glaciaires et Périglaciaires; ROGP) et a proposé un Plan d'Action pour la Prévention des Risques d'Origine Glaciaire et périglaciaire (PAPROG) qui mobilise à la fois les acteurs opérationnels (Réseaux des Territoires de Montagne ; RTM, bureaux d'études, etc.), les acteurs de la montagne (guides, gardiens de refuge, etc.), et des chercheurs afin d'améliorer les connaissances sur ces risques et de répondre aux besoins opérationnels. Un premier rapport a été rendu dans le cadre du PAPROG, en 2022, afin d'identifier les besoins des chercheurs et des acteurs du territoire pour mieux appréhender et anticiper les risques (Lacroix *et al.*, 2022).

Dans les Alpes françaises, peu de travaux scientifiques adoptent une approche combinant la compréhension des processus liés à la dégradation de la cryosphère, et leurs impacts sur les territoires. Ce travail de thèse s'inscrit dans la continuité des études précédentes, tout en adoptant une approche intégrée prenant en compte les processus liés au retrait glaciaire, à la dégradation de la cryosphère, les aléas en cascade qu'ils peuvent engendrer, ainsi que les risques pour les populations. Ce travail constitue une première étape pour l'évaluation de l'évolution spatiale et temporelle des aléas liés à la dégradation de la cryosphère, qui répond à la fois aux besoins scientifiques, territoriaux, et opérationnels.

L'objectif de ce travail doctoral est donc (i) d'identifier et cartographier des secteurs à risque dans les Alpes françaises, et (ii) de faire progresser la connaissance fondamentale sur les processus de déclenchement et de propagation des écroulements ou avalanches rocheuses en contexte de permafrost. Pour ce faire, nous répondrons aux questions de recherche suivantes :

Questions de recherche #1

Peut-on, à partir des connaissances et données collectées au cours des deux dernières décennies de recherche dans les Alpes françaises, mieux appréhender les secteurs susceptibles d'être déstabilisés et cartographier leur zone de propagation ?

Pour répondre à cette question, il est nécessaire de s'interroger sur des points plus précis :

Où se situent les secteurs dans lesquels des écroulements rocheux liés à la dégradation du permafrost sont les plus susceptibles de se déclencher ?

Si des écroulements rocheux se déclenchent, jusqu'où peuvent-ils se propager ? Peuvent-ils générer des aléas en cascade, notamment en cas d'impact avec un lac ? Peuvent-ils induire un risque pour les vies humaines et infrastructures ?

En répondant à ces questions, nous proposerons une méthode, des outils, ainsi que des données pertinentes qui pourront aider les décideurs à mettre en place des stratégies d'anticipation et d'adaptation aux risques liés à la dégradation du permafrost de paroi. La modélisation et la cartographie sont à ce jour les moyens les plus efficaces pour obtenir des informations sur l'évolution spatio-temporelle de ces aléas.

Toutefois, l'identification des secteurs à risque ne peut s'opérer sans améliorer la compréhension des processus et des mécanismes de déclenchement et de propagation des écroulements et avalanches rocheuses. Ce travail doctoral nous conduira donc à s'interroger sur les points suivants :

Questions de recherche #2

Comment le développement de méthodes d'investigation du permafrost et des aléas associés permet de comprendre le déclenchement et la propagation des écroulements rocheux en haute montagne ?

Quelles méthodes utiliser pour comprendre le rôle de la dégradation du permafrost dans le déclenchement d'un écroulement rocheux en milieu périglaciaire ?

Quels outils et méthodes pouvons-nous mettre en place pour comprendre les facteurs influençant la propagation des écroulements rocheux ?

Répondre à ces questions nécessite de confronter les méthodes récemment développées pour appréhender les processus thermo-hydro-mécaniques à des données de terrain afin de mieux comprendre les mécanismes impliqués dans le déclenchement et la propagation des aléas rocheux en contexte de permafrost.

2.2.2.2. Approche méthodologique

Ce travail doctoral propose une approche intégrée qui fait le lien entre des observations de terrain, des mesures *in-situ*, de la modélisation numérique, et de la cartographie régionale des aléas rocheux en contexte de permafrost dans les Alpes françaises. Pour ce faire, nous allons suivre une logique multi-échelle spatio-temporelle, allant de l'échelle régionale (Alpes françaises) à l'échelle locale (versant), en considérant les conditions environnementales actuelles jusqu'à celles de la fin du 21ème siècle. Notre travail se divise ainsi en deux axes de recherche qui suivent cette logique multiscalaire et qui répondent respectivement aux questions présentées en Section 2.2.1 (Figure 2.12).

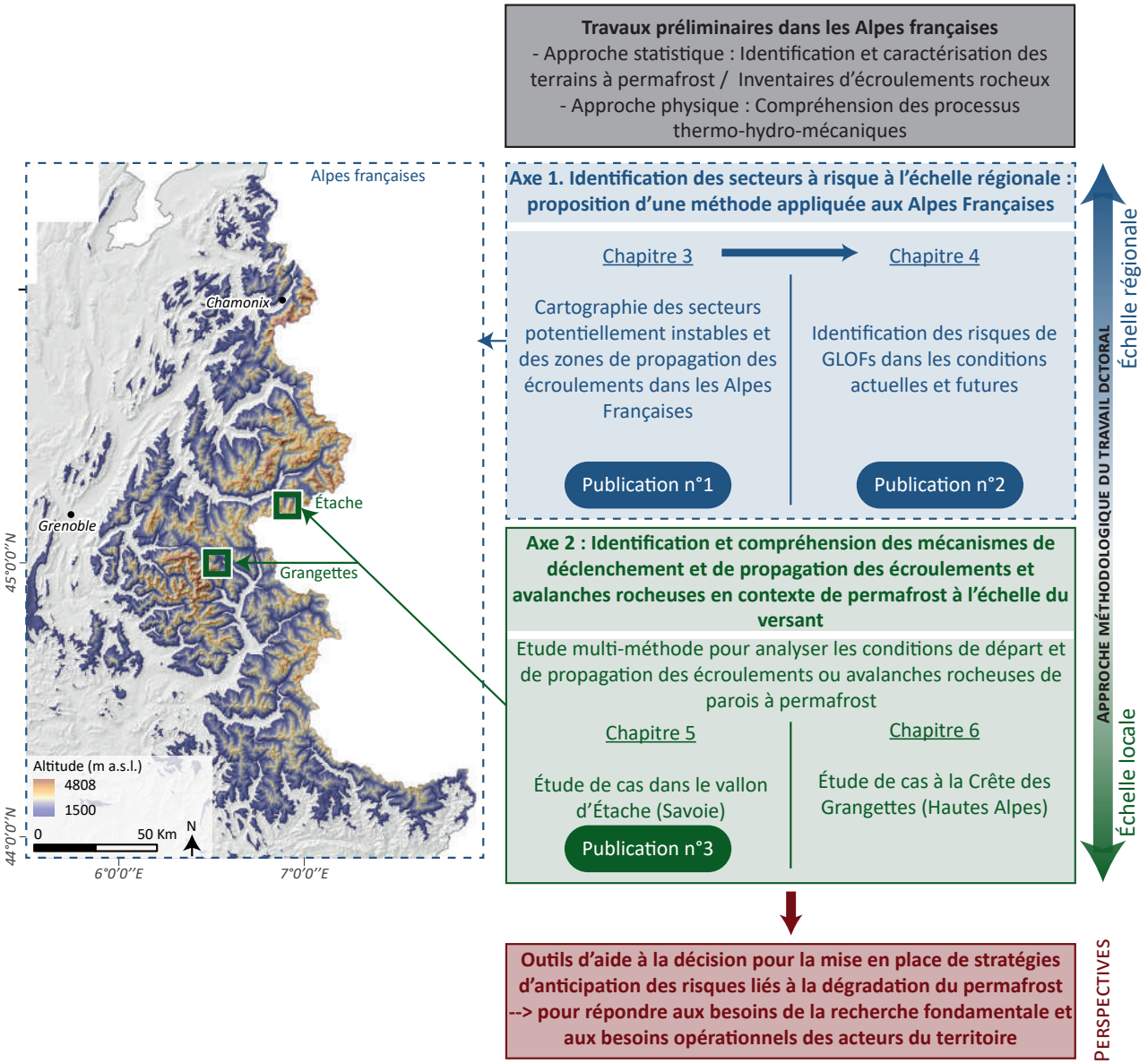


Figure 2.12 : Synthèse des objectifs de la thèse et organisation en deux axes de recherche principaux qui correspondent à différentes échelles d'investigation.

Axe 1. Identification des secteurs à risque à l'échelle régionale : proposition d'une méthode appliquée aux Alpes Françaises

Afin d'identifier les secteurs qui pourraient être impactés par des aléas gravitaires en contexte périglaciaire, le GAPHAZ propose des lignes directrices pour l'évaluation des aléas qui sont (i) d'évaluer la stabilité des parois rocheuses et les conditions de déclenchement des écroulements ou avalanches rocheuses, et (ii) de cartographier les risques potentiels (GAPHAZ, 2017 ; Allen *et al.*, 2022). De telles approches intégrées pour l'évaluation des risques nécessitent des connaissances de base sur la distribution du permafrost et des mouvements de masse. Cependant, la caractérisation quantitative des conditions de déclenchement et de propagation des aléas rocheux fait souvent défaut. Notre projet vise donc à adapter et à appliquer les principes directeurs du GAPHAZ pour faire un premier pas vers l'évaluation des risques liés au permafrost de paroi dans les Alpes françaises.

Pour ce faire, nous utiliserons plusieurs inventaires d'écroulements rocheux dans le MMB et dans les Alpes (*cf.* : Section 2.1.1.3) dans le but d'analyser les conditions de permafrost dans lesquelles ils se déclenchent. Ces analyses seront ensuite utilisées pour cartographier les secteurs qui présentent des conditions favorables à l'instabilité des parois rocheuses. Ces cartes serviront alors de données d'entrée pour simuler la propagation d'écroulements rocheux à l'échelle régionale. La méthode utilisée pour cartographier les zones potentielles de départ et de propagation à l'échelle des Alpes françaises a donné lieu à la Publication n°1 présentée dans le Chapitre 3.

Les cartes présentant les secteurs qui pourraient être impactés par des écroulements rocheux seront comparées à un inventaire des lacs afin de proposer une évaluation préliminaire des secteurs dans lesquels des aléas en cascade pourraient éventuellement se produire (Chapitre 4). Par ailleurs, dans le contexte de changements des paysages liés au retrait glaciaire, il est également nécessaire de prendre en compte les secteurs dans lesquels des lacs pourraient se former à l'avenir. Pour ce faire, nous identifierons des surcreusements dans lesquels des lacs pourront se former en modélisant la topographie sous-glaciaire grâce aux modèles *GlabTop* (*Glacier-bed Topography*) et *GlabTop2* qui calculent l'épaisseur des glaciers et cartographient ainsi les surcreusements potentiels. La susceptibilité des lacs à se former est ensuite estimée en analysant la morphologie des glaciers actuels à l'emplacement des surcreusements prédits. Cette étude, qui constitue une étape clé vers l'anticipation des aléas et opportunités liés à la formation de nouveaux lacs dans les Alpes françaises, est présentée dans la Publication n°2 (Chapitre 4). Les cartes des potentiels futurs lacs seront également croisées avec celles de propagation d'écroulements rocheux pour identifier les risques d'aléas en cascade dans les conditions futures de la cryosphère.

Ce premier axe de recherche constitue une étape essentielle dans l'évaluation et l'anticipation des aléas liés au permafrost et des aléas en cascade. L'identification de secteurs à risque à l'échelle régionale permettra par la suite de déterminer des *hotspots* dans lesquels des études plus approfondies devront être menées à l'échelle du site pour obtenir une meilleure estimation des zones potentielles de départ et de dépôt grâce à des modèles à base physique. Cependant, l'identification de secteurs à risque à l'échelle régionale et locale ne peut être réalisée sans l'aide de connaissances solides des processus physiques liés à la dégradation de la cryosphère. Il est en effet essentiel d'approfondir la connaissance fondamentale sur les facteurs thermiques, hydrologiques, et mécaniques qui peuvent prédisposer, déclencher, et propager les écroulements ou avalanches rocheuses. C'est pour répondre à ce besoin que nous développerons l'axe de recherche n°2.

Axe 2. Identification et compréhension des mécanismes de déclenchement et de propagation des écroulements et avalanches rocheuses en contexte de permafrost à l'échelle du versant - Rétro-analyses de cas

Pour mieux évaluer les facteurs thermiques, hydrologiques, et mécaniques dans les processus de déclenchement et de propagation de mouvements de masse, de nombreux travaux se basent sur des analyses en laboratoire, des observations de terrain, la documentation d'évènements passés, ainsi que sur des modélisations numériques. Si ces différentes méthodes sont généralement abordées indépendamment les unes des autres, nous allons dans ce travail doctoral les combiner afin d'apporter un nouvel éclairage sur le rôle respectif des différents facteurs de déclenchement et de propagation des mouvements de masse en contexte de permafrost.

Pour cela, nous allons nous baser sur deux études de cas. La première concerne une avalanche rocheuse (*c*. 225 000 m^3) qui s'est produite dans le vallon d'Étache (Savoie) le 18 Juin 2020. L'objectif principal de cette étude est d'illustrer comment la combinaison de méthodes géophysiques et de modélisation peut contribuer à une meilleure compréhension des mécanismes de prédisposition, de déclenchement et de propagation des avalanches rocheuses en contexte de permafrost. Cela nous permettra notamment (i) de questionner le rôle du permafrost et des infiltrations d'eau dans le déclenchement de cet événement, et (ii) de mieux comprendre les processus de propagation relativement complexes des avalanches rocheuses.

Pour répondre à ces objectifs, nous utiliserons et combinerons des études géomorphologiques, des analyses météorologiques, des levés géophysiques, ou encore de la modélisation numérique du permafrost. Ces méthodes, issues de différentes disciplines, et utilisées à différentes échelles (de l'échelle du point à celle du versant), mettront en évidence la complexité des mécanismes de déclenchement et de propagation des avalanches rocheuses en contexte périglaciaire. Cette étude fera l'objet de la Publication n°3 de ce travail doctoral et sera présenté dans le Chapitre 5.

La seconde étude de cas correspond à la crête des Grangettes (Hautes Alpes), un secteur qui a subi plusieurs écroulements rocheux depuis 2020. Si cet écroulement est plus difficile à analyser du point de vue de la propagation (dépôt diffus et peu visible), il constitue un cas d'étude intéressant pour l'analyse des processus de déclenchement. Par ailleurs, il s'agit d'un secteur qui concentre plusieurs enjeux humains (voie d'alpinisme, chemins de randonnée, et route forestière). La compréhension des mécanismes de déclenchement d'écroulement rocheux est donc nécessaire pour l'élaboration d'une stratégie d'évaluation des aléas dans ce secteur. L'étude de cet évènement est présentée en Chapitre 6 et reprendra les mêmes méthodes pour analyser les facteurs de déclenchement que celles présentées dans l'étude de l'avalanche rocheuse du vallon d'Étache. Les résultats obtenus dans les Chapitres 5 et 6 aident à discuter des limites des différentes méthodes utilisées et permettent d'alimenter une réflexion sur l'importance du choix des sites d'études, du caractère unique qu'ils représentent, et des implications que cela a sur l'interprétation des résultats.

Conclusion du Chapitre 2

Pour répondre aux questions sociétales liées aux risques émergents de la dégradation de la cryosphère, la recherche scientifique s'est développée autour de quatre axes de travail : (i) l'acquisition de données (cartographie de la distribution du permafrost, inventaire des glaciers, inventaires des lacs glaciaires, etc.) et l'observation de phénomènes (inventaires d'évènements), (ii) l'amélioration de la connaissance fondamentale sur les processus menant au déclenchement des ruptures de versants rocheux, (iii) l'identification des secteurs à risque (cartographie des zones de départ et modélisation de la propagation), et (iv) de la mise en place de solutions opérationnelles de gestion des risques (*e.g.* bulletins d'alerte, systèmes d'alerte précoce, aménagement du territoire, etc.).

Dans les Alpes françaises, des travaux d'acquisition de données ont été réalisés aux cours des vingt dernières années, notamment en ce qui concerne la cartographie de la distribution du permafrost, l'inventaire de glaciers et d'écroulements rocheux, ou encore l'identification de futurs lacs glaciaires. Cependant, ces travaux de recherche ont souvent été menés individuellement et peu d'études visent à relier les différentes données acquises dans une approche intégrée qui permettrait, à terme, de contribuer au développement de solutions opérationnelles afin d'aider les pratiquants de la montagne, les géotechniciens, et les aménageurs du territoire à s'adapter et à anticiper les risques.

Ce travail doctoral s'insère alors dans la continuité des travaux de recherche menés dans les Alpes françaises afin (i) d'identifier à une échelle régionale des secteurs à risque d'être impacté par des écroulements et avalanches rocheuses et par des aléas en cascade (*e.g.* GLOFs), et (ii) de mener des études à l'échelle du site afin d'approfondir la connaissance fondamentale sur les processus physiques qui prédisposent, déclenchent, et propagent les écroulements ou avalanches rocheuses en contexte de permafrost. Ce second point permettra également de s'interroger sur le potentiel et les limites des différentes méthodes utilisées.

Conclusions de la Partie 1.

La première partie de cette thèse a permis d'établir le contexte de ce travail en présentant les enjeux inhérents à la dégradation de la cryosphère alpine et en situant nos recherches par rapport aux études menées sur les risques liés à cette dégradation.

Dans le Chapitre 1, nous avons commencé par définir les principaux éléments de la cryosphère alpine. Ensuite, nous avons examiné les processus résultant de sa dégradation. Il convient de noter que lorsque nous évoquerons la dégradation de la cryosphère dans la suite de ce travail, nous nous référons spécifiquement au retrait glaciaire et à la dégradation du permafrost. Dans le Chapitre 1, nous avons alors mis l'accent sur les processus gravitaires tels que les écroulements, les avalanches rocheuses et les GLOFs, qui sont au cœur de ce travail. Le Chapitre 1 a enfin mis en évidence les risques significatifs que la dégradation de la cryosphère engendre pour les populations vivant dans les régions de montagne. Ces événements, en se propageant parfois loin en fond de vallée, peuvent en effet avoir des conséquences dévastatrices sur les communautés locales, allant de pertes matérielles à des pertes en vies humaines. Face à ces défis sociétaux, il est crucial que la communauté scientifique approfondisse leur compréhension des processus associés à la dégradation de la cryosphère afin d'aider les acteurs du territoire à adopter des stratégies d'atténuation ou d'anticipation des risques.

Le Chapitre 2 a donc permis de montrer comment la communauté scientifique s'est emparée de ces enjeux et comment elle s'est structurée afin d'obtenir une meilleure compréhension des processus liés à la dégradation de la cryosphère, d'identifier les zones à risque, et de développer des stratégies d'atténuation et/ou d'anticipation des risques. Cela pourrait par exemple permettre d'inclure des mesures telles que la surveillance accrue des zones a risque, la mise en place de systèmes d'alerte précoce, l'élaboration de plans d'urgence et de gestion des crises.

Dans les Alpes françaises, des travaux d'acquisition de données ont été réalisés aux cours des vingt dernières années, tels que la cartographie de la distribution du permafrost, l'inventaire de glaciers et d'écroulements rocheux, ou encore l'identification de futurs lacs glaciaires. Cependant, peu d'études visent à relier les différentes données acquises dans une approche intégrée qui permettrait de contribuer au développement de solutions opérationnelles. Le Chapitre 2 a donc permis de montrer comment notre travail doctoral s'inscrit au sein de ces travaux de recherche et comment il s'est structuré afin de répondre à deux objectifs : (i) identifier et cartographier des secteurs à risque dans les Alpes françaises, et (ii) améliorer la compréhension fondamentale des processus de déclenchement et de propagation des écroulements ou avalanches rocheuses en contexte de permafrost. Pour atteindre ces objectifs, la suite de ce manuscrit sera organisée en deux axes de recherche qui suivent une approche multiscalaire spatio-temporelle qui va de l'échelle régionale (Axe 1) à celle du versant (Axe 2), et couvrant une période allant de 1850 à la fin du 21ème siècle.

PARTIE 2

IDENTIFICATION DES SECTEURS À RISQUE À UNE ÉCHELLE RÉGIONALE :

PROPOSITION D'UNE MÉTHODE APPLIQUÉE AUX ALPES FRANÇAISES

La Partie 2 présente l'approche méthodologique et les résultats que nous avons obtenus afin de fournir des données essentielles pour évaluer et anticiper les aléas liés à la dégradation de la cryosphère dans les Alpes françaises. Dans ce travail, lorsque que nous parlons de « dégradation de la cryosphère », nous nous concentrons essentiellement sur les glaciers et le permafrost.

Cette partie permet de répondre à la question de recherche #1 : « *Peut-on, à partir des connaissances et données collectées au cours des deux dernières décennies de recherche, mieux appréhender les secteurs susceptibles d'être déstabilisés et cartographier leur zone de propagation ?* ». Dans ce cadre, nous nous intéressons notamment aux aléas liés aux écroulements rocheux dans les conditions actuelles et futures de dégradation de la cryosphère, en s'intéressant (i) aux conditions de permafrost favorables à leur déclenchement, (ii) à la modélisation de la trajectoire de ces écroulements, et (iii) aux aléas en cascade qui peuvent être générés par l'impact d'un écroulement rocheux dans un lac.

Le Chapitre 3 présente dans un premier temps la méthode utilisée pour évaluer la stabilité des parois rocheuses et cartographier les zones de propagation en se basant sur des inventaires conséquents d'écroulements rocheux en contexte de permafrost. Ce chapitre discute également les résultats obtenus en prenant en compte les conditions actuelles et futures de la cryosphère.

Le Chapitre 4 se concentre quant à lui sur les aléas associés aux impacts des écroulements rocheux sur des lacs en prenant en compte les conditions actuelles et futures de la cryosphère. En effet, ce chapitre présente dans un premier temps les lacs d'origine glaciaire qui pourraient se former avec le retrait des glaciers, puis identifie dans un second temps les lacs (actuels et futurs) qui pourraient se situer sur la trajectoire d'un écroulement rocheux.

Chapitre 3

Cartographie des parois potentiellement instables et des zones de propagation des écroulements rocheux dans les Alpes Françaises

Chapter 3. Summary

The destabilisation of rockwalls caused by the degradation of permafrost is an emerging threat to human life and infrastructure, highlighting the need to assess the risks of rockfalls (>100m3) in high mountain areas. In this chapter we present the first mapping approach of the release and propagation areas of rock slope failures in the French Alps according to the permafrost condition. Following the guidelines proposed by the GAPHAZ (GAPHAZ, 2017; Allen et al., 2022), the objectives of this chapter are: (i) to map sectors likely to trigger rock slope failure under current and future permafrost conditions, and (ii) to model their potential propagation for the whole French Alps (Publication n°1: Figure 1). Chapter 3 is a first step to answer the Research Question #1, which is « Based on the knowledge and data collected over the past two decades of research in the French Alps, can we better understand permafrost-affected areas prone to destabilisation and map potential rock slope failure trajectory? »

This chapter outlines the methods (Publication n°1: Figure 2) used to map the release and propagation areas of rock slope failures under current and future permafrost conditions (end of the 21st century).

To do so, a total of 1,389 rock slope failures (>100 m³) that occurred in the MMB between 2007 and 2021 (Figure 3.1; Publication n°1: Figure 3) are analysed to characterize the permafrost conditions at the time they occurred. This analysis allows the identification of three scenarios based on current permafrost conditions, calculated by assessing the relative frequency of rockfalls as a function of Mean Annual Rock Surface Temperatures (MARST) (Publication n°1: Figure 7-8). Furthermore, a fourth scenario is introduced to consider future permafrost conditions, based on the hypothesis of a 4°C average warming. This scenario falls within the predicted warming range of +3 to +5°C according to the RCP 4.5 and RCP 8.5 scenarios (Magnin et al., 2017b). These scenarios are then used to map unstable permafrost-affected rockwalls in the French Alps. The results indicate that release areas range from 34 km² (scenario 3 - most unstable rockwalls) to 284 km² (scenario 1 – conservative scenario) under current permafrost conditions (Publication n°1: Figure 9; Publication n°1: Table 1). Under future conditions, release areas cover 43 km² of the French Alps (Section 3.2.1: Table 3.1).

Using these maps of release areas, we propose a method for modelling and mapping rock slope failure trajectories and on a regional scale (Publication n°1: Figure 2). The propagation maps are based on a probabilistic approach with the RockavELA (Rock Avalanche Energy Line Angle) model, developed for this doctoral thesis (Figure 3.2). This propagation model relies on basic topographical criteria, such as the Area Under Profile (AUP) and the Energy Line Angle (ELA), to calculate stopping distances threshold (Publication n°1: Figure 5, Figure 10). Three propagation scenarios are proposed based on the characteristics of 3,545 rockfalls that occurred throughout the Alps, moving on various substrates (bedrock, glaciers, snow, forest, etc.). The settings of the model are calibrated according to the frontal and lateral error between the real deposit and the modelled deposit for 20 events of our database. With the best settings, 50% of the modelled rockfalls have a frontal error (runout distance) < +/-25%, and a median value very close to 0%. Lateral error (lateral spread of the deposit) barely exceeds 50% of the observed extent of the deposits. It means that the model overestimates the lateral spread. The validation of the model with 9 events of our database shows that frontal and lateral error barely exceed 50% of the observed extent of the deposits, regardless of the chosen propagation limit (Publication n°1: Figure 14). The outputs are propagation maps with a value of reaching probability (in percent) associated to each cell (Publication n°1: Figure 13). It corresponds to the number of trajectories which pass through the cell divided by the number of modelling iterations performed. The results show that under current

permafrost conditions, 472 km² could be within a propagation area under a low propagation limit scenario in the French Alps, and 586 km² under a high propagation limit scenario (Publication n°1: Table 2). Under future permafrost conditions, propagation areas could range from 196 km² to 245 km², depending on the propagation scenario chosen (Section 3.2.2: Table 3.2).

The methods and results used to map the release and propagation areas under current permafrost conditions are detailed in Section 3.1 and Publication n°1 while the maps of the release and propagation areas under future permafrost conditions are given in Section 3.2.

The release and propagation maps are a preliminary step in identifying areas potentially impacted by rock slope failures and assessing the associated human risks (mountaineering routes, high mountain infrastructures, tourist areas). These maps can also highlight areas at risk of cascading hazards, such as lakes in the trajectory of a rock slope failure. This regional-scale preliminary assessment must be followed by more in-depth local analyses. Future studies must incorporate additional databases to refine the potential release areas and propagation settings used in the RockavELA model. Similar approaches could be applied to other mountain ranges or environments affected by permafrost degradation.

Chapitre 3. Cartographie des parois potentiellement instables et des zones de propagation des écroulements rocheux dans les Alpes Françaises

Ce chapitre présente les méthodes mises en place pour (i) cartographier les parois qui pourraient se déstabiliser en fonction des conditions de permafrost actuelles et à venir et (ii) cartographier les zones qui pourraient être atteintes par des écroulements rocheux.

Pour ce faire, 1389 écroulements rocheux (>100 m^3) qui se sont produits dans le MMB entre 2007 et 2021 sont analysés pour caractériser les conditions de permafrost dans lesquelles ils se sont déclenchés. Cette analyse permet de fixer trois scénarios de départ en calculant la fréquence relative des écroulements rocheux en fonction des gammes de Température Annuelle Moyenne à la Surface des Parois (TAMSP). Ces trois scénarios sont utilisés pour cartographier les parois potentiellement instables pour l'ensemble des secteurs à permafrost des Alpes françaises. Suite à ces travaux de cartographie, nous proposons une méthode pour modéliser la trajectoire des écroulements rocheux et cartographier les secteurs qui pourraient être atteints à une échelle régionale. Les cartes de propagation reposent sur une approche probabiliste en utilisant le modèle *RockavELA* (*Rock Avalanche Energy Line Angle*), développé dans le cadre de ce travail doctoral. Il s'agit d'un modèle de propagation basé sur des critères topographiques simples dans le but de calculer les distances d'arrêt tels que l'Aire Adimensionnée Sous le Profil (AASP) et l'Angle de Ligne d'Energie (ALE).

Le Chapitre 3 propose, questionne, et discute l'approche employée pour identifier des zones de départ et de propagation à l'échelle régionale.

La Section 3.1 détaille la méthode utilisée et les premiers résultats obtenus à l'échelle des Alpes françaises. Cette section s'appuie sur la Publication n°1 intitulée « *Mapping release and propagation areas of permafrost-related rock slope failures in the French Alps: A new methodological approach at regional scale* » (revue *Geomorphology*). Cet article introduit les méthodes utilisées, discute des limites liées à l'approche régionale et des implications pour l'anticipation des aléas liés à la dégradation du permafrost de paroi. La Section 3.2 étend la discussion en proposant des cartes des zones de départ et de propagation dans les conditions futures de permafrost (fin du 21ème siècle).

3.1. Cartographie des zones de départ et de propagation des écroulements rocheux dans les Alpes françaises.

La Section 3.1 présente la Publication n°1 de ce travail doctoral. La Section 3.1.1 propose un résumé étendu et en français de la Publication n°1, tandis que la Section 3.1.2 en expose une fiche synoptique. L'article constitue la Section 3.1.3 et les Suppléments sont en Annexe 1.

3.1.1. Résumé étendu de la Publication n°1

Introduction et objectifs de l'étude

La déstabilisation des parois rocheuses provoquée par la dégradation du permafrost constitue une menace émergente pour les vies humaines et les infrastructures, soulignant la nécessité d'évaluer les risques d'écroulements rocheux en haute montagne. Cette étude constitue la première approche cartographique des zones de déclenchement et de propagation des écroulement rocheux dans les Alpes françaises en fonction de l'état du permafrost. En accord avec les lignes de conduites proposées par le GAPHAZ (GAPHAZ, 2017 ; Allen *et al.*, 2022), les objectifs de cette étude sont : (i) de cartographier les secteurs propices au déclenchement des écroulements rocheux dans les conditions actuelles et futures de permafrost, et (ii) de modéliser leur propagation potentielle pour l'ensemble des Alpes françaises (Publication n°1 : Figure 1).

Inventaires d'écroulements rocheux : des bases de données indispensables pour la cartographie des zones de départ et de propagation

Nous avons utilisé trois inventaires d'écroulements rocheux afin de caractériser les conditions de déclenchements et de propagation dont une illustration est donnée en Figure 3.1 (Publication n°1 : Figure 2). Le premier inventaire, la base de données *« MMB »*, répertorie les écroulements (>100 m³) qui se sont produits dans le MMB sur la période 2007-2021 (Publication n°1 : Figure 3).

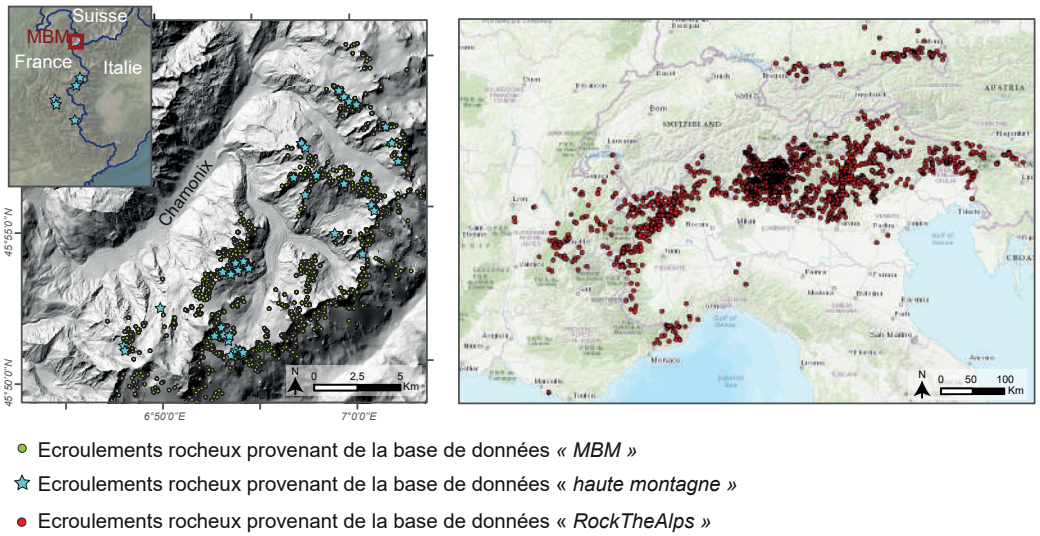


Figure 3.1 : Les trois bases de données utilisées dans la Publication n°1 pour analyser les conditions de déclenchement et de propagation des écroulements rocheux.

Le second inventaire, la base de données *« RockTheAlps »*, est composé de 3497 événements répertoriés à l'échelle alpine (projet Interreg Espace alpin *Rock the Alps* ; http://www.alpine-space.eu/project/rockthealps/) dont les volumes varient entre 0,2 m³ et 1000 m³ pour l'ensemble de la base de données. Les substrats sur lesquels les écroulements de la base de données *RockTheAlps*

se propagent sont hétérogènes (glaciers, neige, forêt, bedrock, sédiments grossiers, etc.). Enfin, la troisième base de données, la base de données *« haute montagne »*, est composée de 48 écroulements aux volumes supérieurs à 100 m^3, qui se sont produits dans l'ensemble des Alpes françaises, et qui se sont principalement propagés sur de la neige et des glaciers.

Cartographie des zones de départ en fonction des conditions de permafrost

Une analyse statistique de la base de données *MMB* permet de connaitre la distribution des écroulements rocheux en fonction des angles de pente (Publication n°1 : Figure 4) et des conditions de permafrost (TAMSP) qui sont les plus favorables à leur déclenchement. Ces conditions sont utilisées à travers une approche SIG multicritère pour identifier les pentes potentiellement instables à une échelle régionale. Nous utilisons un MNT à une résolution de 25 m fourni par l'IGN pour analyser les pentes. La distribution du permafrost est quant à elle modélisée à l'aide du modèle de régression linéaire multiple «*Rock model*» calibré par Boeckli *et al*. (2012) avec 53 points de mesure de TAMSP répartis dans les Alpes européennes. Dans cette étude, nous utilisons le «*Rock model*» sur le MNT de l'IGN avec la TAMA de la période 1981-2010 fournies par *Météo France* en utilisant le modèle de réanalyse S2M-SAFRAN (Durand *et al.*, 1993) pour représenter les conditions actuelles du permafrost. Nous utilisons les valeurs de TAMSP calculées pour les pentes > 30°, seuil à partir duquel 93 % des écroulements de la base de données *MMB* se sont produits. Les 7% d'écroulements restants qui se situent dans des pentes < 30° sur le MNT à 25 m de résolution correspondent en réalité à des destabilisations qui se sont produites soit en pied de paroi, soit sur une ligne de crête, qui sont lissées par la résolution grossière du MNT. Les pentes > 30° sont alors considérées ici comme des «pentes raides» compte tenu de la résolution du MNT.

L'analyse de la l'occurence des écroulements rocheux en fonction des conditions de permafrost montre que 95 % des écroulements se sont produits dans des parois rocheuses aux TAMSP comprises en -4 et 4°C. De plus, plus de la moitié des écroulements (66 %) se sont produits sous une TAMSP comprise entre -2 et 2°C. La fréquence relative, c'est-à-dire du rapport entre le pourcentage d'écroulements et le pourcentage de parois dans chaque gamme de TAMSP, présente un pic d'occurrence des écroulements rocheux dans les parois aux TAMSP comprises entre 0 et 2°C avec 325 écroulements (35 %) déclenchés dans les 8 % des parois qui correspondent à cette gamme de température (Publication n°1 : Figure 7). Plus généralement, les écroulements se déclenchent entre -8 et 6°C, et seulement 1,4 % d'entre eux se sont déclenchés dans des parois aux TAMSP comprises entre 4 et 6°C.

Trois niveaux de susceptibilité de déstabilisation des parois (*Rock Slope Failure Susceptibility Index* ; RSI) sont alors proposés pour déterminer différents scénarios de zones de départ en fonction de la fréquence relative des **écroulements rocheux** (Publication n°1 : Figure 8) :

- Le premier scénario (RSI 1) est conservateur et préserve un maximum de parois rocheuses dans lesquelles > 98 % des écroulements rocheux se sont déclenchés. Il concerne toutes les parois rocheuses dont les TAMSP sont comprises entre -8°C et +4°C.
- Le second scénario (RSI 2) est un scénario moyen dans lequel > 80 % des écroulements rocheux sont déclenchés et dont les TAMSP prédites sont comprises entre -4 °C et +2 °C.
- Le troisième scénario (RSI 3) correspond aux parois rocheuses ayant la fréquence relative la plus élevée. Il regroupe les parois rocheuses dont les TAMSP sont comprises entre -2°C et 0°C.

Les cartes des zones de départ à l'échelle des Alpes françaises montrent que 284 km^2 (6 % des parois > 1500 m d'altitude) peuvent être considérés comme des secteurs dans lesquels des écroulements rocheux peuvent être déclenchés dans le cadre d'un scénario conservateur (RSI 1),

112 km² (2,4 % des parois) dans le cadre d'un scénario moyen (RSI 2), et 34 km² (0,7 % des parois) dans le cadre d'un scénario ne prenant en compte que les parois rocheuses les plus actives (RSI 3 ; Table 1 ; Publication n°1 : Figure 9).

Cartographie des zones de propagation d'écroulements rocheux provenant de parois à permafrost

Dans un second temps, nous analysons statistiquement la propagation des écroulements rocheux provenant des bases de données « *RockTheAlps* » et « *haute montagne* ». Cette analyse révèle que les 48 écroulements de la base de données *« haute montagne »* et les 3497 événements de plus basse altitude (base de données *RockTheAlps*) ont les mêmes caractéristiques de propagation malgré l'hétérogénéité de leur volume ou du substrat sur lequel s'est fait le déplacement. De ce fait, ces deux inventaires sont fusionnés dans une seule et même base de données appelée base de données *« propagation ».*

La cartographie des zones de départ est ensuite utilisée comme donnée d'entrée pour cartographier la propagation des écroulements rocheux à l'échelle régionale en utilisant le modèle *RockavELA* développé spécifiquement pour cette étude. L'interface du modèle est présentée en Figure 3.2.

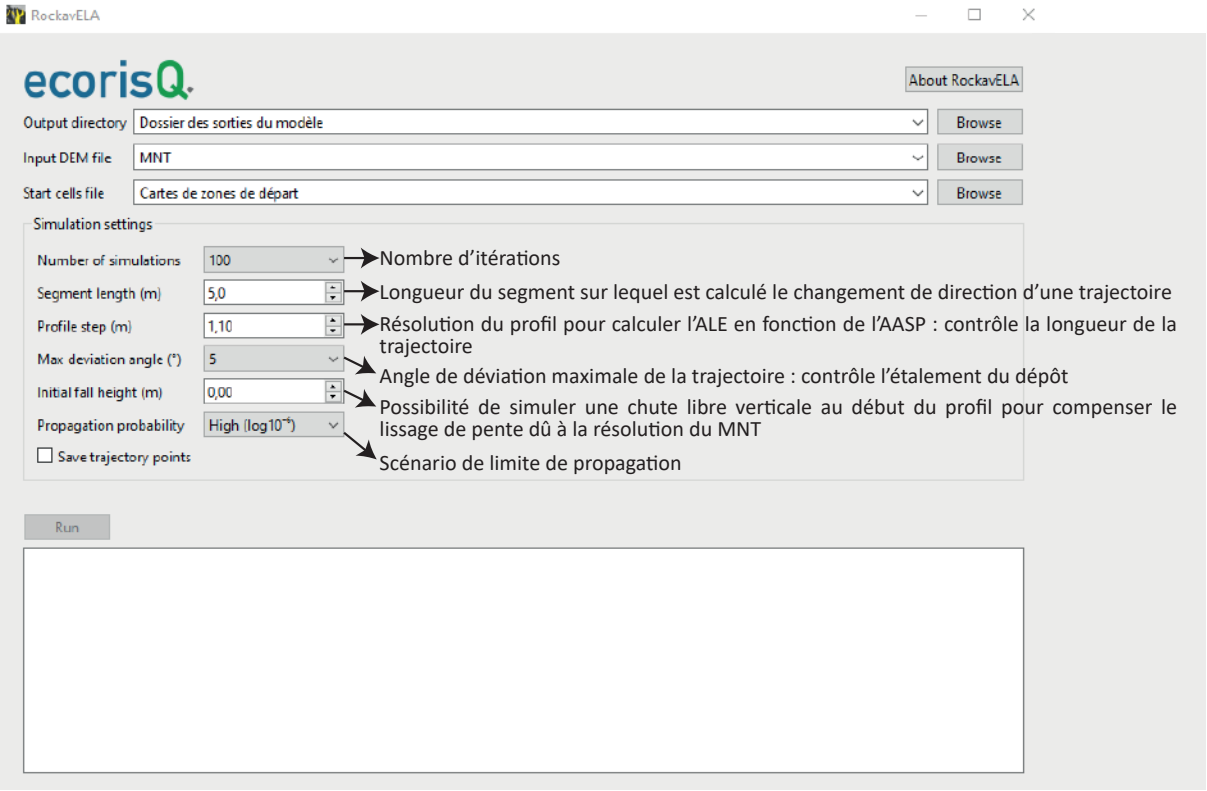


Figure 3.2 : Interface du modèle RockavELA *avec les données d'entrée requises (MNT et Zones de départ) et les paramètres du modèle pour lancer une simulation.*

Le modèle *RockavELA* est basé sur les principes d'Angle de Ligne d'Énergie (ALE) et d'Aire Adimensionnée Sous le Profil (AASP ; Publication n°1 : Figure 5). Il s'agit d'un modèle statistique qui simule la zone de propagation potentielle en générant des trajectoires depuis chaque cellule en suivant un processus itératif. Cette approche probabiliste requiert comme donnée d'entrée uniquement un MNT et un raster des zones de départ. Pour chaque itération, une valeur de changement de direction est calculée. Elle détermine la direction du segment suivant de la trajectoire, dont la longueur est définie par le paramètre «Longueur du segment» (*Segment length*). La trajectoire suit généralement la direction de plus grande pente de la cellule inférieure, mais

elle peut également diverger aléatoirement vers la gauche ou la droite de la pente dont l'angle est le plus important. Le changement de direction est limité à un «angle de déviation maximal» (*Maximum Deviation Angle*). L'AASP du profil correspondant à la trajectoire générée est calculée après chaque itération de trajectoire. Pour ce calcul, le profil est discrétisé avec une résolution définie par le paramètre «*Profile Step*». La trajectoire s'arrête lorsqu'un seuil ELA selon l'AASP donné par les équations 2-3-4 de la Publication n°1 est atteint en fonction des trois scénarios de propagation suivants :

- **Scénario à limite de propagation élevée (log 10^{-6})** : il s'agit du scénario qui permet les distances de propagation les plus étendues par rapport à la base de données *propagation* (*cf*. Publication n°1 : Équation 2)

- **Scénario à limite de propagation moyenne (log 10^{-4})** : correspond à un scénario moyen (*cf*. Publication n°1 : Équation 3)

- **Scénario à limite de propagation basse (log 10^{-2})** : il s'agit du scénario dont les distances de propagation sont les plus courtes par rapport à la base de données *propagation* (*cf*. Publication n°1 : Équation 4)

Les résultats en sortie du modèle sont des cartes au format raster, dont la valeur de la cellule correspond à une «susceptibilité d'atteinte» qui est calculée comme étant le rapport entre le nombre de trajectoires qui passent par la cellule et le nombre d'itérations du modèle. La susceptibilité d'atteinte est un indicateur utile pour identifier les secteurs présentant la plus forte concentration de trajectoires.

Le calibrage et l'évaluation des sorties du modèle sont quant à elles réalisées en comparant l'extension frontale et latérale modélisée avec celle cartographiée à partir des images satellites pour 20 écroulements provenant de la base de données *haute montagne* (Publication n°1 : Figure 6). Lors du calibrage du modèle, réalisée avec 11 écroulements, le paramétrage le plus adapté aboutit à une erreur frontale (distance de l'écroulement) < ± 25 % pour la moitié des événements et < ± 50 % pour tous les écroulements observés (Publication n°1, Figure 11). L'erreur latérale (étalement latéral du dépôt) ne dépasse guère ± 50 % de la surface observée des dépôts (Publication n°1 : Figure 12). L'évaluation des cartes de sortie du modèle réalisée sur 9 écroulements montre que les erreurs frontales et latérales sont < ± 50 % de l'étendue observée des dépôts, quelle que soit le scénario de propagation choisi (Publication n°1 : Figure 14).

Les résultats de cette étude montrent qu'avec un scénario de zones de départ moyen (RSI 2) les écroulements rocheux pourraient atteindre entre 472 km² (scénario de propagation bas) et 586 km² (scénario de propagation élevé ; Table 2 ; Publication n°1 : Figure 13). L'étendue des zones d'atteinte potentielle est peu sensible au scénario de propagation fixé puisque la différence de surface entre le scénario le plus bas et celui le plus élevé est < 25 %.

Les cartes des zones de propagation sont sensibles à la résolution du MNT et des artefacts peuvent se produire avec une résolution grossière (tel que le MNT utilisé dans notre étude). Des résolutions plus élevées sont donc recommandées pour une meilleure évaluation des zones de propagation et pour éviter que les artefacts affectent l'interprétation locale.

Interprétations et limites de la cartographie des zones de départ

L'analyse des zones de départ réalisée grâce à la base de données *MMB* a permis de confirmer qu'il existe un lien fort entre le déclenchement d'écroulements rocheux et les conditions de

permafrost, notamment avec une occurence d'écroulement rocheux importante dans les parois à permafrost « tempéré » (proche de 0°C).

Cependant, les principales limites de notre étude sont liées à l'approche régionale elle-même. En effet, cette approche ne permet pas de prendre en compte certains facteurs qui affectent à la fois la stabilité des parois (par exemple la structure géologique, la lithologie, des discontinuités locales, les héritages glaciaires, etc.). De plus, comme le MMB dispose d'une lithologie assez homogène (granite et gneiss), la base de données *MMB* n'est pas représentative de l'ensemble des Alpes françaises. La compilation et l'analyses de bases de données plus larges dans des environnements de haute montagne représente dès lors une perspective intéressante pour la cartographie des zones de départ. Malgré ces limites, notre étude s'appuie sur une base de données conséquente et elle donne une première estimation à l'échelle régionale des parois à permafrost susceptibles de se déstabiliser. Il demeure toutefois essentiel d'interpréter ces cartes avec précaution et de les soumettre à un regard d'expert pour une interprétation à une échelle locale.

Interprétations et limites de la cartographie des zones de propagation

RockavELA est un modèle simple pour cartographier les zones de propagation à l'échelle régionale et dont le paramétrage, le calibrage, et l'évaluation s'appuient sur des bases de données conséquentes, représentatives des caractéristiques de propagation des écroulements rocheux.

La principale limite de ces cartes est liée à l'approche régionale proposée qui, du fait de temps de calculs très importants, ne permet pas de prendre en compte certains facteurs qui peuvent pourtant influencer la propagation des écroulements rocheux (par exemple le volume décroché, la lithologie, ou encore le type de substrat sur lequel se propagent les écroulements). Toutefois, la comparaison entre la base de données *haute montagne* et la base de données *RockTheAlps* montre des caractéristiques de propagation identiques malgré des volumes et des substrats hétérogènes, ce qui rend la méthode reproductible pour d'autres massifs. Il est néanmoins nécessaire de garder à l'esprit qu'au-delà d'un certain volume, les avalanches rocheuses peuvent se propager plus loin à l'aval, notamment lorsqu'elles se propagent sur des glaciers (Noetzli *et al.*, 2006 ; Sosio *et al.*, 2012). Ainsi, les surfaces des secteurs qui pourraient être impactés par des écroulements rocheux identifiées dans ce travail pourraient être sous-estimées en cas d'avalanche rocheuse. Une perspective de recherche serait alors de développer le calibrage du modèle *RockavELA* en élargissant nos bases de données à des évènements de volumes plus importants tels que des avalanches rocheuses > 1 M m^3.

Par ailleurs, pour une interprétation plus robuste des cartes de propagation, nous proposons d'éviter d'interpréter la susceptibilité d'atteinte en termes quantitatifs et de considérer plutôt toutes les zones > 1 % comme de potentielles zones d'atteinte. La valeur de susceptibilité d'atteinte n'indique que la concentration des trajectoires virtuelles préférées. Le choix du seuil de susceptibilité d'atteinte dépend des connaissances des experts et peut donc être ajusté en fonction de l'utilisation des cartes.

Perspectives de recherche et implications pour la gestion des risques liés à la dégradation du permafrost de paroi

Une des perspectives de ce travail pourrait être de croiser les cartes de propagation avec les enjeux humains (itinéraires d'alpinisme, infrastructures de haute montagne, zones touristiques ; Publication n°1 : Figure 15) et les lacs glaciaires afin d'identifier les secteurs qui pourraient être impactés par des écroulements rocheux ou par les processus en cascade. Ce travail constituerait

une première étape pour l'identification de '*hotspots*' pour lesquels des analyses plus approfondies pourraient être menées afin d'évaluer les risques actuels et à venir.

Par ailleurs, dans un contexte où les massifs de haute montagne connaissent un accroissement du nombre d'écroulements rocheux depuis des secteurs à permafrost, une autre perspective de ce travail de recherche pourrait être d'appliquer la méthode à d'autres massifs alpins. Cependant, les zones de départ et le paramétrage du modèle de propagation pourraient être adaptés en utilisant d'autres inventaires plus représentatifs des zones d'intérêt.

Enfin, ce travail pourrait également être appliqué en tenant compte des conditions futures de de la cryosphère, ce qui impliquerait (i) un décalage altitudinal de la limite inférieure du permafrost, et (ii) une augmentation des parois rocheuses liées au retrait glaciaire.

3.1.2. Fiche synoptique

Mapping release and propagation areas of permafrost-related rock slope failures in the French Alps: a new methodological approach at regional scale

Cathala M.[1,2], Magnin F.[1], Ravanel L.[1], Dorren L.[3], Zuanon N.[4], Berger F.[5], Bourrier F.[5], Deline P.[1]

[1]EDYTEM, Univ. Savoie Mont-Blanc, CNRS (UMR 5204), 73370 Le Bourget du Lac, France

[2]Alpes Ingé, Saint Vincent de Mercuze, France

[3]Bern University of Applied Sciences BFH-HAFL, Switzerland

[4]A2 Photonic Sensors, Grenoble INP-Minatec, France

[5]INRAE, Grenoble, France

Objectifs de l'article

- Proposer une méthode pour cartographier les secteurs :
- favorables au déclenchement d'écroulements rocheux en contexte de permafrost
- qui pourraient être atteints par des écroulements rocheux dans les Alpes françaises

Questions de recherche

- Quels sont les secteurs qui peuvent être impactés par des écroulements rocheux dans les Alpes françaises ?
- Quels sont les données et outils nécessaires pour les identifier ?

Principaux résultats

- 1389 écroulements rocheux (MBM ; 2007-2019) : > 98 % se sont produits à des TAMSP entre -8 et 4°C, > 80 % entre -4 et 2°C, et 35 % entre -2 et 0°C.
- Selon 3 niveaux de susceptibilité de déclenchement d'écroulements rocheux : les zones de départ pourraient s'étendre de 34 km² (scénario 3 – parois les plus instables) à 284 km² (scénario 1 – conservateur).
- 48 écroulements en haute montagne et 3497 événements à plus basse altitude ont les mêmes caractéristiques de propagation.
- Selon le scénario de propagation choisi dans le modèle *RockavELA* : 472 km² à 586 km² dans les Alpes françaises se situent dans des zones potentielles de propagation d'écroulements rocheux pouvant se produire depuis des secteurs à permafrost (avec un scénario de départ moyen).

Implications pour l'anticipation des aléas liés à la dégradation du permafrost de paroi

- Mettre en évidence les zones qui pourraient être atteintes par des déstabilisations rocheuses
- Identifier les enjeux humains potentiellement à risque d'être impactés (itinéraires d'alpinisme, infrastructures de haute montagne, zones touristiques).

Perspectives et développements

- Une approche reproductible dans d'autres chaînes de montagnes affectées par des écroulements rocheux liés à la dégradation du permafrost de paroi
- Une approche qui doit être considérée comme une étape préliminaire pour identifier des « *hotspots* » à l'échelle régionale avant de procéder à une analyse plus approfondie à l'échelle locale.

Publication n°1

Geomorphology 448 (2024) 109032

Contents lists available at ScienceDirect

Geomorphology

journal homepage: www.journals.elsevier.com/geomorphology

Mapping release and propagation areas of permafrost-related rock slope failures in the French Alps: A new methodological approach at regional scale

M. Cathala [a,b,*], F. Magnin [a], L. Ravanel [a], L. Dorren [c], N. Zuanon [d], F. Berger [e], F. Bourrier [e], P. Deline [a]

[a] EDYTEM, Univ. Savoie Mont-Blanc, CNRS (UMR 5204), 73370 Le Bourget du Lac, France
[b] Alpes Ingé, Saint Vincent de Mercuze, France
[c] Bern University of Applied Sciences BFH-HAFL, Switzerland
[d] A2 Photonic Sensors, Grenoble INP-Minatec, France
[e] INRAE, Grenoble, France

ARTICLE INFO

Keywords:
Rock slope failure
Permafrost hazard
GIS
Regional mapping
Runout modelling

ABSTRACT

Rock slope failure (RSF) from permafrost-affected rockwall is an emerging threat for human lives and infrastructure which raises a need for RSF hazard assessments in the alpine environment. This study proposes the first mapping approach to RSF release and propagation areas in the French Alps.

By analysing a unique RSF database (1389 recent events in the Mont Blanc massif), we determine three levels of RSF Susceptibility Indexes (RSI) to map the potential release areas. We highlight a strong correlation between RSF and permafrost: 99 % of RSFs occurred from rockwalls with a Mean Annual Rock Surface Temperature (MARST) $\leq$ 3 °C and 35 % with MARST from −2 to 0 °C.

The release area maps (34 km^2 to 284 km^2 depending on the RSI) are entered into a simple propagation model (*RockavELA*), using a dimensionless area-based energy line principle (*i.e.* reach susceptibility) to map propagation areas of potential RSFs. Three propagation limits are proposed, fitting the propagation characteristics of another RSF database containing 3497 events observed across the European Alps with heterogeneous propagation substrates, and merged with 48 additional events from high mountains in the French Alps. *RockavELA* reproduced the runout extent of 20 high mountain RSFs with <50 % of frontal and lateral error. Output maps show little sensitivity to the propagation limits (<25 % difference between the high and low propagation limits).

This work is a preliminary step to identify potential hazard hot spots in the French Alps, and proposes a novel approach that could be applied in other mountain ranges.

1. Introduction

High mountain environments are increasingly impacted by the effects of climate change (IPCC, 2019). Since the end of the 19th century, the temperature in the European Alps has risen by 2 °C, with an acceleration of warming since the 1980s (Auer et al., 2007; Einhorn et al., 2015). The main impacts of the rising air temperature on the Alpine cryosphere are glacial retreat (Zemp et al., 2006), permafrost degradation (Biskaborn et al., 2019; Haberkorn et al., 2021), thinning and shorter duration of the snowpack (*e.g.*, Verfaillie et al., 2018), and elevation of the rain-snow limit (*e.g.*, Böhm et al., 2010).

The loss of glacier area and volume since the end of the Little Ice Age (LIA) is significant and has been clearly accelerating since the 1980s (Zemp et al., 2006; Huss, 2012; Zekollari et al., 2019). Permafrost degradation is also an important marker of cryosphere changes in recent decades and the temperature time series in boreholes have shown a global degradation of permafrost, notably in ice-poor ground such as rockwalls and bedrock (Etzelmüller et al., 2020; Haberkorn et al., 2021).

These ongoing processes lead to Rock Slope Failures (RSFs; Fischer et al., 2006; Gruber and Haeberli, 2007; Huggel et al., 2010; Hartmeyer et al., 2020; Deline et al., 2021, Savi et al., 2021), defined in this study as detachment of a rock mass, whatever its volume. Investigations in the Europeans Alps have shown an increase in RSFs occurring as rockfalls, often defined as rock mass detachment of >100 m^3 (Ravanel and Deline,

* Corresponding author at: 5 Boulevard de la Mer Caspienne, 73370 Le Bourget du Lac, France.
E-mail address: maeva.cathala@univ-smb.fr (M. Cathala).

https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.109032
Received 20 July 2023; Received in revised form 18 December 2023; Accepted 18 December 2023
Available online 24 December 2023
0169-555X/© 2023 Published by Elsevier B.V.

2011; Fischer et al., 2012; Temme, 2015; Paranunzio et al., 2019), especially during summer heatwaves (Ravanel et al., 2010, 2017; Legay et al., 2021). Larger events can reach several millions of m^3, sometimes mixed with ice, and are often defined as rock avalanches or rock/ice avalanches (Evans et al., 1989; Huggel et al., 2005; Jibson et al., 2006; Shugar et al., 2021). These major events sometimes generate cascading processes (Haeberli et al., 2016; Haeberli et al., 2017) resulting in massive destruction and many casualties downstream (*e.g.*, Byers et al., 2018; Walter et al., 2020; Zheng et al., 2021).

In addition to the geological (lithology, fractures) and topographical conditions (slope, aspect, altitude) playing a role in RSF (Ballantyne, 2002), permafrost degradation – which occurs through thickening of the active layer (*i.e.* the subsurface layer that freezes and thaws seasonally) and permafrost warming towards 0 °C (Gruber and Haeberli, 2007) – is thought to play a key role through mechanical alteration of the intact rock mass and ice-filled fractures (Krautblatter et al., 2013; Mamot et al., 2018, 2021). Many observed events have thus already been attributed to permafrost degradation (Deline et al., 2013; Ravanel et al., 2013; Knoflach et al., 2021; Etzelmüller et al., 2022). Some studies also highlight the possible role of water infiltration and water flow that could locally accelerate cleft ice erosion and foster high hydrostatic pressure at ice-sealed fractures (Fischer et al., 2010; Hasler et al., 2011a; Magnin and Josnin, 2021).

RSFs could be a threat for human lives and for infrastructure (Haeberli et al., 2016) located on unstable permafrost-affected slopes (Ravanel et al., 2013; Duvillard et al., 2015, 2019) or in their propagation zone. Identifying spatial susceptibility to RSF occurrence and propagation is thus becoming a key challenge in hazard and risk assessment.

Previous research proposes regional release and runout zonation for different gravitational hazards such as landslides (*e.g.* Mergili et al., 2019), debris flows (*e.g.* Mergili et al., 2017), rockfalls (*e.g.* Michoud et al., 2012), rock avalanches (*e.g.* Scheidegger, 1973), large rock/ice avalanches (*e.g.* Noetzli et al., 2006), Glacial Lake Outburst Floods (GLOF; *e.g.* Huggel et al., 2003; Furian et al., 2021) and multi-hazard assessments (*e.g.* Gruber and Mergili, 2013). Some approaches consider only the source area (*e.g.* Loye et al., 2009), whereas others also consider the runout areas (*e.g.* Horton et al., 2013; Mergili et al., 2019). These regional approaches require minimal input data and parameters to estimate deposit areas (*e.g.* Noetzli et al., 2006; Horton et al., 2013), notably topographical factors and the length of the propagation area (Heim, 1932; Lied, 1977; Hsü, 1975; Evans and Hungr, 1993). In contrast, physics-based models require more extensive input data such as volume, friction parameters, initial condition and rock density, but allow in-depth analysis at local scale (Mergili et al., 2014, Noël et al., 2023) and even at regional scale, but not for rock mass fall events (Dorren et al., 2023).

The identification of release and propagation areas is a first step in risk assessment. It can lead to the development of early warning systems to prepare for risks (Budimir et al., 2019; Pecoraro et al., 2019; Guzzetti et al., 2020). However, in the context of climate change and the changing cryosphere, new areas may become at risk. It is therefore necessary to assess permafrost distribution, establish an RSF inventory and analyse the conditions under which RSFs occur. The Glacier and Permafrost Hazards in Mountain (GAPHAZ) group proposes hazard assessment guidelines, for (i) assessing rockwall stability and RSF triggering conditions, and (ii) mapping potential hazards in mountain regions (GAPHAZ, 2017; Allen et al., 2022). Such integrated approaches to permafrost hazard assessment require basic knowledge of permafrost and mass movement distribution, but a quantitative characterisation of the RSF release and propagation conditions is often lacking.

Our study applies the GAPHAZ principles to make an initial assessment of hazardous permafrost-affected rockwalls in the French Alps. The study aims to propose a novel approach by mapping (i) the potential RSF release areas in the current context of permafrost degradation, and (ii) their possible propagation areas for the entire French Alps.

To do so, we use a large inventory of RSFs (1389 events and volumes ranging from 100 to 80,000 m^3) documented in the Mont-Blanc massif between 2007 and 2019 and a predicted rockwall permafrost map. We ran a statistical analysis of this database to determine the areas most prone to failure according to their topographical and permafrost conditions and identified three levels of *Rock slope failure Susceptibility Indices* (RSI). In the next step, RSI maps were put into a simple propagation model (*RockavELA*) developed to map the potential event propagation areas. The model uses a dimensionless area-based energy line principle and is calibrated with an RSF database (3497 events; volumes of the largest single projectiles ranging from 0.02 m^3 to 1000 m^3) from the entire Alpine range (*Interreg Alpine Space* project "RockTheAlps" 2016–2019) and 48 other events (volumes ranging from100 m^3 to 292,000 m^3) inventoried in the French Alps at high elevations (>2000 m a.s.l.).

This work provides an initial overview of RSF susceptibility of permafrost-affected rockwalls, as well as the potentially impacted areas. We present an initial application of this method to high mountains in the French Alps. It is a first step to promote a risk assessment strategy in the context of climate change and could ultimately serve as a tool for decision-makers and stakeholders to assess potential hot spots.

2. Study area: the French Alps

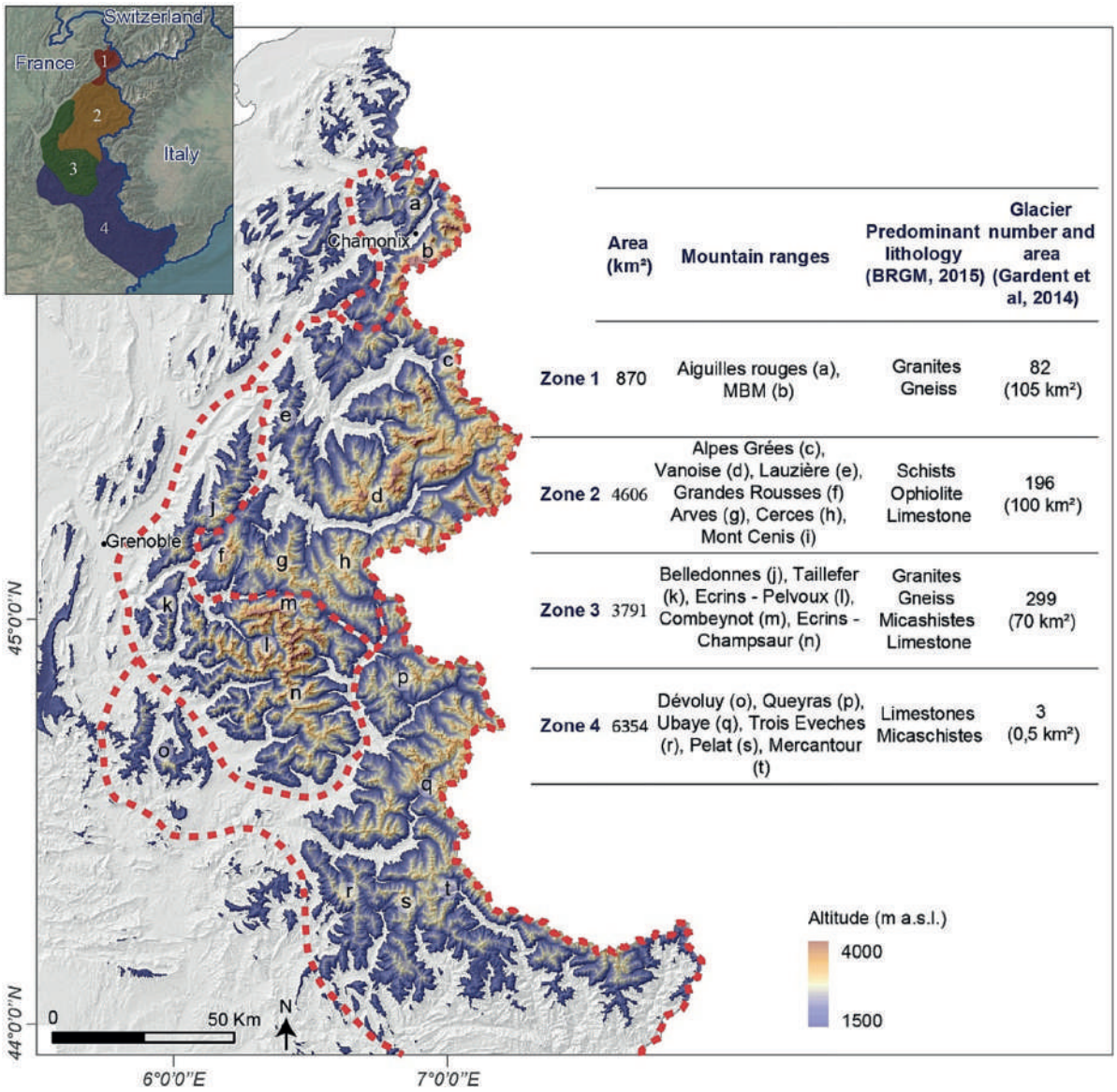
The French Alps constitute the westernmost part of the European Alps (Fig. 1). They extend from the Mont-Blanc Massif (MBM) to the Mediterranean coast, and feature 25 peaks above 4000 m a.s.l. The three highest massifs are Mont-Blanc, Écrins and Vanoise, culminating at the Mont Blanc (4808 m a.s.l.), Barre des Écrins (4102 m a.s.l.) and Grande Casse (3855 m a.s.l.), respectively. The climatic context of the French Alps is roughly divided by the 45th parallel North: the north-western part is wetter because of the depressions coming from the Atlantic Ocean, while the Southern Alps are dryer due to the Mediterranean influence (Bénévent, 1926; Gottardi, 2009).

581 glaciers covering a surface area of 275.4 km^2 were present in the French Alps during the 2006–2009 period, the largest being the Mer de Glace (30.5 km^2) in the MBM (Gardent et al., 2014). The mean front altitude of these glaciers is 2840 m a.s.l., with the glacier des Bossons in the MBM being the lowest (*c.* 1650 m in 2022). Glaciers lost 50 % of their surface area between 1850 and 2006–2009, of which *c.* 25 % was between 1967 and 1971 and 2006–2009. Glacial retreat has been accelerating for several decades and will continue to do so for several more (Zekollari et al., 2019), leading to the formation of lakes in recently deglaciated areas (Magnin et al., 2020; Cathala et al., 2021).

The lower altitudinal limit of cold continuous rockwall permafrost is *c.* 2800 ± 200 m and 3300 ± 300 m a.s.l. on the north and south faces respectively, and *c.* 2500 ± 200 m and 3000 ± 300 m for warm discontinuous permafrost (Magnin et al., 2015). In surficial deposits, this limit is in the 2300–2500 m range, depending on aspect and regional precipitation (Marcer et al., 2017). Rockwall permafrost has only been mapped for the MBM by generalizing the "Rock model" of Boeckli et al. (2012) with a 4-m resolution DEM. In this study, the predicted rockwall permafrost map has been extended to cover all the French Alps with the same approach (see Section 3.2).

The lower permafrost limit tends to rise, and modelling suggests that it could disappear from south faces at least up to 4300 m a.s.l. while warm permafrost could extend at least up to 3850 m a.s.l in the north faces (Magnin et al., 2017). The number of RSFs may therefore further increase in high mountain environments over the coming decades. Studies from the MBM have indeed already shown this increase in conjunction with atmospheric warming and permafrost degradation (Ravanel and Deline, 2011; Ravanel et al., 2017).

The French Alps have not yet been investigated at regional scale to identify areas at risk due to RSFs under current and future climate warming conditions. However, the MBM is well investigated and constitutes a study area that provides an opportunity to improve knowledge of RSF triggering conditions (Ravanel et al., 2011, 2017; Legay et al.,



	Area (km²)	Mountain ranges	Predominant lithology (BRGM, 2015)	Glacier number and area (Gardent et al, 2014)
Zone 1	870	Aiguilles rouges (a), MBM (b)	Granites Gneiss	82 (105 km²)
Zone 2	4606	Alpes Grées (c), Vanoise (d), Lauzière (e), Grandes Rousses (f) Arves (g), Cerces (h), Mont Cenis (i)	Schists Ophiolite Limestone	196 (100 km²)
Zone 3	3791	Belledonnes (j), Taillefer (k), Ecrins - Pelvoux (l), Combeynot (m), Ecrins - Champsaur (n)	Granites Gneiss Micashistes Limestone	299 (70 km²)
Zone 4	6354	Dévoluy (o), Queyras (p), Ubaye (q), Trois Eveches (r), Pelat (s), Mercantour (t)	Limestones Micaschistes	3 (0,5 km²)

Fig. 1. The French Alps and the four divisions used in this study. The area (>1500 m a.s.l), names of mountain ranges, lithology (BRGM, 2015) and number of glaciers are given for each division (With a 25 m-resolution DEM from *Institut National de l'information Géographique et Forestière (IGN)*).

2021).

In this study, we divide the French Alps into four zones to allow a more detailed analysis of each area according to their characteristics (such as lithology, latitude, climate, glacier and permafrost extent; Fig. 1). As our study focuses on periglacial processes, we have limited our analysis to areas above 1500 m a.s.l.

3. Methods and data

Our novel approach comprises three steps. First, we analyse the RSF triggering conditions using the *MBM RSF database* (1389 events) for which we retrieve slope conditions from a 25-m DEM at each event location and permafrost conditions from a predicted Mean Annual Rock Surface Temperature (MARST) map (Section 3.1). Secondly, we map potential release areas according to the conditions most likely to trigger RSFs (Section 3.2.1). In a third step, we analyse RSF propagation characteristics using 48 recent events in high mountain areas (*High Mountain database*) and 3497 at lower altitudes (*RockTheAlps database*; Section 3.2.2). Since the *High Mountain database* and the *RockTheAlps database* display similar propagation characteristics, they are merged in the *Propagation database* to fit propagation limits in a simple model (*Rock-avELA*). The frontal and lateral extents of the modelled deposition area are calibrated and evaluated using 20 events from the *High Mountain database*. These steps are detailed in Fig. 2.

3.1. Data

3.1.1. DEM and predicted permafrost distribution map

In this study, we use a 25-m resolution DEM provided by IGN (*Institut national de l'information Géographique et Forestière*), with data acquired mainly by radar technology between 2009 and 2011. While higher-resolution DEMs exist for some areas, this is the only homogeneous DEM covering the entire French Alps so we chose it to ensure consistency between all the steps of this work.

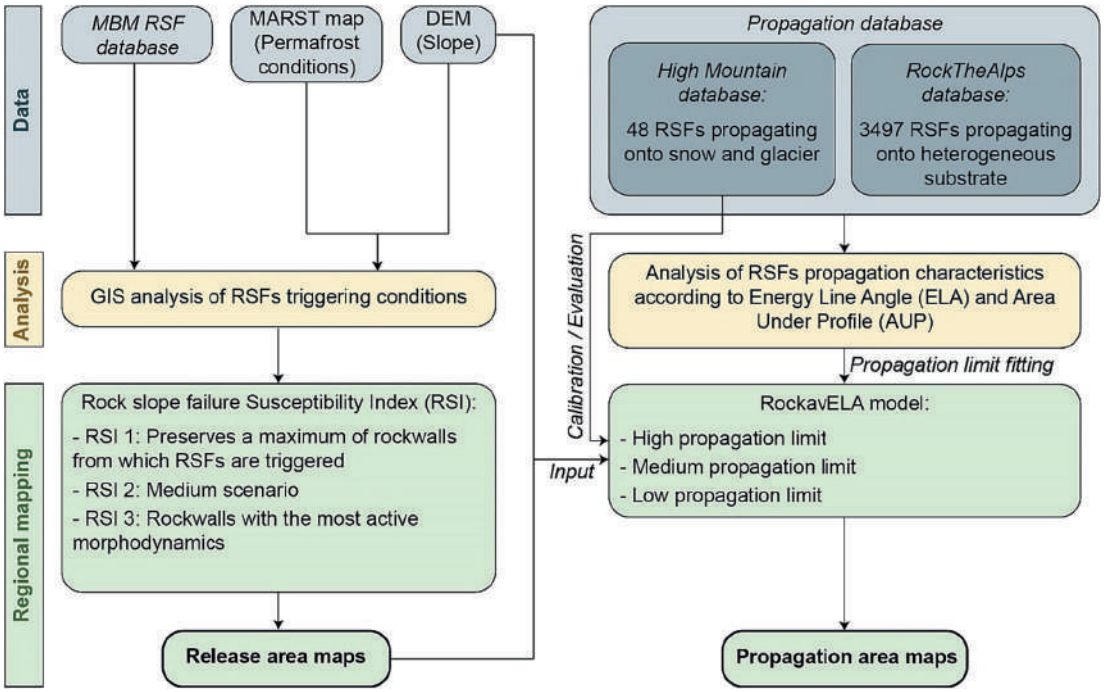


Fig. 2. Presentation of the study approach, with the data and method used for regional mapping of release and propagation areas.

The permafrost distribution is modelled with the multiple linear regression "Rock model" calibrated by Boeckli et al. (2012) with 53 MARST measurement points spread across the European Alps (technical description of the model in Supplementary materials S1).

In this study, we implement the "Rock model" on the 25-m DEM with the 1981–2010 Mean Annual Air Temperature (MAAT) to represent current permafrost conditions. We use the predicted MARST values for slopes >30°, considered here as "steep slopes" given the rather coarse

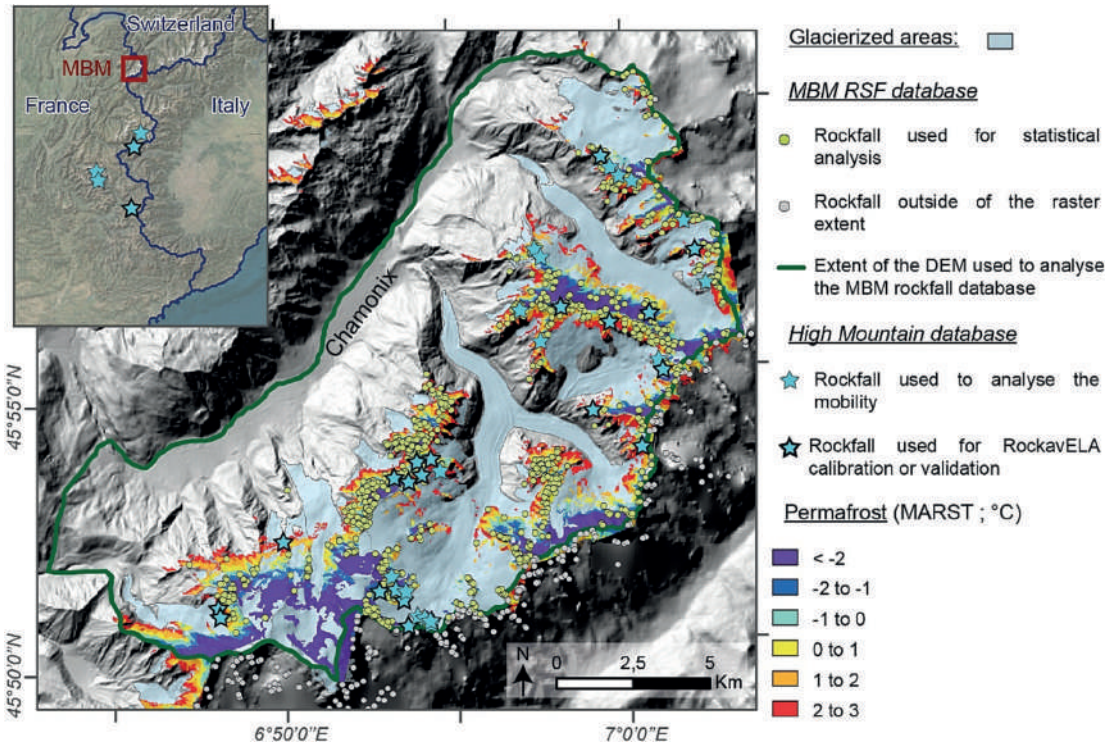


Fig. 3. The *Mont-Blanc massif RSF database* and *High Mountain database*, glacierized areas and predicted Mean Annual Rock Surface Temperature (MARST) map used in this study (with a 25-m resolution DEM from IGN).

DEM resolution. Permafrost is typically expected for MARST <3 °C (Hasler et al., 2011b), therefore we expect warm and highly discontinuous permafrost conditions where the predicted MARST suggests temperatures between −2 and 3 °C. An example of the final predicted MARST map for the MBM is shown in Fig. 3.

3.1.2. RSF databases

3.1.2.1. MBM RSF database. In this study, we use the *MBM RSF database*, which contains 1389 RSFs recorded in the MBM by a network of observers over a 15-year period (2007–2021; Fig. 3). The network comprises mountain practitioners who report information about RSFs they have observed *via* e-mails, apps or oral communication; these observations are then verified during fieldwork and supplemented if necessary (Ravanel and Deline, 2013). The volumes of these RSFs range from 100 m^3 to 80,000 m^3, with a mean volume of 1218 m^3 and a median value of 400 m^3. We know the geographical coordinates of each event, therefore they can be projected in a GIS.

3.1.2.2. Propagation database. First, we use the *High Mountain database* comprising 48 RSFs (>100 m^3) for which we know the exact location of the scar and the front of the deposit identified with satellite images and verified during fieldwork (Supplementary materials Fig. S2). Most of these events (43) come from the *MBM RSF database* (Fig. 3); the others (5) were recorded in the Vanoise, Écrins and Ubaye massifs between 2017 and 2020. When Sentinel-2 satellite images were available at the date of the RSF and usable (no clouds), we used them to reconstruct the precise geometry of the deposit. This was the case for 20 events from the *High Mountain database*.

Among these 48 events, 45 travelled onto glaciers, sometimes covered by snow or rock debris; the others propagated onto bedrock (*e.g.*, Vallon d'Étache; Supplementary materials Fig. S3). The RSF propagation distance was determined using the Energy Line Angle (ELA), the calculation of which is detailed in Section 3.2.2. Among these 48 events, the smallest ELA is 16.8°, implying a relatively high mobility of the RSF (Vallonbrun; Supplementary materials Fig. S4). In contrast, the RSFs with the lowest mobility have an ELA of 53.2° (Roche Méane; Supplementary materials Fig. S2).

These 48 events are combined with the *RockTheAlps database* of the Interreg Project (*www.alpine-space.eu/project/rockthealps/*), resulting from an RSF inventory covering the entire European Alps, in order to have consistent data to calibrate our propagation model (Section 3.2.2) and to supplement our data with events propagating on substrates other than glaciers and snow. In this database each RSF event is represented by the topographical profile from the release point to the tip of the deposit. Here, the known volume is that of the largest single boulder and ranges from 0.02 m^3 to 1000 m^3 for each event. This database is updated annually. In our study, we use 3497 RSF events with heterogeneous volumes that propagated over all types of substratum and environment (forest, meadows, bedrock, *etc.*).

3.2. Mapping release and propagation areas at regional scale

3.2.1. Mapping potential release areas at regional scale

3.2.1.1. Statistical analysis of RSF triggering conditions. The *MBM RSF database* is used to analyse the triggering conditions of RSFs according to the predicted MARST and the slope values. The slope is extracted from the 25-m resolution DEM; altitude and aspect are not added to the analysis because they are accounted for by the MARST values through the MAAT and PISR variables. Even though higher-resolution DEMs exist locally in the MBM, we kept the 25 m-resolution IGN DEM in order to remain consistent with the DEM used for the regional scale work. Thus, among the 1389 RSFs in the *MBM RSF database*, only those on the French side of the massif were used in the analysis due to the low accuracy of the IGN DEM on the Italian side: 984 and 1024 RSFs were used to determine permafrost and slope conditions respectively - a difference explained by the fact that the SAFRAN meteo data used for the predicted MARST map do not have exactly the same extent as the DEM on the French side of the border (Fig. 3).

The *MBM RSF database* allows the RSF distribution to be analysed according to their relative frequency, *i.e.* the ratio between the number of RSFs per slope and per predicted MARST class and the rockwall surface area of each slope and each predicted MARST class. The results of the statistical distribution of RSFs are used to determine the topographic (slope) and permafrost (MARST) conditions most likely to trigger RSFs.

3.2.1.2. Mapping the release areas. The analysis of the *MBM RSF database* was used to set up a multi-criteria GIS scheme to map potential release areas. We first look at the topographical conditions where RSFs are triggered, especially the minimum slope angle required (Fig. 4).

The statistical analysis shows that 93.2 % of the RSFs occurred on slopes >30°. 68 % of the RSFs are triggered at slope angles between 40° and 60°, while the number of RSFs in relative frequency - *i.e.* normalised by the surface area of each slope class - increases with the slope angle. However, 70 RSFs (6.8 %) occurred on slopes <30°, of which 56 are on crest lines or rockwall bases smoothed by the DEM. The other 14 were triggered in recently deglaciated areas which are still considered as glaciated by the DEM whose data were acquired between 2009 and 2011. Since these outliers result from DEM limitations, we ignored them in our statistical and mapping approach and considered only the slopes >30°.

We then calculated the relative frequency of RSFs per predicted MARST class used to weight the rockwalls according to the intensity of their morphodynamics. Finally, the slope and predicted MARST maps were combined to define a *Rock slope failure Susceptibility Index* (RSI) which displays the permafrost conditions (MARST) most likely to trigger RSFs. We classified the RSIs into three levels based on predicted MARST classes and their respective relative RSF frequency. These RSI levels were entered into a GIS to map different scenarios of potential release areas throughout the French Alps.

3.2.2. Mapping propagation areas at regional scale

3.2.2.1. Statistical analysis of RSF propagation characteristics. The propagation of each RSF in the *High Mountain database* and *RockTheAlps database* is characterised by the statistical relation between the Energy Line Angle (ELA) and the Area Under the Profile (AUP). The ELA principle was first described by Heim (1932), who showed that the total travel distance of a falling rock can be described by an imaginary energy line that connects the RSF release zone with the stopping point of the fallen block. The AUP is an index used in hydromorphology (Demoulin, 1998) based on the normalization of the water stream longitudinal profile. It has been adapted to help characterise the topographic profiles of RSF events (Colas et al., 2021; Menk et al., 2023). This adaptation

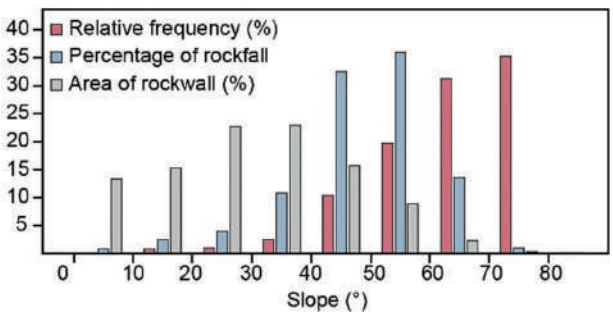


Fig. 4. Percentage of RSF by slope class, and relative frequency according to rockwall area.

consists in scaling the vertical dimension of the profile to the total height difference (H0) and the horizontal dimension to the profile length (L_0). In our study, it corresponds to the area under each dimensionless topographic profile (Fig. 5). It is calculated horizontally at a point of altitude z_i and related to the total height difference up to this point according to Eq. (1).

$$AUPi = \frac{\sum_{z_0}^{z_i}\left(z_{j-1} - z_j\right) \times \left(x_j - \frac{\left(x_j - x_{j-1}\right)}{2}\right)}{\left(z_i - z_0\right)^2} \quad (1)$$

The calculation of the AUP allows different topographic profiles to be compared on the same scale, with their altitudes varying between 0 and 1 due to the dimensionless process used. This method has the advantage of preserving angles and slopes.

3.2.2.2. Mapping propagation areas at regional scale: RockavELA model. We used the normalised area dependant energy line concept in a simple statistical model (*RockavELA*) to map the potential RSF propagation areas at regional scale (technical description of the model in Supplementary materials S5).

RockavELA is a statistical-based model which simulates potential deposition areas. It generates trajectories for each defined start cell and their simulation follows an iterative process. For each iteration, a value of direction change is calculated and determines the direction of the next segment of the trajectory, whose length is defined by the parameter "*Segment length*". The trajectory iteration usually follows the direction of the aspect (slope orientation) of the underlying cell, except for the first iteration where the direction can diverge randomly to the left or right of the steepest slope. It is worth noting that the direction change is limited to a *Maximum deviation angle* (*i.e.*, the maximum angle of deviation in the RSF trajectory). The AUP of the profile corresponding to the generated trajectory is calculated after each trajectory iteration. For this calculation, the profile is discretised with a resolution defined by the "*Profile Step*" parameter. Trajectory generation stops when an ELA threshold according to the AUP given by the following Eqs. (2)-(3)-(4) is reached:

- High propagation limit ($\log10^{-6}$):

$$ELA = -15.63 \times ln(AUP) + 18.872 \quad (2)$$

with AUP [0; 0.07]; ELA = 60.44

- Medium propagation limit ($\log10^{-4}$):

$$ELA = -16 \times ln(AUP) + 19.647 \quad (3)$$

with AUP [0; 0.07]; ELA = 62.20

- Low propagation limit ($\log10^{-2}$):

$$ELA = -16.83 \times ln(AUP) + 21.158 \quad (4)$$

with AUP [0; 0.07]; ELA = 65.91

These equations correspond to the *Propagation limit* which allows average or extreme stopping distances to be chosen. This parameter is controlled by a logistic regression to obtain a 10^{-n} occurrence probability of an ELA value in each AUP class calculated from the *Propagation database* (Section 4.2.1). These propagation limits are chosen following the MEZAP recommendation on rock hazards (Colas et al., 2021). The aspect for each cell in the DEM, required for the simulation process, is calculated using the four neighbouring cells following the approach of Zevenbergen and Thorne (1987). A detailed explanation of each parameter of the RockavELA model is given in Supplementary Materials S5.

The model delivers a raster map providing an output called "reach susceptibility" for each cell. Reach susceptibility is calculated as the ratio between the number of trajectories that pass through the cell divided by the number of releases from a given release area as simulated for each modelling iteration. Consequently, all RSF trajectories from a given release area are modelled using probabilistic approaches combined with algorithms that detect all downslope neighbours from a given cell in a DEM. Reach susceptibility is a useful indicator for identifying preferred runout paths and determining the sectors with the highest concentration of trajectories.

3.2.2.3. Calibration of RockavELA settings and output evaluation. *RockavELA* was calibrated and evaluated using the 20 RSF events in the *High Mountain database* for which the satellite images allowed a detailed geometrical reconstruction of the propagation areas. Eleven of these events were randomly selected for the calibration of *RockavELA* and the nine others for its evaluation. We then ran *RockavELA* for each of these events, with the assumption that the observed propagation areas are associated with medium propagation limits. The difference in frontal and lateral error between the modelled and the actual propagation area was calculated from these events. We excluded the cells with reach susceptibility values <1 % from the modelled propagation area since these zones globally corresponded to individual virtual trajectories

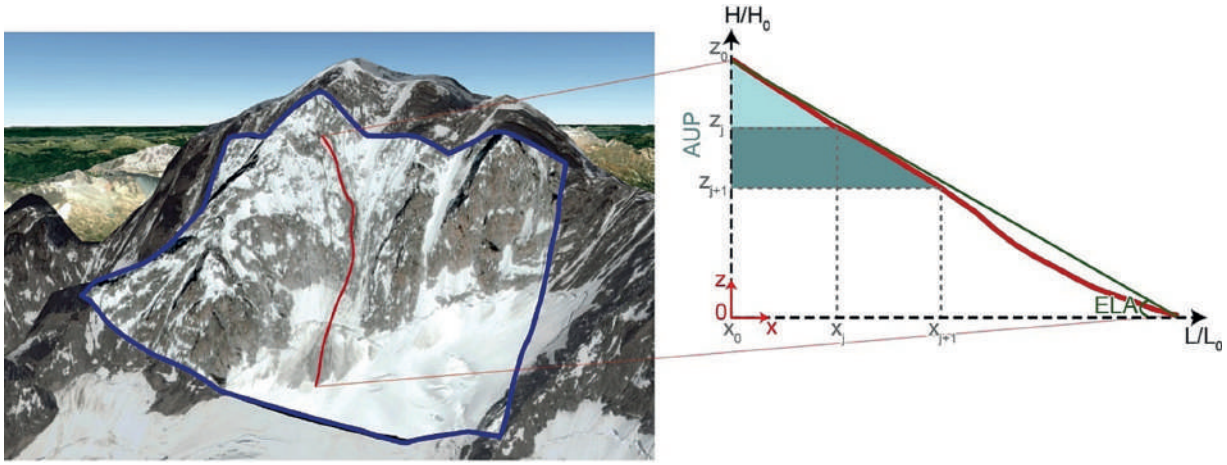


Fig. 5. Method used to calculate ELA and AUP. The red line corresponds to the profile of the RSF (measured from the IGN DEM), the blue line corresponds to the contours of the satellite image used to manually digitize the RSF profile. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

which had to be ignored to provide a homogeneous deposition zone. The frontal error is measured by calculating the length difference between the actual and the modelled deposits. This distance is then normalised to provide a percentage error of the modelled deposit compared with the length of the actual deposit (Fig. 6). The parameters are calibrated to obtain the best travel distance (i) by adjusting the *profile step* parameter from 1 to 2 in steps of 0.1, and (ii) by testing the effect of the *segment length* between 5, 10 and 25 m with a medium propagation limit. Each run is performed with 100 iterations. Once the best fit is obtained, we calibrate the lateral spread by setting the *maximum deviation angle* and *segment length* while maintaining the same *profile step* value. The lateral error is calculated as the difference between the modelled and the actual propagation surface area by cutting the propagation raster at the front of the shortest deposit (modelled or actual) in order to exclude the frontal error which is already set (Fig. 6B). Only the runs with the best fit are used for the regional mapping.

The model is evaluated with the low and high propagation limits, which are used for the regional mapping and the medium scenario. The same error calculation approach used for model calibration (Fig. 6) is applied for model evaluation.

4. Results

This section presents the results of the RSF triggering conditions analysis and the maps of potential release areas (Section 4.1). We then present the propagation characteristics analysis of the events from our databases, the calibration of *RockavELA*, and the resulting propagation area maps (Section 4.2).

4.1. Release area mapping

4.1.1. Analysis of RSF triggering conditions according to MARST

The analysis of the RSF distribution according to the predicted MARST is shown in Fig. 7. 95 % of the RSFs occur in rockwalls with predicted MARST between −4 °C and 4 °C and more than half of the RSFs (66 %) occur between −2 and +2 °C. The relative frequency shows a peak of occurrence in rock faces with predicted MARST between −2 and 0 °C, with 325 RSFs (35 %) triggered in the 8 % of rockwall surface area corresponding to this temperature class. More generally, all the RSFs occur between −8 °C and + 6 °C, with only 1.4 % of them in predicted MARST ranging between +4 to +6 °C.

4.1.2. Defined RSI levels and release area scenarios

Three RSI levels were defined to propose different release area scenarios according to the relative RFS frequency for the various predicted MARST classes (Figs. 7 and 8) as follows:

- RSI 1: The first scenario is conservative and preserves a maximum of rockwalls in which >98 % of the RSFs are triggered. It concerns all rockwalls whose predicted MARST ranges between −8 °C and +4 °C.
- RSI 2: The second scenario is a medium scenario in which >80 % of the RSFs are triggered and whose predicted MARST ranges from −4 °C to +2 °C.
- RSI 3: The third scenario considers the rockwalls with the highest relative frequency and groups the rockwalls whose predicted MARST ranges from −2 °C to +0 °C.

4.1.3. Release area maps

The release area maps show that 284 km^2 of the French Alps could be considered as sectors in which RSFs may be triggered under a conservative scenario (RSI 1), 112 km^2 with the medium scenario, and 34 km^2 with the scenario considering only the most active rockwalls (RSI 3). The detailed results for each zone of the French Alps as shown in Fig. 1 are given in Table 1.

The proportion of RSI 2 and RSI 3 is greater in zone 1 (northernmost ranges) than in the other zones. This difference could be explained by the higher proportion of permafrost affected rockwalls in the MBM than in the other massifs. In contrast, zone 4 (southernmost range) is marginally affected by potential release areas, even under RSI 1, partly because the permafrost distribution is less extensive in the Southern Alps.

An example of the RSI in the MBM is shown in Fig. 9, the other zones are given in Supplementary materials Figs. S6–9.

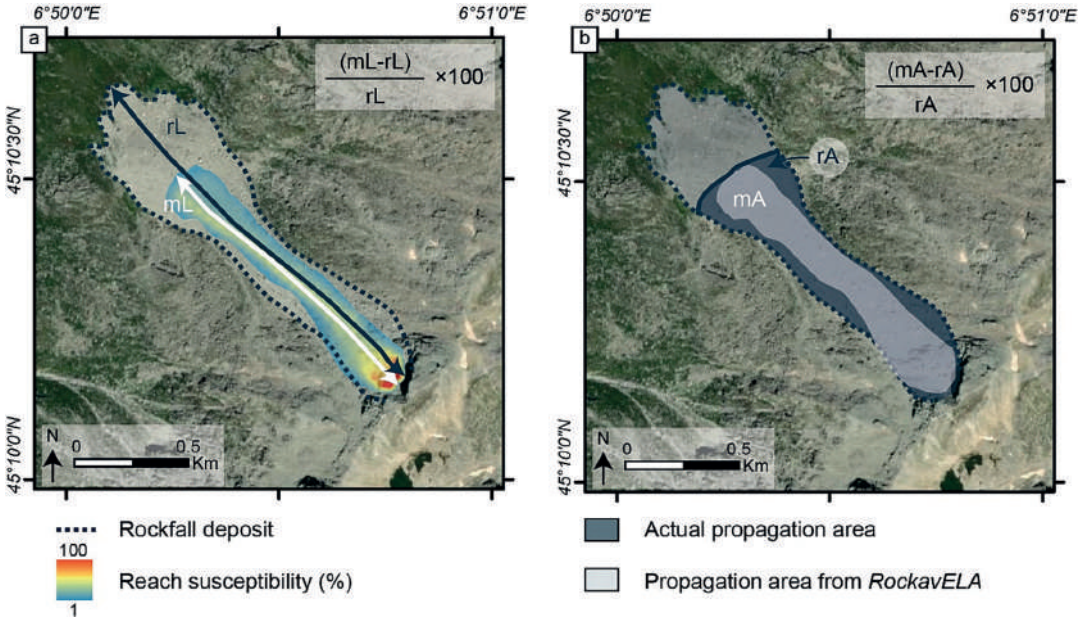


Fig. 6. a: Method for measuring frontal error, where mL is the modelled deposit length; rL is the length of the actual deposit with an event used for the validation. b: Method for measuring lateral error, where mA is the modelled deposit area and rA the actual deposit area.
(Aerial image source: Esri, Maxar, Earthstar Geographics and the GIS user Community; 2021)

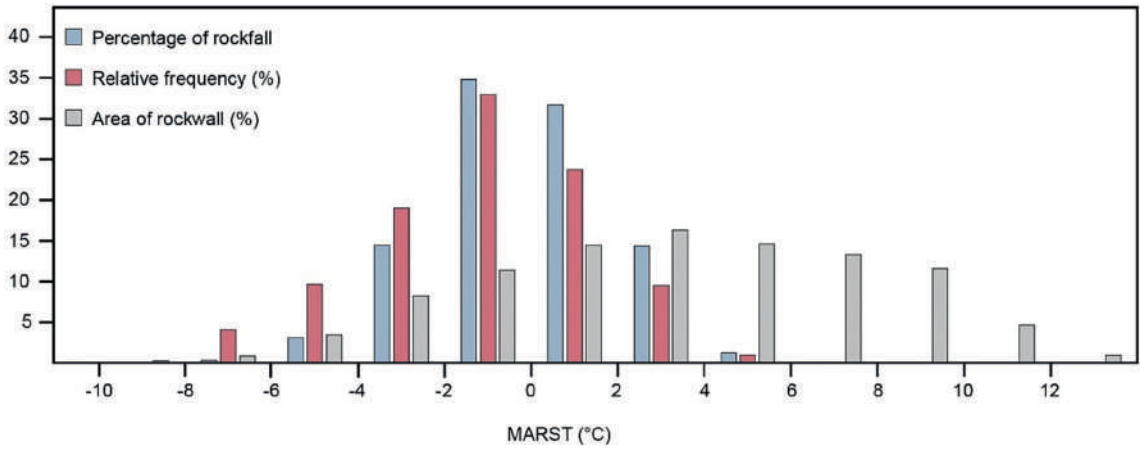


Fig. 7. Percentage of RSFs by predicted MARST class, and relative frequency according to rockwall area for each predicted MARST class.

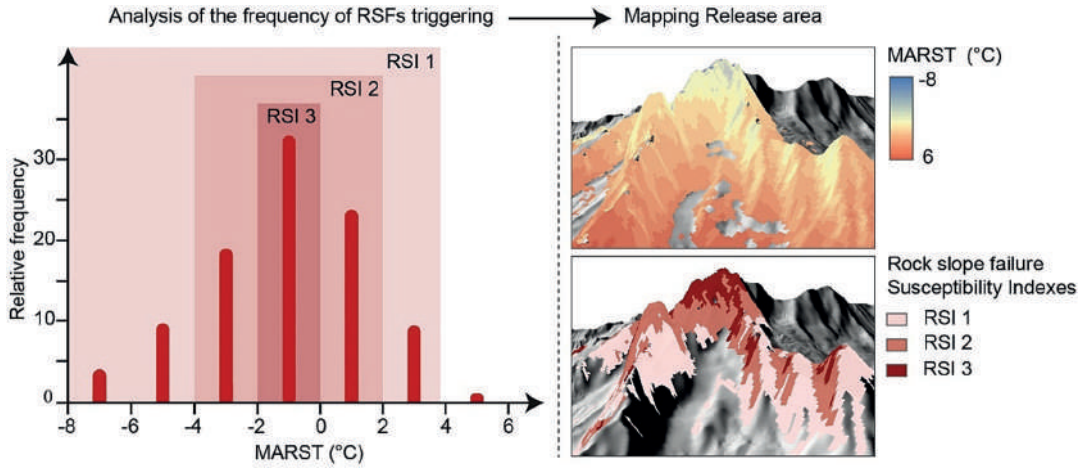


Fig. 8. Definition of the RSI according to the relative RSF frequency by predicted MARST classes, and an example in the Aiguille Verte and Drus sector (MBM).

Table 1
Surface area covered by the three RSI levels for each zone of the French Alps. The rockwall percentage corresponds to the surface affected by the RSI in rockwalls above 1500 m a.s.l. As the RSIs do not extend below 1500 m a.s.l, the percentages in this table only consider the rockwalls >1500 m a.s.l to be representative of the periglacial environments studied here.

	RSI 1		RSI 2		RSI 3	
	Area (km^2)	Rockwall (%)	Area (km^2)	Rockwall (%)	Area (km^2)	Rockwall (%)
Zone 1	24.6	8.3	20.6	6.9	9.6	3.2
Zone 2	136.1	9.8	55.0	4.0	14.5	1.0
Zone 3	80.7	6.0	29.4	2.2	9	0.7
Zone 4	42.2	2.5	7.3	0.4	0.4	0.0
French Alps	283.6	6	111.8	2.4	33.5	0.7

4.2. Propagation area analysis and mapping

4.2.1. RSF propagation characteristics analysis

Comparison of the propagation characteristics of the 48 events in the *High Mountain database* with those in the *RockTheAlps database* shows that they all follow the same distribution, regardless of their volume, their lithology, or the substrate on which they travel (Fig. 10). The analysis of the Propagation databases does not show a link between ELA and volumes, at least for the range of volumes represented in our database (Supplementary materials Fig. S10). We therefore decided to merge these two databases to form the *Propagation database*, from which we propose three propagation limits according to the logistic regressions proposed in Section 3.2.2.

4.2.2. RockavELA calibration results

4.2.2.1. Frontal error. To calibrate the runout distance, we adjusted the *segment length* and *profile step* settings with the medium propagation limit proposed in *RockavELA*. The most successful results are obtained with a *profile step* of 1.1 m regardless of the *segment length* chosen (25, 10, or 5 m). In each case, 50 % of the modelled RSFs have a frontal error between −25 and 25 %, and a median value very close to 0 % (Fig. 11). Details of the frontal error for each calibration run are given in Supplementary materials Fig. S11.

4.2.2.2. Lateral error. The lowest lateral errors are obtained with a *segment length* of 5 m and a *maximum deviation angle* of 10°. With these parameters, almost 50 % of the RSFs have a lateral error between −11 and 52 %, and a median close to 15 % (Fig. 12). This setting provides the smallest lateral error. However, the width of the modelled deposit is sometimes overestimated and three of the collapses have an error

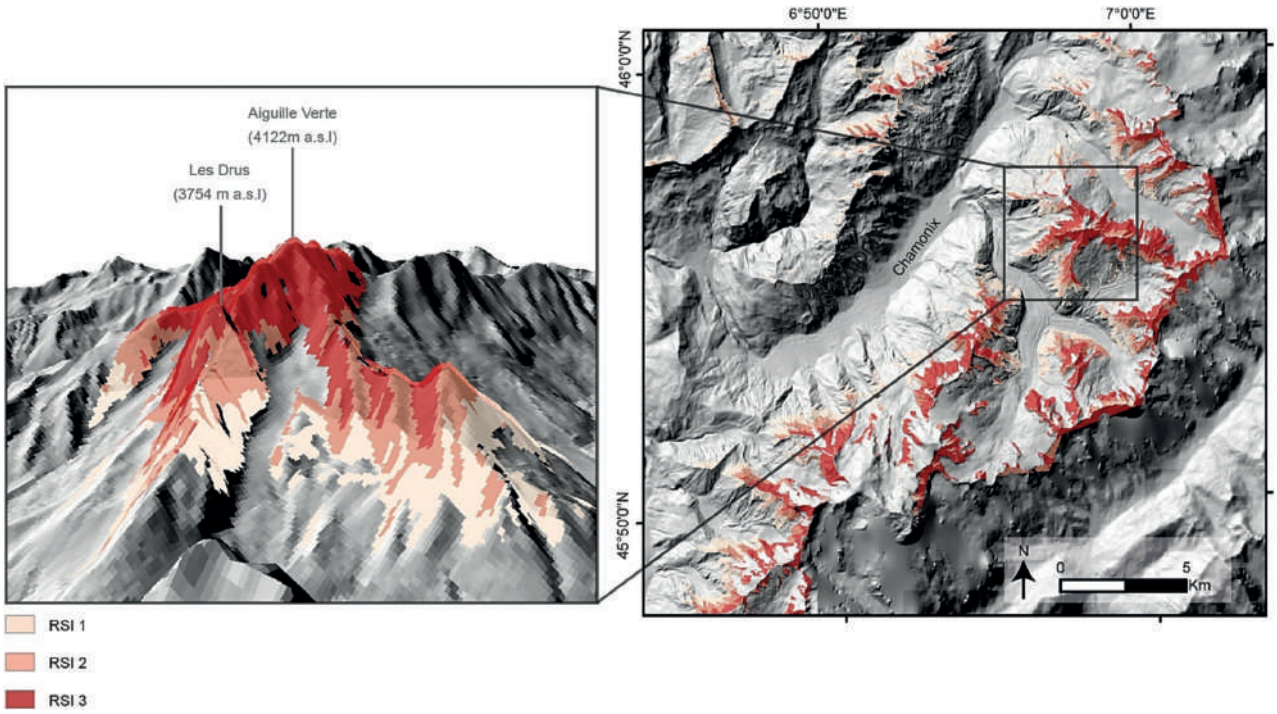


Fig. 9. Example of the three levels of RSI in zone 1 (MBM and Aiguilles Rouges massif) with a focus on the Aiguille Verte and Drus area.

exceeding 50 %. The details of the results according to the *segment length* and the *maximum deviation angle* chosen to analyse the results are given in Supplementary materials Fig. S12.

Considering the results obtained in the *RockavELA* frontal and lateral error calculations, we used the following settings for the regional scale mapping:

- First we use a 5 m *segment length* with a *maximum deviation angle* of about 10° to control the lateral spreading.
- Then we use a 1.1 m *profile step* to adjust the runout distance.

4.2.3. *RockavELA output across the French Alps*

This section shows the results of RockavELA simulation in the French Alps with, as release areas, the sectors corresponding to RSI 2. Considering all the sectors with a reach susceptibility ≥1 %, 586 km^2 of terrain could be reached by RSFs with a high propagation limit and 472 km^2 with a low propagation limit. A detailed spatial analysis of the results for each zone is given in Table 2. For the entire French Alps, the difference of surface area between the low and high propagation limits represents 24 % with a reach susceptibility ≥1 %. The comparison of the distribution of propagation areas normalised according to the release areas (Table 2) reveals that trajectories extend further in zone 1 and zone 3. This disparity can be attributed to the higher relief energy in zones 1 and 3, resulting from their higher release area altitudes, averaging 3300 and 3150 m a.s.l. respectively, compared with 3080 and 3000 m a.s.l. in zones 2 and 4. The hypothesis of a higher relief energy is supported by the steeper slope angles observed in zones 1 and 3, where the average slope angles in the release areas are 51 and 52° respectively. In contrast, zone 2 and 4 have mean slope angles of 45 and 46° respectively. The variations in slope steepness and relief energy between the four zones can be partially attributed to the lithology of the massifs. More specifically, the prevalence of crystalline massifs in zones 1 and 3 may account for the higher proportion of steep slopes compared with zones 2 and 4, which exhibit a more diverse lithology (Fig. 1). The disparities in modelled propagation areas between the massifs are highly dependent on topographical factors. It is essential to point out that topography plays a crucial role in determining propagation distances in the RockavELA model.

Fig. 13 shows an example of the *RockavELA* output with RSI 2 as release areas and a low propagation limit in the MBM. The propagation maps of all the simulations are given in Supplementary materials Figs. S13–20.

4.2.4. *Evaluation of the propagation area maps*

The model evaluation shows consistent frontal and lateral errors between the actual and modelled deposits. Indeed, it can be observed on Fig. 14-a that the frontal error remains between −25 and +25 % for 50 % of the RSFs with high and medium propagation limits. With the low propagation limit, the frontal error ranges between −38 % and 0 % for half of the sample.

Concerning the evaluation of the lateral error, we can see on Fig. 14-b that the results are consistent. Indeed, the difference between the modelled lateral spread and that of the real deposits remains between −25 and +25 % for almost 50 % of the sample.

5. Discussion

5.1. *Release area mapping: interpretation and limits of the approach*

The mapping of the release areas proposed here provides a first overview of the rockwalls which are most prone to RSF triggering according to the permafrost conditions in the French Alps. The robustness of the approach used in this study relies on a unique database which gives the first overview of the permafrost-affected rockwalls most prone to RSF triggering. It is worth noting that the analysis highlights the strong link between permafrost and RSFs. Indeed, permafrost is expected at MARST of up to 3 °C according to Hasler et al. (2011b), and 98.6 % of RSFs occurred from rockwalls with predicted MARST ≤3 °C. However, it is also interesting to note that the most active rockwalls are those with warm permafrost (close to 0 °C), confirming other database

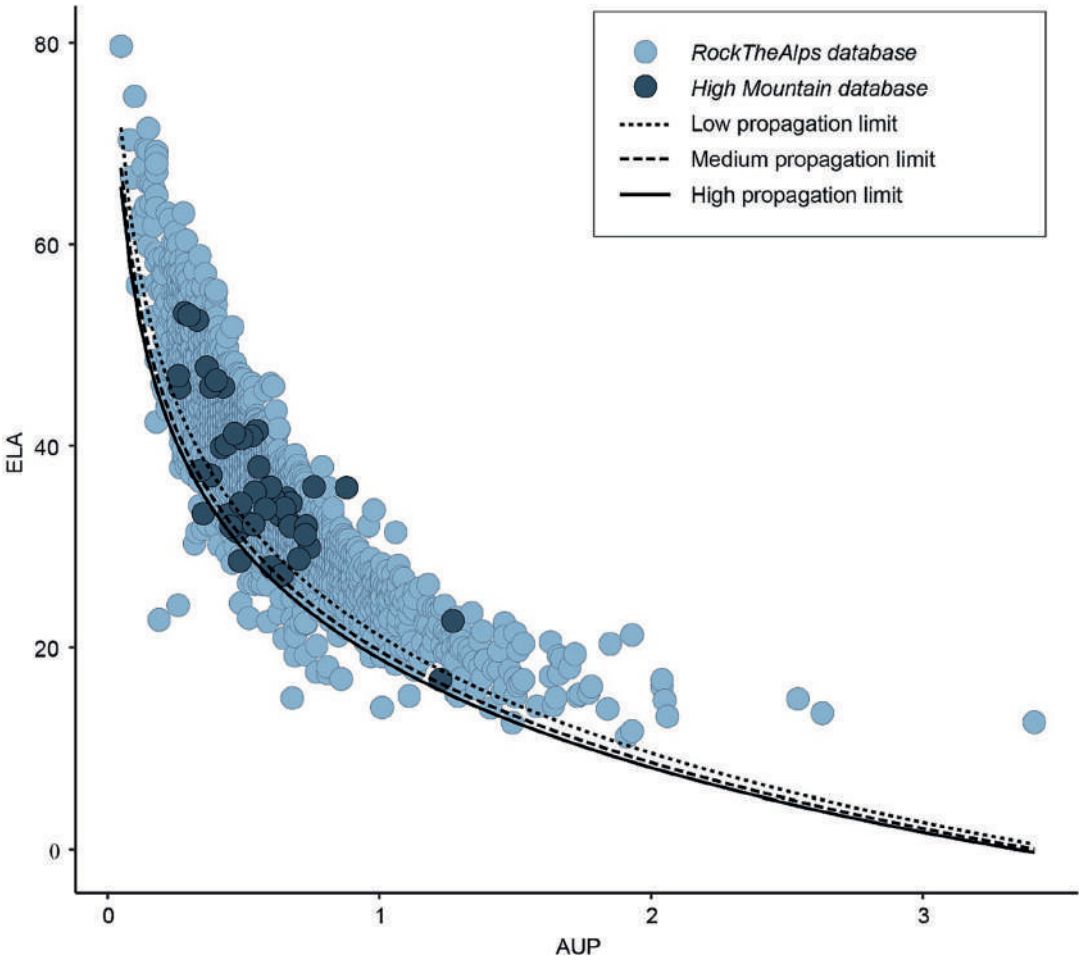


Fig. 10. ELA *vs.* AUP for the *RocktheAlps database* and the *High Mountain database* events. The three propagation limits correspond to the logistic regressions chosen in *RockavELA* (described in Section 3.2.2).

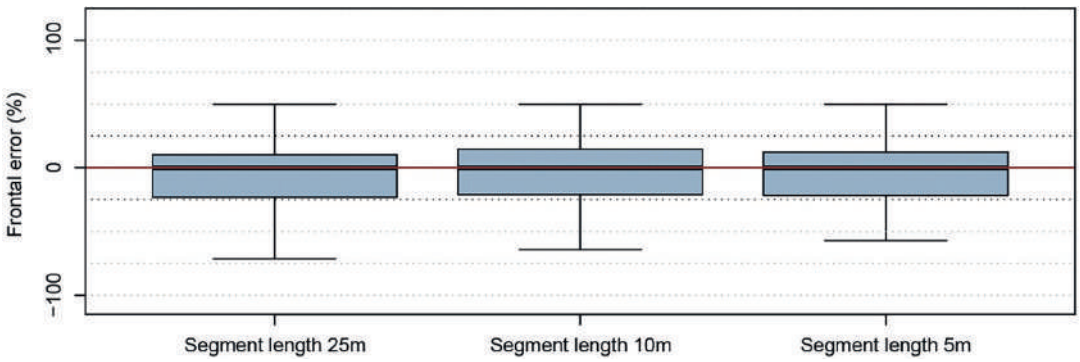


Fig. 11. Percentage of frontal error with the best settings selected to calibrate the runout distances in *RockavELA* (1.1 m profile step, medium propagation limit).

analyses (*e.g.*, Knoflach et al., 2021) and laboratory tests. The latter show that frozen rock may become particularly unstable when ice-filled fractures warm towards the melting point (*e.g.*, Davies et al., 2001; Mamot et al., 2018). Other studies have also shown that expected cold permafrost conditions may become unstable due to water infiltration and accelerated cleft-ice erosion (Hasler et al., 2011a), which can explain RSF events under MARST <-2 °C.

The definition of RSI levels according to RSF distribution by predicted MARST classes allows three more or less conservative release area scenarios to be proposed. These levels can however be adjusted to give other scenarios depending on the use of the maps. Our approach, which takes slope and permafrost conditions into account, does not include other parameters that also affect rockwall stability such as the geological structure, lithology, local discontinuities (*e.g.*, fault, joints, foliation; Stead and Wolter, 2015), and glacial history (McColl, 2012; McColl and Draebing, 2019) that also affect the thermal properties and

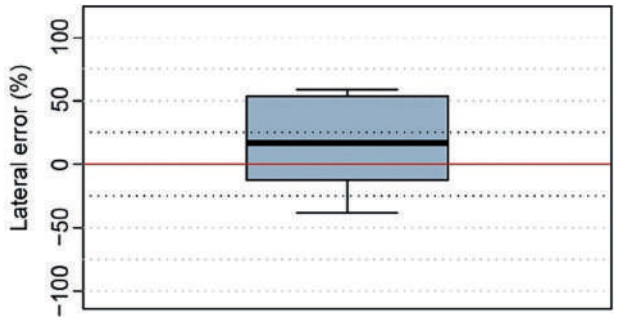


Fig. 12. Percentage of lateral error with the best setting used to calibrate lateral spreading in *RockavELA* (*segment length* 5 m, profile step 1.1 m, *maximum deviation angle* 10° and medium risk acceptance).

Table 2
Areas (in km^2) that can be reached by RSFs in the entire French Alps and in each zone, and the difference in areas (in %) between the high and low propagation limit.

	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4	French Alps
Area (km^2) with a reach susceptibility ≥1 %					
High propagation limit	110	232	213	31	586
Low propagation limit	90	183	174	24	472
Propagation area normalised according to the release area					
High propagation limit	5.34	4.21	7.24	4.25	5.24
Low propagation limit	4.37	3.33	5.92	3.29	4.22
Difference (%) of area between low and high propagation scenario	22	26	23	27	24

dynamics of the rock (Wegmann et al., 1998; Hasler et al., 2011a; Magnin and Josnin, 2021) as well as its mechanical behaviour (Etzelmüller et al., 2022). It is important to note that our study focuses on periglacial conditions, and notably permafrost. Consequently, the sectors still glaciated during the 2006–2009 period are excluded from the departure release area maps proposed in this study because the rock wall permafrost map was delineated with glacier outlines built from data of the 2006–2009 period (Gardent et al., 2014). However, some of these sectors may have become deglaciated since that period, suggesting the emergence of new potential release areas since then and in the years to come (Magnin et al., 2023). It would therefore be interesting to estimate and map areas which have been recently deglaciated, or will be deglaciated in the near future, to supplement the release area maps proposed in our study.

Moreover, as the MBM lithology is relatively homogeneous (granite and gneiss), the *MBM RSF database* is not representative of the lithology or the geological and glacial evolution of the other massifs of the French Alps. Nevertheless, the five RSFs of the *High Mountain database* that are outside the MBM, are also located in the release area maps (two in an area with RSI = 1; two in RSI = 2 and one in RSI = 3). The compilation and analysis of larger high mountain environment databases could therefore improve the release area maps proposed in this study by including structural and lithological effects in RSF triggering (Stead and Wolter, 2015; Blondeau et al., 2021).

Another limitation of this work concerns the DEM resolution which smooths the slopes, especially in the vicinity of crest lines. These ridges are sometimes not taken into account in the release area mapping, which only considers slope angles >30°. However, this artefact does not influence the propagation areas modelled in Section 4.2. Moreover, the DEM is built on data acquired during 2009–2011, but glaciers have retreated since then, sometimes exposing steep slopes and moraines which do not appear in the release area maps of this study. This limitation must therefore be taken into account when interpreting the release area maps at the local scale.

Despite the limitations at local scale, our study based on a single

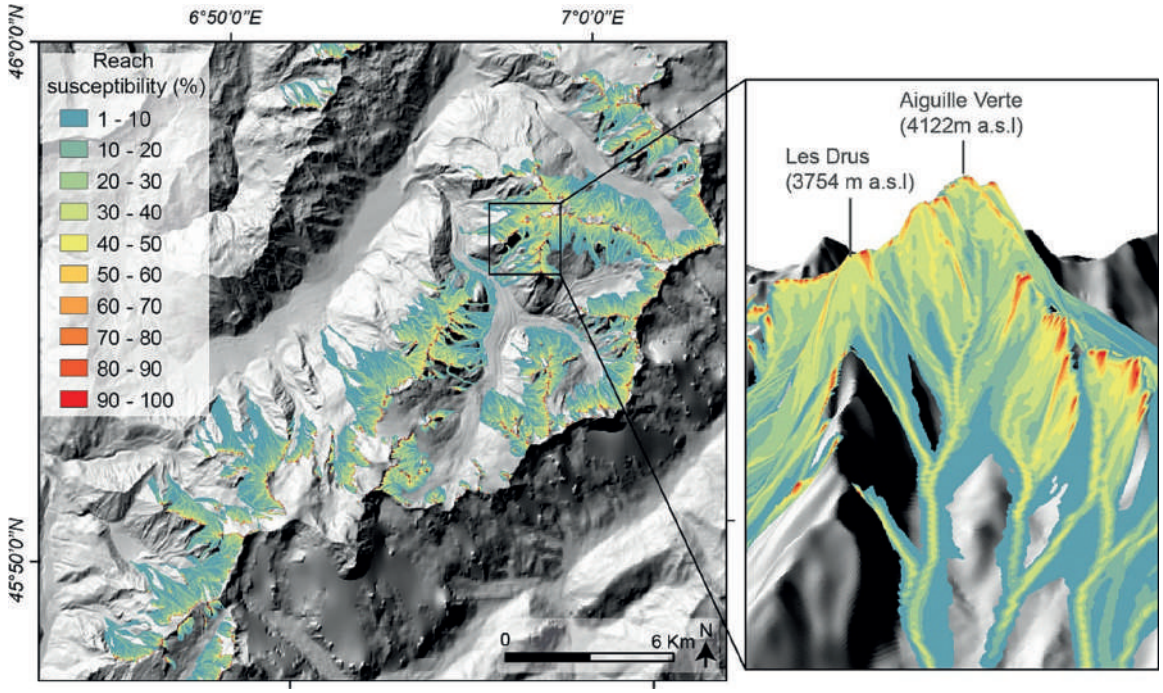


Fig. 13. Sectors that could be reached by potential RSFs in the MBM according to *RockavELA* output with a low-propagation limit, and a focus on the Aiguille Verte and Drus sector.

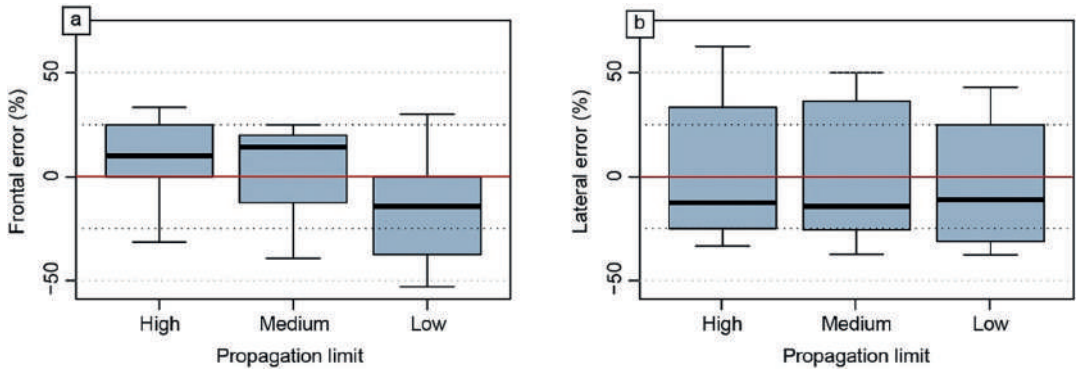


Fig. 14. a: Percentage of frontal errors with the best settings used for the evaluation of *RockavELA*. b: Percentage of lateral errors with the best settings used for the evaluation of *RockavELA*.

large database is consistent enough at regional scale to provide a first overview of the permafrost-affected rockwalls prone to destabilisation in the French Alps as a whole. The proposed method for mapping release areas could serve as a baseline for future applications in this range or other permafrost-affected high mountain ranges of the world. However, it remains essential, for an interpretation at the scale of a site, to submit the release area maps to expert assessment.

5.2. *Limitations and guidelines for the use of RockavELA*

For this study, we developed a new propagation model, *RockavELA*. Other models have been developed to map regional zonation of rockfalls (Dorren, 2003; Li and Lan, 2015), but they are not specifically used for the high mountain environments or for events with heterogeneous volumes such as those investigated in this study. Some approaches are appropriate for events travelling onto glaciers (*e.g.*, Noetzli et al., 2006; Sosio et al., 2012) but are developed for high magnitude events such as large rock-ice avalanches. Other studies propose GIS approaches based on flow direction from DEM to model propagation areas (D8 or D16 algorithm; Huggel et al., 2003), but this method tends to either channel the flows or spread them too much, depending on the chosen algorithm. Other works use multiple hazard assessments (Gruber and Mergili, 2013; Horton et al., 2013) or multiple phase mass flow models for process chains (Mergili et al., 2017). However, these models are often used at the scale of the catchment area or the region (*e.g.*, Mergili et al., 2019), but rarely for larger scales such as the French Alps. These complex models require more extensive input data (such as volumes, material density, rheology parameters, *etc.*) that are either not available or cannot be generalised at the scale of the French Alps. In our study, we developed *RockavELA* to map the propagation areas of RSFs at regional scale. It is a simple model that is easily run on the whole French Alps using the dimensionless area-based energy line principle, and only requires a DEM and release areas as input data. The real robustness of our approach relies on the setting, calibration and evaluation of the model, which are performed using a single RSF database (*Propagation database*) that is highly representative of the RSF propagation characteristics. This is also one of the first studies proposing to quantify the frontal and lateral error propagation areas with comparison of the model outputs and the actual events from our databases.

However, one of the limitations of the method used to calibrate the model could be the limited number of events in the *High Mountain database* for which we have precise satellite images to study the morphology and geometry of the deposit. But interestingly, these events, which mostly occurred in high mountains with specific substrate (mostly glacier and snow), corroborate the propagation characteristics of the *RockTheAlps database* despite a wider range of volume and runout substrate. The diversity of the 3497 events in the *RockTheAlps database* (in terms of volumes, substrates, altitudes, *etc.*), and its enrichment with the 48 events from the *High Mountain database* mean that the proposed setting is reproducible in other mountain ranges. Although the *Propagation database* shows no effect of lithology and volume on the observed propagation lengths (Supplementary materials Fig. S10), it must be borne in mind that above a certain volume, rock avalanches tend to propagate much further, especially in glaciated environments (Noetzli et al., 2006). Consequently, *RockavELA* could also be re-calibrated and re-evaluated using other databases (*e.g.*, Knoflach et al., 2021) and the propagation model could be run using other settings.

Despite the calibration and the setting based on the propagation characteristics of our databases, the remaining frontal error (<±25 % in most of the cases) and lateral error (<±50 %) in the evaluation of the results could be explained by the non-consideration of complex dispersion processes involving factors such as the type of substrate, the lithology of the falling rock and its fragmentation at local scale (Lan et al., 2022). However, this locally observed range of error remains acceptable for a preliminary regional scale assessment. Similarly to the release area maps, the limitations in the extents of the propagation areas must be considered when interpreting the maps at the local scale.

In addition to the parameters that directly control the stopping distance and the spread of the RSF trajectories in *RockavELA*, the model is also sensitive to the DEM resolution. For example, as it smooths the slopes and underestimates the steepness, some artefacts can be generated in the simulated runout areas when release areas are situated on a crest line, with RSF trajectories following the crest line instead of running down the slopes (Supplementary materials Fig. S21). When testing the simulations with a 0.2-m resolution DEM resampled at 5, 10 and 25 m, the artefacts disappear at 5 m but not at 10 and 25 m, indicating that the model is sensitive to the DEM resolution and not just its accuracy. However, runout pixels affected by these artefacts are marginal with reach probabilities that are typically very low. Indeed, it disappears above 5 % reach susceptibility with a 25-m DEM, 2 % reach susceptibility with a 10-m DEM and 1 % reach susceptibility with a 5-m DEM (Supplementary materials Fig. S21). We could therefore recommend implementing *RockavELA* using a higher resolution DEM, but this does not exist for the French Alps.

Otherwise, beyond 100 iterations, we observe no significant impact on the runout distance or lateral spread of the modelled propagation areas. We have therefore decided to keep 100 iterations, which is a compromise between calculation time and robustness of the results.

For a more robust interpretation of the propagation maps, we should avoid interpreting reach susceptibility in quantitative terms and instead consider all areas >1 % to be potentially reachable areas. The reach susceptibility value only indicates the concentration of preferred virtual trajectories. The choice of the reach susceptibility threshold depends on the expert knowledge and could be adjusted according to the use of the

maps. However, we have chosen to keep the reach susceptibility values from 1 to 100 % in this study, for the calibration and evaluation of the model (measurement of the length and area of each RSF deposit) in order to consider all the modelled trajectories.

Considering these observations, the use of *RockavELA* in the risk analysis context should be submitted to expert assessment to avoid an over-simplified interpretation of the results.

5.3. Future applications

This work characterises and maps the potential release and propagation areas of RSFs on a regional scale in order to identify potential hot spots that could be reached by RSFs.

Comparing these maps with human concerns (*e.g.*, infrastructure, mountaineering routes) could allow a preliminary assessment of those at risk of RSF impact. This is an essential step in permafrost hazard assessment for evaluating and anticipating the future risks, particularly in the current context of permafrost degradation (GAPHAZ, 2017). Nevertheless, the comparison between propagation maps and human concerns requires human issues to be identified and digitized. Such work has not been done in the French Alps and would therefore be necessary prior to any further hazard assessment. Following this preliminary identification, in-depth studies on a local scale could be carried out to get a better estimation of the trajectories and mobility parameters of potential RSFs with physics-based models (*e.g.*, Bartelt et al., 2018), or with RSF monitoring to better assess the dynamics of the considered source area. For example, the first results from this work highlight some highly frequented areas, such as the normal route to the Mont Blanc (Fig. 15), which is already known as a highly hazardous area (Mourey et al., 2022). This example thus confirms the ability of our mapping approach to identify potential hot spots which could merit analysis in greater depth at the local scale for better risk assessment and mitigation.

Many other mountain ranges are experiencing an increase in RSF activity from permafrost-affected rockwalls that prompts urgent identification of potential areas at risk (Allen et al., 2022); a preliminary assessment could be conducted with such an approach. In this context, another possible application of our study could be to reproduce the method in other mountain ranges. However, the release conditions and the propagation model settings could also be adapted using other RSF inventories more representative of the area of interest.

This work could also be applied considering future permafrost degradation and glacier retreat, implying an altitudinal shift in the permafrost lower limit and exposure of steep, unstable deglaciated slopes by applying the expected air temperature change to the predicted permafrost map (Penna et al., 2023).

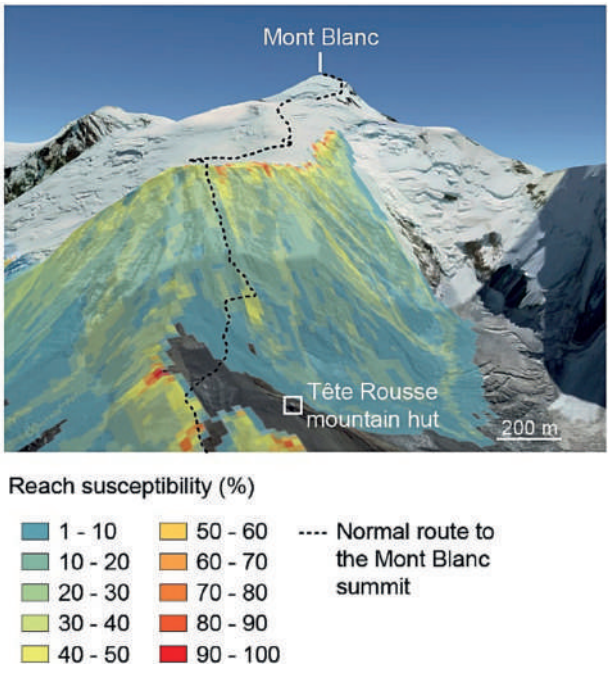


Fig. 15. Classic route to the Mont Blanc (4808 m a.s.l.) which crosses potential propagation areas modelled with *RockavELA* (RSI 2; low propagation limit).

6. Conclusions

This study proposes a novel approach to assess at regional scale permafrost-affected rockwalls favourable to RSF triggering and their potential propagation areas using unique and extensive RSF databases. The method is applied in the French Alps. Three RSF susceptibility indexes (RSI) are proposed, based on the level of RSF activity according to predicted permafrost conditions (Mean Annual Rock Surface Temperature; MARST). These RSI are then used to map three release area scenarios, encompassing more or less active permafrost-affected rockwalls. The resulting maps are used as input for a simple propagation model (*RockavELA*) developed to map the propagation areas. Three propagation limits are proposed in this study, defined using propagation characteristics of 3545 events (*Propagation database*), with 48 events occurring in high mountain environments (*High Mountain database*) and 3497 events from lower areas (*RockTheAlps database*).

Analysis of the different RSF databases and release areas and propagation area mapping leads to the following conclusions:

- Analysis of 1389 RSFs inventoried in the MBM between 2007 and 2019 reveals that 95 % of the RSFs occurred in rockwalls with predicted MARST between −4 °C to 4 °C and 66 % between −2 and +2 °C. This finding highlights the strong link between RSFs and permafrost, particularly with warm permafrost conditions.
- The three levels of RSI suggest that release areas could be as large as 284 km^2 (RSI 1; most conservative scenario) but are restricted to 34 km^2 when considering only the most active rockwalls (RSI 3).
- The *Propagation database* analysis reveals that the 48 RSFs occurring in high mountain environments (*High Mountain database*) and 3497 events from lower altitudes (*RockTheAlps database*) have the same propagation characteristics, despite the heterogeneity of their volume or their travel substrate.
- We propose three propagation limits allowing different levels of propagation stopping distance. This parameter is controlled by logistic regressions to obtain a 10^{-n} probability of occurrence of an ELA value in each AUP class calculated from the *Propagation* databases.
- When calibrating the modelled propagation areas against eleven observed RSFs, our best-fit solution results in frontal error (runout distance) $< \pm 25$ % for half of the events and $< \pm 50$ % for all the RSFs observed. Lateral error (lateral spread of the deposit) barely exceeds ±50 % of the observed extent of the deposits. It would be of great interest to work further on this calibration by expanding our databases with more events for which we have accurate information on the propagation areas.
- Evaluation of the output maps by comparing the propagation areas with nine observed RSFs shows that frontal and lateral errors barely exceed ±50 % of the observed extent of the deposits whatever the chosen propagation limit.
- The propagation area maps suggest that under RSI 2, RSFs in the French Alps could reach 472 km^2 with a low propagation limit and 586 km^2 with a high propagation limit. The extent of potentially reachable areas has limited sensitivity to the propagation limit. Indeed, the difference in surface areas that can be potentially impacted by RSFs between the lower and the higher scenario is <25 %.

- The DEM resolution sensitivity analysis shows that the propagation area maps are sensitive to the DEM resolution and that artefacts can occur with rather coarse resolution, such as that used for our study. Higher resolutions are thus recommended for a better assessment of propagation areas to avoid these artefacts which may affect the local interpretation.

The release and propagation area maps could be a first step to highlight potentially hazardous areas and to identify potential human assets (mountaineering routes, high mountain infrastructure, tourism areas) and factors of cascading hazards such as lakes that could be impacted by RSFs. This approach must be considered as a preliminary step to identify hot spots before conducting more in-depth analysis at the local scale. Results must therefore be subject to critical review and confirmation by an expert, and such studies would benefit from comparison with other datasets to improve the identification of potential release areas and propagation limits. Similar approaches could be conducted on other mountain ranges affected by increasing RSF activity from permafrost-affected rockwalls, and regional assessment is an area of growing interest in the context of permafrost degradation.

Funding

This study was funded by the Alpes Ingé SARL (http://alpes-inge.com/) and the French Agency for Research and Technology (ANRT) under the CIFRE (*Convention Industrielle de Formation par la REcherche*) PhD scholarship No. 2019/1803.

CRediT authorship contribution statement

M. Cathala: Conceptualization, Data curation, Investigation, Methodology, Software, Supervision, Validation, Writing – original draft, Writing – review & editing. **F. Magnin:** Conceptualization, Data curation, Funding acquisition, Investigation, Methodology, Supervision, Writing – original draft, Writing – review & editing, Formal analysis, Validation. **L. Ravanel:** Conceptualization, Data curation, Formal analysis, Funding acquisition, Supervision, Validation, Writing – original draft, Writing – review & editing. **L. Dorren:** Conceptualization, Data curation, Formal analysis, Methodology, Software, Validation, Writing – original draft, Writing – review & editing. **N. Zuanon:** Conceptualization, Investigation, Methodology, Software, Validation, Writing – original draft, Writing – review & editing. **F. Berger:** Conceptualization, Data curation, Investigation, Methodology, Validation, Writing – original draft, Writing – review & editing. **F. Bourrier:** Conceptualization, Data curation, Investigation, Methodology, Validation, Writing – original draft, Writing – review & editing. **P. Deline:** Conceptualization, Formal analysis, Investigation, Methodology, Supervision, Validation, Writing – original draft, Writing – review & editing.

Declaration of competing interest

The authors declare no competing interests.

Data availability

Data will be made available on request.

Acknowledgments

The authors further acknowledge Marco Marcer for upscaling the SAFRAN air temperature data used for the Mean Annual Rock Surface Temperature mapping model. The *RockTheAlps database* is funded by the European Regional Development Fund, Alpine Space Program, Project "ROCKtheALPS". The authors acknowledge Julian Walmesley for his invaluable assistance in enhancing the clarity of the English language throughout the paper. The authors also acknowledge the editorial committee for handling the manuscript and the anonymous reviewers for their constructive comments and corrections on the manuscript.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.109032.

References

Allen, S., Frey, H., Haeberli, W., Huggel, C., Chiarle, M., Geertsema, M., 2022. Assessment Principles for Glacier and Permafrost Hazards in Mountain Regions. Oxford Research Encyclopaedia of Natural Hazard Science. https://doi.org/10.1093/acrefore/9780199389407.013.356. Retrieved 10 Oct. 2023, from.

Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Matulla, C., Briffa, K., Jones, P., Efthymiadis, D., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Mercalli, L., Mestre, O., Moisselin, J.-M., Begert, M., Müller-Westermeier, G., Kveton, V., Bochnicek, O., Stastny, P., Lapin, M., Szalai, S., Szentimrey, T., Cegnar, T., Dolinar, M., Gajic-Capka, M., Zaninovic, K., Majstorovic, Z., Nieplova, E., 2007. HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. Int. J. Climatol. 27, 17–46. https://doi.org/10.1002/joc.1377.

Ballantyne, C.K., 2002. Paraglacial geomorphology. Quat. Sci. Rev. 21, 1935–2017. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00005-7.

Bartelt, P., Christen, M., Bühler, Y., Buser, O., 2018. Thermomechanical modelling of rock avalanches with debris, ice and snow entrainment. Numerical Methods in Geotechnical Engineering IX 1047–1054.

Bénévent, E., 1926. Documents sur le climat des Alpes françaises. Étude critique. Revue de Géographie Alpine 14, 681–764. https://doi.org/10.3406/rga.1926.5004.

Biskaborn, B.K., Smith, S.L., Noetzli, J., Matthes, H., Vieira, G., Streletskiy, D.A., Schoeneich, P., Romanovsky, V.E., Lewkowicz, A.G., Abramov, A., Allard, M., Boike, J., Cable, W.L., Christiansen, H.H., Delaloye, R., Diekmann, B., Drozdov, D., Etzelmüller, B., Grosse, G., Guglielmin, M., Ingeman-Nielsen, T., Isaksen, K., Ishikawa, M., Johansson, M., Johannsson, H., Joo, A., Kaverin, D., Kholodov, A., Konstantinov, P., Kröger, T., Lambiel, C., Lanckman, J.-P., Luo, D., Malkova, G., Meiklejohn, I., Moskalenko, N., Oliva, M., Phillips, M., Ramos, M., Sannel, A.B.K., Sergeev, D., Seybold, C., Skryabin, P., Vasiliev, A., Wu, Q., Yoshikawa, K., Zheleznyak, M., Lantuit, H., 2019. Permafrost is warming at a global scale. Nat. Commun. 10, 264. https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4.

Blondeau, S., Gunnell, Y., Jarman, D., 2021. Rock slope failure in the Western Alps: a first comprehensive inventory and spatial analysis. Geomorphology 380, 107622. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107622.

Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., Noetzli, J., 2012. A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges. Cryosphere 6, 125–140. https://doi.org/10.5194/tc-6-125-2012.

Böhm, R., Jones, P.D., Hiebl, J., Frank, D., Brunetti, M., Maugeri, M., 2010. The early instrumental warm-bias: a solution for long central European temperature series 1760–2007. Clim. Chang. 101, 41–67. https://doi.org/10.1007/s10584-009-9649-4.

BRGM, 2015. BD Million-Géol: Carte Géologique à 1/1 000 000 Métropole, Image et Vecteur.

Budimir, M., Brown, S., Sneddon, A., Donovan, A., Shakya, P., Lau, D., 2019. Challenges and innovations in operational flood and landslide early warning systems in Nepal, Peru and India. In: EGU General Assembly, Vol. 21 (EGU2019-15881).

Byers, A.C., Rounce, D.R., Shugar, D.H., Lala, J.M., Byers, E.A., Regmi, D., 2018. A Rockfall-induced Glacial Lake Outburst Flood. Landslides, Upper Barun Valley, Nepal. https://doi.org/10.1007/s10346-018-1079-9.

Cathala, M., Magnin, F., Linsbauer, A., Haeberli, W., 2021. Modelling and characterizing glacier-bed overdeepenings as sites for potential future lakes in the deglaciating French Alps. Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement 27, 19–36. https://doi.org/10.4000/geomorphologie.15255.

Davies, M., Hamza, O., Harris, C., 2001. The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. Permafr. Periglac. Process. 12, 137–144. https://doi.org/10.1002/ppp378.

Deline, P., Broccolato, M., Noetzli, J., Ravanel, L., Tamburini, A., 2013. The December 2008 Crammont Rock Avalanche, Mont Blanc Massif Area, Italy. In: Margottini, C., Canuti, P., Sassa, K. (Eds.), Landslide Science and Practice: Volume 4: Global Environmental Change. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 403–408. https://doi.org/10.1007/978-3-642-31337-0_52.

Deline, P., Gruber, S., Amann, F., Bodin, X., Delaloye, R., Failletaz, J., Fischer, L., Geertsema, M., Giardino, M., Hasler, A., Kirkbride, M., Krautblatter, M., Magnin, F., Mccoll, S., Ravanel, L., Schoeneich, P., Weber, S., 2021. Ice loss from glaciers and permafrost and related slope instability in high-mountain regions. In: Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters. Elsevier, pp. 501–540. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-817129-5.00015-9.

Demoulin, A., 1998. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles : the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). Geomorphology (Amst.) 24, 189–208.

Dorren, L., 2003. A review of rockfall mechanics and modelling approaches. Organic Geochemistry - ORG GEOCHEM 27. https://doi.org/10.1191/0309133303pp359ra.

Dorren, L., Schaller, C., Erbach, A., Moos, C., 2023. Automated delimitation of rockfall hazard indication zones using high-resolution trajectory modelling at regional scale. Geosciences 13, 182. https://doi.org/10.3390/geosciences13060182.

Duvillard, P.-A., Ravanel, L., Deline, P., 2015. Risk assessment of infrastructure destabilisation due to global warming in the high French Alps. Journal of Alpine Research|Revue de Géographie Alpine. Online.103-2. URL : http://journals.openedition.org/rga/2896 ; DOI https://doi.org/10.4000/rga.2896.

Duvillard, P.-A., Ravanel, L., Marcer, M., Schoeneich, P., 2019. Recent evolution of damage to infrastructure on permafrost in the French Alps. Reg. Environ. Chang. 19, 1281–1293.

Colas, B., Berger, F., Martin, R., 2021. Collectif (Groupe de travail MEZAP). Guide technique MEZAP. Caractérisation de l'aléa rocheux dans le cadre d'un Plan de Prévention des Risques naturels (PPRn) ou d'un Porter à connaissances (PAC). BRGM. Collection scientifique et technique. ISBN: 978-2-7159-2760-5. URL https://www.calameo.com/books/00571912188ce611ae02c (accessed 10.18.22).

Einhorn, B., Eckert, N., Chaix, C., Ravanel, L., Deline, P., Gardent, M., Boudières, V., Richard, D., Vengeon, J.-M., Giraud, G., Schoeneich, P., 2015. Changements climatiques et risques naturels dans les Alpes . Impacts observés et potentiels sur les systèmes physiques et socio-économiques. Journal of Alpine Research | Revue de Géographie Alpine doi:https://doi.org/10.4000/rga.2829.

Etzelmüller, B., Guglielmin, M., Hauck, C., Hilbich, C., Hoelzle, M., Isaksen, K., Noetzli, J., Oliva, M., Ramos, M., 2020. Twenty years of European mountain permafrost dynamics—the PACE legacy. Environ. Res. Lett. 15, 104070 https://doi.org/10.1088/1748-9326/abae9d.

Etzelmüller, B., Czekirda, J., Magnin, F., Duvillard, P.-A., Ravanel, L., Malet, E., Aspaas, A., Kristensen, L., Skrede, I., Majala, G.D., Jacobs, B., Leinauer, J., Hauck, C., Hilbich, C., Böhme, M., Hermanns, R., Eriksen, H.Ø., Lauknes, T.R., Krautblatter, M., Westermann, S., 2022. Permafrost in monitored unstable rock slopes in Norway – new insights from temperature and surface velocity measurements, geophysical surveying, and ground temperature modelling. Earth Surf. Dyn. 10, 97–129. https://doi.org/10.5194/esurf-10-97-2022.

Evans, S.G., Hungr, O., 1993. The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. Can. Geotech. J. 30, 620–636. https://doi.org/10.1139/t93-054.

Evans, S., Clague, J., J. Woodsworth, G., Hungr, O., 1989. The Pandemonium Creek Rock Avalanche, British Columbia. Canadian Geotechnical Journal - CAN GEOTECH J 26, 427–446. doi:https://doi.org/10.1139/t89-056.

Fischer, L., Kääb, A., Huggel, C., Noetzli, J., 2006. Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 6, 761–772.

Fischer, L., Amann, F., Moore, J.R., Huggel, C., 2010. Assessment of periglacial slope stability for the 1988 Tschierva rock avalanche (Piz Morteratsch, Switzerland). Eng. Geol. 116, 32–43. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2010.07.005.

Fischer, L., Purves, R.S., Huggel, C., Noetzli, J., Haeberli, W., 2012. On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 12, 241–254. https://doi.org/10.5194/nhess-12-241-2012.

Furian, W., Loibl, D., Schneider, C., 2021. Future glacial lakes in High Mountain Asia: an inventory and assessment of hazard potential from surrounding slopes. J. Glaciol. 67, 653–670. https://doi.org/10.1017/jog.2021.18.

GAPHAZ, 2017. Assessment of Glacier and Permafrost Hazards in Mountain Regions. Technical Guidance Document. https://doi.org/10.13140/RG.2.2.26332.90245.

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. Glob. Planet. Chang. 120, 24–37. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.05.004.

Gottardi, F., 2009. Estimation Statistique Et Réanalyse Des Précipitations En Montagne Utilisation D'ébauches Par Types De Temps Et Assimilation De Données D'enneigement Application Aux Grands Massifs Montagneux Français (Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG).

Gruber, S., Haeberli, W., 2007. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. J. Geophys. Res. Earth 112. https://doi.org/10.1029/2006JF000547.

Gruber, F.E., Mergili, M., 2013. Regional-scale analysis of high-mountain multi-hazard and risk indicators in the Pamir (Tajikistan) with GRASS GIS. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 13 https://doi.org/10.5194/nhess-13-2779-2013.

Guzzetti, F., Gariano, S.L., Peruccacci, S., Brunetti, M.T., Marchesini, I., Rossi, M., Melillo, M., 2020. Geographical landslide early warning systems. Earth Sci. Rev. 200, 102973 https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102973.

Haberkorn, A., Kenner, R., Noetzli, J., Phillips, M., 2021. Changes in Ground Temperature and Dynamics in Mountain Permafrost in the Swiss Alps. Front. Earth Sci. 9.

Haeberli, W., Buetler, M., Huggel, C., Friedli, T.L., Schaub, Y., Schleiss, A.J., 2016. New lakes in deglaciating high-mountain regions – opportunities and risks. Clim. Chang. 139, 201–214. https://doi.org/10.1007/s10584-016-1771-5.

Haeberli, W., Schaub, Y., Huggel, C., 2017. Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in de-glaciating mountain ranges. Geomorphology, Permafrost and Periglacial Research From Coasts to Mountains 293, 405–417. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.009.

Hartmeyer, I., Delleske, R., Keuschnig, M., Krautblatter, M., Lang, A., Schrott, L., Otto, J.-C., 2020. Current glacier recession causes significant rockfall increase: the immediate paraglacial response of deglaciating cirque walls. Earth Surf. Dyn. 729–751 https://doi.org/10.5194/esurf-8-729-2020.

Hasler, Andreas, Gruber, S., Font, M., Dubois, A., 2011a. Advective heat transport in frozen rock clefts: conceptual model, laboratory experiments and numerical simulation. Permafr. Periglac. Process. 22, 378–389. https://doi.org/10.1002/ppp.737.

Hasler, A., Gruber, S., Haeberli, W., 2011b. Temperature variability and offset in steep alpine rock and ice faces. Cryosphere 5, 977–988. https://doi.org/10.5194/tc-5-977-2011.

Heim, A., 1932. Bergsturz und Menschenleben. Fretz & Wasmuth.

Horton, P., Jaboyedoff, M., Rudaz, B., Zimmermann, M., 2013. Flow-R, a model for susceptibility mapping of debris flows and other gravitational hazards at a regional scale. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 13, 869–885. https://doi.org/10.5194/nhess-13-869-2013.

Hsü, K.J., 1975. Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rockfalls. GSA Bull. 86, 129–140. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<129:CDSSGB>2.0.CO;2.

Huggel, C., Kääb, A., Haeberli, W., Krummenacher, B., 2003. Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 3, 647–662. https://doi.org/10.5194/nhess-3-647-2003.

Huggel, C., Zgraggen-Oswald, S., Haeberli, W., Kääb, A., Polkvoj, A., Galushkin, I., Evans, S.G., 2005. The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 5, 173–187. https://doi.org/10.5194/nhess-5-173-2005.

Huggel, C., Fischer, L., Schneider, D., Haeberli, W., 2010. Research advances on climate-induced slope instability in glacier and permafrost high-mountain environments. Geographica Helvetica 65, 146–156. https://doi.org/10.5194/gh-65-146-2010.

Huss, M., 2012. Extrapolating glacier mass balance to the mountain range scale: the European Alps 1900–2100. The Cryosphere Discuss. 6, 1117–1156.

IPCC, 2019. High Mountain Areas. In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* [Hock, R., G. Rasul, C. Adler, B. Cáceres, S. Gruber, Y. Hirabayashi, M. Jackson, A. Kääb, S. Kang, S. Kutuzov, Al. Milner, U. Molau, S. Morin, B. Orlove, and H. Steltzer, H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 131–202. https://doi.org/10.1017/9781009157964.004.

Jibson, R.W., Harp, E.L., Schulz, W., Keefer, D.K., 2006. Large rock avalanches triggered by the M 7.9 Denali Fault, Alaska, earthquake of 3 November 2002. Engineering Geology, Large Landslides: Dating, Triggering, Modelling, and Hazard Assessment 83, 144–160. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.06.029.

Knoflach, B., Tussetschläger, H., Sailer, R., Meißl, G., Stötter, J., 2021. High mountain rockfall dynamics: rockfall activity and runout assessment under the aspect of a changing cryosphere. Geogr. Ann. Ser. B 0, 1–20. https://doi.org/10.1080/04353676.2020.1864947.

Krautblatter, M., Funk, D., Günzel, F.K., 2013. Why permafrost rocks become unstable: a rock–ice-mechanical model in time and space. Earth Surf. Process. Landf. 38, 876–887. https://doi.org/10.1002/esp.3374.

Lan, H., Zhang, Y., Macciotta, R., Li, L., Wu, Y., Bao, H., Peng, J., 2022. The role of discontinuities in the susceptibility, development, and runout of rock avalanches: a review. Landslides 19, 1391–1404. https://doi.org/10.1007/s10346-022-01868-w.

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). Permafr. Periglac. Process. 32, 520–536. https://doi.org/10.1002/ppp.2110.

Li, L., Lan, H., 2015. Probabilistic modeling of rockfall trajectories: a review. Bull. Eng. Geol. Environ. 74, 1163–1176. https://doi.org/10.1007/s10064-015-0718-9.

Lied, K., 1977. Rockfalls problems in Norway. ISMES 51–53.

Loye, A., Jaboyedoff, M., Pedrazzini, A., 2009. Identification of potential rockfall source areas at a regional scale using a DEM-based geomorphometric analysis. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 9, 1643–1653. https://doi.org/10.5194/nhess-9-1643-2009.

Magnin, F., Josnin, J.-Y., 2021. Water flows in rock wall permafrost: a numerical approach coupling hydrological and thermal processes. J. Geophys. Res. Earth 126, e2021JF006394. https://doi.org/10.1029/2021JF006394.

Magnin, F., Brenning, A., Bodin, X., Deline, P., Ravanel, L., 2015. Modélisation statistique de la distribution du permafrost de paroi : application au massif du Mont Blanc. Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement 21, 145–162. https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10965.

Magnin, F., Josnin, J.-Y., Ravanel, L., Pergaud, J., Pohl, B., Deline, P., 2017. Modelling rock wall permafrost degradation in the Mont Blanc massif from the LIA to the end of the 21st century. Cryosphere 11, 1813–1834. https://doi.org/10.5194/tc-11-1813-2017.

Magnin, F., Haeberli, W., Linsbauer, A., Deline, P., Ravanel, L., 2020. Estimating glacier-bed overdeepenings as possible sites of future lakes in the de-glaciating Mont Blanc massif (Western European Alps). Geomorphology 350, 106913. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106913.

Magnin, F., Ravanel, L., Bodin, X., Deline, P., Malet, E., Krysiecki, J.-M., Schoeneich, P., 2023. Main results of permafrost monitoring in the French Alps through the PermaFrance network over the period 2010–2022. Permafrost and Periglacial Processes n/a. https://doi.org/10.1002/ppp.2209.

Mamot, P., Weber, S., Schröder, T., Krautblatter, M., 2018. A temperature- and stress-controlled failure criterion for ice-filled permafrost rock joints. Cryosphere 12, 3333–3353. https://doi.org/10.5194/tc-12-3333-2018.

Mamot, P., Weber, S., Eppinger, S., Krautblatter, M., 2021. A temperature-dependent mechanical model to assess the stability of degrading permafrost rock slopes. Earth Surf. Dyn. 9, 1125–1151. https://doi.org/10.5194/esurf-9-1125-2021.

Marcer, M., Bodin, X., Brenning, A., Schoeneich, P., Charvet, R., Gottardi, F., 2017. Permafrost favorability index: spatial modeling in the French Alps using a rock glacier inventory. Front. Earth Sci. 5 https://doi.org/10.3389/feart.2017.00105.

McColl, S.T., 2012. Paraglacial rock-slope stability. Geomorphology 153–154, 1–16. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.02.015.

McColl, S.T., Draebing, D., 2019. Rock slope instability in the proglacial zone: state of the art. In: Heckmann, T., Morche, D. (Eds.), Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes,

Geography of the Physical Environment. Springer International Publishing, Cham, pp. 119–141. https://doi.org/10.1007/978-3-319-94184-4_8.
Menk, J., Berger, F., Moos, C., Dorren, L., 2023. Towards an improved rapid assessment tool for rockfall protection forests using field-mapped deposited rocks. Geomorphology 422, 108520. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108520.
Mergili, M., Marchesini, I., Alvioli, M., Metz, M., Schneider-Muntau, B., Rossi, M., Guzzetti, F., 2014. A strategy for GIS-based 3-D slope stability modelling over large areas. Geosci. Model Dev. 7, 2969–2982. https://doi.org/10.5194/gmd-7-2969-2014.
Mergili, M., Fischer, J.-T., Krenn, J., Pudasaini, S.P., 2017. r.avaflow v1, an advanced open-source computational framework for the propagation and interaction of two-phase mass flows. Geosci. Model Dev. 10, 553–569. https://doi.org/10.5194/gmd-10-553-2017.
Mergili, M., Schwarz, L., Kociu, A., 2019. Combining release and runout in statistical landslide susceptibility modeling. Landslides 16, 2151–2165. https://doi.org/10.1007/s10346-019-01222-7.
Michoud, C., Derron, M.-H., Horton, P., Jaboyedoff, M., Baillifard, F.-J., Loye, A., Nicolet, P., Pedrazzini, A., Queyrel, A., 2012. Rockfall hazard and risk assessments along roads at a regional scale: example in Swiss Alps. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 12, 615–629. https://doi.org/10.5194/nhess-12-615-2012.
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. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 22, 445–460. https://doi.org/10.5194/nhess-22-445-2022.
Noël, F., Nordang, S.F., Jaboyedoff, M., Digout, M., Guerin, A., Locat, J., Matasci, B., 2023. Comparing Flow-R, Rockyfor3D and RAMMS to Rockfalls from the Mel de la Niva Mountain: a Benchmarking Exercise. Geosciences 13, 200. https://doi.org/10.3390/geosciences13070200.
Noetzli, J., Huggel, C., Hoelzle, M., Haeberli, W., 2006. GIS-based modelling of rock-ice avalanches from Alpine permafrost areas. Comput. Geosci. 10, 161–178. https://doi.org/10.1007/s10596-005-9017-z.
Paranunzio, R., Chiarle, M., Laio, F., Nigrelli, G., Turconi, L., Luino, F., 2019. Slope failures in high-mountain areas in the Alpine Region. Supplement to: Paranunzio, R et al. (2019): New insights in the relation between climate and slope failures at high-elevation sites. Theoretical and Applied Climatology, 137(3-4), 1765-1784, doi: 10.1007/s00704-018-2673-4. doi:10.1594/PANGAEA.903761.
Pecoraro, G., Calvello, M., Piciullo, L., 2019. Monitoring strategies for local landslide early warning systems. Landslides 16, 213–231. https://doi.org/10.1007/s10346-018-1068-z.
Penna, I.M., Magnin, F., Nicolet, P., Etzelmüller, B., Hermanns, R.L., Böhme, M., Kristensen, L., Nöel, F., Bredal, M., Dehls, J.F., 2023. Permafrost controls the displacement rates of large unstable rock-slopes in subarctic environments. Glob. Planet. Chang. 220, 104017 https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.104017.
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. https://doi.org/10.1177/0959683610374887.
Ravanel, L., Deline, P., 2013. A network of observers in the Mont Blanc massif to study rockfalls in high alpine rockwalls. Geogr. Fis. Din. Quat. 36 https://doi.org/10.4461/GFDQ.2013.36.12.
Ravanel, L., Allignol, F., Deline, P., Gruber, S., Ravello, M., 2010. Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008. Landslides 7, 493–501. https://doi.org/10.1007/s10346-010-0206-z.
Ravanel, L., Lambiel, C., Reynard, E., Scapozza, C., Allignol, F., Deline, P., Bruno, G., 2011. Les écroulements rocheux dans le massif du Mont Blanc pendant l'été caniculaire de 2003. Géovisions 36, 225–241.
Ravanel, L., Deline, P., Lambiel, C., Vincent, C., 2013. Instability of a highly vulnerable high alpine rock ridge: the lower Arête des Cosmiques (Mont Blanc massif, France). Geogr. Ann. Ser. B 95, 51–66. https://doi.org/10.1111/geoa.12000.
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. Sci. Total Environ. 609, 132–143. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.07.055.
Savi, S., Comiti, F., Strecker, M.R., 2021. Pronounced increase in slope instability linked to global warming: a case study from the eastern European Alps. Earth Surf. Process. Landf. 46, 1328–1347. https://doi.org/10.1002/esp.5100.
Scheidegger, A.E., 1973. On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. Rock Mech. 5, 231–236. https://doi.org/10.1007/BF01301796.
Shugar, D.H., Jacquemart, M., Shean, D., Bhushan, S., Upadhyay, K., Sattar, A., Schwanghart, W., McBride, S., Vries, M.V.W. de, Mergili, M., Emmer, A., Deschamps-Berger, C., McDonnell, M., Bhambri, R., Allen, S., Berthier, E., Carrivick, J.L., Clague, J.J., Dokukin, M., Dunning, S.A., Frey, H., Gascoin, S., Haritashya, U.K., Huggel, C., Kääb, A., Kargel, J.S., Kavanaugh, J.L., Lacroix, P., Petley, D., Rupper, S., Azam, M.F., Cook, S.J., Dimri, A.P., Eriksson, M., Farinotti, D., Fiddes, J., Gnyawali, K.R., Harrison, S., Jha, M., Koppes, M., Kumar, A., Leinss, S., Majeed, U., Mal, S., Muhuri, A., Noetzli, J., Paul, F., Rashid, I., Sain, K., Steiner, J., Ugalde, F., Watson, C.S., Westoby, M.J., 2021. A massive rock and ice avalanche caused the 2021 disaster at Chamoli, Indian Himalaya. Science 373, 300–306. https://doi.org/10.1126/science.abh4455.
Sosio, R., Crosta, G.B., Chen, J.H., Hungr, O., 2012. Modelling rock avalanche propagation onto glaciers. Quat. Sci. Rev. 47, 23–40.
Stead, D., Wolter, A., 2015. A critical review of rock slope failure mechanisms: the importance of structural geology. J. Struct. Geol. 74, 1–23. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.02.002.
Temme, A.J.A.M., 2015. Using climber's guidebooks to assess rock fall patterns over large spatial and decadal temporal scales: an example from the swiss alps: Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography: Vol 97, No 4. Geogr. Ann. Ser. B 97, 793–807. https://doi.org/10.1111/geoa.12116.
Verfaillie, D., Lafaysse, M., Déqué, M., Eckert, N., Lejeune, Y., Morin, S., 2018. Multi-component ensembles of future meteorological and natural snow conditions for 1500 m altitude in the Chartreuse mountain range, Northern French Alps. Cryosphere 12, 1249–1271. https://doi.org/10.5194/tc-12-1249-2018.
Walter, F., Amann, F., Kos, A., Kenner, R., Phillips, M., de Preux, A., Huss, M., Tognacca, C., Clinton, J., Diehl, T., Bonanomi, Y., 2020. Direct observations of a three million cubic meter rock-slope collapse with almost immediate initiation of ensuing debris flows. Geomorphology 351, 106933. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106933.
Wegmann, M., Gudmundsson, G.H., Haeberli, W., 1998. Permafrost changes in rock walls and the retreat of alpine glaciers: a thermal modelling approach. Permafr. Periglac. Process. 9, 23–33. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199801/03)9:1<23::AID-PPP274>3.0.CO;2-Y.
Zekollari, H., Huss, M., Farinotti, D., 2019. Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. Cryosphere 13, 1125–1146. https://doi.org/10.5194/tc-13-1125-2019.
Zemp, M., Haeberli, W., Hoelzle, M., Paul, F., 2006. Alpine glaciers to disappear within decades? Geophys. Res. Lett. 33 https://doi.org/10.1029/2006GL026319.
Zevenbergen, L.W., Thorne, C.R., 1987. Quantitative analysis of land surface topography. Earth Surf. Process. Landf. 12, 47–56. https://doi.org/10.1002/esp.3290120107.
Zheng, G., Mergili, M., Emmer, A., Allen, S., Bao, A., Guo, H., Stoffel, M., 2021. The 2020 glacial lake outburst flood at Jinwuco, Tibet: causes, impacts, and implications for hazard and risk assessment. Cryosphere 15, 3159–3180. https://doi.org/10.5194/tc-15-3159-2021.

3.2. Conditions futures de permafrost dans les Alpes françaises : compléments à la cartographie des zones de départs et de propagation

La Section 3.2 a pour but de compléter les cartes proposées dans la Publication n°1 concernant les conditions actuelles en nous intéressant ici aux conditions futures de permafrost (fin du 21ème siècle). Nous dressons d'abord les hypothèses pour définir les conditions futures de permafrost afin d'identifier les secteurs qui pourraient être déstabilisés à l'avenir (Section 3.2.1). Nous utiliserons ensuite ces nouvelles cartes pour modéliser la propagation de potentiels écroulements rocheux (Section 3.2.2).

3.2.1. Définition des zones de départ dans les conditions futures de permafrost

Afin de cartographier les zones de départ d'écroulements rocheux dans les conditions futures de permafrost, nous avons donc utilisé la même méthode que dans la Publication n°1, en considérant toutes les parois dont l'angle de pente est > 30° (MNT 25 m de l'IGN), mais en prenant en compte les conditions futures de permafrost.

Comme le *Rock model* (Boeckli *et al.*, 2012a) à partir duquel les TAMSP sont calculées suppose un état stationnaire des températures, ainsi qu'un lien direct entre la température de l'air et la température de surface des parois, nous proposons un nouvel état stationnaire pour la fin du 21ème siècle en faisant **l'hypothèse d'un réchauffement moyen des températures des parois de +4°C, selon les prédictions de +3 à +5°C issues des scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5 (Magnin *et al.*, 2017b)**. Cette hypothèse suppose que du permafrost hérité du climat passé puisse subsister actuellement dans des parois dont les TAMSP sont > 0°C du fait de la chaleur latente (Magnin *et al.*, 2023). L'inventaire d'écroulements provenant de la base de données *MMB* (Publication n°1) confirme cette idée puisque de la glace a été observée dans la niche d'arrachement de 64 écroulements déclenchées à des TAMSP >0°C. Parmi eux, 12 écroulements se sont produits dans des parois aux TAMSP > 2°C.

En s'appuyant sur l'hypothèse d'un réchauffement des parois de +4°C, et compte tenu des observations faites dans la Publication n°1 (98 % des écroulements rocheux se déclenchent dans les parois dont la TAMSP est comprise entre -8 et +4°C), nous avons fait le choix de fixer un **seuil de TAMSP < 0°C pour cartographier les parois qui pourraient se déstabiliser d'ici 2100**.

La cartographie des zones de départ dans les conditions futures de permafrost indique que 43,2 km² pourraient être considérés comme zones de départ potentielles dans les Alpes françaises, dont 16,4 km² dans la zone 1, 15,4 km² dans la zone 2, 10,9 km² dans la zone 3, et 0,4 km² dans la zone 4 (Annexe 2 à 5 ; Tableau 3.1). Le MMB est le massif qui présente la plus grande surface de zones de départ potentielles du fait de la forte proportion de TAMSP < 0°C modélisées sur la période 1981 à 2010. Dans les conditions futures, la proportion de parois considérées comme zones de départ dans les zones 2, 3 et 4, est 90 % plus faible dans que dans les conditions actuelles de permafrost. Cela est notamment dû à la faible proportion de parois aux TAMSP < 0°C dans les cartes de permafrost que nous avons utilisées. Cette observation explique à la fois la faible superficie des zones de départ comparée à la superficie totale des parois dans ces zones, mais également les différences notables de superficie entre les scénarios actuels et futurs (Tableau 3.1).

	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4	**Total Alpes françaises**
Superficie des zones de départ dans des conditions futures de permafrost (km²)	16,4	15,4	10,9	0,4	**43,2**
Pourcentage de superficie des zones de départ dans des conditions futures par rapport à la superficie des parois (pente > 30°) > 1500 m d'altitude	5,5	1,1	0,8	0,03	**0,9**
Différence de superficie entre les conditions actuelles et futures (km²)	-8,2	-120,7	-69,8	-41,8	**-240,4**
Différence de superficie entre les conditions actuelles et futures (%)	-33,3	-88,7	-86,4	-99	**-84,8**

Tableau 3.1 : Superficie des zones de départ dans les conditions futures de permafrost (TAMSP < 0°C) dans l'ensemble des Alpes françaises et dans chacune des zones (en km² et en % par rapport à la superficie totale des parois au pentes > 30° au-dessus de 1500 m d'altitude). Ce tableau expose aussi les différences de superficie entre zones de départ issues des scénarios actuels et futurs de permafrost (en km² et en pourcentage)

Les cartes zones de départ dans les conditions futures montrent une asymétrie très marquée des zones de départ en fonction de l'orientation des parois (exemple en Figure 3.3). Cette asymétrie peut s'expliquer par le fait que dans les conditions de réchauffement des parois au cours du 21ème siècle, le permafrost subsistera davantage dans les faces nord que dans les faces sud. En effet, la cartographie des zones de départ dans les conditions futures indique que 47 % des parois qui pourraient se déstabiliser présentent une orientation nord, 20 % NE et 22 % NO, contre 4 % à l'est et l'ouest et seulement ≤1 % sud, SO et SE (Figure 3.4).

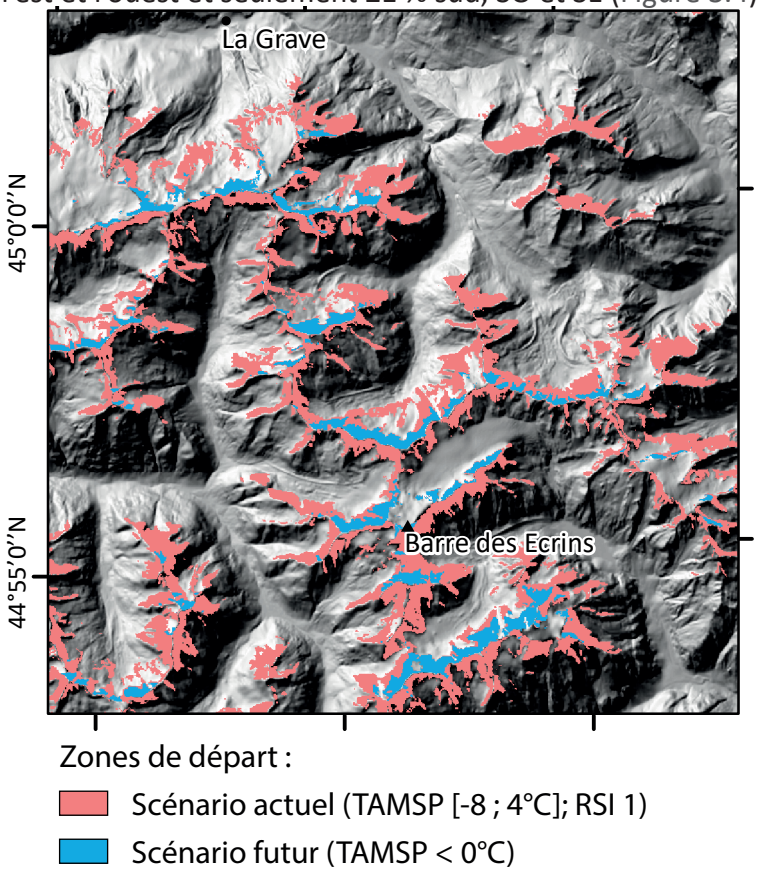


Figure 3.3 : Exemple de différences entre les cartes de zones de départ issues des scénarios de permafrost actuels (en rouge) et futurs (en bleu). Une forte asymétrie des zones de départ peut être observée en fonction de l'orientation des parois.

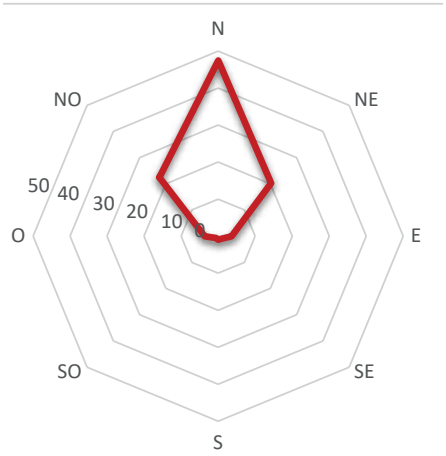


Figure 3.4 : Proportion des zones de départ dans des conditions de permafrost futures en fonction de l'orientation des parois rocheuses (en %). On remarque que la majorité des parois à risque d'être déstabilisées à l'avenir se situent en versant nord.

Une limite de ce travail de cartographie des parois instables dans les conditions futures de permafrost est que l'on suppose une réponse linéaire au réchauffement climatique, sans prendre en compte les effets de la topographie ni de la teneur en glace des parois qui influencent la distribution du permafrost (Noetzli *et al.*, 2007). Par ailleurs, ces cartes ne prennent pas non plus en compte le retrait glaciaire à venir. Or, les secteurs encore englacés durant la période 2006-2009 sont exclus des cartes de zones de départ proposées dans cette étude car la carte de permafrost de paroi a été produite avec les contours des glaciers issus de données de la période 2006-2009 (Gardent *et al.*, 2014). Cependant, certains de ces secteurs devraient subir un retrait glaciaire important dans les décennies à venir (ex : Zekollari *et al.*, 2019), suggérant l'émergence de nouvelles parois potentiellement instables à travers le retrait glaciaire et/ou la décompression post-glaciaire (Magnin *et al.*, 2023). Il serait donc intéressant d'estimer et de cartographier les zones qui ont été récemment déglacées, ou qui le seront dans un futur proche, afin de compléter les cartes de zones de départ proposées dans ce travail doctoral.

3.2.2. Cartographie des zones de propagation dans les conditions futures de permafrost

La cartographie des zones de propagation dans les conditions futures de permafrost a été réalisée en mobilisant les cartes des zones de départ proposées en Section 3.2.1 et en reprenant le paramétrage du modèle *RockavELA* proposé dans la Publication n°1 pour modéliser la trajectoire d'éventuels écroulements rocheux. L'ensembles des cartes pour chaque zone des Alpes françaises sont visibles en Annexe 6 à 13.

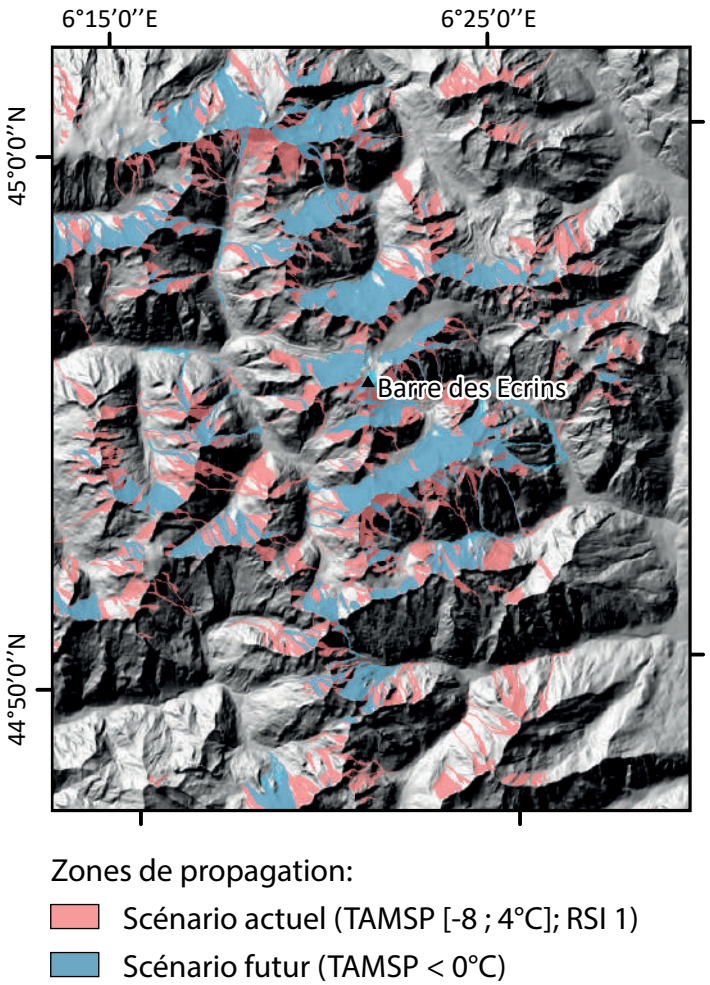


Figure 3.5 : Zones de propagation issues des scénarios actuels (en rouge) et futurs (en bleu) de permafrost. La limite de propagation utilisée ici pour déterminer les distances d'arrêt est basse ($log10^{-2}$).

Les sorties du modèle montrent que, dans l'ensemble des Alpes françaises, une surface de 196 km² pourrait être affectée par les dépôts d'écroulements avec un scénario de propagation bas. Le scénario de propagation élevé propose quant à lui une surface atteignable de 245 km². Si la répartition de ces surfaces est relativement homogène entre les zones 1, 2 et 3 (Tableau 3), la zone 4 comporte quant à elle très peu de secteurs atteignables (seulement 3 à 4 km² selon le scenario choisi) du fait de la faible superficie des zones de départ dans ce secteur. La différence de superficie des zones atteintes entre les scenarios actuels (RSI1 ; Publication n°1) et futurs est illustrée par la Figure 3.5 qui donne un exemple dans le massif des Écrins.

Le ratio entre la superficie des secteurs atteints et la superficie des zones de départ montre que la proportion de zones atteintes dans les zones 3 et 4 est plus importante que dans les zones 1 et 2 (Tableau 3). Cela signifie que les zones de propagation modélisées sont plus importantes dans ces secteurs, c'est-à-dire que les trajectoires sont plus étendues.

Comme démontré dans la Publication n°1, la superficie des zones atteignables mesurée avec un scénario à limite de propagation bas et celle mesurée avec un scénario à limite de propagation élevée diffère de 24 %. Cette différence est identique à celle observée dans la Publication n°1 avec les cartes de propagation réalisées dans les conditions actuelles de permafrost. Cela confirme la sensibilité limitée du modèle au scénario de propagation choisi.

		Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4	**Total Alpes françaises**
Zones de départ (km²)		16,4	15,4	10,9	0,4	**43**
Zones de propagation (km²)	Limite de propagation basse	60	64	69	3	**196**
	Limite de propagation haute	74	82	85	4	**245**
Différence de superficie entre les zones de propagation pour les scénarios avec les conditions actuelles et futures de permafrost (km²)	Limite de propagation basse	-30	-119	-105	-21	**-275**
	Limite de propagation haute	-36	-150	-128	-27	**-341**
Superficie des zones de propagation normalisée en fonction de la superficie des zones de départ	Limite de propagation basse	3,66	4,16	6,33	7,5	**4,56**
	Limite de propagation haute	4,51	5,32	7,80	10	**5,70**
Différence (en %) de superficie entre les scenarios avec une limite de propagation basse (log 10^{-2}) et haute (log10^{-6})		23	28	23	33	**24**

Tableau 3.2 : Superficie des zones de propagation dans les conditions futures de permafrost (TAMSP < 0°C) pour l'ensemble des Alpes françaises et dans chacune des zones. Ce tableau expose aussi les différences de superficie entre les zones de propagation issues des scénario actuels et futurs de permafrost, ainsi que les superficies des zones de propagation normalisées en fonction de la superficie des zones de départ afin de pouvoir comparer la propagation (distance longitudinale et transversale) entre les différentes zones. Enfin, nous comparons dans ce tableau la différence de superficie entre les scenarios avec une limite de propagation basse (log10^{-2}) ou haute (log10^{-6}).

Conclusions du Chapitre 3

Dans ce chapitre, nous avons présenté une méthode pour cartographier les zones de départ et de propagation des écroulements rocheux dans les conditions de permafrost actuelles et futures (fin du21ème siècle). En s'appuyant sur des inventaires d'écroulements rocheux uniques et conséquents, la Publication n°1 a présenté une approche nouvelle pour effectuer une première évaluation des secteurs qui peuvent être atteints à l'échelle des Alpes françaises. Pour ce travail, nous avons proposé trois indices de susceptibilité de déclenchement basés sur les conditions actuelles de permafrost (Section 3.1). Un quatrième scenario a également été proposé afin de prendre en compte les conditions futures de permafrost (Section 3.2). Les zones de départ s'étendent de 34 km² (scénario 3 – parois les plus instables) à 284 km² (scénario 1 – conservateur) dans les conditions actuelles. Dans le scénario représentant les conditions futures de permafrost, les zones de départ recouvrent 43 km² des Alpes françaises. Les cartes des zones de départ ont ensuite été utilisées pour modéliser la trajectoire des écroulements rocheux qui pourraient se produire. Dans la Publication n°1, nous avons proposé trois scénarios de propagation en nous basant sur les caractéristiques de propagation de 3545 écroulements rocheux qui se sont produits dans l'ensemble des Alpes, et qui se sont propagés sur tout type de substrat (bedrock, glaciers, neige, forêt, etc.). Ces cartes ont mis en évidence qu'une surface de 472 km² serait atteinte dans les Alpes françaises avec un scénario à limite de propagation basse, et 586 km² avec un scénario à limite de propagation élevée, dans les conditions actuelles de permafrost.

Une telle étude mériterait d'être complétée et approfondie à travers l'analyse d'autres bases de données afin d'améliorer la définition des zones de départ potentielles et des limites de propagation utilisées dans le modèle *RockavELA*. Des approches similaires pourraient ainsi être menées pour d'autres chaînes de montagnes concernées par la dégradation du permafrost.

Les cartes des zones de départ et de propagation constituent une première étape pour mettre en évidence les zones potentiellement atteignables et pour identifier les enjeux humains pouvant être impactés (itinéraires d'alpinisme, infrastructures de haute montagne, zones touristiques). Ces cartes pourraient également être utilisées pour identifier les secteurs représentant un risque d'aléas en cascade, comme dans le cas d'un lac présent sur la trajectoire d'un écroulement rocheux. Cette approche doit être considérée comme une étape préliminaire pour identifier les secteurs à risques à une échelle régionale avant de mener une analyse plus approfondie à une échelle locale. Pour une interprétation à l'échelle du site, les résultats doivent cependant faire l'objet d'une évaluation plus complète et être soumis à un regard d'expert.

CHAPITRE 4

CARTOGRAPHIER LA SUSCEPTIBILITÉ D'IMPACT DES LACS PAR DES ÉCROULEMENTS ROCHEUX DANS LES CONDITIONS ACTUELLES ET FUTURES DE LA CRYOSPHÈRE :

APPLICATION DANS LES ALPES FRANÇAISES

Chapter 4. Summary

In alpine environments, glacial lakes can generate or amplify natural hazards by the sudden breach of their dam or if they are directly impacted by gravitational processes such as rockfalls or rock avalanches (Schaub, 2015; Haeberli, 2016, 2017). Indeed, lakes formed in the context of glacial retreat often have dams made of unstable materials, such as unconsolidated sediments, moraine deposits, or dead ice, which can lead to Glacial Lake Outburst Flood (GLOF; e.g., Clague and Evans, 2000). The material carried by GLOFs can trigger debris flows, which can extend for several kilometers or even tens of kilometers downstream (e.g., Emmer, 2017; Allen et al., 2016). Furthermore, the impact of a gravitational hazard reaching a lake can form a wave that may overtop the dam or cause its failure (Carey, 2012; Byers et al., 2018). In the context of alpine cryosphere degradation, and more specifically regarding the destabilisation of permafrost-affected rock slopes, the aims of this chapter are to identify current and future lakes that could be in the path of a rockfall and represent a risk of GLOF.

This chapter presents a method for identifying lakes at risk of being impacted by rockfalls under current and future cryospheric conditions, with a focus on permafrost and glaciation conditions. Section 4.1 details the approach used to detect Glacier Bed Overdeepening (GBO), in which glacial lakes could form after glaciers retreat. For this purpose, we use GlabTop (Glacier-bed Topography) and GlabTop 2 models. These models estimate ice thickness based on an empirical relationship between average basal shear stress and the glacier's elevation (Linsbauer et al., 2009, 2012; Paul and Linsbauer, 2012). Both models rely on a Digital Elevation Model (DEM) and glacier outlines as input data. GlabTop calculates ice thickness using manually digitised glacier flow lines, while GlabTop 2 automates this process. The calculated ice thickness is then subtracted from the DEM to produce a glacier-free DEM, from which overdeepenings are identified (Publication n°2: Figure 2).

In the result analysis, the outputs of both models are first compared (Publication n°2: Figures 3-4; Table 2), and then merged by eliminating duplicate overdeepenings, keeping data on the characteristics (areas, depths, and volumes) of those predicted by GlabTop exclusively. The assessment of results is based on the presence or absence of lakes in areas deglaciated since 2006-2009 (period during which the glacier inventory used as model input was created). Following Frey et al. (2010), a morphological analysis is conducted to classify the GBOs predicted by GlabTop (2) and determine the susceptibility of lake formation. This assessment consider several factors: (i) the slope angle at the GBO location, (ii) the presence or absence of a break in slope downstream the GBO location, (iii) the presence or absence of a bedrock threshold or glacier narrowing downstream the GBO location, and (iv) the transition between crevasse-free and field of crevasses downstream of the GBO (Figure 4.2). A score from 0 to 5 is assigned to each criterion (Publication n°2: Table 1) and confidence levels ranged from «very low» (0/5 for 0-10% of criteria met) to «very high» (5/5 for 90-100% of criteria met). Lastly, potential additional overdeepenings are visually identified and classified in areas where criteria (i) and (ii) are ≥ 3.

A total of 139 GBOs larger than 0.01 km² are predicted in the French Alps, including 40 in the Mont Blanc Massif (MBM), 60 in Vanoise, 30 in the Écrins, 6 in the Grandes Rousses, 2 in Ubaye, and 1 in the Ruans massif (Publication n°2: Figure 2; Table 3). These GBOs cover an area of 9.5 km², representing 3.5% of the glacier surface, with 50% located in the MBM (4.8 km²), 30% in Vanoise (2.7 km²), and 16% in the Écrins (1.6 km²). It represents a total volume of 217.4 Mm3, of which 67% are in the MBM, 19% in the Vanoise, and 9% in the Écrins. The largest, deepest, and most voluminous GBOs are found in the MBM (Publication n°2: Figure 5). For example, the deepest

is located under the Argentière Glacier (146 m), while the most voluminous is under the Talèfre Glacier (24.8 Mm3); both have high confidence levels (4/5 and 5/5, respectively).

Among the 139 overdeepenings, 59 have a moderately high to very high confidence level (≥3/5; Publication n°2: Figure 6). The MBM contains 16 of the 32 GBOs with a high to very high confidence level (≥4/5). On the other hand, 73% of the GBOs with a low confidence level (≤1/5) are located in the Vanoise Massif, particularly beneath ice caps, for which neither the morphological analysis criteria nor GlabTop (2) are well suited.

In areas deglaciated since the 2006-2009 period, 16 lakes have already formed (Publication n°2: Figures 6-7), including 2 in overdeepenings smaller than 0.01 km² (Publication n°2: Figure 8). The absence of lakes in the other 15 cases is generally due to the lack of a marked bedrock threshold, a slope angle > 10-15°, or a sediment infilling (Publication n°2: Figure 9).

In addition to the potential GBOs detected by GlabTop (2), 58 are identified visually by analysing glacier morphology: 30 in Vanoise, 15 in the MBM, 12 in the Écrins, and 1 in the Grandes Rousses massifs.

The second section (Section 4.2) focus on identifying lakes that could potentially be reached by rock slope failures under current and future cryospheric conditions. By crossing the propagation maps generated in Chapter 3 with the lakes inventoried in the French Alps (based on a survey conducted by RTM using orthophotos from 2004 to 2018) and those that could form in the future (Publication n°2), 53 existing lakes and 27 potential future lakes are identified in a potential propagation path of a rockfall under a low-propagation scenario. However, under a high-propagation scenario, 90 existing lakes and 51 potential future lakes could be in the path of a modelled rockfall.

This work remains preliminary and requires more detailed analysis, for example to classify the lakes in a rockfall propagation area by developing an index based on both quantitative and qualitative criteria. While this step could not be completed within the scope of this doctoral work, it remains crucial for creating a risk management tool capable of identifying regions where studies must be conducted at local scale.

Chapitre 4. Cartographier la susceptibilité d'impact des lacs par des écroulements rocheux dans les conditions actuelles et futures de la cryosphère : application dans les Alpes françaises

Dans les milieux alpins, les lacs sont des objets qui peuvent générer ou amplifier des aléas naturels par la rupture brutale de leur barrage ou s'ils sont directement impactés par des processus gravitaires tels que des écroulements rocheux (Schaub, 2015 ; Haeberli *et al.*, , 2016, 2017). En effet, lorsque ces lacs sont formés en contexte de retrait glaciaire, le barrage de ces lacs est parfois constitué de matériaux instables (sédiments non consolidés, matériaux morainiques, glace morte) et peuvent se rompre en entrainant une vidange brutale du lac (GLOF ; ex : Clague et Evans, 2000). Les matériaux entrainés par les GLOFs peuvent être à l'origine de laves torrentielles se propageant parfois sur plusieurs kilomètres ou dizaines de kilomètres à l'aval (ex : Emmer, 2017 ; Allen *et al.*, 2016). De plus, l'impact d'un aléa gravitaire dans un lac peut engendrer la formation d'une vague qui peut submerger le barrage, ou en entrainer sa rupture (Carey, 2012 ; Byers *et al.*, 2018). Dans un contexte de dégradation de la cryosphère alpine, et notamment de déstabilisation des parois à permafrost, nous cherchons à identifier les lacs actuels et à venir qui pourraient se situer sur la trajectoire d'un écroulement rocheux, et représenter un risque de GLOF.

La Section 4.1 présente la méthode utilisée pour identifier et analyser les lacs susceptibles de se former suite au retrait glaciaire dans les Alpes françaises. Ce travail a fait l'objet de la Publication n°2 de ce travail doctoral. La Section 4.2 croise les inventaires de lacs existants (provenant d'un inventaire réalisé par l'INRAE sur la base d'orthophotos de 2004 à 2018) et de ceux qui pourraient se former à l'avenir, avec les zones de propagation modélisées et présentées dans le Chapitre 3. Ces cartes de propagations, dont la longueur des trajectoires est paramétrée pour correspondre à des écroulements rocheux, sont aussi valables pour des avalanches rocheuses, bien que les distances de propagation soient alors sous estimées. Ce croisement permet d'identifier les secteurs pouvant représenter un risque de GLOFs dans les conditions actuelles et futures de dégradation de la cryosphère alpine.

4.1. Identification des futurs lacs d'origine glaciaires dans les Alpes françaises

4.1.1. Résumé étendu en français de la Publication n°2

Introduction

Depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, les Alpes françaises (Publication n°2 : Figure 1) subissent un recul généralisé des glaciers (Gardent *et al.*, 2014) laissant parfois place à la formation de nouveaux lacs dans les surcreusements des lits glaciaires. Ces lacs sont situés dans des environnements par nature instables (terrain à permafrost, accumulations sédimentaires non consolidées, glace morte, etc.) et peuvent constituer des sources ou des amplificateurs d'aléas naturels (*e.g.* lave torrentielle provoquée par une GLOF) atteignant parfois les fonds de vallée (Haeberli *et al.*, 2016, 2017). L'exemple de la Vallée de Barun (Népal) illustre les dégâts considérables qui peuvent être causés par les aléas en cascade suite à l'impact d'une avalanche rocheuse dans un lac le 20 avril 2017. En effet, Byers *et al.* (2018) expliquent qu'un écroulement rocheux qui s'est déclenché dans la face nord-ouest du pic Saldim (6388 m) a entrainé une avalanche de neige, transportant des blocs de roche et de glace qui se sont propagés jusqu'au lac glaciaire de Langmale, déclenchant alors une lave torrentielle par débordement du lac glaciaire (GLOF). La lave torrentielle a creusé des canyons abrupts (visibles sur la Figure 4.1), détruit une partie de la végétation et déposé des sédiments jusqu'au village de Yangle Kharka, situé à environ 6,5 km en aval (Figure 4.1B-C).

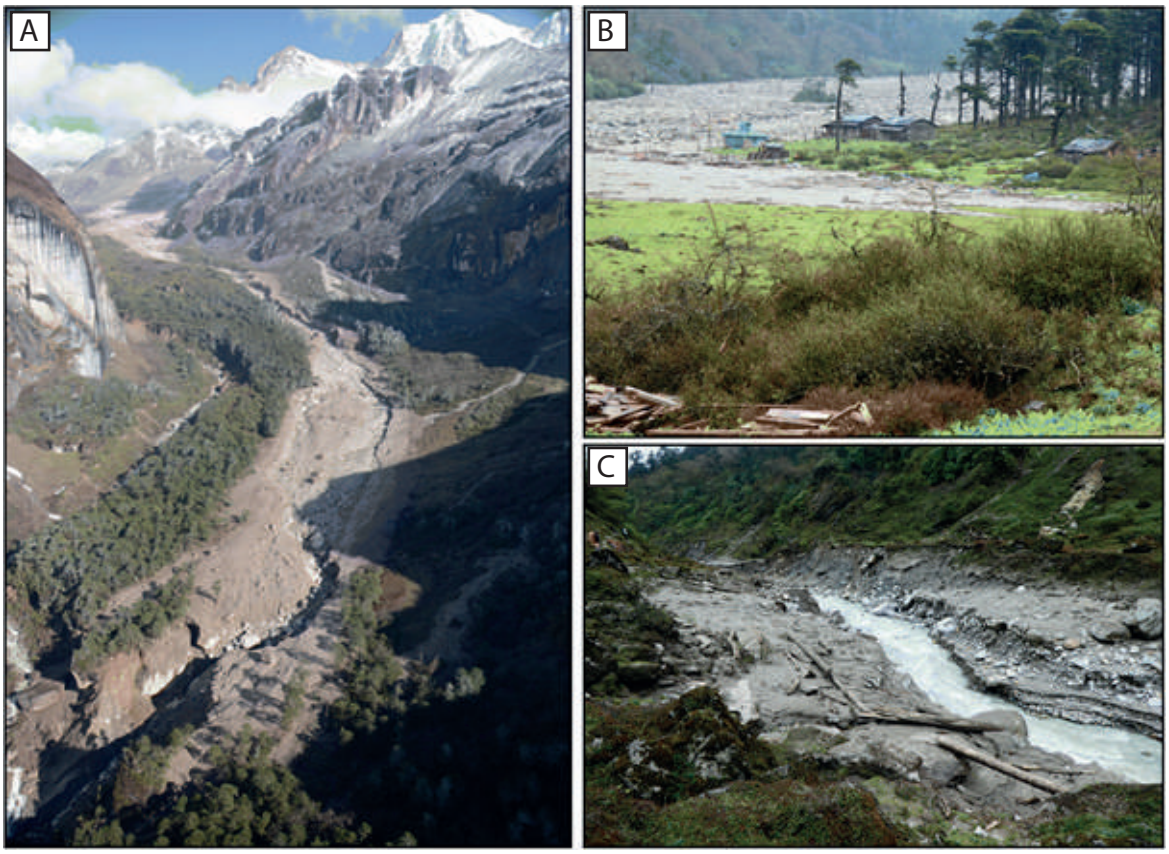


Figure 4.1 : Exemple de GLOF provoquée par un écroulement rocheux à l'amont de la vallée de Barun le 20 Avril 2017 (Népal ; source : Byers et al., 2018). A : La trajectoire du phénomène vu du ciel. B : Les destructions à Yangle Kharka où quatre bâtiments ont été détruits. C : Le chenal d›inondation rétréci en aval de Yangle Kharka.

Au-delà du danger, les lacs glaciaires peuvent également être source de nouvelles opportunités économiques, grâce à leur attractivité touristique ou leur potentiel hydro-électrique. La modélisation des futurs paysages glaciaires et périglaciaires est nécessaire pour anticiper les risques éventuels et/ou les opportunités futures (Haeberli, 2016). Ce travail vise ainsi à détecter et caractériser de potentiels surcreusements sous-glaciaires dans lesquels des lacs pourraient se former afin de fournir une base de données pertinente pour anticiper les risques et les opportunités à venir dans les Alpes françaises.

Méthode de détection des surcreusements sous-glaciaires et de classification des futurs lacs potentiels en fonction de leur susceptibilité de formation

Une modélisation de la topographie sous-glaciaire a été proposée grâce aux modèles *GlabTop* (*Glacier-bed Topography*) et *GlabTop 2* qui permettent de calculer l'épaisseur de glace à partir d'une relation empirique entre la contrainte moyenne de cisaillement basal et la dénivellation du glacier (Linsbauer *et al.*, 2009, 2012 ; Paul et Linsbauer, 2012). Ces deux modèles utilisent un Modèle Numérique de Terrain (MNT) et une délinéation des glaciers comme données d'entrée. *GlabTop* utilise des lignes de flux glaciaires digitalisées manuellement pour les calculs d'épaisseur alors que *GlabTop 2* les implémente de manière automatique. L'épaisseur de glace calculée est ensuite soustraite à la topographie du MNT d'entrée afin de produire un MNT sans glaciers à partir duquel sont identifiés les surcreusements (Publication n°2 : Figure 2). Lors de l'analyse des résultats, les sorties des deux modèles ont d'abord été comparées (Publication n°2 : Figure 3-4 ; Table 2), puis combinées, en supprimant les surcreusements communs, et en retenant les données relatives aux caractéristiques des surcreusements (superficies, profondeurs et volumes) prédits par *GlabTop* uniquement. Les résultats ont ensuite été évalués en fonctions de la présence/absence de lacs dans les secteurs désenglacés depuis 2006-2009, période à partir de laquelle l'inventaire des glaciers utilisé en entrée des modèles a été réalisé. Une analyse morphologique basée sur la méthode Frey *et al.* (2010) permet de classer les surcreusements sous glaciaires prédits par *GlabTop* (2) afin de déterminer la susceptibilité qu'un lac se forme en prenant en compte (i) l'angle de pente au niveau du surcreusement, (ii) la présence/absence d'une rupture de pente à l'aval du surcreusement, (iii) la présence/absence d'un verrou rocheux et une réduction de la largeur du glacier à l'aval du surcreusement prédit, (iv) la transition entre une zone sans crevasses et avec crevasses ou chute de séracs à l'aval du surcreusement (Figure 4.2). Une valeur de 0 à 5 est attribuée à chacun des critères (Publications n°2 : Table 1), puis le pourcentage de la somme de tous les critères par rapport à la somme totale possible (20 si les 4 critères sont identifiables et à leur maximum) permet de classer chaque surcreusement selon un niveau de confiance allant de « très peu élevé » (0/5 pour 0 à 10 % des critères remplis) à « très élevé » (5/5 pour 90 à 100 % des critères remplis). Enfin, d'autres surcreusements potentiels ont été visuellement détectés puis classés dans les zones où les critères (i) et (ii) sont ≥ 3.

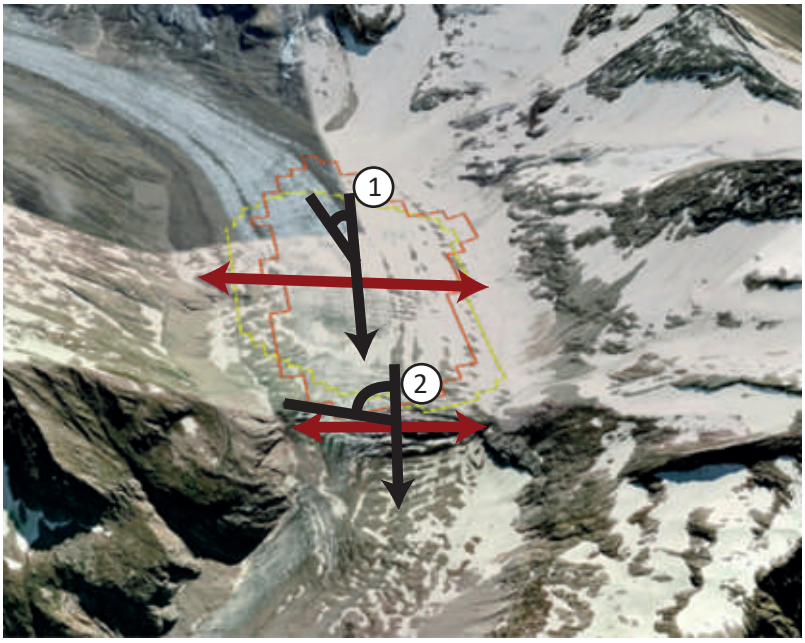


Figure 4.2 : Différents critères de classification d'un surcreusement sous-glaciaire en fonction de la méthode de Frey et al. (2010) appliquée au glacier d'Argentière (MBM ; image Google Earth). Les flèches noires représentent (i) l'angle de pente au niveau du surcreusement prédit et (2) la présence d'une rupture de pente à l'aval du surcreusement. Les flèchent rouges illustrent un rétrécissement du glacier et un verrou rocheux. Enfin, l'image satellite montre une transition entre un champs de crevasses et une zone sans crevasse.

Identification des futurs lacs dans les Alpes françaises

Au total, 139 surcreusements (> 0,01 km²) ont été prédits dans les Alpes françaises, dont 40 dans le MMB, 60 en Vanoise, 30 dans les Écrins, 6 dans les Grandes Rousses, 2 en Ubaye et 1 dans le Ruans (Publication n°2 : Figure 2 ; Table 3). Ces surcreusements représentent une surface de 9,5 km² (3,5 % de la surface des glaciers), dont 50 % se trouvent dans le MMB (4,8 km²), 30 % en Vanoise (2,7 km²) et 16 % dans les Écrins (1,6 km²). Ils représentent un volume total de 217,4 M m³, dont 67 % est dans le MMB, 19 % dans celui de la Vanoise, et 9 % dans celui des Ecrins. Les surcreusements les plus larges, les plus profonds, et les plus volumineux sont situés dans le MMB (Publication n°2 : Figure 5). Le plus profond se trouve sous le glacier d'Argentière (146 m) et le plus volumineux sous le glacier de Talèfre (24,8 M m³) et sont caractérisés par un haut niveau de confiance (4/5 et 5/5, respectivement).

Par ailleurs, la distribution altitudinale des surcreusements est liée à celle des glaciers : les plus hauts et les plus bas en altitude sont prédits dans le MMB (respectivement 1570 m à Mer de Glace et 4507 m au glacier des Bossons). Dans l'ensemble des Alpes françaises, une large majorité des surcreusements prédits par *GlabTop* se situent en dessous de 3500 m d'altitude.

Parmi les 139 surcreusements, 59 ont un niveau de confiance moyennement élevé à très élevé (≥3/5 ; Publication n°2 : Figure 6). Le MMB rassemble 16 des 32 surcreusements qui ont un niveau de confiance élevé à très élevé (≥4/5). En revanche, 73 % des surcreusements qui ont un faible niveau de confiance (≤1/5) se situent dans le massif de la Vanoise, notamment sous les calottes glaciaires, pour lesquelles ni les critères de l'analyse morphologique, ni *GlabTop (2)* ne sont adaptés.

Dans les espaces récemment désenglacés, 16 lacs se sont déjà formés ou sont en cours de formation dans 31 des surcreusements prédits (Publication n°2 : Figure 6-7), dont 2 dans des surcreusements < 0,01 km² selon les estimations de *GlabTop* (Publication n°2 : Figure 8). L'absence

de lac dans les 15 autres cas s'explique le plus souvent par une absence de verrou rocheux, par une pente > 10-15° ou par un remplissage sédimentaire (Publication n°2 : Figure 9).

En plus des surcreusements potentiels détectés par *GlabTop (2)*, 58 autres ont été détectés visuellement en analysant la morphologie des glaciers, dont 30 en Vanoise, 15 dans le MMB, 12 dans celui des Écrins et 1 dans les Grandes Rousses.

Discussions et perspectives de recherche

Bien que les estimations des profondeurs et des volumes des surcreusements demeurent incertaines (Magnin *et al.*, 2020), leur localisation et leur niveau de confiance sont pertinents pour anticiper les futurs « hot spots » éventuels en termes de risques (Publication n°2 : Figure 10-12), mais également pour saisir les opportunités liées à la ressource en eau dans les Alpes françaises. Notre étude constitue une première étape essentielle à de futures recherches impliquant des modélisations de retrait glaciaire afin d'évaluer l'échelle de temps sur laquelle les lacs potentiels pourraient se former, des sondages géophysiques pour estimer les volumes des surcreusements, ou encore des modélisations de trajectoire pour évaluer les impacts potentiels des aléas générés ou amplifiés par ces lacs.

4.1.2. Fiche synoptique

Modelling and characterizing glacier-bed overdeepenings as sites for potential future lakes in the deglaciating French Alps

Cathala M.[1,2], Magnin F.[1], Linsbauer A.[2,3], Haeberli W.[3]

[1]EDYTEM, Univ. Savoie Mont-Blanc, CNRS (UMR 5204), 73370 Le Bourget du Lac, France

[2]Department of Geosciences – University of Fribourg – 1700 Fribourg – Switzerland

[3] University of Zurich, Department of Geography, Winterthurerstrasse 190, 8057 Zurich, Suisse

Objectifs de l'article

- Identifier et caractériser les surcreusements glaciaires à l'aide des modèles *GlabTop* et *GlabTop 2*
- Déterminer les potentiels futurs lacs dans les Alpes françaises

Question de recherche

- Quels sont les secteurs dans lesquels des lacs pourraient se former avec le retrait glaciaire à venir ?

Principaux résultats

- *GlabTop* (*Glacier-bed Topography*) et *GlabTop 2* calculent la topographie sous-glaciaire et identifient des surcreusements glaciaires.
- Analyse morphologique pour classer les surcreusements sous glaciaires prédits en fonction de la susceptibilité de formation d'un lac : niveau de confiance de 0/5 (très peu élevé) à 5/5 (très élevé).
- 139 surcreusements détectés dans les Alpes Françaises. (MMB : 50 % ; Vanoise : 30 % ; Écrins : 16 %).
- 59 surcreusements prédits ont un niveau de confiance ≥ 3/5.
- 73 surcreusements qui ont un niveau de confiance ≤ 1/5 se situent en Vanoise (à cause des calottes glaciaires pas adaptées à l'approche morphométrique).
- Les surcreusements les plus larges, profonds, volumineux et à l'indice de confiance élevé se situent dans le MMB.
- 17 lacs se sont déjà formés dans les surcreusements prédits (> 0.01 km²) depuis la période 2006-2009 ; 15 autres ne se sont pas formés.
- 58 surcreusements glaciaires supplémentaires ont été détectés visuellement par une analyse morphologique des glaciers.

Implications pour l'anticipation des risques liés à la dégradation de la cryosphère alpine

- Ce travail constitue une première étape pour détecter les secteurs qui pourraient présenter des risques ou constituer des opportunités à venir.

Perspectives et développements

- Évaluation de l'échelle de temps de formation des lacs par des modélisations de retrait glaciaire.
- Réalisation de sondages géophysiques pour estimer les profondeurs et volumes des surcreusements.
- Modélisations de trajectoires d'écroulements rocheux pour identifier des risques de GLOF.

Publication n°2

Géomorphologie : relief, processus, environnement

vol. 27 - n° 1 | 2021
Varia

Modelling and characterizing glacier-bed overdeepenings as sites for potential future lakes in the deglaciating French Alps

Modélisation et caractérisation des surcreusements glaciaires des Alpes françaises pour déterminer les sites des futurs lacs potentiels dans le contexte de désenglacement

Maeva Cathala, Florence Magnin, Andreas Linsbauer et Wilfried Haeberli

Édition électronique
URL : https://journals.openedition.org/geomorphologie/15255
ISSN : 1957-777X

Éditeur
Groupe français de géomorphologie

Édition imprimée
Date de publication : 30 avril 2021
Pagination : 19-36
ISBN : 978-2-913282-90-2
ISSN : 1266-5304

Ce document vous est offert par Université Savoie Mont Blanc

Référence électronique
Maeva Cathala, Florence Magnin, Andreas Linsbauer et Wilfried Haeberli, « Modelling and characterizing glacier-bed overdeepenings as sites for potential future lakes in the deglaciating French Alps », *Géomorphologie : relief, processus, environnement* [En ligne], vol. 27 - n° 1 | 2021, mis en ligne le 12 mars 2021, consulté le 03 mai 2021. URL : http://journals.openedition.org/geomorphologie/15255

© Groupe français de géomorphologie

revue en ligne : https://journals.openedition.org/geomorphologie/

GÉOMORPHOLOGIE : RELIEF, PROCESSUS, ENVIRONNEMENT
vol. 27, n° 1 (2021), p. 19-36
Mise en ligne le 06 mars 2021 sur journals.openedition.org
https://journals.openedition.org/geomorphologie/15255
DOI:10.4000/geomorphologie.15255
© 2021 GFG Editions - Tous droits réservés
http://edytem.univ-savoie.fr/gfg/

Modelling and characterizing glacier-bed overdeepenings as sites for potential future lakes in the deglaciating French Alps

Modélisation et caractérisation des surcreusements glaciaires des Alpes françaises pour déterminer les sites des futurs lacs potentiels dans le contexte de désenglacement

Maeva Cathala [a*], Florence Magnin [a], Andreas Linsbauer [b, c], Wilfried Haeberli [c]

[a] Université Savoie Mont Blanc, Laboratoire EDYTEM UMR 5204 CNRS, Bâtiment « Pôle Montagne », 5 bd de la mer Caspienne, F-73376 Le Bourget du Lac cedex, France
[b] Department of Geosciences – University of Fribourg – 1700 Fribourg – Switzerland
[c] University of Zurich, Department of Geography, Winterthurerstrasse 190, 8057 Zurich, Suisse

ABSTRACT

Glacier retreat results in major landscape changes including the formation of new lakes in Glacier-Bed Overdeepenings (GBOs) that can provoke catastrophic Glacial Lake Outburst Flood (GLOF) hazards, but could also provide economic opportunities. This study aims to identify and characterize the location of potential GBOs in the French Alps as possible sites for future lakes. We first ran GlabTop (Glacier-bed Topography) and GlabTop2 models, two GIS schemes calculating glacier ice thickness and mapping potential GBOs. Their level of confidence is estimated using morphological analysis based on slope angle, crevasse fields and lateral narrowing at bedrock thresholds. 139 GBOs (>0.01km²) were predicted among which 59 have medium to very high confidence. 20 lakes are already forming at the snout of retreating glaciers, including four lakes at predicted GBOs <0,01km². The Vanoise massif hosts 43% of the predicted GBOs but the Mont Blanc massif gathers larger, deeper and more voluminous ones. Most of the predicted GBOs are below 3,500m a.s.l. as related to the elevation of the corresponding glaciers. In the Vanoise massif, many predicted GBOs have rather low confidence because of the extent of ice-cap like glaciers for which the shear stress approach used by GlabTop becomes questionable. Furthermore, 58 potential GBOs were detected by visual analysis of glacier morphologies. The study highlights the relevance of combining various methods to determine GBOs and is a first step towards the anticipation of future risks and opportunities related to the formation of new lakes in the French Alps.

Keywords: deglaciating landscapes, Glacier Bed Overdeepenings, potential future lakes, French Alps, hazards anticipation.

RÉSUMÉ

Dans le contexte actuel de retrait glaciaire, de nouveaux lacs se forment parfois dans les surcreusements des lits glaciaires. Ces lacs peuvent provoquer ou amplifier des aléas naturels (e.g., vidange brutale d'un lac) ou être source d'opportunités économiques. Cette étude vise à identifier et caractériser les surcreusements glaciaires pour déterminer les futurs lacs potentiels dans les Alpes françaises. La topographie sous glaciaire est modélisée grâce aux modèles GlabTop (Glacier-bed Topography) et GlabTop2 qui calculent l'épaisseur des glaciers et cartographient les surcreusements potentiels. Le niveau de confiance des surcreusements est estimé en analysant la morphologie des glaciers actuels à leur emplacement (i.e. angle de pente, crevasses, présence/absence de verrou rocheux). 139 surcreusements glaciaires (>0,01 km²) ont été détectés, dont 59 qui ont un niveau de confiance moyen à très élevé. L'approche utilisée est limitée pour les calottes glaciaires, ce qui explique certains faibles niveaux de confiance en Vanoise. 20 lacs se forment déjà au front de certains glaciers, dont quatre dans des surcreusements dont la superficie estimée est <0,01 km². 43 % des surcreusements détectés sont en Vanoise, mais le massif du Mont Blanc rassemble les plus grands, les plus profonds et les plus volumineux. La majorité des surcreusements sont sous 3 500 m d'altitude. 58 autres surcreusements potentiels ont également été détectés en analysant visuellement la morphologie des glaciers. L'étude souligne la pertinence de combiner différentes méthodes pour détecter les surcreusements et constitue une étape clé vers l'anticipation des risques et opportunités liés à la formation de nouveaux lacs dans les Alpes françaises.

Mots-clés : *désenglacement des paysages, surcreusements glaciaires, futurs lacs potentiels, Alpes françaises, anticipation des aléas naturels.*

ARTICLE INFORMATION
Manuscript received on June 04, 2020
revised version received on December 02, 2020
definitively accepted on December 29, 2020

*Auteur correspondant. Tél : +33 2(0)4 79 75 87 42
E-mail addresses: maeva.cathala@univ-smb.fr (M. Cathala)
florence.magnin@univ-smb.fr (F. Magnin)
andreas.linsbauer@geo.uzh.ch (A. Linsbauer)
wilfried.haeberli@geo.uzh.ch (W. Haeberli)

1. Introduction

Global warming is particularly pronounced in high mountain environments and has accelerated in the past decades (Hock et al., 2019). In the French Alps, air temperature has increased by +1.5°C to +2.1°C since 1950 (Einhorn et al., 2015). This has strong impacts on the Alpine cryosphere, such as rising of the rain-snow limit by about 400 m since the 1980s (Böhm et al., 2010), permafrost degradation (Magnin et al., 2017; PERMOS, 2019) and glacier retreat (Zemp et al., 2015). In the European Alps, glacier surface area has decreased

by 50% and glacier volume by some 200km³ between the end of the Little Ice Age (LIA, 1850) and 2000 (Zemp et al., 2006). This trend has clearly accelerated in the recent decades (Huss, 2012; Zekollari et al., 2019).

The ongoing deglaciation results in an extension of periglacial environments and sometimes of new lakes forming in glacier bed overdeepenings (GBO). These lakes are by essence located in unstable and transient environments. They could be a source of natural hazards related to Glacial Lake Outburst Floods (GLOF) that could be provoked by sudden dam break or by displacement waves triggered by mass movements (Allen et al., 2016b; Ashraf et al., 2012; Clague and Evans, 2000; Emmer, 2017; Hubbard et al., 2005). Glacial lakes are sometimes located near potentially unstable slopes subject to debuttressing and/or permafrost degradation which both can amplify gravitational hazards such as rock avalanches (Haeberli et al., 2017) provoking chains of processes that can travel over long distances and reach valley floors (Byers et al., 2018; Walter et al., 2020). When such far-reaching cascading processes happen in densely populated valleys, the socio-economic impacts can be dramatic (Carey, 2005; Carey et al., 2012). Beyond the threat, those new water bodies can also be an opportunity for hydroelectricity production with the creation of hydraulic dams (Haeberli et al., 2016), or through their attractiveness for tourists (Purdie, 2013). Nevertheless, GBOs not always turn into perennial lakes as they are sometimes filled with sediments, or they can drain when lakes form in permeable morainic material (Haeberli et al., 2001). In the French Alps, this was for example the case at the front of the emblematic Mer de Glace (Mont Blanc massif) where a lake was present in the 1990s but was progressively filled with sediments (Deline et al. 2012; Magnin et al., 2020) or at the snout of Pélerins glacier where a lake formed in 2015 but drained in 2016 (Magnin et al., 2020).

Recently developed models, based on variable physical simplifications and input data are able to calculate spatially distributed ice thicknesses (Farinotti et al., 2009) and the resulting sub-glacial topography, revealing the location of potential GBOs in which lakes could form (Linsbauer et al., 2009, 2012; Paul and Linsbauer, 2012). Such studies have already been conducted in various mountain ranges such as, for instance, the Himalayas (Linsbauer et al., 2016), the Peruvian Andes (Colonia et al. 2017; Drenkhan et al., 2018), Central Asia (Kapitsa et al., 2017) and in Switzerland (Linsbauer et al., 2012). They are a necessary first step towards assessing GLOFs hazards and their impacts (GAPHAZ, 2017) and integrative modelling of future landscapes in glacial and periglacial areas (Haeberli, 2017). In the French Alps, potential future lakes have so far been investigated in the Mont Blanc massif (Magnin et al., 2020).

This work aims at extending the latter study to the entire French Alps in order to provide relevant baseline to anticipate risks and opportunities associated with future lake formation in presently still glacier-covered areas. To do so, we ran GlabTop (Glacier-bed Topography) and GlabTop2 models, two GIS schemes calculating ice thicknesses from surface slope via basal shear stresses, with a different level of automation, and which both provide a map and morphometrics of potential GBOs. This method is combined with a visual analysis based on morphological criteria proposed by Frey et al. (2010), which helps in determining the level of confidence for each modelled GBO. In addition, the results of the simulations are evaluated by comparing predicted GBOs with lakes that newly formed or did not form in recently deglaciated areas. The results finally point to potential "hot spots" that could – or should – be more closely investigated in the future in order to assess related hazards, risks and opportunities.

2. The French Alps, a deglaciating mountain range

The French Alps are the western edge of the European Alpine arc and extend from the Mont Blanc massif in the north to the Mercantour adjoining the Mediterranean Sea in the south. With the Pyrenees, it is one of the two, but also the most glacierized mountain range in the mainland of France. According to the inventory by Gardent et al. (2014), 581 glaciers were counted in 2006/2009, covering 275.4km². The smallest is a glacieret in the Écrins massif (Bans glacier – 0.0015km²) and the largest is the Mer de Glace in the Mont Blanc massif (30.5km²). The glaciers are mostly located in the three highest-elevated massifs: Mont Blanc (83 glaciers), Vanoise (174) and Écrins massifs (282). Some small glaciers also exist in the Belledonne, Grandes Rousses and Ubaye massifs (fig. 1), while only glacierets persist in the Mercantour.

The mean altitude at which glaciers terminate in the French Alps is 2,840m a.s.l. The lowest altitudes are reached by glaciers of the Mont Blanc massif: the Bossons glacier (1,429m a.s.l.), the Mer de Glace (1,531m a.s.l.) and the Argentière glacier (1,590m a.s.l.). In the Écrins and Vanoise massifs, the lowest frontal altitudes are reached by debris-covered glaciers: respectively

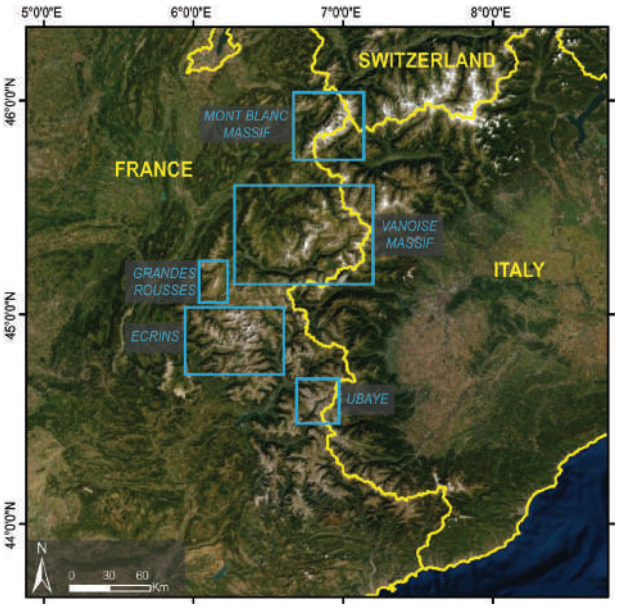


Fig. 1 – Location map: The French Alps and their main glacierized massifs.

Satellite image source: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/ Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN, and the GIS User community (Coordinate system: WGS84).

Fig. 1 – Carte de localisation : Les Alpes françaises et leurs massifs englacés.

Source de l'image satellite : Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/ Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN, et la communauté d'utilisateurs GIS (Système de coordonnées : WGS84).

the Noir glacier (2,174m a.s.l.) and the Pramort glacier (2,325m a.s.l.).

According to Gardent et al. (2014), glaciers have lost about half of their surface area between the end of the LIA and the 2006/2009 period in the Écrins, Vanoise and Mont Blanc massifs. These authors also explain that glacier recession was 2.5 times faster between the 1967-1971 and 2006-2009 periods than between the end of the LIA and 1967-1971, with a decrease in glacier surface area of about 25% over the more recent period. Due to glacier retreat, Gardent (2014) inventoried 443 new ponds and lakes in proglacial areas since the LIA, of which 227 are over 500m². Of these larger water bodies, 14 are located behind potentially unstable dams consisting of non-consolidated morainic material.

By the end of the 21st century, Alpine glaciers are expected to lose about 75% to 95% of their volume, depending on greenhouse gas emissions scenarios (Zekollari et al., 2019). In France, detailed projections have been proposed for only two of the largest glaciers: the Argentière and the Mer de Glace in the Mont Blanc massif (Vincent et al., 2019). This study suggests that these glaciers are likely to almost completely disappear before 2100 in the case of the most pessimistic scenario (RCP 8.5), and that the latter would be reduced to about 20% of its current surface area in a more optimistic scenario (RCP 4.5). No detailed glacier retreat projection has so far been conducted at the scale of the entire French Alps. However, the glacier inventory provided by Gardent et al. (2014) offers the opportunity to predict possible locations of potential GBOs with the GlabTop model (Linsbauer et al., 2012).

3. Methods and data

The approach for determining GBOs as possible future lake locations in the French Alps is conducted by first running GlabTop and GlabTop2 models, which use the same basic assumptions but differ by their level of automation. Then, after comparing and compiling results of both models, a morphological analysis is conducted on each predicted GBO to evaluate the level of confidence attributed to the prediction. We also evaluate the predictions by comparing recently formed water bodies and locations of simulated GBOs. Finally, we complete our investigation with a visual analysis of potential GBOs that would possibly have been overlooked by GlabTop approaches.

3.1. Modelling GBOs with GlabTop and GlabTop2

The original GlabTop model is a GIS scheme which determines glacier bed topography using glacier outlines, a Digital Elevation Model (DEM) and manually drawn glacier branch lines (Linsbauer et al., 2009; Paul and Linsbauer, 2012). It calculates the ice thickness from surface slope at points sampled from the digitalized branch lines, assuming a relation between the basal shear stress and glacier elevation range as a governing factor of mass turn-over. Then, the ice thickness is subtracted from the original DEM to product a new DEM without glaciers. On this latter DEM, GBOs are delineated by GlabTop and can be interpreted as places for potential futures lakes.

GlabTop2 runs on the same principles but is more appropriate to be applied over large areas as it is fully automatized and does not require manually digitized branch lines on each glacier. Thus, ice thickness is not derived along branch lines but is estimated by the average slope of all gridcells within a certain buffer on each glacier (Frey et al., 2014; Linsbauer et al., 2016). GlabTop2 GBOs are delineated based on modelled ice thickness according to the same procedure as with GlabTop.

We run GlabTop and GlabTop2 with the 25 m resolution DEM of the French Institute for Geography (IGN), the data basis of which was acquired between 2000 and 2010. As GlabTop2 performs reliable on a DEM resolution between 50 to 100m, we resampled the input DEM to 50m resolution. Glacier outlines were the ones from Gardent et al. (2014) drawn from orthorectified photographs taken between 2004 and 2009. Those are not the most updated contour lines, but they have the advantage to cover recently deglaciated forefield areas where lakes may, or may not, have formed and could be compared with predicted GBOs (see section 3.2). Furthermore, the outlines (2004-2009) fit with the DEM (2000-2010), which is also important point for GlabTop modelling. To run GlabTop, branch lines were manually digitized on each glacier following advices from Paul and Linsbauer (2012), which is from bottom to top and perpendicularly to the contour lines of surface elevation. Each branch line ends about 100 m from the glacier outline and branch lines have a width interval of 200m to 400m.

To analyse the model results, the outputs of GlabTop and GlabTop2 are combined. Where GBOs are predicted with both models, those from GlabTop2 are removed. The morphometric characterization of predicted GBOs is thus mostly based on those predicted with GlabTop, but in most cases, the location is confirmed with GlabTop2.

3.2. Evaluation of GlabTop results

An evaluation of the results was conducted by comparing predicted GBOs with the presence or absence of lakes in most recently deglaciated areas. As GlabTop was applied to glacier outlines collected between 2004 and 2009, it is now possible to use more recent images available on Google Earth to determine whether lakes have formed or not where GBOS had been predicted. Magnin et al. (2020) already carried out such an analysis for the Mont Blanc massif, showing that water bodies have formed in 5 out of the 8 predicted GBOs at retreating glacier margins. In this study, we extend these results to the entire French Alps.

3.3. Determining the level of confidence for the predicted GBOs

To determine the level of confidence for each predicted GBO, a morphological analysis based on four criteria defined by Frey et al. (2010) is conducted. This analysis uses Google Earth images and considers [I] the slope angle at predicted GBO, [II] the presence/absence of a break in slope angle downstream of the predicted GBO, [III] the presence/absence of a bedrock threshold and/or a glacier narrowing at the predicted GBO outlet, and [IV] the presence/absence of a transition between a crevasse-free area and a crevasse field which indicates a transition from compressing to

Table 1 – Morphological analysis criteria used to determine the level of confidence for the predicted GBOs, following the approach proposed by Magnin et al. (2020).

Table 1 – Les critères de l'analyse morphologique utilisée pour déterminer le niveau de confiance des surcreusements glaciaires prédits, d'après l'approche proposée par Magnin et al. (2020).

Criterion value	[I] Slope angle at predicted GBOs	[II] Break in slope angle	[III] Bedrock threshold / glacier narrowing	[IV] Transition from no crevasse to a field of crevasses
0	<20% <20°	<20% >5°	none	none
1	>20% <20°	>20% >5°	↓	↓
2	>50% <20°	>50% >5°		
3	>50% <15°	>50% >10°		
4	>50% <10°	>50% >15°		
5	>50% <5°	>50% >20°	obvious	obvious

extending ice flow downstream of the predicted GBOs. For each criterion, a value ranging from 0 to 5 is attributed according to its obviousness (tab. 1). The sum of each criterion value is then calculated for each GBO, which can reach a maximum of 20 (four times 5), similar to Magnin et al. (2020).

When one of the criteria cannot be analysed (such as the transition between crevasse-free area and crevasse field in the case of debris covered glaciers) the total value cannot exceed 15. Then, a percentage of cumulated values relative to the maximum total value is calculated as follows:

$$\frac{\sum 3\ criteria}{15} \times 100 \quad [1]$$

$$\frac{\sum 4\ criteria}{20} \times 100 \quad [2]$$

The third and final step consists in determining a level of confidence from 0 to 5 for each GBO which was defined according to the percentage of cumulated values as follow:

<10% = extremly low confidence (0/5)
≥10% <30% = very low confidence (1/5)
≥30% <50% = low confidence (2/5)
≥50% <70% = medium confidence (3/5)
≥70% <90% = high confidence (4/5)
≥90% = very high confidence (5/5)

This classification is largely based on subjective and qualitative assertions but involves integrative expert judgements related to the basic physics of glacier flow through overdeepened parts of their beds. It represents a strong and independent possibility to assess the degree of uncertainty and confidence with respect to GBOs predicted using numerical model calculations.

3.4. Visual identification of other potentials GBOs

Some potential GBOs are not detected by the models, possibly due to the lack of accuracy or precision of the GlabTop input data, notably the DEM, which can smooth the topography and prevent the model from detecting possible breaks in slope angle (Magnin et al., 2020). Furthermore, the GlabTop model does not consider erosion-resistant bedrock ridges on lateral slopes and corresponding width-reduction of glacier flow, or spatial patterns of crevasse occurrences which are all important criteria defining potential GBOs. Glacier tongues can also be a limit in GBO-prediction where glacier outlines and DEM do not correspond in detail.

In order to complete the results of GlabTop and GlabTop2 and to compensate the model limits, an additional analysis was performed by visually detecting potential GBOs based on transition from flat to steep glacier surface (criteria [I] and [II]). In the same way as the predicted GBOs, the levels of confidence of those visually detected have also been determined by considering the other criteria. More specifically, a potential GBO is first detected at places where the criteria related to slope angles [I] and [II] are ≥3 as proposed in Magnin et al. (2020), and then the presence/absence of crevasse fields and bedrock threshold is also analysed to classify the GBOs visually detected according to their level of confidence.

4. Results

Here we present the GBOs predicted by GlabTop, their main characteristics (location, surface area, depth, volumes, altitude) and the classification of GBOs plausibility based on a morphological analysis. We also evaluate the predicted GBOs by comparing GlabTop outputs with water bodies recently formed in deglaciated areas. Finally, we complete the GlabTop results by visually detecting other potential GBOs with the morphological analysis.

4.1. Characteristics of the predicted GBOs

4.1.1. General features and data sorting

Predicted GBOs with GlabTop and GlabTop2 have similar locations (fig. 2).

However, GlabTop2 predicts more GBOs than GlabTop, notably at the snout of narrow glacier tongues (fig 3). This is most probably an effect of digitized branch lines in GlabTop.

Part of the GBOs predicted with GlabTop2 have higher values for surface area and mean depth, resulting in correspondingly larger volumes (fig. 4, tab. 2). The third quartile of the surface area is at 0.11km² with GlabTop and at 0.14km² with GlabTop2, and the third quartile of the mean depth is at 18m with GlabTop and at 18.5m with GlabTop2. This explains the higher volumes with GlabTop2 with a third quartile at 3.3Mm³ compared to

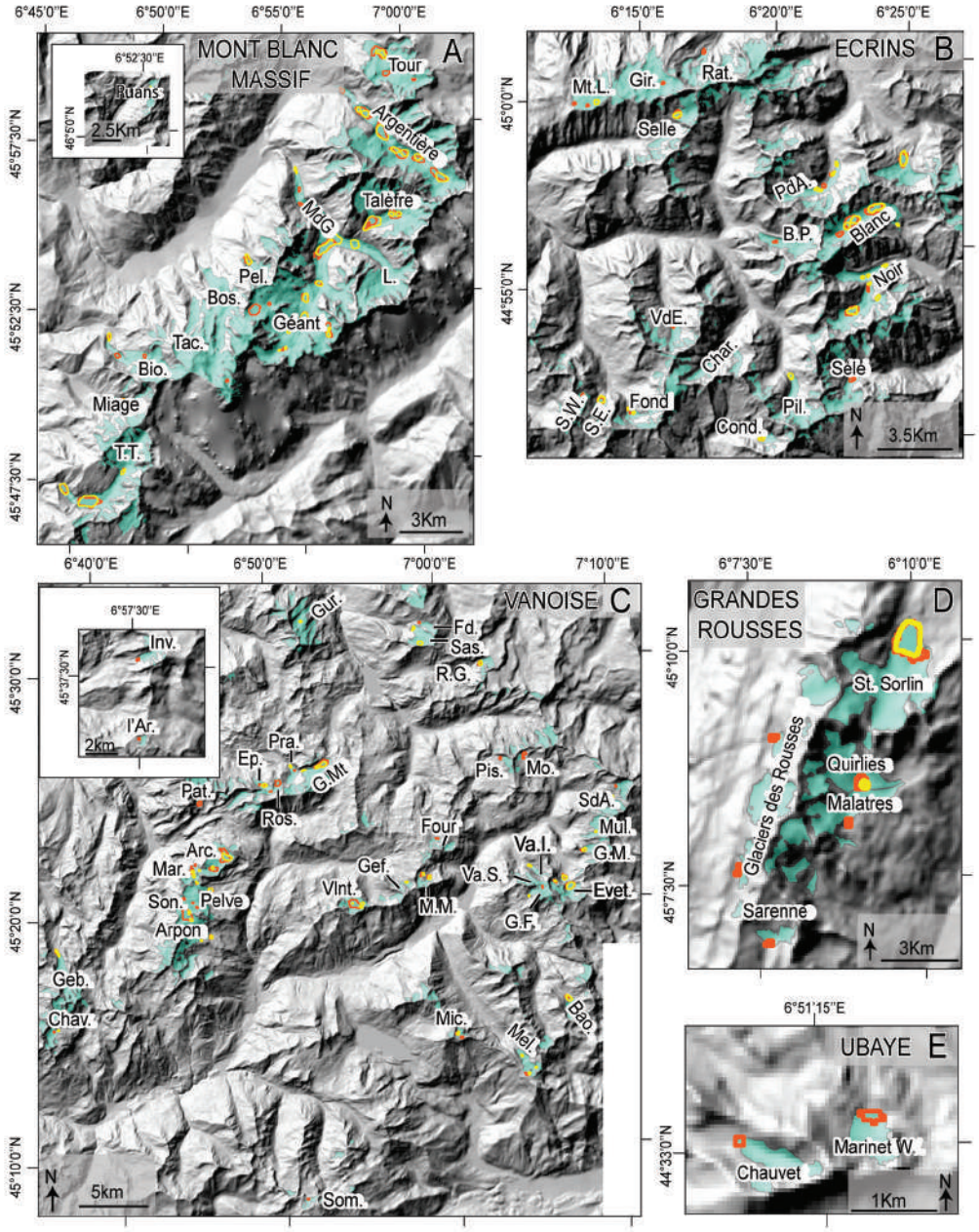


Fig. 2 – Surcreusements glaciaires prédits par GlabTop (lignes jaunes) et GlabTop2 (lignes orange).

A : massif du Mont Blanc (MdG : Mer de Glace ; Pel. : glacier des Pélerins ; L. : glacier de Leschaux ; Bos. : glacier des Bossons ; Tac. : glacier de Taconnaz ; Bio. : glacier de Bionnassay ; T.T. : glacier de Tré la Tête) ; B : massif des Écrins (Mt.L. : glacier du Mont de Lans ; Gir. : glacier de la Girose ; Rat. : glacier du Rateau ; PdA. : glacier de la Plate des Agneaux ; B.P. : glacier de la Bonne Pierre ; VdE : glacier du Vallon des Étages ; Char. : glacier du Chardon ; S.W. : glacier Ouest des Sellettes ; S.E. : glacier Est des Sellettes ; Pil. : glacier de la Pilatte ; Cond. : glacier des Condamines) ; C : massif de la Vanoise (Inv. : glacier de l'Invernet ; l'Ar. : glacier de l'Argentière ; Gur. : glacier de la Gurraz ; Fd. : glacier du Fond ; Sas. : glacier de la Sassière ; R.G. : glacier de Rhêmes Golette ; Pra. : glacier de Pramort ; G.Mt. : glacier de la Grande Motte ; Ros. : glacier du Rosolin ; Ep. : glacier de l'Epéna ; Arc. : glacier de l'Arcelin ;Mar. : glacier du Grand Marchet ; Geb. : glacier de Gebroulaz ; Chav. : glacier de la Chavière ; Pis. : glacier du Pisaillas ; Mo. : glacier du Montet ; Gef. : glacier du Géfret ; M.M. : glacier du Méan Martin ; Vlnt. : glacier du Vallonnet ; Va.I. : glacier du Vallonnet Inférieur ; Va.S. : glacier du Vallonnet Supérieur ; SdA. : glacier des Sources de l'Arc ; Mul. : glacier du Mulinet ; G.M. : glacier du Grand Méan ; Son. : glacier des Sonailles ; Evet. : glacier des Evettes ; G.F. : glacier du Grand Fond ; Mic. : glacier de la Roche Michel ; Bao. : glacier du Baounet ; Mel. : glacier de Rochemelon ; Som. : glacier du Sommellier) ; D : massif des Grandes Rousses ; E : massif de l'Ubaye. Système de coordonnées : Lambert 93 / RGF 93.

Fig. 2 – GBOs predicted with GlabTop (yellow outlines) and GlabTop2 (orange outlines).

A: Mont Blanc massif (MdG: Mer de Glace; Pel.: Pélerins glacier; L.: Leschaux glacier; Bos.: Bossons glacier; Tac.: Taconnaz glacier; Bio.: Bionnassay glacier; T.T.: Tré la Tête Glacier); B: Écrins massif (Mt.L.: Mont de Lans glacier; Gir.: Girose glacier; Rat.: Rateau glacier; PdA.: Plate des Agneaux glacier; B.P.: Bonne Pierre glacier; VdE: Vallon des Étages glacier; Char.: Chardon glacier; S.W.: Sellettes glacier West; S.E.: Sellettes glacier East; Pil.: Pilatte glacier; Cond.: Condamines glacier); C: Vanoise massif (Inv.: Invernet glacier; l'Ar.: l'Argentière glacier; Gur.: Gurraz glacier; Fd.: Fond glacier; Sas.: Sassière glacier; R.G.: Rhêmes Golette glacier; Pra.: Pramort glacier; G.Mt.: Grande Motte glacier; Ros.: Rosolin glacier; Ep.: Epéna glacier; Arc.: Arcelin glacier; Mar.: Grand Marchet glacier; Geb.: Gebroulaz glacier; Chav.: Chavière glacier; Pis.: Pisaillas glacier; Mo.: Montet glacier; Gef.: Géfret glacier; M.M.: Méan Martin glacier; Vlnt.: Vallonnet glacier; Va.I.: Vallonnet Inférieur glacier; Va.S.: Vallonnet Supérieur glacier; SdA.: Sources de l'Arc glacier; Mul.: Mulinet glacier; G.M.: Grand Méan glacier; Son.: Sonailles; Evet.: Evettes glacier; G.F.: Grand Fond glacier; Mic.: Roche Michel glacier; Bao.: Baounet glacier; Mel.: Rochemelon glacier; Som.: Sommellier glacier); D: Grandes Rousses massif; E: Ubaye massif. Coordinate system : Lambert 93 / RGF 93.

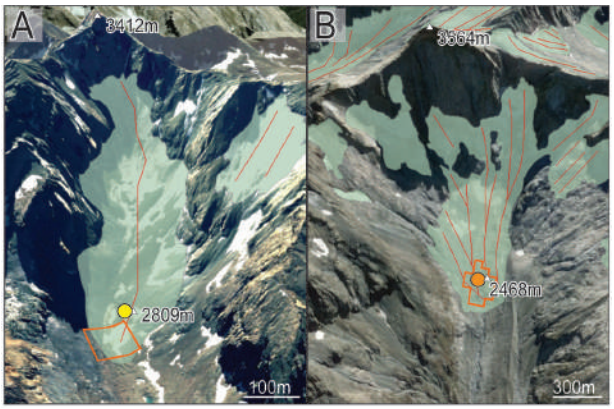


Fig. 3 – Example where only GlabTop2 predicts GBOs at the snout of narrow glacier tongues.

The red lines are the flowlines used for GlabTop among which ice thickness is calculated. The orange polygons are the predicted GBOs with GlabTop2 (the altitudes are expressed in meters a.s.l.). A: Chauvet glacier (Ubaye massif); B: Vallon des Étages glacier (Écrins massif).

Fig. 3 – Exemple de lieux où seulement GlabTop2 prédit un surcreusement glaciaire au front d'une langue glaciaire.

Les lignes rouges sont les lignes de flux utilisées par GlabTop pour calculer l'épaisseur de Glace. Les polygones orange sont les surcreusements sous glaciaires prédits par GlabTop2 (les altitudes sont exprimées en mètres NGF). A : glacier de Chauvet (massif de l'Ubaye) ; B : glacier du Vallon des Étages (massif des Écrins).

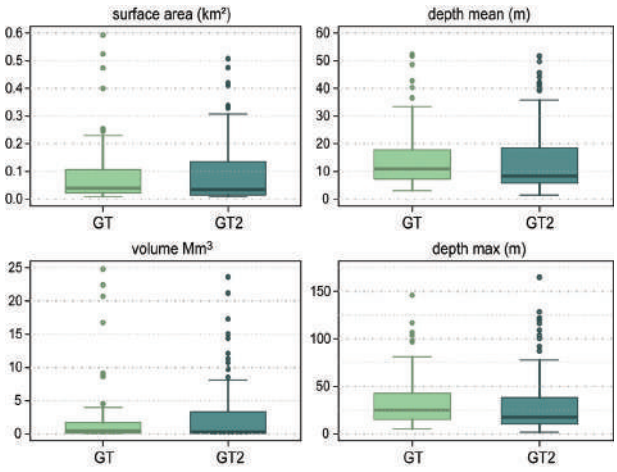


Fig. 4 – Comparison between GlabTop and GlabTop2 of the surface area, max depth, mean depth, and volume of the calculated GBOs.

Fig. 4 – Comparaison de la superficie, de la profondeur maximum, de la profondeur moyenne et du volume des surcreusements glaciaires entre GlabTop et GlabTop2.

GlabTop which the third quartile is at 1.7Mm³. However, the median values and most extreme outliers of these variables are slightly more important with GlabTop. The median value of the surface area is at 0.04km² with GlabTop and 0.035km² with GlabTop2 while the ones of the maximum depth is 25m with the former and 17.5m with the latter. GlabTop also predicts greater maximum depth for more than half of the predicted GBOs, but the most extreme outliers of this variable are found with GlabTop2. Such differences are discussed in more detail below (see section 5.1).

Predicted GBOs are most abundant in the Vanoise massif but the most extensive and most voluminous ones are found in the Mont Blanc massif (tab. 2). Maximum depths differ between the two GlabTop versions and from massif to massif. A maximum-depth value exceeding 100m is produced by both model versions in the Mont Blanc massif, while in the Vanoise and Écrins massifs it only results from GlabTop2.

When analysing predicted GBO morphometrics in more detail, it has to be kept in mind that depths and volumes of GBOs tend to be generally underestimated (Magnin et al., 2020). Nevertheless, those morphometrics can be used to compare GBOs with each other. In order to compare general GBO characteristics for different mountain ranges, we combine the outputs of GlabTop and GlabTop2 and suppress duplicated GBOs at individual sites and keep only one per location. We thereby give priority to the GlabTop output. A total of 139 GBOs (>0.01 km²) is finally found for the entire French Alps, including 40 GBOs in the Mont Blanc massif, 60 in the Vanoise, 30 in the Écrins, 6 in the Grandes Rousses, 2 in the Ubaye and 1 in the Ruans massifs. In the Mont Blanc massif, it is necessary to specify that when comparing our GlabTop outputs with those of Magnin et al., (2020), 6 GBOs were not identified by Magnin et al. (under the Tour, Bossons, Mer de glace, Géant and Bionassay glaciers), while five others

Table 2 – Comparison of the predicted GBOs characteristics with GlabTop (GT) and GlabTop2 (GT2) for each massif of the French Alps.

Table 2 – Comparaison des surcreusements glaciaires prédits avec GlabTop (GT) et GlabTop2 (GT2) pour chaque massif des Alpes françaises.

	Aig. Rouges - Ruan		Ecrins		Grandes Rousses		Mont Blanc		Thabor - Aig. D'Arves		Ubaye		Vanoise		French Alps	
	GT	GT2	GT	GT2	GT	GT2	GT	GT2	GT	GT2	GT	GT2	GT	GT2	GT	GT2
Number of GBOs	1	-	20	22	2	6	28	33	1	-	-	2	39	42	91	105
Total surface area (km²)	0.02	-	1.29	1.52	0.26	0.04	4.21	4.73	0.02	-	-	0.03	2.17	3.5	7.97	10.19
Max depth (m)	15.0	-	47.0	128.4	81.0	39.0	146.0	122.0	15.0	-	-	22.8	75.0	165.0	146.0	165.0
Mean depth (m)	8.1	-	11.6	13.0	20.8	9.7	20.2	18.7	8.1	-	-	11.3	11.3	11.9	13.3	12.9
Total volume (Mm³)	0.1	-	18.4	42.4	9.1	6.5	131.7	137.2	0.1	-	-	0.4	34.0	89.3	193.4	275.3

had been predicted contrary to our previous results (under the Géant, Mer de Glace, Bossons and Bionassay glaciers). This could be explained by the different DEM and branch lines sets used in the two studies.

4.1.2. Surface areas of predicted GBOs

The predicted GBOs represent a total surface area of 9.48km², about 3.5% of the glacier surface area. Half of it is in the Mont Blanc massif (4.81km², 4.7% of the glacier surface area in the Mont Blanc massif), about 29% in the Vanoise massif (2.74km², 3% of the glacier surface area in Vanoise massif) and 16% in the Écrins massif (1.56km², 2.3% of the glacier surface area in Écrins massif; tab. 3).

The largest calculated GBOs, that are in the Mont Blanc massif (fig. 5), would be at the confluence of the Leschaux and Tacul glacier (top of the Mer de Glace), and at the Tré la Tête and Talèfre glaciers, with an area of 0.6km², 0.52km² and 0.47km² respectively. In the Vanoise massif, the two GBOS that would have the largest surface area are under the Arcelin glacier (0.25km²) and the Evettes glacier (0.21km²). In the Écrins massif, the two largest GBOs are both found under the Blanc glacier with a surface area of 0.23km² and 0.22km² respectively. Finally, another relatively large GBOs was predicted under the Saint Sorlin glacier with a surface area of 0.25km² in the Grandes Rousses massif.

Table 3 – Number and morphological characteristics of the predicted GBOs in each massifs of the French Alps when combining GlabTop and GlabTop2 results and supressing the duplicated GBOs.

Table 3 – Nombre et caractéristiques morphologiques des surcreusements glaciaires prédits dans chaque massif des Alpes françaises, en combinant les résultats de GlabTop et GlabTop2 et en supprimant les surcreusements en double.

	Aig. Rouges - Ruan	Ecrins	Grandes Rousses	Mont Blanc	Ubaye	Vanoise	Total French Alps
Number of GBOs	1	30	6	40	2	60	139
Mean surface area (km²)	0.02	0.05	0.05	0.12	0.02	0.05	0.07
Total surface area (km²)	0.02	1.56	0.31	4.81	0.04	2.74	9.48
Mean volume (Mm³)	0.1	0.7	1.6	3.6	0.2	0.7	1.6
Total volume (Mm³)	0.1	20.6	9.5	145.5	0.4	41.3	217.4

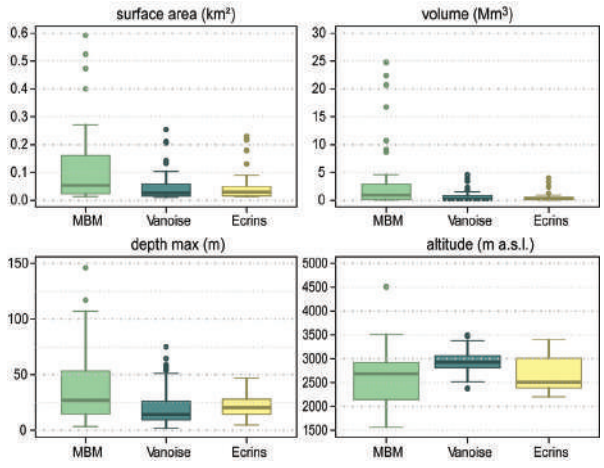


Fig. 5 – Comparison of the surface, volume and depth of the GBOs predicted by GlabTop between the Mont Blanc massif (MBM), the Vanoise massif and the Écrins massif.

Fig. 5 – Comparaison de la superficie, du volume et de la profondeur des surcreusements glaciaires prédits par GlabTop entre le massif du Mont Blanc (MBM), la Vanoise et les Écrins.

4.1.3. Depth of predicted GBOs

On average, the calculated GBOs are deeper in the Mont Blanc massif (fig. 5), and the deepest ones reach 146m and 117m respectively and, are both under the Argentière glacier. Another deep GBOs is found under Tré la Tête glacier (107m).

In the Vanoise massif, the deepest GBOs are under Evettes glacier (75m) and Rosolin glacier (65.5m). In the Écrins massif, the deepest GBOs are under the Noir glacier (47m) and the Blanc glacier (45m). Lastly, the GBO under the Saint Sorlin Glacier in the Grandes Rousses massif is deeper than the ones in the Écrins and Vanoise with 81m.

4.1.4. Volume of predicted GBOs

The total volume of the predicted GBOs is 217.4Mm³, 67% of which (145.5Mm³) is in the Mont Blanc massif, 19% (41.3Mm³) in the Vanoise massif and 9% (20.6Mm³) in the Écrins massif (tab. 3). The GBOs with the higher volumes are mostly found in the Mont Blanc massif (fig. 5) such as those under the Talèfre glacier (24.8Mm³), the Tré la Tête glacier (22.4Mm³) and the Argentière glacier (20.7Mm³). In the same way as the surface area, the most voluminous GBOs in the Vanoise are those located under the Arcelin and Evette glacier (4.6Mm³ and 4.5Mm³ respectively). In the Écrins massif, the most voluminous GBOs are under the Glacier Blanc (4Mm³) and the Arsine Glacier (3.3Mm³) and, are both less voluminous than the one under the Saint Sorlin glacier (Grandes Rousses massif, 9Mm³).

4.1.5. Altitude of the predicted GBOs

The GBOs of the Vanoise massif are generally located at a higher altitude than in the other massifs, with a median value at 3,000m a.s.l., and many predicted GBOs are in the upper part of ice-cap shaped glaciers, such as the Pelve and the Arpon glaciers which have two GBOs at an altitude of 3,491m a.s.l. and 3,475m a.s.l. respectively.

In the Écrins massif, GBOs are generally predicted at altitudes lower by 500m, with a median value at 2,500m a.s.l. Half of the 30 GBOs predicted in this massif are thus gathered between 2,200 and 2,500m a.s.l., half of the 40 GBOs predicted in the Mont Blanc massif are spread between 1,750 and 2,750m a.s.l., and half of the 60 GBOs predicted in the Vanoise massif are found between 2,500 and 3,000m a.s.l.. The least and most elevated GBOs are found in the Mont Blanc massif at respectively 1,570m a.s.l. (Mer de Glace) and 4,507m a.s.l. (Bossons glacier), in coherence with glacier distributions.

4.2. Morphological analysis and level of confidence of GBOs

Among the 139 predicted GBOs, 4 cumulate all criteria favouring their existence (see section 3.3) and are thus characterized by a very high confidence (100% of criteria are fulfilled). In addition, 28 GBOs have a high confidence and 27 have a medium confidence. Finally, 47 have a low confidence, 31 a very low confidence, and only two predicted GBOs are not plausible with an extremely low confidence (fig. 6). No statistical relationship was found between the level of confidence and GBOs morphometrics but none of the larger or deeper GBO has low level of confidence. The deepest GBO (Argentière glacier) and the most voluminous one (Talèfre glacier) are both characterised by high confidence.

The Mont Blanc massif gathers 16 of the 32 GBOs with a high and very high confidence. Among the least likely GBOs (low, very low and extremely low confidence), 73% are located in the Vanoise massif.

In the Mont Blanc massif, the GBOs most likely to exist (very high confidence) are under the Talèfre, Tré la Tête and Bionnassay glaciers, and some GBOs under the Mer de Glace, Miage, Argentière and Tour glaciers have also a high confidence. In the Vanoise massif, the GBOs with the higher level of confidence are located under the Evettes and the Rosolin glaciers (high confidence). The GBOs under the Pramort, the Epéna, and the Gébroulaz glaciers have a medium confidence. In the Écrins massif, the most plausible GBOs are under the Selette, the Condamines and the Blanc glaciers (high confidence).

In the Grandes Rousses massif, the most voluminous GBO under the Saint Sorlin glacier (9 Mm^3) has a low level of confidence. Indications from direct field measurements (geophysics, boreholes) of a possibly overdeepened trough as compiled by Le Meur and Vincent (2003) show that ice thickness reached about 110 m in 1998 at this location and that another GBO (not predicted by GlabTop model runs) may actually exist farther upstream. For the one predicted with GlabTop beneath the present snout of the Saint Sorlin glacier, the absence of a clear bedrock threshold and a marked break in slope explains

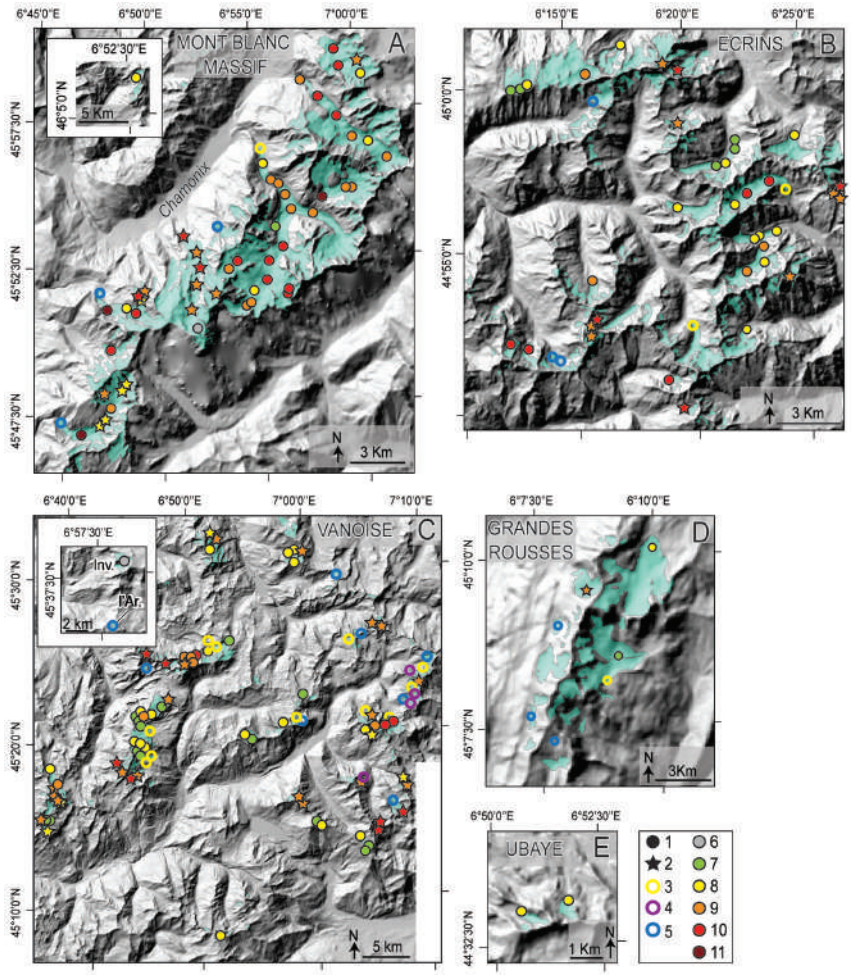


Fig. 6 – Level of confidence of the GBOs predicted by GlabTop and GlabTop2, GBOs visually detected and presence/absence of water body at predicted GBOs.

A: Mont Blanc massif; B: Écrins massif; C: Vanoise massif; D: Grandes Rousses massif; E: Ubaye massif. (Coordinate system: Lambert 93 / RGF 93). 1. GBO predicted by GlabTop; 2. GBO visually detected; 3. Absence of water body at predicted GBO; 4. Water body at predicted GBO<0.01km^2; 5. Water body at predicted GBO in recently deglaciated area; 6. Extremely low confidence; 7. Very low confidence; 8. Low confidence; 9. Medium confidence; 10. High confidence; 11. Very high confidence.

Fig. 6 – Niveaux de confiance des surcreusements glaciaires prédits par GlabTop et GlabTop2, surcreusements détectés visuellement et présence/absence de surcreusements dans les surcreusements détectés.

A : massif du Mont Blanc ; B : massif des Écrins ; C : massif de la Vanoise ; D : massif des Grandes Rousses ; E : massif de l'Ubaye. (Système de coordonnées : Lambert 93 / RGF 93). *1. Surcreusement prédit par GlabTop ; 2. Surcreusement détecté visuellement ; 3. Absence de plan d'eau dans le surcreusement prédit GBO ; 4. Présence de lac ou plan d'eau dans un surcreusement prédit par GlabTop <0.01 km² ; 5. Présence de lac ou plan d'eau dans les secteurs récemment déseglacés ; 6. Niveau de confiance extrêmement bas ; 7. Niveau de confiance très bas ; 8. Niveau de confiance bas ; 9. Niveau de confiance moyen ; 10. Niveau de confiance élevé ; 11. Niveau de confiance très élevé*

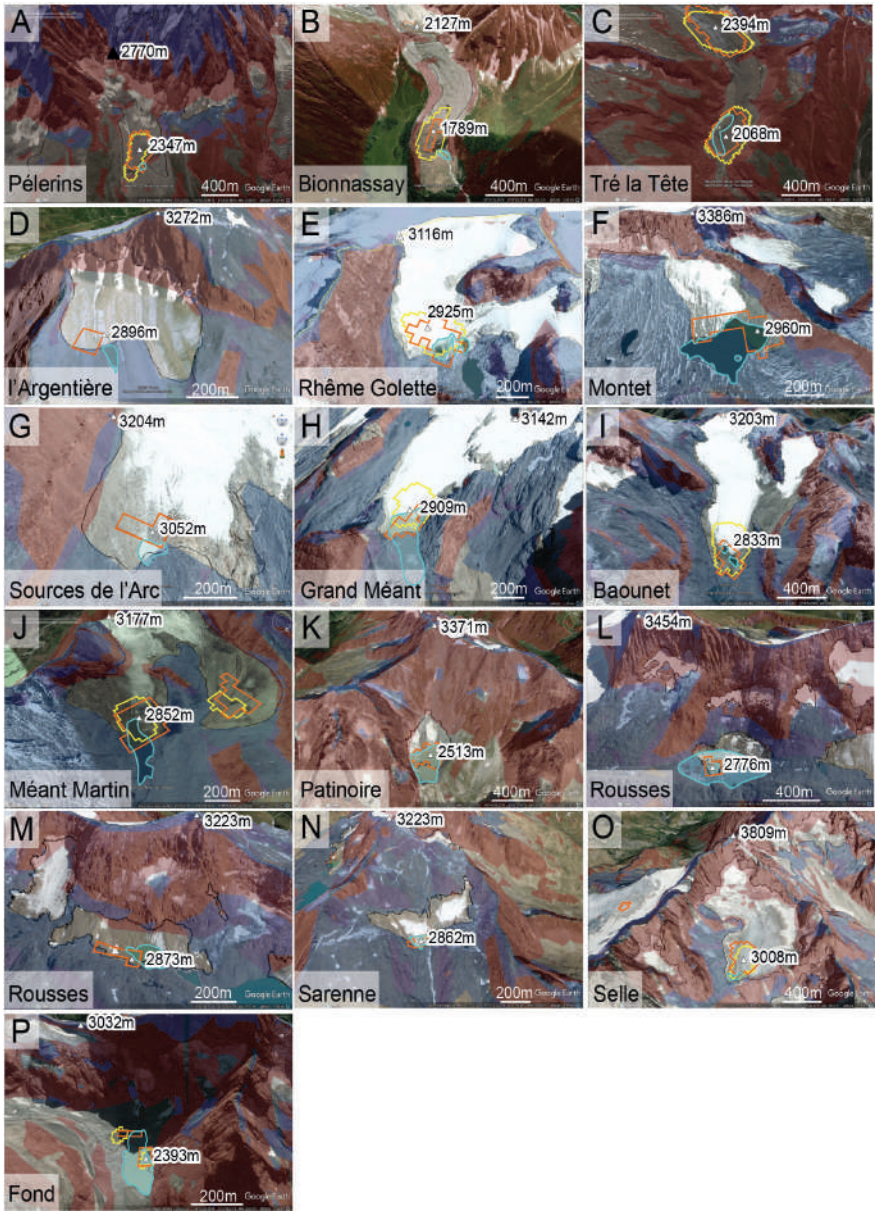


Fig. 7 – Visible new water bodies in recently deglaciated areas where GlabTop and GlabTop2 predicted a GBO.

Red areas: slope >30°; blue areas : permafrost favourability index >0.5 (Marcer et al., 2017) for the slopes <35° and permafrost favourability index >0.5 (Boeckli et al. 2012) for the slopes >35; black lines : glacier contour 2004-2009 (Gardent et al., 2014); light blue lines: visible lake or water bodies limits; Google Earth images, the altitudes are expressed in meters a.s.l. A-C: Mont Blanc massif; D-K: Vanoise massif; L-N: Grandes Rousses massif; O-P: Écrins massif.

Fig. 7 – Lacs ou plans d'eau visibles dans les secteurs récemment désenglacés où GlabTop et GlabTop2 ont prédit des surcreusements glaciaires.

Zones rouges : pente >30° ; zones bleues : indice de permafrost >0.5 (Marcer et al., 2017) pour les pentes <35°, et indice de permafrost >0.5 (Boeckli et al. 2012) pour les pentes >35° ; lignes noires : contours des glaciers 2004-2009 (Gardent et al., 2014) ; lignes bleu clair : limites des lacs et plans d'eau ; images de Google Earth, les altitudes sont exprimées en mètres NGF. A-C : le massif du Mont Blanc ; D-K : le massif de la Vanoise ; L-N : le massif des Grandes Rousses ; O-P : le massif des Écrins.

its rather low level of confidence. The already existing small water bodies in front of the present ice margin had developed during the past decades above a rather weakly marked bedrock threshold and corresponding somewhat smooth break in slope.

4.3. Evaluation of predicted GBOs with water bodies in recently deglaciated ice-marginal areas

GBOs were predicted using glacier outlines drawn from glacier inventory data acquired between 2004 and 2009 and a corresponding DEM acquired between 2000 and 2010. Since that time, glacier retreat has continued at a fast rate and thereby exposed areas where GBOs had been predicted within but close to the former ice margin. This development makes it possible to investigate sites of predicted GBOs with respect to the questions whether *(i)* the specific overdeepened topography has been realistically predicted, and *(ii)* water bodies indeed developed (fig. 7) or not (fig. 9). As mentioned before, the second question involves aspects (drainage, permeability, sediment input) beyond general topographic conditions. It must be kept in mind that the applied slope averaging near flat glacier margins is delicate as it involves topographic information from slightly outside the ice margin. Moreover, the assumption of a constant basal shear stress breaks down for retreating and decaying glaciers with wedge-like marginal ice geometries causing basal shear stresses to decrease towards zero. This effect leads to a systematic overestimation of ice thicknesses towards the ice margin of retreating glaciers and, hence, tends to produce artefacts of adverse slopes. In fact, some of the perennial surface ice bodies from the used glacier inventory are, or have become, extremely small, often disintegrating and collapsing ice remains (*e.g.*, Evettes and Méan Martin) (fig. 9E, G) at the very limits of the term and concept "glacier"

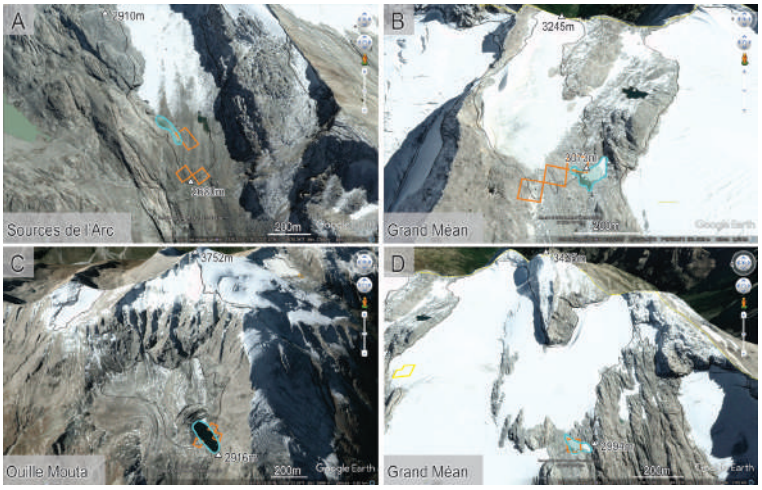


Fig. 8 – Visible new water bodies in recently deglaciated areas where GlabTop and GlabTop2 predicted a GBO ≤ 0.01 km².

Black lines: glacier contour 2004-2009 (Gardent et al., 2014); light blue lines: visible lake or water bodies limits; Google Earth images, the altitudes are expressed in meters a.s.l. A: Sources de l'Arc glacier; B: Grand Méan glacier; C: Ouille Mouta glacier; D: Grand Méan glacier.

Fig. 8 – Lacs ou plans d'eau visibles dans les secteurs récemment désenglacés où GlabTop et GlabTop2 ont prédit des surcreusements glaciaires GBO ≤ 0.01 km².

Lignes noires : contours des glaciers 2004-2009 (Gardent et al., 2014) ; lignes bleu clair : limites des lacs et plans d'eau ; images de Google Earth, les altitudes sont exprimées en mètres NGF. A : Glacier des Sources de l'Arc ; B : Glacier du Grand Méan ; C : Glacier d'Ouille Mouta ; D : Glacier du Grand Méan.

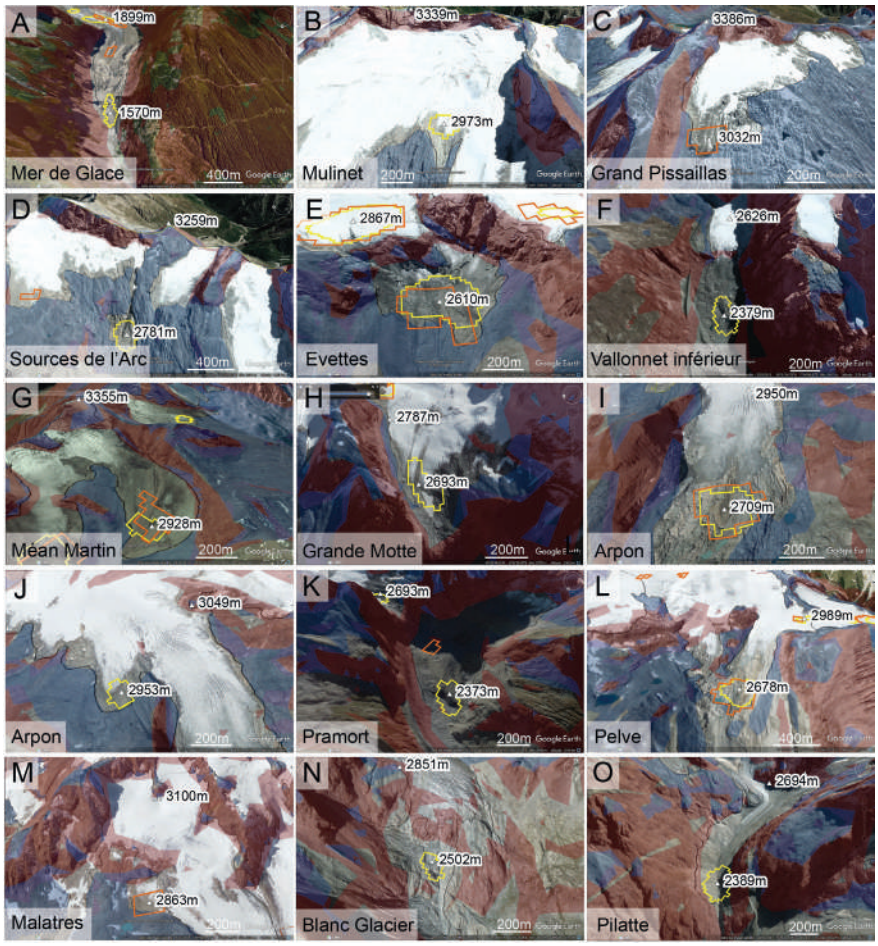


Fig. 9 – Absence of water bodies in recently deglaciated areas where GlabTop and GlabTop2 predicted a GBO.

(Red areas: slope >30°; blue areas: permafrost favourability index >0.5 (Marcer et al., 2017) for the slopes <35° and permafrost favourability index >0.5 (Boeckli et al. 2012) for the slopes >35°; black lines: glacier contour 2004-2009 (Gardent et al., 2014); Google Earth images, the altitudes are expressed in meters a.s.l. A: Mont Blanc massif; B-L: Vanoise massif; M: Grandes Rousses massif; N-O: Écrins massif.

Fig. 9 – Absence de lacs ou de plan d'eau dans les secteurs récemment désenglacés où GlabTop et GlabTop2 ont prédit des surcreusements glaciaires.

(Zones rouges : pente >30° ; zones bleues : indice de permafrost > 0.5 (Marcer et al., 2017) pour les pentes <35°, et indice de permafrost >0.5 (Boeckli et al. 2012) pour les pentes > 35° ; lignes noires : contours des glaciers 2004-2009 (Gardent et al., 2014) ; images de Google Earth, les altitudes sont exprimées en mètres NGF. A : le massif du Mont Blanc ; B-L : la Vanoise ; M : les Grandes Rousses ; N-O : les Écrins.

(*e.g.*, Sources de l'Arc glacier) (fig. 9D). A good number of GBOs are still only partially exposed (*e.g.*, Tré la Tête, Rhême Golette, Grand Méan, Grande Motte, respectively Figure 7C, E, H, 9H).

With few exceptions (for instance, Blanc Glacier) (fig. 9N), the predicted GBOs indeed indicate flat to overdeepened parts of formerly ice-covered topography. In cases, the location of the predicted GBO seems to be small or vague (*e.g.*, Mulinet) (fig. 9B), spatially dislocated (*e.g.*, Malatres; fig 9M) or to have a rough surface in bedrock (*e.g.*, Arpon, Pelve) (fig. 9I, L) or coarse debris (*e.g.*, Tré la Tête, Mer de Glace) (fig. 7C, 9A) with sometimes small ponds existing in correspondingly small topographic depressions (*e.g.*, Méan Martin , Arpon, Pelve) (fig G, I, L).

Small to medium-size water bodies and lakes have continued to form (*e.g.*, Montet, Grand Méan) (fig. 7F, H) or newly started to form (*e.g.*, Rhême Golette) (fig. 7E) at 17 sites (fig. 6-7). They can be found at or

below the snout of the Bionassay, Tré la Tête and Pélerins glaciers in the Mont Blanc massif (fig. 7A-C), downstream of the Selle glacier and the Fond glacier in the Écrins massif (fig. 7O-P) and 3 others in the Grandes Rousses massif downstream of the Rousses glacier and Sarenne glacier (fig. 7L-N). In the Vanoise massif, 8 lakes are already visible (fig. 7D-K), as at the front of the Montet, the Grand Méan and the Patinoire glaciers (fig. 7F, 7H, 7K).

Among these 17 water bodies, 11 have medium, high and very high confidence (≥3/5), such as the one at the Fond glacier in the Écrins massif for example (fig. 7P). The others have a low confidence (≤ 2) notably because criteria [II] and [III] (break in slope and bedrock threshold) are not fulfilled. In these cases, water bodies are rather small and shallow, if not almost inexistent as this is the case on the Baounet glacier margin (fig. 7I), where only small water bodies are formed in bedrock hollows, but not as voluminous as the GBOs predicted by GlabTop. Furthermore, some lakes are formed in morainic material such as at l'Argentière glacier (Vanoise massif) (fig. 7D) where the newly formed water body in a local depression of a gently inclined debris slope is displaced with respect to the predicted GBO. It may not turn into a perennial lake, as it looks very shallow, and may drain with changes in the bottom and front material permeability (Haeberli et al., 2001). This is also the case for the Pélerins glaciers (Fig. 7A) as already discussed by Magnin et al. (2020).

In the Grandes Rousses massif, 3 lakes have already started to form in the predicted GBOs (fig. 7L-N), including 2 on the Rousses glacier that is on the west side of the massif where the staircase-like counter slopes form permanent dams that have favoured lake formation (Fig. 7L-M). It has to be noted that only the predicted GBOs ≥0.01km² are analysed here. However, recently formed pounds or water bodies are also observed in predicted GBOs <0.01km² such as at the snouts of the Sources de l'Arc, the Grand Méan and the Ouille Mouta glaciers (fig 6, 8). While those at the Grand Méan glacier are <0.01km², the one at Sources de l'Arc glacier, which currently reaches 0,005km², is partly covered by the glacier and may grow in the future. The one at the snout of the debris-covered Ouille Mouta glacier is already >0,02km² and may also continue growing.

In 15 recently deglaciated GBOs no lake formation is observed (fig. 9A-O). One of them is in the Mont Blanc massif, 11 are found in the Vanoise massif, two in the Écrins massif and one exists in the Grandes Rousses massif. In most cases, the absence of water bodies can be explained by a lack of a marked bedrock threshold downstream of the predicted GBO, by a slope that is too steep or by sediment infilling. A large majority (12) of these 15 GBOs have a low and very low level of confidence. Two of them at the front of the Pramort (fig. 9K) and Pilatte (fig. 9O) glaciers have a medium confidence. For both cases, surface slope is relatively steep and, thus, not favourable for water retention. At the Pilatte glacier, a water stream washes out the supplied sediments and uncovers the bedrock below, showing that there is no overdeepening. At the Pramort glacier, despite the presence of a bedrock threshold downstream, no lake has formed and the glacier forefield is a sediment filled floodplain. At the front of the Grande Motte (fig. 9H) glacier, the GBO has a high confidence as it fills criteria [II] and [III], but similarly to the Pilatte glacier, the slope angle >10° did not favour water or sediment retention.

Sometimes, water bodies are observed but could not become perennial lakes such as in front of Vallonnet Inférieur glacier (fig. 9F), where water is accumulating superficially in morainic material at predicted GBO in the same way as the Pramort glacier, the forefield of the debris-covered Vallonet Inferieur glacier is turning into a sediment-filled floodplain.

This preliminary analysis indicates that predicted GBOs are realistic in most cases with higher confidence levels from morphological criteria but that failures also exist, especially in cases with lower confidence levels. Such failures primarily relate to specific geometries (wedge type ice margins) of extremely small, disintegrating and collapsing remains of surface ice and to heavily debris-covered parts of glaciers with their specific imbalance and sediment input. A good number of smaller to larger water bodies have indeed formed or continued to form in realistically predicted GBOs. Only smallest water bodies seem to have come into existence where no GBOs were predicted, however, the case of the Source de l'Arc glacier (fig. 8A) and more specifically the Ouille Mouta glacier (fig. 8C) show that large water bodies may form where only insignificant GBOs are predicted. Drainage of exposed GBOs through deep-cut gorges was not evident in any case and seems to be an exception rather than a rule.

4.4. Potential GBOs visually detected

In addition to potential GBOs automatically detected with GlabTop and GlabTop2, 58 GBOs have been visually detected by analysing glacier morphologies with the four criteria used to assess predicted GBOs plausibility. 30 of them have been found in the Vanoise massif, 15 in the Mont Blanc massif, 12 others in the Écrins massif and 1 in the Grandes Rousses massif (fig. 6). One GBO only visually detected by Magnin et al. (2020) on the Bionnassay glacier (Mont Blanc massif) was eventually also predicted by GlabTop2 in this study.

According to the morphological analysis, one of these visually detected GBOs in the Écrins massif has a very high confidence. In addition, 13 of them have high confidence and 33 have a medium confidence, and they are all in the Écrins, Grandes Rousses, Vanoise or Mont Blanc massifs. Finally, 11 GBOs visually detected have a low confidence.

5. Discussion

5.1. Strengths and limitations in the method

Previous work conducted on the Mont Blanc massif compared 20 profiles of Ice Penetrating Radar (IPR) measurements (Rabatel et al., 2018) and seismic measurements (Vincent and Moreau, 2016) acquired on the Argentière glacier to GlabTop results (Magnin et al., 2020). This comparison confirmed that – despite large uncertainties in absolute values of estimated ice thicknesses – the locations of predicted GBOs as topological units defined by spatial patterns rather than absolute values of ice thickness – were generally robust. The morphological analysis, however, remains necessary to assess the level of plausibility of the numerical predictions. Our study confirms these results (see section 4.5) but also points out the relevance of combining various methods, including fully or semi-automated detection approaches such as with GlabTop2 and GlabTop, morphological analysis and visual detection. All these approaches have their respective advantages and drawbacks and can, therefore, provide different but also complementary results. Differences in the GBO morphometrics produced by GlabTop and GlabTop2 can sometimes be considerable and, can be explained by the fact that GlabTop2 calculates ice thickness at random points and then interpolates predicted ice thickness at those points and the margins where it is set to 0 (Frey et al.,

2014), while such calculation is based on branchlines with GlabTop. Another difference is the DEM resolution (50m *vs* 25m) but a second run of GlabTop with the same 50 m resolution DEM as the one used for GlabTop2 did not explain differences in the results. Additionally, the study from Magnin et al. (2020), which also used GlabTop but with three different DEMs and other sets of branchlines, resulted in variable morphometrics from one DEM to another, but also different in places from those predicted in our study. Furthermore, the latter study shows that depths and volumes of predicted GBOs tend to be underestimated, with differences up to 50%. This is more than the average 30% uncertainty found in a comparative study by Farinotti et al. (2017) concerning absolute values of estimated ice thicknesses. While GlabTop and GlabTop2 have both been extensively used, no scientific comparison of the predicted GBOs between the two approaches and the implications for the interpretation of results have been performed yet. The use of morphological indications related to glacier flow through predicted GBOs is primarily of use for relative comparison. Application of the obtained results for, for instance, modelling of GLOFs from potential future lakes in specific cases requires detailed field investigation to assess GBOs depths, volumes and extent by, for instance IPR soundings or drillings (Le Meur and Vincent 2003; Rabatel et al., 2018).

Furthermore, classification of GBOs according to their levels of confidence is based on more or less subjective determination of criteria fulfilment, such as the slope angle threshold at which a GBO is susceptible to exist or not, or the obviousness of a bedrock threshold. A similar research conducted by another research team could lead to somewhat different quantitative appreciation but our results remain qualitatively consistent. Indeed, implication for the interpretation of results can be minimized by using the confidence level classes instead of the absolute values related to individual criteria or their simple sum. This classification allows to point out GBOs that are obvious and to define the variability in uncertainty which reflects the transitional character in nature of simply flat to markedly overdeepened bed parts.

The constant shear-stress approach used by both GlabTop models becomes especially problematic at firn divides where surface slope and, hence, basal shear stress approaches zero (Paul and Linsbauer, 2012; Guardamino et al. 2019). Estimating glacier-bed topography at firn dived still remains a problem to be solved using the Ice Thickness Models Intercomparison eXperiment (ITMIX) (Farinotti et al., 2017). In this respect, the 15 GBOs detected in the Vanoise massif on top of ice-cap like glaciers should be interpreted with caution and other modelling approaches could be used for such terrain.

Another limitation of our approach is related to debris-covered glaciers because the basic GlabTop assumption of near-equilibrium glacier conditions may be especially unrealistic for them. Such glaciers are becoming more and more extensive in the French Alps, notably in areas exposed to frequent rockfalls or rock avalanches. 30 GBOs are in this situation in the Mont Blanc massif, 7 in the Vanoise massif, 18 in the Écrins massifs, 1 in the Grandes Rousses Massif and 2 in the Ubaye massif (according to the classification by Gardent et al., 2014). In addition, the Ouille Mouta debris-covered glacier recently uncovered a rather large lake where only an insignificant GBO was predicted. Large amounts of debris supplied to glaciers and draining systems could also result in GBOs filling with sediments, hindering the formation of lakes or rapidly terminating their existence. This was the case at the snout of the Mer de Glace where a small lake formed in the 1990s and was soon filled by sediments (Deline et al., 2012; Magnin et al., 2020). In addition, lake formation in highly permeably non-consolidated material may only be temporary. Modelling sediment transport remains a challenge but could help to refine the assessment concerning the plausibility of future lake formation. Zemp et al. (2005) have developed a method that converts the sediment balance of a glacier into an erosion-sedimentation index to identify glacier beds consisting of bedrock, sediments, or a mixture of both. This GIS method is automated and could help with estimating sediment input into ice-free GBOs and the potential lifetime of lakes (Linsbauer et al., 2016).

Finally, not all potential GBOs are predicted because of the input data (DEM at 25 and 50m) which can smooth the topography and the GlabTop model which does not consider glacier width reduction or crevasses (see section 4.5). Therefore, GlabTop and GlabTop2 have the main advantage to automatically detect GBOs and to provide basic morphological characteristics at least reliable to compare predicted GBOs to each other, but a visual analysis remains highly relevant for completing potential GBOs detection, even though it does not guarantee an exhaustive estimation of potential GBOs. For example, the study from Le Meur et Vincent (2003) shows a GBO on the upper part of the Saint Sorlin glacier based on interpolation of variable field measurements, upstream of the one which is predicted in this study, but it is not revealed by strikingly obvious morphological criteria.

5.2. GBOs characteristics in the French Alps and implication for hazard assessments

GBOs are on average two times larger in the Mont Blanc massif than in the Écrins massif and the Vanoise massif (tab. 3) and have the greater ratio of surface area to glacier extent. This may be put in relation with glacier sizes. In the Mont Blanc massif, glaciers >2.5km² represent 86% of the massif's glaciated surface area, on the contrary, 75% of the glaciated surface area of the Vanoise and 72% of the Écrins are covered by glacier <2.5km² (Gardent, 2014).

While predicted GBOs remain rather small compared to other high alpine areas in the world such as the Himalaya where they frequently exceed $10^6 m^3$ (Linsbauer et al., 2016), their relevance in terms of hazards sources is high because downstream slopes are generally steep and adjacent valley floors often densely occupied in the French Alps. Settlements are quite often right below glacier areas, and mountain flanks are equipped with numerous infrastructures to host a variety of leisure and tourism activities. Mountain communities may thus be affected by possible dangerous high-magnitude and cascading processes associated with recently formed or potential future lakes that can develop in GBOs. Rock/ice avalanches can impact such lakes or morainic dams can suddenly breach (Allen et al., 2016a, 2016b; Ashraf et al., 2012; Clague and Evans, 2000; Emmer, 2017; Hubbard et al., 2005; Schaub et al., 2016; Schneider et al., 2014; Somos-Valenzuela et al., 2016; Worni et al., 2012). A recent example of high-magnitude chain-reaction hazards in the European Alps was associated to the Piz Cengalo rock avalanche in 2017 ($3Mm^3$, southern Swiss Alps), which provoked a debris flow that killed 8 people on its way and damaged about 100 infrastructures in the village of Bondo. This hazardous

process chain did not involve any lake but was certainly favoured by the water retained in glacial sediments (Walter et al., 2020), and thus highlights how damaging such hazards could be, notably if the mass movement hits an open water body. Possible hazard issues also have to be analysed in the light of recent studies demonstrating an accentuated glacial retreat in response to summer heat waves (Rabatel et al., 2013), which also provoke permafrost degradation and enhanced rockfall activity (Ravanel and Deline, 2011; Ravanel et al., 2010; 2017; Walter et al., 2020). Therefore, glacial lakes located at the foot of high mountain rock walls subject to debuttressing and/or permafrost degradation can become evident "hot spots". In this respect, the Mont Blanc massif appears as the most exposed one with 50% of the most plausible GBOs, the most voluminous ones (under the Talèfre, Tré la Tête glacier and Argentière glaciers). Given that the Chamonix valley is densely populated with 8759 inhabitants (INSEE, 2016), that tourism frequentation is high (12,304,700 overnight stays in 2016 in the *Pays du Mont Blanc*; Savoie Mont Blanc Tourisme, 2017) and that mountain flanks are roamed by mountaineers, hikers and contemplative tourists (1,619,426 tickets for the Montenvers train and the Aiguille du Midi cable car; Savoie Mont Blanc Tourisme, 2017), risks associated to sudden lake draining are exacerbated. Magnin et al. (2020) have already pointed out potential future lakes located right below high-elevated permafrost rockwalls in the Mont Blanc massif (the Pélerins or Miage glacier for example) but also suggested possible lakes that could become future opportunities for water supply (*e.g.*, Tour glacier). Hazard potentials would have to be carefully assessed (GAPHAZ, 2017) in such cases. In addition, these results also raise questions in terms of attractiveness for tourism related to the perceptions of glacial and periglacial landscapes (Salim et al., 2019).

In the Vanoise massif, despite many predicted GBOs have a rather low level of confidence, they might be considered as there are also many touristic infrastructures, like mountain huts or ski resorts. When considering levels of confidence, potential volumes, the presence of steep slopes and permafrost upstream, and possible vulnerabilities, the Evettes glacier, the Rosolin glacier and the Epéna glacier (fig. 10) could become hot spots as they are located right below the 700m-high north face of the Grande Casse (3,855m a.s.l.), which is still affected by permafrost according to the map from Boeckli et al. (2012) and feed the Doron de Champagny, that reach the touristic village of Champagny-en-Vanoise about 10km below.

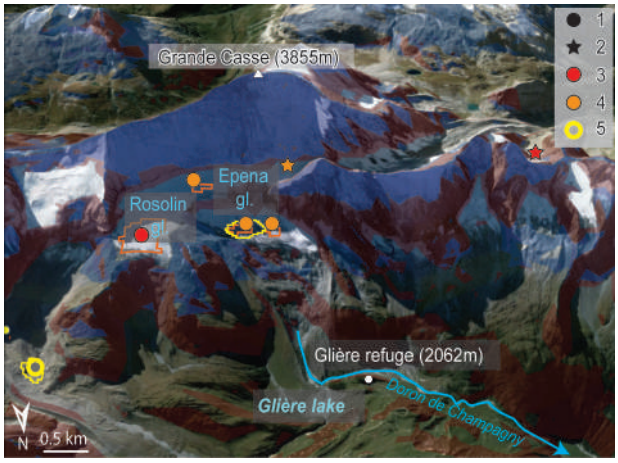


Fig. 10 – Example of possible hot spots in the Vanoise massif: The Epena and the Rosolin Glacier.

Red areas: slope >30°; blue areas: permafrost favourability index >0.5 (Marcer et al., 2017) for the slopes <35° and permafrost favourability index >0.5 (Boeckli et al. 2012) for the slopes >35°; Google Earth image, the altitudes are expressed in meters a.s.l. 1. GBO predicted with GlabTop; 2. GBO visually detected; 3. High confidence; 4. Medium confidence; 5. Absence of water body.

Fig. 10 – Exemple de hot spot possible dans le massif de la Vanoise : le glacier de l'Epena et le glacier de Rosolin.

Zones rouges : pente >30° ; zones bleues : indice de permafrost >0.5 (Marcer et al., 2017) pour les pentes <35°, et indice de permafrost >0.5 (Boeckli et al. 2012) pour les pentes >35° ; image de Google Earth, les altitudes sont exprimées en mètres NGF. 1. Surcreusement prédit par GlabTop ; 2. Surcreusement détecté visuellement ; 3. Confiance élevée ; 4. Confiance moyenne ; 5. Absence de lac ou de plan d'eau.

Historically, Champagny-en-Vanoise has already known major GLOF events, notably in 1818 when the Glière lake became obstructed by the l'Epéna glacier tongue and suddenly discharged 3.7Mm^3 in the Doron de Champagny and caused severe damages (Mougin, 2001). More recently, the lake that formed at the snout of the Patinoire glacier (fig. 7K) already outburst in 1964 because of the impact of an ice fall from the Vallonet glacier, causing an impact wave which triggered breaching of its morainic dam (fig. 11A-C). The village of Pralognan-la-Vanoise was partly flooded and bridges and cars were swept up. At present, the Vallonet glacier has vanished but this lake remains a possible hot spot as it is surrounded by steep slopes (fig. 11B).

In the Écrins massif, such hot spots would be at the Fond glacier, the Sellettes glacier, the Condamines glacier, the Vallon des Étages glacier and the Blanc glacier. There, the predicted GBOs are located directly upstream from mountain huts like the Lavey refuge (under the Fond and Sellettes glaciers) (fig.12) and the Gioberney Chalet-Hotel (downstream from the Condamines glacier) and right below steep slopes.

It is nevertheless necessary to keep in mind that those potential lakes will form at different times. The 19 water bodies or lakes identified in recently deglaciated areas (see section 4.3), may be considered as "in formation" (*e.g.* Grand Méan glacier) or fully formed (*e.g.*, Rousses glaciers) and other lakes predicted with GlabTop could form imminently (*e.g.*, Talèfre glacier; Sellettes glacier) considering their low altitude and the current high glacier retreat rate. However, the lakes predicted in GBOs at high altitudes such as the ones possible underneath ice-cap type glaciers (*e.g.*, under the Pelve, Arpon and Arcelin glaciers) or in the upstream parts of glaciers (*e.g.*, Géant glacier; top of the Blanc glacier) could form later in the century.

6. Conclusions and perspectives

This study aimed to identify GBOs as possible locations for future lakes, by modelling glacier bed topography with GlabTop and GlabTop2 in the French Alps. The predicted GBOs were classified according to their level of confidence which was established based on a morphological analysis accounting for slope angle at and downstream of the predicted GBOs, the presence/absence of bedrock threshold and the presence/absence of a crevasse field downstream. The main outcomes are the following:

The predicted GBOs quite reliably indicate flat to markedly overdeepened parts of glacier beds, the latter especially – but not exclusively – where morphological indications are strong. Artefacts and failures must be expected at wedge-type ice margins of rapidly retreating to even decaying small glaciers and at heavily debris covered glacier tongues where sediment input is high. However, no significant water body was found were no GBO was predicted.

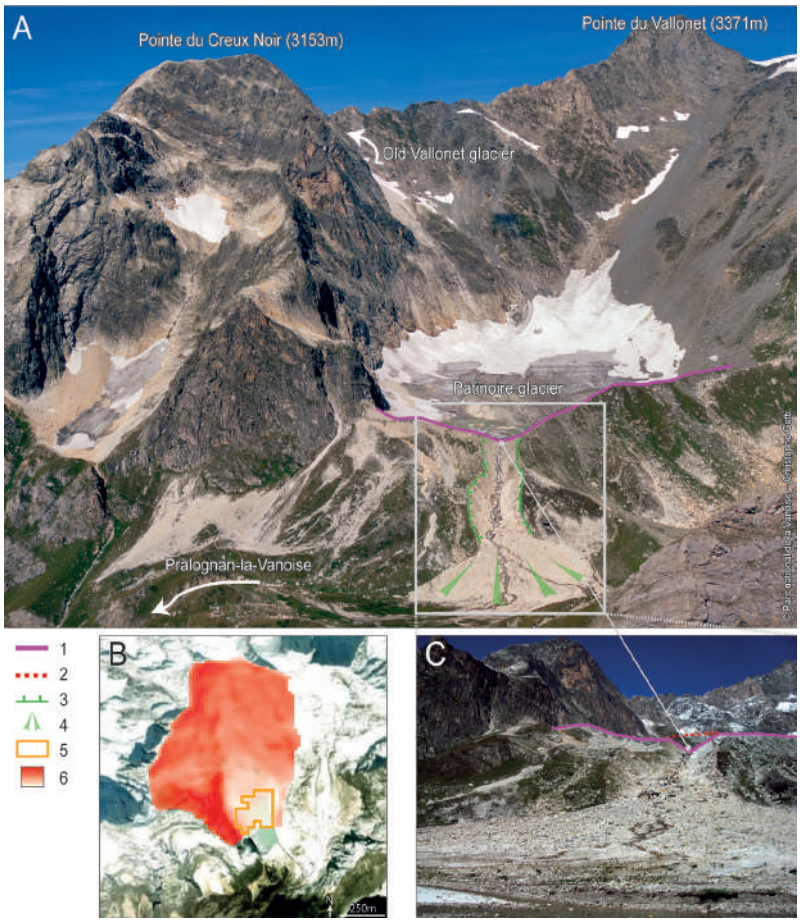


Fig. 11 – Glacial Lake Outburst Flood at the Patinoire lake.

A: Photography of the Patinoire lake watershade taken on September 5, 1997 (©Parc national de la Vanoise – Christophe Gotti). On the picture, the marks of the GLOF of 1964 are visible in the landscape with a deep breach in the morainic dam; B: Slopes in degrees in the Patinoire lake watershade calculated with a 25m DEM. (Source: Esri, Maxar, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA,USGS,AeroGRID, IGN, and the GIS User Community); C: Focus on the deep breach in the morainic dam (photography taken in 2010, ©Marie Gardent). 1. Morainic dam; 2. Morainic dam old level; 3. Deep breach; 4. Fluvioglacial fan; 5. GBO predicted by GlabTop2; 6. Slope in degrees (higher value in dark red: 81.23°; lower value in white: 0°).

Fig. 11 – Vidange brutale du lac glaciaire de la Patinoire.

A : Photographie du lac de la Patinoire et de son basin versant prise le 5 septembre 1997 (©Parc national de la Vanoise – Christophe Gotti). Sur cette photo, les marques de la vidange brutale du lac qui a eu lieu en 1964 sont très visibles dans le paysage avec une incision profonde du barrage morainique ; B : Pentes en degrés du basin versant du lac de la Patinoire calculées à partir d'un MNT 25 m (Source: Esri, Maxar, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA,USGS,AeroGRID, IGN, et la communauté GIS User) ; C : Zoom sur l'incision profonde du barrage morainique (Photographie prise en 2010, ©Marie Gardent). 1. Barrage morainique ; 2. Ancien niveau du barrage morainique ; 3. Incision profonde ; 4. Cône de dejection ; 5. Surcreusement prédit par GlabTop2 ; 6. Pente en degrés (Valeur haute en rouge foncé : 81,23° ; valeur basse en blanc : 0°).

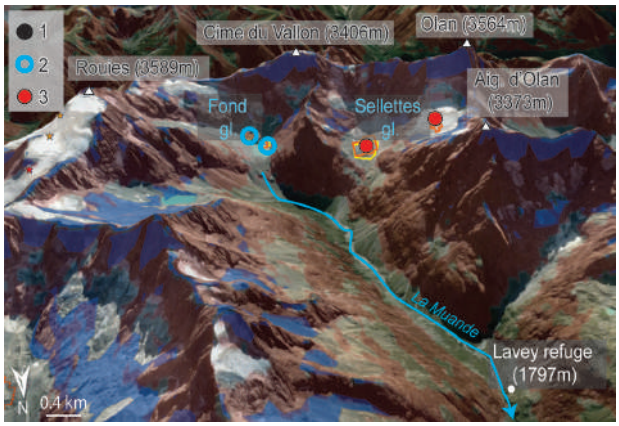


Fig. 12 – Example of possible hot spots in the Écrins massif: The Fond and the Sellettes Glacier.

Red areas: slope >30°; blue areas: permafrost favourability index >0.5 (Marcer et al., 2017) for the slopes <35° and permafrost favourability index >0.5 (Boeckli et al. 2012) for the slopes >35; Google Earth image, the altitudes are expressed in meters a.s.l. 1. GBO predicted with GlabTop; 2. Observed water body in recently deglaciated forefields; 3. High confidence.

Fig. 12 – Exemple de hot spot possible dans le massif des Écrins : le glacier du Fond et le glacier des Sellettes.

Zones rouges : pente >30° ; zones bleues : indice de permafrost >0.5 (Marcer et al., 2017) pour les pentes <35°, et indice de permafrost >0.5 (Boeckli et al. 2012) pour les pentes >35° ; image de Google Earth, les altitudes sont exprimées en mètres NGF. 1. Surcreusement prédit par GlabTop ; 2. Lacs déjà formés dans les sur les fronts récemment désenglacés ; 3. Confiance élevée.

139 GBOs are predicted (after sorting out GlabTop and GlabTop2 output to avoid duplicated GBOs) and represent a total surface area of 9.48km² (3.5% of the glacier surface area), about which 50% are in the Mont Blanc massif (40 GBOs), 30% in the Vanoise massif (60 GBOs) and 16% in the Écrins massif (30 GBOs). They also represent a total volume of 217.4Mm³, 67% of which is in the Mont Blanc massif, 19% in the Vanoise massif and 9% in the Écrins massif.

Their altitudinal distribution is directly related to the one of the related glaciers with the least elevated GBOs predicted in the Mont Blanc massif were glaciers reach the lowest elevation. However, the Écrins massif gathers half of its predicted GBOs between 2,200 and 2,500m a.s.l., while this lower half is more stretched for the other massifs (2,500 – 3,000m a.s.l. for the Vanoise and 1,750-2,750m a.s.l. for the Mont Blanc massif). Only one single GBO is predicted >3,500m a.s.l.

Among the 139 predicted GBOs, 59 have a medium, high and very high confidence (≥3/5), which means that they are likely to exist, and 50% of them are in the Mont Blanc massif. However, 73% of GBOs with a low and very low confidence (≤1/5) are in the Vanoise massif which hosts many ice-cap like glaciers with firn divides which are not easily treated with the here-applied approaches. Larger and deeper GBOs all have a medium to high level of confidence.

The larger, deeper and most voluminous GBOs are predicted in the Mont Blanc massif, the deepest one being at the Argentière glacier (146m) and the most voluminous one at the Talèfre glacier (24.8Mm³), both characterised by high levels of confidence.

17 predicted GBOs (>0.01km²) at recently deglaciated forefields have already yielded a water body. The confidence levels of the predictions were generally high for these cases. In 15 cases of GBO predictions at generally low confidence levels, dry conditions are combined with the absence of marked bedrock thresholds, relatively steep slopes >10-15°, or dynamic sediment infilling. Additionally, two lakes already >0,01km² or possibly growing to that size in the future have started to form where GBOs <0,01km were predicted.

In addition to the GlabTop results, 58 GBOs have been visually detected by analysing glacier morphologies, among which 30 are in the Vanoise massif, 15 in the Mont Blanc massif, 12 in the Écrins massif and 1 in the Grandes Rousses massif. four of them are >3,500m a.s.l.

Our study provides key-information about rapidly emerging high-mountain landscapes as a consequence of glacier retreat to even vanishing. It represents an essential first step for potential future research, which will constitute a basis of reflection for decision-makers in long-term planning. Although the predicted depths and volumes of GBOs remain uncertain, their location and level of confidence are relevant to anticipate potential future lake formation and to serve as a guide to possible hot spots in terms of GLOF hazards but also of opportunities related to water resources, hydropower production and tourism in the French Alps. The resulting inventory of potential future lakes especially indicates where more detailed investigation should be conducted in areas of interest. This could involve modelling of glacier retreat to assess the time range under which potential lakes could form, geophysical soundings to assess GBOs morphometrics, or numerical model calculations of potentially involved process chains following rock/ice avalanches and related displacement/flood waves or debris flows to assess possible impacts, hazards and risks to humans and their infrastructure.

Acknowledgements

The authors acknowledge Horst Machguth (Department of Geosciences, University of Fribourg, Switzerland) for modelling glacier ice thickness distribution with GlabTop2. The study received no financial support for this research.

References

Allen S.K., Linsbauer A., Randhawa S.S., Huggel C., Rana P., Kumari A. (2016a) – Glacial lake outburst flood risk in Himachal Pradesh, India: an integrative and anticipatory approach considering current and future threats. Natural Hazards, 84 (3), 1741–1763.
DOI : 10.1007/s11069-016-2511-x

Allen S.K., Rastner P., Arora M., Huggel C. Stoffel M. (2016b) – Lake outburst and debris flow disaster at Kedarnath, June 2013: hydrometeorological triggering and topographic predisposition. Landslides, 13 (6), 1479–1491.
DOI : 10.1007/s10346-015-0584-3

Ashraf A., Naz R. Roohi R. (2012) – Glacial lake outburst flood hazards in Hindukush, Karakoram and Himalayan Ranges of Pakistan: implications and risk analysis. Geomatics, Natural Hazards and Risk, 3 (2), 113–132.
DOI : 10.1080/19475705.2011.615344

Boeckli L., Brenning A., Gruber S., Noetzli J. (2012) – Permafrost Distribution in the European Alps: Calculation and Evaluation of an Index Map and Summary Statistics. The Cryosphere, 6 (4), 807–820.
DOI : 10.5194/tc-6-807-2012

Böhm R., Jones P.D., Hiebl J., Frank D., Brunetti M., Maugeri M. (2010) – The early instrumental warm-bias: a solution for long central European temperature series 1760–2007. Climatic Change, 101 (1-2), 41–67.
DOI : 10.1007/s10584-009-9649-4

Byers A.C., Rounce D. R., Shugar D.H., Lala J.M., Byers E.A., Regmi D. (2018) – A rockfall-induced glacial lake outburst flood, Upper Barun Valley, Nepal. Landslides 16, 533-549.
DOI : 10.1007/s10346-018-1079-9

Carey M. (2005) – Living and dying with glaciers: people's historical vulnerability to avalanches and outburst floods in Peru. Global and Planetary Change, 47 (2), 122–134.
DOI : 10.1016/j.gloplacha.2004.10.007

Carey M., Huggel C., Bury J., Portocarrero C. Haeberli W. (2012) – An integrated socio-environmental framework for glacier hazard management and climate change adaptation: lessons from Lake 513, Cordillera Blanca, Peru. Climatic Change, 112 (3), 733–767.
DOI :10.1007/s10584-011-0249-8

Clague J.J., Evans S.G. (2000) – A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia. Quaternary Science Reviews, 19 (17), 1763–1783.
DOI : 10.1016/S0277-3791(00)00090-1

Colonia D., Torres J., Haeberli W., Schauwecker S., Braendle E., Giraldez C., Cochachin A. (2017) – Compiling an Inventory of Glacier-Bed Overdeepenings and Potential New Lakes in De-Glaciating Areas of the Peruvian Andes: Approach, First Results, and Perspectives for Adaptation to Climate Change. Water, 9 (5), 336.
DOI : 10.3390/w9050336

Deline P., Gardent M., Magnin F., Ravanel L. (2012) – The morphodynamics of the Mont Blanc massif in a changing cryosphere: A comprehensive review. Geografiska Annaler (Series A, Physical Geography), 94 (2), 265-283.
DOI : 10.1111/j.1468-0459.2012.00467.x

Drenkhan F., Guardamino L., Huggel C., Frey H. (2018) – Current and future glacier and lake assessment in the deglaciating Vilcanota-Urubamba basin, Peruvian Andes. Global and Planetary Change, 169, 105–118.
DOI : 10.1016/j.gloplacha.2018.07.005

Einhorn B., Eckert N., Chaix C., Ravanel L., Deline P., Gardent M., Boudières V., Richard D., Vengeon J.-M., Giraud G., Schoeneich P. (2015) – Changements climatiques et risques naturels dans les Alpes. Impacts observés et potentiels sur les systèmes physiques et socio-économiques. Revue de Géographie Alpine, 103 (2).
DOI : 10.4000/rga.2829

Emmer A. (2017) – Glacier Retreat and Glacial Lake Outburst Floods (GLOFs), Oxford Research Encyclopedia of Natural Hazard Science.
DOI : 10.1093/acrefore/9780199389407.013.275

Farinotti D., Brinkerhoff D.J., Clarke G.K.C., Fürst J.J., Frey H.,

Gantayat P., Gillet-Chaulet F., Girard C., Huss M., Leclercq P.W., Linsbauer A., Machguth H., Martin C., Maussion F., Morlighem M., Mosbeux C., Pandit A., Portmann A., Rabatel A., Ramsankaran R., Reerink T.J., Sanchez O., Stentoft P.A., Singh Kumari S., Pvan Pelt W.J.J., Anderson B., Benham T., Binder D., Dowdeswell J.A., Fischer A. Helfricht K., Kutuzov S., Lavrentiev I., McNabb R., Gudmundsson G.H., Li H., Andreassen L.M. (2017) – How accurate are estimates of glacier ice thickness? Results from ITMIX, the Ice Thickness Models Intercomparison eXperiment. The Cryosphere, 11 (2), 949-970. DOI : 10.5194/tc-11-949-2017

Farinotti D., Huss M., Bauder A., Funk,M. (2009) – An estimate of the glacier ice volume in the Swiss Alps. Global and Planetary Change, 68 (3), 225-231. DOI : 10.1016/j.gloplacha.2009.05.004

Frey H., Haeberli W., Linsbauer A., Huggel C., Paul F. (2010) – A multi-level strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials. Natural Hazards and Earth System Sciences, 10 (2), 339-352. DOI : 10.5194/nhess-10-339-2010

Frey H., Machguth H., Huss M., Huggel C., Bajracharya S., Bolch T., Kulkarni A., Linsbauer A., Salzmann N., Stoffel M. (2014) – Estimating the volume of glaciers in the Himalayan–Karakoram region using different methods. The Cryosphere, 8 (6). https : //doc.rero.ch/record/234306

GAPHAZ (2017) – Assessment of Glacier and Permafrost Hazards in Mountain Regions - Technical Guidance Document, International Association of Cryospheric Sciences (IASC) and the International Permafrost Association (IPA), Zurich, Switzerland / Lima, Peru. 72 p.

Gardent M. (2014) – Inventaire et retrait des glaciers dans les alpes françaises depuis la fin du Petit Age Glaciaire. Thèse de doctorat, Université Savoie Mont-Blanc, 455 p.

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. DOI : 10.1016/j.gloplacha.2014.05.004

Guardamino L., Haeberli W., Muñoz R., Drenkhan F., Tacsi A. Cochaching A. (2019) – Proyección de lagunas Futuras en las Cordilleras Glaciares del Perú. Ministra de Agricultura y Riego, Autoridad Nacional del Agua, Dirección de Calidad y Evaluación de Calidad de Recursos Hídricos, Área de Evaluación de Glaciares y Lagunas. http : //repositorio.ana.gob.pe/handle/ANA/3597

Haeberli W. (2017) – Integrative modelling and managing new landscapes and environments in de-glaciating mountain ranges: An emerging trans-disciplinary research field. Forestry Research and Engineering: International Journal, 1 (1). DOI : 10.15406/freij.2017.01.00005

Haeberli W., Buetler M., Huggel C., Lehmann Friedli T., Schaub Y., Schleiss A. (2016) – New lakes in deglaciating high-mountain regions – opportunities and risks. Climate Change, 2 (139), 201-214. http : //dx.doi.org/10.1007/s10584-016-1771-5

Haeberli W., Kääb A., Vonder Mühll D., Teysseire P. (2001) – Prevention of outburst floods from periglacial lakes at Grubengletscher, Valais, Swiss Alps. Journal of Glaciology, 47 (156), 111-122. DOI : 10.3189/172756501781832575

Haeberli W., Schaub Y. Huggel C. (2017) – Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in de-glaciating mountain ranges. Geomorphology 293, 405-417. DOI : 10.1016/j.geomorph.2016.02.009

Hock R., Rasul G., Adler C., Cáceres B., Gruber S., Hirabayashi Y., Jackson M., Kääb A., Kang S., Kutuzov S., Milner A., Molau U., Morin S., Orlove B., Steltzer H. (2019) – High Mountain Areas. In Pörtner H.-O., Roberts D.C., Masson-Delmotte V., Zhai P., Tignor M., Poloczanska E., Mintenbeck K., Alegría A., Nicolai M., Okem A., Petzold J., Rama B., Weyer N.M. (Eds.): IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. In chapter 2. https : //www.ipcc.ch/srocc/chapter/chapter-2/

Hubbard B., Heald A., Reynolds J. M., Quincey D., Richardson S. D., Luyo M. Z., Portilla N. S. Hambrey M. J. (2005) – Impact of a rock avalanche on a moraine-dammed proglacial lake: Laguna Safuna Alta, Cordillera Blanca, Peru, Earth Surface Processes and Landforms, 30 (10), 1251–1264. DOI : 10.1002/esp.1198

Huss M. (2012) – Extrapolating glacier mass balance to the mountain range scale: The European Alps 1900–2100. The Cryosphere Discuss. 6, 1117-1156. DOI : 10.5194/tcd-6-1117-2012

INSEE (2019) – Comparateur de territoire – Commune de Chamonix-Mont-Blanc (74056). Insee. https : //www.insee.fr/fr/statistiques/1405599?geo=COM-74056

Kapitsa V., Shahgedanova M., Machguth H., Severskiy I., Medeu A. (2017) – Assessment of evolution and risks of glacier lake outbursts in the Djungarskiy Alatau, Central Asia, using Landsat imagery and glacier bed topography modelling. Natural Hazards and Earth System Sciences, 17 (10), 1837-1856. DOI : 10.5194/nhess-17-1837-2017

Le Meur E. L. Vincent C. (2003) – A two-dimensional shallow ice-flow model of Glacier de Saint-Sorlin, France. Journal of Glaciology, 49 (167), 527–538. DOI : 10.3189/172756503781830421

Linsbauer, A., Frey H., Haeberli W., Machguth H., Azam M. F., Allen S. (2016) – Modelling glacier-bed overdeepenings and possible future lakes for the glaciers in the Himalaya – Karakoram region. Annals of Glaciology, 57 (71), 119-130. DOI : 10.3189/2016AoG71A627

Linsbauer A., Paul F, Hoelzle M., Frey H. Haeberli W. (2009) – The Swiss Alps without glaciers – a GIS-based modelling approach for reconstruction of glacier beds. Proceedings of Geomorphometry 2009. Zurich, Switzerland, 243-247 DOI : 10.5167/uzh-27834

Linsbauer A., Paul F., Haeberli W. (2012) – Modelling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with GlabTop: Application of a fast and robust approach. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 117 (F3), 17. DOI : 10.1029/2011JF002313

Magnin F., Josnin J.-Y., Ravanel L., Pergaud J., Pohl B., Deline P. (2017) – Modelling rock wall permafrost degradation in the Mont Blanc massif from the LIA to the end of the 21st century. The Cryosphere, 11 (4), 1813–1834.

DOI : 10.5194/tc-11-1813-2017

Magnin F., Haeberli W., Linsbauer A., Deline P., Ravanel L. (2020) – Estimating glacier-bed overdeepenings as possible sites of future lakes in the de-glaciating Mont Blanc massif (Western European Alps), Geomorphology, 350, 106913.
DOI : 10.1016/j.geomorph.2019.106913

Marcer M., Bodin X., Brenning A., Schoeneich P., Charvet R., Gottardi F. (2017) – Permafrost Favorability Index: Spatial Modeling in the French Alps Using a Rock Glacier Inventory. Frontiers in Earth Science, 5.
DOI : 10.3389/feart.2017.00105

Mougin P. (2001) – Les torrents de la Savoie, Eds. La Fontaine de Siloé, 1251 p.

Paul F., Linsbauer A. (2012) – Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines, and a DEM. International Journal of Geographical Information Science, 26 (7), 1173-1190.
DOI : 10.1080/13658816.2011.627859

PERMOS (2019) – Permafrost in Switzerland, 2014/2015 to 2017/2018. Commission of the Swiss Academy of Sciences. [online].
DOI : 10.13093/permos-rep-2019-16-19

Purdie H. (2013) – Glacier Retreat and Tourism: Insights from New Zealand. Mountain Research and Development, 33 (4), 463-472.
DOI : 10.1659/MRD-JOURNAL-D-12-00073.1

Rabatel A., Letréguilly A., Dedieu J.-P., Eckert N. (2013) – Changes in glacier equilibrium-line altitude in the western Alps from 1984 to 2010: Evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographic and climate controls. The Cryosphere, 7 (5), 1455-1471.
DOI : 10.5194/tc-7-1455-2013

Rabatel A., Sanchez O., Vincent C., Six D. (2018) – Estimation of Glacier Thickness From Surface Mass Balance and Ice Flow Velocities: A Case Study on Argentière Glacier, France. Frontiers in Earth Science, 6 (112).
DOI : 10.3389/feart.2018.00112

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.
DOI : 10.1016/j.scitotenv.2017.07.055

Ravanel L., Allignol F., Deline P., Gruber S., Ravello M. (2010) – Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008. Landslides, 7 (4), 493-501.
DOI : 10.1007/s10346-010-0206-z

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 (2), 357-365.
DOI : 10.1177/0959683610374887

Salim E., Mourey J., Ravanel L., Picco P., Gauchon C. (2019) – Mountain guides facing the effects of climate change. What perceptions and adaptation strategies at the foot of Mont Blanc? Journal of Alpine Research | Revue de Géographie Alpine, 107-4, Article 107-4.
DOI : 10.4000/rga.5865

Savoie Mont Blanc Tourisme (2017) – Chiffres 2017 Savoie Mont Blanc Tourisme (p. 8) [Zoom territoire]. Pays du Mont Blanc (unpublished)
https : //www.ccpmb.fr/uploads/2017/07/Chiffres-2017_savoie-mont-blanc-tourisme.pdf

Schaub Y., Huggel C. Cochachin A. (2016) – Ice-avalanche scenario elaboration and uncertainty propagation in numerical simulation of rock-/ice-avalanche-induced impact waves at Mount Hualcán and Lake 513, Peru, Landslides, 13 (6), 1445–1459.
DOI : 10.1007/s10346-015-0658-2

Schneider D., Huggel C., Cochachin A., Guillén S. García J. (2014) – Mapping hazards from glacier lake outburst floods based on modelling of process cascades at Lake 513, Carhuaz, Peru. Advanced Geosciences, 35, 145–155.
DOI : 10.5194/adgeo-35-145-2014

Somos-Valenzuela M. A., Chisolm R. E., Rivas D. S., Portocarrero C., McKinney D. C. (2016) – Modelling a glacial lake outburst flood process chain: the case of Lake Palcacocha and Huaraz, Peru. Hydrology and Earth System Sciences, 20 (6), 2519–2543.
DOI : 10.5194/hess-20-2519-2016

Vincent C., Moreau L. (2016) – Sliding velocity fluctuations and subglacial hydrology over the last two decades on Argentière glacier, Mont Blanc area. Journal of Glaciology, 62, 805–815.
DOI : 10.1017/jog.2016.35

Vincent C., Peyaud V., Laarman O., Six D., Gilbert A., Gillet-Chaulet F., Berthier É., Morin S., Verfaillie D., Rabatel A., Jourdain B., Bolibar J. (2019) – Déclin des deux plus grands glaciers des Alpes françaises au cours du XXIe siècle : Argentière et Mer de Glace. La Météorologie, 106, 49.
DOI : 10.4267/2042/70369

Walter F., Amann F., Kos A., Kenner R., Phillips M., de Preux A., Huss M., Tognacca C., Clinton J., Diehl T. Bonanomi Y. (2020) – Direct observations of a three million cubic meter rock-slope collapse with almost immediate initiation of ensuing debris flows. Geomorphology, 351, 106933.
DOI : 10.1016/j.geomorph.2019.106933

Worni R., Stoffel M., Huggel C., Volz C., Casteller A. Luckman B. (2012) – Analysis and dynamic modeling of a moraine failure and glacier lake outburst flood at Ventisquero Negro, Patagonian Andes (Argentina). Journal of Hydrology, 444–445, 134–145.
DOI : 10.1016/j.jhydrol.2012.04.013

Zekollari H., Huss M., Farinotti D. (2019) – Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. The Cryosphere, 13 (4), 1125-1146.
DOI : 10.5194/tc-13-1125-2019

Zemp M., Haeberli W., Hoelzle M., Paul F. (2006) – Alpine glaciers to disappear within decades? Geophysical Research Letters, 33 (13).
DOI : 10.1029/2006GL026319

Zemp M., Kääb A., Hoelzle M., Haeberli W. (2005) – GIS-based modelling of glacial sediment balance. 18.
DOI : 10.5167/uzh-40580

Zemp M., Frey H., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S. U., Hoelzle M., Paul F., Haeberli W., Denzinger F., Ahlstrøm A.P., Anderson B., Bajracharya S., Baroni C., Braun L.N., Cáceres B.E., Casassa G., Cobos G., Dávila L.R., Granados H.D., Demuth M.N., Espizua L., Fischer A., Fujita K., Gadek B., Ghazanfar A., Hagen J.O., Holmlund P., Karimi N., Li Z., Pelto M., Pitte

P., Popovnin V.V., Portocarrero C.A., Prinz R., Sangewar C.V., Severskiy I., Sigurðsson O., Soruco A., Usubaliev R., Vincent C. (2015) – Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. Journal of Glaciology, 61 (228), 745–762. DOI : 10.3189/2015JoG15J017

4.2. Identification de bassins versants à risque d'impact d'écroulement rocheux dans un lac : résultats préliminaires dans les Alpes françaises

Cette Section a pour but d'identifier les bassins versants qui pourraient être impactés par des écroulements rocheux en faisant le lien entre les lacs identifiés en montagne et les cartes de propagation d'écroulements rocheux (Chapitre 3). Dans un premier temps, la Section 4.2.1 se concentre sur les lacs actuels tandis que la Section 4.2.2 s'intéresse aux conditions futures de la cryosphère en prenant en compte à la fois les lacs susceptibles de se former suite au retrait glaciaire et les cartes de propagation dans les conditions futures de permafrost de paroi (représentatives des conditions de permafrost supposées d'ici la fin du 21ème siècle).

Les résultats présentés dans les deux premières sections restent néanmoins préliminaires et sont discutés et mis en perspective dans la partie 4.2.3.

4.2.1. Identification de lacs qui pourraient être impactés dans les conditions actuelles d'englacement et de permafrost

Présentation de l'inventaire des lacs dans les Alpes françaises

Pour cartographier les lacs qui pourraient être impactés par des écroulements rocheux dans les conditions actuelles de la cryosphère, nous utilisons un inventaire de lacs qui a été réalisé pour l'ensemble des Alpes françaises par l'INRAE. Les contours des lacs ont été digitalisés manuellement sur la base d'orthophotos (IGN) acquises entre 2020 et 2023, en conservant uniquement les lacs > 1500 m d'altitude dans le MMB et > 2000 dans les autres massifs des Alpes françaises. Un exemple des lacs digitalisés dans le massif des Grandes Rousses est proposé dans la Figure 4.3. La table attributaire associée à cet inventaire donne notamment des informations sur la localisation, la superficie, le volume, l'altitude, le type de lac et de barrage de chaque lac (Figure 4.4). Les autres

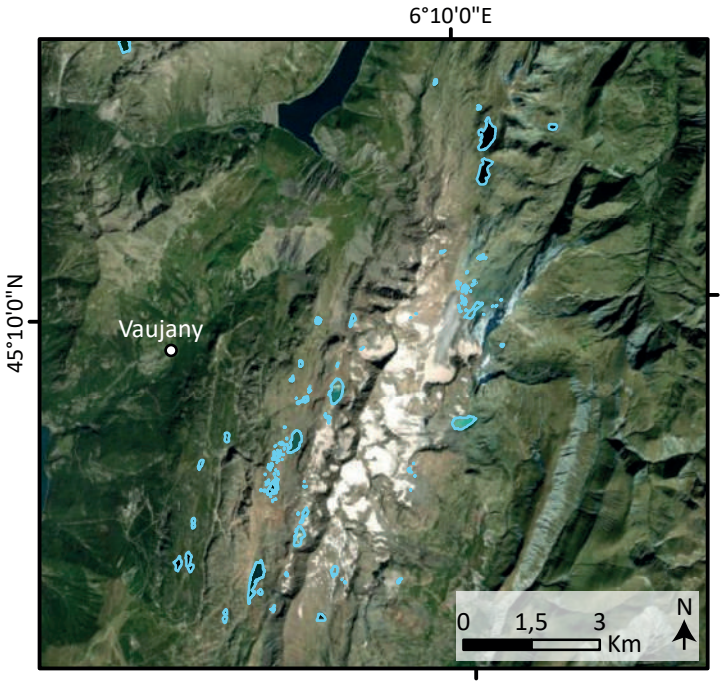


Figure 4.3 : Exemple des lacs digitalisés (contours bleus) dans le massif des Grandes Rousses (image aérienne ESRI, Maxar, Earthstar Geographics, et la « GIS User Community *»).*

informations figurant dans la table attributaire, ainsi que leur description, sont exposées dans les Annexe 14.

L'inventaire des lacs actuels comporte 1347 entités digitalisées manuellement. La superficie de ces lacs varie entre 6 et 601 972 m², avec une superficie moyenne de 11 845 m². Dans cet inventaire, une différence est faite entre le **volume calculé** pour l'ensemble des lacs (d'après la relation établie par Huggel *et al.* (2002) et le **volume mesuré** pour quelques lacs seulement (qui correspond au volume mesuré lors de campagnes de terrain *in-situ*). Le volume moyen pour l'ensemble des lacs est de 139 125 m³ (volume calculé selon Huggel *et al.*, 2000), tandis que le volume médian est de 8887 m³. Ces lacs ont été répertoriés selon un seuil d'altitude fixé à 1500 m dans le MMB et 2000 m dans le reste des Alpes françaises. Le lac qui dispose à la fois de la superficie et du volume les plus élevé est celui de Bissorte. Ce dernier est d'origine anthropique (barrage) et se situe à 2060 m d'altitude sur la commune d'Orelle, dans le massif des Cerces (Figure 4.4).

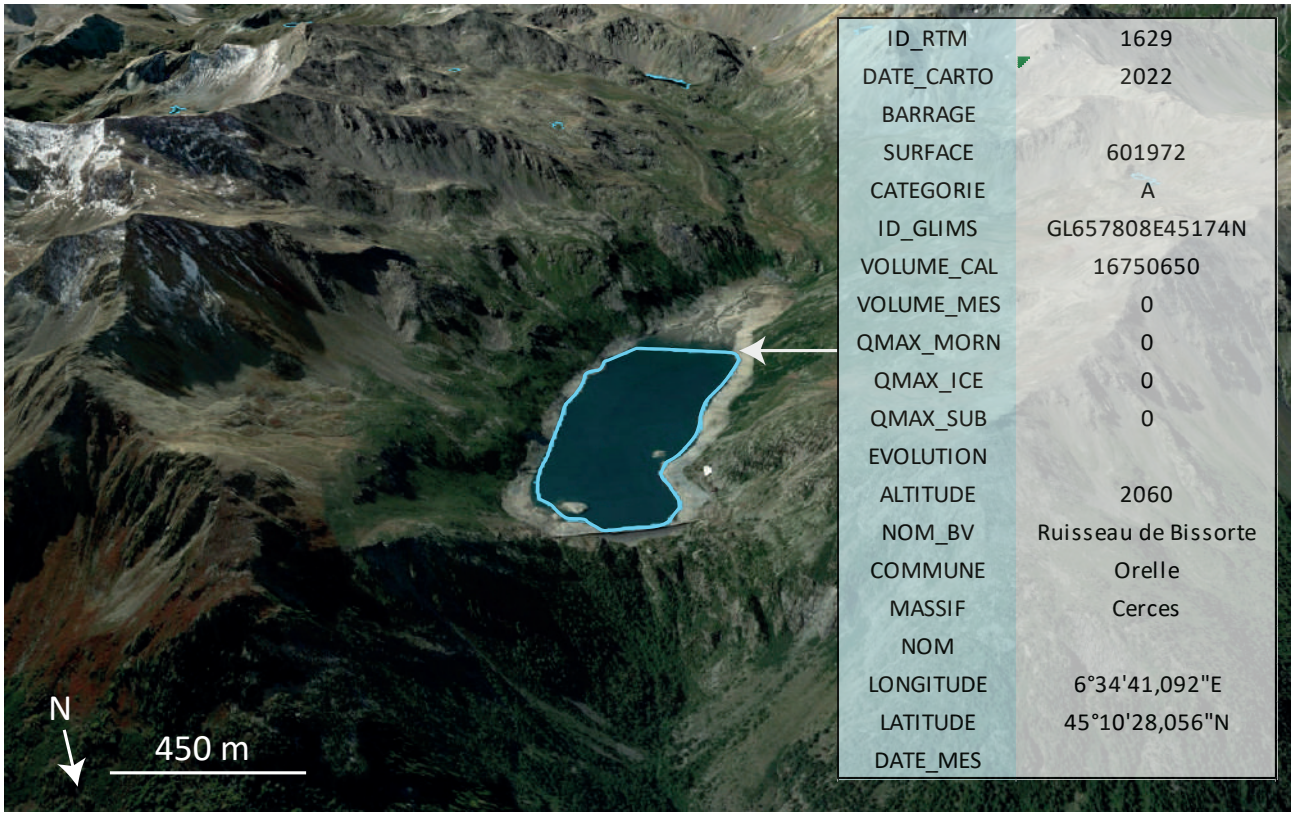


Figure 4.4 : Le lac de Bissorte, le plus étendu et volumineux digitalisé dans la base de données des lacs répertoriés sur la base d'orthophotos acquises entre 2020 et 2023 (image Google Earth*). La figure donne les informations principales de la table attributaire.*

Identification des lacs formés sur la période 2020-2023 situés dans des zones de propagation potentielles : résultats préliminaires

Afin d'identifier les lacs qui pourraient se trouver sur des trajectoires d'écroulements rocheux, nous avons croisé l'inventaire des lacs avec les cartes de propagation présentées dans la Publication n°1. Pour ce faire, nous avons utilisé les cartes réalisées avec un scénario à limite de propagation élevée (scénario qui permet les distances de propagation les plus étendues (log 10^{-6})), ainsi que celles réalisées avec un scénario à limite de propagation basse (scénario dont les distances de propagation sont les plus courtes (log 10^{-2})). Ces scénarios de propagation ont été réalisés sur la base d'un inventaire d'écroulements rocheux aux volumes <500 000 m³. Cependant, en cas d'évènements majeurs (> 1 M m³) tels que des avalanches rocheuses, il est possible que la

propagation soit plus importante. Les scénarios proposés ici sont donc relativement conservateurs en cas d'évènements majeurs.

Parmi les 1347 lacs inventoriés, 90 se trouvent des zones qui pourraient être atteintes par des écroulements rocheux dans les conditions actuelles de permafrost avec une limite de propagation élevée ; 53 avec une limite de propagation basse (Figure 4.5). Le détail du nombre de lacs par zone est donné dans le Tableau 4.1.

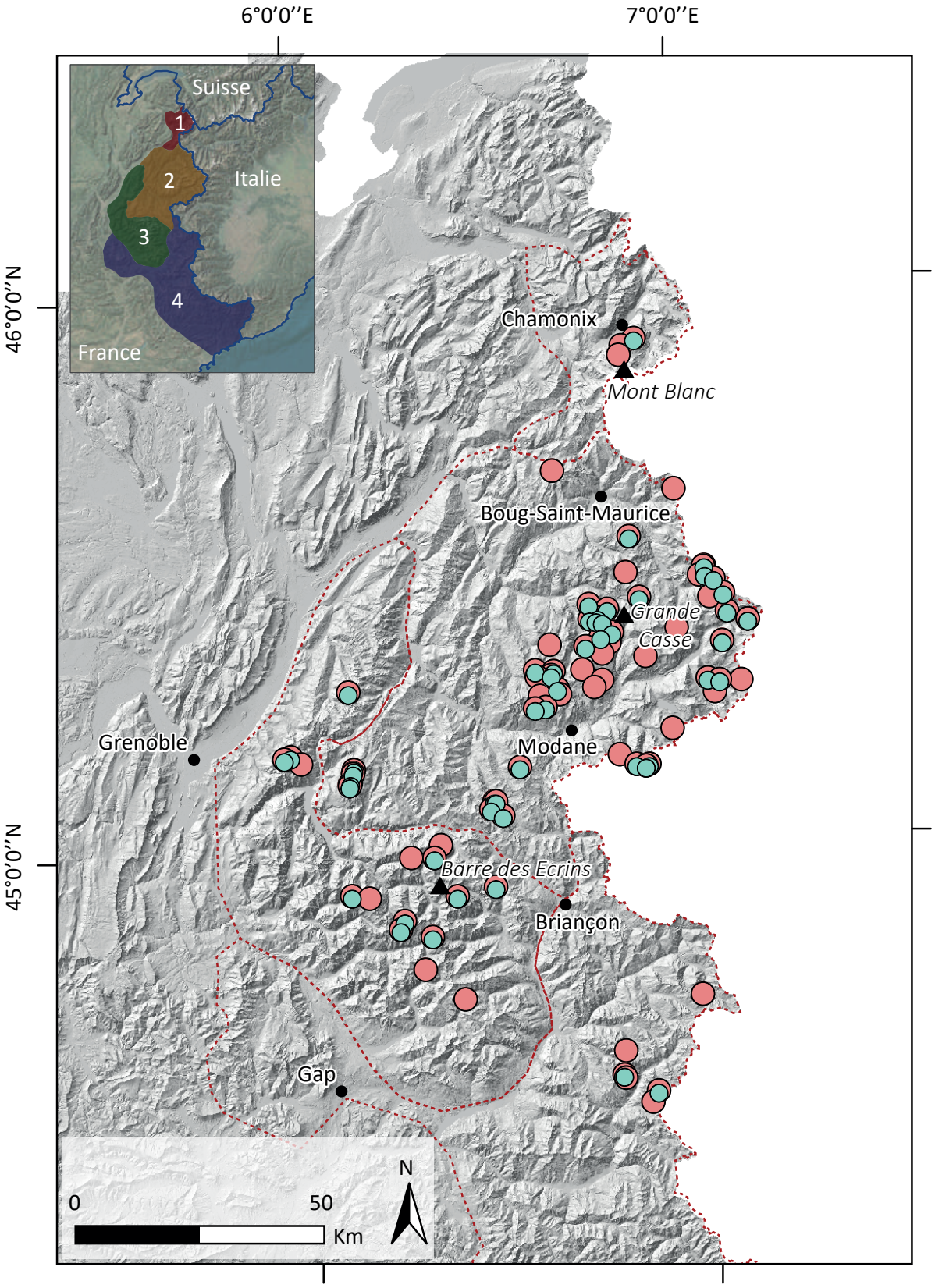
		ZONE 1	ZONE 2	ZONE 3	ZONE 4	TOTAL ALPES FRANÇAISES
NOMBRE DE LACS	Limite de propagation basse	1	40	10	2	**53**
	Limite de propagation élevée	3	65	16	6	**90**

Tableau 4.1 : Nombre de lacs situés sur la trajectoire d'un écroulement rocheux modélisée avec RockavELA. Le tableau donne le détail par zone et pour l'ensemble des Alpes françaises et montre les différences entre les scénarios de propagation utilisés dans RockavELA (limite de propagation basse et élevée). La zone 1 correspond au MMB et au massif des Aiguilles Rouges. La zone 2 correspond aux massifs des Alpes Grées, de la Vanoise, de la Lauzière, des Grandes Rousses, de Arves, des Cerces et du Mont Cenis. La zone 3 correspond aux massifs des Belledonnes, du Taillefer, des Écrins, de l'Oisan, du Pelvoux, du Combeynot, et des Écrins-Champsaur. La zone 4 correspond aux massifs du Dévoluy, du Queyras, de l'Ubaye, des Trois Evêchés, du Pelat et du Mercantour.

Parmi les lacs qui se situent dans les zones de propagation, 56 % ont une susceptibilité d'atteinte > 10 %, et 3 % ont une susceptibilité d'atteinte > 50 % (résultats obtenus avec un scénario à limite de propagation élevée ; Tableau 4.2).

Susceptibilité d'atteinte (%)	Nombre de lac		Pourcentage de lac par catégorie de susceptibilité d'atteinte (%)	
	Limite de propagation basse ($log10^{-2}$)	Limite de propagation élevée ($log10^{-6}$)	Limite de propagation basse ($log10^{-2}$)	Limite de propagation élevée ($log10^{-6}$)
>1	53	90	100	100
>10	33	50	62	56
>20	21	31	40	34
>30	9	14	17	16
>40	7	6	13	7
>50	1	3	2	3

Tableau 4.2 : Nombre de lacs se trouvant sur la trajectoire d'un écroulement rocheux modélisée avec RockavELA en fonction de la susceptibilité d'atteinte. La susceptibilité d'atteinte donne une indication sur la concentration de trajectoires qui atteignent un lac.



Lacs formés sur une trajectoire potentielle d'écroulement rocheux calculée avec une limite de propagation élevée ($log10^{-6}$)

Lacs formés sur une trajectoire potentielle d'écroulement rocheux calculée avec une limite de propagation basse ($log10^{-2}$)

Figure 4.5 : Lacs inventoriés sur la base d'orthophotos acquises entre 2020 et 2023 qui se situent sur une trajectoire d'écroulement rocheux modélisée par RockavELA avec une limite de propagation basse (log 10-2) et une limite de propagation élevée (log 10-6).

Les Figures 4.6 et 4.7 présentent deux lacs qui pourraient potentiellement être impactés et dont l'indice de susceptibilité d'atteinte est élevé. Le premier exemple concerne le lac de la Patinoire (Zone 2, Vanoise), dont le volume mesuré est de 1 922 130 m³ (Figure 4.6).

Le lac de la Patinoire est traversé par des trajectoires d'écroulement rocheux dont la valeur de susceptibilité d'atteinte maximale est égale à 28 %, ce qui signifie que sur les 100 itérations du modèle *RockavELA* dans le bassin versant correspondant, le lac est atteint 28 fois. Dans cet exemple, la TAMSP dans la zone de départ supposée est comprise entre 0 et 2°C, ce qui représente des conditions de permafrost favorables au déclenchement d'écroulement rocheux (*cf*. Publication n°1, Chapitre 3.1). Cet exemple est particulièrement intéressant car il s'agit d'un lac qui s'est formé en raison d'un barrage morainique et qui a déjà été atteint par une avalanche de séracs en 1964 (Mougin, 2001). Le barrage du lac s'était alors en partie rompu (*cf*. Publication n°2, Section 4.1), entrainant une partie des matériaux morainiques sous la forme d'une lave torrentielle qui s'est propagée jusqu'à Pralognan-La-Vanoise à l'aval.

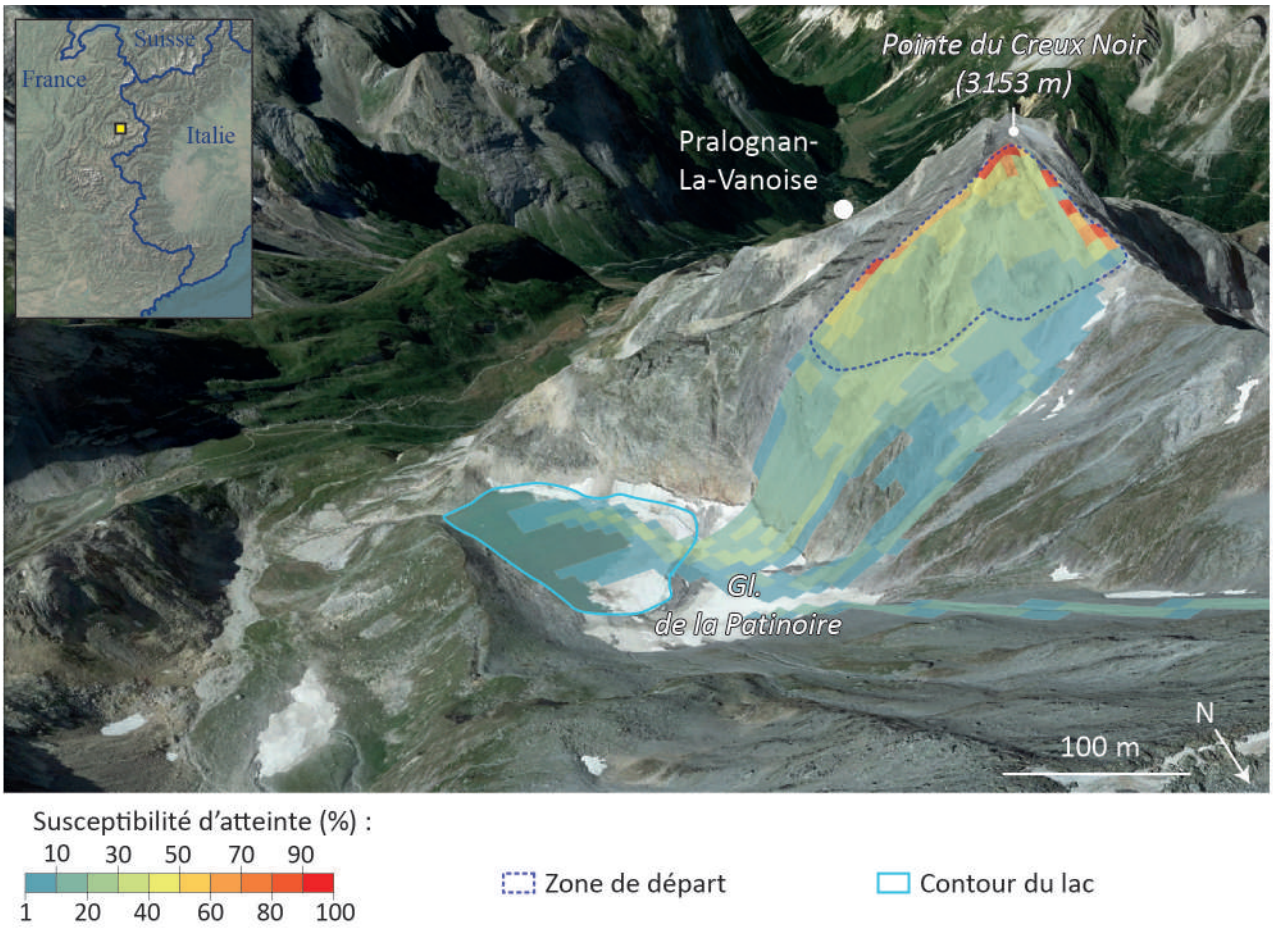


Figure 4.6 : Exemple d'un lac potentiellement atteignable par des écroulements rocheux modélisés avec RockavELA *(limite de propagation basse : log 10⁻²) : le lac de la Patinoire (massif de la Vanoise) (Image Google Earth).*

Le second exemple concerne les lacs des Rouies et de la Muande sur la commune de Saint-Christophe-en-Oisans (Zone 3 ; Figure 4.7). Le premier lac identifié, le lac des Rouies, se situe à 2073 m d'altitude et présente une superficie de 81 115 m² pour un volume calculé (selon la méthode de Huggel *et al.*, 2002) de 972 651 m³. Le lac de la Muande se situe quant à lui à 2726 m d'altitude sur une superficie de 76 019 m² et avec un volume de 887 039 m³. Ces lacs montrent des volumes particulièrement importants et se situent dans des secteurs qui concentrent un nombre

important de trajectoires modélisées (susceptibilité d'atteinte maximale de 33 % pour le lac de la Muande et 44 % pour le lac des Rouies). De plus, ils se situent au pied de parois aux TAMSP comprises entre -2 et 2°C, particulièrement favorables au déclenchement d'écroulement rocheux (*cf*. Publication n°1, Chapitre 3.1). Ils pourraient dès lors constituer des secteurs nécessitant un suivi. Cependant, il reste difficile d'établir une classification des lacs en fonction de leur niveau de susceptibilité d'atteinte. En effet, comme indiqué dans la Section 4.1, la susceptibilité d'atteinte ne renseigne que sur la concentration des trajectoires potentielles. Le choix du seuil de susceptibilité d'atteinte peut être ajusté en fonction de l'utilisation des cartes, et son interprétation en terme quantitatif reste soumise à un regard d'expert.

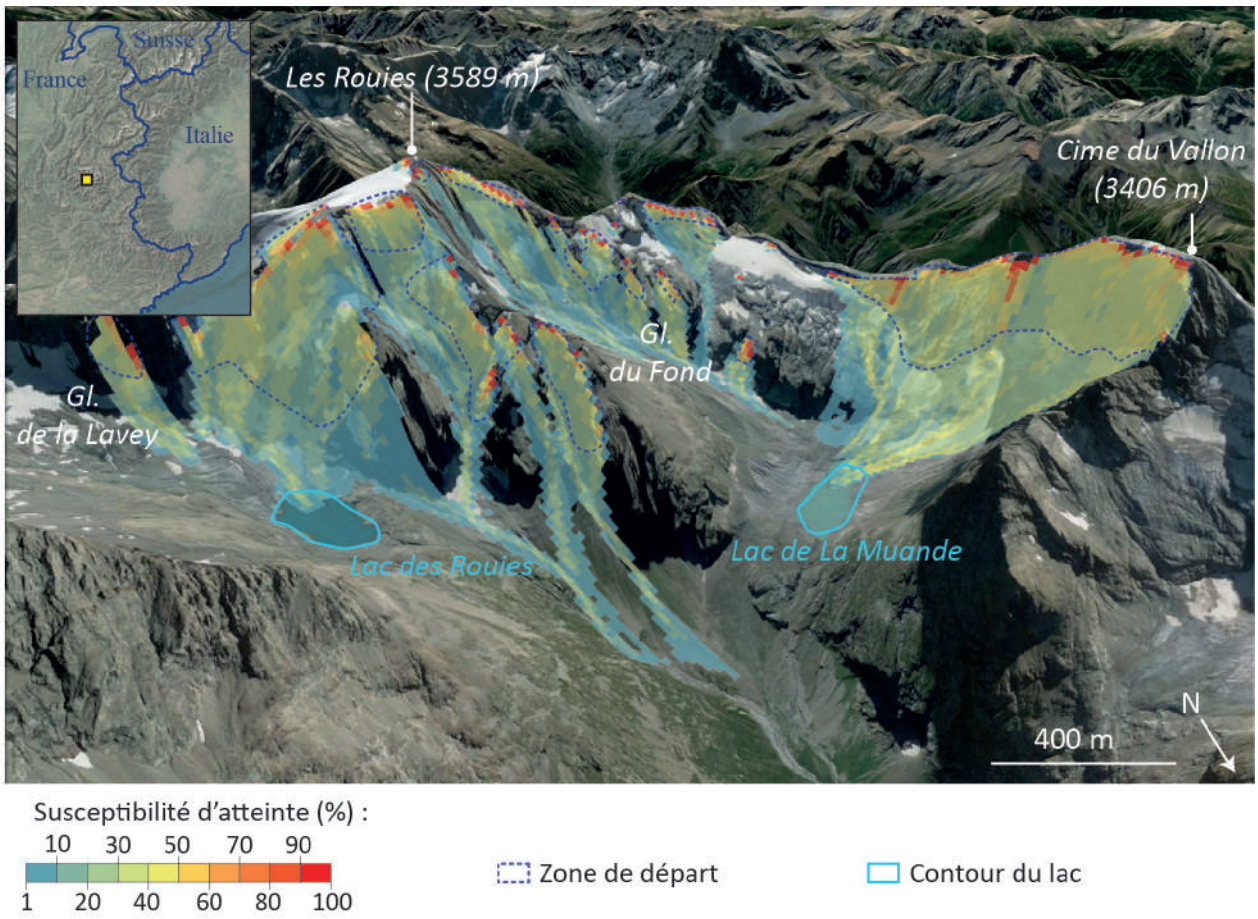


Figure 4.7 : Exemple de lacs potentiellement atteignables par des écroulements rocheux modélisés avec RockavELA *(limite de propagation basse : log 10^{-2}) : le bassin versant des Rouies et de la Muande (massif des Écrins) (Image Google Earth).*

4.2.2. Lacs impactés dans les conditions futures de dégradation de la cryosphère alpine

L'identification des secteurs pouvant représenter un risque de GLOFs dans le contexte de dégradation future de la cryosphère dans les Alpes françaises requière plusieurs étapes. Tout d'abord, nous avons repris les secteurs dans lesquels des lacs pourraient se former du fait du retrait glaciaire (Section 4.1), ainsi que la cartographie des secteurs qui pourraient se déstabiliser à l'avenir et des secteurs potentiellement atteignables par des écroulements rocheux dans les conditions de permafrost de la fin du 21ème siècle (Section 3.2). Le croisement entre les potentiels futurs lacs et les zones de propagation des écroulements peut permettre de déterminer quels sont les bassins versants pouvant représenter un risque de GLOF liés aux écroulements rocheux.

Identification des lacs qui pourraient se former suite au retrait glaciaire (*GlabTop* ; Publication n°2, Section 4.1) situés dans des zones de propagation potentielles : résultats préliminaires

Le croisement des cartes de propagation des écroulements rocheux dans les conditions futures de permafrost (de la fin du 21ème siècle) avec celles des lacs qui pourraient de se former à l'avenir suite au retrait glaciaire suggère que 27 lacs pourraient être atteints avec un scénario de propagation bas (log 10^{-2}) dans l'ensemble des Alpes françaises (Figure 4.8, Tableau 4.3). Parmi eux, 10 se situent dans le MMB (Zone 1), 5 dans les massifs de la Vanoise et des Grandes rousses (Zone 2), 10 dans le massif des Écrins (Zone 3), et 2 en Ubaye (Zone 4).

		ZONE 1	ZONE 2	ZONE 3	ZONE 4	TOTAL ALPES FRANÇAISES
NOMBRE DE LACS	Limite de propagation basse (log10^{-2})	10	5	10	2	**27**
	Limite de propagation élevée (log10^{-6})	22	11	16	2	**51**

Tableau 4.3 : Nombre de lac détectés par GlabTop et GlabTop 2 se situant sur la trajectoire d'un écroulement rocheux modélisé avec RockavELA (simulation réalisée pour les conditions de permafrost de la fin du 21ème siècle, c'est-à-dire avec des zones de départ correspondant aux secteurs dont la TAMSP < 0°C ; Section 3.2). Le tableau donne le détail par zone et pour l'ensemble des Alpes françaises, et montre les différences entre les scenarios de propagation utilisés dans RockavELA (limite de propagation basse et élevée).

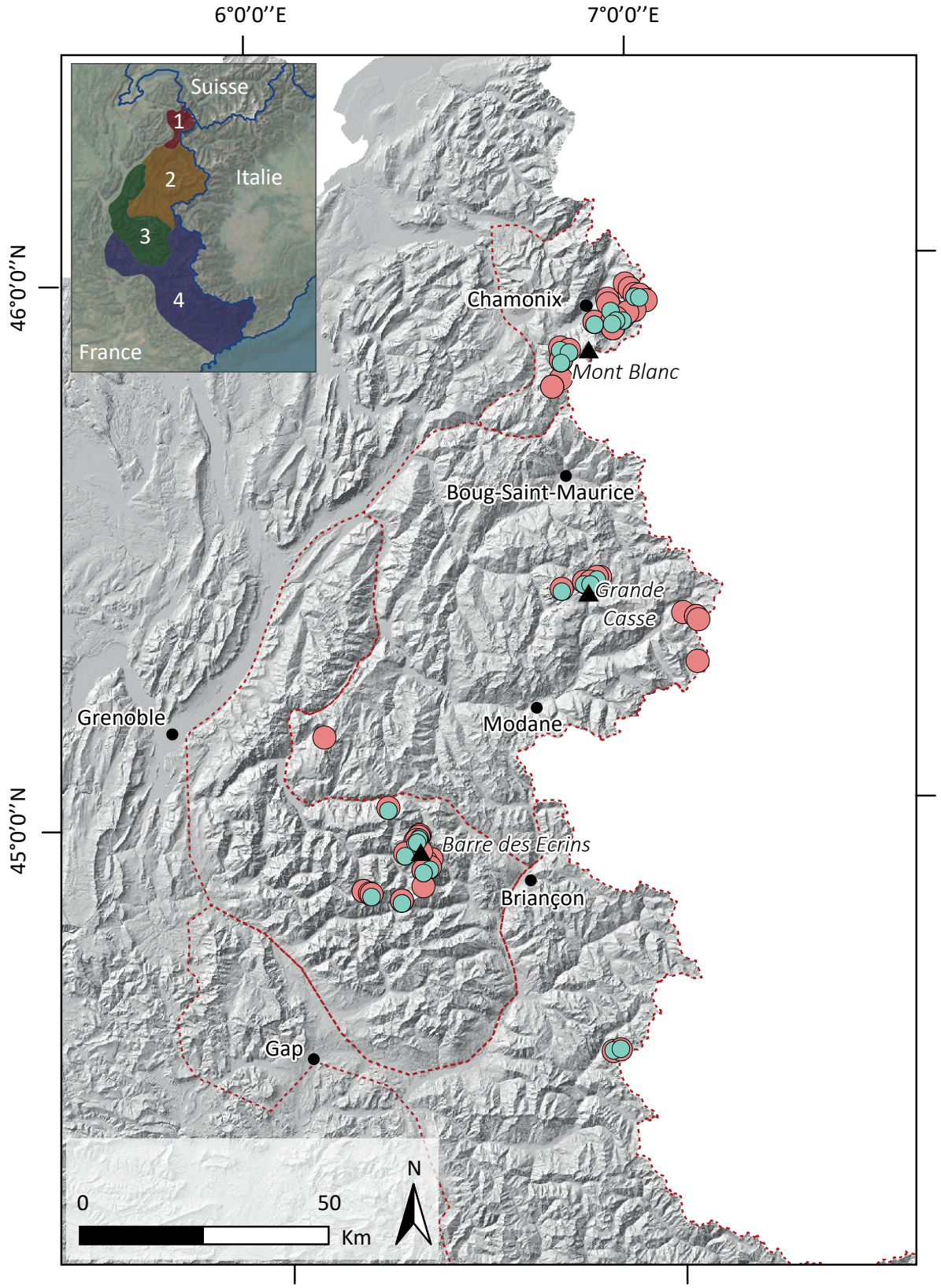
Parmi les lacs qui se situent sur la trajectoire de potentiels écroulements rocheux calculée avec un scénario à limite de propagation basse (log 10^{-2}), 78 % d'entre eux ont une susceptibilité d'atteinte > 10 %, 11 % ont une susceptibilité d'atteinte > 40 %, mais aucun lac ne se situe sur une zone de propagation dont la susceptibilité d'atteinte > 50 % (Tableau 4.4).

Susceptibilité d'atteinte (%)	Nombre de lac		Pourcentage de lacs par catégorie de susceptibilité d'atteinte (%)	
	Limite de propagation basse (log10^{-2})	Limite de propagation élevée (log10^{-6})	Limite de propagation basse (log10^{-2})	Limite de propagation élevée (log10^{-6})
>1	27	51	100	100
>10	21	36	78	71
>20	17	30	63	59
>30	8	15	30	29
>40	3	6	11	12
>50	0	1	0	2

Tableau 4.4 : Nombre lacs détectés par GlabTop et GlabTop 2 se trouvant sur la trajectoire d'écroulements rocheux modélisés avec RockavELA en fonction de la susceptibilité d'atteinte. La susceptibilité d'atteinte donne une indication sur la concentration de trajectoires qui atteignent un lac.

Sur les 27 lacs qui se situent dans les zones de propagation, 12 ont une susceptibilité moyenne à très forte de se former (niveau de confiance ≥3/5 ; Publication n°2, Section 4.1), et 3 sont parmi les lacs qui se sont déjà formés depuis 2006-2009.

Par ailleurs, 51 potentiels futurs lacs se trouveraient dans des zones atteignables avec une limite de propagation élevée (log 10^{-6}), dont 22 dans le MMB, 11 en Vanoise ou dans les Grandes Rousses, 16 dans les Écrins, et 2 en Ubaye (Tableau 4.3).



Potentiels futurs lacs sur une trajectoire potentielle d'écroulement rocheux calculée avec une limite de propagation élevée ($log10^{-6}$)

Potentiels futurs lacs sur une trajectoire potentielle d'écroulement rocheux calculée avec une limite de propagation basse ($log10^{-2}$)

Figure 4.8 : Futurs lacs détectés par GlabTop *et* GlabTop 2 *qui se trouveraient sur une trajectoire d'écroulement rocheux modélisé par* RockavELA *avec une limite de propagation basse (log 10^{-2}) et une limite de propagation élevée (log 10^{-6}).*

Parmi les lacs qui se trouveraient sur la trajectoire de potentiels écroulements rocheux calculés avec un scénario à limite de propagation élevée (log 10^{-6}), 71 % ont une susceptibilité d'atteinte > 10 %, 12 % ont une susceptibilité d'atteinte > 40 %, et 2 % ont une susceptibilité d'atteinte > 50 % (Tableau 4.4).

Parmi ces lacs qui se situeraient sur la trajectoire d'écroulements rocheux, 24 ont une susceptibilité moyenne à forte de se former (niveau de confiance ≥3/5) et 6 autres se sont déjà formés depuis 2006-2009 (Tableau 4.5). Par ailleurs, les trois potentiels futurs lacs qui ont une susceptibilité très forte de se former (5/5) se situent dans le MMB et sont ceux de Talèfre (*e.g.* Figure 4.9), Bionnassay (*e.g.* Figure 4.10) et Tré-la-Tête. Ces trois lacs, relativement bas en altitude (respectivement 2595 m, 2127 m et 2394 m), sont susceptible de se former dans les décennies à venir d'après la modélisation de retrait glaciaire de Zekollari *et al.* (2019). Un petit lac était d'ailleurs déjà visible en 2021 au front du glacier de Talèfre au niveau du surcreusement prédit (Figure 4.9).

INDICE DE CONFIANCE	**NB DE LACS IMPACTES (**limite de propagation basse ; log10^{-2}**)**	**NB DE LACS IMPACTES (**limite de propagation élevée ; log10^{-6}**)**
1/5	4	4
2/5	8	13
3/5	7	12
4/5	4	9
5/5	1	3
LACS FORMES DEPUIS 2006-2009	3	6
LACS NON FORMES DEPUIS 2006-2009	0	4
NB TOTAL LAC IMPACTES	**27**	**51**

Tableau 4.5 : Nombre de lacs détectés par GlabTop et GlabTop 2 se trouvant sur la trajectoire d'écroulements rocheux modélisés avec RockavELA en fonction de la susceptibilité qu'un lac se forme dans le surcreusement prédit (Publication n°2). La simulation de propagation est réalisée pour les conditions de permafrost de la fin du 21ème siècle, c'est-à-dire avec des zones de départ correspondant aux secteurs dont la TAMSP < 0°C (Section 3.2).

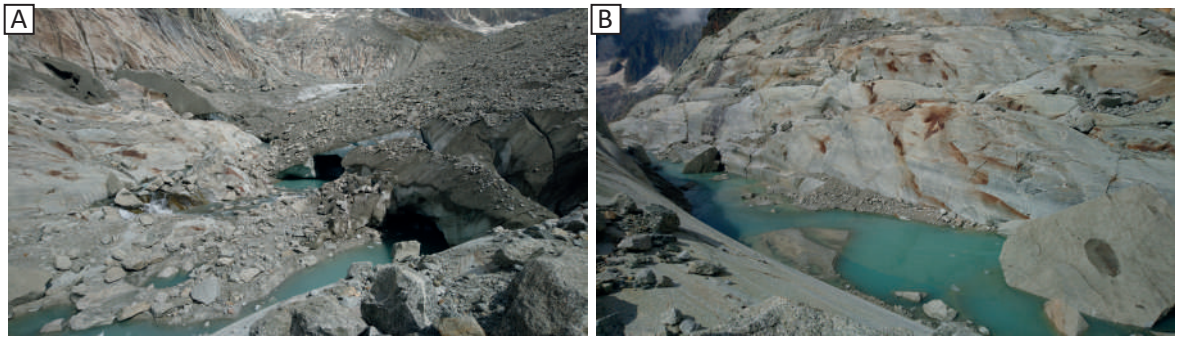


Figure 4.9 : Formation d'un lac au front du glacier de Talèfre, MBM. A: Vue vers l'amont du Glacier de Talèfre. B: Vue en dirrection de l'aval. (ph. 09/10/2021).

Parmi les lacs identifiés comme étant à risque, on retrouve ceux qui pourraient se former suite au retrait du glacier de Bionnassay (MMB) ou des glaciers de Rosolin et de l'Épena (massif de la Vanoise).

L'exemple du bassin versant de Bionnassay est particulièrement intéressant car il présente un lac (Figure 4.10 ; lac indiqué par une flèche rouge) dont la susceptibilité de se former est forte (indice 5/5 ; Publication n°2) et qui se situerait relativement bas en altitude (2394 m). Il pourrait

donc apparaître dans un avenir proche. Sa superficie est estimée à 50 000 m² tandis que son volume modélisé serait de 718 447 m³ d'après les modélisations *GlabTop*. Comme l'indique la Figure 4.10, il se situerait au pied de pentes ayant des conditions de permafrost favorables au déclenchement d'écroulements rocheux (TAMSP comprises entre -4 et 2°C). D'après les modélisations utilisant *RockavELA*, il pourrait être impacté par des écroulements rocheux (susceptibilité d'atteinte : 41 %). Il s'agit donc d'un secteur d'intérêt pour la surveillance des futurs risques de GLOFs.

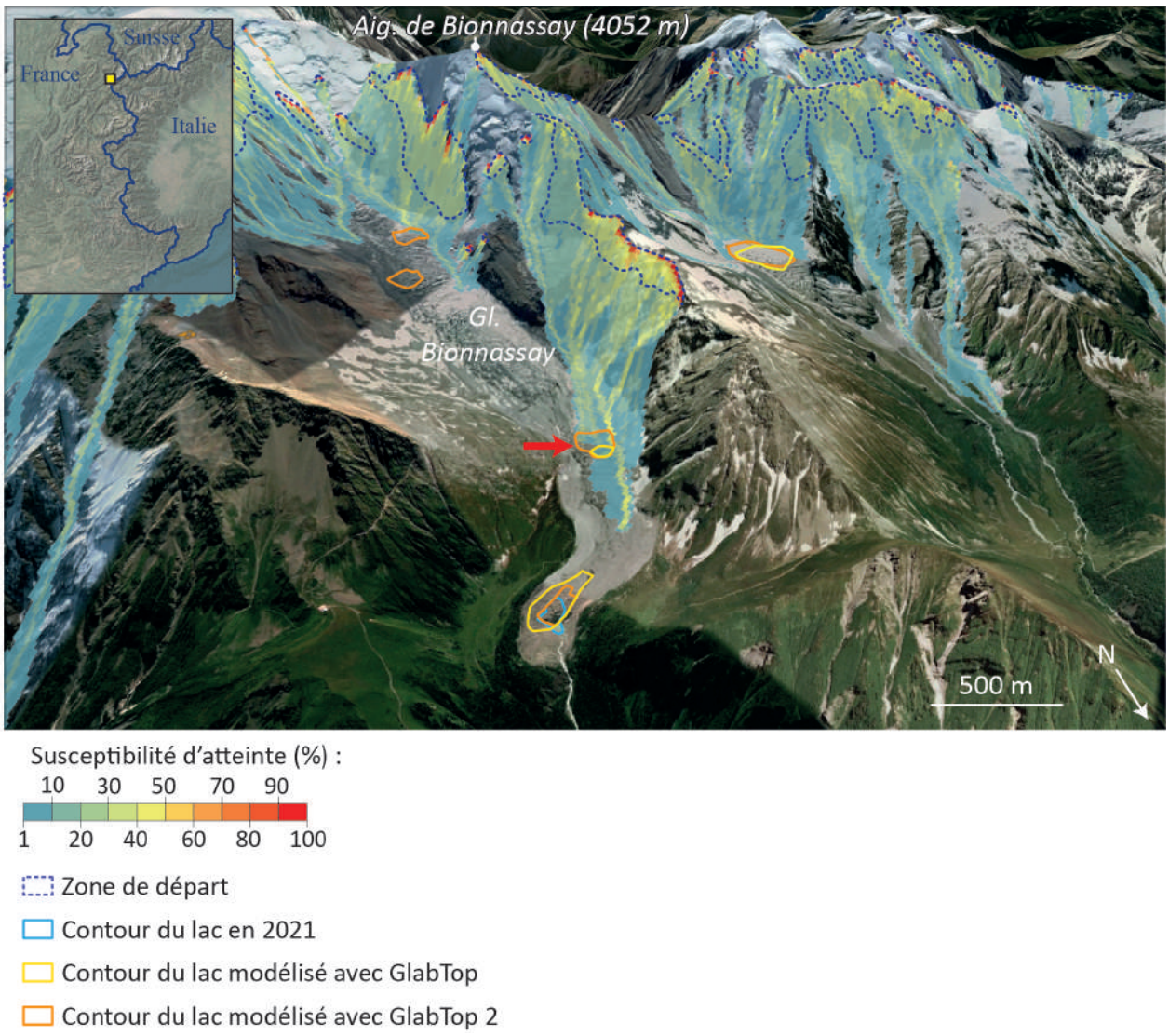


Figure 4.10 : Exemple de lacs potentiellement atteignables par des écroulements rocheux modélisées avec RockavELA *(limite de propagation basse : log 10^{-2}) : le bassin versant de Bionnassay (MMB). Le surcreusement modélisé par GlabTop (2) qui pourrait représenter un risque dans les années à venir est indiqué par la flèche rouge (Image Google Earth).*

La Figure 4.11 illustre également le fait que les lacs qui se formeraient suite au retrait des glaciers du Rosolin et de l'Épena (massif de la Vanoise) pourraient être impactés par un éventuel écroulement. Les lacs au niveau du glacier de l'Épena ont une susceptibilité de se former moyenne (indice 3/5), tandis que celui du glacier du Rosolin a une susceptibilité forte (indice 4/5) de se former. Tous se situent à l'aval de secteurs qui rassemblent des conditions favorables au déclenchement d'écroulements rocheux (TAMSP comprises entre -4 et 1 °C) et pourraient être traversés par des écroulements rocheux selon *RockavELA* (susceptibilité d'atteinte : 31 %). Ce bassin versant pourrait donc faire l'objet d'analyses complémentaires pour proposer une évaluation des risques plus approfondie à l'échelle du site.

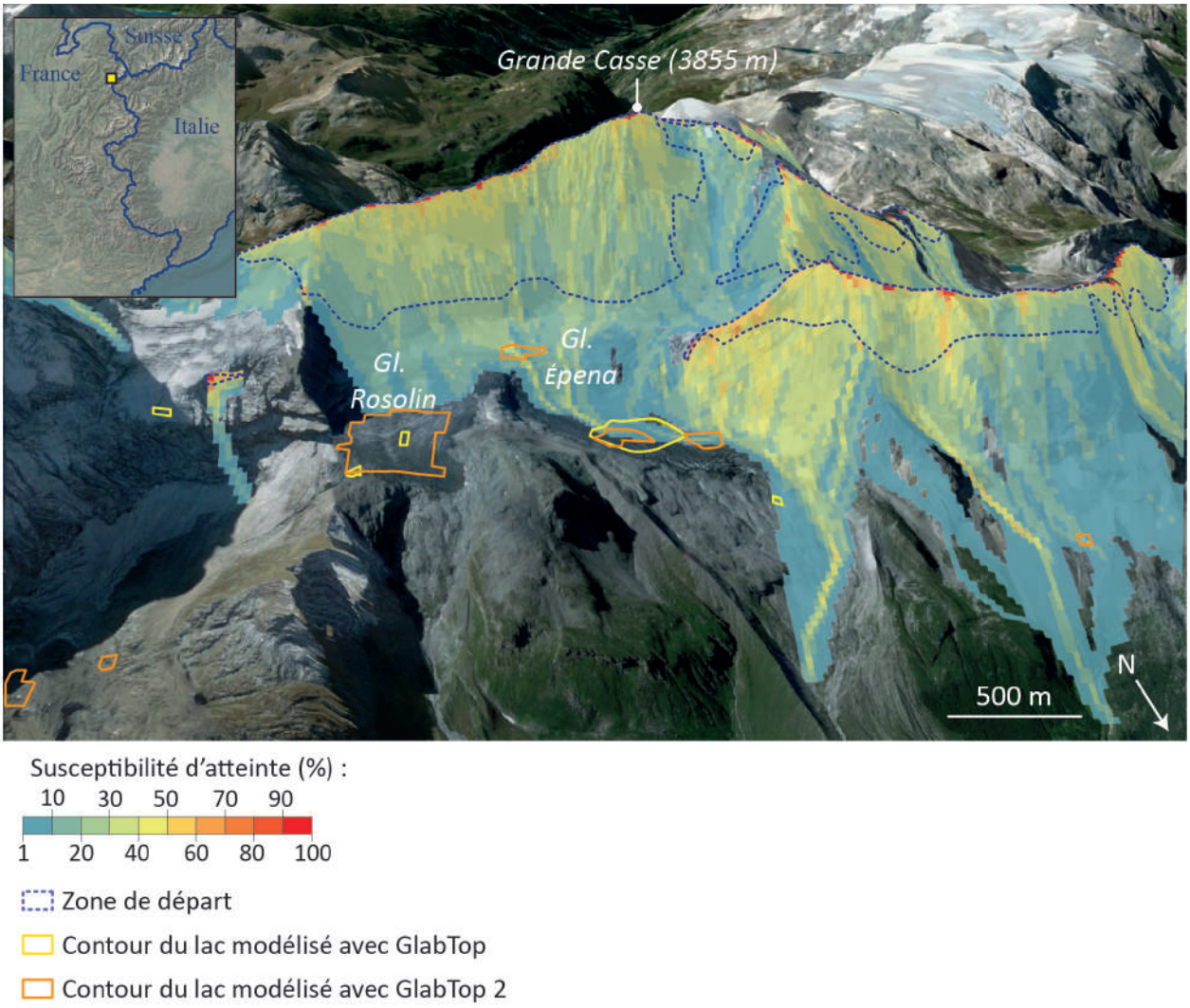


Figure 4.11 : Exemple de lacs potentiellement atteignables par des écroulements rocheux modélisées avec RockavELA *(limite de propagation basse : log 10^{-2}) : les bassins versants de l'Épena et du Rosolin (massif de la Vanoise) (Image Google Earth).*

Comme l'illustrent les Figures 4.10 et 4.11, la méthode proposée dans ce chapitre afin d'identifier, à l'échelle régionale, les futurs lacs qui pourraient se situer sur la trajectoire potentielle d'écroulements a permis de détecter des secteurs d'intérêt pour la gestion des futurs risques de GLOFs. Toutefois, les résultats obtenus dans les Alpes françaises restent pour l'instant préliminaires et nécessitent d'être discutés (Section 4.2.3).

4.2.3. Discussions et perspectives de recherche autour de l'identification de bassins versants à risque à une échelle régionale

Appréciation de l'évolution de la cryosphère

L'identification à une échelle régionale de bassins versants présentant un risque lié aux écroulements rocheux marque une étape préliminaire essentielle dans la prévention des risques liés à l'évolution de la cryosphère. Pour aller plus loin, il est nécessaire de définir un cadre temporel plus précis pour prévenir les aléas futurs, notamment en ce qui concerne la formation de lacs résultant du retrait glaciaire. L'intégration de modèles de retrait glaciaire (Zekollari *et al.*, 2019 ; Bolibar *et al.*, 2022) permettrait d'ancrer les résultats de la Section 4.1 dans un contexte temporel plus précis, évaluant ainsi la probabilité que les aléas potentiels surviennent à court, moyen,

ou long terme. Cette précision temporelle s'avère cruciale pour une meilleure anticipation des risques à venir.

Par ailleurs, les lacs qui pourraient se former suite au retrait glaciaire ces prochaines années/décennies pourraient se situer au pied de versants qui conserveront des conditions de permafrost favorables au déclenchement d'écroulements dans la mesure où le réchauffement du permafrost se fait sur des temps plus longs que le retrait glaciaire (Figure 4.12 ; Haeberli *et al.*, 2017).

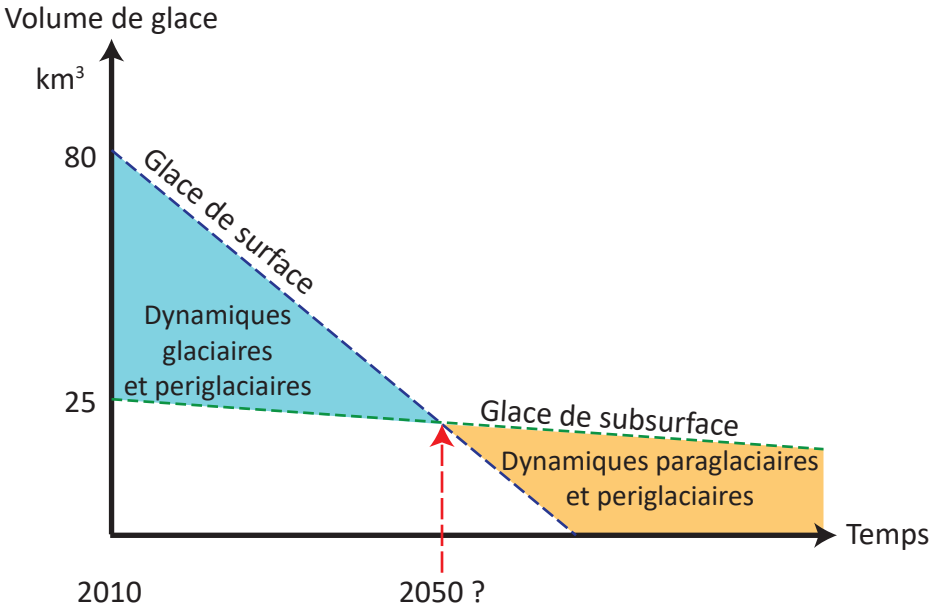


Figure 4.12 : Modèle d'évolution future des volumes de glace de surface (glaciers) et de subsurface (permafrost) dans les Alpes européennes (Traduit de Haeberli et al., 2017).

Identification et hiérarchisation des secteurs à risques : vers la définition d'un indice de risque ?

Les résultats préliminaires présentés ci-dessus nécessitent une exploration approfondie afin d›établir une base solide pour la prévention et la gestion des risques liés aux écroulements rocheux. En effet, à travers ce niveau d'identification des lacs d'origine glaciaire qui se trouveraient sur la trajectoire d'écroulements rocheux, il est difficile de privilégier des secteurs dans lesquels mener des investigations plus approfondies. Une perspective essentielle serait de compléter cette phase d'identification initiale en proposant une classification des lacs pour les hiérarchiser en fonction de leur « niveau de risque ». Une approche consisterait à élaborer un indice de risque intégrant des critères à la fois qualitatifs et quantitatifs pour définir un niveau de risque spécifique à chaque lac. Parmi ces critères, pourraient figurer :

- **La valeur de « susceptibilité d'atteinte » des cartes de propagation** : la susceptibilité d'atteinte est à interpréter avec précaution en terme quantitatif dans la mesure où elle représente une concentration de trajectoires modélisées, et non pas une probabilité d'être atteint par un écroulement (*cf*. Publication n°1). Dans ce travail doctoral, nous avons donc considéré toutes les zones qui présentent une susceptibilité d'atteinte > 1 % comme ayant un risque d'être impactées par des écroulements. Cependant, le choix de ce seuil est subjectif et pourrait devenir, dans des études à venir, un critère pour identifier quels lacs se situent dans les secteurs qui concentrent le plus de trajectoires modélisées.

- **L'indice de susceptibilité des lacs de se former** : cet indice est proposé sur des critères morphologiques (Publication n°2) et pourrait aider à identifier les potentiels futurs lacs (détectés avec *GlabTop* et *GlabTop 2*) qui sont les plus susceptibles de se formés à l'avenir.

- **Caractéristiques morphologiques du lac** : les caractéristiques morphologiques du lac telles que son volume, sa possibilité d'évolution, ou encore le type de barrage du lac, sont des critères généralement utilisés dans la littérature pour évaluer le risque de GLOFs (McKillop et Clague, 2007 ; Islam et Patel, 2022), et constituent des informations dont nous disposons dans les inventaires de lacs utilisés dans ce chapitre. Le type de barrage du lac (ex : rocheux, morainique, anthropique, glace) permettrait par exemple d'identifier des situations qui pourraient amplifier les aléas liés à l'impact d'un écroulement rocheux dans un lac. En effet, si le barrage est morainique, il pourrait se rompre brutalement en cas d'impact par un écroulement rocheux (Haeberli *et al.*, 2016, 2017). Les matériaux qui le constituent peuvent alors être entrainés vers l'aval, générant des laves torrentielles qui pourraient se développer jusqu'en fond de vallée. (Byers *et al.,* 2018) La stabilité des moraines a par exemple été étudiée grâce à des collections de données *in-situ* (Clague et Evans, 2000; Hambrey *et al.*, 2008; Fujita *et al.*, 2009). Par ailleurs, le volume du lac peut donner une indication sur la magnitude des aléas en cascade potentiellement générés par une vidange brutale (Iribarren *et al.*, 2014 ; Islam et Patel, 2021) et une relation entre le volume du lac et le pic de crue peut être calculé empiriquement (Huggel *et al.*, 2002 ; McKillop et Clague, 2007 ; Fujita *et al.*, 2013 ; Islam et Patel, 2022). Enfin, il pourrait être intéressant de prendre en compte les possibilités d'évolution du lac qui pourraient renseigner sur l'éventualité qu'il s'élargisse d'avantage et que les conséquences d'une GLOF soit plus importante (Bolch *et al.*, 2011), ou bien qu'il soit comblé par des sédiments (Zemp *et al.*, 2005).

- **La présence ou l'absence d'enjeux à l'aval** : ce critère nécessiterait dans un premier temps de cartographier à l'échelle des Alpes françaises les différents enjeux et de les numériser dans un SIG. Cela soulève de nombreuses questions liées à la définition même des « enjeux ». Faut-il se baser uniquement sur le matériel (ex : le bâtit), ou sur des lieux qui concentrent du public (ex : infrastructure touristique, itinéraire de randonnée ou d'alpinisme) ? Faut-il prendre en compte les conséquences économiques ou symboliques qui peuvent être engendrées par un écroulement rocheux, et les aléas en cascade qu'il peut engendrer ? Faut-il au contraire se concentrer uniquement sur le nombre de vies qui pourrait être impactées ? Faut-il classer les enjeux en se basant sur la valeur d'une infrastructure (valeur symbolique/économique) ou sur le volume de personnes qu'elle peut accueillir ? Il s'agit d'autant de questions auxquelles il faudra répondre afin de définir et de cartographier les enjeux.

Attribuer des valeurs à ces critères permettrait de créer un « indice de risque » afin de hiérarchiser les lacs présentant un risque d'être impacté par un écroulement. Cependant, cette approche quantitative du risque soulève de nombreux défis, et l'inclusion d'analyses qualitatives reste indispensable pour une hiérarchisation des risques adaptée à chaque territoire.

Conclusions du Chapitre 4

Ce chapitre avait pour but de proposer une méthode d'identification des lacs qui pourraient être atteints par des écroulements rocheux dans les conditions actuelles et futures de la cryosphère, en se concentrant sur les conditions de permafrost et d'englacement. La première section (Section 4.1) a exposé la méthode utilisée pour détecter des surcreusements sous-glaciaires dans lesquels des lacs pourraient se former suite au retrait glaciaire à travers l'utilisation des modèles *GlabTop* et *GlabTop 2*. Dans l'ensemble des Alpes françaises, 139 surcreusements ont ainsi été prédits, dont 59 ont un niveau de confiance ≥ 3/5, c'est-à-dire une susceptibilité de se former moyenne à forte d'après des critères morphologiques issus de la méthode de Frey *et al.* (2010). Ce travail, qui a donné lieu à une publication dans la revue *Géomorphologie – Relief, Processus et Environnement* (Publication n°2), est une première étape essentielle pour identifier les secteurs qui pourraient représenter un risque de GLOF à l'avenir.

La seconde section (Section 4.2) a permis d'identifier des lacs qui pourraient être atteints par des écroulements rocheux dans les conditions actuelles et futures de la cryosphère. Le croisement des cartes de propagation obtenues dans le Chapitre 3 avec les lacs inventoriés dans les Alpes françaises (base de données INRAE), et ceux qui pourraient se former à l'avenir (Publication n°2) a permis d'identifier 53 lacs existants et 27 potentiels futurs lacs qui se situant potentiellement sur la trajectoire d'un éventuel écroulement rocheux avec un scénario à limite de propagation basse. Cependant, avec un scénario de propagation élevée, ce sont 90 lacs existants et 51 potentiels futurs lacs qui se trouveraient sur la trajectoire d'un écroulement modélisé. Ce chapitre met donc en évidence que les seceturs identifiés comme étant à risque dans conditions actuelles de la cryosphère pourront ne pas être les mêmes dans les conditions futures.

Ce travail reste néanmoins préliminaire et devra être complété par des analyses plus approfondies, notamment dans le but de réaliser une classification des lacs qui pourraient être impactés en créant un indice de risque basé à la fois sur des critères quantitatifs et qualitatifs. Si cette étape n'a pas pu être réalisée au cours de ce travail doctoral, elle constitue néanmoins une perspective essentielle pour pouvoir proposer un outil de gestion des risques permettant de détecter, à une échelle régionale, des secteurs dans lesquels des études plus approfondies devraient être menées à l'échelle du site.

Conclusion de la Partie 2

La Partie 2 avait pour but de répondre à la question de recherche #1 : « *Peut-on, à partir des connaissances et données collectées au cours des deux dernières décennies de recherche, mieux appréhender les secteurs susceptibles d'être déstabilisés et cartographier leur zone de propagation ?*» (*cf*. Chapitre 2). Afin de répondre à cette question, nous avons proposé une méthode visant à évaluer et anticiper les risques liés à la dégradation de la cryosphère dans les Alpes françaises. Nous nous sommes notamment concentrés au cours de ce travail doctoral sur les écroulements rocheux en contexte de permafrost, ainsi que leurs impacts notamment pour ce qui concerne les lacs qui pourraient générer des aléas en cascade atteignant éventuellement les fonds de vallée. Le projet, basé sur les lignes directrices du GAPHAZ (GAPHAZ, 2017 ; Allen *et al.*, 2022), cherche à évaluer la stabilité des parois et à cartographier la propagation d'écroulements rocheux potentiels en utilisant des inventaires d'évènement historiques.

Le Chapitre 3 visait à proposer une méthode de cartographie des zones de départ et de propagation d'écroulements rocheux dans les Alpes françaises sur la base d'inventaires pour en analyser les conditions de déclenchement et de propagation. Dans la Publications n°1, nous avons analysé un premier inventaire composé de 1389 écroulements recensés dans le MBM entre 2007 et 2021. Cette base de données montre que plus de 98 % des écroulements se sont produits sous des TAMSP comprises entre -8 et 4°C, plus de 80 % entre -4 et +2°C, et 35 % entre -2 et 0°C. Selon trois niveaux de susceptibilité de déclenchement d'écroulements rocheux (appelés « RSI » pour *Rock slope failure Susceptibility Index*), les zones de départ pourraient s'étendre entre 34 km² avec le scénario 3 (parois les plus instables) et 284 km² avec le scénario 1 (le plus conservateur). Par ailleurs, la Publication n°1 utilise deux inventaires composés respectivement de 48 écroulements qui se sont produits en haute montagne et 3497 événements de plus basse altitude. L'analyse de ces deux bases de données montre des caractéristiques de propagation identiques malgré les différences de volumes, de lithologie et de substrat. L'analyse statistique de ces bases de données a permis de proposer trois scénarios de propagation basés sur les principes d'Angle de Ligne d'Énergie (ALE) et d'Aire Adimensionnée Sous le Profil (AASP). Ces scénarios, implémentés dans le modèle de propagation *RockavELA*, spécialement développé dans le cadre de ce travail doctoral, montre qu'une surface de 472 km² dans les Alpes françaises pourrait être atteinte par des écroulements rocheux provenant de parois à permafrost avec un scénario de propagation bas, et 586 km² avec un scénario de propagation élevé.

D'autre part, nous avons appliqué la même méthode afin de prendre en compte les conditions futures de dégradation de la cryosphère. En proposant une augmentation de la TAMSP de +4°C de façon linéaire sur l'ensemble des Alpes françaises, nous avons identifié 43,2 km² de parois qui pourraient potentiellement être instables à l'avenir et entre 196 km² et 245 km² de zones de propagations en fonction du scénario de propagation choisi.

Les résultats mis en avant dans le Chapitre 3 ont ainsi permis de mettre en évidence les zones qui pourraient être atteintes par des écroulements et des avalanches rocheuses, bien que les distances de propagation soient sous-estimées dans le cas des avalanches rocheuses du fait du paramétrage du modèle que nous avons utilisé (basé sur des inventaires d'écroulements). Il s'agit d'une première étape pour identifier des enjeux humains potentiellement à risque de se situer dans la trajectoire d'un écroulement (itinéraires d'alpinisme, infrastructures de haute montagne, zones touristiques).

Le Chapitre 4 a permis d'étudier les risques d'impact des lacs (principalement d'origine glaciaire) par des écroulements rocheux en prenant en compte les conditions actuelles et futures de la cryosphère. Nous avons en premier lieu identifié et caractérisé les surcreusements glaciaires dans lesquels des lacs pourraient se former à l'avenir dans les Alpes françaises. Les modèles *GlabTop* et *GlabTop 2* ont permis la modélisation de la topographie sous-glaciaire et l'identification 139 surcreusements dans lesquels des lacs seraient susceptibles de se former suite au retrait glaciaire dans les Alpes françaises. D'après l'analyse morphologique de la surface des glaciers au niveau des surcreusement prédits, 59 surcreusements ont une susceptibilité moyenne à forte de se former (niveau de confiance ≥ 3/5). Les surcreusements les plus larges, les plus profonds, les plus volumineux et à l'indice de confiance élevé se situent dans le MMB. 17 lacs se sont déjà formés dans les surcreusements prédits (> 0.01 km²) depuis 2006-2009, tandis que 15 autres ne se sont pas formés (car ils ont été comblés par des sédiments ou car la topographie s'est finalement avérée défavorable. Par ailleurs, 58 surcreusements glaciaires supplémentaires ont été détectés visuellement par une analyse morphologique des glaciers.

L'identification de ces lacs, qui peuvent provoquer ou amplifier des aléas naturels (*e.g.*, vidange brutale d'un lac), est une première étape essentielle pour anticiper d'éventuels aléas en cascade dans les prochaines décennies.

Enfin, le Chapitre 4 nous a permis de proposer une évaluation préliminaire des secteurs dans lesquels des aléas en cascade pourraient se produire en croisant les inventaires de lacs actuels et futurs avec les cartes de propagation obtenues dans le Chapitre 3. Ce travail identifie entre 53 et 90 lacs (recensés à partir d'orthophotos acquises sur la période 2020-2023) qui pourraient être atteints par des potentiels écroulements rocheux selon le scénario de propagation choisi. En ce qui concerne les lacs qui pourraient se former à l'avenir d'après les modélisations de *GlabTop* et *GlabTop 2*, entre 27 et 51 entités se trouveraient sur la trajectoire de potentiels écroulements rocheux qui se déclencheraient en contexte de permafrost.

Ces deux chapitres ont ainsi apporté des éléments de réponse à la question de recherche #1 en proposant une méthode, des outils, ainsi que des données pertinentes qui pourront à l'avenir aider les décideurs à mettre en place des stratégies d'anticipation et d'adaptation aux risques liés à la dégradation de la cryosphère. Ce premier axe de recherche constitue une étape essentielle dans l'évaluation et la gestion des risques liés au permafrost et aux aléas en cascade. L'identification de secteurs à risque à une échelle régionale permettra par la suite de déterminer des *hotspots* pour lesquels des études plus approfondies devraient être menées à l'échelle du site afin d'améliorer l'estimation des zones de départ et de dépôt potentielles grâce à des modèles à base physique.

Si la modélisation et la cartographie ont permis d'obtenir des informations sur l'évolution spatio-temporelle de ces aléas, l'identification des secteurs à risque ne peut s'opérer sans améliorer la compréhension des processus physiques et des mécanismes de déclenchement et de propagation des aléas gravitaires à l'échelle du site (*cf*. Partie 3).

PARTIE 3

IDENTIFICATION ET COMPRÉHENSION DES MÉCANISMES DE DÉCLENCHEMENT ET DE PROPAGATION DES ÉCROULEMENTS ET AVALANCHES ROCHEUSES EN CONTEXTE DE PERMAFROST À L'ÉCHELLE DU VERSANT

La partie 3 présente l'étude des facteurs de prédisposition, de déclenchement et de propagation de deux mouvements de versants en contexte de permafrost. Les méthodes mises en place pour rétro-analyser ces deux études de cas sont multiples car nous combinons des études géomorphologiques, des analyses météorologiques, des mesures *in-situ*, ou encore de la modélisation a base physique afin de répondre à la question de recherche #2 : « *Comment le développement des méthodes d'investigation du permafrost permet de comprendre le déclenchement des écroulements rocheux et leur propagation en haute montagne ?* ». Pour ce faire, nos objectifs sont doubles : (i) évaluer les facteurs de prédisposition, de déclenchement et de propagation de deux déstabilisations de versants qui ont eu lieux en contexte de permafrost grâce à une approche qui combine plusieurs méthodes d'investigation, et (ii) avoir un regard critique sur les méthodes utilisées, leurs apports et leurs limites pour la compréhension des facteurs thermo-hydro-mécaniques qui influencent le déclenchement et la propagation des mouvements de versant.

Ainsi, la Partie 3 sera divisée en deux Chapitres. Le Chapitre 5 présentera l'étude de cas d'une avalanche rocheuse qui s'est produite dans le Vallon d'Étache (Savoie) le 18 juin 2020. Cet évènement constitue un site d'étude remarquable pour étudier les conditions de déclenchement et de propagation des mouvements de versants. Le Chapitre 6 présentera quant à lui l'étude de l'écroulement rocheux qui a eu lieux sur la crête des Grangettes (Hautes Alpes) le 17 septembre 2020. Cette étude de cas présente de nombreuses limites dans l'application des méthodes d'investigations, et dans l'interprétation des résultats obtenus. Ces deux Chapitres permettront ainsi d'alimenter une réflexion sur l'importance du choix des sites d'études, du caractère unique qu'ils représentent, et des implications que cela peut avoir sur l'interprétation des résultats.

CHAPITRE 5

LE VALLON D'ÉTACHE : UN SITE REMARQUABLE POUR L'ÉTUDE DES CONDITIONS DE PRÉDISPOSITION, DE DÉCLENCHEMENT ET DE PROPAGATION D'UNE AVALANCHE ROCHEUSE EN CONTEXTE PÉRIGLACIAIRE

Chapter 5. Summary

Numerous studies have demonstrated a link between permafrost degradation and instabilities in high mountain rockwalls (e.g., Gruber and Haeberli 2007; Huggel et al. 2010; Ravanel and Deline, 2011; Ravanel et al., 2017; Tapia Baldis and Trombotto Liaudat, 2019; Savi et al., 2021). It remains necessary to document these destabilisations in order to improve the understanding of the triggering and propagation mechanisms involved in these instabilities, and to develop approaches for hazard assessment (Krautblatter et al., 2012).

Our study focuses on the rock avalanche (~ 225,000 m³; Publication n°3: Figure 4.A) that occurred in the Vallon d'Étache (Savoie, France) on 18 June 2020, at around 3,125 m altitude, in a valley strongly marked by glacial and periglacial landforms (Figure 5.1). Ice and water coating were immediately observed in the scar suggest the presence of permafrost (Figure 5.2; Publication n°3: Figure 3), but its state and evolution remains to be confirmed. The Permafrost Favourability Index map (PFI; Marcer et al., 2017; Publication n°3: Figure 2.B) suggests that the rock avalanche was triggered in an area where permafrost is present in nearly all conditions, while the rock model by Boeckli et al. (2012a) shows that the rock avalanche occurred in a zone where permafrost is present only in favourable conditions (Publication n°3: Figure 2.C). The rock avalanche deposit characteristics suggest a granular flow (Hungr et al., 2014; Deline et al., 2022) with well-defined margins (Publication n°3: Figure 4.A) and a heterogeneity in block size with grain size segregation (Publication n°3: Figure 4.A-B). The propagation distance is significant (1,350 m), although a substantial part of the volume (around 230,000 m³) remained near scar (upper part of the deposit).

The aim of this study is to decipher the factors that predispose, trigger, and propagate rock avalanches in high mountain environments (Figure 5.4). To achieve this goal, we analyse the meteorological, and permafrost conditions prior to the rock avalanche. We also combine *in-situ* measurements of ground temperature, geoelectrical surveys, and petrophysical analyses; and we use energy balance and permafrost modelling to assess the thermal regime of the ground, its recent evolution in the triggering area, and the role of water infiltration. Additionally, propagation simulations are carried out using a deep average model with Voellmy friction law. These simulations provide new insights into the complex processes involved in the propagation of rock avalanches.

The analysis of meteorological records reveals temperature anomalies of +1.59°C compared to the reference period 1991-2020 for the summer preceding the rock avalanche (Publication n°3: Figure 5-6). During the winter before the rock avalanche, exceptional precipitation anomalies were recorded, exceeding the 1991-2020 average by 41.6% (80 mm) at the Bessans weather station (altitude: 1713 m; Publication n°3: Figure 6-7). The Bonneval weather station (altitude: 1830 m) also measured particularly high snow depths during this winter, averaging 186 cm, which is +48% (60 cm) above the winter average for the period 2010-2019 (Publication n°3: Figure 8). Energy balance modelling shows a significant impact of these meteorological anomalies. Ground temperature anomalies were +5.5°C for the winter of 2020 compared to the reference period, and +4.1°C in the spring preceding the event, making it the highest anomalies since the beginning of the simulated time series (Publication n°3: Figure 11.A). Hydrological balance models also suggest exceptional potential water inputs, with an available water column (corresponding to snowmelt and rain) of 1522 mm—the largest water column since the start of the modelled time series in 1958; with an anomaly of +959 mm compared to the 1991-2020 period (Publication n°3: Figure 11.B and Figure 12).

At the multi-decametric scale, four geophysical profiles around the scar (Publication n°3: Figure 14) were conducted and coupled with petrophysical analyses in the laboratory on six rock samples collected along these profiles. They show high resistivity values (>10 kΩ·m), corresponding

to frozen materials according to the petrophysical measurements. The results indicate the presence of permafrost on the north-western slope (in the detachment scar area). Locally low resistivity values near the scar raise questions about possible water circulation, particularly around the fault indicated on the geological map (Publication n°3: Figure 2).

At the slope scale, two heat transfer simulations were carried out to model the evolution of subsurface temperatures (Publication n°3: Figure 13). The first simulation (#1) is forced with air temperature, while the second simulation (#2) takes into account the effect of snow, using energy balance model outputs as forcing data. Simulation #1 shows a strong horizontal temperature gradient (~8°C) between the south-eastern and north-western slopes. The second simulation presents a more realistic pattern, with snow tending to cool the south-eastern slope while warming the north-western face, as demonstrated in previous studies (Magnin et al., 2015b, 2017a). Simulation #1 suggests that the rock avalanche was triggered in an area with warm permafrost (> -2°C) and shows a significant rise in ground temperature since the 1990s. Simulation #2 suggests a transition from cold permafrost to warm permafrost, with a slight temperature variation until 2012, followed by a sharp increase over the past decade. The rock avalanche occurred after an exceptionally warm winter and spring. This significant warming, clearly visible in simulation #2, highlights the importance of considering the effect of snow in permafrost modelling.

Snow is a key factor in understanding the triggering processes (thermal and hydromechanical factors) of rock avalanches in high mountain environments.

The 3D reconstruction of the rock avalanche volume, obtained from photogrammetric surveys, allowed the creation of a high-resolution Digital Elevation Model (DEM) of the study area, as well as the measurement of the deposit thickness and its grain size distribution. This information plays a key role in understanding the propagation mechanisms. Indeed, the cross-comparison between the observed characteristics of the deposit (block size segregation, highly heterogeneous thicknesses between the edges, top, centre, and bottom of the deposit) and the results from granular flow simulations (Publication n°3: Figure 15) suggest that the propagation of the rock avalanche involved several distinct phases characterised by different rheological properties (granular and fluid phases). The study highlights the role of snow in the propagation processes, revealing that its incorporation into the deposit modifies the rheological properties and increases the mobility of the deposit's frontal part compared to the flow's tail.

Our multi-method approach provided valuable information and data for scientific communities interested in the destabilisation of permafrost-affected rockwalls. It highlights the complexity of the processes that predispose or trigger such rock avalanche at various spatial and temporal scales. Lastly, this study emphasised the need to analyse these phenomena through an integrated approach to gain a comprehensive understanding of these events, and to conduct detailed studies on specific processes such as permafrost warming and the possible role of water infiltration.

Chapitre 5. Le vallon d'Étache : un site remarquable pour l'étude des conditions de prédisposition, de déclenchement et de propagation d'une avalanche rocheuse en contexte périglaciaire

De nombreux travaux de recherche ont démontré un lien entre le réchauffement du permafrost et l'instabilité croissante des parois rocheuses de haute montagne (*e.g.*, Gruber and Haeberli 2007 ; Huggel *et al.* 2010 ; Ravanel et Deline, 2011 ; Ravanel *et al.,* 2017 ; Tapia Baldis et Trombotto Liaudat, 2019 ; Savi *et al.,* 2021), mais il reste nécessaire de documenter les déstabilisations afin d'améliorer la compréhension des mécanismes de déclenchement et de propagation pour développer des approches d'anticipation des aléas (Krautblatter *et al.*, 2012).

Notre étude porte sur l'avalanche rocheuse (environ 225 000 m^3) qui s'est produite dans le Vallon d'Étache (Savoie, France) le 18 juin 2020, après plusieurs jours de fortes précipitations. L'utilisation du terme d'avalanche rocheuse est discutable en raison de son volume modeste (environ 225 000 m^3), surtout si on le compare aux événements majeurs rapportés dans la littérature qui atteignent souvent plusieurs millions de mètres cubes (*e.g.* Dufresne *et al*., 2016 ; Coe *et al.,* 2018 ; Walter *et al.,* 2020 ; Shugar *et al.,* 2021). Si la mobilité de l'évènement (ratio H/L : 0,56), est faible en comparaison à d'autres événements, notamment au regard de son volume (*e.g.* Selby, 1993 et Scheidegger, 1973), les caractéristiques du dépôt (ségrégation de la taille des blocs) s'orientent néanmoins vers un processus d'écoulement granulaire, qui est l'un des aspects définissant une avalanche rocheuse (Hungr *et al.*, 2014 ; Deline *et al.,* 2022). Par conséquent, nous avons caractérisé cet événement comme une avalanche rocheuse.

L'objectif de cette étude est de déchiffrer les facteurs prédisposants et déclencheurs en combinant des méthodes (i) de suivi des températures de surface du terrain, (ii) de modélisation numérique de l'évolution du permafrost, (iii) de modélisation du bilan d'énergie, et (iv) de mesures géo-électriques interprétées à l'aide d'un modèle pétrophysiques afin d'apporter une description détaillée des mécanismes thermo-hydro-mécaniques à l'origine de l'avalanche rocheuse. Enfin, la reconstitution 3D à haute résolution du dépôt (modèle photogrammétrique), combinée à des simulations d'écoulement granulaire a permis d'améliorer la compréhension des mécanismes de propagation impliqués et de questionner le rôle de la neige dans l'utilisation de tels modèles.

Notre approche multi-méthode offre ainsi une analyse approfondie de la déstabilisation d'un versant raide affecté par du permafrost et fournit des informations précieuses à différentes communautés scientifiques (cryosphère et trajectographie). Cette étude souligne l'intérêt d'une approche intégrée pour améliorer la compréhension des processus à l'origine des mouvements de versant en contexte de permafrost, à différentes échelles spatiales et temporelles. Enfin, elle questionne le rôle de la neige dans les processus de déclenchement (par infiltration d'eau) et de propagation (incorporation de la neige à l'écoulement).

5.1. Résumé étendu en français de la Publication n°3

La Section 5.1 propose un résumé étendu et en français de la Publication n°3, tandis que la Section 5.2 en expose une fiche synoptique. La Section 5.3 présente Publication n°3 et les Suppléments de l'article se situent en Annexe 15.

Présentation du site étude et description de l'avalanche rocheuse du vallon d'Étache

Le vallon d'Étache est situé dans la partie nord-est des Alpes françaises, au sud du massif de la Vanoise (Publication n°3 : Figure 1). Le 18 juin 2020, une avalanche rocheuse (environ 225 000 m^3) s'est déclenchée vers 3125 m d'altitude, dans une vallée fortement marquée par l'empreinte glaciaire et périglaciaire (Figure 5.2). A la suite de l'évènement, de la glace et des écoulements d'eau ont immédiatement été observés dans la niche d'arrachement, suggérant la présence de permafrost (Figure 5.1 ; Publication n°3 : Figure 3). L'indice de favorabilité du permafrost (*Permafrost Favorability Index* ; PFI) calibré avec des données climatiques, topographiques, et un inventaire des glaciers rocheux (Marcer *et al.*, 2017 ; Publication n°3 : Figure 2.B), suppose que l'avalanche rocheuse s'est déclenchée dans une zone favorable au permafrost dans toutes les conditions, tandis que le modèle de permafrost de Boeckli *et al.* (2012a) montre que l'avalanche rocheuse s'est produite dans une zone où le permafrost est présent uniquement dans des conditions favorables (Publication n°3 : Figure 2.C).

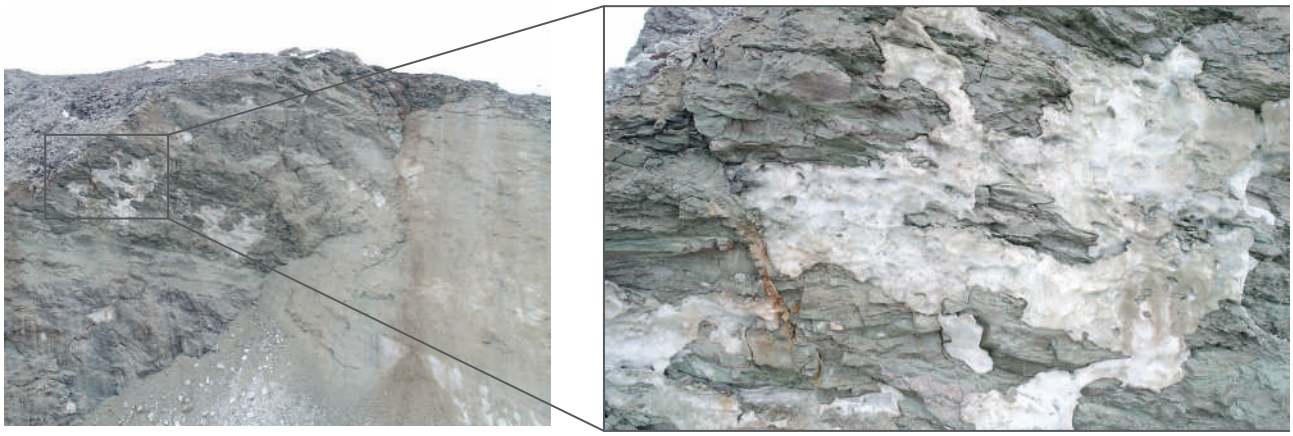
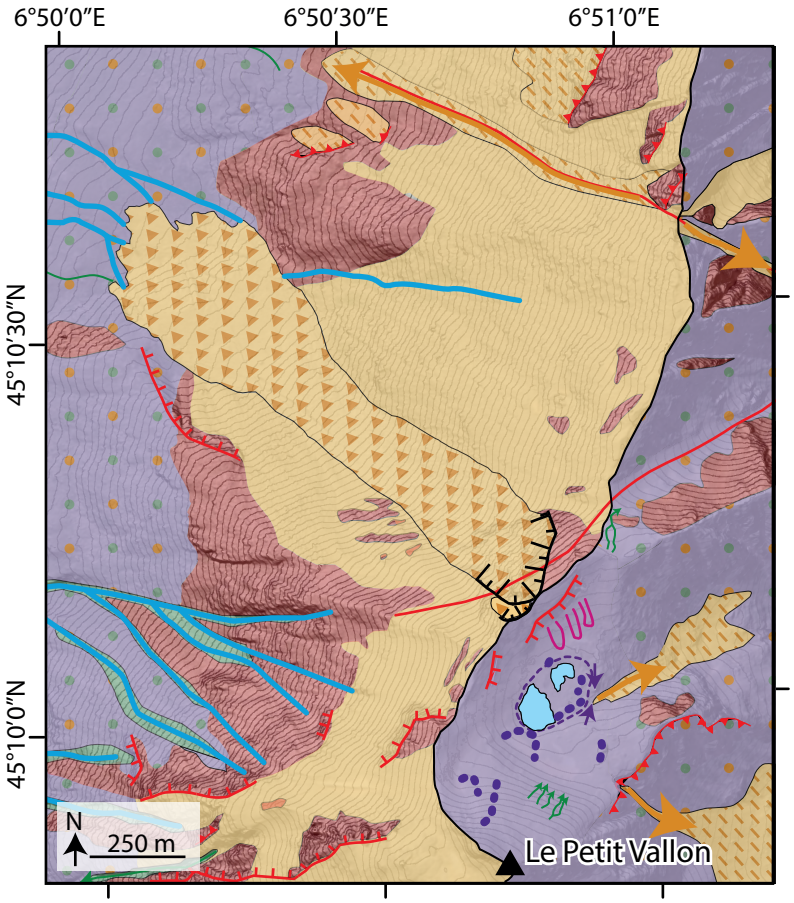


Figure 5.1 : Glace visible dans la niche d'arrachement de l'avalanche rocheuse du Vallon d'Étache (Photo : Ravanel, 25/06/2020)

Le volume de la cicatrice et du dépôt de l'avalanche rocheuse est calculé à partir d'un modèle 3D haute résolution (20 cm) acquis par photogrammétrie (levés drones en 2021 et 2022). Deux méthodes sont utilisées pour calculer le volume. La première consiste à comparer le MNT issu du modèle photogrammétrique avec un MNT fourni par l'IGN (20 cm de résolution), créé à partir d'orthophotos acquises 2015. La comparaison des MNT avant/après événement a permis de produire des cartes de différence et d'épaisseur du dépôt. La seconde méthode vise à comparer directement le nuage de point 3D extrait du MNT (20 cm) de l'IGN avec celui issu du modèle photogrammétrique après évènement.

La niche d'arrachement est orientée nord-ouest et s'étend entre 3126 et 3000 m d'altitude, sur une largeur moyenne de 180 m. Le volume de la cicatrice est compris entre 221 862 et 229 261 m^3 (soit env. 225 500 ± 3700 m^3) selon la méthode de calcul utilisée (comparaison raster avant-après événement ou calcul de volume depuis le modèle 3D ; Appendix 1 ; Publication n°3 : Figure 4.A). Les profondeurs moyenne et maximale de la niche sont de 14,7 m et 46,5 m, respectivement.



Formes structurales

- Bedrock
- Gradins rocheux (< 5m)
- Escarpement rocheux (5m à 20 m)
- Faille
- Ligne de crête

Formes périglaciaires

- Lobe de gélifluxion

Formes gravitaires

- Dépôt de l'avalanche rocheuse
- Eboulis
- Surface d'accumulation gravitaire
- Couloir d'éboulis
- Niche d'arrachement

Formes fluviatiles

- Surface d'accumulation fluviatile
- Cône de déjection
- Ravine, chenal de lave torrentielle

Formes glaciaires

- Surface d'accumulation glaciaire
- Surface d'accumulation glaciaire végétalisée
- Ombilic
- Verrou
- Cordon morainique

Hydrographie

- Lac
- Torrent

Figure 5.2 : Carte géomorphologique du vallon d'Étache établie à partir d'observations de terrain pour le versant Sud-Est, au niveau des lacs du Petit Vallon, et d'images satellites et d'orthophotos pour le versant Nord-Ouest. La cartographie des formes géomorphologiques gagnerait à être précisée avec des observations de terrain, notamment pour le versant Nord-Ouest, car la distinction entre les surfaces d'accumulations gravitaires, les surface d'accumulations glaciaires et le bedrock altéré depuis les images satellites et orthophotos est limitée.

La carte géomorphologique a été levée en utilisant la légende géomorphologique de l'Université de L'UNIL (Université de Lausanne ; Schoeneich, 1993 ; Lambiel et al.*, 2016) sur la base du MNT de l'IGN à 20 cm de résolution. Les isolignes présentent une équidistance de 20 m.*

La surface du dépôt est de 175 535 m², son épaisseur moyenne est de 1,79 m, et son épaisseur maximale est de 12,58 m. Le volume du dépôt est estimé entre 314 300 et 337 600 m³ selon la méthode de calcul utilisée m³ (soit env. 326 000 ± 12 000 m³).

Le dépôt d'Étache présente plusieurs caractéristiques suggérant un écoulement granulaire correspondant à une avalanche rocheuse (Hungr *et al.*, 2014 ; Deline *et al.*, 2022) : (i) le dépôt est continu et relativement épais avec des marges bien définies (Publication n°3 : Figure 4.A), (ii) la distance de propagation (1350 m) est importante bien qu'une part significative du volume (env. 230 000 m³) soit restée proche du pied de la paroi (partie haute du dépôt), et (iii) le dépôt présente une hétérogénéité dans la taille de ses blocs avec une ségrégation granulométrique (Publication n°3 : Figure 4.B), ainsi que des épaisseurs très hétérogènes entre les bords, le haut, le centre et le bas du dépôt (Figure 5.3 ; Publication n°3 : Figure 4.A).

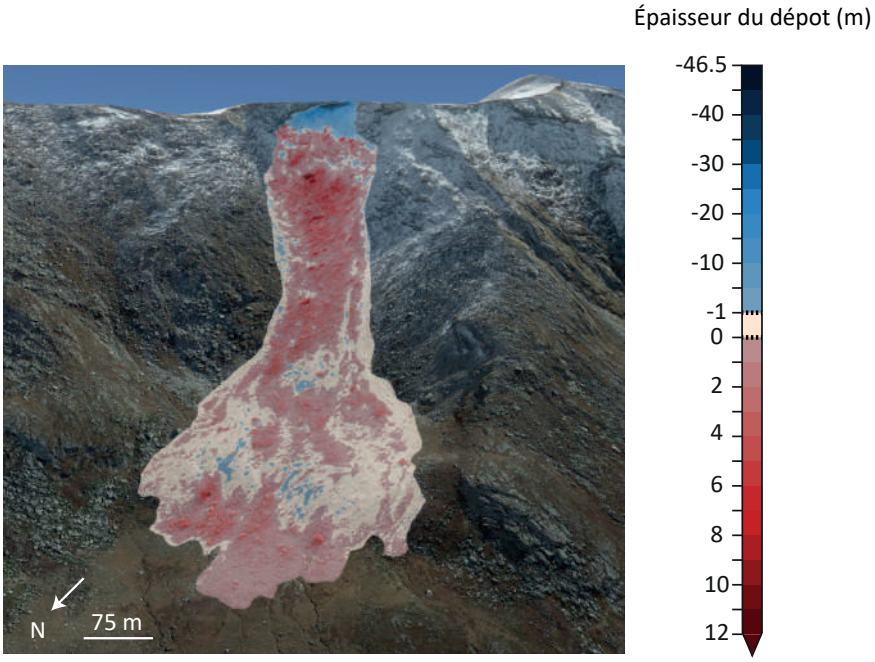


Figure 5.3 : Epaisseur du dépôt calculée depuis une comparaison d'un MNT pré-évènement (MNT de l'IGN à 20 cm de résolution) et post évènement (acquis par photogrammétrie, MNT à 20 cm de résolution) (Image Google Earth).

Objectifs de l'étude

L'objectif principal de cette étude est d'utiliser le cas du vallon d'Étache afin d'analyser si la combinaison de données *in-situ* et de données issues de modélisation permettent d'améliorer la compréhension des mécanismes qui prédisposent déclenchent et propagent des avalanches rocheuses dans les environnements de haute montagne (Figure 5.4). Il s'agit d'une étape essentielle pour développer des solutions opérationnelles afin d'anticiper et d'atténuer les aléas associés à ces processus (Krautblatter *et al.*, 2012).

Pour atteindre cet objectif, nous analysons les conditions climatiques, météorologiques, et de permafrost qui ont précédé l'avalanche rocheuse. Nous combinons également des mesures *in-situ* de la température du terrain, des profils géo-électriques, des analyses pétrophysiques, et nous utilisons des approches de bilan d'énergie et de modélisation du permafrost pour évaluer le régime thermique du terrain, son évolution récente dans le secteur de déclenchement, ainsi que pour évaluer le rôle de l'infiltration d'eau. En outre, des simulations de propagation avec un modèle d'écoulement fluide sont réalisées avec des MNT haute résolution acquis par photogrammétrie. Ces simulations offrent de nouvelles perspectives dans la compréhension des processus complexe de propagation des avalanches rocheuses.

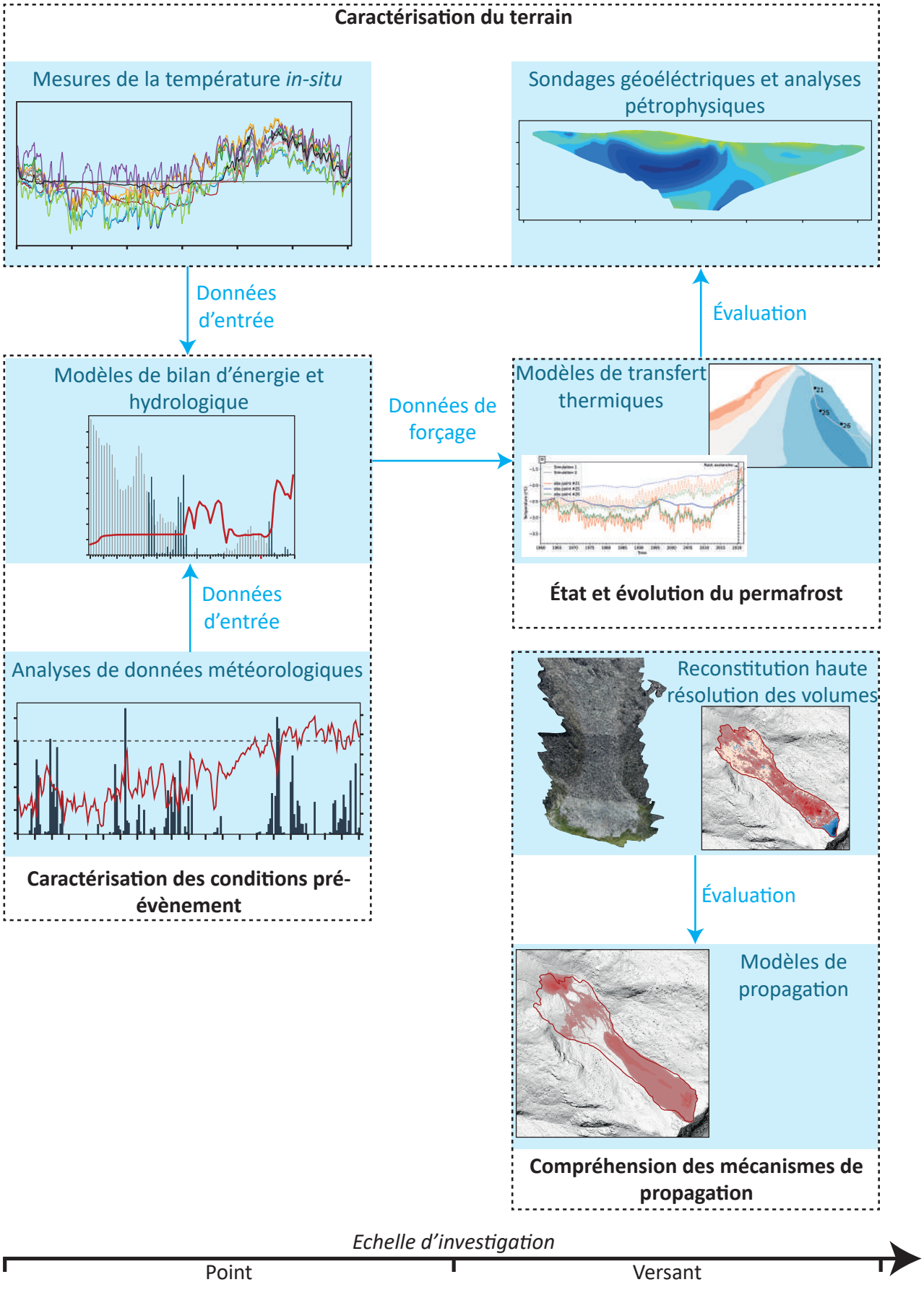


Figure 5.4 : Combinaison des méthodes utilisées pour analyser les facteurs qui ont prédisposé, déclenché et propagé l'avalanche rocheuse qui a eu lieu le 18 juin 2020 dans le Vallon d'Étache

Analyses météorologiques et conditions thermiques et hydrologiques du terrain

L'analyse des enregistrements météorologiques révèle des anomalies de température de +1,59 °C par rapport à la période de référence 1991-2020 pour l'été qui a précédé l'avalanche rocheuse (Publication n°3 : Figure 5-6), ce qui correspond à la deuxième plus importante anomalie de température depuis le début des enregistrements (1985). L'hiver précédant l'avalanche rocheuse, les enregistrements ont montré des anomalies de précipitations exceptionnelles, dépassant la moyenne 1991-2020 de 41,6 % (80 mm) à la station météorologique de Bessans (altitude : 1713 m ; Publication n°3 : Figure 6-7). La station météorologique de Bonneval (altitude : 1830 m) a de fait mesuré des épaisseurs de neige particulièrement élevées durant cet hiver, atteignant en moyenne 186 cm, soit +48 % (60 cm) par rapport à la moyenne hivernale de la période 2010-2019 (Publication n°3 : Figure 8).

La modélisation du bilan d'énergie montre un impact considérable des anomalies météorologiques sur celui-ci. En effet, les anomalies de température du terrain sont de +5,5 °C pour l'hiver 2020 par rapport à la période de référence, et de +4,1 °C au printemps précédant l'événement, ce qui correspond aux plus grosses anomalies depuis de début de la série temporelle simulée (Publication n°3 : Figure 11.A). Les modèles de bilan hydrologique suggèrent également des apports en eau potentiels exceptionnels, avec une colonne d'eau disponible (correspondant à la fonte de la neige et à la pluie) de 1522 mm, soit la plus importante colonne d'eau depuis le début de la série temporelle modélisée (1958), avec une anomalie de +959 mm par rapport à la période 1991-2020 (Publication n°3 : Figure 11.B et Figure 12).

Par ailleurs, nous analysons les fluctuations de la température du terrain par le biais d'un suivi continu de la température grâce à des capteurs posés à une dizaine de centimètres de profondeur (période 2021-2022 ; Publication n°3 : Figure 9-10). Les enregistrements montrent un contraste significatif entre la face NW (versant affecté par la déstabilisation) propice à des conditions de permafrost froid, et la face sud-est dont les enregistrements de température du terrain suggèrent l'absence de permafrost.

Levés géophysiques et modélisation du permafrost : nouvelles perspectives pour l'évaluation de la température du terrain en profondeur

À l'échelle pluridécamétrique, quatre profils géophysiques autour de la cicatrice (Publication n°3 : Figure 14), ont été réalisés et couplés à des analyses pétrophysiques en laboratoire menées sur 6 échantillons de roche prélevés le long de ces profils. Ils présentent des valeurs de résistivité élevées (> 10 kΩ m) correspondant à des matériaux gelés d'après les mesures pétrophysiques. Les mesures indiquent la présence de permafrost dans le versant nord-ouest (secteur de la niche d'arrachement), contrairement au versant sud-est qui ne présenterait pas de permafrost. Des valeurs de résistivité localement faibles à proximité de la cicatrice soulèvent la question d'éventuelles circulations d'eau, en particulier au niveau de la faille indiquée sur la carte géologique (Publication n°3 : Figure 2).

À l'échelle du versant, deux simulations de transferts thermiques ont été conduites pour modéliser l'évolution de la température en profondeur (Publication n°3 : Figure 13). La première simulation #1 utilise la température de l'air comme donnée de forçage, tandis que la simulation #2 prend en compte l'effet de la neige en utilisant comme données de forçage les sorties du modèle de bilan d'énergie.

La simulation #1 montre un fort gradient horizontal de température (~ 8 °C) entre les versants sud-est et nord-ouest. La seconde simulation présente un schéma plus réaliste, la neige ayant

tendance à refroidir le versant sud-est tout en réchauffant la face nord-ouest, comme démontré dans les études antérieures à propos de l'effet de la neige sur les TAMSP (Magnin *et al.*, 2015b, 2017a).

La simulation #1 suggère que l'avalanche rocheuse s'est déclenchée dans une zone à permafrost tempéré (> -2 °C) et montre une élévation significative de la température du terrain depuis les années 1990. La simulation #2 suppose une transition d'un permafrost froid vers un permafrost tempéré et peu de variations de température jusqu'en 2012, suivie par une très forte augmentation au cours de la dernière décennie. L'avalanche rocheuse s'est produite après un hiver et un printemps exceptionnellement chaud. Ce réchauffement important et visible à travers la simulation #2 souligne l'importance de prendre en compte l'effet de la neige dans les modélisations.

Reconstruction 2D et 3D du dépôt, calcul de volumes, et modélisation de la propagation pour une analyse de la propagation de l'avalanche rocheuse

La reconstruction 3D du volume de l'avalanche rocheuse obtenue à partir de levés photogrammétriques a permis d'obtenir un MNT à haute résolution du secteur d'étude, de mesurer l'épaisseur du dépôt, ainsi que sa granulométrie. Ces informations ont un rôle clé dans la compréhension des mécanismes de propagation. En effet, la comparaison croisée entre les caractéristiques observées du dépôt (ségrégation de la taille des blocs, épaisseurs très hétérogènes entre les bords, le haut, le centre et le bas du dépôt) et les sorties des simulations d'écoulement granulaire (Publication n°3 : Figure 15) suggèrent que la propagation de l'avalanche rocheuse a impliqué plusieurs phases distinctes caractérisées par différentes propriétés rhéologiques (phase granulaire et fluide).

Le rôle de la neige dans l'étude des mouvements de masse en haute montagne

L'étude met en évidence le rôle de la neige dans les processus de propagation, de par son incorporation au sein du dépôt, en modifiant les propriétés rhéologiques et en augmentant la mobilité de la partie frontale du dépôt par rapport à la queue de l'écoulement.

Le rôle de la neige demeure également un élément clé à prendre en compte pour comprendre les processus de déclenchement (facteurs thermiques et hydromécaniques) d'avalanches rocheuses dans les environnements de haute montagne.

Conclusions

La combinaison des analyses météorologiques, des sondages géophysiques, et des résultats des modélisations de bilan d'énergie et de transfert thermique a permis d'identifier des facteurs prédisposant et déclencheurs de l'avalanche rocheuse du vallon d'Étache.

Les résultats suggèrent la présence d'une couche riche en glace (visible sur les profils géophysiques) et un réchauffement significatif du permafrost, avec une transition d'un permafrost froid à un permafrost tempéré, qui ont certainement créé des conditions prédisposant à l'avalanche rocheuse.

Par ailleurs, l'avalanche rocheuse s'est produite après une période marquée par des apports importants en eau provenant des pluies et de la fonte nivale, qui qui auraient favorisé le développement de pressions hydrostatiques élevées, et une dégradation accélérée du permafrost, agissant ainsi comme un facteur déclencheur de l'événement. Des circulations d'eau

ont potentiellement été révélées par les sondages géophysiques (présence de couches à faible conductivité sous les couches éventuellement riches en glace), et dont la profondeur semble correspondre à celle d'une faille identifiée sur la carte géologique. En outre, l'hiver et le printemps exceptionnellement chauds qui ont précédé l'évènement peuvent également avoir contribué au déclenchement l'avalanche rocheuse.

Notre approche multi-méthodes a permis d'obtenir des informations et des données précieuses pour les communautés scientifiques intéressées par la déstabilisation des terrains rocheux à permafrost dans les environnements alpins. Elle met en évidence la complexité des processus pouvant prédisposer ou déclencher ces mouvements de masse à différentes échelles spatiales et temporelles. Enfin, cette étude a souligné la nécessité d'analyser ces phénomènes à la fois à travers une approche intégrée afin d'obtenir une compréhension globale de ce type d'évènement, mais également de procéder à une étude détaillée des processus tels que les effets du réchauffement du permafrost et le rôle possible des infiltrations d'eau.

5.2. Fiche synoptique

Predisposing, triggering and runout processes at a permafrost-affected rock avalanche site in the French Alps (Étache, June 2020)

Cathala M.[1,2], Bock, J.[1], Magnin F.[1], Ravanel L.[1], Ben Asher M.[1], Astrade L.[1], Bodin, X.[1], Chambon G.[3], Deline P.[1], Faug T.[3], Genuite K.[4], Jaillet, S.[1]., Josnin J-Y.[1], Revil A.[1], Richard J.[1].

[1]EDYTEM, Univ. Savoie Mont-Blanc, CNRS (UMR 5204), 73370 Le Bourget du Lac, France

[2]Alpes Ingé, Saint Vincent de Mercuze, France

[3]Bern University of Applied Sciences BFH-HAFL, Switzerland

[4]A2 Photonic Sensors, Grenoble INP-Minatec, France

[5]INRAE, Grenoble, France

Objectifs de l'article

- Faire progresser la compréhension des facteurs prédisposants, de déclenchement et de propagation impliqués dans des avalanches rocheuses (~225 000 m³) dans les régions de haute montagne.

Questions de recherche

- Peut-on comprendre les mécanismes prédisposants et déclencheurs à partir de la combinaison de mesures de températures *in-situ*, d'analyses de données météorologiques, de modèle de bilan d'énergie et hydrologique, de modèles de transfert thermique, et de sondages géoélectriques ?
- Quel est le rôle du permafrost dans les facteurs prédisposant et déclencheurs de l'avalanche rocheuse ?
- Est-ce que les infiltrations d'eau ont joué un rôle dans le déclenchement de l'avalanche rocheuse ?
- En quoi l'utilisation de modèles d'écoulements fluides apportent des éléments de compréhension des mécanismes influençant la propagation d'une avalanche rocheuse ?

Principaux résultats

- Des anomalies de température de l'air sans précédent : élévation des températures de 1,59°C l'été 2019, de 5,5°C l'hivers 2020, et de 4,1°C au printemps 2020, par rapport aux moyennes saisonnières de la période 1991-2020.
- Eau disponible pour l'infiltration (précipitation + fonte de la neige) de 1522 mm au printemps 2020 : soit une anomalie de +959 mm (la plus élevée depuis 1958).
- Un réchauffement progressif du terrain depuis 1990, très marqué depuis 2012 (tendance annuelle de 0,06 °C par an).
- Transition d'un permafrost froid à un permafrost tempéré.
- Modélisation de la propagation : propagation multiphasique (granulaire et fluide), mais le rôle de l'incorporation de la neige reste difficile à évaluer.

Discussions sur les facteurs prédisposants et déclencheurs des avalanches rocheuses en contexte de permafrost

- Rôle du réchauffement du permafrost dans les facteurs prédisposant et déclencheurs de l'avalanche rocheuse.
- Rôle des infiltrations d'eau : pressions hydrostatiques, fusion de la glace des fractures.

Perspectives et développements futurs

- Améliorer les connaissances sur le rôle de la neige dans les processus de prédisposition, de déclenchement, et de propagation des avalanches rocheuses.

5.3. Publication n°3

Check for updates

Received: 28 August 2023 | Revised: 24 April 2024 | Accepted: 28 April 2024

DOI: 10.1002/esp.5881

CASE STUDY

ESPL WILEY

Predisposing, triggering and runout processes at a permafrost-affected rock avalanche site in the French Alps (Étache, June 2020)

Maëva Cathala[1,2] | Josué Bock[1] | Florence Magnin[1] | Ludovic Ravanel[1] | Matan Ben Asher[1] | Laurent Astrade[1] | Xavier Bodin[1] | Guillaume Chambon[3] | Philip Deline[1] | Thierry Faug[3] | Kim Genuite[4] | Stéphane Jaillet[1] | Jean-Yves Josnin[1] | André Revil[1] | Jessy Richard[1,5]

[1]EDYTEM, University of Savoie Mont-Blanc, Le Bourget du Lac, France

[2]Alpes Ingé, Saint Vincent de Mercuze, France

[3]Univ. Grenoble Alpes, INRAE, CNRS, IRD, Grenoble INP, IGE, Grenoble, France

[4]PACEA (UMR 5199), University of Bordeaux, Bordeaux, France

[5]Naga Geophysics, Chambéry, France

Correspondence
Maëva Cathala, EDYTEM, University of Savoie Mont-Blanc, CNRS (UMR 5204), 5 Boulevard de la Mer Caspienne 73370 Le Bourget du Lac, France.
Email: maeva.cathala.pro@gmail.com

Funding information
Alpes Ingé SARL (http://alpes-inge.com/), the French Agency for Research and Technology (ANRT), Grant/Award Number: scholarship n°2019/1803; General Department for Risk Prevention (DGPR) of the Ministry for Ecological Transition and Territorial Cohesion (MTECT); French National Agency for Research through the WISPER project, Grant/Award Number: ANR-19-CE01-0018; University of Bordeaux

Abstract

Although numerous recent studies have explored the relationship between permafrost degradation and rock slope failure, there is still a need for in-depth investigations to develop relevant hazard assessment approaches. We investigate the predisposing, triggering and propagation processes of a rock avalanche (c. 225,000 m^3) that occurred in Vallon d'Étache (France) on 18 June 2020, whose scar was coated by ice and water. Weather records and energy balance models show that the rock avalanche occurred right after the warmest spring and winter since at least 1985, but also right after the spring with the highest water supply anomaly (snowmelt and rainfall). Measured ground surface temperature and geoelectrical surveys reveal that relatively ice-rich permafrost could exist in the NW face (release area) while it is inexistent below the SE face, contradicting certain permafrost maps. Heat transfer simulations suggest that the rock avalanche occurred during a transition from cold to warm permafrost conditions at failure depth (30 m), with a temperature increase of up to 0.6°C per decade since 2012 (when considering potential snow cover effect), and current temperature ranging between −3 and −1°C, depending on the applied model forcing. This warming certainly contributed to predispose slope to failure. In addition, the shift towards warm permafrost and water infiltration potentially enhancing permafrost degradation along fractures through heat advection or favouring the development of high hydrostatic pressures may have played as triggering factors. Finally, propagation simulations show that the rock avalanche involved several phases with different rheological properties due to the incorporation of snow and material segregation within the deposit. These new insights at various scales highlight the complexity of the triggering and propagation processes of rock slope failure occurring in high mountains, a significant part of which can be linked to snow effects on ground temperature, water supply and rheological properties.

KEYWORDS
electrical resistivity tomography, ground surface temperature monitoring, periglacial geomorphology, permafrost modelling, propagation modelling, rock avalanche

This is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution-NonCommercial License, which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited and is not used for commercial purposes.
© 2024 The Authors. *Earth Surface Processes and Landforms* published by John Wiley & Sons Ltd.

1 | INTRODUCTION

In the European Alps, the air temperature has increased by 2°C on average between the end of the 19th and the beginning of the 21st century, with an acceleration since 1980 (Beniston et al., 2018; Böhm et al., 2010; Nigrelli & Chiarle, 2023). High mountain environments are highly sensitive to this rapid climate change and the degradation of mountain permafrost is one of the consequences (Etzelmüller et al., 2020; Magnin et al., 2024). In steep alpine rock slopes, permafrost degradation is thought to be responsible for an increase in rockfall and rock avalanche frequency (e.g., Gruber & Haeberli, 2007; Huggel et al., 2010; Ravanel et al., 2017; Ravanel & Deline, 2011; Savi et al., 2021; Stoffel et al., 2024; Tapia Baldis & Trombotto Liaudat, 2019). The ongoing cryosphere degradation results in new landscapes of bare bedrock, unconsolided and unstable materials and new lakes (Haeberli et al., 2017). In this context, major rock slope failures can generate cascading processes such as debris flows or glacial lake outburst floods (Haeberli et al., 2016). These high-magnitude and chain-reaction hazards are sometimes responsible for major damage and numerous casualties, as shown by some recent examples around the world (e.g., Byers et al., 2018; Huggel et al., 2005; Shugar et al., 2021; Svennevig et al., 2020; Zheng et al., 2021). For instance, in the European Alps, the rock avalanche of Piz Cengalo in 2017 (3×10^6 m^3, Switzerland) killed eight people and the resulting debris flows destroyed part of the village of Bondo (Mergili et al., 2020; Walter et al., 2020). This is a striking example that echoes historical events such as the rock avalanches on the Brenva Glacier (Italy) in 1920 and 1997 (Deline et al., 2015).

In high mountain environments, mid-sized rock slope failures (a few hundreds to a few tens of thousands of cubic metres) have shown an increase in their frequency in concomitance with increasing air temperature since the 1990s (Fischer et al., 2012; Ravanel et al., 2010; Ravanel & Deline, 2011), especially during the recent summer heat waves (Fischer et al., 2012; Legay et al., 2021; Paranunzio et al., 2019; Ravanel et al., 2017; Temme, 2015) or after climate anomalies (Paranunzio et al., 2016). Numerous thermo-hydro-mechanical processes are possibly causing the destabilisation of permafrost-affected rock-walls (Gruber & Haeberli, 2007; Krautblatter et al., 2013). The weakening of ice-filled fractures cementing bedrock compartments has been extensively investigated through laboratory experiments (e.g., Davies et al., 2001; Mamot et al., 2018, 2021) and can directly explain failures occurring in warm permafrost conditions (i.e. > -2°C; e.g., Deline et al., 2011; Frauenfelder et al., 2018; Legay et al., 2021). Other processes related to water infiltration may locally degrade the permafrost through heat advection, and erode the ice-infill in fractures, even under cold permafrost conditions (i.e. < -2°C; Hasler, Gruber, & Haeberli, 2011). Water circulation can also cause hydrostatic pressures of several hundreds of kPa (Magnin & Josnin, 2021), which is enough to trigger rock slope failure in an ice-sealed rockwall (Stoll et al., 2020). These processes are more difficult to appraise because of their non-linearity, but some documented events suggest that hydrostatic pressure may have played a role in their triggering (e.g., Fischer et al., 2010). The frequent presence of ice and water in scars, observed shortly after rock slope failures, is another evidence of the potential role of these different processes (e.g., Deline et al., 2011; Frauenfelder et al., 2018).

In spite of the demonstrated relationship between increasing air temperature, permafrost degradation and rockwall instability, notably through laboratory experiments (Davies et al., 2001), there is still a lack of in-situ data and observations to obtain a clear physical understanding of the triggering and propagation mechanisms (Krautblatter et al., 2012). In this respect, detailed multi-scale and multi-method documentation of specific events is an essential step to assess the initiation and development of rock slope failure in order to develop relevant approaches for hazard assessment. In-depth analyses of individual events were previously reported (e.g., Etzelmüller et al., 2022; Fischer et al., 2010; Frauenfelder et al., 2018; Deline et al., 2011) but further studies are still needed to improve the understanding of the underlying processes and to relate field observations to the theoretical understanding of permafrost-related mechanisms in the development and triggering of failure in steep rock slopes. Furthermore, investigation methods such as Electrical Resistivity Tomography (ERT) or numerical modelling of permafrost are rapidly progressing and their use in understanding rock slope failure needs to be regularly appraised (Buckel et al., 2023).

For this purpose, the present study focuses on a rock avalanche that occurred on 18 June 2020 in the Vallon d'Étache (Savoy, French Alps). The classification of this event as a "rock avalanche" is debatable due to its modest volume (*c.* 225,000 m^3), especially when compared to major events reported in the literature (e.g., Coe et al., 2018; Dufresne et al., 2016; Shugar et al., 2021; Walter et al., 2020). Even if the mobility of the flow (height/length ratio 0.56) in relation to its volume is low compared to other events (Scheidegger, 1973; Selby, 1993), the characteristics of the deposit detailed in Section 2, nonetheless point toward a granular flow process, which is a distinctive characteristic of a rock avalanche (Deline et al., 2022; Hungr et al., 2014). Consequently, we have characterised this event as a moderately large rock avalanche, and we will explore and discuss the propagation characteristics in the subsequent sections of the paper (Sections 2 and 5).

The objective of this study is to take advantage of the Étache event to illustrate how the combination of advanced geophysical and modelling methods can help to improve the understanding of the predisposing, triggering and flowing mechanisms involved in rock avalanches in high mountain regions. These are essential steps to develop operational solutions to anticipate and mitigate the risks associated with these processes (Krautblatter et al., 2012).

We purposely leave out the analysis of predisposing factors associated with geologic settings that are common to all rock slope failures (McColl, 2012) in order to focus on the hydrological and thermal mechanisms possibly associated with permafrost dynamics. Furthermore, the Étache rock avalanche is a complex event which has propagated through distinct granular and fluid phases. Deposit remobilisation has been minimal since its occurrence, providing a remarkable study case to investigate the propagation of the rock avalanche. We thus aim to reproduce the full extent of the deposit with different friction parameters during the granular and fluid phases in order to understand the propagation characteristics of the event.

To address these two goals, we analyse climate, meteorological and permafrost conditions before the failure occurrence. We combine in-situ ground temperature measurements, geoelectrical survey and petrophysical analysis, and use energy balance and permafrost modelling approaches to assess the ground thermal regime and its recent evolution around the detachment zone, as well as its potential

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

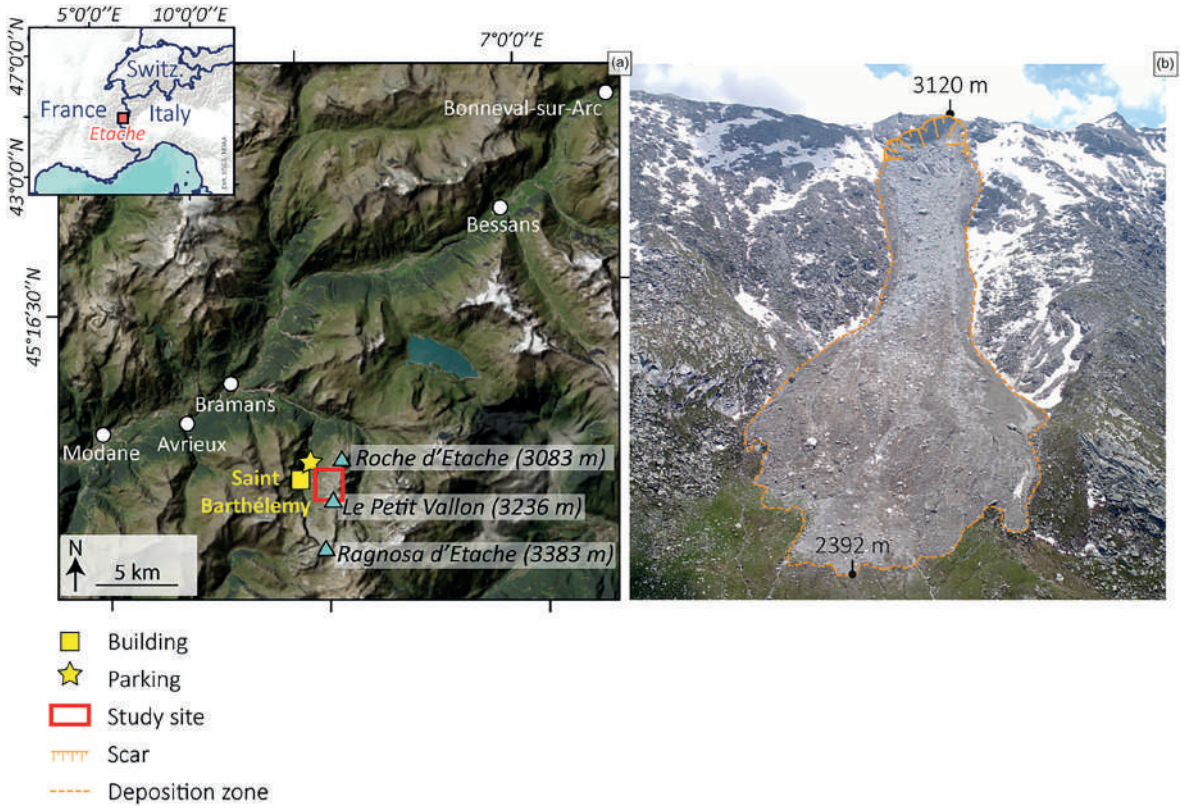


FIGURE 1 Presentation of the study site. (a) Location map of the Vallon d'Étache and the study site (Vanoise massif). (b) Drone photography of the Étache rock avalanche deposit and scar (ph. 25 June 2020). Altitudes are in m a.s.l.

interaction with water infiltration. In addition, propagation simulations with a depth-averaged flow model are conducted based on three-dimensional (3D) topographical models acquired by photogrammetry, to provide detached volume and runout characteristics of the event. These simulations will improve our knowledge of the thermo-hydromechanical processes involved in a rock avalanche occurring in permafrost conditions, and provide a better understanding of a relatively complex flow process.

2 | STUDY AREA AND CHARACTERISTICS OF THE ROCK AVALANCHE

A comprehensive overview of the geographical, geological and geomorphological setting of the study site is first presented (Section 2.1). Subsequently, the detailed characteristics of the rock avalanche that took place on 18 June 2020 are shown (Section 2.2). Finally, the volumes of the rock avalanche, encompassing both the scar and deposition areas, are estimated using high-resolution 3D models (Section 2.3).

2.1 | Geographical, geological and geomorphological setting

The Vallon d'Étache is located in the Northeastern French Alps, south of the Vanoise massif (Figure 1). Oriented N-S, it reaches its highest point at Ragnosa d'Étache (3,383 m a.s.l.). The valley floor is drained by the Étache stream, and the valley sides are used for pastoral and recreational activities, particularly hiking. A road follows the valley floor and leads to the chalets of Saint Barthélemy with a parking area and hiking trails.

The bedrock is mostly composed of quartzites, micaschists, metamorphic sandstone, conglomerate and gneiss. A fault-oriented NE–SW is located on the failure scar, with contact between micaschists on the NW and quartzites on the SE (Figure 2a). According to McColl (2012), the fault could be a predisposing factor for the rock avalanche occurrence.

Glacial and periglacial processes strongly shaped the landscape of the Vallon d'Étache, which was a glacial valley during the Quaternary. Tills are still covering the bottom part of its S side, whereas tills and moraines on both sides of the crest line likely correspond to glacier extent during and after the Little Ice Age (LIA). Airborne images show that the volume of ice around le Petit Vallon has strongly decreased between 1953 and 2019 (SI.1). Gelifluction lobes and gelifracts supplied by freeze–thaw cycles to talus slopes reveal that periglacial conditions are now predominant. This confirms the Permafrost Favourability Index (PFI) from Marcer et al. (2017); Figure 2b), calibrated with rock glacier inventory, climatic and topographic data, which suggests that the rock slope failure occurred in an area favourable to permafrost in all conditions, whereas the permafrost model by Boeckli et al. (2012a, 2012b), calibrated with rock surface temperature measurements and climate parameters, suggests that it

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

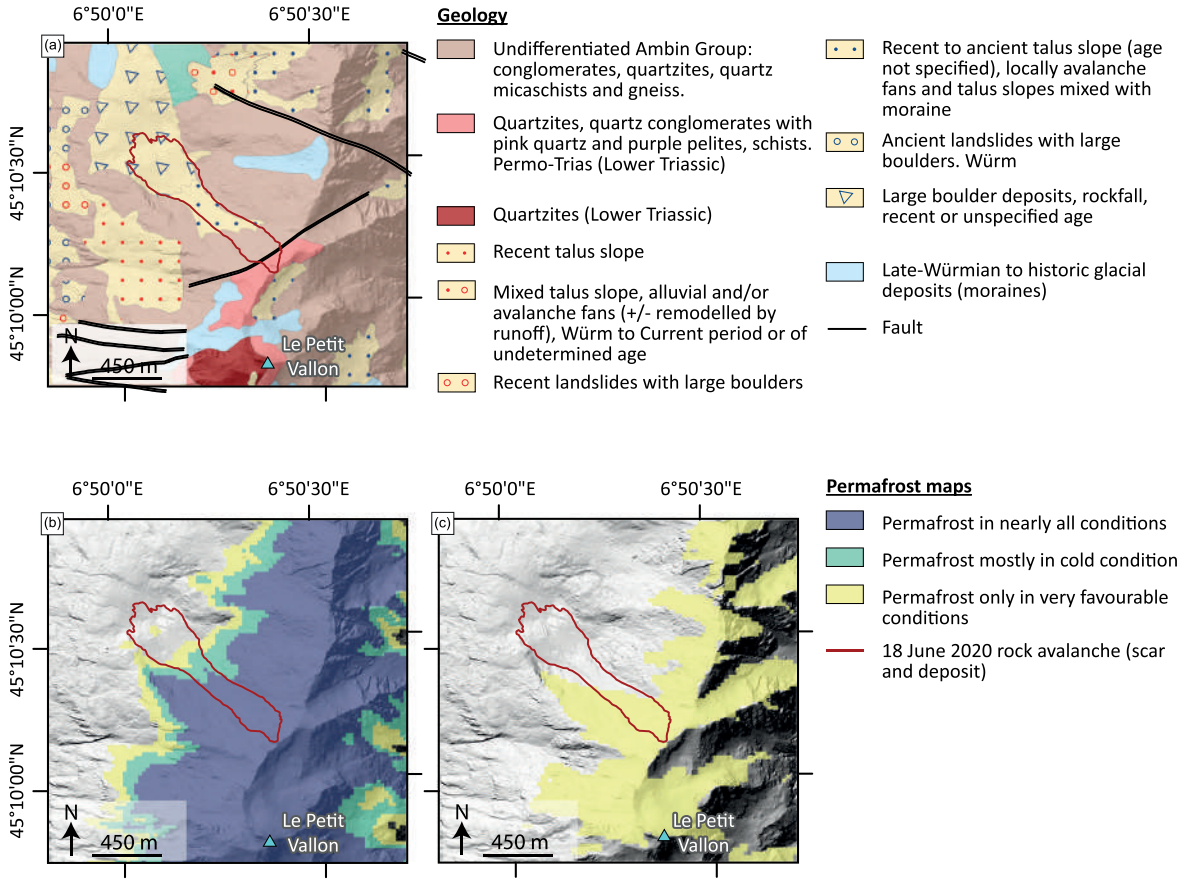


FIGURE 2 (a) Geological map of the study area (BRGM, 2015). (b) Permafrost Favourability index (Marcer et al., 2017). (c) Permafrost favourability map from rock wall permafrost model from Boeckli et al. (2012a, 2012b) calibrated with the 1981–2010 air temperature.

occurred in an area of permafrost occurrence only in favourable conditions (Figure 2b,c). However, the PFI tends to overestimate permafrost favourability in current climatic conditions because the active rock glaciers used for the model calibration are inherited from the LIA climate conditions. The permafrost model by Boeckli et al. (2012a) designed for rock walls that are typically considered as directly coupled with the atmosphere (i.e., no consideration of surface cover such as snow or debris) was implemented with the 1981–2010 air temperature provided by *Météo France* using S2M meteorological and snow cover reanalysis (Vernay et al., 2022). The permafrost favourability index calculated from this model can be interpreted as "permafrost only in favourable conditions", which are typically highly fractured and partially snow-covered bedrock (Boeckli et al., 2012b) and that can host a relatively large amount of ice, delaying the permafrost's response to air temperature. The presence of permafrost is confirmed by visual observations of ice in the scar in June 2020, alongside water flow marks (Figure 3c,d).

2.2 | Characteristics of the rock avalanche

On 18 June 2020, a rock avalanche was triggered at 3126 m a.s.l. from a scar-oriented NW on the crest line between Roche d'Étache (3,083 m a.s.l.) and Le Petit Vallon (3,236 m a.s.l.) summits in the Vallon d'Étache. No earthquake has been recorded at this date according to the *SismAlp observation network* (Isterre, France; https://sismalp.osug.fr/). The rock avalanche propagated down to an altitude of 2,392 m a.s.l. for the lowest boulders of the deposit. No significant damage to infrastructure occurred; the deposit covered part of a pasture area that was used by local farmers and destroyed 10 sheep pens. Airborne pictures taken 2 days after the rock avalanche show that sporadic snow cover was still present on the NW slope (Figures 1b and 3e), suggesting that the rock avalanche could have propagated over a layer of snow in some areas and that some snow could have been transported and incorporated into the flow itself. In the source area, the rock is highly shattered and fractured, and a large fracture is visible, suggesting that additional volumes of rock could be released in the near future (Figure 3b). The rock avalanche propagated over a drop height of 728 m and a total runout length of 1,296 m, giving an apparent coefficient of friction H/L of 0.56 and an Energy Line Angle (ELA; Heim, 1932) of about 29°.

The rock slope failure was triggered on an average slope angle of *c.* 43° (calculated from a 20 cm resolution Digital Elevation Model [DEM] from the IGN, *Institut national de l'information géographique et forestière*). The mean slope angle of the entire deposition area is 27.5°, with an upper topographic flat surface of 130 m in length, located 900 m (horizontal distance) and 580 m (vertical distance) away from

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

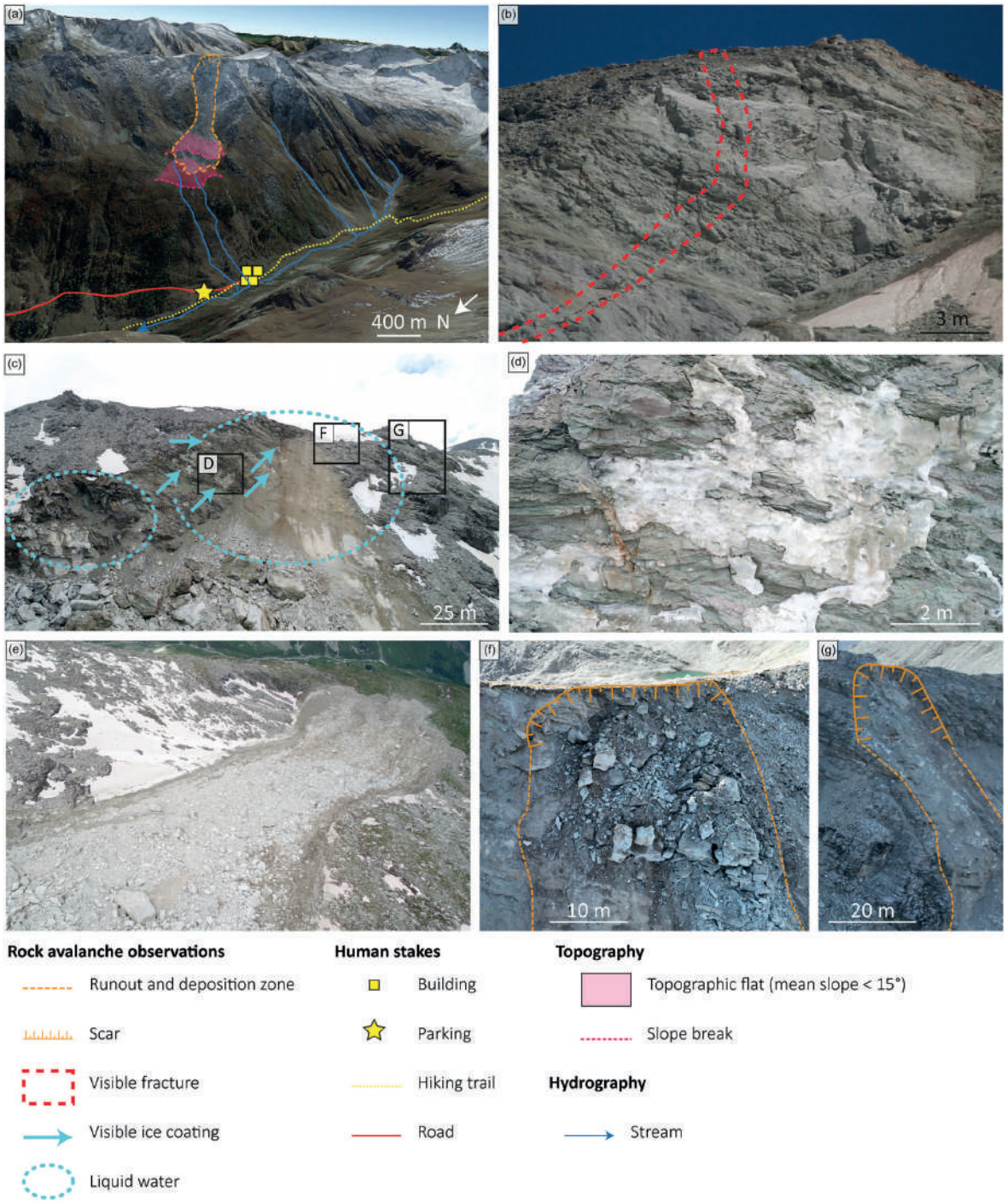


FIGURE 3 (a) General situation of the rock avalanche, topographic characteristics and main humans' stakes (base image: Google Earth). (b) Large fracture visible in the scar suggesting predisposition to future events. (c) Visible massive ice and liquid water in the scar. (d) Ice in the scar. (e) Drone photography of the rock avalanche deposition area from upstream, with segregation in the granulometry of the deposit. (f,g) Rockfall of August 2022 near the scar of the 2020 event (ph. b–e: 25 June 2020; ph. f,g: 06 September 2022).

the top of the scar (Figure 3a). The front of the deposit reached a lower flat surface whose slope is < 15° (Figure 3a).

The rock avalanche stopped 150 m upstream of a slope break (Figure 3a), and 600 m upstream of the chalets of Saint Barthélemy (vertical distance: 390 m), a car park and a hiking trail (Figures 1a and 3a).

Since the June 2020 failure, other instabilities have been identified in the source area. For instance, in August 2022 (the date is based on the testimonies of shepherds), minor rockfalls occurred in the vicinity of the scar (Figure 3f,g), causing a retreat of the crest line. Additionally, visible fractures in the ground and

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

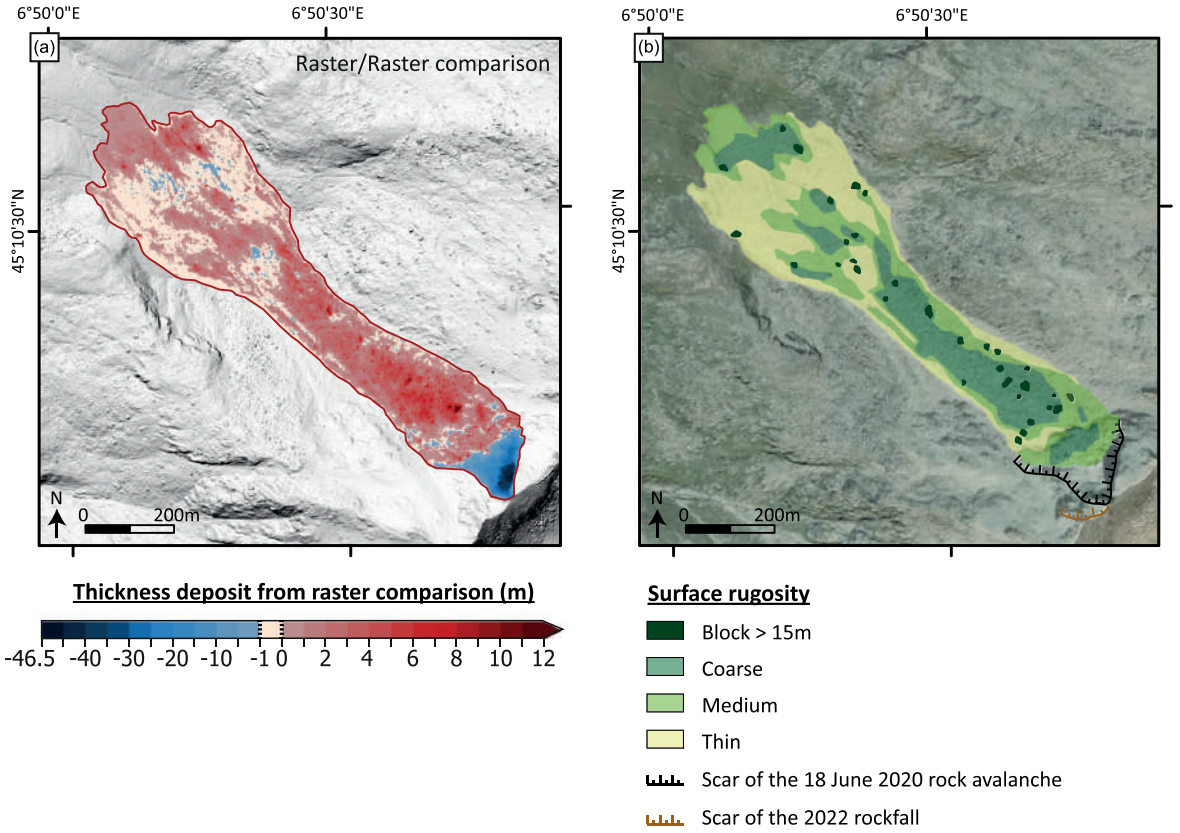


FIGURE 4 (a) Deposit thickness from raster/raster comparison. (b) Surface rugosity of the rock avalanche deposit (calculated with a Terrain Roughness Index [QGIS tool] from the 3D model of the deposit acquired by photogrammetry). The surface roughness is calculated as the relative values of the blocks in relation to each other. Boulders > 15 m are determined by measuring the maximal width of the boulders from the high-resolution DEM.

bedrock (SI.2) suggest a regressive erosion of the crest line and a predisposition to future failures.

2.3 | Geometry of the rock avalanche scar and deposit: 3D volume reconstruction, thickness map and surface roughness index

The volumes of the scar and the deposit of the Étache rock avalanche are calculated by comparing the IGN 20 cm DEM from 2015 with a post-event high resolution (20 cm) 3D model of the area built by photogrammetry on the basis of two drone surveys carried out in 2021 and 2022. Two methods have been employed. The first one compares raster maps from the photogrammetric model and the IGN DEM, while the second one directly compares the 3D point clouds. The detailed 3D calculation of both methods and their results are given in Appendix A. Given the apparent instability of the scar since the rock avalanche occurred, there may have been minor events such as boulder falls between 18 June 2020 and the drone surveys, that cannot be differentiated from the main event.

The scar ranges from 3,126 m to 3,000 m a.s.l, with a width of 180 m. With the raster comparison method, the volume of the scar is 229,261 m^3 with an average thickness of the scar of 14.7 m and a maximum thickness of 46.5 m. With the point cloud comparison method, the volume of the scar is 221,862 m^3. The deposited volume is estimated to be 314,300 m^3 with the raster comparison method and 337,600 m^3 with the Multiscale Model to Model Cloud Comparison (M3C2) method (Lague et al., 2013; Appendix A). Thus, both calculation methods provide consistent results with 6.9% uncertainty. The difference between the volume of the deposit and that of the scar can be explained by an expansion coefficient of 1.37. The expansion coefficient is in agreement with other studies (e.g. Knapp & Krautblatter, 2020). In other words, under the assumption of negligible erosion processes during the propagation, the density of the flowing material involved in the avalanche propagation decreased by about 37% from the release area to the runout area. The deposit surface is 175,535 m^2. The average thickness of the deposit is 1.8 m, and the maximum thickness is 12.6 m. Maximum thicknesses are observed in the upstream-central part of the deposit, which also concentrates most of the volume (230,000 m^3; Figure 4a). Furthermore, thickness in the lower part is highly variable, with areas characterised by very thin thickness and surface roughness on the break in slope (Figure 4b, where the surface roughness is calculated as relative values of the blocks in relation to each other with a *"Terrain Roughness Index"* [QGIS tool]) and a thicker deposit with coarser materials on the two flats areas and the terminal front. This distribution of deposits is similar to the one observed for the rock avalanche in Crammont (Italy) in 2009 (Deline et al., 2011). The slightly negative values are in Figure 4a

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

(ranging between −1 and 0 m) may not correspond to erosion but to areas where the deposit was very thin, as observed in photos taken in the post-event days (Figure 3e). These slightly negative values could also result from the time gap between the rock avalanche and the drone survey (2021 or 2022, depending on the deposition sector), during which thin material was removed from the deposit.

Observation of the rock avalanche deposit from drone photographs (Figure 3e) shows grain-size segregation, with the largest blocks mainly located in the upper part of the deposit and an apparent larger fine content in the lower part. The surface roughness index computed from the post-event 3D model (Figure 4b) shows coarse and medium material upstream and in the central part of the deposit, whereas fine material is visible at the front and on the edges of the deposit. The roughness index can be considered as a proxy of the surface grain-size, thus confirming that most of the coarser debris appears to have accumulated in the thick upper and middle parts of the deposit, while the thinner lower parts are mostly constituted of fine material. This contrasts with fronts of granular flow deposits that are generally enriched with large boulders due to segregation mechanisms. Lastly, the highest values of the roughness index correspond to zones with the thickest deposits, and vice versa. All these specific features of the Étache rock avalanche deposit may be related to the incorporation of snow within the material during the propagation. This point will be further discussed in Section 5.

Finally, the deposit shows several features suggesting a flow-like propagation process corresponding to a (moderately large) rock avalanche: (i) a continuous and relatively thick deposit with well-defined contours, (ii) a significant flow runout, even if a significant fraction of the volume remained in the upper part of the zone and (iii) a mixture of blocks of different sizes with patterns of grain-size segregation.

However, the overall shape and contours of the avalanche deposit remain rather simple, with no observation of levee formation or fingering.

3 | METEOROLOGICAL CONTEXT

Climate and weather conditions prior to the failure are here used to assess their potential role in the rock avalanche predisposing and triggering. We use records from the closest weather stations, which are at Bessans (1713 m a.s.l.; heated weather station), *c.* 20 km NE of the study site and Bonneval-sur-Arc (1830 m; 27 km NE; Figure 1). At Bessans, the precipitation time series began in 1981, and air temperature measurement in August 1984. Snow depth has been recorded since 2009 at Bonneval-sur-Arc with a gap in the records from 01 January to 25 April 2018. We adopted the 30-year reference period of 1991–2020 for this study.

3.1 | Air temperature

The years prior to the rock avalanche were characterised by significantly higher air temperature than that of the reference period (1991–2020), with yearly averages frequently exceeding the average of the reference period by 1°C. In the years 2015, 2018, 2019 and 2020, the temperature was particularly high, with values respectively 1.07°C, 0.85°C, 0.78°C and 1.24°C higher than the average of the reference period. The annual average for 2020 (5.36°C) was the warmest since 1985 (the beginning of meteorological records). In 2019, the summer (June to August) and autumn (September to November) were notably warm, with temperatures exceeding the average for the period of 1991–2020 by +1.59°C and +1.13°C, respectively. The 2020 winter (December to February) and spring (March to May) were respectively the second warmest (+2.6°C compared to the 1991–2020 average) and warmest (+1.54°C) since 1985 (Figure 5). The entire period (i.e. summer 2019 to spring 2020) has been the warmest on record with the average air temperature exceeding by 1.74°C that of the previous summer to spring periods of 1991–2020.

Assuming an adiabatic lapse rate of about 0.6°C per 100 m (Rolland, 2003) between the Bessans weather station and the rock avalanche scar location, the mean daily air temperature remained regularly above 0°C from 04 May to 18 June 2020 (Figure 6). During the month preceding the event (19 May to 18 June 2020), the mean air temperature at the scar location was estimated around 1.8°C, with a maximum daily average temperature of 5.3°C on 23 May and a minimum of −1.7°C on 9 and 10 June.

To sum up, the rock avalanche occurred during a period of positive temperature anomalies, aligning with the global increase of temperature in the Alps (Beniston et al., 2018; IPCC, 2019) and on a global scale (IPCC, 2021). Many studies demonstrated that climatic factors could indeed play a role in the triggering of rock slope failures (e.g., Legay et al., 2021; Paranunzio et al., 2016). In light of our meteorological analysis, the identified climatic anomalies have partly contributed to the occurrence of the rock avalanche in the Vallon d'Étache.

3.2 | Precipitation and snow depth

Since 2014, there has been a consistent pattern of below-average cumulative annual precipitation compared to the reference period in Bessans weather station, with the exception of 2018 and 2019, which were, respectively, +38.2% and +1.1% above average. In 2018, extreme winter precipitation (481 mm) was recorded, with cumulative precipitation (290 mm) + 151.4% above the winter average for the reference period. The cumulative precipitation records during the 2020 winter (December to February: 271.2 mm) are +41.6% (80 mm) higher than the average of winter cumulative precipitation during the reference period, while the spring records (March to May; 224 mm) show that the cumulative precipitation was only +4.4% (10 mm) higher (Figures 6–7). However, heavy precipitation episodes occurred during the weeks preceding the event, especially from 30 April to 2 May (65 mm) and from 9 to 18 May (61 mm), while 36 mm of precipitation was recorded the week prior to the event (12–18 June 2020), representing 15% of the spring 2020 precipitation. Finally, there was significant precipitation within the 3 days prior to the event (16–18 June 2020; 19 mm), representing 8% of the spring 2020 precipitation (Figure 6). But these values are recorded at Bessans weather station, which is 1,400 m lower in altitude than the rock avalanche scar. Considering an adiabatic lapse rate of 0.6°C per 100 m on the study site, the extrapolated daily temperature is sometimes below 0°C (Figure 6), thus precipitation was maybe snowfall near the rock avalanche starting zone.

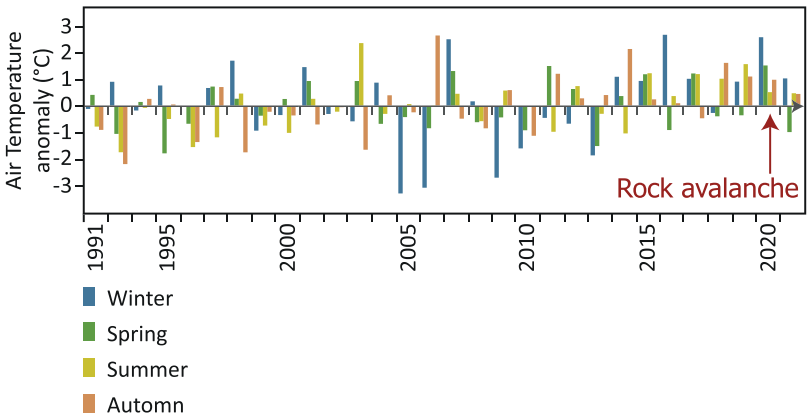


FIGURE 5 Air temperature anomalies (°C) compared to the 1991–2020 period at Bessans weather station (1713 m a.s.l.). Winter: December to February; spring: March to May; summer: June to August; autumn: September to November.

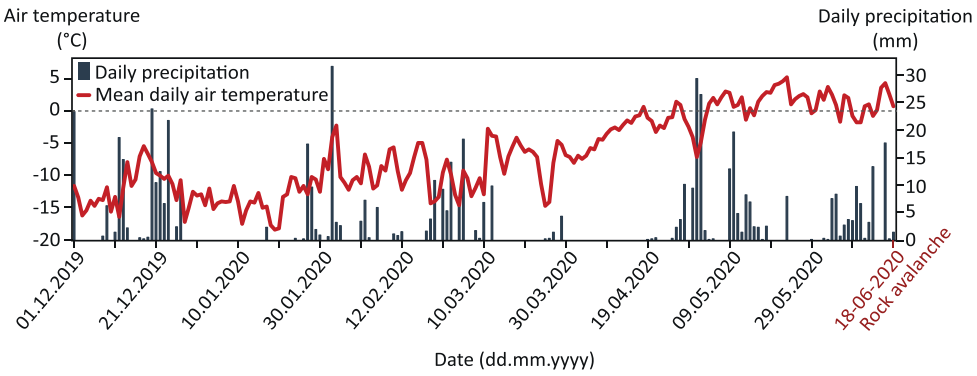


FIGURE 6 Air temperature (°C) at the rock avalanche scar altitude (3,126 m a.s.l.) extrapolated from Bessans weather station (1713 m, assuming an adiabatic lapse rate of 0.6°C per 100 m) during the winter and spring prior to the rock avalanche, and daily precipitation (mm) at Bessans weather station.

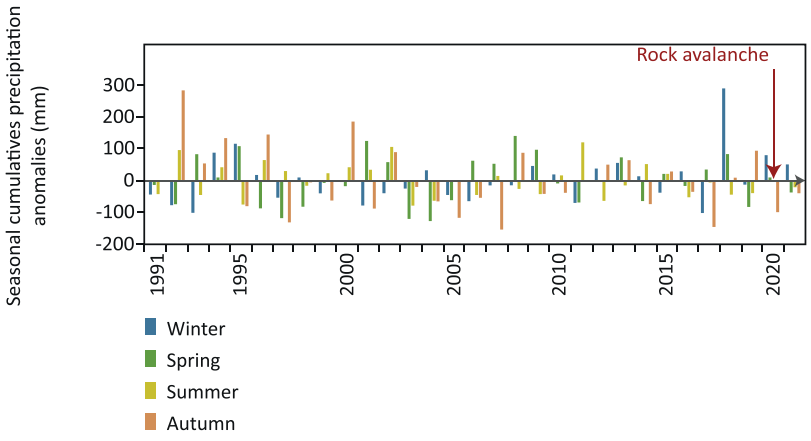


FIGURE 7 Seasonal cumulative precipitation anomalies (mm) compared to the 1991–2020 period at Bessans weather station (1713 m a.s.l.). This graph shows that winter and spring precipitation prior to the Étache event were higher than the mean of the reference period. Winter: December to February; spring: March to May; summer: June to August; autumn: September to November.

At Bonneval-sur-Arc weather station, the snow depth measured from December 2019 to May 2020 was +47.7% higher than in the previous 10 years (+130 cm compared to the 2010–2019 period; Figure 8). The snow depth over the winter period was on average 186 cm, which is +48% (60 cm) higher than that during the 2010–2019 winter period. In spring 2020, the mean snow depth was 217 cm, which is +18% (24 cm) higher than the average snow depth recorded in spring between 2010 and 2019.

Analysis of precipitation and snow depth data in Bessans and Bonneval-sur-Arc, and air temperature extrapolated to the altitude of the scar, suggests that the rock avalanche predominantly occurred during a period of snowmelt, precipitation and possible rain on snow events, possibly leading to substantial water infiltration and runoff within the weeks and days preceding the event. The liquid water visible in Figure 3c supports this hypothesis, and the models presented in Sections 4.2 and 4.3 will help to test this hypothesis.

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

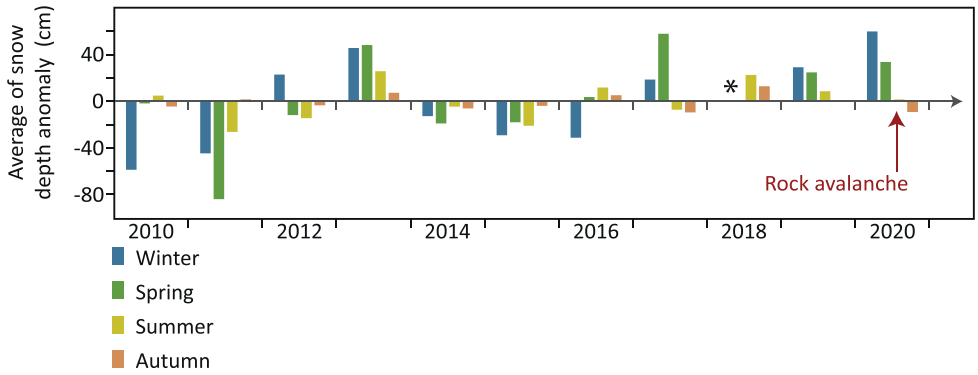


FIGURE 8 Seasonal anomalies of the average snow depth (cm) from 2010 to 2020 at Bonneval-sur-Arc weather station (1830 m a.s.l.). The asterisk is to note that there is a data gap from 01 January to 25 April 2018. Snow depth was exceptionally higher than the reference period during the winter and spring prior to the Étache event.

4 | GROUND THERMAL CONDITIONS

To determine ground thermal conditions around the failure area, we combined four methods: in-situ temperature measurements (Section 4.1), energy balance modelling (Section 4.2), 2D physic-based thermal modelling (Section 4.3) and a geoelectrical survey combined with petrophysical analysis (Section 4.4).

4.1 | Ground surface temperature

4.1.1 | Ground temperature measurement

In order to characterise the ground thermal regime and permafrost conditions around the release area, Ground Surface Temperature (GST) was monitored using miniature temperature data loggers (IButton®, DS1925LF5#). Thirteen loggers were installed at *c.* 10 cm below the surface to avoid direct solar radiation heating, with an elevation range from 2,675 m to 3,116 m a.s.l., and different ground and sun-exposure conditions (SI.3). Temperature was monitored hourly from 6 July 2021 to 7 October 2022, parameterising the sensor with a 0.0625°C precision (Figure 9a,b). The MAGST calculation is based on data from 01 October 2021 to 30 September 2022, corresponding to one hydrological year.

Nine loggers were installed in gentle slopes where a snow cover effect is expected (e.g., Figure 9c), while the 4 others were installed on rock outcrops or steep slopes where snow-free conditions are expected (e.g., Figure 9d).

4.1.2 | Ground surface temperature analysis

At the scar altitude, mean annual ground surface temperature (MAGST) computed over the 2021–2022 hydrological year (01 Oct. to 30 Sept.) ranges from −2.33 to −1.93°C on the NW face and is 2.43°C on the SE face. Sensors installed at lower altitudes to measure lapse rate show a MAGST ranging from 2.85 to 4.42°C and from 3.16 to 6.06°C on the NW and the SE faces, respectively. Mean daily GST over the 2021–2022 hydrological year are displayed in Figure 10.

Sensors affected by snow are visible through dampened daily oscillation or through persistent sub-zero temperature in winter and spring (ETA_3; ETA_4; ETA_5; ETA_9; ETA_10; ETA_11; ETA_13; Figure 10a,b). Some of these sensors have also recorded relatively low temperatures in winter, as ETA_ 4 with GST of −4.6°C under snow (from 01 Dec. 2021 to 31 May 2022) which suggests permafrost at depth (Haeberli, 1973). The sensors which have recorded the lowest MAGST are ETA_6 (−2.33°C) and ETA_7 (−2.2°C), located at 3112 m a.s.l. and oriented NW. These sensors are placed on a gentle slope area and are likely affected by snow. Nevertheless, they both recorded large temperature ranges during the winter and spring (Figure 10c). This is probably due to the fact that they are placed on a crest, where the wind likely erodes the deposited snow, preventing the onset of a thick snowpack.

Since the recorded air temperature during the 2021–2022 hydrological year was 0.9°C above the average temperature of the 1991–2020 period, the temperature at depth is probably lower than the MAGST measured during 2021–2022 as a result of the past colder decades.

While this temperature dataset gives a detailed overview of the site, its spatial and temporal representativeness are limited. Thus, to reconstruct temperature over time and space, thermal models must be used; but these measurements remain essential to constrain them (see Sections 4.3 and 4.4).

4.2 | Energy balance modelling

4.2.1 | Model ensemble: S2M SAFRAN, CROCUS and CryoGRID

In order to assess the potential water infiltration (quantity and timing) from snowmelt and rainfall, and to create a surface temperature time series to force the heat flow simulations (Section 4.3), we calibrated a model ensemble that was recently adapted to steep mountain slopes (Ben-Asher et al., 2023).

The CryoGrid model simulates the ground thermal regime and water mass balance (Westermann et al., 2023) using the finite-difference method. Previous studies successfully used versions of the

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

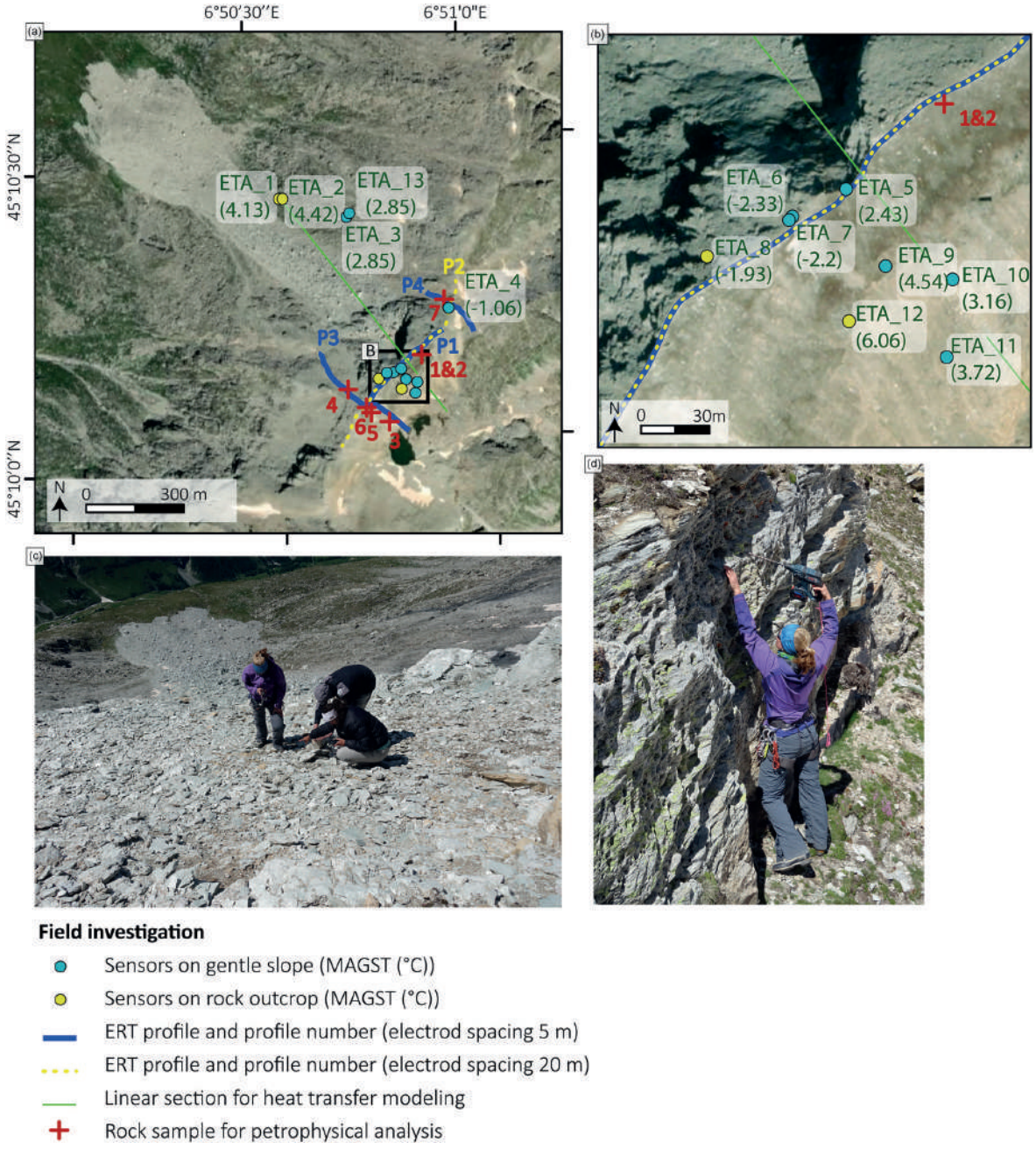


FIGURE 9 Ground surface temperature monitoring, geophysical survey, and heat transfer modelling on the study site. (a,b) Location maps of temperature sensors and geophysical profiles, GST sensor names and associated recorded MAGST between 01 Oct. 2021 and 30 Sept. 2022. (c) Installation of temperature sensors into the ground (5 July 2021). (d) Installation of temperature sensors on a rock outcrop (5 July 2021).

CryoGrid model to simulate processes in steep rock walls and mountainous regions (Legay et al., 2021; Magnin, Josnin, et al., 2017; Myhra et al., 2017; Schmidt et al., 2021). Recently, it was adapted to simulate the hydrological mass balance in steep rock slopes (Ben-Asher et al., 2023).

The ground domain, representing the rock slope, is simulated as a 1D gridded column with a depth of 100 m. Ground temperatures are calculated using diffusion and advection by vertical water flow in the rock, based on Richard's equation of unsaturated flow (Richards, 1931). The lower boundary condition is provided by a constant heat flux, based on field measurements, to account for possible lateral heat fluxes coming from surrounding rock faces (Legay et al., 2021). A low porosity value was applied (1%) to limit infiltration in the model and conserve the full potential of excess water at the surface in each time step (i.e. the amount of water that could potentially infiltrate).

The upper boundary is calculated by a surface energy balance using the S2M-SAFRAN (Vernay et al., 2022) and ERA5 (Hersbach

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

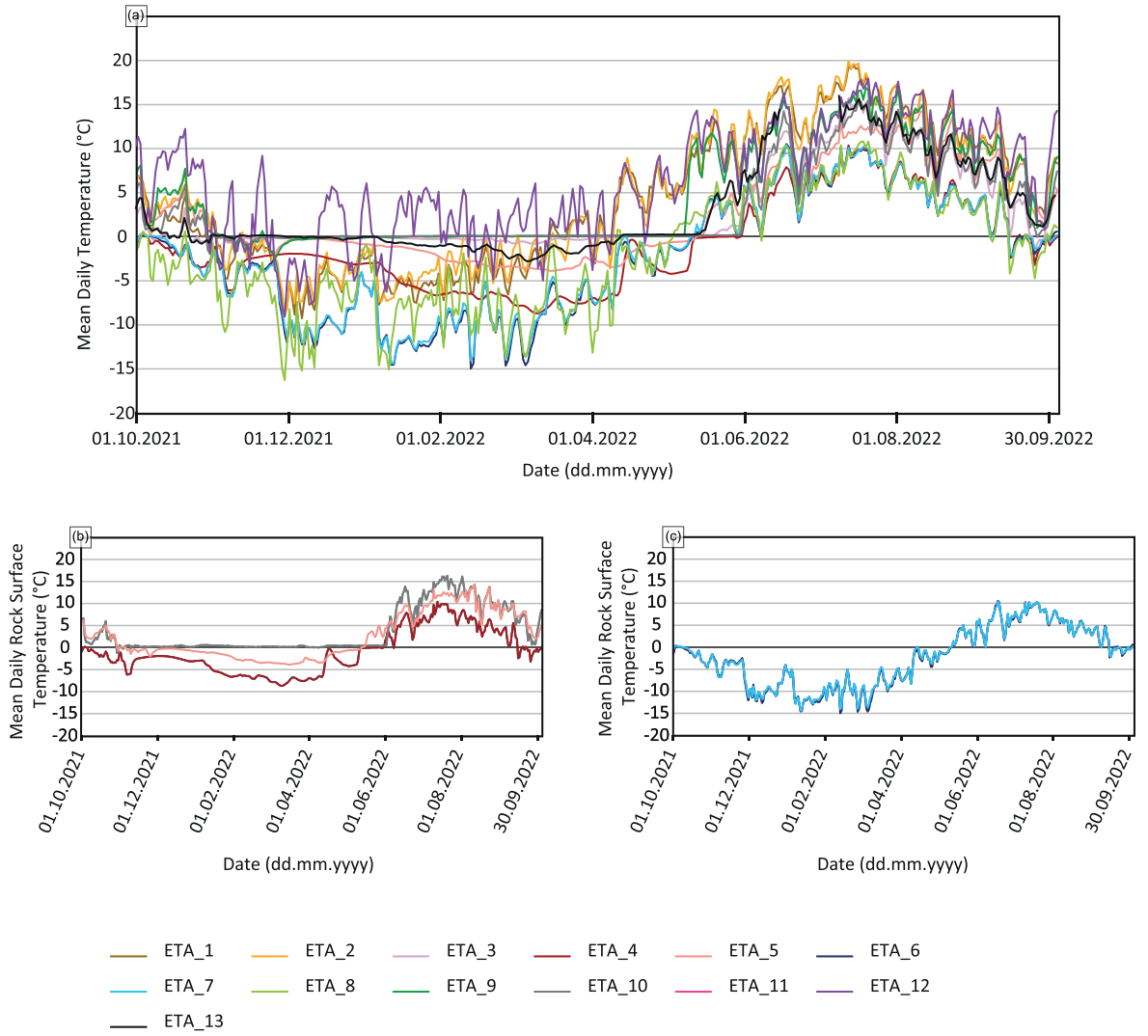


FIGURE 10 (a) Mean daily ground surface temperature measured by each sensor between 01 Oct. 2021 and 30 Sept. 2022. (b) Focus on the sensors ETA_4, ETA_5 and ETA_10 which have recorded the effects of snow cover. (c) Focus on the sensors ETA_6 and ETA_7 which have recorded very low temperatures.

et al., 2020) datasets for the atmospheric forcing. In addition to surface energy balance, the CryoGrid model is implemented with the state-of-the-art CROCUS snow scheme (Vionnet et al., 2012), which provides representations of snow cover dynamics, and water drainage. To account for steep slopes, where snow accumulation is affected by gravity, a threshold value of maximum snow thickness was applied using a linear function of slope angle (Ben-Asher et al., 2023). Between angles of 45° to 75°, maximum snow thickness linearly decreases from 0.8 m to 0 m.

The model was calibrated using measured surface temperature data from field sensors (ETA_3; ETA_4; ETA_6; ETA_7; ETA_9; ETA_10) that recorded from July 2021 to October 2022. The calibration was made by changing the variables of snow accumulation factor (ratio between snowfall and snow accumulation), ground roughness length and rock albedo within constraints. More details and model parameters are provided in Appendix B.

In the model output, two potential sources of water were considered for infiltration into rock fractures: rainfall and snowmelt.

4.2.2 | Simulated ground surface temperature and water supply anomalies

Figures 11 and 12 display the simulated ground surface temperature and water supply for a ground surface point representative of the pre-failure slope (elevation 3,108 m; aspect 320°, slope 32°). The simulated GST data are then used as forcing data for heat transfer simulation (Section 4.3).

At the seasonal timestep/scale, the energy balance simulation shows that the 2020 winter (December to February) and spring (March to May) recorded the warmest GST compared to the 1991–2020 reference period. Comparison of the seasonal averages during

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

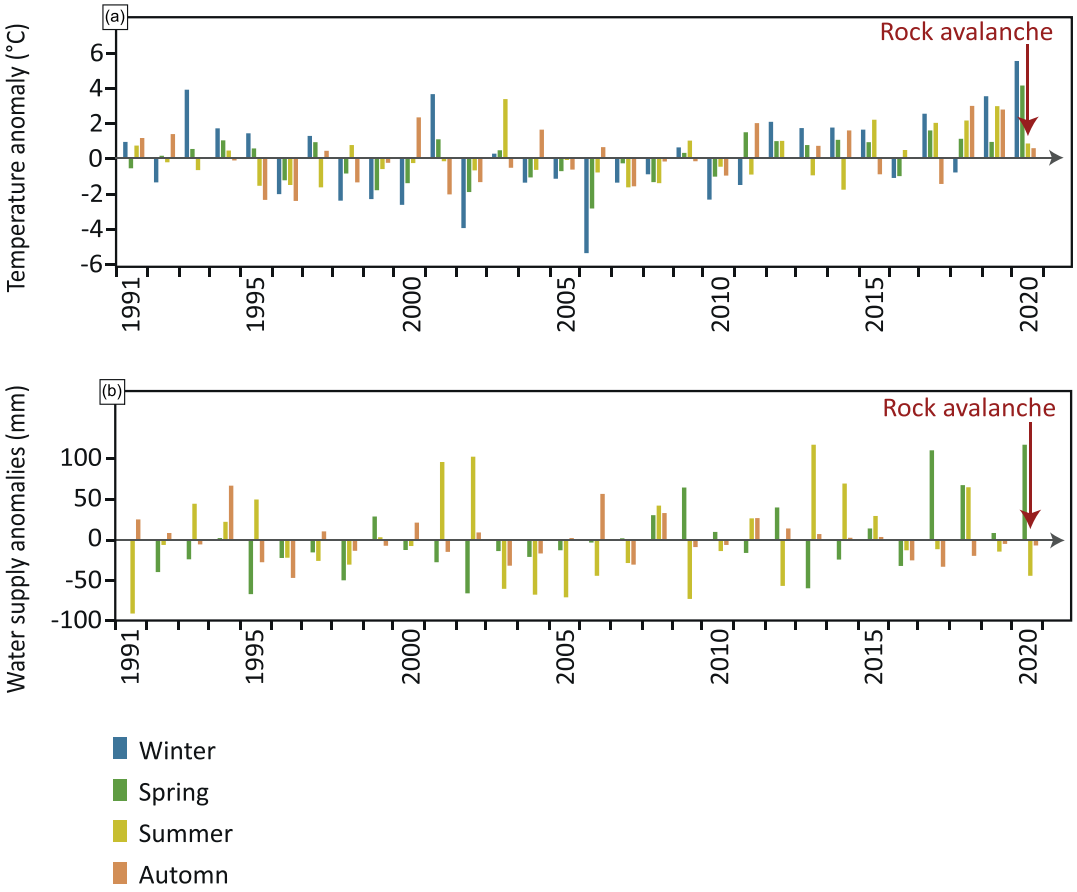


FIGURE 11 Simulated GST, snowmelt and potential water supply at the scar altitude (elevation 3,108 m; aspect 320°, slope 32°). (a) Simulated GST anomalies (°C) compared to the reference period (1991–2020). (b) Simulated water supply anomaly (mm, rainfall and snowmelt) compared to the reference period (1991–2020).

this period shows that winter 2020 was +5.5°C warmer, and spring 2020 was +4.1°C warmer (Figure 11a); these are respectively 2.9°C and 2.6°C higher than the air temperature anomaly. Beyond the reference period, spring 2020 also had the largest available water supply (rainfall and snowmelt) since 1958 (the beginning of the S2M_SAFRAN data series), surpassing the average for the reference period of 1991–2020 by 120 mm (Figure 11b).

At the daily timestep, the model revealed a significant water supply available for infiltration during May 2020 (Figure 12), extending up to 14 days prior to the event. This period coincided with substantial precipitation (Section 3.2) and snowmelt. Water supply started after the onset of snow melting because, in the modelling approach, the snow pack first absorbs the meltwater and water runoff only occurs when the snow pack is saturated (Ben-Asher et al., 2023). Figure 12 further illustrates that the model simulated an accumulation of snow in the days prior to the rock avalanche, transforming the observed heavy rainfall at Bessans Automatic Weather Stations (AWS) into snowfall at the scar location. This implies two potential scenarios: either there was a time lapse between infiltration and triggering (supported by observable water traces in the scar as shown in Figure 3c), or the simulated snowfall was entirely or partially rainfall under real-world conditions. In the latter scenario, the model would have failed to accurately represent this aspect due to its uncertainty around the 0°C threshold. In the latter case, an immediate response to water infiltration occurred, but was not captured by the model, thereby underscoring its limitations for short-term analysis. It is furthermore noteworthy that substantial snowmelt was simulated 3 to 6 days after the event.

Based on these simulations, the rock avalanche happened after a winter and spring with outstandingly high GST, well higher than the air temperature. The GST records are unprecedented since the start of the modelled time series (1958). The rock avalanche also occurred during the spring with the greatest water supply ever simulated since 1958. These exceptional ground thermal conditions and water supply for infiltration could have played a major role in the occurrence of the rock avalanche.

4.3 | Modelling permafrost evolution

In order to estimate the thermal state of the release area when the rock avalanche happened, we modelled the temperature evolution in the source area using the (hydro) thermal model *Feflow* (DHI, version 7.4; Clausnitzer & Mirnyy, 2015; Feflow user guide, 2016). The two-dimensional (2D) domain was defined using the IGN 20 cm resolution DEM (resampled at 1 m resolution; Section 2.3), with a linear

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

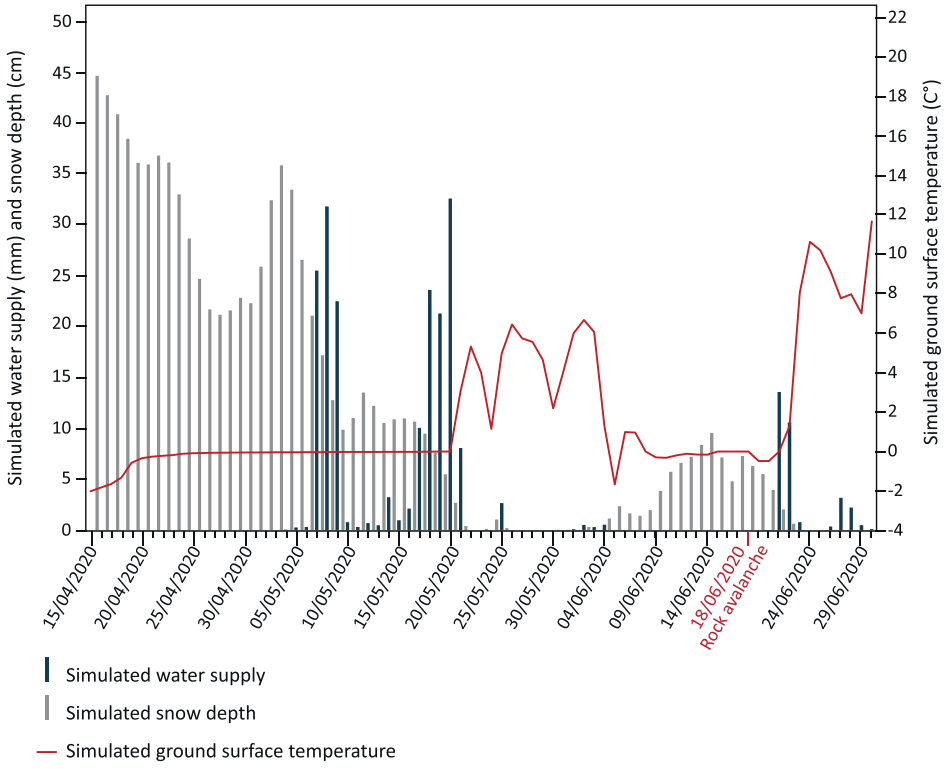


FIGURE 12 Simulated water supply (snowmelt and rainfall), snow depth and ground surface temperature at the scar altitude (elevation 3,108 m; aspect 320°, slope 32°).

section oriented NW-SE which intersects the rock avalanche scar (green line on Figure 9). The domain was extended down to 5 km below the surface to include the geothermal flux in a realistic way (Figure SI.4). A triangle mesh gradually coarsening with depth was applied. The water flow was not taken into account in the simulations. Instead, the entire domain was constrained in order to be fully saturated, by applying a constant hydraulic head of 3,140 m (slightly higher than the maximum elevation, though) as a boundary condition at all surface nodes. A very low hydraulic conductivity of 10^{-12} m s^{-1} is also applied to the entire domain so that no significant flow is allowed. Freeze and thaw effects are accounted for through the *piFreeze* (version 1.001) extension included in *Feflow*. The main parameters are shown in Table 1.

The model was first run with constant temperature forcing at the surface, for a sufficiently long time to reach equilibrium (Figure SI.4).

4.3.1 | Forcing data and simulations

We performed two simulations, which differ by the forcing boundary conditions applied at the surface. In Simulation 1, we used the time series of air temperature measured in two surrounding Automatic Weather Stations (AWS), linearly fitted to the rock surface temperature measured by sensors (Section 3): Bessans (Section 3.1) and Avrieux (1,102 m a.s.l.; Figure 1). Bessans air temperature shows the best correlation with Rock Surface Temperature data (RST) at daily timestep (0.88 against all sensors, 0.92 against the subset of 6 sensors which show no snow coverage; SI.3. But records at Bessans started in August 1984, and to further extend the temperature reconstruction, we used air temperature data from Avrieux AWS, which operates since October 1948 (correlation coefficient 0.87 against all sensors, 0.91 against the subset of 6 sensors). The air temperature data from both AWS is linearly interpolated. The y-intercept was adjusted for SE and NW slope, so that the resulting temperature time series have the same average value as the measured one (Section 3) over the 1 October 2021 to 30 September 2022 year (SI.3). For this purpose, the annual mean of sensors ETA_8 (for the NW side at 3110 m a.s.l.) and ETA_12 (for the SE side at 3088 m a.s.l.) were selected since they are both unaffected by snow and placed on outcrops. Last, an adiabatic gradient of 6°C km^{-1} was further applied to account for the altitudinal effect and create a surface temperature time series for all model nodes. It does not account for the presence of snow. Conversely, in Simulation 2, the surface temperature boundary condition is provided by the energy balance modelling outputs (Section 4.2.2), which account for the snow effect. The main parameters of both simulations are summarised in Appendix B.

4.3.2 | Results and interpretation

The results of both simulations are presented in Figure 13. Overall, simulation 1 exhibits a strong temperature gradient between the SE and NW sides (Figure 13a), which is the direct consequence of the temperature offset between both aspects: the mean annual

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

TABLE 1 Main parameters used in the heat transfer simulations.

Parameter	Value	References
Porosity	5%	Magnin & Josnin, 2021
Heat capacity of liquid water	4.2×10^6 J m^{-3} K^{-1}	Magnin & Josnin, 2021
Heat capacity of rock	1.8×10^6 J m^{-3} K^{-1}	Magnin & Josnin, 2021
Heat capacity of ice	1.86×10^6 J m^{-3} K^{-1}	Petrenko & Whitworth, 2002
Thermal conductivity of water	0.65 J m^{-1} s^{-1} K^{-1}	Magnin & Josnin, 2021
Thermal conductivity of rock	3 W m^{-1} K^{-1}	Magnin & Josnin, 2021
Thermal conductivity of ice	2.2 W m^{-1} K^{-1}	Petrenko & Whitworth, 2002
Latent heat of freezing	334×10^3 J kg^{-1}	Magnin & Josnin, 2021
Freezing temperature	0°C	
Freezing temperature interval	−1 °C to 1°C	
Geothermal flux	7×10^{-2} W m^{-2}	Mommessin, 2015
Mesh elements	5,460	
Mesh nodes	3,132	

temperature was almost 8°C warmer on the SE side than on the NW side in snow-free conditions (SI.3). The temperature difference between SE and NW slopes can extend to several Celsius degrees, leading to a strong horizontal heat flow (Noetzli et al., 2007). Consequently, one should anticipate both warming and water infiltration from the warmer side towards the permafrost on the colder side of the mountain, penetrating deep within it. Simulation 2 exhibits a smoother pattern, with a less pronounced gradient between both aspects (Figure 13b). Both simulations agree with (i) the absence of permafrost on the SE side, and (ii) the presence of permafrost at depth on the NW side, with a minimum temperature which would be comprised between −2°C and −3°C. Taking into account the uncertainties of these simulations, the permafrost in the detachment zone could thus be cold or warm.

The temperature difference between both simulations is plotted in Figure 13c. Interestingly, despite the conceptual differences in temperature boundary conditions, the temperature simulated in the detachment zone is similar in both simulations. This figure also clearly illustrates the effects of snow, which can be twofold (Magnin et al., 2015; Magnin, Westermann, et al., 2017). During the winter season, the snow cover has an insulating effect which limits ground cooling. Conversely, the high albedo of snow can significantly delay the seasonal thaw, leading to an overall cooling effect. This second effect depends on the aspect and on the slope: for instance, an N face with a steep slope has no or little sun exposure, thus the albedo effect of snow cover will have a very limited impact. Conversely, on a S-facing slope, the albedo effect is much more pronounced. Figure 13c shows that the SE side is up to 4°C cooler in simulation 2, which means that the albedo (cooling) effect is much more important than the insulating (warming) effect. Conversely, the NW side is *c.* 1°C warmer because the albedo effect is very limited. On the NW side, the insulating effect of the snow is thus dominant.

Figure 13d shows the time series of temperature computed at three observation points located close to the rock avalanche scar, for both simulations. Overall, Simulation 1 shows a steady temperature increase from 1990, while Simulation 2 shows a temperature decrease between 1996 and 2012 and a sharp temperature increase from 2012 onward. The seasonal signal is smoothed at observation points #21 and #26 and is no longer visible at observation point #25, which thus mostly shows a longer-term temperature trend. For points #21 and #26, located respectively 13.5 and 17 m below the surface, the annual trend simulated within Simulation 2 from 2012 to 2022 is 0.096 and 0.114°C a^{-1}. For point #25, located *c.* 30 m below the surface, the annual trend is 0.06°C a^{-1}. In Simulation 1, the warming rate is significantly lower for this period (0.022, 0.021 and 0.015°C a^{-1} for observation points #21, #26 and #25, respectively), but sustained for more than three decades, resulting in a net warming of the same magnitude in both simulations (see SI.5 for the same figure with trends). These trends are in good agreement with measured temperature in Alpine boreholes (Etzelmüller et al., 2020; Haberkorn et al., 2021; Magnin et al., 2024).

Qualitatively, it is also striking to see that for the three observation points, the temperature simulated at the time of the rock avalanche had never been reached in the previous decades, with a particularly strong warm anomaly prior to the event. Overall, these simulations consistently show a cold to warm permafrost transition in the detachment zone, during the years and months before the event. These results clearly come as a strong argument to support the hypothesis of a short-term change in conditioning due to permafrost warming, leading to the rock avalanche.

The temperature at the end of the LIA (1850) is estimated by applying a − 1°C offset on the boundary conditions of surface temperature, as compared to the 1961–1990 average (Auer et al., 2007; Böhm et al., 2010; Magnin & Josnin, 2021). The modelled temperatures are presented for both simulations in SI.6. Simulation 1 suggests that there was no permafrost beneath the SE slope, while Simulation 2 (which includes snow cover) indicates the presence of warm permafrost at depth, below the SE slope.

These simulations are obviously simplified, especially since the processes related to the advection of heat along with water flow are not taken into account in the model. For both simulations, the forcing time series of surface temperature have been fitted or calibrated based on a single year of field measurements, potentially leading to an error. In Simulation 2, the two main parameters controlling the snow accumulation (fraction of precipitation accumulating as snow and maximum snowpack height) have been adjusted based on our expertise, but without field measurements available to validate these assumptions. On top of this, constant values of both parameters have been used for the entire simulation, while they may vary through time: especially, high wind conditions might significantly change the snow deposited fraction and/or the snowpack height (as discussed in Section 4.1.2). Despite these current limitations in the presented simulations, the associated biases are expected to be rather stable in time, with interannual variations being smoothed out when considering the thermal state of the area at depth.

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

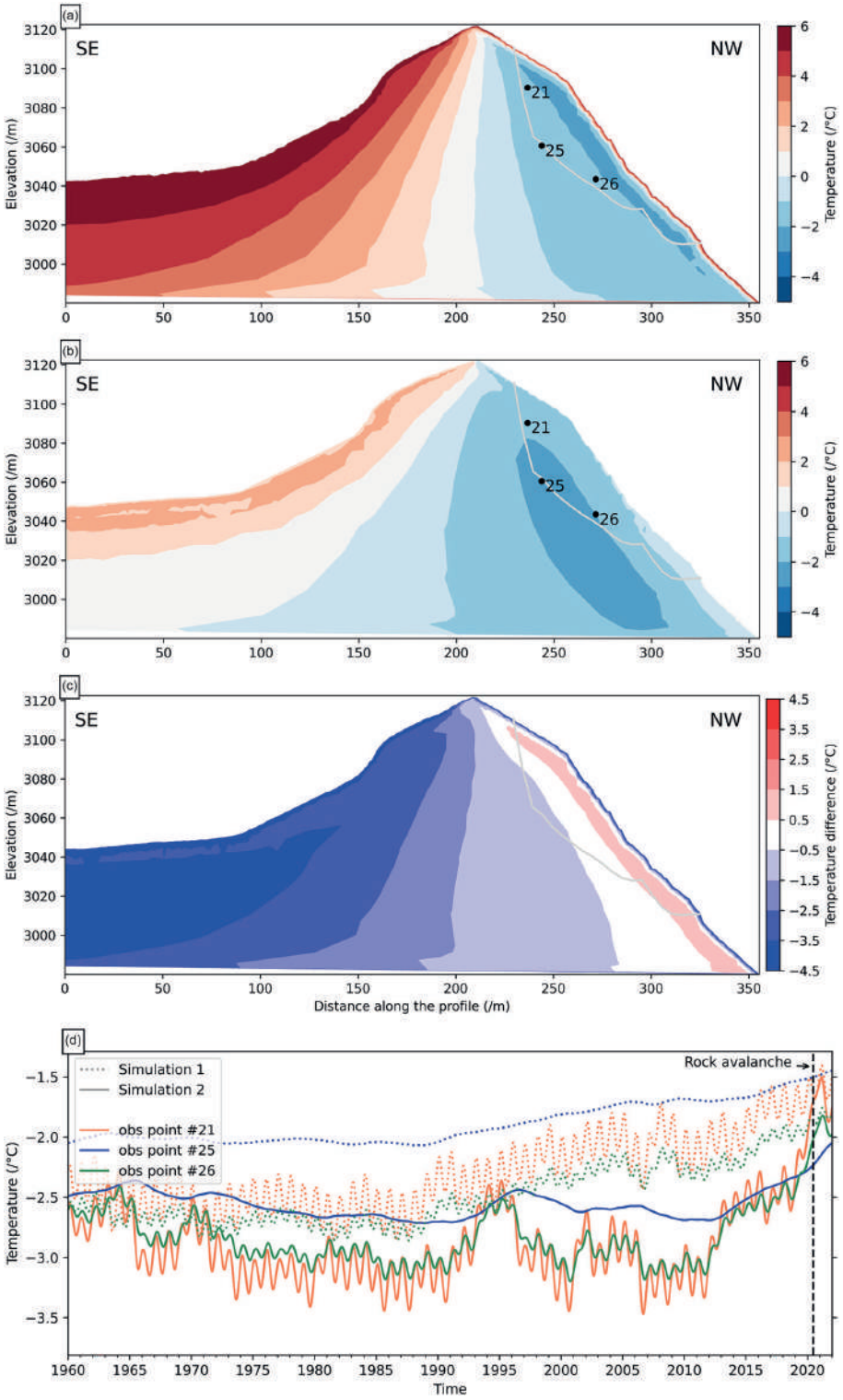


FIGURE 13 Simulated ground temperature with heat transfer simulation. (a–c) temperature simulated in mid-June 2020. (a) Simulation 1 forced with rock surface temperature extrapolated from air temperature. (b) Simulation 2 forced with energy balance modelling output data. (c) Difference between simulations 1 and 2. (d) Time series of ground temperature at three observation points (21–25-26) close to the rock avalanche scar for both simulations. Dotted lines: simulation 1; full lines: simulation 2. On plot (a)–(c), the scar is shown with a grey line.

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

TABLE 2 Main characteristics of the resistivity profiles. WS: Wenner-Schlumberger (4 channels max).

	Profile 1	Profile 2	Profile 3	Profile 4
Date (dd.mm.yyyy)	06.09.2022	06.09.2022	08.09.2022	08.09.2022
Orientation	NE – SW	NE – SW	SE – NW	NW – SE
Number of electrodes	64	32	80	48
Electrode separation (m)	5	20	5	5
Profile length (m)	320	640	400	240
Array of quadrupoles	WS	WS	WS	WS
Number of measurements	1937	337	2,910	965
Number of inverted measurements	1930	337	2,910	965

To conclude, these results strongly support the hypothesis of a rock slope failure predisposed by a steady permafrost warming and potentially triggered both by the transition towards warm permafrost that is recognised as mechanically unstable (Davies et al., 2001; Krautblatter et al., 2013) and water infiltration possibly causing heat advection and enhanced permafrost degradation along fractures, and substantial hydrostatic pressure (Magnin & Josnin, 2021). Both simulations show that the event affected fairly frozen bedrock. It is also interesting to note that these simulations reveal that the permafrost map based on the rock model from Boeckli et al. (2012b) presented in Section 2.1 displays an underestimation of permafrost extent. Our investigations have led to a more accurate description of permafrost distribution, offering improved insights into both surface and subsurface conditions. Especially, accounting for the effect of snow by combining the energy balance model output as input of the thermal model leads to a more realistic representation of surface conditions as compared to Simulation 1 which does not account for the snow effect. However, it should be kept in mind that the face is a mix of steep slopes and gentler slopes covered with snow and that the temperature at depth is the result of highly variable energy balances.

4.4 | Geoelectrical survey and petrophysical analysis

4.4.1 | Field acquisitions

In September 2022, we performed an ERT survey to investigate the extension of permafrost in the area of interest in the vicinity of the scar. The main characteristics of these measurements are summarised in Table 2.

Four profiles were carried out. Two of them are oriented NE–SW along the crest while the two others are oriented normally to the crest (Figure 9a,b). We used an ABEM Terrameter LS2 for the acquisition. The measurement protocols combine Wenner-α and Schlumberger quadrupoles, with a multichannel acquisition (maximum of four measured channels per current injection). The GPS position of every electrode was measured during the acquisition.

4.4.2 | Petrophysical analysis

In order to compare the resistivity changes associated with the formation of ice in the rock, we performed laboratory measurements on the rock samples collected from the rock outcrop, following the methodology developed by Duvillard et al. (2018). Six rock samples of micaschists were therefore taken along the ERT surveys (Figure 9a,b) to measure their resistivity in the laboratory in saturated conditions. The core samples were first cut into 4 cm cubes. Then they were dried for 24 hours at 58°C. Finally, they were saturated under a vacuum with melted snow water (in order to get a range of ionic content as close as possible to the fieldwork conditions). The samples are left 1 month in their pore water solution in order to reach equilibrium. Complex resistivity is measured with a high-precision impedance analyser ZEL-SIP04-V02 (Zimmermann et al., 2008) in the frequency range of 0.01 to 45 kHz. The samples are then equipped with gel carbon electrodes and immersed in a thermally controlled bath (see details of the protocol in Coperey et al., 2019). We investigate the complex resistivity (including polarisation effects) over a temperature range from +20°C to −15°C (Figure 14a).

Knowing the rock sample volume, the weight difference between dry and saturated samples allows us to estimate the porosity. The porosity of the six rock samples ranges from 1.2 to 4.3% (average value of 2.3%). The resistivity of unfrozen saturated rock is in the range from 1.3 to 4.7 kΩ m (log values between 3.1 and 3.6). The resistivity of frozen (between 0°C and −15°C) saturated rock is in the range 8.6 to 306 kΩ m. However, the thermal model study (Section 4.3) suggests that the lowest temperature in the surveyed region is likely higher than −4°C. Using this reduced temperature range for frozen saturated rock (between 0°C and −4°C) the resistivity inferred from the laboratory measurements ranges from 8.6 to 104 kΩ m (log values between 3.9 and 5.0). Thus, according to these laboratory measurements, the transition occurs between 5 and 8 kΩ m (log values between 3.7 and 3.9), which allows to interpret the resistivity tomograms shown in Figure 14 in terms of permafrost presence or absence. While these values are very useful to interpret the ERT acquired in the field, it must be highlighted that the resistivity of these saturated rock samples has limited representativeness as compared to the measurements carried out on the field in (at least partly) unsaturated rock, and fractured areas.

4.4.3 | Data inversion and results

The raw datasets collected in the field were first filtered to eliminate negative resistivity values, as well as outliers in the pseudo-sections. However, most of the data are characterised by high signal-to-noise

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

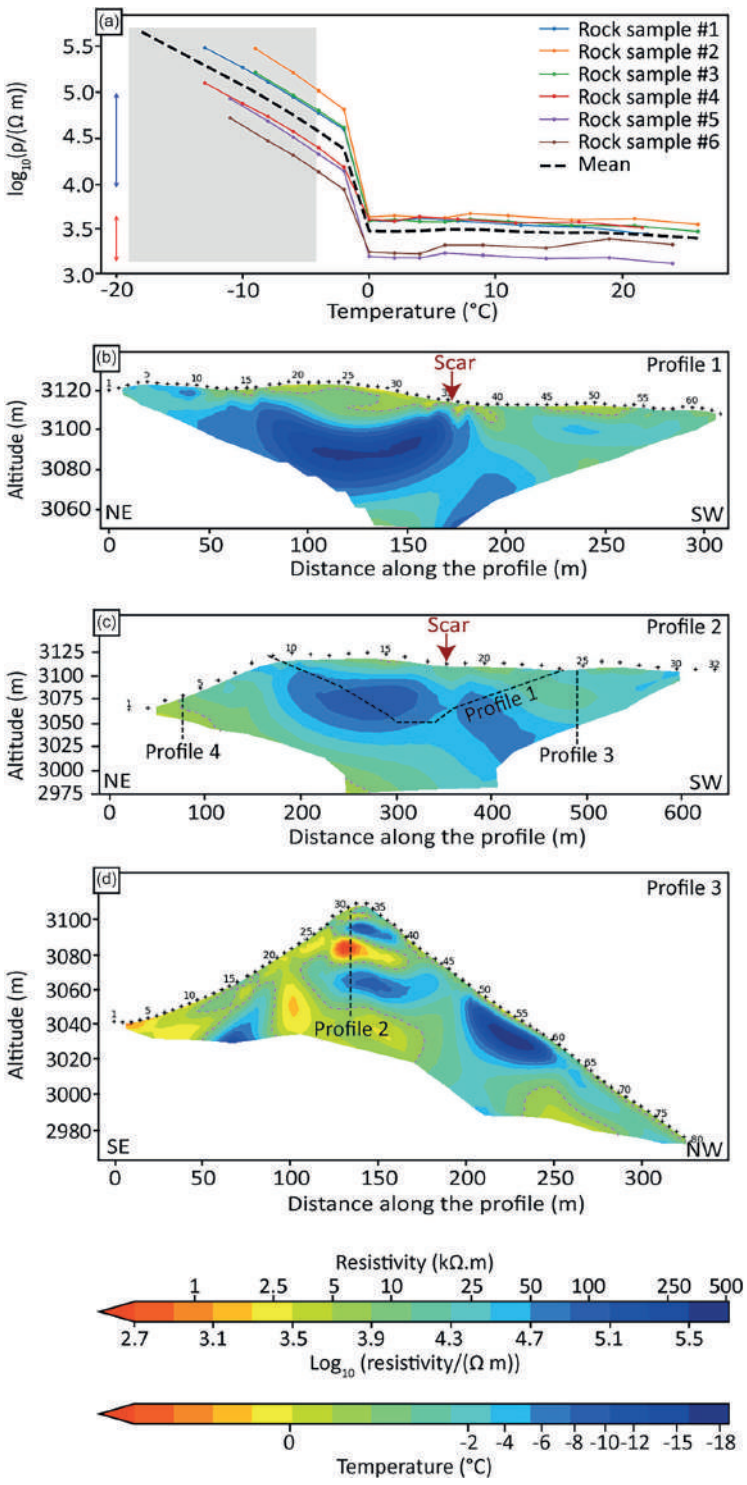


FIGURE 14 ERT profiles. (a) Resistivity as a function of temperature for the six rock samples. Arrows show the range of resistivity values from laboratory measurements for unfrozen rock (red arrow) and frozen rock (blue arrow, for temperature down to −4°C); the grey shading outlines the laboratory measurements below −4°C, which is very unlikely to occur in the field according to the results of the heat transfer model. (b) Profile 1. (c) Profile 2. (d) Profile 3. Location of profiles is shown in Figure 9a. In figure (b), (c) and (d) the dotted grey line denotes the limit between the frozen and unfrozen areas, from laboratory measurements.

ratios and very few points were filtered out (see details in Table 2). The inversion was carried out using Res2Dinv (version 4.8, see Loke & Barker, 1996). The resistivity tomograms are presented in Figure 14b–d for the profiles 1–3, while the fourth profile is shown in SI.7. To help interpretation, the resistivity – temperature relation inferred from the laboratory measurements is shown on the second colour bar at the bottom of Figure 14.

4.4.4 | Interpretation of results

Profile 1 exhibits resistivity values larger than 15 kΩ m except at shallow depth, which is consistent with the presence of permafrost in this area, and the presence of an active layer. On the left side of the profile, a maximum resistivity as high as 360 kΩ m cannot be explained solely by the temperature effect: indeed, this would correspond to a

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

temperature as low as ~ -17°C, which is not realistic (see also Figure SI.8 showing the temperature on the tomograms). This suggests that the ice content is higher than what was measured in the lab. In other words, the macroscopic porosity in the surveyed area is likely exceeding the microscopic porosity of the rock samples analysed in the laboratory. Another striking feature that can be seen on Profile 1 is a clear sub-vertical discontinuity around a distance of 175 m along the profile, which roughly matches the centre of the rock avalanche scar. This raises the question of potential water circulation into a fault, which may have played a role in the destabilisation of the rock wall. Another hypothesis to explain this vertical discontinuity could be a thermal effect of the rock avalanche scar since the ERT surveys were carried out over 2 years after the rock avalanche. We addressed this hypothesis by running additional thermal simulations with, and without the rock avalanche volume, between June 2020 and September 2022 (see SI.9). This shows that the thermal effect is significant, but only in a shallow layer beneath the rock avalanche scar. It is thus unlikely that the discontinuity observed in this ERT profile is due to this localised warming of the scar.

The pattern in Profile 2 is consistent with that of the resistivity distribution exhibited by Profile 1, except that the resistivity values lie in a slightly narrower range, which is explained by the fact that the electrode spacing was four times larger in Profile 2 (Table 2). Nevertheless, the high resistivity values on the left half of the tomogram, and the vertical discontinuity roughly matching the rock avalanche scar location are also clearly visible on this tomogram.

Profile 3 shows a clear difference between the SE and the NW aspects, with low resistivity values below the SE slope which indicates the presence of unfrozen material, while high resistivity values on the NW slope are consistent with the presence of permafrost. Interestingly, the discontinuity observed at a distance of 190 m along the profile roughly matches the location of the fault observed in the scar (see Figure 3b), which again raises the question of the role played by water circulation. Below the crest, the high resistivity values are most likely explained by unsaturated material.

To summarise, these results bring new insights regarding the permafrost distribution as compared to the existing maps (Section 2.1 and Figure 2). Indeed, resistivity profiles confirm the presence of permafrost on the NW side and along the crest (exceeding 100 m depth, extending both vertically and normal to the steep surface), but suggest no permafrost (or only localised patches) on the SE side. Additionally, the scar is located within the permafrost area suggesting that the rock avalanche took place in a warming but not thawed permafrost area. These ERT results are also in good qualitative agreement with the temperature patterns simulated by the thermal model (Section 4.3) and reveal complex structures, such as faults, that are confirmed by field observations and/or geological maps. The combination of models and ERT survey thus brings complementary insights to understand the thermal state and complex structures in the surveyed area.

5 | ROCK AVALANCHE PROPAGATION MODELLING

5.1 | Methods

Propagation modelling of the Étache rock avalanche was attempted, with the aim of gaining insights into the flow process. Given the overall characteristics of the deposit suggesting a flow-like propagation, and following current practice for modelling rock avalanches (e.g., Peruzzetto et al., 2022; Pirulli & Mangeney, 2008; Sosio et al., 2012), a continuous hydraulic was used and the flowing material was assumed to behave as a granular material. Simulations are performed using a depth-averaged model with a Voellmy friction law (see details in Appendix C). The material is characterised by the two rheological parameters μ (dry friction coefficient) and ξ (turbulent friction coefficient, in m s^{-2}).

Simulations are performed on the pre-event DEM with a spatial resolution of 0.5 m. The DEM is corrected in the scar to remove the material mobilised by the event. Simulated flows are initiated by releasing a volume of material uniformly distributed over the scar area. In most simulations, we consider a flow volume of 320,000 m^3, which corresponds to the total volume of deposited material estimated from DEM differences (see Section 2.3). Note that since flow density is assumed constant in the model, we could not account for the expansion between the volume of the scar and that of the deposit, and hence the final volume value is considered.

Preliminary simulations showed that, while the runout and the distal shape of the deposition zone can be reproduced fairly well using appropriate choices of the friction parameters μ and ξ, it is not possible to accurately capture the observed distribution of volume in the deposit. Looking for an optimal calibration of these parameters therefore seems pointless, and we limit ourselves to qualitative comparisons between the simulation results and the observed data. In particular, the sensitivity of the simulations to the friction law employed and the associated parameters can provide interesting insights into the complexity of the avalanche flow process.

5.2 | Results and interpretations

Figure 15 illustrates three different parameter combinations for which the simulated deposits match relatively well with the observations in terms of total flow runout and shape of the deposition area on the two flat zones. Simulation A ($\mu = 0.35$ and $\xi = 1{,}000$ m s^{-2}) and B (0.25 and $\xi = 100$ m s^{-2}) correspond to a different balance between the dry and turbulent friction terms, while Simulation C ($\mu = 0.5$ and $\xi = 10{,}000$ m s^{-2}) effectively corresponds to an almost purely frictional rheology (see Appendix C). Note that the value of the dry friction coefficient in this latter case is relatively close to the value of the apparent friction coefficient given by the ratio H/L (0.56, see Section 2.1), which could be expected. It can also be noted that Simulation B, with a low value of ξ, leads to a larger lateral spread on the right side of the deposit, but with very low thickness values. These three results illustrate the non-uniqueness (or equifinality) of the Voellmy parameters when the extent of the deposit is the only information considered for the calibration (see also Aaron et al., 2019; Zhao & Kowalski, 2022). Additional data relative, e.g., to flow dynamics (propagation time, velocity data, etc.), would be required to improve the selection of the friction parameters.

None of the tested parameter combinations, however, could reproduce the actual thickness distribution of the deposit. In the simulations, the thickest parts of the deposits are always located in the two flat zones, especially in the distal lobe whose simulated thickness can reach 8 m (Figure 15; Simulations A, B and C). In contrast, in

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

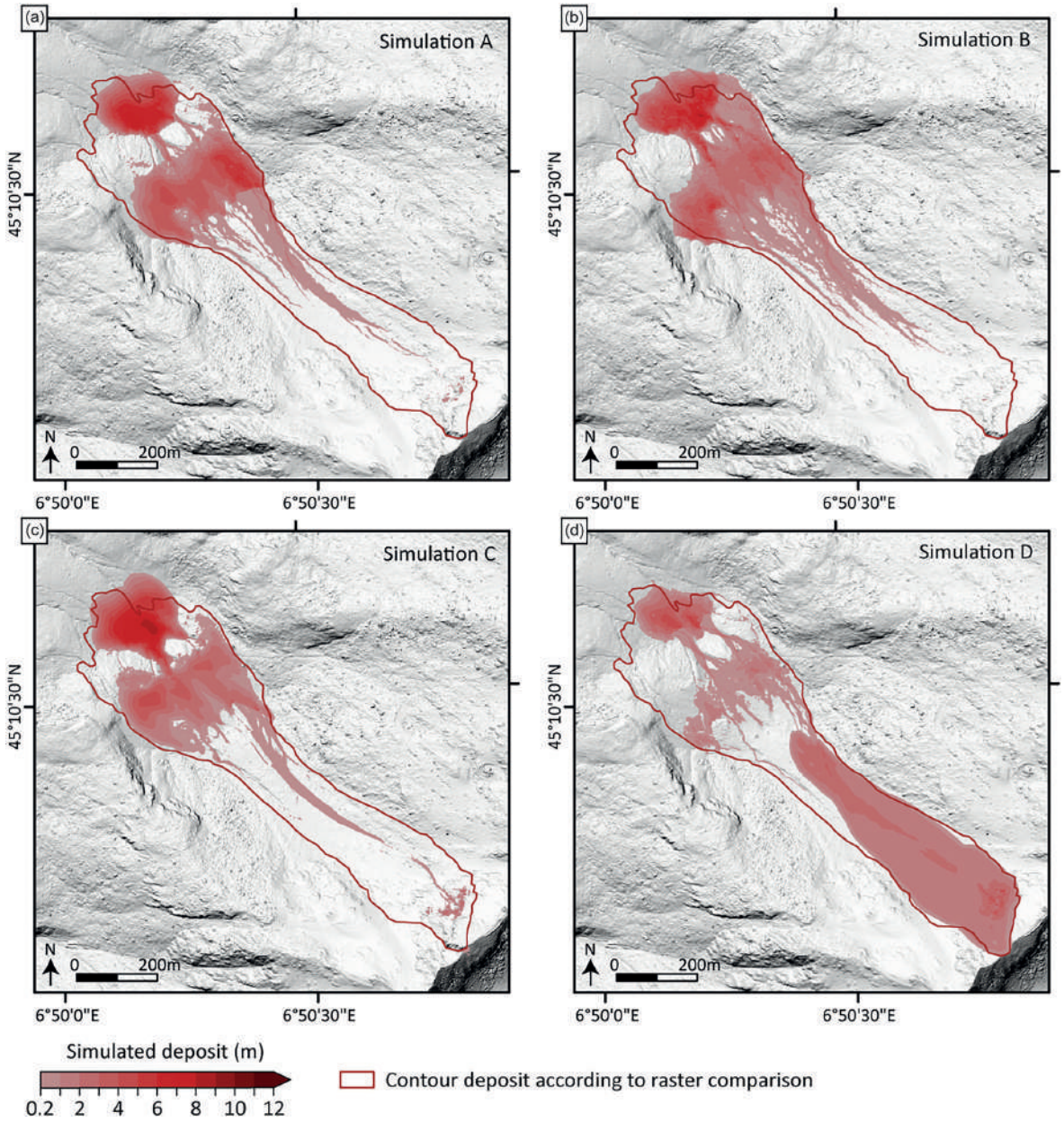


FIGURE 15 Simulated deposits obtained in four different cases. (a) Simulation a: $=0.35$, $\xi=1{,}000$ m s^{-2}. (b) Simulation B: $\mu=0.25$, $\xi=100$ m s^{-2}. (c) Simulation C: $\mu=0.5$, $\xi=10{,}000$ m s^{-2}. (d) Simulation D: composite result obtained by merging the deposits produced by two distinct simulations (see text): $\tau c/\rho=16.5$ m^2 s^{-2}, $\mu=0.1$ and $\xi=1{,}000$ m s^{-2} for the upper part, $\mu=0.25$ and $\xi=1{,}000$ m s^{-2} for the lower part. Note that thickness values lower than 0.2 m have been discarded due to numerical noise.

the observed deposit, most of the volume (i.e. approx. 230,000 m^3; Figure 4) accumulated in the upper-central part of the deposit. Only a relatively small fraction of the material propagated further downstream and reached the two flat surfaces, with a thickness that does not exceed 3 m in these zones (apart from very localised patches) and a disperse deposition pattern characterised by areas in which the deposited thickness remained very small (Figure 4).

This inability of the simulations to reproduce the actual distribution of the deposit can be interpreted as an indication that the flow model is oversimplified, and fails to account for important physical processes that were at play during the avalanche propagation. Here, these discrepancies could be related to the observation of a grain size segregation in the deposit, with coarser blocks mainly located in the upper part and relatively finer material in the lower parts (see Section 2.3). Such heterogeneity could have been caused by different mechanisms (e.g., mobilisation of source areas with different material characteristics, flow-induced grain-size sorting). In the present case, we point that flowing over a layer of snow and incorporation of this snow in the front of the avalanche (see Section 2.3) is likely to have played a role in this process, by changing the

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

rheological properties and increasing the mobility of the frontal part relative to the tail of the flow. The role of snow incorporation in the mobility of rock avalanches was also highlighted by Deline et al. (2011) in their analysis of the 2009 rock avalanche at Crammont (Italy), which has many similarities with the event in the Vallon d'Étache (see Section 2.3). In both cases, the coarse material in the upper part of the deposit can also be explained by a second phase of smaller instabilities.

Such complex mechanisms would require more sophisticated modelling tools based, typically, on multiphase approaches (e.g., Deline et al., 2011; Pudasaini & Mergili, 2019). The use of such models, which imply the calibration of numerous additional parameters, goes beyond the scope of the present study. Nevertheless, to assess the plausibility of the proposed interpretation, we performed additional test simulations in which the propagation of the upper and lower parts of the avalanche was modelled separately. For the upper part, a volume of 230,000 m3 was considered. Furthermore, in order to reproduce the relatively homogeneous deposit thickness along the upstream gully, the Voellmy law was enriched by adding a cohesive stress τ_c to the frictional contributions (see Appendix C). For the lower part, a volume of 90,000 m3 was considered with a simple Voellmy law. Simulation D in Figure 15 corresponds to the merged deposit obtained with $\tau_c/\rho = 16.5$ m2 s-2, $\mu = 0.1$ and $\xi = 1{,}000$ m s-2 for the upper part, and $\mu = 0.25$ and $\xi = 1{,}000$ m s-2 for the lower part. Again, the overall shape of the deposit is in reasonable agreement with the observations, but in this case, the thickness distribution also appears to be better reproduced, at least qualitatively. Specifically, the simulated deposit is thicker in the upper-central area as well as at the lower front (compared with Figure 4). Conversely, most of the deposit on the flat zones exhibits comparatively smaller thicknesses. Even if the physical basis of this composite simulation remains debatable, the result thus seems to confirm that the propagation of the Étache rock avalanche involved distinct materials characterised by markedly different rheological properties.

Hence, these numerical simulations allow us to highlight a relatively complex flow process. Consistently with observations of grain-size segregation within the deposit, the results suggest an evolution of the effective rheological properties along the flow, which could be due to the entrainment of snow by the rock avalanche (confirming the use of the term "rock avalanche" for this event). The Voellmy friction law, which is usually employed to model rock avalanches, appears insufficient to fully reproduce the observations. Note that the overall flow runout could nevertheless be accurately reproduced by the model, using different combinations of friction parameters. We would however warn against the direct extrapolation of these results to investigate other scenarios, e.g., for hazard evaluation and anticipation, as the oversimplification of the physical processes at play will likely result in strong uncertainties.

6 | CONCLUSIONS

By developing a comprehensive approach combining cutting-edge methods at several space–time scales, we have obtained unique information to decipher the processes that potentially predisposed, triggered and propagated the moderately large rock avalanche of 18 June 2020 in Vallon d'Étache.

The combined analysis of ground surface temperature measurements, permafrost modelling and geophysical sounding strongly support that the main predisposing factor is warming permafrost. Geophysical profiles surrounding the rock avalanche scar reveal high resistivity values (> 10 kΩ m), that correspond to frozen materials. Values exceeding those measured in the laboratory (> 250 kΩ m) likely reveal a relatively high ice content around the rock avalanche scar. While heat transfer simulations confirm the presence of permafrost below the NW face, they also indicate a significant warming trend over the past decade. The simulations show a potential transition from cold to warm permafrost, occurring from a few years to a few months prior to the event, that could be conducive to destabilisation (Davies et al., 2001; Krautblatter et al., 2013). Indeed, permafrost temperature has increased since the 1990s, with a particularly sharp increase observed since 2012 at the depth of failure (reaching up to +0.06°C y-1 at 30 m depth according to the simulation accounting for snow effect at the surface). Both the presence of an ice-rich layer and the steady warming of permafrost have certainly set preconditions for the rock avalanche.

The implementation of an energy and hydrological balance model recently adapted to steep mountain slopes (Ben-Asher et al., 2023) and heat transfer simulations points the combination of water infiltration and intensified permafrost warming as possible triggering factors of the rock avalanche. Meteorological data shows exceptional precipitation and snowfalls record in winter and spring 2020. The energy balance model showed that GST and water supply anomalies during the weeks prior to the event exceeded by far those calculated from meteorological records. Water infiltration may have favoured the development of high hydrostatic pressure or the erosion of cleft-ice as investigated by some previous studies (Fischer et al., 2010; Hasler, Gruber, Font, & Dubois, 2011; Magnin & Josnin, 2021), acting as triggering factor for the event. Preferential water paths have potentially been revealed by the geophysical soundings through the presence of low conductivity layers underneath the possibly ice-rich layers. The depth of these layers could align with that of a fault identified on the geological map. Furthermore, the exceptionally warm winter and spring prior to the rock avalanche may have contributed to the weakening of the rock mass and the occurrence of the rock avalanche.

Simulation of the propagation mechanisms highlights the crucial role of the snow cover. Furthermore, high-resolution DEM from photogrammetric surveys that provided a map of the deposit, its thickness and its surface roughness played a key role in understanding the propagation mechanisms. The cross-comparison between the observed characteristics of the deposit (grain size segregation, highly non-uniform thickness between edges, tail and centre of the deposit) and the dense flow propagation model suggests that the propagation of the rock avalanche probably involved several distinct phases characterised by different rheological properties. The incorporation of snow may have likely changed the rheological properties, contributing to the changing phases and increasing the mobility of the frontal part relative to the tail of the flow.

To conclude, our study points out the crucial role of snow in permafrost dynamics and in the triggering (through water supply) and propagation processes (multiphase approach for complex flow processes). Snow characteristics and evolution thus remain key elements to be taken into account to better understand rock avalanche

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

occurrence and impact in high mountains. A perspective could be high-resolution monitoring to analyse the spatial and temporal distribution of snow cover to improve all modelling steps used in this study.

Finally, our multi-method approach allows to obtain valuable information and data for the scientific communities interested in permafrost and rock slope failure hazard assessment. It highlights the complexity of the processes that can lead to slope failures on different spatial and temporal scales and thus underlines the need for more studies both on a comprehensive approach to specific events and on the detailed analysis of specific processes such as the effects of permafrost warming and related water infiltration.

AUTHORS CONTRIBUTIONS

M. Cathala performed the geomorphological analysis, the meteorological records analysis, the energy balance simulation analysis and the surface temperature data analysis took part in all the fieldwork with the support of other co-authors and made the global analysis. She wrote the main body of the manuscript. J. Bock performed the geophysical data acquisition, processing and analysis. He performed energy balance simulation analysis; and heat transfer simulations and wrote the related parts of the text. F. Magnin conceptualised the study, guided the different steps and significantly edited the text. L. Ravanel performed the preliminary characterisation of the rock avalanche and contributed to the conceptualisation of the study. M. Ben-Asher performed the energy balance simulations. L. Astrade, X. Bodin, P. Deline and S. Jaillet performed the drone survey. K. Genuite significantly contributed to the photogrammetric analysis. G. Chambon and T. Faug performed the propagation simulations. J-Y. Josnin significantly supported the implementation of heat transfer models. A. Revil contributed to geophysical data analysis. J. Richard performed the petrophysical analysis. All authors revised the manuscript carefully.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was funded by the *Alpes Ingé* SARL (http://alpes-inge.com/), the French Agency for Research and Technology (ANRT) under the PhD CIFRE (*Convention Industrielle de Formation par la REcherche*) scholarship n°2019/1803, the General Department for Risk Prevention (DGPR) of the Ministry for Ecological Transition and Territorial Cohesion (MTECT) and the French National Agency for Research through the WISPER project (ANR-19-CE01-0018). This research benefited from the scientific framework of the University of Bordeaux's IdEx "Investments for the Future" program/GPR "Human Past". The authors acknowledge J. Bazin (ONF-RTM), C. Casotti (EDYTEM), C. Coutelle (EDYTEM), Q. Da Silva (ONF-RTM), T. Duvanel (EDYTEM), T. Geay (ONF-RTM), E. Malet (EDYTEM), S. Marpot (EDYTEM), B. Moritz (EOST), S. Roudnitska (ONF-RTM) for their help with fieldwork. The authors thank G. Menard (EDYTEM) for providing coring datasets that were used to estimate the geothermal flux in the studied region. The authors thank Wafaa Bouits for preparing rock samples for petrophysical analysis. The authors also acknowledge the editorial committee for handling the manuscript and the anonymous reviewers for their constructive comments and corrections on the manuscript.

CONFLICT OF INTEREST STATEMENT

Competing interest: The authors declare no competing interests.

ORCID

Maëva Cathala https://orcid.org/0000-0001-7212-3104

REFERENCES

Aaron, J., McDougall, S. & Nolde, N. (2019) Two methodologies to calibrate landslide runout models. *Landslides*, 16(5), 907–920. Available from: https://doi.org/10.1007/s10346-018-1116-8

Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., et al. (2007) HISTALP – historical instrumental climatological surface time series of the greater Alpine region. *International Journal of Climatology*, 27(1), 17–46. Available from: https://doi.org/10.1002/joc.1377

Ben-Asher, M., Magnin, F., Westermann, S., Bock, J., Malet, E., Berthet, J., et al. (2023) Estimating surface water availability in high mountain rock slopes using a numerical energy balance model. *Earth Surface Dynamics*, 11(5), 899–915. Available from: https://doi.org/10.5194/esurf-11-899-2023

Beniston, M., Farinotti, D., Stoffel, M., Andreassen, L.M., Coppola, E., Eckert, N., et al. (2018) The European mountain cryosphere: a review of its current state, trends, and future challenges. *The Cryosphere*, 12(2), 759–794. Available from: https://doi.org/10.5194/tc-12-759-2018

Besl, P.J. & McKay, N.D. (1992) Method for registration of 3-D shapes, in: Sensor Fusion IV: Control Paradigms and Data Structures. Presented at the Sensor Fusion IV: Control Paradigms and Data Structures, SPIE, pp. 586–606. Available from: https://doi.org/10.1117/12.57955

Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S. & Noetzli, J. (2012a) A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges. *The Cryosphere*, 6(1), 125–140. Available from: https://doi.org/10.5194/tc-6-125-2012

Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S. & Noetzli, J. (2012b) Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. *The Cryosphere*, 6(4), 807–820. Available from: https://doi.org/10.5194/tc-6-807-2012

Böhm, R., Jones, P.D., Hiebl, J., Frank, D., Brunetti, M. & Maugeri, M. (2010) The early instrumental warm-bias: a solution for long central European temperature series 1760–2007. *Climatic Change*, 101(1-2), 41–67. Available from: https://doi.org/10.1007/s10584-009-9649-4

Boone, A. & Etchevers, P. (2001) An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model: Local-Scale Evaluation at an Alpine Site. *Journal of Hydrometeorology*, 2, 374–394. Available from: https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2

BRGM. (2015) BD Million-Géol: Carte Géologique à 1/1 000 000 Métropole, Image et Vecteur.

Buckel, J., Mudler, J., Gardeweg, R., Hauck, C., Hilbich, C., Frauenfelder, R., et al. (2023) Identifying mountain permafrost degradation by repeating historical electrical resistivity tomography (ERT) measurements. *The Cryosphere*, 17(7), 2919–2940. Available from: https://doi.org/10.5194/tc-17-2919-2023

Byers, A.C., Rounce, D.R., Shugar, D.H., Lala, J.M., Byers, E.A. & Regmi, D. (2018) A rockfall-induced glacial lake outburst flood, Upper Barun Valley, Nepal. *Landslides*, 16(3), 533–549. Available from: https://doi.org/10.1007/s10346-018-1079-9

Clausnitzer, V. & Mirnyy, V. (2015) Freeze/thaw plug-in for FEFLOW, Feflow reference manual, 6pp.

Coe, J.A., Bessette-Kirton, E.K. & Geertsema, M. (2018) Increasing rock-avalanche size and mobility in Glacier Bay National Park and preserve, Alaska detected from 1984 to 2016 Landsat imagery. *Landslides*, 15(3), 393–407. Available from: https://doi.org/10.1007/s10346-017-0879-7

Coperey, A., Revil, A., Abdulsamad, F., Stutz, B., Duvillard, P.A. & Ravanel, L. (2019) Low-frequency induced polarization of porous media undergoing freezing: preliminary observations and modeling. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 124(5), 4523–4544. Available from: https://doi.org/10.1029/2018JB017015

Davies, M.C.R., Hamza, O. & Harris, C. (2001) The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 137–144. Available from: https://doi.org/10.1002/ppp378

Deline, P., Akçar, N., Ivy-Ochs, S. & Kubik, P.W. (2015) Repeated Holocene rock avalanches onto the Brenva glacier, Mont Blanc massif, Italy: a chronology. *Quaternary Science Reviews*, 126, 186–200. Available from: https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.004

Deline, P., Alberto, W., Broccolato, M., Hungr, O., Noetzli, J., Ravanel, L., et al. (2011) The December 2008 Crammont rock avalanche, Mont Blanc massif area, Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(12), 3307–3318. Available from: https://doi.org/10.5194/nhess-11-3307-2011

Deline, P., Hewitt, K., Shugar, D. & Reznichenko, N. (2022) Chapter 9 - Rock avalanches onto glaciers. In: Davies, T., Rosser, N. & Shroder, J. F. (Eds.) *Landslide Hazards, Risks, and Disasters*, Second edition. Hazards and Disasters Series: Elsevier, pp. 269–333. Available from: https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818464-6.00010-X

Dufresne, A., Bösmeier, A. & Prager, C. (2016) Sedimentology of rock avalanche deposits – case study and review. *Earth-Science Reviews*, 163, 234–259. Available from: https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.10.002

Duvillard, P.A., Revil, A., Qi, Y., Soueid Ahmed, A., Coperey, A. & Ravanel, L. (2018) Three-dimensional electrical conductivity and induced polarization tomography of a rock glacier. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 123(11), 9528–9554. Available from: https://doi.org/10.1029/2018JB015965

Etzelmüller, B., Guglielmin, M., Hauck, C., Hilbich, C., Hoelzle, M., Isaksen, K., et al. (2020) Twenty years of European mountain permafrost dynamics—the PACE legacy. *Environmental Research Letters*, 15(10), 104070. Available from: https://doi.org/10.1088/1748-9326/abae9d

Etzelmüller, B., Czekirda, J., Magnin, F., Duvillard, P.-A., Ravanel, L., Malet, E., et al. (2022) Permafrost in monitored unstable rock slopes in Norway – new insights from temperature and surface velocity measurements, geophysical surveying, and ground temperature modelling. *Earth Surface Dynamics*, 10(1), 97–129. Available from: https://doi.org/10.5194/esurf-10-97-2022

FEFLOW User Guide, 2016. *piFreeze: a freeze/thaw plug-in for FEFLOW, DHI-Wasy*, 12p.

Fischer, L., Amann, F., Moore, J.R. & Huggel, C. (2010) Assessment of periglacial slope stability for the 1988 Tschierva rock avalanche (Piz Morteratsch, Switzerland). *Engineering Geology*, 116(1-2), 32–43. Available from: https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2010.07.005

Fischer, L., Purves, R.S., Huggel, C., Noetzli, J. & Haeberli, W. (2012) On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(1), 241–254. Available from: https://doi.org/10.5194/nhess-12-241-2012

Frauenfelder, R., Isaksen, K., Lato, M.J. & Noetzli, J. (2018) Ground thermal and geomechanical conditions in a permafrost-affected high-latitude rock avalanche site (Polvartinden, northern Norway). *The Cryosphere*, 12(4), 1531–1550. Available from: https://doi.org/10.5194/tc-12-1531-2018

Girardeau-Montaut, D. (2016) *CloudCompare*. France: EDF R&D Telecom ParisTech, p. 11.

Gruber, S. & Haeberli, W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2). Available from: https://doi.org/10.1029/2006jf000547

Haberkorn, A., Kenner, R., Noetzli, J. & Phillips, M. (2021) Changes in ground temperature and dynamics in mountain permafrost in the Swiss Alps. Frontiers. *Earth Science*, 9, 626686. Available from: https://doi.org/10.3389/feart.2021.626686

Haeberli, W. (1973) Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als moglicher indikator fur die Verbreitung von permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde Und Glazialgeologie*, 9, 221–227.

Haeberli, W., Buetler, M., Huggel, C., Friedli, T.L., Schaub, Y. & Schleiss, A.J. (2016) New lakes in deglaciating high-mountain regions – opportunities and risks. *Climatic Change*, 139(2), 201–214. Available from: https://doi.org/10.1007/s10584-016-1771-5

Haeberli, W., Schaub, Y. & Huggel, C. (2017) Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in de-glaciating mountain ranges. *Geomorphology*, Permafrost and periglacial research from coasts to mountains, 293, 405–417. Available from: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.009

Hasler, A., Gruber, S., Font, M. & Dubois, A. (2011) Advective heat transport in frozen rock clefts: conceptual model, laboratory experiments and numerical simulation. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(4), 378–389. Available from: https://doi.org/10.1002/ppp.737

Hasler, A., Gruber, S. & Haeberli, W. (2011) Temperature variability and offset in steep alpine rock and ice faces. *The Cryosphere*, 5(4), 977–988. Available from: https://doi.org/10.5194/tc-5-977-2011

Heim, A. (1932) *Bergsturz und Menschenleben*. Zurich: Fretz & Wasmuth.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., et al. (2020) The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. Available from: https://doi.org/10.1002/qj.3803

Huggel, C., Fischer, L., Schneider, D. & Haeberli, W. (2010) Research advances on climate-induced slope instability in glacier and permafrost high-mountain environments. *Geographica Helvetica*, 65(2), 146–156. Available from: https://doi.org/10.5194/gh-65-146-2010

Huggel, C., Zgraggen-Oswald, S., Haeberli, W., Kääb, A., Polkvoj, A., Galushkin, I., et al. (2005) The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5(2), 173–187. Available from: https://doi.org/10.5194/nhess-5-173-2005

Hungr, O., Leroueil, S. & Picarelli, L. (2014) The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167–194. Available from: https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y

IPCC. (2019). In: Hock, R., Rasul, G., Alder, C., Caceres, B., Gruber, S., Hirabayashi, Y., *et al.* (Eds.) *Chapter 2: High Mountain areas — special report on the ocean and cryosphere in a changing climate*. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press, pp. 131–202.

IPCC. (2021) In: Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S.L., Péan, C., Berger, S., *et al.* (Eds.) *Climate change 2021: the physical science basis. Contribution of working group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, In press: Cambridge University Press, pp. 2391. Available from:. https://doi.org/10.1017/9781009157896

Knapp, S. & Krautblatter, M. (2020) Conceptual framework of energy dissipation during disintegration in rock avalanches. *Frontiers in Earth Science*, 8. Available from: https://doi.org/10.3389/feart.2020.00263

Krautblatter, M., Funk, D. & Günzel, F.K. (2013) Why permafrost rocks become unstable: a rock–ice-mechanical model in time and space. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(8), 876–887. Available from: https://doi.org/10.1002/esp.3374

Krautblatter, M., Huggel, C., Deline, P. & Hasler, A. (2012) Research perspectives on unstable high-alpine bedrock permafrost: measurement, modelling and process understanding. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23(1), 80–88. Available from: https://doi.org/10.1002/ppp.740

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*, 32(3), 520–536. Available from: https://doi.org/10.1002/ppp.2110

Loke, M.H. & Barker, R.D. (1996) Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method1. *Geophysical Prospecting*, 44(1), 131–152. Available from: https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x

Lague, D., Brodu, N. & Leroux, J. (2013) Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: Application to the Rangitikei canyon (N-Z). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 82, 10–26. Available from: https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2013.04.009

Lucas, A., Mangeney, A. & Ampuero, J.P. (2014) Frictional velocity-weakening in landslides on earth and on other planetary bodies. *Nature Communications*, 5(1), 3417. Available from: https://doi.org/10.1038/ncomms4417

Magnin, F., Deline, P., Ravanel, L., Noetzli, J. & Pogliotti, P. (2015) Thermal characteristics of permafrost in the steep alpine rock walls of the

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

Aiguille du Midi (Mont Blanc Massif, 3842 m a.s.l). *The Cryosphere*, 9(1), 109–121. Available from: https://doi.org/10.5194/tc-9-109-2015

Magnin, F. & Josnin, J.-Y. (2021) Water flows in Rock Wall permafrost: a numerical approach coupling hydrological and thermal processes. *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*, 126(11), e2021JF006394. Available from: https://doi.org/10.1029/2021JF006394

Magnin, F., Josnin, J.-Y., Ravanel, L., Pergaud, J., Pohl, B. & Deline, P. (2017) Modelling rock wall permafrost degradation in the Mont Blanc massif from the LIA to the end of the 21st century. *The Cryosphere*, 11(4), 1813–1834. Available from: https://doi.org/10.5194/tc-11-1813-2017

Magnin, F., Ravanel, L., Bodin, X., Deline, P., Malet, E., Krysiecki, J.-M., et al. (2024) Main results of permafrost monitoring in the French Alps through the PermaFrance network over the period 2010–2022. *Permafrost and Periglacial Processes*, 35(1), 3–23. Available from: https://doi.org/10.1002/ppp.2209

Magnin, F., Westermann, S., Pogliotti, P., Ravanel, L., Deline, P. & Malet, E. (2017) Snow control on active layer thickness in steep alpine rock walls (aiguille du Midi, 3842ma.S.L., Mont Blanc massif). *Catena*, 149, 648–662. Available from: https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.006

Mamot, P., Weber, S., Eppinger, S. & Krautblatter, M. (2021) A temperature-dependent mechanical model to assess the stability of degrading permafrost rock slopes. *Earth Surface Dynamics*, 9(5), 1125–1151. Available from: https://doi.org/10.5194/esurf-9-1125-2021

Mamot, P., Weber, S., Schröder, T. & Krautblatter, M. (2018) A temperature- and stress-controlled failure criterion for ice-filled permafrost rock joints. *The Cryosphere*, 12(10), 3333–3353. Available from: https://doi.org/10.5194/tc-12-3333-2018

Marcer, M., Bodin, X., Brenning, A., Schoeneich, P., Charvet, R. & Gottardi, F. (2017) Permafrost favorability index: spatial modeling in the French Alps using a rock glacier inventory. *Frontiers in Earth Science*, 5, 105. Available from: https://doi.org/10.3389/feart.2017.00105

McColl, S.T. (2012) Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, 153–154, 1–16. Available from: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.02.015

Mergili, M., Jaboyedoff, M., Pullarello, J. & Pudasaini, S.P. (2020) Back calculation of the 2017 Piz Cengalo–Bondo landslide cascade with r.avaflow: what we can do and what we can learn. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20, 505–520. Available from: https://doi.org/10.5194/nhess-20-505-2020

Mommessin, G. (2015) *Étude des perturbations thermiques profondes associées aux contextes hydrogéologique et paléo-environnemental des massifs alpins: exemple du versant sud de la moyenne Maurienne (These de doctorat)*. Université Grenoble Alpes (ComUE), Grenoble, 225p.

Mineo, S. & Pappalardo, G. (2021) Rock Emissivity Measurement for Infrared Thermography Engineering Geological Applications. *Applied Sciences*, 11, 3773. Available from: https://doi.org/10.3390/app11093773

Myhra, K.S., Westermann, S. & Etzelmüller, B. (2017) Modelled distribution and temporal evolution of permafrost in steep rock walls along a latitudinal transect in Norway by CryoGrid 2D. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(1), 172–182. Available from: https://doi.org/10.1002/ppp.1884

Naaim, M., Naaim-Bouvet, F., Faug, T. & Bouchet, A. (2004) Dense snow avalanche modeling: flow, erosion, deposition and obstacle effects. *Cold Regions Science and Technology*, Snow And Avalanches: Papers Presented At The European Geophysical Union Conference, Nice, April 2003. Dedicated To The Avalanche Dynamics Pioneer Dr. B. Salm, 39(2-3), 193–204. Available from: https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2004.07.001

Nigrelli, G. & Chiarle, M. (2023) 1991–2020 climate normal in the European Alps: focus on high-elevation environments. *Journal of Mountain Science*, 20(8), 2149–2163. Available from: https://doi.org/10.1007/s11629-023-7951-7

Noetzli, J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N. & Haeberli, W. (2007) Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*, 112(F2). Available from: https://doi.org/10.1029/2006JF000545

Paranunzio, R., Chiarle, M., Laio, F., Nigrelli, G., Turconi, L. & Luino, F. (2019) Slope failures in high-mountain areas in the Alpine region. Supplement to: Paranunzio, R et al. (2019): new insights in the relation between climate and slope failures at high-elevation sites. *Theoretical and Applied Climatology*, 137(3–4), 1765–1784. Available from: https://doi.org/10.1007/s00704-018-2673-4

Paranunzio, R., Laio, F., Chiarle, M., Nigrelli, G. & Guzzetti, F. (2016) Climate anomalies associated with the occurrence of rockfalls at high-elevation in the Italian Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(9), 2085–2106. Available from: https://doi.org/10.5194/nhess-16-2085-2016

Peruzzetto, M., Levy, C., Thiery, Y., Grandjean, G., Mangeney, A., Lejeune, A.-M., et al. (2022) Simplified simulation of rock avalanches and subsequent debris flows with a single thin-layer model: application to the Prêcheur river (Martinique, Lesser Antilles). *Engineering Geology*, 296, 106457. Available from: https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2021.106457

Petrenko, V.F. & Whitworth, R.W. (Eds). (2002) Elastic, thermal, and lattice dynamical properties. In: *Physics of ice*. Petrenko, V.F., Whitworth, R.W: Oxford University Press. Available from:https://doi.org/10.1093/acprof:oso/9780198518945.003.0003

Pirulli, M. & Mangeney, A. (2008) Results of Back-analysis of the propagation of rock avalanches as a function of the assumed rheology. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 41(1), 59–84. Available from: https://doi.org/10.1007/s00603-007-0143-x

Pudasaini, S.P. & Mergili, M. (2019) A multi-phase mass flow model. *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*, 124(12), 2920–2942. Available from: https://doi.org/10.1029/2019JF005204

Ravanel, L., Allignol, F., Deline, P., Gruber, S. & Ravello, M. (2010) Rock falls in the Mont Blanc massif in 2007 and 2008. *Landslides*, 7(4), 493–501. Available from: https://doi.org/10.1007/s10346-010-0206-z

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. Available from: 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. Available from: https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.07.055

Richards, L.A. (1931) Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1(5), 318–333. Available from: https://doi.org/10.1063/1.1745010

Rolland, C. (2003) Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rates in Alpine regions. *Journal of Climate*, 16(7), 1032–1046. Available from: https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<1032:SASVOA>2.0.CO;2

Salm, B. (1993) Flow, flow transition and runout distances of flowing avalanches. *Annals of Glaciology*, 18, 221–226. Available from: https://doi.org/10.3189/S0260305500011551

Savi, S., Comiti, F. & Strecker, M.R. (2021) Pronounced increase in slope instability linked to global warming: a case study from the eastern European Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 46(7), 1328–1347. Available from: https://doi.org/10.1002/esp.5100

Scheidegger, A.E. (1973) On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. *Rock Mechanics*, 5(4), 231–236. Available from: https://doi.org/10.1007/BF01301796

Schmidt, J.U., Etzelmüller, B., Schuler, T.V., Magnin, F., Boike, J., Langer, M., et al. (2021) Surface temperatures and their influence on the permafrost thermal regime in high-Arctic rock walls on Svalbard. *The Cryosphere*, 15(5), 2491–2509. Available from: https://doi.org/10.5194/tc-15-2491-2021

Selby, M.J. (1993) *Hillslope materials and processes*, Second Edition, Second Edition. edition. Oxford, New York: Oxford University Press, 466p.

Shugar, D.H., Jacquemart, M., Shean, D., Bhushan, S., Upadhyay, K., Sattar, A., et al. (2021) A massive rock and ice avalanche caused the 2021 disaster at Chamoli, Indian Himalaya. *Science*, 373(6552), 300–306. Available from: https://doi.org/10.1126/science.abh4455

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

Sosio, R., Crosta, G.B., Chen, J.H. & Hungr, O. (2012) Modelling rock avalanche propagation onto glaciers. *Quaternary Science Reviews*, 47, 23–40. Available from: https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.05.010

Sosio, R., Crosta, G.B. & Hungr, O. (2008) Complete dynamic modeling calibration for the Thurwieser rock avalanche (Italian Central Alps). *Engineering Geology*, 1–2(1-2), 11–26. Available from: https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.02.012

Stoffel, M., Trappmann, D.G., Coullie, M.I., Ballesteros Cánovas, J.A. & Corona, C. (2024) Rockfall from an increasingly unstable mountain slope driven by climate warming. *Nature Geoscience*, 1–6(3), 249–254. Available from: https://doi.org/10.1038/s41561-024-01390-9

Stoll, V., Scandroglio, R. & Krautblatter, M. (2020) *Modelling rock walls destabilization caused by hydrostatic pressure in frozen/unfrozen bedrock* (Hochvogel & Zugspitze, Germany) (No. EGU2020-14338). Presented at the EGU2020, Copernicus Meetings. Available from: https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-14338

Svennevig, K., Dahl-Jensen, T., Keiding, M., Merryman Boncori, J.P., Larsen, T.B., Salehi, S., et al. (2020) Evolution of events before and after the 17 June 2017 rock avalanche at Karrat Fjord, West Greenland – a multidisciplinary approach to detecting and locating unstable rock slopes in a remote Arctic area. *Earth Surface Dynamics*, 8(4), 1021–1038. Available from: https://doi.org/10.5194/esurf-8-1021-2020

Tapia Baldis, C. & Trombotto Liaudat, D. (2019) Rockslides and rock avalanches in the Central Andes of Argentina and their possible association with permafrost degradation. *Permafrost and Periglacial Processes*, 30(4), 330–347. Available from: https://doi.org/10.1002/ppp.2024

Temme, A.J.A.M. (2015) Using climber's guidebooks to assess rock fall patterns over large spatial and decadal temporal scales: an example from the swiss alps: Geografiska Annaler: series a, physical geography: Vol 97, no 4. *Geografiska Annaler. Series a, Physical Geography*, 97(4), 793–807. Available from: https://doi.org/10.1111/geoa.12116

Vernay, M., Lafaysse, M., Monteiro, D., Hagenmuller, P., Nheili, R., Samacoïts, R., et al. (2022) The S2M meteorological and snow cover reanalysis over the French mountainous areas: description and evaluation (1958–2021). *Earth System Science Data*, 14(4), 1707–1733. Available from: https://doi.org/10.5194/essd-14-1707-2022

Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., et al. (2012) The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. *Geoscientific Model Development*, 5(3), 773–791. Available from: https://doi.org/10.5194/gmd-5-773-2012

Voellmy, A. (1955) Über die Zerstörungskraft von Lawinen. *Schweizerische Bauzeitung. Schweizerische Bauzeitung*, 12, 159–285.

Walter, F., Amann, F., Kos, A., Kenner, R., Phillips, M., de Preux, A., et al. (2020) Direct observations of a three million cubic meter rock-slope collapse with almost immediate initiation of ensuing debris flows. *Geomorphology*, 351, 106933. Available from: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106933

Westermann, S., Ingeman-Nielsen, T., Scheer, J., Aalstad, K., Aga, J., Chaudhary, N., et al. (2023) The CryoGrid community model (version 1.0) – a multi-physics toolbox for climate-driven simulations in the terrestrial cryosphere. *Geoscientific Model Development*, 16(9), 2607–2647. Available from: https://doi.org/10.5194/gmd-16-2607-2023

Zhao, H. & Kowalski, J. (2022) Bayesian active learning for parameter calibration of landslide run-out models. *Landslides*, 19(8), 2033–2045. Available from: https://doi.org/10.1007/s10346-022-01857-z

Zheng, G., Mergili, M., Emmer, A., Allen, S., Bao, A., Guo, H., et al. (2021) The 2020 glacial lake outburst flood at Jinwuco, Tibet: causes, impacts, and implications for hazard and risk assessment. *The Cryosphere*, 15(7), 3159–3180. Available from: https://doi.org/10.5194/tc-15-3159-2021

Zimmermann, E., Kemna, A., Berwix, J., Glaas, W., Münch, H.M. & Huisman, J.A. (2008) A high-accuracy impedance spectrometer for measuring sediments with low polarizability. *Measurement Science and Technology*, 19(10), 105603. Available from: https://doi.org/10.1088/0957-0233/19/10/105603

SUPPORTING INFORMATION

Additional supporting information can be found online in the Supporting Information section at the end of this article.

How to cite this article: Cathala, M., Bock, J., Magnin, F., Ravanel, L., Ben Asher, M., Astrade, L. et al. (2024) Predisposing, triggering and runout processes at a permafrost-affected rock avalanche site in the French Alps (Étache, June 2020). *Earth Surface Processes and Landforms*, 1–27. Available from: https://doi.org/10.1002/esp.5881

APPENDIX A: POINT CLOUD MATCHING AND VOLUME CALCULATION

We used two different topographic acquisitions in order to calculate the volume differences in the rock avalanche scar and in the deposition area. The first survey comes from the airborne LiDAR IGN survey database. It provides 20 cm data over the entire Vallon d'Étache before the rock avalanche event (see Figure A1). The second topographic survey was acquired by drone photogrammetry after the rock avalanche event. It provided a 20 cm dense point cloud over the entire area affected by the failure, covering the rock avalanche scar, the deposit area and its surroundings.

In order to provide comparable data, acquisitions were converted into point clouds with a 50 cm density and replaced in a common 3D environment. In order to overcome the inner limitations of differential GPS georeferencing (dGPS) in high-mountain environment, especially for the drone photogrammetry survey, the final conjoining of the two data was processed by a best-fit (Besl & McKay, 1992) using the CloudCompare software (Girardeau-Montaut, 2016). The best-fit was processed on areas outside of the rock avalanche in order to finely match the point clouds on areas that are not supposed to have moved. The best-fit delivered an RMS error of 50 cm, which is consistent with the previously defined density of the point clouds. The point clouds are therefore well aligned for estimating the rock avalanche volumes.

In order to provide volume estimations both for the rock avalanche scar and the area of deposition, different methods were used. For the rock avalanche scar, because of the importance of the volume, its relatively simple geometry and the quite visible difference between the two point clouds in this area, a Delaunay 3D mesh was applied to the area after having cut and merged the point clouds in a single structure. The mesh was able to provide a finite volume that was calculated at 221,862 m^3. By comparing raster maps, the volume of the scar is 229,261 m^3 with an average thickness of the scar of 14.7 m and a maximum depth of 46.5 m. Both values differ by less than 4%, which can be considered as insignificant.

For the deposition area, the general geometry is flat and elongated. Consequently, the same method is more difficult to apply. We used the M3C2 distance CloudCompare plugin (Lague et al., 2013) which proposes point cloud-to-point cloud 3D comparisons, using the automatic default parameters: Normals: 14; projection: 14; max depth: (70 m - default); max thread count: 16/16.

The M3C2 map result was then rasterized at 50 cm and a positive/negative value calculation was performed on the SAGA-GIS

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

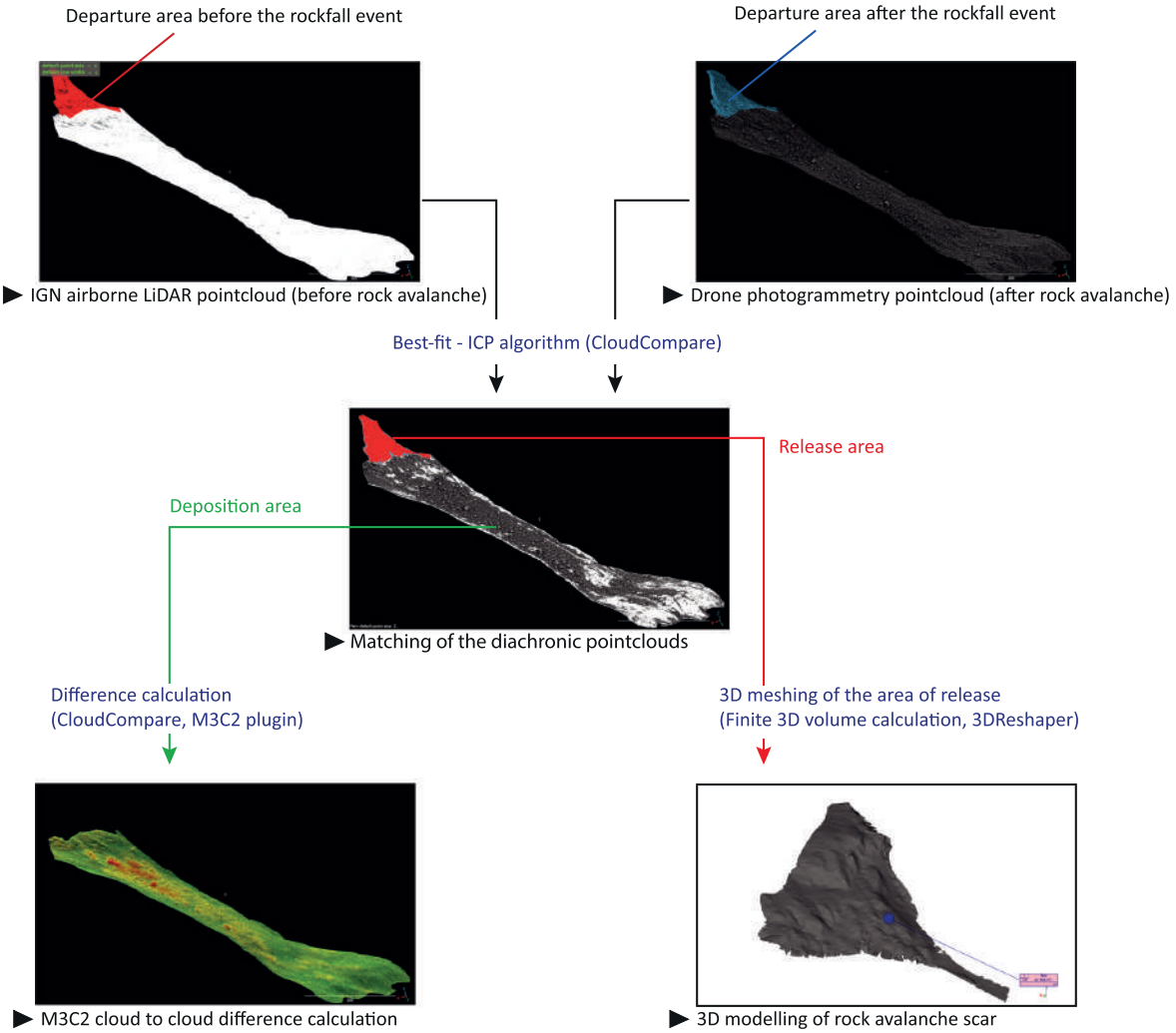


FIGURE A1 Methodology, data and the different steps that were used to perform volume calculations on the Étache rock avalanche event.

volume plugin. A positive value of 337,600 m^3 was obtained. A similar value of 314,309 m^3 was achieved with a simple raster-raster difference map calculation. Both values are similar with 23,291 m^3 of difference, which represents less than 7% of the difference (Figure A2).

APPENDIX B: WATER BALANCE SIMULATIONS

The CryoGRID toolbox has a modular structure that makes it suitable for a wide range of terrestrial cryosphere settings and is mainly applied in permafrost environments. The snow module is based on the CROCUS scheme (Vionnet et al., 2012) that simulates snow dynamics as it allows for the transient representation of internal snow properties as well as interaction processes with the atmosphere and ground. Snow surface mass fluxes are also computed with the consideration of energy balance and include latent heat fluxes from evaporation and sublimation following an approach by Boone and Etchevers (2001). Water flow in the snowpack was simulated with a scheme that includes a threshold value of field capacity. At values below the threshold no flow occurs, and above it, flow is governed by gravity and the hydraulic conductivity of the snow. Excess water (potential for infiltration) was set to be produced during snowmelt and rainfall when snow water content exceeds its saturated field capacity if snow cover exists.

The parameters used in the model are provided in Table B1, an example of simulated surface temperature against measured temperature is given in Figure B1, and the model calibration is explained in Figure B2.

APPENDIX C: PROPAGATION MODELLING

The model used to simulate the propagation of Étache rock avalanche solves the depth-averaged mass and momentum conservation equations (see e.g., Naaim et al., 2004, for more details). The flowing material is considered as a homogeneous incompressible fluid. Erosion and entrainment are not taken into account in these simulations. The rheology of the material is represented through a resistive force applied at the base of the flow, in the direction opposite to the velocity.

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

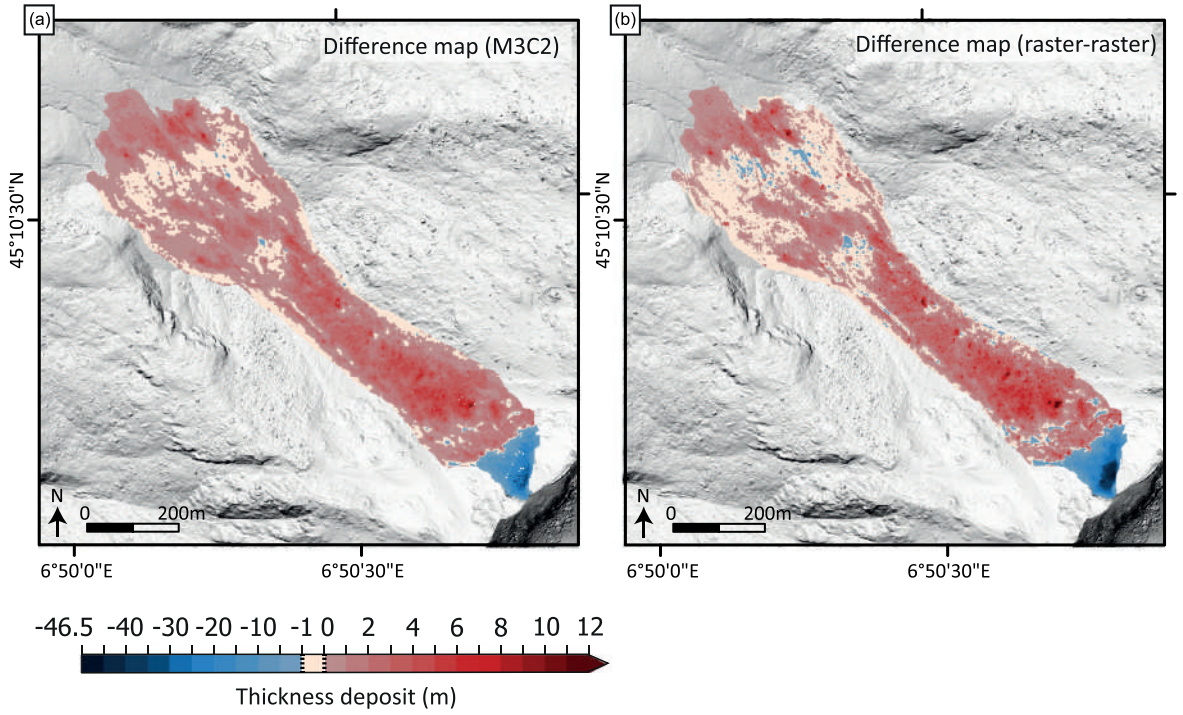


FIGURE A2 Difference maps of the deposition area obtained with two different methods of calculation (2D and 3D point cloud difference).

TABLE B1 Water balance model parameters.

Parameter	Value	Units	Source
snowfall multiplication factor	0.25/0.5		calibrated
heat flux at lower boundary at S/N face	−0.4/+0.4	W/m2	Magnin, Josnin, et al. (2017)[a]
Ground albedo	0.4		calibrated
surface emissivity	0.92		Mineo & Pappalardo (2021)
roughness length at S/N face	0.01/0.4	m	calibrated
maximum snow depth	1	m	Ben-Asher et al. (2023)

[a]Calculated from temperature gradient measured with T sensors. See Legay et al. (2021) for more detail.

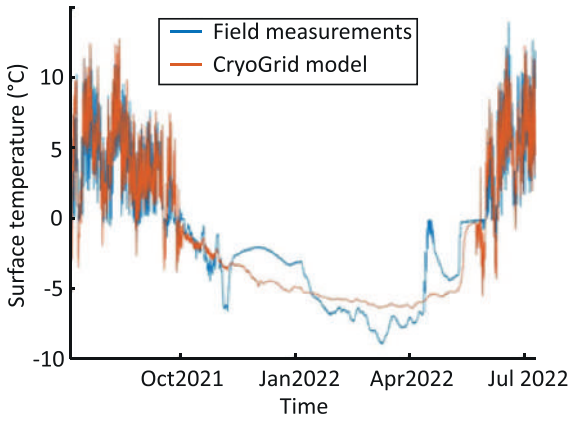


FIGURE B1 Comparison of measured and simulated surface temperature for sensor ETA_4 using the best fitting model parameters.

According to the Voellmy friction law, the resistive shear stress at the base of the flow is expressed as the sum of dry Coulomb friction and of a velocity-dependent term that can account for inter-particle collisions (Salm, 1993):

$$\tau = \mu\rho g\cos\theta h + (\rho g/\xi)u2 \quad (1)$$

where ρ is the fluid density, g is gravity acceleration, h is the flow thickness, u is the depth-averaged flow velocity and θ is the local slope angle. The two rheological parameters μ and ξ correspond to the dry friction coefficient and the turbulent friction coefficient (in m.s^{-2}), respectively.

Voellmy law was initially proposed for snow avalanches (Voellmy, 1955), and has since then been applied to model numerous other types of granular-type mass flows such as rock avalanches and debris flows (e.g., Pirulli & Mangeney, 2008; Sosio et al., 2012). For rock avalanches, typical values of the friction coefficients μ and ξ lie in the range 0.05–0.3 and 100–1,000 m.s^{-2}, respectively (Sosio et al., 2008, 2012). An alternative choice of rheology could be the use of a Coulomb friction law, characterised by a single friction parameter (Lucas et al., 2014; Peruzzetto et al., 2022), which is equivalent to considering an infinite value of ξ in Equation (1). To account for the cohesive properties of the material, Equation (1) can also be completed by adding the contribution of constant yield stress τ_c.

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

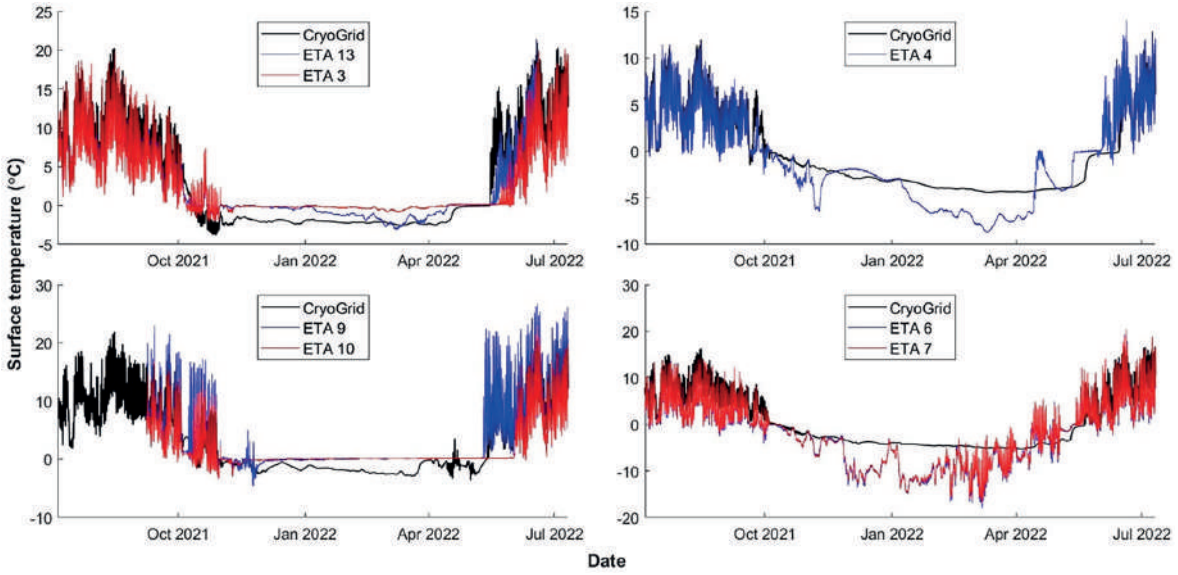


FIGURE B2 Surface energy balance model calibration. Model simulations were compared with rock surface temperature measurements from in-situ sensors. Black lines show the simulated rock surface temperature and sensors measurements shown in blue and red. The sensors names ('I-buttons') are indicated in the sub-figures.

Appendix references:

Ben-Asher, M., Magnin, F., Westermann, S., Malet, E., Berthet, J., Bock, J., Ravanel, L., and Deline, P.: Estimating surface water availability in high mountain rock slopes using a numerical energy balance model, Physical: Geomorphology (including all aspects of fluvial, coastal, aeolian, hillslope and glacial geomorphology), https://doi.org/10.5194/esurf-2022-58, 2022

Besl, P.J., McKay, N.D., 1992. Method for registration of 3-D shapes, in: Sensor Fusion IV: Control Paradigms and Data Structures. Presented at the Sensor Fusion IV: Control Paradigms and Data Structures, SPIE, pp. 586–606. https://doi.org/10.1117/12.57955

Girardeau-Montaut, D., 2016. CloudCompare. France: EDF R&D Telecom ParisTech, 11

Boone, A. and Etchevers, P., 2001: An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model: Local-Scale Evaluation at an Alpine Site, J. Hydrometeor, 2, 374–394, https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2, 2001.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., and Thépaut, J.: The ERA5 global reanalysis, Q.J.R. Meteorol. Soc., 146, 1999–2049, https://doi.org/10.1002/qj.3803, 2020.

Lague, D., Brodu, N., Leroux, J., 2013. Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: Application to the Rangitikei canyon (N-Z). ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 82, 10–26. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2013.04.009

Legay, A., Magnin, F., and Ravanel, L.: Rock temperature prior to failure: Analysis of 209 rockfall events in the Mont Blanc massif (Western European Alps), Permafrost and Periglacial Processes, 32, 520–536, https://doi.org/10.1002/ppp.2110, 2021.

10969837, 0, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.5881 by Cochrane France, Wiley Online Library on [01/07/2024]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

Lucas, A., Mangeney, A., Ampuero, J.P., 2014. Frictional velocity-weakening in landslides on Earth and on other planetary bodies. Nat Commun 5, 3417. https://doi.org/10.1038/ncomms4417.

Magnin, F., Westermann, S., Pogliotti, P., Ravanel, L., Deline, P., and Malet, E.: Snow control on active layer thickness in steep alpine rock walls (Aiguille du Midi, 3842 m a.s.l., Mont Blanc massif), Catena, 149, 648–662, https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.006, 2017.

Mineo, S., Pappalardo, G., 2021. Rock Emissivity Measurement for Infrared Thermography Engineering Geological Applications. Applied Sciences 11, 3773. https://doi.org/10.3390/app11093773

Myhra, K. S., Westermann, S., and Etzelmüller, B.: Modelled Distribution and Temporal Evolution of Permafrost in Steep Rock Walls Along a Latitudinal Transect in Norway by CryoGrid 2D, Permafrost and Periglacial Processes, 28, 172–182, https://doi.org/10.1002/ppp.1884, 2017.

Peruzzetto, M., Levy, C., Thiery, Y., Grandjean, G., Mangeney, A., Lejeune, A.-M., Nachbaur, A., Legendre, Y., Vittecoq, B., Saurel, J.-M., Clouard, V., Dewez, T., Fontaine, F.R., Mergili, M., Lagarde, S., Komorowski, J.-C., Le Friant, A., Lemarchand, A., 2022. Simplified simulation of rock avalanches and subsequent debris flows with a single thin-layer model: Application to the Prêcheur river (Martinique, Lesser Antilles). Engineering Geology 296, 106457. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2021.106457.

Pirulli, M., Mangeney, A., 2008. Results of Back-Analysis of the Propagation of Rock Avalanches as a Function of the Assumed Rheology. Rock Mech Rock Eng 41, 59–84. https://doi.org/10.1007/s00603-007-0143-x.

Richards, L. A.: Capillary conduction of liquids through porous mediums, Physics, 1, 318–333, https://doi.org/10.1063/1.1745010, 1931.

Schmidt, J. U., Etzelmüller, B., Schuler, T. V., Magnin, F., Boike, J., Langer, M., and Westermann, S.: Surface temperatures and their influence on the permafrost thermal regime in high-Arctic rock walls on Svalbard, Cryosphere, 15, 2491–2509, https://doi.org/10.5194/tc-15-2491-2021, 2021.

Sosio, R., Crosta, G.B., Chen, J.H., Hungr, O., 2012. Modelling rock avalanche propagation onto glaciers. Quaternary Science Reviews 47, 23–40.

Sosio, R., Crosta, G.B., Hungr, O., 2008. Complete dynamic modeling calibration for the Thurwieser rock avalanche (Italian Central Alps). Engineering Geology 1–2, 11–26. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.02.012.

Vernay, M., Lafaysse, M., Monteiro, D., Hagenmuller, P., Nheili, R., Samacoïts, R., Verfaillie, D., and Morin, S.: The S2M meteorological and snow cover reanalysis over the French mountainous areas: description and evaluation (1958–2021), Earth Syst. Sci. Data, 14, 1707–1733, https://doi.org/10.5194/essd-14-1707-2022, 2022.

Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E., and Willemet, J.-M.: The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2, Geosci. Model Dev., 5, 773–791, https://doi.org/10.5194/gmd-5-773-2012, 2012.

Voellmy, A., 1955. Über die Zerstörungskraft von Lawinen. Schweizerische Bauzeitung. Schweizerische Bauzeitung 159–285.

Westermann, S., Ingeman-Nielsen, T., Scheer, J., Aalstad, K., Aga, J., Chaudhary, N., Etzelmüller, B., Filhol, S., Kääb, A., Renette, C., Schmidt, L. S., Schuler, T. V., Zweigel, R. B., Martin, L., Morard, S., Ben-Asher, M., Angelopoulos, M., Boike, J., Groenke, B., Miesner, F., Nitzbon, J., Overduin, P., Stuenzi, S. M., and Langer, M.: The CryoGrid community model (version 1.0) – a multi-physics toolbox for climate-driven simulations in the terrestrial cryosphere, Cryosphere, https://doi.org/10.5194/gmd-2022-127, 2022.

Conclusions du Chapitre 5

En développant une approche complète combinant des méthodes de pointe à plusieurs échelles spatio-temporelles, nous avons obtenu des informations uniques pour décrypter les processus ayant prédisposé, déclenché, et propagé l'avalanche rocheuse qui a eu lieu dans le vallon d'Étache le 18 juin 2020. Les résultats montrent un réchauffement du permafrost depuis les années 1990, particulièrement marqué depuis 2012, avec une tendance annuelle pouvant atteindre +0,06 °C par an à une profondeur de 30 m. Les simulations de transfert de chaleur montrent une transition depuis un permafrost froid vers un permafrost tempéré au niveau de la cicatrice (à une profondeur d'environ 45 m) au moment de l'événement. Ce réchauffement pourrait avoir préconditionné l'avalanche rocheuse. Les sondages géoélectriques (profils de 240 à 640 m de long) confirment que la crête autour de la cicatrice est encore largement affectée par du permafrost, avec la présence possible de couches riches en glace (valeurs de résistivité élevées, > 250 kΩ m). De plus, le modèle de bilan d'énergie montre que l'événement s'est produit pendant le pic d'apport en eau de pluie et de fonte des neiges le plus élevé depuis au moins 1958, ce qui pourrait avoir joué le rôle de déclencheur. Les simulations de bilan d'énergie montrent également que la température à la surface du terrain a atteint ses valeurs hivernales et printanières les plus élevées depuis le début des séries temporelles. Enfin, la comparaison croisée entre les volumes du dépôt issus d'une reconstruction 3D à haute résolution et les sorties des simulations d'écoulement granulaire suggèrent que la propagation de l'avalanche rocheuse a impliqué plusieurs phases distinctes (granulaire et fluide) caractérisées par différentes propriétés rhéologiques.

Pour conclure, cette étude a permis de préciser les mécanismes inhérents au déclenchement et la propagation de l'avalanche rocheuse du vallon d'Étache. Nous avons également montré au travers de ce travail l'importance de combiner différentes méthodes pour avoir à la fois une vision globale des processus en jeu, mais également des analyses détaillées des processus thermo-hydro-mécaniques qui peuvent influencer le déclenchement et la propagation d'une avalanche rocheuse en contexte de permafrost. L'utilisation de ces différentes méthodes combinées, et l'interprétation des résultats obtenus livrent des éléments clés pour les études à venir et ouvrent des perspectives de recherches intéressantes, notamment en ce qui concerne la prise en compte du rôle de la neige dans les processus de déclenchement (par la fonte de la neige et l'infiltration d'eau dans le sol et les fractures) et de propagation (incorporation de la neige dans le dépôt).

Chapitre 6

La Crête des Grangettes : avancées et limites méthodologiques pour étudier les facteurs de prédisposition, de déclenchement et de propagation d'un écroulement rocheux en contexte de permafrost

Chapter 6. Summary

A series of destabilisations occurred on the Crête des Grangettes (Le Monêtier-les-Bains), in the Écrins Massif (Hautes-Alpes), on 17th September, 20th December 2020, and 23rd July 2021 (Figure 6.1A-B). This article primarily examines the rockfall (~35,800 m³) that took place on 17th September 2020, upstream of a mountaineering route (the «Fantomas couloir"), as well as a hiking trail, which was not affected.

The rockfall occurred on a ridge at the contact between sandstone and clay (Figure 6.3), close to a fault indicated on the geological map (Figure 6.3A-B). A visible fracture on an orthophotograph from 2009 (Figure 6.3C) indicates a context prone to slope destabilisation. Ice and water coating observed in the scar immediately after the event suggest the presence of permafrost (Figure 6.2B), but its local distribution and role in triggering processes need to be confirmed. According to the permafrost distribution map from the Rock Model (Boeckli et al., 2012a), recalculated for the French Alps using Safran data, release area is located in a sector where permafrost would only be present under very favourable conditions (Figure 6.4A). However, Permafrost Favorability Index (Marcer et al., 2017) suggests that permafrost is present in almost all conditions on the study site (Figure 6.4B). Further investigation is therefore required to clarify the condition and distribution of permafrost in the release area. The volume of the destabilisation has been estimated at ~ 35,800 m³ by comparing a high-resolution digital elevation model (20 cm) created from a drone survey conducted on 22nd September 2021 with the 20 cm resolution IGN model from 2019 (Figure 6.1C-D). The rockfall deposit, which is highly dispersed, has covered older deposits, making its analysis challenging (Figure 6.2A, C, D).

The aim of this study is to assess the thermal conditions that predisposed and triggered the rockfall. To achieve this, we use an approach that combines in situ measurements, such as Ground Surface Temperature (GST; Figure 6.7), geophysical studies (Electrical Resistivity Tomography / ERT; Figure 6.7), and statistical modelling of permafrost distribution (Figure 6.10) to detail the thermal conditions under which the rockfall occurred. By developing a multi-scale approach, we have gained valuable insights into the permafrost-related processes that potentially preconditioned and triggered rockfall in periglacial environments.

The long-term meteorological data analysis shows that the exceptional warmth of spring 2020, combined with consistently high summer temperatures since 2015, may have contributed to preconditioning the rockfall (Figure 6.5). However, analysis of meteorological data over three months before the rockfall does not reveal a clear triggering factor except intense precipitation three weeks prior to the event (Figure 6.6).

At the local scale, we analyse fluctuations in GST through continuous monitoring (2021-2022; Figure 6.8 and Figure 6.9). The measurements show MARST ranging from -0.26°C (northwest) to +1.88°C (west), and MAGST ranging from -2.85°C to +1.18°C in the debris slopes. Considering that GST was measured during a year with air temperatures 1.45°C above the 1991-2020 average, the GST suggests that conditions across the study site are favorable to the presence of permafrost.

At the pluri-decametric scale, two geophysical profiles around the rockfall scar show high resistivity values (>10 kΩm; Figure 6.13), that correspond to frozen materials, as confirmed by laboratory study carried out on two samples from outcrops (Figure 6.12). These measurements show the presence of permafrost around the rockfall scar.

Heat transfer simulations suggest warm permafrost (> -2 °C) at the failure depth (Figure 6.11A), with unprecedentedly high temperatures reached around the scar line before the rockfall

occurred. The modelled warming rate at 22 m depth is (0.48±0.12) °C per decade since 2015 (Figure 6.12B).

From the observations and data analysis, it results that the Crête des Grangettes rockfall on September17, 2020 was likely preconditioned by permafrost warming with warm permafrost approaching 0°C. Over the longer term (decade), the permafrost warming may have resulted from the heat conduction from the surface, as suggested by the heat transfer models. This process, along with the mechanical weakening of ice-filled joints, likely contributed to the destabilisation of the rock slope.

Finally, our multi-method approach provides valuable insights and data for scientific communities focused on permafrost and rock slope failure hazard assessment. It emphasizes the complexity of the processes that can lead to rock slope failures across various spatial and temporal scales, highlighting the need for further research on both comprehensive assessments of specific events and detailed analyses of individual processes.

Chapitre 6. La Crête des Grangettes : avancées et limites méthodologiques pour étudier les facteurs de prédisposition, de déclenchement et de propagation d'un écroulement rocheux en contexte de permafrost

Une série de déstabilisations s'est produite sur la Crête des Grangettes, dans le massif des Écrins (Hautes-Alpes), les 17 septembre, 20 décembre 2020, et 23 Juillet 2021. Dans ce chapitre, nous allons principalement nous concentrer sur l'écroulement rocheux (~35 000 m^3) qui a eu lieu le 17 septembre 2020 à l'amont d'une voie d'alpinisme (la goulotte « Fantomas »), ainsi que d'un chemin de randonnée qui n'a toutefois pas été atteint. De la glace et des écoulements d'eau observés dans la niche d'arrachement immédiatement après l'évènement suggèrent la présence de permafrost, mais sa distribution locale et son rôle dans les processus de déclenchement restent à être confirmés. Le dépôt de l'écroulement rocheux, très dispersé et diffus, a recouvert d'anciens dépôts et est difficile à analyser.

Ce chapitre a un double objectif. Le premier est d'évaluer les conditions thermiques et hydrologiques qui ont pu prédisposer et déclencher l'écroulement rocheux. Cependant, la difficulté d'interpréter les résultats conduit à un second objectif, celui d'ouvrir une discussion sur les limites des méthodes utilisées.

Dans les Sections 6.1 à 6.3, nous présentons le terrain d'étude, le contexte météorologique pré-écroulement. Nous caractérisons également l'état thermique du terrain afin de discuter des facteurs qui ont pu prédisposer et déclencher l'écroulement. Pour ce faire, nous proposons une approche qui combine la mesure de la température des parois rocheuses, la modélisation statistique de la distribution du permafrost, des levés géophysiques (tomographie de résistivité électrique) pour détailler les conditions thermiques dans lesquelles l'écroulement s'est produit. Un modèle 3D acquis par photogrammétrie a également été utilisé pour obtenir un MNT à haute résolution afin de calculer le volume de l'écroulement.

Les limites des méthodes utilisées et la difficulté de les adapter aux particularités de notre site d'étude sont discutées en Section 6.4.

6.1. Contexte et description de l'écroulement rocheux du 17 septembre 2020

La Crête des Grangettes se situe à l'amont du vallon du Grand Tabuc, sur la commune du Monêtier-les-Bains (Hautes-Alpes) dans le massif des Écrins (Figure 6.1A). Le site d'étude se situe vers 3100 m d'altitude, à l'Est du glacier du Monêtier (Figure 6.1B ; 6.2A). Deux déstabilisations ont été observées sur ce site les 17 septembre et 20 décembre 2020 ainsi que le 23 juillet 2021 (*Figure 6.1A*). L'écroulement rocheux sur lequel nous allons nous concentrer dans ce chapitre est celui du 17 septembre 2020 à l'amont de la goulotte « Fantomas », une des voies d'alpinisme qui permet d'accéder au Dôme de Monêtier (3404 m).

L'écroulement s'est déclenché à partir d'un éperon rocheux. Le volume de la niche d'arrachement a été estimé à environ 35 800 m^3 à partir de la comparaison d'un MNT à haute résolution (20 cm) réalisé à partir d'un levé drone effectué le 22 septembre 2021 avec le MNT de l'IGN à 20 cm de résolution (*Figure 6.1C-D*). Sa profondeur maximale est d'environ 49 m pour une moyenne de 28 m.

L'écroulement s'est propagé dans le vallon du Grand Tabuc. Sa trajectoire est difficile à reconstituer car le dépôt s'est dispersé selon plusieurs trajectoires (*Figure 6.2A*). Le dépôt de l'écroulement rocheux est peu visible du fait de sa dispersion et de sa propagation sur des sédiments provenant d'anciens écroulements rocheux, des alluvions, et matériaux morainiques (*Figure 6.2C-D*). Une partie du dépôt est néanmoins visible (*Figure 6.2A* et *D*), tandis qu'une autre partie du dépôt a pu atteindre et/ou être remobilisé par le torrent du Grand Tabuc (*Figure 6.2C*), bien que cela ne soit identifiable ni sur les images satellites, ni d'après des observations de terrain réalisées le 03 décembre 2020. Depuis, d'autres déstabilisations ont été observées, notamment celle du 20 décembre 2020, estimée à 220 000 m^3 d'après la comparaison du modèle photogrammétrique du 22 septembre 2021 avec le MNT de l'IGN à 20 cm de résolution (comm. écrite : F. Verroust, RTM, 29/11/2023). Une autre déstabilisation a été rapportée le 23 Juillet 2021, mais nous ne disposons pas d'information supplémentaire sur cet évènement et sa localisation reste imprécise tandis qu'il n'existe pas d'estimation de volume (comm. écrite : F.Verroust, RTM, 22/02/2024). Ces deux déstabilisations n'ont pas fait l'objet d'investigations plus approfondies sur le site car nous nous sommes concentrés sur le secteur depuis lequel s'est détaché l'écroulement du 17 septembre 2020.

Suite à ces déstabilisations, le vallon du Grand Tabuc a été fermé par Arrêté Municipal du fait du risque d'écroulement rocheux à partir de 2100 m d'altitude suite à l'écroulement du 17 septembre, puis au-dessus de 1900 m après l'écroulement du 20 décembre 2020, limitant ainsi la pratique d'activités récréatives et sportives (randonnées, alpinisme, ski de randonnée, etc.) dans le vallon.

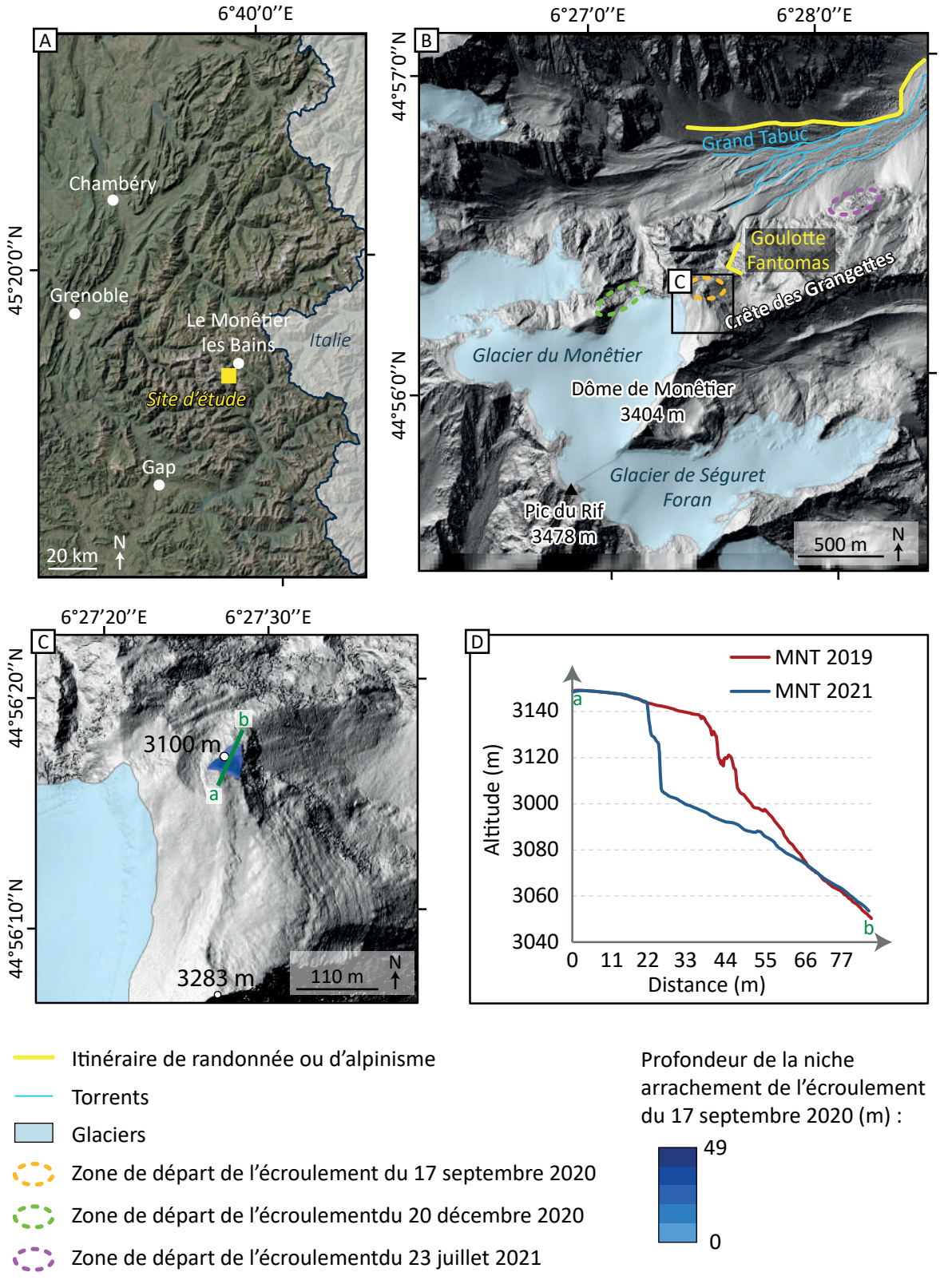


Figure 6.1 : Site d'étude. A : Carte de localisation (source : Esri, Maxar, Earthstar Geographics, and the GIS User Community). B : Carte du vallon du Grand Tabuc et de la Crête des Grangettes. C : Zoom sur le secteur de départ de l'écroulement rocheux du 17 septembre 2020 et profondeur de la niche d'arrachement calculée à partir de la comparaison d'un MNT (20 cm de résolution) réalisé à partir d'un levé drone du 22 septembre 2021 avec le MNT de l'IGN (20 cm de résolution). D : Profil de la niche d'arrachement avec les MNTs « avant/après » écroulement.

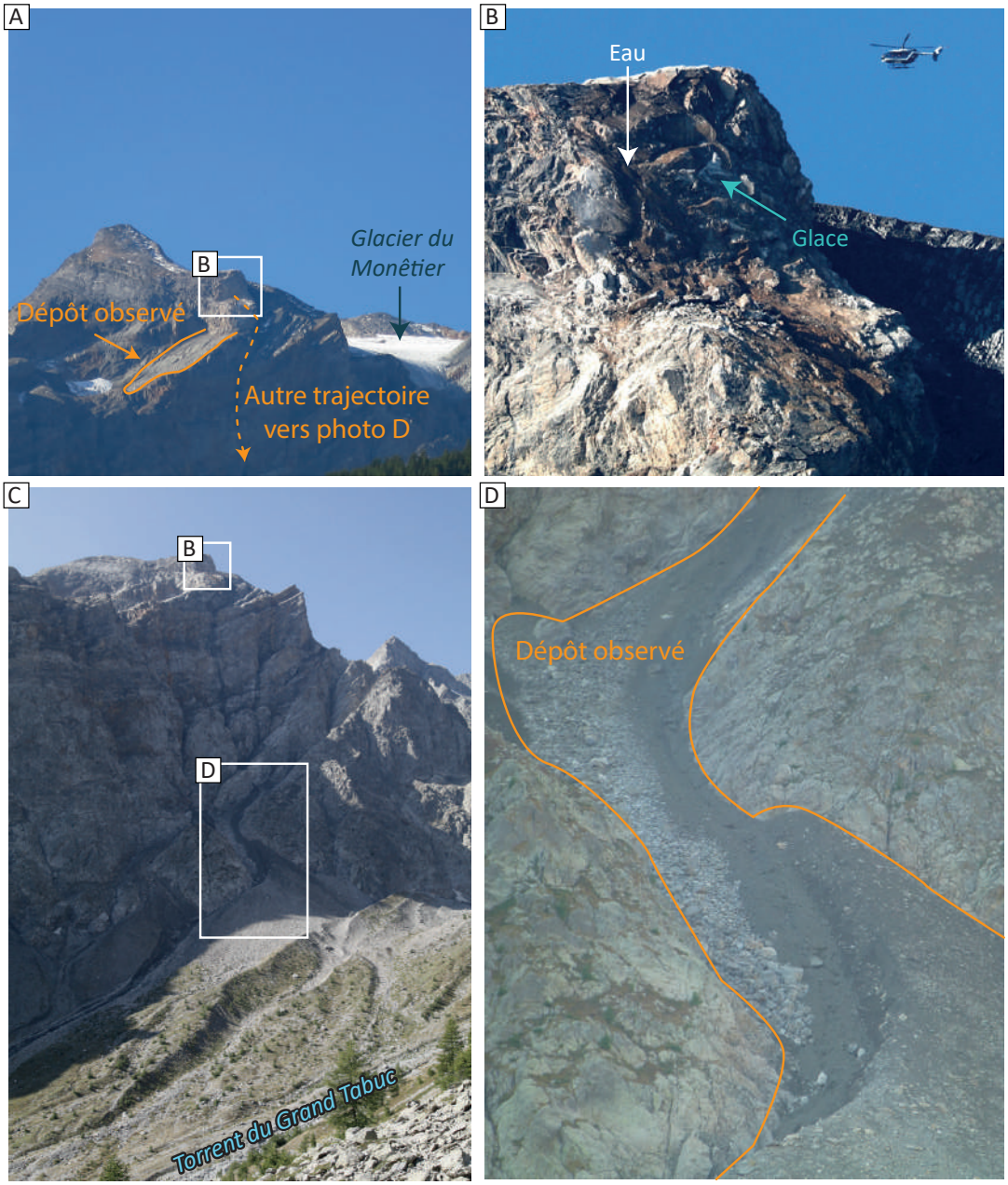
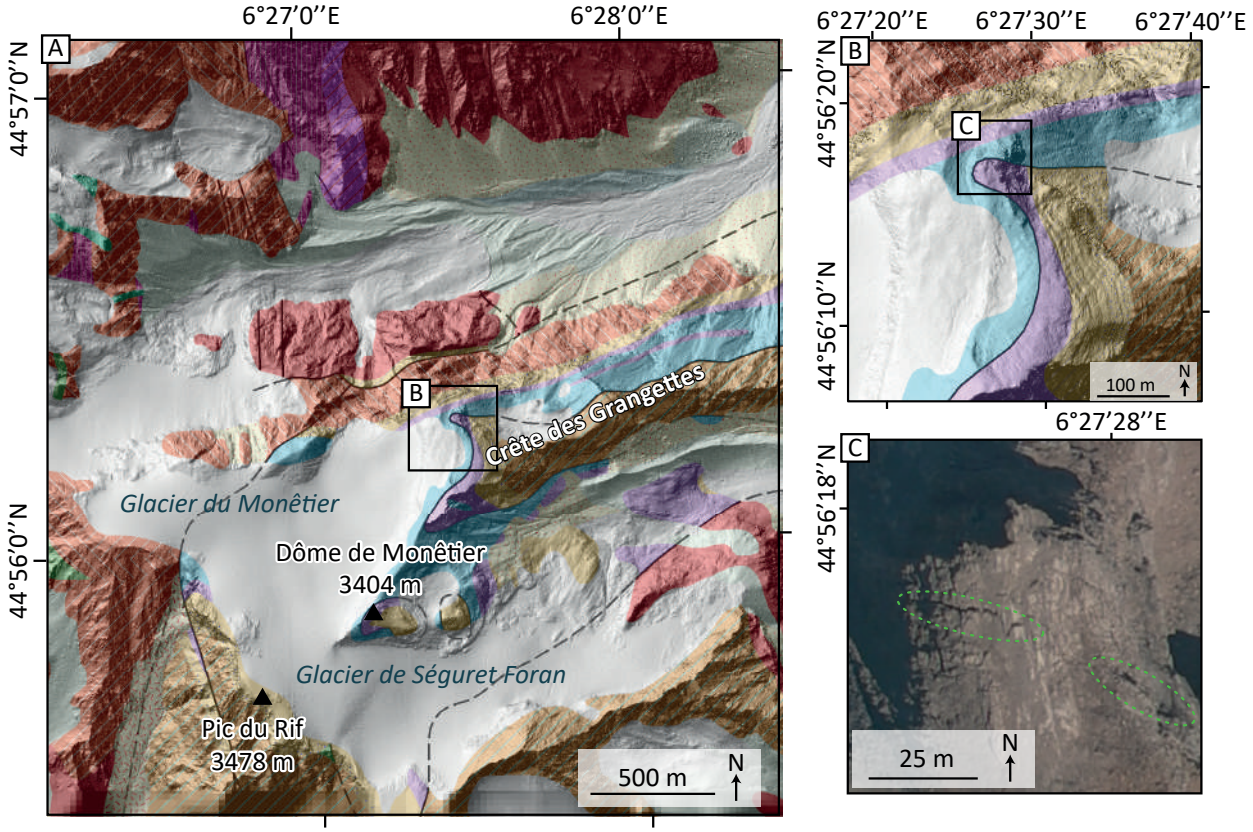


Figure 6.2 : L'écroulement du 17 septembre 2020. A : La Crête des Grangettes et identification de la niche d'arrachement de l'écroulement (ph. : F. Magnin, 03/10/2023) B : Niche d'arrachement (ph. : PGHM Briançon, 18/09/2020). C : Niche d'arrachement et zone de propagation de l'écroulement rocheux (ph. PGHM Briançon, 18/09/2020). D : Détail du dépôt de l'écroulement (ph. : PGHM Briançon, 18/09/2020)

L'écroulement s'est produit au niveau d'une crête rocheuse, au contact entre des grès et des marnes. Une faille est indiquée sur la carte géologique (*Figure 6.3*). Le contexte géologique est donc favorable à des instabilités avec des lithologies peu cohésives et une faille au niveau de la niche d'arrachement. Une faiblesse structurale (fracture) est également visible sur une orthophotographie de 2009 (*Figure 6.3C*) et correspond fidèlement à la niche d'arrachement.

La niche d'arrachement se situe dans une face orientée au Nord (*Figure 6.1*). De la glace ainsi que des écoulements d'eau y ont été observés lors d'un survol de la zone effectué quelques heures après l'évènement (*Figure 6.2B*). D'après la carte de distribution du permafrost issue du *Rock Model* (Boeckli *et al.*, 2012a) qui a été réalisée sur les Alpes françaises avec les données Safran (*cf*. Méthode dans le *Chapitre 3* ; *Section 3.1.1*), la niche d'arrachement se situe dans un secteur dans lequel le permafrost serait présent uniquement dans des conditions très favorables (*Figure 6.4A*). En revanch e, la carte de susceptibilité de permafrost pour les formations superficielles

(Marcer *et al.*, 2017) suggère du permafrost présent dans presque toutes les conditions (*Figure 6.4B*). Il est donc nécessaire d'approfondir les investigations afin de préciser l'état et la distribution du permafrost dans la zone de départ de l'écroulement.



- Cônes mixtes d'éboulis, de déjection et/ou d'avalanches, cônes remaniés par ruissellement
- Dolomies +/- calcaires, argiles ou marnes versicolores, shistes noirs
- Eboulis récents à actuels, actifs à fixés (et +/- réactivés), localement soliflués
- Filons de basalte (diabase) et dolérite, filons basiques indifférenciés
- Glaciers et névés
- Gneiss amphiboliques et amphibolites
- Gneiss, gneiss migmatitiques indifférenciés
- Granites (magnésio-férrifères) +/- porphyroïdes de Turbat
- Granites migmatitiques, granites d'anatexie
- Granites (magnésio-ferrifères) à grains fins (du Granite du Pelvoux-Ailefroide)
- Grès, microbrèches, calcaires gréseux, calcaires biodétritiques et calcaires marmoréens
- Marnes ou schistes noirs indifférenciés
- Migmatites, anatexites et gneiss +/- migmatitique
- Migmatites indifférenciées
- Moraines glaciaires actuelles à historiques
- Schistes dolomitiques +/- dolomies, brèches grossières, calcaires spathiques
- Faille visible, observée
- Faille supposée

Figure 6.3 : A : Carte géologique du site d'étude (d'après BRGM). B : Géologie de la zone de départ et de la zone instrumentée pour cette étude. C : Orthophotographie de la zone de départ. Pointillés verts : faiblesse structurale correspondant à la niche d'arrachement (orthophotographie IGN, 25 m de résolution, 05/08/2009).

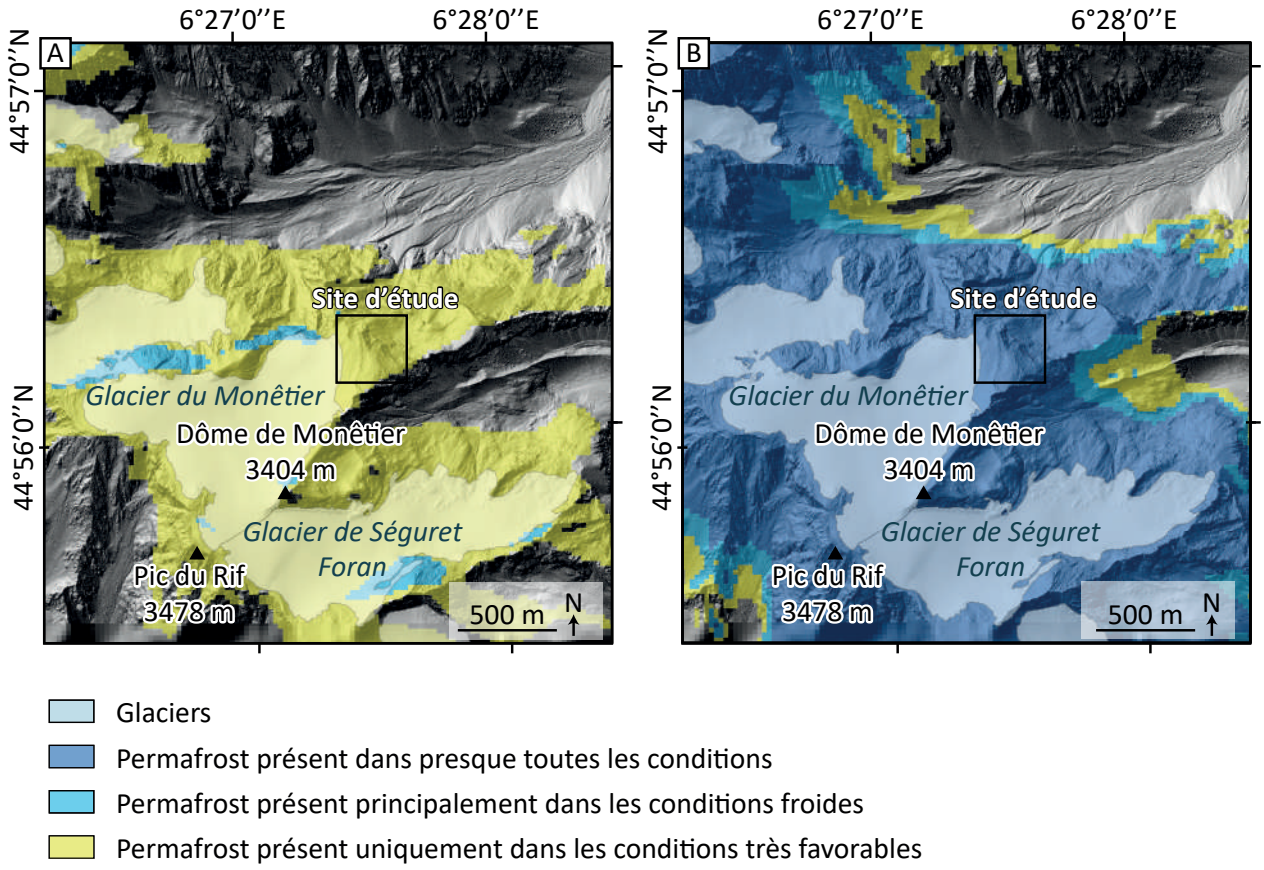


Figure 6.4 : Cartes du permafrost. A : Carte de susceptibilité de permafrost d'après le Rock Model de Boeckli et al. *(2012). B : Carte de susceptibilité de permafrost d'après le PFI de Marcer* et al. *(2017).*

Dans la suite de ce chapitre, nous allons combiner différentes méthodes d'investigations afin d'évaluer les conditions thermiques et hydrologiques dans lesquelles s'est produit l'écroulement. Cette étude permet également de nous interroger sur les avancées et les limites des méthodes d'investigation utilisées pour analyser les mécanismes de prédisposition et de déclenchement, d'un écroulement rocheux en contexte de permafrost.

6.2. Contexte météorologique

Les conditions météorologiques qui ont précédé à l'écroulement rocheux ont été analysées afin d'évaluer leur rôle éventuel dans le préconditionnement et le déclenchement de l'écroulement. Pour cela, nous utilisons les enregistrements météorologiques de la station du Monêtier les Bains (1459 m) dont les relevés de température de l'air au pas de temps journalier sont complets depuis 1985. Ces données de température correspondent aux températures moyennes journalières calculées à partir du minimum et du maximum relevés dans la journée. Pour calculer les anomalies de températures, nous nous basons sur la période de référence de 30 ans 1985-2014. En revanche, les enregistrements de précipitations débutent seulement en mai 1986 à la station météo du Monêtier les Bains ; nous utilisons alors la période de référence 1987-2014 pour calculer les anomalies de précipitations.

L'écroulement rocheux s'est déclenché dans un contexte de hausse globale des anomalies de températures saisonnières, notamment en été (*Figure 6.5A*). En effet, depuis 2015, les anomalies de températures par rapport à la période de référence étaient très régulièrement > 1°C (+1,3 en 2015, +1,5°C en 2017, +1°C en 2018, +1,7°C en 2019). En 2020, la température moyenne estivale dépassait de + 0,5°C celle de la période de référence. La température moyenne de l'hiver

2020 avait quant à elle été + 1,8°C plus élevée que la moyenne de la période de référence, faisant de l'hiver en question le 5ème plus chaud depuis 1985 après les hivers 1989, 2007, 2016 et 2017 (+2°C, +1,9°C, +2,3°C, et +1,8°C, respectivement). Le printemps 2020 avait été le 2ème printemps le plus chaud depuis 1985 avec +2,0°C par rapport à la moyenne des printemps de la période de référence (après le printemps 2011 : +1,7°C).

La *Figure 6.5B* montre une anomalie de précipitations de +46 % (94 mm) en hiver 2020, +26 % (50 mm) au printemps 2020 et +22 % (40 mm) en été 2020 par rapport à la période 1991-2020, ce qui en fait respectivement les 7ème,6ème et5ème hiver, printemps et été les plus humides de la période. L'automne 2020 a été plus sec que les automnes de la période de référence, avec une anomalie de précipitations cumulées de -8,4 % (-24 mm).

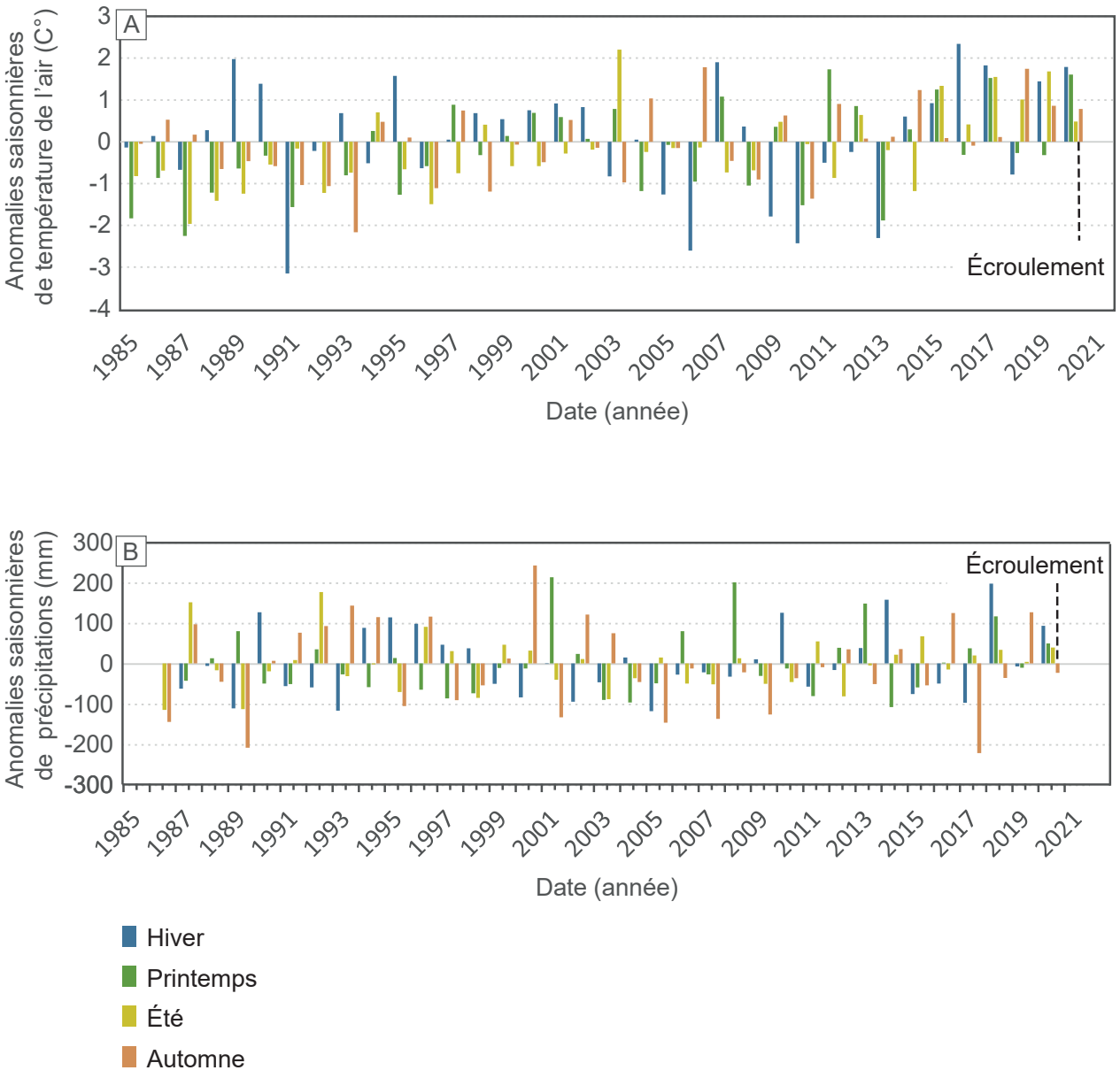


Figure 6.5 : Anomalies de température enregistrées à la station du Monêtier les Bains, calculées par rapport à la période de référence 1985-2014. A : Anomalies de températures de l'air. B : Anomalies de précipitations.

Au cours des trois mois qui ont précédé l'écroulement, les températures moyennes journalières de l'air étaient comprises entre +7,7°C et +21,8°C, ce qui correspond à des températures comprises entre +0,5°C et +12,9°C si on extrapole la température en assumant un gradient adiabatique de 5,5°C/1000 m entre la station météorologique du Monêtier les Bains (1459 m) et celle

du site (3100 m) (Durant *et al.*, 2009). Dans la station du Monêtier les Bains, trois pics de chaleurs avec des températures > 20°C (> 11,8°C environ à l'altitude du site d'étude) ont été enregistrés les 30/07/2020, 09/08/2020 et 21/08/2020 (*Figure 6.6*). Les enregistrements des précipitations ne montrent pas d'évènements exceptionnels pour la saison, mais 91 mm cumulés ont été enregistrés les 28 et 29 août 2020 (*Figure 6.6*), ce qui a pu jouer un rôle dans les mécanismes de déclenchement.

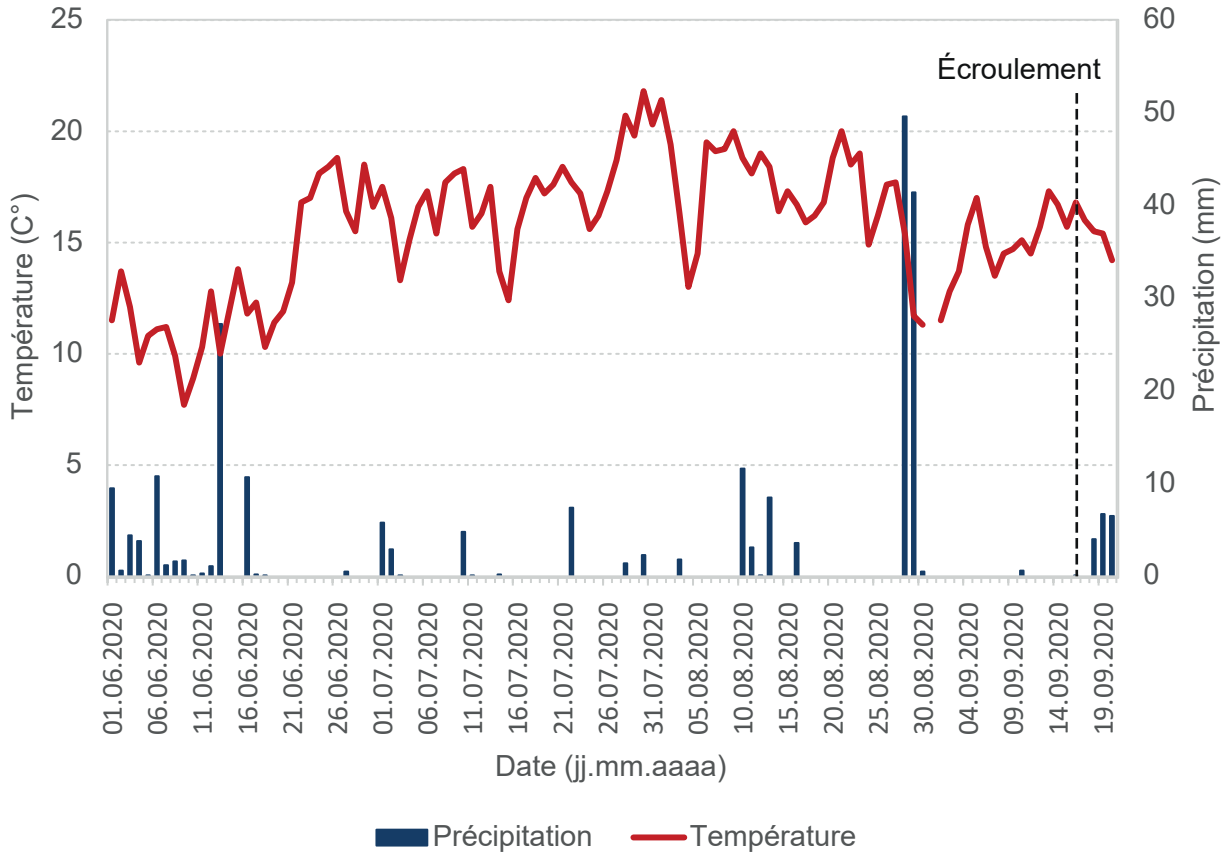


Figure 6.6 : Températures de l'air et précipitations à la station du Monêtier les Bains (1459 m) du 1er juin 2020 au 21 septembre 2020.

Pour conclure, les analyses des données météorologiques n'indiquent donc pas de facteur déclencheur évident, mis à part un épisode pluvieux trois semaines avant l'évènement. En revanche, la chaleur remarquable du printemps 2020, ainsi que des moyennes estivales relativement importantes depuis 2015 ont éventuellement pu préconditionner l'écroulement rocheux.

6.3. État thermique du terrain

Dans le but d'évaluer l'état thermique du terrain autour de la niche d'arrachement de l'écroulement rocheux du 17 septembre 2020, nous avons combiné différentes méthodes telles que des mesures de températures *in-situ* (Section 6.3.1), des modèles d'échanges thermiques (Section 6.3.2), et des levés géophysiques (ERT ; Section 6.3.3).

6.3.1. Suivi de la température annuelle moyenne de la proche surface

Pour caractériser le régime thermique du terrain et l'état du permafrost autour de la niche d'arrachement, nous avons effectué un suivi de la température à un pas de temps horaire depuis

2021 grâce à 12 capteurs de température (*IButton®, DS1925LF5#* et *Géoprécision*) installés à ~10 cm sous la surface du sol. Quatre capteurs ont été installés en paroi, dont trois autour de la niche d'arrachement (entre 3139 et 3141 m, orientation nord, nord-est et ouest) et un autre à l'amont de la zone déstabilisée (3234 m, orientation Nord-Est) dans le but de quantifier le gradient de température des parois. Huit ont été mis en place entre 3148 et 3203 m d'altitude, dans des formations superficielles dans lesquelles des circulations d'air peuvent exister (Delaloye et Lambiel, 2005). Parmi les capteurs installés dans les formations superficielles, les capteurs *Bloc #1* à *Bloc #6* sont situés sous du matériel fin tandis que les capteurs *Bloc #7* et *Bloc #8* sont présents dans des matériaux plus grossiers dans lesquels les circulations d'air peuvent être plus importantes. Les caractéristiques de chaque capteur sont données dans le *Tableau 6.1* et leur emplacement est visible sur la *Figure 6.7*. Dans cette section, nous allons analyser les données enregistrées entre le 23 septembre 2021 et le 19 septembre 2022. Afin de pouvoir calculer une moyenne annuelle, nous avons remplacé les trois jours manquants par les données acquises du 17/09/2022 au 19/09/2022.

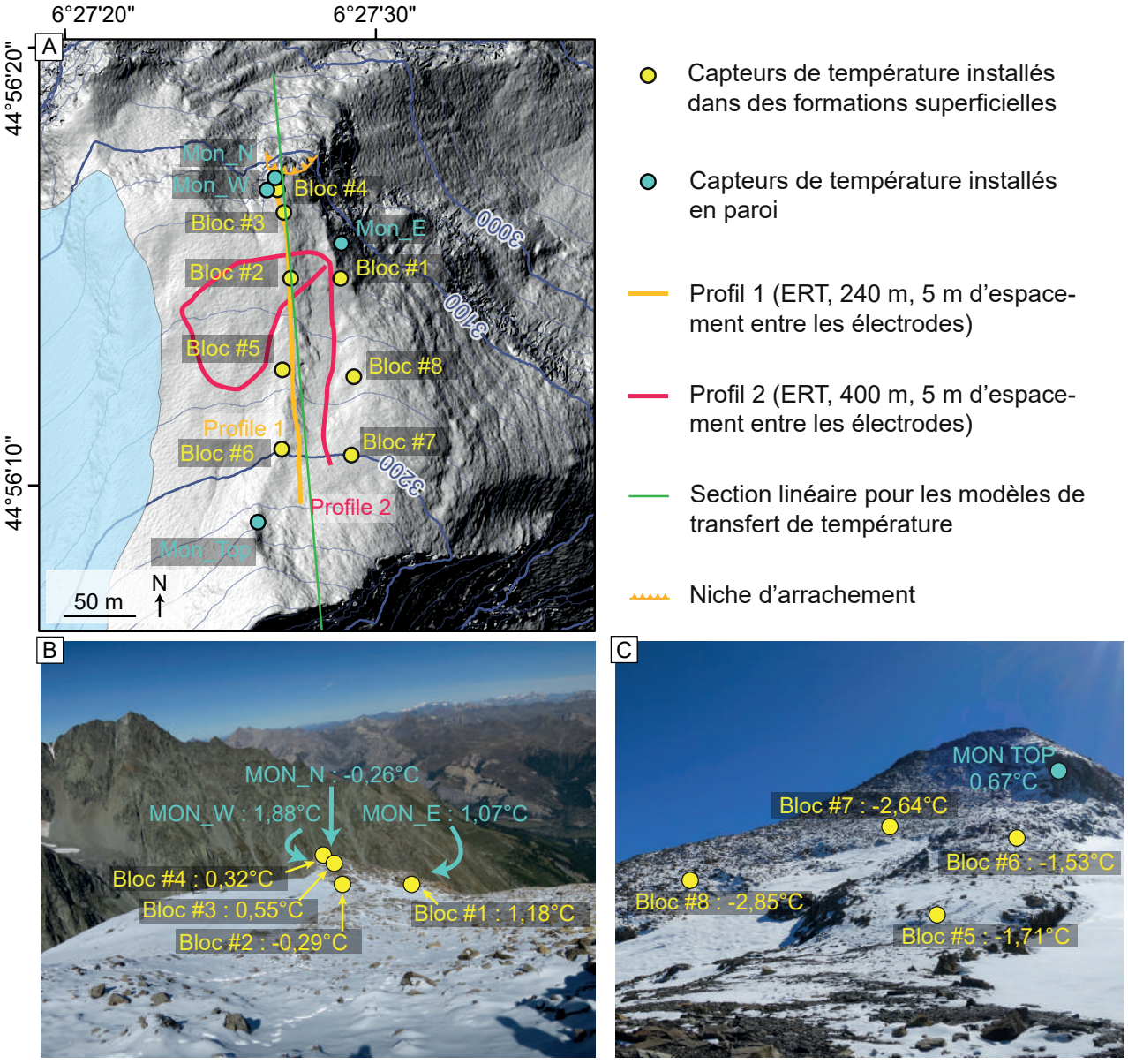


Figure 6.7 : Instrumentation du site d'étude. A : Carte de localisation des capteurs de température installés en paroi et dans des formations superficielles, profil utilisé pour les modélisations des trasferts de chaleur dans les figures 6.10 et 6.11 ; et localisation des profils géophysique. B-C : Emplacement des capteurs de température (ph. 22 sept. 2021).

Nom du capteur	Altitude (m)	Exposition (°) (uniquement si le capteur est installé en paroi)	Température Moyenne annuelle entre 09/2021 et 09/2022 (°C)
Mon_E	3139	55	+1,07
Mon_N	3141	5	-0,26
Mon_W	3141	275-280	+1,88
Mon_TOP	3234	60	+0,67
Bloc #1	3148	-	+1,18
Bloc #2	3157	-	-0,29
Bloc #3	3151	-	+0,55
Bloc #4	3148	-	+0,32
Bloc #5	3175	-	-1,71
Bloc #6	3193	-	-1,53
Bloc #7	3203	-	-2,64
Bloc #8	3174	-	-2,85

Tableau 6.1 : Description et caractéristiques des capteurs de température installés à la Crête des Grangettes.

La *Figure 6.8* indique que les capteurs situés en paroi ont enregistré des TAMSP comprises entre -0,26 en versant nord et 1,88°C en versant ouest. Une différence de 0,4°C est observée entre les capteurs Mon_E (3139 m) et Mon_TOP (3234 m), tous deux orientés Nord-Est, soit un gradient de 0,42 °C/100 m.

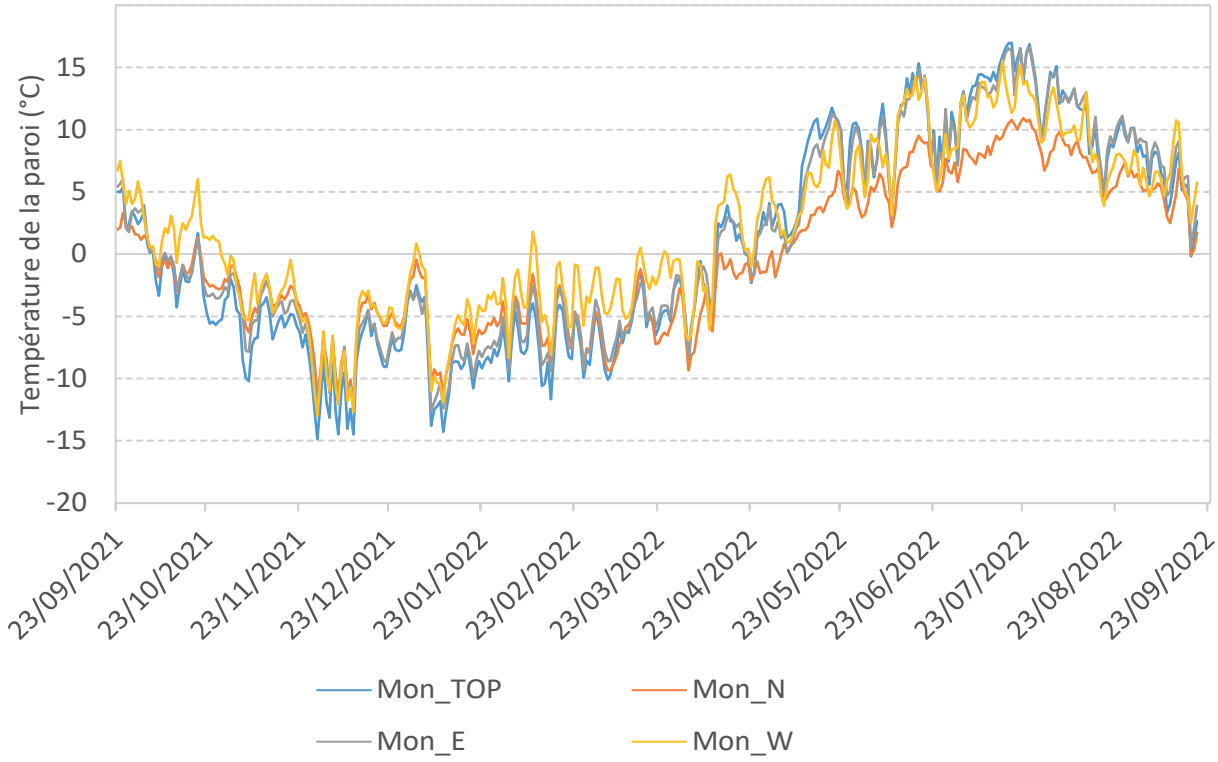


Figure 6.8 : Température moyenne journalière à la surface des parois (~ 10 cm).

Les températures moyennes annuelles à la surface du terrain enregistrées par les capteurs au niveau des formations superficielles sont quant à elles comprises entre -2,85 et +1,18°C (*Figure 6.9* ; *Tableau 6.1*). La température mesurée sur le cap teur *Bloc #1* a enregistré de faibles variations de température entre le 27 septembre 2021 et le 04 juillet 2022. Ce capteur se situe au niveau d'une très légère dépression et a été recouvert par une couverture nivale suffisamment épaisse

pour isoler le terrain de la variation des températures de l'air. Les capteurs *Bloc #2*, *Bloc #3*, *Bloc #4, Bloc #5*, et *Bloc #6* se situent quant à eux sur une croupe (*cf*. *Figure 6.7B-C*) probablement exposée au vent. Les relevés de température indiquent en effet des variations importantes au cours de l'hiver qui peuvent être expliquées soit par de faibles accumulations de neige en raison d'un balayage par le vent, soit par des circulations d'air interstitielles entre les blocs, ou les deux combinés. Le même constat peut être réalisé pour les capteurs *Bloc #7* et *Bloc #8*, bien que la couverture de neige ait lissé la courbe à partir de la fin du mois de mars. Sur tous les capteurs de température installés au niveau des formations superficielles, la période de fonte de la neige est rendue visible par une stagnation de la température de surface à 0°C au cours de la fusion de la neige (*Zero Curtain Effect* ; Kelley et Weaver, 1969) en avril. Cette période est néanmoins plus tardive pour les capteurs *Bloc #7* et *Bloc #8* (du 19 mai au 1er Juin et du 19 mai au 09 juin, respectivement) et se trouve prolongée jusqu'au 4 juillet pour *Bloc #1*, confirmant la présence d'une couverture nivale importante au niveau de ce capteur.

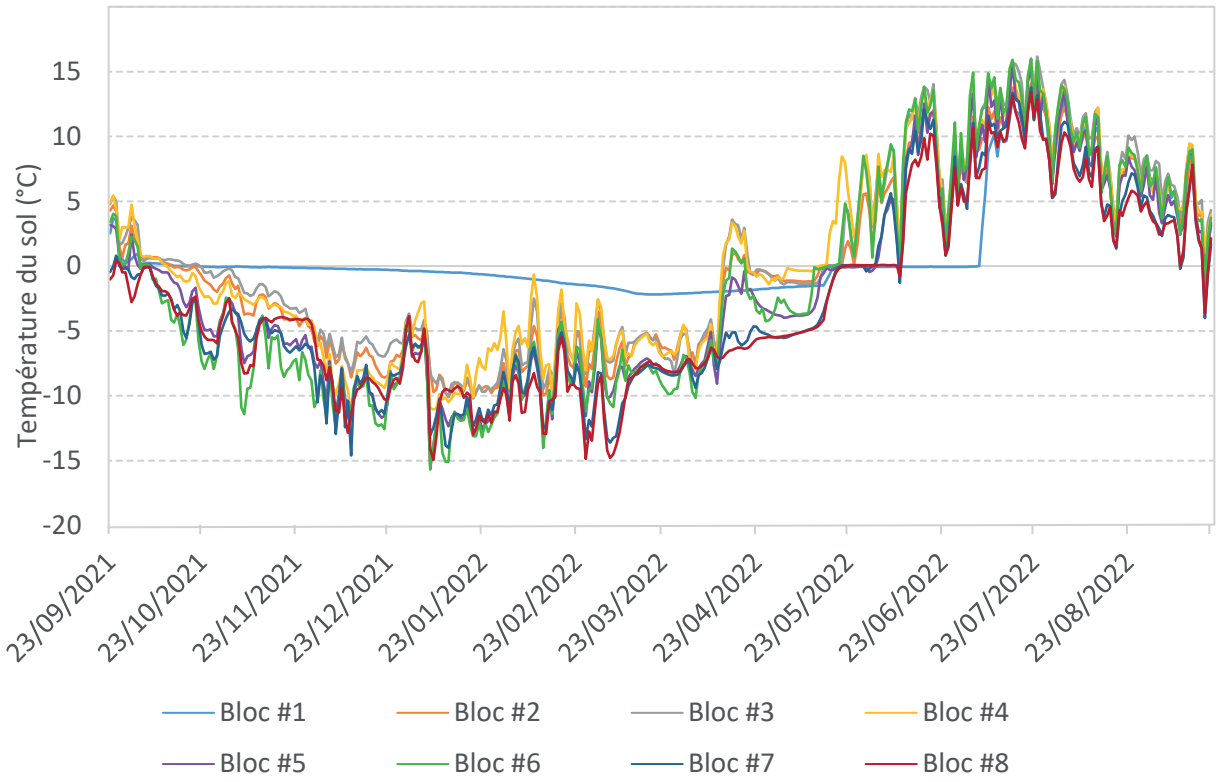


Figure 6.9 : Température moyenne journalière à la surface du terrain (~-10 cm).

Ces observations permettent de caractériser l'état thermique de la surface du terrain. Les données, associées à des modélisations de transferts thermiques (Section 6.3.2) et à des levés géophysiques (Section 6.3.3) vont permettre de caractériser l'état thermique du terrain en profondeur. Une analyse plus fine des conditions thermiques du terrain pourrait être envisagée en comparant les relevés des capteurs de température avec les données météorologiques au niveau du site. Un suivi local régulier de la couverture nivale pourrait également permettre d'approfondir les analyses proposées ici.

6.3.2. Modélisation de transfert thermique

Méthode

Afin d'évaluer l'état thermique du site, nous avons modélisé l'évolution de la température dans la zone de départ grâce au modèle thermique et hydrologique *Feflow* (DHI, version 7.4 ; Clausnitzer *et al.*, 2015 ; guide d'utilisation *Feflow*, 2016). Le domaine bidimensionnel (2D) a été défini à l'aide du MNT de l'IGN d'une résolution de 20 cm (rééchantillonné à une résolution de 1 m) avec une section linéaire orientée Nord-Sud intersectant la niche d'arrachement. Le secteur d'étude a été divisé en 7 polygones (*Figure 6.10*) afin de reproduire les couches géologiques qui disposent de propriétés de conductivité et de capacité calorifique distinctes (*Tableau 6.2*). Les simulations ont été réalisées en utilisant les séries temporelles de la température de l'air mesurées à la station météorologique du Monêtier les Bains (Section 6.2) ajustées linéairement à la température de la surface de la roche mesurée par des capteurs à pas de temps journalier.

Numéro de la couche	*Code géologique*	*Description de la couche*	*Conductivité (MJ/m³/K)*	*Capacité calorifique (J/m/s/K)*
1, 3, 7	Lj	Lias – Dogger. Grès, microbrèches, calcaires gréseux, calcaires biodétritiques, et calcaires marmoréens.	3,8	2,3
2	J2-6	Bathonien-Oxfordien. Schistes argileux	2,6	2,7
4	tS	Trias (sup). Schistes dolomitiques +/- dolomies, brèches grossières, calcaires spathiques	2,8	2,6
5	tD	Trias. Dolomies, cargneules.	3,5	2,5
6	-	Magnin *et al.*, 2017	3,0	1,8

Tableau 6.2 : Description des couches géologiques, leurs valeurs de conductivité et de capacité thermique utilisées pour simuler les transferts thermiques.

Dans le modèle, les conditions de températures sont définies selon les conditions suivantes :

- La température de surface mesurée est calculée à partir d'une régression linéaire pour extrapoler la température de surface dans les pentes raides et les parois en fonction de la température de l'air (Magnin *et al.,* 2017a, 2017b). Pour ce faire, nous avons utilisé la température mesurée par les capteurs : Mon_N pour la section (A) de la figure 6.10 (r^2 = 0,97), *Bloc # 4* pour la section (B) (r^2 = 0,95), et *Bloc #6* pour la section (C) (r^2 = 0,95).

- Dans la section (D), un décalage Nord-Sud de +8°C est appliqué entre les deux faces, ce qui correspond à un décalage typique des parois de haute montagne à 45-46°N (Magnin *et al.*, 2015b).

- Un gradient de température de 0,5°C/100 m est également appliqué dans les sections (A), (B), (C), et (D).

- Entre chaque partie du profil, les nœuds de transition sont interpolés linéairement pour permettre des changements de température progressifs (lignes pointillées sur la *Figure 6.10*).

- Pour étudier la sensibilité et la robustesse du modèle en fonction du choix des capteurs, nous introduisons un modèle de forçage modifié (simulation chaude), en utilisant la température Mon_W au lieu de Mon_N au milieu de la zone de départ.

- Le domaine a été étendu jusqu'à 2,5 km sous la surface pour inclure le flux géothermique de manière réaliste.

La simulation a été paramétrée à un pas de temps mensuel de 1935 à 1989, puis hebdomadaire depuis 1990.

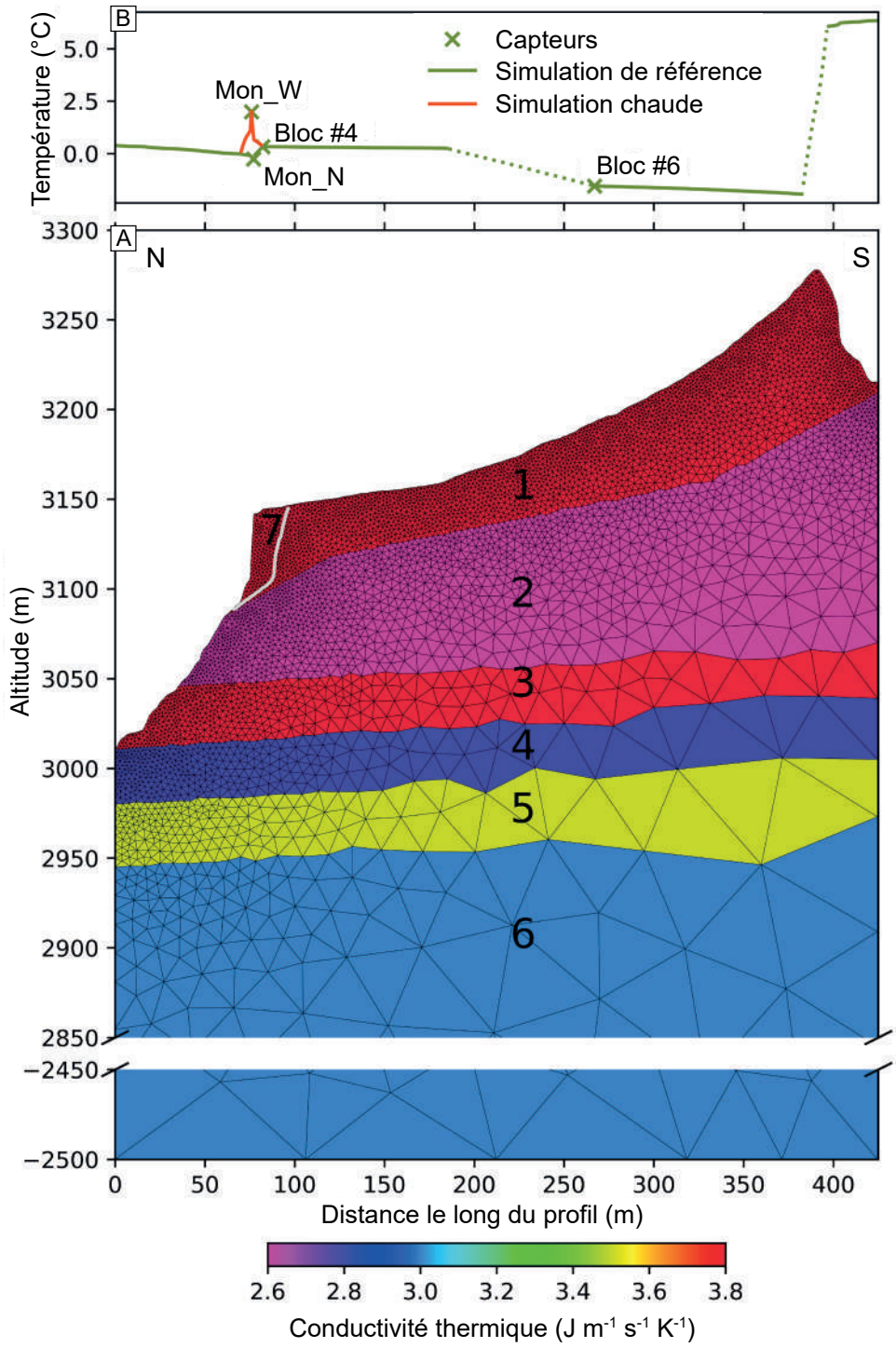


Figure 6.10 : (A) Géométrie du modèle implémentée dans Feflow. Chaque couche, numérotée de 1 à 7, possède des propriétés thermiques spécifiques, présentées dans le Tableau 1. (B) Profil de température utilisé en conditions aux limites à la surface du modèle. (Figure : J. Bock).

Résultats

Les résultats issus des simulations pour les mois de janvier 2000, 2010 et pour le mois de septembre 2020 sont présentés en *Figure 6.11A*. Les simulations indiquent la présence de permafrost en face nord sur une importante partie du domaine simulé. En 2020, une température minimale comprise entre -2,0 °C et -3,0 °C est encore simulée dans la partie supérieure, mais l'étendue du permafrost froid s'amenuise par rapport à 2010. L'accélération du réchauffement est mise en évidence dans la *Figure 6.11B*, qui montre trois phases distinctes : jusqu'au milieu des années 1990, aucun réchauffement significatif n'est observé ; un réchauffement marqué suivi d'une stabilisation est visible jusqu'en 2015 ; enfin, une augmentation rapide des températures se produit après 2015. Depuis 2015, l'augmentation de la température est de 0,054 °C an^{-1}, 0,056 °C an^{-1} et 0,0244 °C an^{-1} pour les points d'observation 5, 8 et 11, situés respectivement à 20, 22 et 26 m sous la surface. Les simulations montrent ainsi la présence de permafrost tempéré, qui s'approche du point de fusion.

Un résultat important mis en évidence par les deux simulations est que les températures atteintes dans les mois précédant l'écroulement rocheux sont sans précédent au cours du siècle précédent. Le réchauffement à long terme a pu prédisposer la déstabilisation de la paroi, tandis que le réchauffement très marqué depuis 2015 pourrait avoir contribué au déclenchement de l'écroulement rocheux. En effet, le réchauffement rapide du terrain vers le point de fusion au niveau de la niche d'arrachement a pu entrainer une réduction de la résistance à la traction et au cisaillement des joints de glace (Mellor, 1973 ; Davies *et al.*, 2001). Les simulations soutiennent donc l'hypothèse d'une déstabilisation des volumes rocheux en lien avec une dégradation rapide du permafrost.

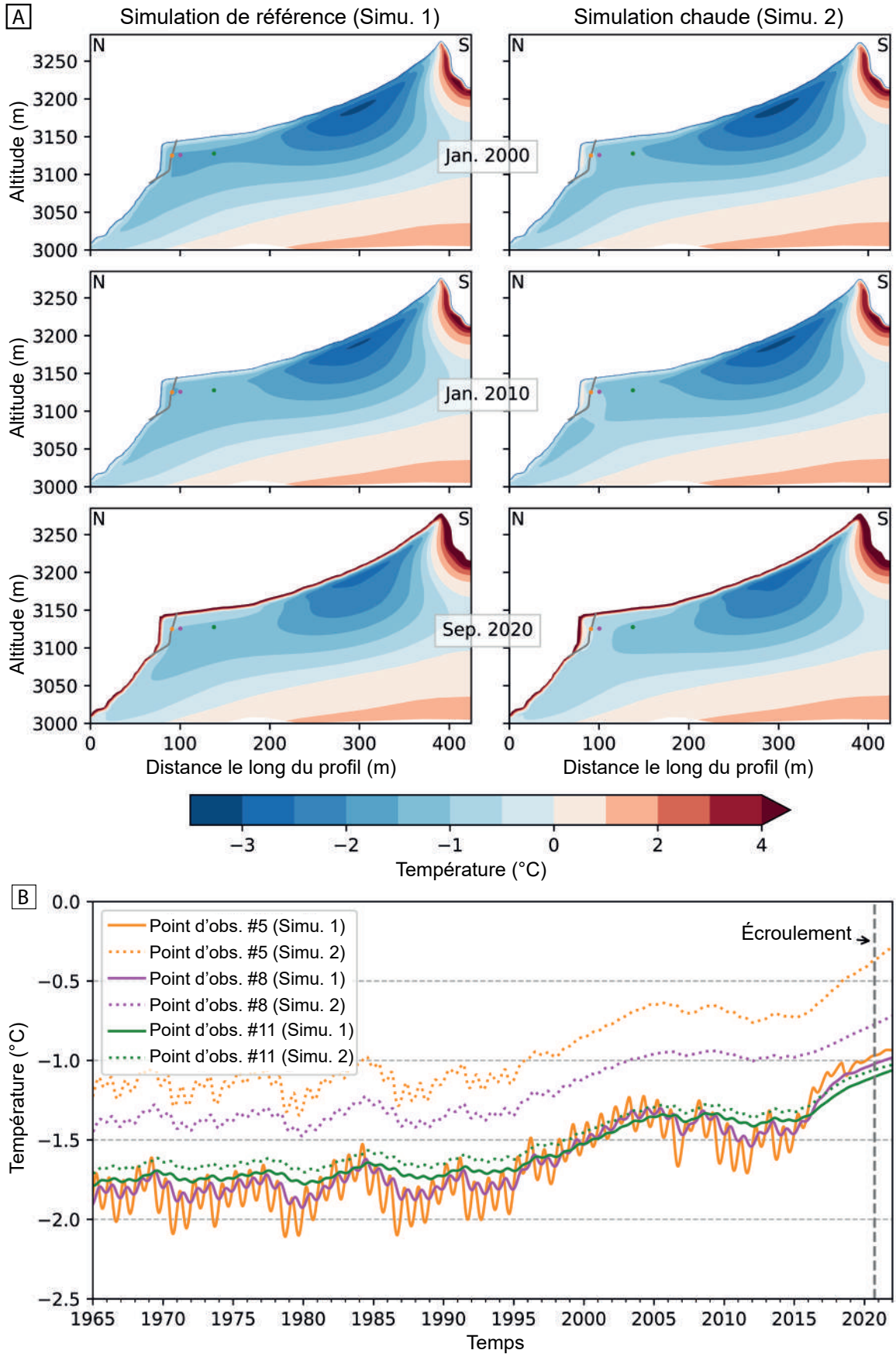


Figure 6.11 : Modélisation du permafrost au niveau du versant affecté par l'écroulement rocheux du 17 septembre 2020. A : Température du terrain simulée dans la simulation de référence et la simulation chaude, en janvier 2000 et 2010, et en septembre 2020. La ligne de cicatrice est représentée (ligne grise), ainsi que les points d'observation 5, 8 et 11 (points orange, magenta et vert). B : Série temporelle de la température du terrain à trois points d'observation (5, 8 et 11). Lignes pleines : simulation de référence. Lignes pointillées : simulation chaude. (Simulations : J. Bock)

6.3.3. Investigations géoélectriques

Méthode

Nous avons réalisé deux profils de tomographie par résistivité électrique (ERT). Le Profil 1, situé le long de la croupe qui surplombe la niche d'arrachement, est long de 240 m. Les électrodes sont espacées de 5 m. Ce profil a été inversé avec le logiciel commercial *Res2Dinv* (*cf.* : Publication n°3). Le Profil 2 a une longueur de 400 m avec le même espacement des électrodes. Sa première moitié est parallèle au Profil 1 tandis que la seconde moitié longe la niche d'arrachement puis réalise une courbe afin d'obtenir une image plus complète du site d'étude (*Figure 6.7A*). Le Profil 2 complète donc le Profil 1 en étant centré sur la niche d'arrachement afin de mesurer des résistivités plus en profondeur au niveau de la zone de départ, et de pouvoir rendre compte du terrain en 3D. Cependant, le traitement de ce profil est encore en cours et ne sera pas présenté dans ce travail car il nécessite des algorithmes adaptés qui n'ont pas encore été appliqués.

Pour compléter les levés géophysiques, nous avons réalisé une analyse pétrophysique sur deux échantillons de roche prélevés le long des profils. Les deux échantillons montrent des lithologies très différenciées comme indiquées sur la carte géologique. L'échantillon GRAN-01 correspond à des marnes, tandis que GRAN-02 est un calcaire gréseux.

Résultats des analyses pétrophysiques

Les analyses pétrophysiques montrent une transition gel / non gel située entre $10^{3,6}$ et 10^{4} Ω.m pour l'échantillon GRAN-01, tandis que la transition est située entre $10^{2,8}$ et $10^{4,05}$ Ω.m pour l'échantillon GRAN-02 (*Figure 6.12*). La gamme de conductivité pour laquelle la transition gel / non gel s'effectue est donc moins large pour l'échantillon 1.

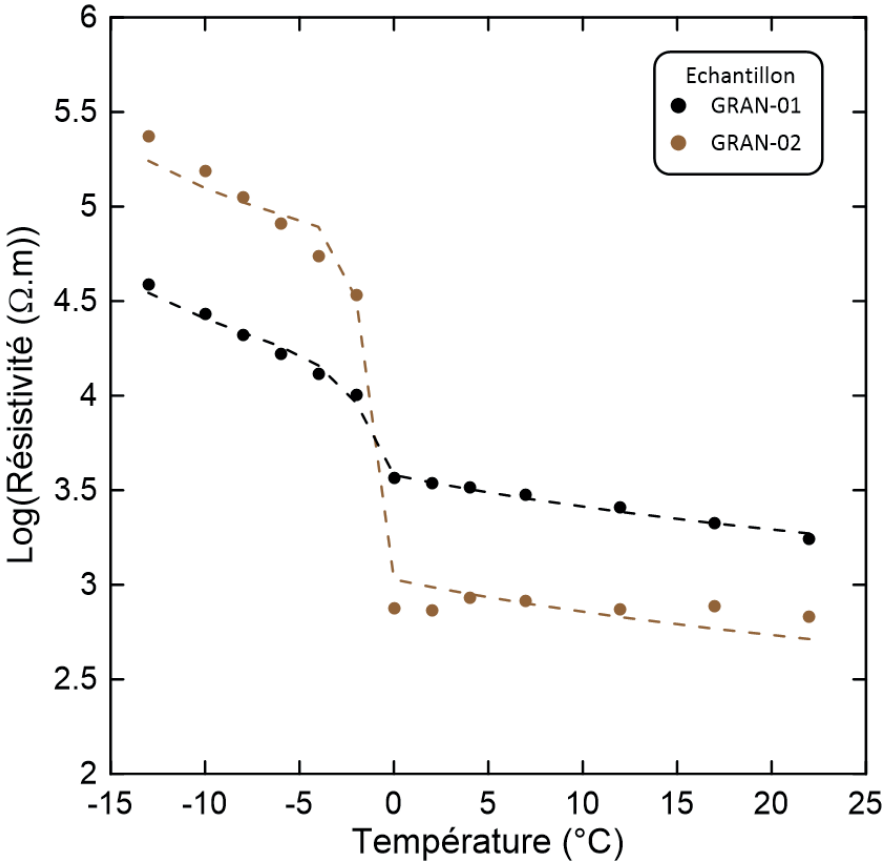


Figure 6.12 : Résistivité mesurée en laboratoire sur les échantillons prélevés à la Crête des Grangettes (J. Richard).

Les deux échantillons montrent des propriétés très variables qui rendent l'interprétation des levés géophysiques difficile. En considérant les lithologies très distinctes le long des profils et les variations de résistivité mesurées en laboratoire en fonction de la température, il ne serait pas cohérent de moyenner les deux courbes pour convertir les profils en températures. Une perspective pouvant aider à l'interprétation des résultats dans un milieux hétérogène tel que celui étudié serait de distinguer les couches qui correspondent à chacune des lithologies le long des profils afin d'appliquer les modèles de température à chaque géologie (*clustering* ; Ward *et al.*, 2013 ; Wang *et al.*, 2020 ; Manrique *et al.*, 2024).

Tomogramme du Profil 1

Le tomogramme issu de l'inversion des données du Profil 1 (*Figure 6.13*) permet d'observer des résistivités très élevées (log >4 ohm/m) qui pourraient indiquer la présence de permafrost aux deux extrémités du profil (amont et aval). La *Figure 6.13* suggère que la présence de permafrost est très probable au niveau de l'éperon instable. Cependant, nous pouvons également observer une zone de très faibles résistivités au centre du profil. Ce secteur correspond à un ancien névé permanent (*Figure 6.13*) qui aurait pu limiter la formation du permafrost du fait de son effet isolant. D'après les faibles résistivités du terrain mesurées dans ce secteur, nous pouvons également supposer qu'il est potentiellement saturé en eau liquide.

Ce secteur reste néanmoins difficile à sonder car la zone d'intérêt (la niche d'arrachement) se situe en bout de profil, ce qui peut potentiellement entrainer des effets de bord limitant les interprétations du tomogramme.

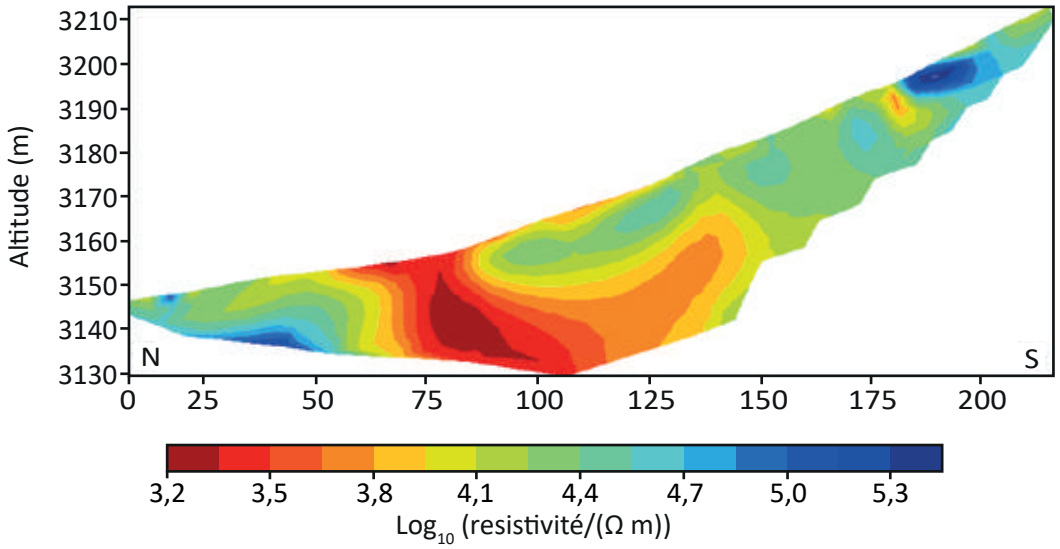


Figure 6.13 : Tomogramme de résistivité électrique réalisé le 20 septembre 2022 (J. Bock).

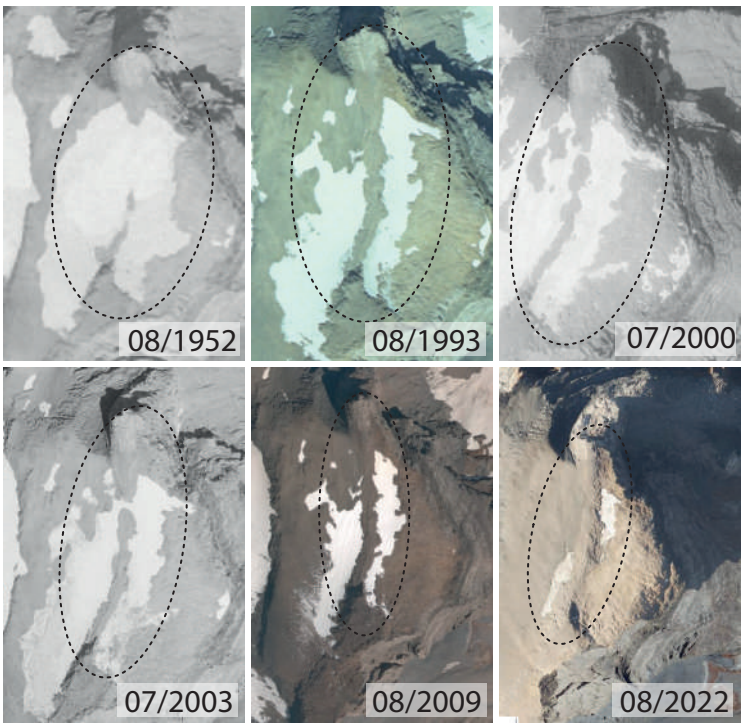


Figure 6.14 : Images satellites du site d'étude de 1952 à 2022. Pointillés noirs : zone au niveau de laquelle nous avons réalisé les profils géophysiques et présentant encore aujourd'hui un névé.

6.4. Discussions : avancées et limites des méthodes utilisées

La combinaison de méthodes d'observation *in situ* (monitoring des températures et levés géophysiques) et de modèles de transfert de chaleur ont permis de caractériser l'état thermique du terrain et d'évaluer le rôle de la dégradation du permafrost comme facteur de préconditionnement et de déclenchement de l'écroulement rocheux.

Facteurs de prédisposition et de déclenchement de l'écroulement rocheux

L'écroulement rocheux s'est produit dans un contexte lithologique et structural favorable aux instabilités avec des roches peu cohésives et la présence d'une faille au niveau de la zone de départ. Sur le terrain, nous avons également constaté une autre fracture qui pourrait avoir participé à la prédisposition aux instabilités (*Figure 6.15*). Il serait intéressant de suivre l'évolution de cette fracture dans les années à venir afin d'anticiper un éventuel nouvel écroulement.



Figure 6.15 : Fracture visible à environ 10 m de la niche d'arrachement, parallèle à cette dernière. La largeur de la fracture est d'environ 5 cm (ph. : 20/09/2022).

Les investigations menées sur le terrain ont également permis de montrer que le réchauffement du permafrost a pu jouer un rôle dans la déstabilisation des volumes rocheux. En effet, la tomographie de résistivité électrique suggère la présence de permafrost au niveau de la niche d'arrachement, qui est confirmée par les modèles de transferts thermiques. L'écroulement rocheux se serait déclenché dans un secteur à permafrost tempéré dont le réchauffement s'opère au moins depuis les années 1990 et qui s'accélère depuis 2010 vers le point de fusion.

Les simulations de transfert thermique ont montré un réchauffement du terrain jusque vers 0°C. Cela a pu jouer un rôle dans le déclenchement de l'écroulement avec une baisse de la résistance de la glace dans les fractures (Krautblatter *et al.,* 2013). Par ailleurs, le sondage géophysique a également permis de révéler une zone de faibles résistivités correspondant à un secteur dans lequel un ancien névé permanent aurait pu limiter la formation de permafrost (effet isolant de la neige).

Les analyses météorologiques ne montrent pas de contexte particulièrement favorable aux écroulements rocheux, excepté des températures élevées lors du printemps 2020 et des étés depuis 2015. Ces températures de l'air ont pu jouer un rôle dans le réchauffement du permafrost et préconditionner aux instabilités du versant.

Limites des méthodes utilisées pour évaluer l'état thermique du terrain et les mécanismes de propagation de l'écroulement rocheux

La Crête des Grangettes constitue un cas d'étude complexe du fait de la topographie du site. Tout d'abord, l'écroulement rocheux s'est déclenché au niveau d'un éperon rocheux et les flux pluridimensionnels nord, est et ouest au niveau de la croupe rendent difficile l'interprétation des modèles thermiques. Les différences de température entre les pentes exposées au nord, à l'est, et à l'ouest peuvent en effet atteindre plusieurs degrés Celsius, ce qui entraîne un flux thermique 3D à travers l'éperon (Noetzli *et al.*, 2007). La température simulée pourrait alors être sous-estimée du fait que les données de forçage soient issues de capteurs situés en versant nord, constituant une limite à la modélisation de transfert thermique exposée dans ce chapitre. De ce fait, et dans un contexte de flux pluridimensionnels, il est possible que les températures soient plus chaudes que celles modélisées.

Une autre limite pour évaluer l'état thermique du terrain est liée à la géomorphologie du site. En effet, les capteurs de températures qui ont permis de caractériser la température de la proche surface (~-10 cm de profondeur), ont été installés dans des formations superficielles. Ces dernières peuvent être traversées par des circulations d'air pouvant influencer les mesures en subsurface (Delaloye et Lambiel, 2005). Cette particularité rend les mesures de température du terrain difficiles à interpréter. Ces données sont également difficiles à extrapoler ; c'est pourquoi nous n'avons pas réalisé de modélisation de bilan d'énergie et hydrologique.

La configuration du site a également rendu difficile la mise en place des levés géophysiques car le secteur d'intérêt, c'est-à-dire la niche d'arrachement, se situe en paroi. Le Profil 1 a donc été réalisé à l'amont de la zone de déclenchement et la niche d'arrachement se situe à l'extrémité du profil. Cette configuration rend l'interprétation des résultats délicate car la niche d'arrachement est peu visible sur le tomogramme et des effets de bord sont probables. Pour pallier à cette limite, une partie du Profil 2 longe parallèlement la niche d'arrachement tandis que la courbe qu'il réalise devrait permettre d'inverser le profil en 3D afin de mieux interpréter les résultats au niveau de la zone d'intérêt. Cependant, cette inversion 3D nécessite des algorithmes spéciaux qui ne sont pas présentés dans ce travail. De plus, la présence d'un névé quasiment permanent sur le site rend l'interprétation du tomogramme difficile et questionne l'influence de la neige sur l'état thermique du terrain. Par ailleurs, le fait que le secteur d'étude ait une lithologie hétérogène, avec des roches aux propriétés pétrophysiques différentes, constitue une limite pour distinguer les secteurs gelés et non gelés. Dans la perspective de convertir les résistivités en températures, une solution à envisager serait d'utiliser des méthodes de *clustering* afin d'être plus représentatif des particularités lithologiques du terrain.

Enfin, l'écroulement rocheux étudié est un cas d'étude très complexe quant à la compréhension des processus de propagation puisque la masse rocheuse s'est dispersée et le dépôt a re-

couvert d'autres formations superficielles. Cet ensemble a pu être remanié par le torrent rendant difficilement identifiable et cartographiable le dépôt provenant de l'écroulement rocheux. Ces éléments constituent une véritable limite à la rétro analyse de l'évènement.

Conclusions du Chapitre 6

Le Chapitre 6 a permis de décrire et d'exposer les conditions dans lesquelles l'écroulement rocheux du 17 septembre 2020 s'est déclenché. Les investigations *in-situ* (levés géophysiques et suivi de la température de subsurface), combinées à des modèles de transfert thermique, ont permis de caractériser l'état thermique du terrain et d'évaluer son évolution. Nous avons ainsi pu montrer que l'écroulement rocheux s'est produit dans un contexte de réchauffement du permafrost, sensible au moins depuis les années 1990 et qui s'accélère depuis les années 2010. Les faiblesses mécaniques de la roche (en particulier la présence d'une faille), combinées au réchauffement du permafrost en profondeur, constituent probablement des facteurs de prédisposition de l'écroulement rocheux. Les modélisations de transfert thermique renforcent l'hypothèse d'un écroulement lié au réchauffement des températures du terrain qui a pu entrainer une réduction de la résistance à la traction et au cisaillement des joints de glace, et mener à la déstabilisation des volumes rocheux.

Cependant, l'étude de cas de la Crête des Grangettes présente de nombreuses limites quant à l'évaluation des facteurs de prédisposition, de déclenchement, et de propagation de l'écroulement rocheux. En premier lieux, l'existence probable de circulations d'air au sein des formations superficielles rend les mesures de température de surface difficiles à extrapoler dans les modèles de transferts thermiques et de bilan d'énergie. De plus, la morphologie du site est complexe du fait de la zone d'intérêt qui se situe sur une croupe, induisant des flux pluridimensionnels (depuis les faces nord, est, et ouest). Cette spécificité rend la mise en place et l'interprétation des profils géophysiques difficiles car la niche d'arrachement est peu visible sur le Profil 1 (en bout de profil). Le Profil 2 est quant à lui centré sur la niche d'arrachement mais non linéaire afin de rendre compte du terrain en 3D. Il nécessite donc des algorithmes spéciaux et des traitements qui n'ont pas pu être réalisés dans le cadre de ce travail doctoral mais qui le seront dans le cadre d'une future publication. L'interprétation des profils géophysiques est également limitée par la lithologie hétérogène le long des profils avec des propriétés pétrophysiques différentes selon les roches. Des méthodes de *clustering* pourraient être envisagées pour convertir les profils de résistivités en températures et et obtenir ainsi des résultats plus représentatifs du terrain étudié. Par ailleurs, l'identification complexe des contours du dépôt de l'écroulement ne permet pas d'étudier les processus de propagation.

Dans une autre mesure, la Crête des Grangettes a également fait l'objet d'autres déstabilisations les 20 décembre 2020 et 23 juillet 2021. Si les secteurs concernés n'ont pas fait l'objet d'investigations plus approfondies, le contexte de déclenchement pourrait être identique à celui de l'évènement du 17 septembre 2020. L'instrumentation de ces sites pourrait donc constituer une perspective intéressante afin de compléter et d'approfondir les résultats présentés dans ce chapitre.

Pour conclure, en plus de fournir des éléments de compréhension des mécanismes influençant le déclenchement de l'écroulement rocheux du 17 septembre 2020, ce chapitre a mis en avant certaines limites des méthodes utilisées pour rétro-analyser les écroulements rocheux. Cette étude de cas ouvre également la discussion sur les caractéristiques propres à chaque terrain pour la compréhension des facteurs de prédisposition, déclenchement, et de propagation des écroulements ou avalanches rocheuses.

Conclusion de la Partie 3

La Partie 3 s'intègre dans l'axe de recherche n°2 de ce travail doctoral qui consiste à approfondir la connaissance fondamentale des déstabilisations rocheuses en contexte de permafrost pour mieux identifier et comprendre les mécanismes qui les prédisposent, les déclenchent, et les propagent. Pour répondre à la question de recherche #2 : « *Comment le développement des méthodes d'investigation du permafrost permet de comprendre le déclenchement des écroulements rocheux et leur propagation en haute montagne ?* », nous avons combiné différentes méthodes telles que des analyses en laboratoire, des observations de terrain, ainsi que des modélisations numériques en proposant la rétro-analyse de deux études de cas.

La première étude, présentée dans le Chapitre 5, concerne une avalanche rocheuse (~225 000 m^3) qui s'est produite dans le vallon d'Étache (Savoie) le 18 Juin 2020. La seconde, exposée dans le Chapitre 6, porte sur un écroulement rocheux (~35 000 m^3) qui a eu lieu au niveau de la Crête des Grangettes (Hautes-Alpes). Ces études ont permis de (i) questionner le rôle de la dynamique du permafrost et des infiltrations d'eau dans le déclenchement des événements, (ii) mieux comprendre les processus de propagation relativement complexes des avalanches rocheuses, grâce à la combinaison de méthodes telles que des études géomorphologiques et météorologiques, des levés géophysiques, ou encore la modélisation numérique du permafrost, et (iii) avoir une réflexion sur l'application des méthodes selon les particularités des sites d'étude, du caractère unique qu'ils représentent, et des implications que cela peut avoir sur l'interprétation des résultats.

Dans les deux études de cas, la combinaison des différentes méthodes d'investigation ont permis de préciser les facteurs qui ont pu prédisposer et déclencher les déstabilisations de versant. Les modélisations physiques du permafrost montrent que les déstabilisations de versant se sont vraisemblablement produites en contexte de permafrost. Les modélisations de transfert thermique ont également montré dans les deux cas un réchauffement progressif du permafrost depuis les années 1990, avec une accélération de celui-ci depuis les années 2010, qui a pu prédisposer aux déstabilisations. Dans le cas du vallon d'Étache, l'avalanche rocheuse s'est produite en contexte de transition entre un permafrost froid vers un permafrost tempéré. Les modélisations de bilan hydrologique ont également montré que le déclenchement a pu être favorisé par des infiltrations d'eau (pressions hydrostatiques, fusion de la glace dans les fractures). Dans le cas de la Crête des Grangettes, l'écroulement rocheux s'est produit en contexte de permafrost tempéré, avec une élévation de la température du terrain jusque vers 0°C qui a pu entrainer une baisse de la résistance au cisaillement de la glace dans les fractures et la rupture des joints de glace. L'étude menée dans le vallon d'Étache a également mis en avant un des facteur de déclenchement lié au rôle des infiltrations d'eau (provenant des précipitations et de la fonte du manteau nival) et des pressions hydrostatiques que ces dernières peuvent entrainer.

Dans le but d'analyser les mécanismes qui influencent la propagation des mouvements de masse, la reconstitution 3D haute résolution de la niche d'arrachement et du dépôt peut être utilisée pour proposer une description détaillée des écroulements ou avalanches rocheuses (*e.g.* calcul de volumes, épaisseur, rugosité de surface, *etc.*). Ces observations sont cruciales pour utiliser et évaluer des modèles de propagation à base physique, comme celui employé dans notre étude pour rétro-analyser l'avalanche rocheuse du vallon d'Étache. L'étude de la propagation de cet évènement, qui a révélé plusieurs phases distinctes lors de l'avalanche (granulaire et fluide), n'a

pas été possible dans le cas de la Crête des Grangettes du fait de la difficulté à identifier les limites du dépôt. La comparaison des deux sites d'étude montre que la reconstruction de la propagation des événements passés constitue un défi selon les spécificités de chaque site d'étude.

Dans les deux études de cas, la prise en compte de la neige reste un élément important pour comprendre son rôle dans la dynamique du permafrost et dans les processus de déclenchement (par apport d'eau) et de propagation (incorporation au dépôt dans le cas du vallon d'Étache).

La comparaison des deux études de cas a permis une réflexion sur le choix des sites d'étude pour l'application de différentes méthodes d'investigation afin de comprendre les facteurs qui ont pu prédisposer et déclencher les déstabilisations de versant. En effet, dans le cas de la Crête des Grangettes, la morphologie du site est complexe avec une zone d'intérêt située sur une croupe, induisant des flux d'énergie pluridimensionnels (depuis les faces nord, est, et ouest), ce qui complexifie les échanges thermiques. De plus, la géomorphologie du site est en partie caractérisée par des formations superficielles, favorisant les circulations d'air qui influent sur les échanges thermiques du terrain. En revanche, dans le vallon d'Étache, l'analyse de l'état thermique du terrain est plus aisée en raison d'une morphologie relativement simple du site (versants raides de part et d'autre d'une crête) et de la présence limitée de formations superficielles.

Ces deux études de cas ouvrent des perspectives de recherche telles que le besoin d'intégrer les processus associés aux fractures (infiltrations, englacement) dans les modèles de permafrost (*e.g.* Magnin et Josnin, 2021), ou d'améliorer la prise en compte des effets de la neige et de l'eau dans les processus de déclenchement et de propagation (Hasler *et al.*, 2011a ; Stoll *et al.*, 2020).

Conclusion Générale

Conclusion générale

Les aléas liés à la dégradation de la cryosphère alpine étudiés dans ce travail doctoral, c'est à dire les écroulements et avalanches rocheuses liés à la dégradation du permafrost et les GLOFs qu'ils peuvent entrainer, représentent des menaces majeures pour les infrastructures et les populations vivant dans les environnements montagnards. Face aux défis sociétaux que ces aléas représentent, les acteurs du territoire ainsi que la communauté scientifique ont besoin d'approfondir la compréhension des processus liés à la dégradation de la cryosphère et d'identifier des secteurs à risque afin d'aider à développer des stratégies d'anticipation et/ou d'atténuation des aléas.

Ce travail avait pour objectifs de contribuer à : (i) identifier à une échelle régionale des secteurs à risque d'écroulements et d'avalanches rocheuses et des aléas en cascade associés ; (ii) approfondir la connaissance fondamentale des processus physiques qui prédisposent, déclenchent, et propagent les écroulements ou avalanches rocheuses en contexte de permafrost en menant des études à l'échelle du site.

La conclusion générale résume les avancées méthodologiques proposées ainsi que les principaux résultats obtenus. Un dernier point sera consacré à détailler les perspectives de recherches qui émergent de ces travaux.

1. Avancées méthodologiques et principaux résultats

Dans ce travail, nous avons proposé une approche intégrée des aléas liés à la dégradation de la cryosphère en adoptant une méthodologie multi-échelle spatio-temporelle, appliquée aux Alpes Françaises. Les principales avancées méthodologiques se structurent en deux points : (i) la mise au point d'une méthode à une échelle régionale pour identifier et cartographier les secteurs qui pourraient être situés sur la trajectoire d'un écroulement rocheux dans les conditions actuelles et futures de permafrost, et (ii) la combinaison de méthodes provenant de différentes disciplines pour améliorer la compréhension des processus physiques qui prédisposent, déclenchent, et propagent les écroulements et avalanches rocheuses en contexte de permafrost.

1.1. Cartographie, modélisation et identification de secteurs à risque dans les Alpes françaises

La première question de question de recherche exposée dans cette thèse était : « *Peut-on, à partir des connaissances et données collectées au cours des deux dernières décennies de recherche dans les Alpes françaises, mieux appréhender les secteurs susceptibles d'être déstabilisés et cartographier leur zone de propagation ?* ». Pour répondre à cette question de recherche, nous avons mis en place une méthodologie afin de (i) cartographier les conditions favorables au déclenchement d'écroulements rocheux, (ii) modéliser leur propagation, et (iii), identifier des lacs glaciaires qui pourraient être atteints par des écroulements rocheux dans les conditions actuelles et futures (fin du 21ème siècle) de dégradation de la cryosphère. Cette approche intégrée, développée et appliquée dans les Alpes françaises, constitue une première étape pour identifier des secteurs à risque. Cette démarche pourrait à terme aider à la prise de décision en matière de gestion des risques. Les avancées méthodologiques permises par ce travail ainsi que les principaux résultats sont les suivants :

Cartographie des zones de départ des écroulements rocheux en contexte de permafrost

- **Utilisation d'inventaire d'écroulements rocheux pour déterminer les conditions de permafrost favorables à leur déclenchement** - L'analyse de l'occurence de 1024 écroulements rocheux (>100 m^3 ; observés sur le versant français du MMB entre 2007 et 2021) en fonction de la gamme de températures des parois dans laquelle ils se sont déclenchés montre que 95 % des écroulements se sont produits dans des parois rocheuses aux TAMSP (moyenne 1981-2010) comprises en -4 et +4°C, et 66 % se sont produits sous une TAMSP comprise entre -2 et +2°C. L'analyse de la base de données montre également un pic d'occurrence des écroulements rocheux dans les parois aux TAMSP comprises entre 0 et +2°C (35 % des écroulements rocheux).

- **Définition de niveaux de susceptibilité de déclenchement d'écroulements rocheux** - Trois niveaux de susceptibilité ont été définis pour cartographier des secteurs qui rassemblent des conditions favorables au déclenchement d'écroulements rocheux en contexte de permafrost. Ces niveaux de susceptibilités sont appelés « RSI » pour *Rock slope failure Susceptibility Index*. Le premier scénario (RSI 1) prend en compte les parois rocheuses dans lesquelles >98 % des écroulements se sont déclenchés (TAMSP comprises entre -8 et +4°C) ; le second scénario (RSI 2) est un scénario moyen et correspond aux parois dans lesquelles > 80 % des écroulements se sont produits (TAMSP comprises entre -4 °C et +2 °C). Le troisième scénario (RSI 3) correspond aux parois les plus instables (TAMSP comprises entre -2°C et 0°C).

- **Superficie des zones de départ dans les Alpes françaises** - Les zones de départ pourraient s'étendre de 34 (RSI 3) à 284 km^2 (RSI 1) dans les conditions actuelles de permafrost. Dans les conditions de permafrost possibles d'ici la fin du 21ème siècle, c'est-à-dire en appliquant un réchauffement linéaire de +4°C aux parois (Magnin *et al.*, 2017b), les zones de départ recouvriraient 43 km^2 des Alpes françaises.

Cartographie de la propagation des écroulements rocheux en contexte de permafrost

- **Utilisation d'inventaires d'écroulements pour caractériser les distances de propagation** - L'analyse d'une large base de données d'écroulements rocheux (base de données « *Propagation* ») révèle que les 48 écroulements survenus en haute montagne et les 3497 événements survenus à plus basse altitude ont les mêmes caractéristiques de propagation (ELA en fonction de l'AASP), malgré l'hétérogénéité de leur volume ou du substrat sur lequel leur trajectoire s'est effectuée.

- **Modéliser la propagation d'écroulements rocheux à l'échelle régionale** - Le modèle *RockavELA*, un modèle statistique développé pour ce travail simule la zone de propagation potentielle d'écroulements rocheux à une échelle régionale. Les trajectoires générées s'arrêtent lorsqu'un seuil d'ELA selon l'AASP est atteint. Ce seuil est défini par trois scénarios de propagation déterminés par des régressions logistiques calculées à partir de la base de données « *Propagation* ».

- **Cartes de propagation potentielle des écroulement rocheux dans les Alpes françaises** - Ces cartes ont mis en évidence qu'une surface de 472 km^2 pourrait être atteinte avec un scénario à limite de propagation basse, et 586 km^2 avec un scénario à limite de propagation élevée, dans les conditions actuelles de permafrost. Dans les conditions futures de permafrost, ce sont entre 196 et 245 km^2 qui pourraient être atteints selon le scénario de propagation choisi.

Identification de lacs situés sur la trajectoire potentielle d'écroulements rocheux

- **Identification des futurs lacs glaciaires** - 139 surcreusements ont été détectés en modélisant la topographie sous-glaciaire avec les modèles *GlabTop* et *GlabTop 2*. Parmi les surcreusements identifiés, 59 ont un niveau de confiance ≥ 3/5, c'est-à-dire qu'ils présentent une susceptibilité moyenne à forte de formation d'un lac d'après des critères morphologiques issus de la méthode de Frey *et al.* (2010).

- **Identification des lacs qui pourraient se situer sur la trajectoire d'un écroulement rocheux** - Le croisement des cartes de propagation d'écroulements rocheux avec les lacs inventoriés dans les Alpes françaises (base de données INRAE), et ceux qui pourraient se former à l'avenir (identifiés par *GlabTop et GlabTop 2*) a permis d'identifier 53 à 90 lacs existants, et 27 à 51 potentiels futurs lacs, qui pourraient se situer sur la trajectoire d'un écroulement rocheux selon les scénarios à limite de propagation et les conditions (actuelles ou futures) de permafrost.

La cartographie des zones de propagation des écroulements rocheux produite à partir de celle des zones de départ a permis de fournir une première évaluation des secteurs qui pourraient être atteints par un écroulement rocheux à l'échelle des Alpes françaises. L'identification de ces secteurs devrait permettre par la suite de déterminer des hotspots pour lesquels des études plus approfondies devraient être menées à l'échelle du site pour améliorer la spatialisation des zones de départ et de dépôt potentielles grâce à des modèles à base physique. La méthode et les résultats développés dans ce travail doctoral peuvent néanmoins constituer un nouvel outil pour aider les décideurs à anticiper certains aléas à venir.

1.2. Compréhension des processus qui prédisposent, déclenchent, et propagent les écroulements et avalanches rocheuses en contexte de permafrost

La seconde question de recherche structurant ce travail doctoral était : « *Comment le développement des méthodes d'investigation du permafrost permet de comprendre le déclenchement des écroulements rocheux et leur propagation en haute montagne ?* ». Pour répondre à cette question, nous avons procédé à une rétro-analyse de deux déstabilisations de versant : celle du vallon d'Étache (Savoie) le 18 juin 2020, et celle de la Crête des Grangettes (Hautes Alpes) le 17 septembre 2020. Dans ces sites, nous avons adopté une approche multi-méthode combinant des mesures de température du terrain, des levés géophysiques (tomographie de résistivité électrique), de la modélisation 3D du terrain, et de la modélisation à base physique du permafrost et de la propagation des écroulements ou avalanches rocheuses. Les résultats obtenus, qui nous ont permis de préciser le rôle des différents facteurs impliqués dans la prédisposition, le déclenchement et la propagation de ces mouvements de versant, sont les suivants :

Le réchauffement du permafrost, un facteur de prédisposition et de déclenchement des instabilités de parois

Le réchauffement du permafrost constitue un élément crucial dans l'analyse des facteurs prédisposant aux instabilités des versants en haute montagne. La dégradation du permafrost est la conséquence d'un réchauffement atmosphérique pluri-décennal, mis en évidence pour chacun des sites d'étude. Dans les deux cas, les simulations montrent une élévation de la température du terrain depuis les années 1990, avec une nette accélération depuis les années 2010 (jusqu'à + 0.06 °C/an à 30 m de profondeur). Dans le cas du vallon d'Étache, la transition d'un permafrost froid vers un permafrost tempéré, quelques années à quelques mois avant l'évènement, pourrait être à l'origine de la déstabilisation. Dans le cas de la Crête des Grangettes, les simulations montrent que

la paroi était affectée par du permafrost tempéré, mais son réchauffement vers le point de fusion dans les années précédant l'évènement a pu jouer un rôle dans la fragilisation de joints de glace dans les fractures et contribué au déclenchement de l'écroulement.

Le rôle des infiltrations d'eau comme facteurs de déclenchement

L'importance des infiltrations d'eau dans le déclenchement des écroulements et des avalanches rocheuses a été largement suggérée par l'étude menée dans le vallon d'Étache. Les simulations de bilan hydrologique, basées sur des données météorologiques, ont révélé un pic d'apport en eau de pluie et de fonte de la neige les semaines qui ont précédé l'écroulement. Ces infiltrations d'eau ont pu entraîner une augmentation de la pression hydrostatique et/ou une érosion de la glace dans les fractures, comme le suggèrent plusieurs études antérieures (Fisher *et al.*, 2010 ; Hasler *et al.*, 2011b ; Magnin et Josnin, 2021). Ces résultats confirment le rôle de l'eau comme facteur déclencheur d'écroulements ou d'avalanches rocheuses.

Compréhension des processus de propagation des écroulements rocheux

La reconstitution 3D à haute résolution de la niche d'arrachement et du dépôt permet d'obtenir une description détaillée des écroulements ou avalanches rocheuses (volumes, épaisseur, rugosité de surface, etc.), qui est essentielle pour étudier les mécanismes qui ont pu influencer leur propagation. Ces observations sont en effet indispensables à l'implémentation et à l'évaluation de modèles de propagation à base physique tels que le modèle d'écoulement fluide que nous avons utilisé dans ce travail pour rétro-analyser l'écroulement rocheux du vallon d'Étache. Si dans ce cas nous avons pu montrer que l'avalanche rocheuse a impliqué plusieurs phases distinctes (granulaire et fluide) aux propriétés rhéologiques différentes, l'analyse de la propagation de l'écroulement de la Crête des Grangettes n'a pas pu être effectuée en raison des difficultés à identifier le dépôt. La reconstitution *a posteriori* de la propagation des mouvements de masse demeure donc un challenge selon les sites d'étude ; et l'utilisation de tels modèles pour anticiper des évènements à venir nécessite l'acquisition de données précises, spécifiques à chaque terrain.

Le rôle de la neige dans les processus de déclenchement et de propagation

Notre étude a mis en évidence le rôle crucial de la neige dans la dynamique du permafrost et dans les processus de déclenchement (par l'apport d'eau) et de propagation (approche multiphasique pour les processus d'écoulement complexes). De plus, les modélisations de transfert thermique indiquent que la neige joue un rôle dans la dynamique même du permafrost. En effet, le taux de réchauffement du terrain diffère si la neige est prise en compte ou non dans les données de forçage du modèle.

Les caractéristiques et l'évolution du manteau nival restent donc des éléments clés à prendre en compte pour mieux comprendre l'occurrence et l'impact des avalanches rocheuses en haute montagne.

Ce travail doctoral a montré l'importance d'adopter une approche intégrée pour évaluer les aléas liés à la dégradation de la cryosphère. La Figure C.1 synthétise les différentes méthodes employées à l'échelle régionale et à l'échelle du site pour répondre aux questions de recherche des Axes 1 et 2, ainsi que les liens entre les différentes méthodes.

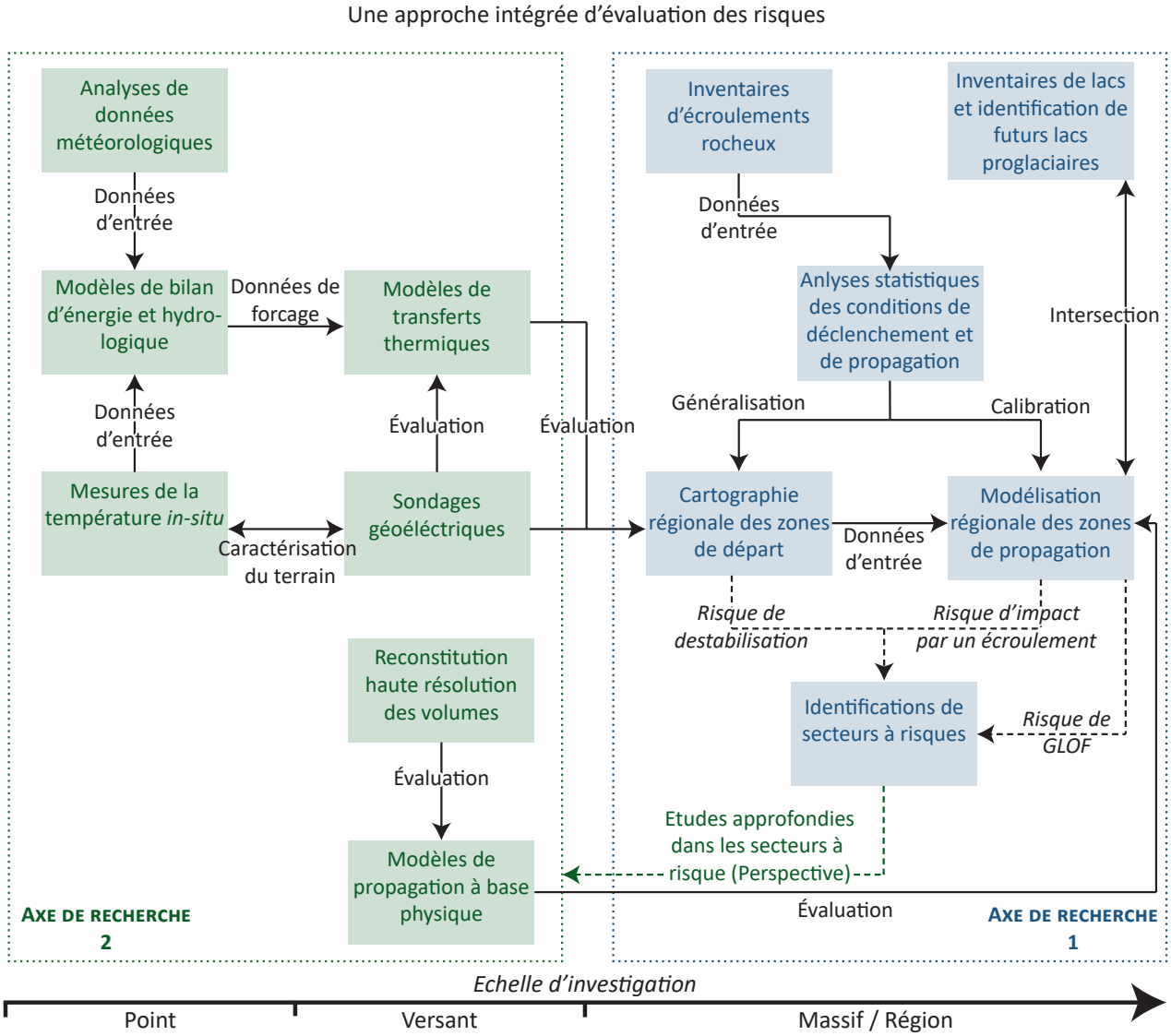


Figure C.1 : Approche intégrée multiméthode et multiscalaire adoptée dans ce travail doctoral pour étudier les aléas liés à la dégradation de la cryosphère (écroulement, avalanches rocheuses, et potentielles GLOFs).

2. Perspectives de recherche

Au-delà des avancées méthodologiques et des résultats obtenus à l'occasion de ce travail doctoral, de nombreux défis subsistent, ouvrant la voie à de futures recherches. Nous proposons des perspectives de recherche pour (i) approfondir les méthodes de cartographie des zones à risque à une échelle régionale afin d'anticiper les aléas, et (ii) poursuivre l'acquisition de données et améliorer la modélisation des processus physiques pour anticiper le déclenchement et la propagation des écroulements et avalanches rocheuses en contexte de permafrost.

Pour approfondir la cartographie des aléas proposée dans cette thèse, nous suggérons les perspectives de recherches suivantes :

2.1. Développer les inventaires d'écroulements rocheux :

Ce travail doctoral a montré que la cartographie des aléas nécessitait l'acquisition de bases de données suffisamment complètes pour pouvoir caractériser les conditions de déclenchement

et de propagation des écroulements rocheux. Développer les inventaires d'écroulements rocheux permettrait alors d'affiner les cartes d'aléas, mais également de transposer la méthode à d'autres massifs ou environnements.

Pour améliorer la cartographie des zones de départ et la modélisation de la propagation dans les Alpes françaises

- Tout d'abord, le RSI repose essentiellement sur les conditions de permafrost et ne prend pas en compte d'autres facteurs pouvant affecter la stabilité des parois tels que la structure géologique, la lithologie (*e.g.* Fisher *et al.*, 2012 ; Schaub, 2014), ou encore les héritages glaciaires (*e.g.,* McColl, 2012 ; McColl et Dreabing, 2019). Il pourrait donc être intéressant d'inclure ces paramètres dans la cartographie des zones de départ mais cela nécessiterait de compléter notre inventaire d'écroulements rocheux avec d'autres massifs, permettant une meilleure représentativité des Alpes françaises que le MMB seul (seulement constitué de granites et de gneiss).

- Puisque la lithologie peut avoir un effet considérable sur les conditions de déclenchement et de propagation des écroulements rocheux (Stead et Wolter, 2015 ; Blondeau *et al.*, 2021), il pourrait être intéressant d'étendre les inventaires d'écroulements rocheux à différents massifs pour réaliser systématiquement une analyse morphométrique des niches d'arrachement (volume) et des dépôts d'écroulements (analyse de la rugosité de surface, taille des blocs, etc.) grâce à des méthodes automatiques ou semi automatiques telles que des analyses granulométriques par intelligence artificielle (*e.g.* Detert et Weitbrecht, 2013 ; Soloy *et al.*, 2020 ; He *et al.*, 2017). Ces méthodes pourraient être adaptées et appliquées aux dépôts d'écroulements rocheux afin d'analyser les effets de la lithologie sur les volumes de départ, et sur leur propagation (dispersion, distance de la trajectoire, *etc*.). Ces analyses pourraient, à terme, être utilisées pour affiner la cartographie des zones de départ et de propagation.

- Il pourrait être intéressant de compléter les inventaires d'écroulements rocheux utilisés dans ce travail avec des inventaires d'avalanches rocheuses (> 1 M m^3). En effet, les avalanches rocheuses peuvent présenter de grandes distances de parcours (plusieurs km), notamment lorsqu'elles se propagent sur des glaciers (Noetzli *et al.*, 2006 ; Sosio *et al.*, 2012). Ainsi, les surfaces des secteurs qui pourraient être impactés par des écroulements rocheux identifiées dans ce travail pourraient être sous-estimées en cas d'avalanches rocheuses.

L'acquisition de nouvelles bases de données est donc essentielle pour améliorer les cartes de zones de départ et de propagation.

Pour transposer la méthode à d'autres massifs ou environnements

- La cartographie des zones de départ et la modélisation de la propagation pourraient être appliquées à d'autres régions que les Alpes françaises (autres massifs ou hautes latitudes par exemple). Cependant, cela nécessiterait de compiler ou d'utiliser d'autres inventaires d'évènements pour que les caractéristiques de déclenchement et de propagation soient plus représentatives des milieux étudiés.

La compilation et l'analyse de bases de données plus étendues offriraient une perspective intéressante pour la cartographie et la modélisation des écroulements et avalanches rocheuses.

2.2. Proposer un indice de risque de GLOF pour les lacs se situant sur la trajectoire d'un écroulement rocheux

Une perspective essentielle à l'identification des lacs susceptibles de représenter un risque de GLOF (générée par un écroulement rocheux) serait de proposer une classification des lacs pour les hiérarchiser selon un « niveau de risque ». Une approche pourrait consister à élaborer un indice de risque intégrant des critères à la fois qualitatifs et quantitatifs pour définir un niveau de risque spécifique à chaque lac tels que la valeur de susceptibilité d'atteinte (*cf*. Chapitre 3), l'indice de susceptibilité de formation des lacs dans des surcreusements rocheux (Magnin *et al.*, 2019), les caractéristiques morphologiques du lac (volume, type de barrage ; McKillop et Clague, 2007 ; Islam et Patel, 2022), ou encore la connectivité sédimentaire (Fryirs, 2013).

2.3. D'une cartographie des aléas à une cartographie des risques : intégrer les enjeux humains

Afin de cartographier les enjeux humains qui pourraient être impactés par des écroulements ou avalanches rocheuses, ou par les aléas en cascade qu'ils peuvent engendrer (en particulier les GLOFs), il est nécessaire de mieux définir ce qui peut être considéré comme un enjeu humain. S'agit-il de répertorier les enjeux matériels (*e.g.* le bâti), les lieux qui accueillent du public (*e.g.* infrastructure touristique, itinéraire de randonnée ou d'alpinisme), ou les lieux qui ont une dimension économique ou symbolique (*e.g.* un monument classé) ? Une fois les enjeux définis, une seconde étape consisterait à les répertorier dans un SIG afin de les croiser avec les cartes de propagation (en suivant par exemple la même méthode que proposé dans le Chapitre 4, Section 4.2). Le croisement des cartes de propagation avec les enjeux humains pourrait constituer un véritable outil sur lequel les décideurs pourraient s'appuyer pour développer des stratégies d'anticipation ou d'atténuation des risques liés à la dégradation de la cryosphère dans les conditions actuelles et à venir.

2.4. Réaliser des études approfondies dans les secteurs identifiés comme étant « à risque »

L'identification de secteurs à risque à une échelle régionale a pour but de déterminer des *hotspots* pour lesquels des études plus approfondies devraient être menées à l'échelle du site afin d'améliorer l'estimation des zones de départ et de dépôt potentielles grâce à des modèles à base physique. Cette étape ne peut être réalisée sans améliorer au préalable la compréhension des processus physiques et des mécanismes de déclenchement et de propagation des aléas gravitaires à l'échelle du site.

2.5. Approfondir la compréhension des processus physiques liés à la dégradation du permafrost à l'échelle du versant

Afin d'approfondir la compréhension des mécanismes de déclenchement et de propagation des écroulements rocheux proposée dans l'axe de recherche n°2 de ce travail doctoral, une des principales perspectives de recherche que soulève cette thèse est l'analyse du rôle de l'eau et de la neige. La neige exerce en effet un contrôle local sur le profil thermique du terrain (Magnin *et al.*, 2017b), tandis que l'eau (issue des précipitations, de la fonte de la neige, ou de la glace contenue dans les terrains à permafrost) peut exercer un contrôle sur les processus de déclenchement à travers son infiltration dans le terrain et les fractures, les pressions hydrostatiques associées, ainsi que l'érosion locale de la glace dans les fractures (Fischer *et al.*, 2010 ; Hasler *et al.*, 2011a ; Stoll *et*

al., 2020 ; Magnin et Josnin, 2021). Les deux études de cas réalisées dans ce travail ont souligné la nécessité de mieux intégrer les processus associés aux fractures (infiltrations, englacement) dans les modèles de permafrost.

Afin d'améliorer la prise en compte des effets de la neige, une perspective pourrait être un monitoring à haute résolution par photogrammétrie du manteau neigeux (*e.g.* Filhol *et al.*, 2019), permettant d'analyser sa distribution et son évolution. Cette donnée pourrait aider à l'interprétation des mesures de la température du terrain, des modélisations à base physique du permafrost (bilan d'énergie et transfert thermique), et des profils géophysiques.

Le rôle de la neige nécessite également d'être pris en compte dans les modélisations de la propagation en cas d'incorporation dans le dépôt. Des modèles à base physique impliquant plusieurs phases pourraient alors être utilisés pour mieux représenter la propagation des écroulements ou avalanches rocheuses (*e.g.* Pudasaini et Mergili, 2019).

La combinaison de différentes méthodes (Figure C.1), associées au sein d'une approche intégrée et multi-échelle spatio-temporelles, ouvre ainsi de nouvelles perspectives pour la recherche et la gestion des aléas dans les environnements de haute montagne. Les avancées méthodologiques, les résultats obtenus, et les pistes de recherche identifiées offrent des opportunités précieuses pour aider les décideurs et les acteurs des territoires à s'adapter aux risques liés à la dégradation de la cryosphère dans le contexte de réchauffement climatique actuel et à venir.

BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie

Aaron, J., McDougall, S., Nolde, N. (2019). Two methodologies to calibrate landslide runout models. Landslides 16, 907–920. https://doi.org/10.1007/s10346-018-1116-8

Alean, J. (1985). Ice Avalanches: Some Empirical Information about their Formation and Reach. Journal of Glaciology 31, 324–333. https://doi.org/10.3189/S0022143000006663

Allen, S.K., Gruber, S., Owens, I.F. (2009). Exploring steep bedrock permafrost and its relationship with recent slope failures in the Southern Alps of New Zealand. Permafrost and Periglacial Processes 20, 345–356. https://doi.org/10.1002/ppp.658

Allen, S.K., Cox, S.C., Owens, I.F. (2011). Rock avalanches and other landslides in the central Southern Alps of New Zealand: a regional study considering possible climate change impacts. Landslides 8, 33–48. https://doi.org/10.1007/s10346-010-0222-z

Allen, S.K., Linsbauer, A., Randhawa, S.S., Huggel, C., Rana, P., Kumari, A. (2016a). Glacial lake outburst flood risk in Himachal Pradesh, India: an integrative and anticipatory approach considering current and future threats. Nat Hazards 84, 1741–1763. https://doi.org/10.1007/s11069-016-2511-x

Allen, S.K., Rastner, P., Arora, M., Huggel, C., Stoffel, M. (2016b). Lake outburst and debris flow disaster at Kedarnath, June 2013: hydrometeorological triggering and topographic predisposition. Landslides 13, 1479–1491. https://doi.org/10.1007/s10346-015-0584-3

Allen, S., Frey, H., Haeberli, W., Huggel, C., Chiarle, M., Geertsema, M. (2022). Assessment Principles for Glacier and Permafrost Hazards in Mountain Regions [WWW Document]. Oxford Research Encyclopedia of Natural Hazard Science. https://doi.org/10.1093/acrefore/9780199389407.013.356

Andreassen, L.M., Paul, F., Kääb, A., Hausberg, J.E. (2008). Landsat-derived glacier inventory for Jotunheimen, Norway, and deduced glacier changes since the 1930s. The Cryosphere 2, 131–145. https://doi.org/10.5194/tc-2-131-2008

Ashraf, A., Naz, R., Roohi, R. (2012). Glacial lake outburst flood hazards in Hindukush, Karakoram and Himalayan Ranges of Pakistan: implications and risk analysis. Geomatics, Natural Hazards and Risk 3, 113–132. https://doi.org/10.1080/19475705.2011.615344

Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Matulla, C., Briffa, K., Jones, P., Efthymiadis, D., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Mercalli, L., Mestre, O., Moisselin, J.-M., Begert, M., Nieplova, E. (2007). HISTALP – historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. International Journal of Climatology 27, 17–46. https://doi.org/10.1002/joc.1377

Augustinus, P.C. (1995). Glacial valley cross-profile development: the influence of in situ rock stress and rock mass strength, with examples from the Southern Alps, New Zealand. Geomorphology, Glacial Geomorphology: Process and Form Development 14, 87–97. https://doi.org/10.1016/0169-555X(95)00050-X

Ballantyne, C.K. (2002). Paraglacial geomorphology. Quaternary Science Reviews 21, 1935–2017. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00005-7

Ballantyne, C.K., Sandeman, G.F., Stone, J.O., Wilson, P. (2014). Rock-slope failure following Late Pleistocene deglaciation on tectonically stable mountainous terrain. Quaternary Science Reviews 86, 144–157. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.12.021

Barcaza, G., Nussbaumer, S.U., Tapia, G., Valdés, J., García, J.-L., Videla, Y., Albornoz, A., Arias, V. (2017). Glacier inventory and recent glacier variations in the Andes of Chile, South America. Annals of Glaciology 58, 166–180. https://doi.org/10.1017/aog.2017.28

Barsch, D. (2012). Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. Springer Science & Business Media.

Bartelt, P., Christen, M., Bühler, Y., Buser, O. (2018). Thermomechanical modelling of rock avalanches with debris, ice and snow entrainment. Numerical methods in geotechnical engineering IX 1047–1054.

Bartolomé, M., Cazenave, G., Luetscher, M., Spötl, C., Gázquez, F., Belmonte, Á., Turchyn, A.V., López-Moreno, J.I., Moreno, A. (2023). Mountain permafrost in the Central Pyrenees: insights from the Devaux ice cave. The Cryosphere 17, 477–497. https://doi.org/10.5194/tc-17-477-2023

Ben-Asher, M., Magnin, F., Westermann, S., Malet, E., Berthet, J., Bock, J., Ravanel, L., Deline, P. (2022). Estimating surface water availability in high mountain rock slopes using a numerical energy balance model. Earth Surface Dynamics Discussions 1–25. https://doi.org/10.5194/esurf-2022-58

Bénévent, E. (1926). Documents sur le climat des Alpes françaises. Étude critique. Revue de Géographie Alpine 14, 681–764. https://doi.org/10.3406/rga.1926.5004

Beniston, M. (2006). Mountain Weather and Climate: A General Overview and a Focus on Climatic Change in the Alps. Hydrobiologia 562, 3–16. https://doi.org/10.1007/s10750-005-1802-0

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-Tejéda, 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

Benn, D.I., Evans, D.J.A. (1998). Glaciers and Glaciation. Edward Arnold, London.

Besl, P.J., McKay (1992). Method for registration of 3-D shapes, in: Sensor Fusion IV: Control Paradigms and Data Structures. Presented at the Sensor Fusion IV: Control Paradigms and Data Structures, SPIE, pp. 586–606. https://doi.org/10.1117/12.57955

Bessette-Kirton, E.K., Coe, J.A. (2020). A 36-Year Record of Rock Avalanches in the Saint Elias Mountains of Alaska, With Implications for Future Hazards. Frontiers in Earth Science 8.

Biskaborn, B.K., Lanckman, J.-P., Lantuit, H., Elger, K., Streletskiy, D.A., Cable, W.L., Romanovsky, V.E. (2015). The new database of the Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P). Earth System Science Data 7, 245–259. https://doi.org/10.5194/essd-7-245-2015

Biskaborn, B.K., Smith, S.L., Noetzli, J., Matthes, H., Vieira, G., Streletskiy, D.A., Schoeneich, P., Romanovsky, V.E., Lewkowicz, A.G., Abramov, A., Allard, M., Boike, J., Cable, W.L., Christiansen, H.H., Delaloye, R., Diekmann, B., Drozdov, D., Etzelmüller, B., Grosse, G., Guglielmin, M., Ingeman-Nielsen, T., Isaksen, K., Ishikawa, M., Johansson, M., Johannsson, H., Joo, A., Kaverin, D., Kholodov, A., Konstantinov, P., Kröger, T., Lambiel, C., Lanckman, J.-P., Luo, D., Malkova, G., Meiklejohn, I., Moskalenko, N., Oliva, M., Phillips, M., Ramos, M., Sannel,

A.B.K., Sergeev, D., Seybold, C., Skryabin, P., Vasiliev, A., Wu, Q., Yoshikawa, K., Zheleznyak, M., Lantuit, H. (2019). Permafrost is warming at a global scale. Nat Commun 10, 264. https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4

Bliss, A., Hock, R., Radić, V. (2014). Global response of glacier runoff to twenty-first century climate change. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 119, 717–730. https://doi.org/10.1002/2013JF002931

Blondeau, S., Gunnell, Y., Jarman, D. (2021). Rock slope failure in the Western Alps: A first comprehensive inventory and spatial analysis. Geomorphology 380, 107622. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107622

Bockheim, J.G. (1995). Permafrost Distribution in the Southern Circumpolar Region and Its Relation to the Environment: A Review and Recommendations for Further Research.

Bodin, X., Thibert, E., Fabre, D., Ribolini, A., Schoeneich, P., Francou, B., Reynaud, L., Fort, M. (2009). Two decades of responses (1986–2006) to climate by the Laurichard rock glacier, French Alps. Permafrost and Periglacial Processes 20, 331–344. https://doi.org/10.1002/ppp.665

Bodin, X., Schoeneich, P., Deline, P., Ravanel, L., Magnin, F., Krysiecki, J.-M., Echelard, T. (2015). Le permafrost de montagne et les processus géomorphologiques associés : évolutions récentes dans les Alpes françaises. Journal of Alpine Research | Revue de géographie alpine. https://doi.org/10.4000/rga.2806

Bodin, X., Krysiecki, J.-M., Schoeneich, P., Le Roux, O., Lorier, L., Echelard, T., Peyron, M., Walpersdorf, A. (2017). The 2006 Collapse of the Bérard Rock Glacier (Southern French Alps). Permafrost and Periglacial Processes 28, 209–223. https://doi.org/10.1002/ppp.1887

Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., Noetzli, J. (2012a). A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges. The Cryosphere 6, 125–140. https://doi.org/10.5194/tc-6-125-2012

Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., Noetzli, J. (2012b). Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. The Cryosphere 6, 807–820. https://doi.org/10.5194/tc-6-807-2012

Böhm, R., Jones, P.D., Hiebl, J., Frank, D., Brunetti, M., Maugeri, M. (2010). The early instrumental warm-bias: a solution for long central European temperature series 1760–2007. Climatic Change 101, 41–67. https://doi.org/10.1007/s10584-009-9649-4

Bolch, T., Menounos, B., Wheate, R. (2010). Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985–2005. Remote Sensing of Environment 114, 127–137. https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.08.015

Bolch, T., Peters, J., Yegorov, A., Pradhan, B., Buchroithner, M., Blagoveshchensky, V. (2012). Identification of Potentially Dangerous Glacial Lakes in the Northern Tian Shan, in: Pradhan, B., Buchroithner, M. (Eds.), Terrigenous Mass Movements: Detection, Modelling, Early Warning and Mitigation Using Geoinformation Technology. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 369–398. https://doi.org/10.1007/978-3-642-25495-6_12

Bolibar, J., Rabatel, A., Gouttevin, I., Zekollari, H., Galiez, C. (2022). Nonlinear sensitivity of glacier mass balance to future climate change unveiled by deep learning. Nat Commun 13, 409. https://doi.org/10.1038/s41467-022-28033-0

Boone, A., Etchevers, P. (2001). An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model: Local-Scale Evaluation at an Alpine Site. Journal of

Hydrometeorology 2, 374–394. https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2

BRGM. (2015). BD Million-Géol: Carte Géologique à 1/1 000 000 Métropole, Image et Vecteur.

Brown, J., Ferrians, Jr., Heginbottom, J.A., Melnikov, E.S. (1997). Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions Geological Survey. Circum-Pacific Map Series CP-45.

Brown, J., Hinkel, K.M., Nelson, F.E. (2000). The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: research designs and initial results. Polar geography 3, 166–258.

Buckel, J., Mudler, J., Gardeweg, R., Hauck, C., Hilbich, C., Frauenfelder, R., Kneisel, C., Buchelt, S., Blöthe, J.H., Hördt, A., Bücker, M. (2023). Identifying mountain permafrost degradation by repeating historical electrical resistivity tomography (ERT) measurements. The Cryosphere 17, 2919–2940. https://doi.org/10.5194/tc-17-2919-2023

Budimir, M., Brown, S., Sneddon, A., Donovan, A., Shakya, P., Lau, D. (2019). Challenges and innovations in operational flood and landslide early warning systems in Nepal, Peru and India 15881.

Burgess, M., Smith, S., Brown, J., Romanovsky, V., Hinkel, K. (2000). Global Terrestrial Network for Permafrost (GTNet-P): Permafrost Monitoring Contributing to Global Climate Observations. Geological Survey of Canada, Current Research 2000-E14.

Burn, C.R., Smith, C.A.S. (1988). Observations of the “Thermal Offset” in Near-Surface Mean Annual Ground Temperatures at Several Sites near Mayo, Yukon Territory, Canada. Arctic 41, 99–104.

Byers, A.C., Rounce, D.R., Shugar, D.H., Lala, J.M., Byers, E.A., Regmi, D. (2019). A rockfall-induced glacial lake outburst flood, Upper Barun Valley, Nepal. Landslides. https://doi.org/10.1007/s10346-018-1079-9

Calvello, M., Piciullo, L. (2016). Assessing the performance of regional landslide early warning models: the EDuMaP method. Natural Hazards and Earth System Sciences 16, 103–122. https://doi.org/10.5194/nhess-16-103-2016

Calvello, M., Peduto, D., Arena, L. (2017). Combined use of statistical and DInSAR data analyses to define the state of activity of slow-moving landslides. Landslides 14, 473–489. https://doi.org/10.1007/s10346-016-0722-6

Carey, M. (2005). Living and dying with glaciers: people’s historical vulnerability to avalanches and outburst floods in Peru. Global and Planetary Change, International Young Scientists’ Global Change Conference 2003 47, 122–134. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.10.007

Carey, M., Huggel, C., Bury, J., Portocarrero, C., Haeberli, W. (2012). An integrated socio-environmental framework for glacier hazard management and climate change adaptation: lessons from Lake 513, Cordillera Blanca, Peru. Climatic Change 112, 733–767. https://doi.org/10.1007/s10584-011-0249-8

Carrivick, J.L., Tweed, F.S. (2016). A global assessment of the societal impacts of glacier outburst floods. Global and Planetary Change 144, 1–16. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.07.001

Carrivick, J.L., James, W.H.M., Grimes, M., Sutherland, J.L., Lorrey, A.M. (2020). Ice thickness and volume changes across the Southern Alps, New Zealand, from the little ice age to present. Sci Rep 10, 13392. https://doi.org/10.1038/s41598-020-70276-8

Cathala, M., Magnin, F., Linsbauer, A., Haeberli, W. (2021). Modelling and characterizing glacier-bed overdeepenings as sites for potential future lakes in the deglaciating French Alps. Géomorphologie : relief, processus, environnement 27, 19–36. https://doi.org/10.4000/geomorphologie.15255

Cathala, M., Magnin, F., Ravanel, L., Dorren, L., Zuanon, N., Berger, F., Bourrier, F., Deline, P. (2024). Mapping release and propagation areas of permafrost-related rock slope failures in the French Alps: A new methodological approach at regional scale. Geomorphology 448, 109032. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.109032

Chadburn, S.E., Burke, E.J., Cox, P.M., Friedlingstein, P., Hugelius, G., Westermann, S. (2017). An observation-based constraint on permafrost loss as a function of global warming. Nature Clim Change 7, 340–344. https://doi.org/10.1038/nclimate3262

Chen, R. (1999). Analyses of drift stability and rockfall due to earthquake ground motion at Yucca Mountain, Nevada. Presented at the Vail Rocks 1999, The 37th U.S. Symposium on Rock Mechanics (USRMS), American Rock Mechanics Association, Vail, p. 8.

Chiarle, M., Viani, C., Mortara, G., Deline, P., Tamburini, A. (2022). Large glacier failures in the Italian Alps over the last 90 years. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 45, 19–40. https://doi.org/10.4461/ GFDQ.2022.45.2

Chiarle, M., Morino, C., Mortara, G., Alberto, W., Ravello, M., Franchino, A., Orombelli, G., Giardino, M., Perotti, L., Nigrelli, G. (2023). Christmas Mass Movements in the Italian Alps. Journal of Alpine Research | Revue de géographie alpine. https://doi.org/10.4000/rga.12048

Christen, M., Kowalski, J., Bartelt, P. (2010). RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. Cold Regions Science and Technology 63, 1–14. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2010.04.005

Clague, J.J., Evans, S.G. (2000). A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia. Quaternary Science Reviews 19, 1763–1783. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00090-1

Clausnitzer, V., Mirnyy, V. (2015). Freeze/Thaw plug-in for FEFLOW, DHI-Wasy GmbH. ed. Berlin.

Coe, J.A. (2020). Bellwether sites for evaluating changes in landslide frequency and magnitude in cryospheric mountainous terrain: a call for systematic, long-term observations to decipher the impact of climate change. Landslides 17, 2483–2501. https://doi.org/10.1007/s10346-020-01462-y

Coe, J.A., Bessette-Kirton, E.K., Geertsema, M. (2018a). Increasing rock-avalanche size and mobility in Glacier Bay National Park and Preserve, Alaska detected from 1984 to 2016 Landsat imagery. Landslides 15, 393–407. https://doi.org/10.1007/s10346-017-0879-7

Cogley, J.G. (2009). A more complete version of the World Glacier Inventory. Annals of Glaciology 50, 32–38. https://doi.org/10.3189/172756410790595859

Colas, B., Berger, F., Martin, R. (2021) Guide technique Aléa rocheux - Méthode MEZAP | BRGM. URL https://www.calameo.com/books/00571912188ce611ae02c (accessed 10.18.22).

Cook, K.L., Andermann, C., Gimbert, F., Adhikari, B.R., Hovius, N. (2018). Glacial lake outburst floods as drivers of fluvial erosion in the Himalaya. Science 362, 53–57. https://doi.org/10.1126/science.aat4981

Coperey, A., Revil, A., Abdulsamad, F., Stutz, B., Duvillard, P.A., Ravanel, L. (2019). Low-Frequency Induced Polarization of Porous Media Undergoing Freezing: Preliminary Observations

and Modeling. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 124, 4523–4544. https://doi.org/10.1029/2018JB017015

Cossart, E., Mercier, D., Decaulne, A., Feuillet, T. (2013). An overview of the consequences of paraglacial landsliding on deglaciated mountain slopes: typology, timing and contribution to cascading fluxes. Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire 13–24. https://doi.org/10.4000/quaternaire.6444

Cremonese, E., Gruber, S., Phillips, M., Pogliotti, P., Boeckli, L., Noetzli, J., Suter, C., Bodin, X., Crepaz, A., Kellerer-Pirklbauer, A., Lang, K., Letey, S., Mair, V., Morra di Cella, U., Ravanel, L., Scapozza, C., Seppi, R., Zischg, A. (2011). Brief Communication: "An inventory of permafrost evidence for the European Alps." The Cryosphere 5, 651–657. https://doi.org/10.5194/tc-5-651-2011

Davies, M.C.R., Hamza, O., Lumsden, B.W., Harris, C. (2000). Laboratory measurement of the shear strength of ice-filled rock joints. Annals of Glaciology 31, 463–467. https://doi.org/10.3189/172756400781819897

Davies, M., Hamza, O., Harris, C. (2001). The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. Permafrost and Periglacial Processes 12, 137–144. https://doi.org/10.1002/ppp378

Delaloye, R. (2004). Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale (Thèse de doctorat). Université de Fribourg, Fribourg.

Delaloye, R., Reynard, E., Wenker, L, (1998). Rock glaciers, Entremont, Valais, Switzerland, Version 1. https://doi.org/10.7265/4mxc-ja51

Delaloye, R., Lambiel, C. (2005). Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps). Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography 59, 194–203. https://doi.org/10.1080/00291950510020673

Deline, P. (2001). Recent Brenva rock avalanches (Valley of Aosta): new chapter in an old story? Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 5, 55–63.

Deline, P. (2002). Etude géomorphologique des interactions entre écroulements rocheux et glaciers dans la haute montagne alpine : le versant sud-est du massif du Mont-Blanc (Vallée d'Aoste, Italie) (thesis). Chambéry.

Deline, P. (2009). Interactions between rock avalanches and glaciers in the Mont Blanc massif during the late Holocene. Quaternary Science Reviews, Natural Hazards, Extreme Events and Mountain Topography 28, 1070–1083. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.09.025

Deline, P., Alberto, W., Broccolato, M., Hungr, O., Noetzli, J., Ravanel, L., Tamburini, A. (2011). The December 2008 Crammont rock avalanche, Mont Blanc massif area, Italy. Natural Hazards and Earth System Sciences 11, 3307–3318. https://doi.org/10.5194/nhess-11-3307-2011

Deline, P., Gardent, M., Magnin, F., Ravanel, L. (2012). The morphodynamics of the mont blanc massif in a changing cryosphere: a comprehensive review. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography 94, 265–283. https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2012.00467.x

Deline, P., Broccolato, M., Noetzli, J., Ravanel, L., Tamburini, A. (2013). The December 2008 Crammont Rock Avalanche, Mont Blanc Massif Area, Italy, in: Margottini, C., Canuti, P., Sassa, K. (Eds.), Landslide Science and Practice: Volume 4: Global Environmental Change. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 403–408. https://doi.org/10.1007/978-3-642-31337-0_52

Deline, P., Akçar, N., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W. (2015a). Repeated Holocene rock avalanches onto the Brenva Glacier, Mont Blanc massif, Italy: A chronology. Quaternary Science Reviews 126, 186–200. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.004

Deline, P., Hewitt, K., Reznichenko, N., Shugar, D. (2015b). Chapter 9 - Rock Avalanches onto Glaciers, in: Shroder, J.F., Davies, T. (Eds.), Landslide Hazards, Risks and Disasters. Academic Press, Boston, pp. 263–319. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-396452-6.00009-4

Deline, P., Gruber, S., Amann, F., Bodin, X., Delaloye, R., Failletaz, J., Fischer, L., Geertsema, M., Giardino, M., Hasler, A., Kirkbride, M., Krautblatter, M., Magnin, F., Mccoll, S., Ravanel, L., Schoeneich, P., Weber, S. (2021). Ice loss from glaciers and permafrost and related slope instability in high-mountain regions, in: Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters. Elsevier, pp. 501–540. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-817129-5.00015-9

Deline, P., Hewitt, K., Shugar, D., Reznichenko, N. (2022). Chapter 9 - Rock avalanches onto glaciers, in: Davies, T., Rosser, N., Shroder, J.F. (Eds.), Landslide Hazards, Risks, and Disasters (Second Edition), Hazards and Disasters Series. Elsevier, pp. 269–333. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818464-6.00010-X

Deline, P., Bodin, X., Magnin, F., Ravanel, L. (2023). Le permafrost de montagne a EDYTEM: deux decennies d'avancées scientifiques. Environnement Dynamiques et Territoires de la Montagne : vingt ans de recherches au laboratoire EDYTEM, Collection EDYTEM 75–92.

Demoulin, A. (1998). Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles : the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). Geomorphology (Amst.) 24, 189–208.

Detert, M. Weitbrecht, V., (2013). User guide to gravelometric image analysis by BASEGRAIN, Fukuoka et al. (eds). ed, Advances in River Sediment Research.

Dobiński, W. (2012). The cryosphere and glacial permafrost as its integral component. cent.eur.j. geo. 4, 623–640. https://doi.org/10.2478/s13533-012-0109-8

Dobiński, W. (2020). Permafrost active layer. Earth-Science Reviews 208, 103301. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103301

Dorren, L. (2003). A review of rockfall mechanics and modelling approaches. Organic Geochemistry - ORG GEOCHEM 27. https://doi.org/10.1191/0309133303pp359ra

Dorren, L., Schaller, C., Erbach, A., Moos, C. (2023). Automated Delimitation of Rockfall Hazard Indication Zones Using High-Resolution Trajectory Modelling at Regional Scale. Geosciences 13, 182. https://doi.org/10.3390/geosciences13060182

Draebing, D., Krautblatter, M., Dikau, R. (2014). Interaction of thermal and mechanical processes in steep permafrost rock walls: A conceptual approach. Geomorphology 226, 226–235. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.08.009

Draebing, D., Krautblatter, M., Hoffmann, T. (2017). Thermo-cryogenic controls of fracture kinematics in permafrost rockwalls. Geophysical Research Letters 44, 3535–3544. https://doi.org/10.1002/2016GL072050

Dufresne, A., Bösmeier, A., Prager, C. (2016). Sedimentology of rock avalanche deposits – Case study and review. Earth-Science Reviews 163, 234–259. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.10.002

Durand, Y., Brun, E., Merindol, L., Guyomarc'h, G., Lesaffre, B., Martin, E. (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. Annals of Glaciology 18, 65–71. https://doi.org/10.3189/S0260305500011277

Durand, Y., Giraud, G., Laternser, M., Etchevers, P., Mérindol, L., Lesaffre, B. (2009). Reanalysis of 47 Years of Climate in the French Alps (1958–2005): Climatology and Trends for Snow Cover. Journal of Applied Meteorology and Climatology 48, 2487–2512. https://doi.org/10.1175/2009JAMC1810.1

Duvillard, P.-A., Ravanel, L., Deline, P. (2015). Risk assessment of infrastructure destabilisation due to global warming in the high French Alps. Journal of Alpine Research| Revue de géographie alpine.

Duvillard, P.A., Revil, A., Qi, Y., Soueid Ahmed, A., Coperey, A., Ravanel, L. (2018). Three-Dimensional Electrical Conductivity and Induced Polarization Tomography of a Rock Glacier. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 123, 9528–9554. https://doi.org/10.1029/2018JB015965

Duvillard, P.-A., Ravanel, L., Marcer, M., Schoeneich, P. (2019). Recent evolution of damage to infrastructure on permafrost in the French Alps. Reg Environ Change 19, 1281–1293. https://doi.org/10.1007/s10113-019-01465-z

Duvillard, P.-A., Ravanel, L., Schoeneich, P., Deline, P., Marcer, M., Magnin, F. (2021). Qualitative risk assessment and strategies for infrastructure on permafrost in the French Alps. Cold Regions Science and Technology 189, 103311. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2021.103311

Earl, L., Gardner, A., (2016). A satellite-derived glacier inventory for North Asia. Annals of Glaciology 57, 50–60. https://doi.org/10.3189/2016AoG71A008

Eijgelaar, E., Thaper, C., Peeters, P, (2010). Antarctic cruise tourism: The paradoxes of ambassadorship, "last chance tourism" and greenhouse gas emissions. Journal of Sustainable Tourism 18, 337–354. https://doi.org/10.1080/09669581003653534

Einhorn, B., Eckert, N., Chaix, C., Ravanel, L., Deline, P., Gardent, M., Boudières, V., Richard, D., Vengeon, J.-M., Giraud, G., Schoeneich, P. (2015). Changements climatiques et risques naturels dans les Alpes . Impacts observés et potentiels sur les systèmes physiques et socio-économiques. Journal of Alpine Research | Revue de géographie alpine. https://doi.org/10.4000/rga.2829

Elder, K., Dozier, J., Michaelsen, J. (1991). Snow accumulation and distribution in an Alpine Watershed. Water Resources Research 27, 1541–1552. https://doi.org/10.1029/91WR00506

Elder, K., Rosenthal, W., Davis, R.E. (1998). Estimating the spatial distribution of snow water equivalence in a montane watershed. Hydrological Processes 12, 1793–1808. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199808/09)12:10/11<1793::AID-HYP695>3.0.CO;2-K

Emmer, A. (2017). Glacier Retreat and Glacial Lake Outburst Floods (GLOFs), in: Oxford Research Encyclopedia of Natural Hazard Science. https://doi.org/10.1093/acrefore/9780199389407.013.275

Emmer, A., Harrison, S., Mergili, M., Allen, S., Frey, H., Huggel, C. (2020). 70 years of lake evolution and glacial lake outburst floods in the Cordillera Blanca (Peru) and implications for the future. Geomorphology 365, 107178. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107178

Etzelmüller, B., Guglielmin, M., Hauck, C., Hilbich, C., Hoelzle, M., Isaksen, K., Noetzli, J., Oliva, M., Ramos, M. (2020). Twenty years of European mountain permafrost dynamics—the PACE legacy. Environ. Res. Lett. 15, 104070. https://doi.org/10.1088/1748-9326/abae9d

Etzelmüller, B., Czekirda, J., Magnin, F., Duvillard, P.-A., Ravanel, L., Malet, E., Aspaas, A., Kristensen, L., Skrede, I., Majala, G.D., Jacobs, B., Leinauer, J., Hauck, C., Hilbich, C., Böhme, M., Hermanns, R., Eriksen, H.Ø., Lauknes, T.R., Krautblatter, M., Westermann, S. (2022). Per-

mafrost in monitored unstable rock slopes in Norway – new insights from temperature and surface velocity measurements, geophysical surveying, and ground temperature modelling. Earth Surface Dynamics 10, 97–129. https://doi.org/10.5194/esurf-10-97-2022

Evans, S., Clague, J., J. Woodsworth, G., Hungr, O. (1989). The Pandemonium Creek Rock Avalanche, British Columbia. Canadian Geotechnical Journal - CAN GEOTECH J 26, 427–446. https://doi.org/10.1139/t89-056

Evans, S.G., Delaney, K.B., Rana, N.M. (2021). Chapter 16 - The occurrence and mechanism of catastrophic mass flows in the mountain cryosphere, in: Haeberli, W., Whiteman, C. (Eds.), Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters (Second Edition), Hazards and Disasters Series. Elsevier, pp. 541–596. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-817129-5.00004-4

Evans, S.G., Hungr, O, (1993). The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. Can. Geotech. J. 30, 620–636. https://doi.org/10.1139/t93-054

Faillettaz, J., Funk, M., Vincent, C, (2015). Avalanching glacier instabilities: Review on processes and early warning perspectives. Reviews of Geophysics 53, 203–224. https://doi.org/10.1002/2014RG000466

Farinotti, D., Magnusson, J., Huss, M., Bauder, A. (2010). Snow accumulation distribution inferred from time-lapse photography and simple modelling. Hydrological Processes 24, 2087–2097. https://doi.org/10.1002/hyp.7629

FEFLOW User Guide. (2016). piFreeze: A Freeze / Thaw Plug-in for FEFLOW, DHI-Wasy.

Filhol, S., Perret, A., Girod, L., Sutter, G., Schuler, T.V., Burkhart, J.F. (2019). Time-Lapse Photogrammetry of Distributed Snow Depth During Snowmelt. Water Resources Research 55, 7916–7926. https://doi.org/10.1029/2018WR024530

Fischer, L., Kääb, A., Huggel, C., Noetzli, J. (2006). Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face. Natural Hazards and Earth System Science 6, 761–772.

Fischer, L., Huggel, C. (2008). Methodical design for stability assessments of permafrost-affected high-mountain rock walls. Methodical Design for Stability Assessments of Permafrost-Affected High-Mountain Rock Walls. In: 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June 2008 - 3 July 2008, 439-444. Presented at the 9th International Conference on Permafrost, University of Zurich, Fairbanks, Alaska, pp. 439–444. https://doi.org/10.5167/uzh-4685

Fischer, L., Amann, F., Moore, J.R., Huggel, C. (2010). Assessment of periglacial slope stability for the 1988 Tschierva rock avalanche (Piz Morteratsch, Switzerland). Engineering Geology 116, 32–43. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2010.07.005

Fischer, L., Purves, R.S., Huggel, C., Noetzli, J., Haeberli, W. (2012). On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. Natural Hazards and Earth System Sciences 12, 241–254. https://doi.org/10.5194/nhess-12-241-2012

Fischer, A., Seiser, B., Stocker Waldhuber, M., Mitterer, C., Abermann, J. (2015). Tracing glacier changes in Austria from the Little Ice Age to the present using a lidar-based high-resolution glacier inventory in Austria. The Cryosphere 9, 753–766. https://doi.org/10.5194/tc-9-753-2015

Fish, A., Zaretsky, Y. (1997). Ice Strength as a Function of Hydrostatic Pressure and Temperature 21.

Francou, B. (1991). Pentes, Granulométrie et Mobilité des Matériaux le long d'un Talus d'Eboulis en Milieu Alpin. Permafrost and Periglacial Processes 2, 175–186. https://doi.org/10.1002/ppp.3430020302

Francou, B. (1993). Hautes montagnes, passion d'explorations., Masson. ed. Paris.

Frauenfelder, R. (1998). Rock glaciers, Fletschhorn Area, Valais, Switzerland, Version 1. https://doi.org/10.7265/yevw-2q82

Frauenfelder, R. (2005). Regional-scale modelling of the occurrence and dynamics of rockglaciers and the distribution of paleopermafrost. Geographisches Institut der University at Zurich, Zurich.

Frauenfelder, R., Haeberli, W., Hoelzle, M., Maisch, M. (2001). Using relict rockglaciers in GIS-based modelling to reconstruct Younger Dryas permafrost distribution patterns in the Err-Julier area, Swiss Alp. Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography 55, 195–202. https://doi.org/10.1080/00291950152746522

Frauenfelder, R., Isaksen, K., Lato, M.J., Noetzli, J. (2018). Ground thermal and geomechanical conditions in a permafrost-affected high-latitude rock avalanche site (Polvartinden, northern Norway). The Cryosphere 12, 1531–1550. https://doi.org/10.5194/tc-12-1531-2018

Frehner, M., Ling, A. H. M., & Gärtner-Roer, I. (2015). Furrow-and-Ridge Morphology on Rockglaciers Explained by Gravity-Driven Buckle Folding : A Case Study From the Murtèl Rockglacier (Switzerland). Permafrost and Periglacial Processes, 26(1), 57-66. https://doi.org/10.1002/ppp.1831

French, M.H. (2007). The periglacial environment, John Wiley and Sons. ed. New York.

Frey, H., Huggel, C., Chisolm, R.E., Baer, P., McArdell, B., Cochachin, A., Portocarrero, C. (2018). Multi-Source Glacial Lake Outburst Flood Hazard Assessment and Mapping for Huaraz, Cordillera Blanca, Peru. Frontiers in Earth Science 6.

Fryirs, K. (2013). (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. Earth Surface Processes and Landforms 38, 30–46. https://doi.org/10.1002/esp.3242

Fujita, K., Sakai, A., Nuimura, T., Yamaguchi, S., Sharma, R.R. (2009). Recent changes in Imja Glacial Lake and its damming moraine in the Nepal Himalaya revealed by in situ surveys and multi-temporal ASTER imagery. Environ. Res. Lett. 4, 045205. https://doi.org/10.1088/1748-9326/4/4/045205

Fujita, K., Sakai, A., Takenaka, S., Nuimura, T., Surazakov, A.B., Sawagaki, T., Yamanokuchi, T. (2013). Potential flood volume of Himalayan glacial lakes. Natural Hazards and Earth System Sciences 13, 1827–1839. https://doi.org/10.5194/nhess-13-1827-2013

Furian, W., Loibl, D., Schneider, C. (2021). Future glacial lakes in High Mountain Asia: an inventory and assessment of hazard potential from surrounding slopes. Journal of Glaciology 67, 653–670. https://doi.org/10.1017/jog.2021.18

Gallach, X. (2018). Fréquence post-glaciaire des écroulements rocheux dans le Massif du Mont-Blanc.

Gallach, X., Carcaillet, J., Ravanel, L., Deline, P., Ogier, C., Rossi, M., Malet, E., Garcia-Sellés, D. (2020). Climatic and structural controls on Late-glacial and Holocene rockfall occurrence in high-elevated rock walls of the Mont Blanc massif (Western Alps). Earth Surface Processes and Landforms 45, 3071–3091. https://doi.org/10.1002/esp.4952

GAPHAZ. (2017). Assessment of Glacier and Permafrost Hazards in Mountain Regions. Technical Guidance Document. https://doi.org/10.13140/RG.2.2.26332.90245

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. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.05.004

Geertsema, M., Clague, J.J., Schwab, J.W., Evans, S.G. (2006). An overview of recent large catastrophic landslides in northern British Columbia, Canada. Engineering Geology, Large Landslides: dating, triggering, modelling, and hazard assessment 83, 120–143. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.06.028

Gilbert, A., Leinss, S., Kargel, J., Kääb, A., Gascoin, S., Leonard, G., Berthier, E., Karki, A., Yao, T. (2018). Mechanisms leading to the 2016 giant twin glacier collapses, Aru Range, Tibet. The Cryosphere 12, 2883–2900. https://doi.org/10.5194/tc-12-2883-2018

Gisnås, K., Westermann, S., Schuler, T.V., Litherland, T., Isaksen, K., Boike, J., Etzelmüller, B. (2014). A statistical approach to represent small-scale variability of permafrost temperatures due to snow cover. The Cryosphere 8, 2063–2074. https://doi.org/10.5194/tc-8-2063-2014

GLAMOS-Glacier Monitoring Switzerland. (2019). Swiss Glacier Length Change (release 2019). https://doi.org/10.18750/LENGTHCHANGE.2019.R2019

Glueer, F., Loew, S., Manconi, A. (2020). Paraglacial history and structure of the Moosfluh Landslide (1850–2016), Switzerland. Geomorphology 355, 106677. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.02.021

Gobiet, A., Kotlarski, S., Beniston, M., Heinrich, G., Rajczak, J., Stoffel, M. (2014). 21st century climate change in the European Alps—A review. Science of The Total Environment 493, 1138–1151. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.07.050

Goodrich, L.E. (1978). Efficient numerical technique for one-dimensional thermal problems with phase change. International Journal of Heat and Mass Transfer 21, 615–621. https://doi.org/10.1016/0017-9310(78)90058-3

Gottardi, F. (2009). Estimation Statistique Et Réanalyse Des Précipitations En Montagne Utilisation D'ébauches Par Types De Temps Et Assimilation De Données D'enneigement Application Aux Grands Massifs Montagneux Français. Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG.

Grab, M., Mattea, E., Bauder, A., Huss, M., Rabenstein, L., Hodel, E., Linsbauer, A., Langhammer, L., Schmid, L., Church, G., Hellmann, S., Délèze, K., Schaer, P., Lathion, P., Farinotti, D., Maurer, H. (2021). Ice thickness distribution of all Swiss glaciers based on extended ground-penetrating radar data and glaciological modeling. Journal of Glaciology 67, 1074–1092. https://doi.org/10.1017/jog.2021.55

Grove, J.M. (2004). Little Ice Ages. Ancient and Modern. Routledge, London, New York.

Gruber, S. (2012). Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. The Cryosphere 6, 221–233. https://doi.org/10.5194/tc-6-221-2012

Gruber, S. (2005) Mountain permafrost: transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing. University of Zurich

Gruber, U., Bartelt, P. (1998). Avalanche hazard mapping using numerical Voellmy-Fluid models. Norwegian Geotechnical Institute.

Gruber, S., Hoelzle, M., Haeberli, W. (2004a). Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. Geophysical Research Letters 31. https://doi.org/10.1029/2004GL020051

Gruber, S., Hoelzle, M., Haeberli, W. (2004b). Rock-wall temperatures in the Alps: modelling their topographic distribution and regional differences. Permafrost and Periglacial Processes 15, 299–307. https://doi.org/10.1002/ppp.501

Gruber, S., Haeberli, W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 112. https://doi.org/10.1029/2006JF000547

Gruber, S., Haeberli, W. (2009). Mountain Permafrost, in: Margesin, R. (Ed.), Permafrost Soils, Soil Biology. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 33–44. https://doi.org/10.1007/978-3-540-69371-0_3

Gruber, F.E., Mergili, M. (2013). Regional-scale analysis of high-mountain multi-hazard and risk indicators in the Pamir (Tajikistan) with GRASS GIS. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 13. https://doi.org/10.5194/nhess-13-2779-2013

Gubler, S., Fiddes, J., Keller, M., Gruber, S. (2011). Scale-dependent measurement and analysis of ground surface temperature variability in alpine terrain. The Cryosphere 5, 431–443. https://doi.org/10.5194/tc-5-431-2011

Guillet, G., Ravanel, L. (2020). Variations in surface area of six ice aprons in the Mont-Blanc massif since the Little Ice Age. Journal of Glaciology 66, 777–789. https://doi.org/10.1017/jog.2020.46

Guthrie, R.H., Friele, P., Allstadt, K., Roberts, N., Evans, S.G., Delaney, K.B., Roche, D., Clague, J.J., Jakob, M. (2012). The 6 August 2010 Mount Meager rock slide-debris flow, Coast Mountains, British Columbia: characteristics, dynamics, and implications for hazard and risk assessment. Natural Hazards and Earth System Sciences 12, 1277–1294. https://doi.org/10.5194/nhess-12-1277-2012

Guzzetti, F., Gariano, S.L., Peruccacci, S., Brunetti, M.T., Marchesini, I., Rossi, M., Melillo, M. (2020). Geographical landslide early warning systems. Earth-Science Reviews 200, 102973. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102973

Haberkorn, A., Kenner, R., Noetzli, J., Phillips, M. (2021). Changes in Ground Temperature and Dynamics in Mountain Permafrost in the Swiss Alps. Frontiers in Earth Science 9.

Haeberli, W. (1973). Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als moglicher indikator fur die Verbreitung von permafrost in den Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde Und Glazialgeologie 9, 221–227.

Haeberli, W. (1997). Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. Eclogae Geologicae Helvetiae 90, 407–414.

Haeberli, W. (1983). Frequency and Characteristics of Glacier Floods in the Swiss Alps. Annals of Glaciology 4, 85–90. https://doi.org/10.3189/S0260305500005280

Haeberli, W. (1985). Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. Mitt. Versuchsanst. Wasserb., Hydrol. Glaziol. Eidgenoss. Tech. Hochsch. Zur.

Haeberli, W. (2004). Glaciers and ice caps: historical background and strategies of world-wide monitoring, in: Payne, A.J., Bamber, J.L. (Eds.), Mass Balance of the Cryosphere: Observations and

Modelling of Contemporary and Future Changes. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 559–578. https://doi.org/10.1017/CBO9780511535659.017

Haeberli, W., Buetler, M., Huggel, C., Friedli, T.L., Schaub, Y., Schleiss, A.J. (2016). New lakes in deglaciating high-mountain regions – opportunities and risks. Climatic Change 139, 201–214. https://doi.org/10.1007/s10584-016-1771-5

Haeberli, W., Schaub, Y., Huggel, C. (2017). Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in de-glaciating mountain ranges. Geomorphology, Permafrost and periglacial research from coasts to mountains 293, 405–417. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.009

Haeberli, W., Beniston, M. (2021). Icy mountains in a warming world: Revisiting science from the end of the 1990s in the early 2020s. Ambio 50, 1130–1132. https://doi.org/10.1007/s13280-021-01513-1

Hall, C.M. (2010) Last Chance to See? Future Issues for Polar Tourism and Change

Hambrey, M.J., Quincey, D.J., Glasser, N.F., Reynolds, J.M., Richardson, S.J., Clemmens, S. (2008). Sedimentological, geomorphological and dynamic context of debris-mantled glaciers, Mount Everest (Sagarmatha) region, Nepal. Quaternary Science Reviews 27, 2361–2389. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.08.010

Hanson, S., Hoelzle, M. (2004). The thermal regime of the active layer at the Murtèl rock glacier based on data from 2002. Permafrost and Periglacial Processes 15, 273–282. https://doi.org/10.1002/ppp.499

Hanson, S., Hoelzle, M. (2005). Installation of a shallow borehole network and monitoring of the ground thermal regime of a high alpine discontinuous permafrost environment, Eastern Swiss Alps. Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography 59, 84–93. https://doi.org/10.1080/00291950510020664

Harris, C., Vonder Mühll, D., Isaksen, K., Haeberli, W., Sollid, J.L., King, L., Holmlund, P., Dramis, F., Guglielmin, M., Palacios, D. (2003). Warming permafrost in European mountains. Global and Planetary Change 39, 215–225. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2003.04.001

Harris, C., Arenson, L.U., Christiansen, H.H., Etzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haeberli, W., Hauck, C., Hölzle, M., Humlum, O., Isaksen, K., Kääb, A., Kern-Lütschg, M.A., Lehning, M., Matsuoka, N., Murton, J.B., Nötzli, J., Phillips, M., Ross, N., Seppälä, M., Springman, S.M., Vonder Mühll, D. (2009). Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. Earth-Science Reviews 92, 117–171. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.12.002

Hartmeyer, I., Delleske, R., Keuschnig, M., Krautblatter, M., Lang, A., Schrott, L., Otto, J.-C. (2020a). Current glacier recession causes significant rockfall increase: the immediate paraglacial response of deglaciating cirque walls. Earth Surface Dynamics 729–751. https://doi.org/10.5194/esurf-8-729-2020

Hartmeyer, I., Keuschnig, M., Delleske, R., Krautblatter, M., Lang, A., Schrott, L., Prasicek, G., Otto, J.-C. (2020b). A 6-year lidar survey reveals enhanced rockwall retreat and modified rockfall magnitudes/frequencies in deglaciating cirques. Earth Surface Dynamics 8, 753–768. https://doi.org/10.5194/esurf-8-753-2020

Hasler, A., Gruber, S., Font, M., Dubois, A. (2011a). Advective Heat Transport in Frozen Rock Clefts: Conceptual Model, Laboratory Experiments and Numerical Simulation. Permafrost and Periglacial Processes 22, 378–389. https://doi.org/10.1002/ppp.737

Hasler, A., Gruber, S., Haeberli, W. (2011b). Temperature variability and offset in steep alpine rock and ice faces. The Cryosphere 5, 977–988. https://doi.org/10.5194/tc-5-977-2011

He, X., Wada, Y., Wanders, N., Sheffield, J. (2017). Intensification of hydrological drought in California by human water management. Geophysical Research Letters 44, 1777–1785. https://doi.org/10.1002/2016GL071665

Heggem, E.S., Juliussen, H., Etzelmüller, B. (2005). Mountain permafrost in Central-Eastern Norway. Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography 59, 94–108. https://doi.org/10.1080/00291950510038377

Heim, A. (1932). Bergsturz und Menschenleben. Fretz & Wasmuth.

Herreid, S., Pellicciotti, F. (2020). The state of rock debris covering Earth's glaciers. Nat. Geosci. 13, 621–627. https://doi.org/10.1038/s41561-020-0615-0

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R.J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 146, 1999–2049. https://doi.org/10.1002/qj.3803

Highland, L., (2004). Landslide types and processes, USGS Fact Sheet. ed.

Hock, R., Bliss, A., Marzeion, B., Giesen, R.H., Hirabayashi, Y., Huss, M., Radić, V., Slangen, A.B.A. (2019a). GlacierMIP – A model intercomparison of global-scale glacier mass-balance models and projections. Journal of Glaciology 65, 453–467. https://doi.org/10.1017/jog.2019.22

Hock, R., Rasul, G., Adler, C., Cáceres, B., Gruber, S., Hirabayashi, Y., Jackson, M., Kääb, A., Kang, S., Kutuzov, S., Noetzli, J., Rixen, C., Zhang, Y. (2019b). High mountain areas 131–202.

Hoelzle, M. (1998). Rock glaciers, Upper Engadin, Switzerland, Version 1. https://doi.org/10.7265/m788-dk57. Date Accessed 02-16-2024

Horton, P., Jaboyedoff, M., Rudaz, B., Zimmermann, M. (2013). Flow-R, a model for susceptibility mapping of debris flows and other gravitational hazards at a regional scale. Natural Hazards and Earth System Sciences 13, 869–885. https://doi.org/10.5194/nhess-13-869-2013

Hsü, K.J. (1975). Catastrophic Debris Streams (Sturzstroms) Generated by Rockfalls. GSA Bulletin 86, 129–140. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<129:CDSSGB>2.0.CO;2

Hubbard, B., Heald, A., Reynolds, J.M., Quincey, D., Richardson, S.D., Luyo, M.Z., Portilla, N.S., Hambrey, M.J. (2005). Impact of a rock avalanche on a moraine-dammed proglacial lake: Laguna Safuna Alta, Cordillera Blanca, Peru. Earth Surface Processes and Landforms 30, 1251–1264. https://doi.org/10.1002/esp.1198

Huggel, C., Kääb, A., Haeberli, W., Teysseire, P., Paul, F. (2002). Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps. Can. Geotech. J. 39, 316–330. https://doi.org/10.1139/t01-099

Huggel, C., Kääb, A., Haeberli, W., Krummenacher, B. (2003). Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps. Natural Hazards and Earth System Sciences 3, 647–662. https://doi.org/10.5194/nhess-3-647-2003

Huggel, C., Haeberli, W., Kääb, A., Bieri, D., Richardson, S. (2004). An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps. Can. Geotech. J. 41, 1068–1083. https://doi.org/10.1139/t04-053

Huggel, C., Zgraggen-Oswald, S., Haeberli, W., Kääb, A., Polkvoj, A., Galushkin, I., Evans, S.G. (2005). The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery. Natural Hazards and Earth System Sciences 5, 173–187. https://doi.org/10.5194/nhess-5-173-2005

Huggel, C., Fischer, L., Schneider, D., Haeberli, W. (2010). Research advances on climate-induced slope instability in glacier and permafrost high-mountain environments. Geographica Helvetica 65, 146–156. https://doi.org/10.5194/gh-65-146-2010

Huggel, C., Allen, S., Deline, P., Fischer, L., Noetzli, J., & Ravanel, L. (2012). Ice thawing, mountains falling—Are alpine rock slope failures increasing? Geology Today, 28(3), 98-104. https://doi.org/10.1111/j.1365-2451.2012.00836.x

Humbert, M. (1977). La cartographie en france des zones exposees a des risques lies aux mouvements du sol—Cartes zermos. Bulletin of the International Association of Engineering Geology 16, 80–82. https://doi.org/10.1007/BF02591455

Hungr, O. (2007). Dynamics of Rapid Landslides, in: Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, F., Wang, G. (Eds.), Progress in Landslide Science. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 47–57. https://doi.org/10.1007/978-3-540-70965-7_4

Hungr, O., Evans, S.G. (2004). Entrainment of debris in rock avalanches: An analysis of a long runout mechanism. GSA Bulletin 116, 1240–1252. https://doi.org/10.1130/B25362.1

Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. Landslides 11, 167–194. https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y

Huss, M. (2012). Extrapolating glacier mass balance to the mountain range scale: the European Alps 1900–2100. The Cryosphere Discuss. 6, 1117–1156.

Imhof, M. (1996). Modelling and verification of the permafrost distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland). Permafrost and Periglacial Processes 7, 267–280. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199609)7:3<267::AID-PPP221>3.0.CO;2-L

Intrieri, E., Gigli, G., Mugnai, F., Fanti, R., Casagli, N. (2012). Design and implementation of a landslide early warning system. Engineering Geology 147–148, 124–136. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2012.07.017

IPCC. (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis (Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change No. Cambridge University Press). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

IPCC. (2014). Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]., IPCC. Geneva, Switzerland.

IPCC. (2019). Chapter 2: High Mountain Areas — Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate.

IPCC. (2021). Summary for Policymakers. In: Climate Change (2021): The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental

Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)].

IPCC. (2023). Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge. https://doi.org/10.1017/9781009157896

Iribarren Anacona, P., Norton, K.P., Mackintosh, A. (2014). Moraine-dammed lake failures in Patagonia and assessment of outburst susceptibility in the Baker Basin. Natural Hazards and Earth System Sciences 14, 3243–3259. https://doi.org/10.5194/nhess-14-3243-2014

Islam, N., Patel, P.P. (2022). Inventory and GLOF hazard assessment of glacial lakes in the Sikkim Himalayas, India. Geocarto International 37, 3840–3876. https://doi.org/10.1080/10106049.2020.1869332

Isunza Manrique, I., Hermans, T., Caterina, D., Jougnot, D., Mignon, B., Masse, A., Nguyen, F. (2024). Integrated methodology to link geochemical and geophysical-lab data in a geophysical investigation of a slag heap for resource quantification. Journal of Environmental Management 349, 119366. https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2023.119366

Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O.B., Bouwer, L.M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., Kröner, N., Kotlarski, S., Kriegsmann, A., Martin, E., van Meijgaard, E., Moseley, C., Pfeifer, S., Preuschmann, S., Radermacher, C., Radtke, K., Rechid, D., Rounsevell, M., Samuelsson, P., Somot, S., Soussana, J.-F., Teichmann, C., Valentini, R., Vautard, R., Weber, B., Yiou, P. (2014). EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. Reg Environ Change 14, 563–578. https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2

Jacob, T., Wahr, J., Pfeffer, W.T., Swenson, S. (2012). Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise. Nature 482, 514–518. https://doi.org/10.1038/nature10847

Jafarov, E.E., Marchenko, S.S., Romanovsky, V.E. (2012). Numerical modeling of permafrost dynamics in Alaska using a high spatial resolution dataset. The Cryosphere 6, 613–624. https://doi.org/10.5194/tc-6-613-2012

Jakob, M. (2005). Debris-flow hazard analysis, in: Jakob, M., Hungr, O. (Eds.), Debris-Flow Hazards and Related Phenomena, Springer Praxis Books. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 411–443. https://doi.org/10.1007/3-540-27129-5_17

Jibson, R.W., Harp, E.L., Schulz, W., Keefer, D.K. (2006). Large rock avalanches triggered by the M 7.9 Denali Fault, Alaska, earthquake of 3 November 2002. Engineering Geology, Large Landslides: dating, triggering, modelling, and hazard assessment 83, 144–160. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.06.029

Jones, B., O'Neill, B.C. (2016). Spatially explicit global population scenarios consistent with the Shared Socioeconomic Pathways. Environ. Res. Lett. 11, 084003. https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/8/084003

Kargel, J.S., Abrams, M.J., Bishop, M.P., Bush, A., Hamilton, G., Jiskoot, H., Kääb, A., Kieffer, H.H., Lee, E.M., Paul, F., Rau, F., Raup, B., Shroder, J.F., Soltesz, D., Stainforth, D., Stearns, L., Wessels, R. (2005). Multispectral imaging contributions to global land ice measurements from space. Remote Sensing of Environment, Scientific Results from ASTER 99, 187–219. https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.07.004

Kaushik, S., Ravanel, L., Magnin, F., Trouvé, E., Yan, Y. (2022a). Ice Aprons in the Mont Blanc Massif (Western European Alps): Topographic Characteristics and Relations with Glaciers and Other Types of Perennial Surface Ice Features. mdpi, Special Issue Remote Sensing of the Cryosphere 14. https://doi.org/10.3390/rs14215557

Kaushik, S., Cerino, B., Trouve, E., Karbou, F., Yan, Y., Ravanel, L., Magnin, F. (2022b). Analysis of the Temporal Evolution of Ice Aprons in the Mont-Blanc Massif Using X and C-Band SAR Images. Front. Remote Sens. 3. https://doi.org/10.3389/frsen.2022.930021

Keller, F., Gubler, H. (1998). Interaction between snow cover and high mountain permafrost, Murtèl-Corvatsch, Swiss Alps. Presented at the Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost, Guangzhou, China, pp. 332–337.

Kelley, J.J., Weaver, D.F. (1969). Physical Processes at the Surface of the Arctic Tundra. ARCTIC 22, 425–437. https://doi.org/10.14430/arctic3233

Kenner, R., Noetzli, J., Hoelzle, M., Raetzo, H., Phillips, M. (2019). Distinguishing ice-rich and ice-poor permafrost to map ground temperatures and ground ice occurrence in the Swiss Alps. The Cryosphere 13, 1925–1941. https://doi.org/10.5194/tc-13-1925-2019

Kienholz, C., Herreid, S., Rich, J.L., Arendt, A.A., Hock, R., Burgess, E.W. (2015). Derivation and analysis of a complete modern-date glacier inventory for Alaska and northwest Canada. Journal of Glaciology 61, 403–420. https://doi.org/10.3189/2015JoG14J230

Kirnbauer, R., Blöschl, G., Waldhäusl, P., Hochstöger, F. (1991). An analysis of snow cover patterns as derived from oblique aerial photographs. Proceedings. Symp. Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas 205, 91–99.

Kirschbaum, D., Watson, C.S., Rounce, D.R., Shugar, D.H., Kargel, J.S., Haritashya, U.K., Amatya, P., Shean, D., Anderson, E.R., Jo, M. (2019). The State of Remote Sensing Capabilities of Cascading Hazards Over High Mountain Asia. Frontiers in Earth Science 7.

Klein, G., Vitasse, Y., Rixen, C., Marty, C., Rebetez, M. (2016). Shorter snow cover duration since 1970 in the Swiss Alps due to earlier snowmelt more than to later snow onset. Climatic Change 139, 637–649. https://doi.org/10.1007/s10584-016-1806-y

Klene, A.E., Nelson, F.E., Shiklomanov, N.I., Hinkel, K.M. (2001). The N-factor in Natural Landscapes: Variability of Air and Soil-Surface Temperatures, Kuparuk River Basin, Alaska, U.S.A. Arctic, Antarctic, and Alpine Research 33, 140–148. https://doi.org/10.1080/15230430.2001.12003416

Knapp, S., Krautblatter, M. (2020). Conceptual Framework of Energy Dissipation During Disintegration in Rock Avalanches. Front. Earth Sci. 8. https://doi.org/10.3389/feart.2020.00263

Knoflach, B., Tussetschläger, H., Sailer, R., Meißl, G., Stötter, J. (2021). High mountain rockfall dynamics: rockfall activity and runout assessment under the aspect of a changing cryosphere. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography 0, 1–20. https://doi.org/10.1080/04353676.2020.1864947

Kotlarski, S., Keuler, K., Christensen, O.B., Colette, A., Déqué, M., Gobiet, A., Goergen, K., Jacob, D., Lüthi, D., van Meijgaard, E., Nikulin, G., Schär, C., Teichmann, C., Vautard, R., Warrach-Sagi, K., Wulfmeyer, V. (2014). Regional climate modeling on European scales: a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble. Geoscientific Model Development 7, 1297–1333. https://doi.org/10.5194/gmd-7-1297-2014

Kraaijenbrink, P.D.A., Bierkens, M.F.P., Lutz, A.F., Immerzeel, W.W. (2017). Impact of a global temperature rise of 1.5 degrees Celsius on Asia's glaciers. Nature 549, 257–260. https://doi.org/10.1038/nature23878

Krautblatter, M. (2009). Detection and quantification of permafrost change in alpine rock walls and implications for rock instability (Mathématiques et Sciences Naturelles). Bonn, Bonn.

Krautblatter, M., Huggel, C., Deline, P., Hasler, A.,(2012). Research Perspectives on Unstable High-alpine Bedrock Permafrost: Measurement, Modelling and Process Understanding. Permafrost and Periglacial Processes 23, 80–88. https://doi.org/10.1002/ppp.740

Krautblatter, M., Funk, D., Günzel, F.K. (2013). Why permafrost rocks become unstable: a rock–ice-mechanical model in time and space. Earth Surface Processes and Landforms 38, 876–887. https://doi.org/10.1002/esp.3374

Lacroix, D., Mayet, L., Roche, P.-A. (2022). Risques d'origine glaciaire et périglaciaire. Éléments en soutien à un plan d'action (No. 21-22–31).

Lague, D., Brodu, N., Leroux, J. (2013). Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: Application to the Rangitikei canyon (N-Z). ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 82, 10–26. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2013.04.009

Lambiel, C. (2006). Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités (Thèse de doctorat). Université de Lausanne, Lausanne.

Lambiel, C., Reynard, E. (2001). Regional modelling of present, past and future potential distribution of discontinuous permafrost based on a rock glacier inventory in the Bagnes-Hérémence area (Western Swiss Alps). Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography 55, 219–223. https://doi.org/10.1080/00291950152746559

Lambiel, C., Maillard, B., Kummert, M., Reynard, E. (2016). Geomorphology of the Hérens valley (Swiss Alps). Journal of Maps 12, 160–172. https://doi.org/10.1080/17445647.2014.999135

Lan, H., Zhang, Y., Macciotta, R., Li, L., Wu, Y., Bao, H., Peng, J. (2022). The role of discontinuities in the susceptibility, development, and runout of rock avalanches: a review. Landslides 19, 1391–1404. https://doi.org/10.1007/s10346-022-01868-w

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 32, 520–536. https://doi.org/10.1002/ppp.2110

Leinss, S., Bernardini, E., Jacquemart, M., Dokukin, M. (2021). Glacier detachments and rock-ice avalanches in the Petra Pervogo range, Tajikistan (1973–2019). Natural Hazards and Earth System Sciences 21, 1409–1429. https://doi.org/10.5194/nhess-21-1409-2021

Lemelin, H., Dawson, J., Stewart, E.J., Maher, P., Lueck, M. (2010). Last-chance tourism: the boom, doom, and gloom of visiting vanishing destinations. Current Issues in Tourism 13, 477–493. https://doi.org/10.1080/13683500903406367

Lemelin, H., Dawson, J., Stewart, E.J. (2013). Last Chance Tourism: Adapting Tourism Opportunities in a Changing World. Routledge.

Lhenaff, R. (1996). Les formations liées à des écroulements rocheux : Exemples alpins .[Formations generated by catastrophic rockfalls : alpine examples.] - Persée. Quaternaire 7, 69–74. https://doi.org/10.3406/quate.1996.2060

Li, L., Lan, H. (2015). Probabilistic modeling of rockfall trajectories: a review. Bull Eng Geol Environ 74, 1163–1176. https://doi.org/10.1007/s10064-015-0718-9

Lied, K. (1977). Rockfalls problems in Norway. ISMES 51–53.

Linsbauer, A., Huss, M., Hodel, E., Bauder, A., Fischer, M., Weidmann, Y., Bärtschi, H., Schmassmann, E. (2021). The New Swiss Glacier Inventory SGI2016: From a Topographical to a Glaciological Dataset. Frontiers in Earth Science 9.

Loke, M. h., Barker, R. d. (1996). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method1. Geophysical Prospecting 44, 131–152. https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x

Loye, A., Jaboyedoff, M., Pedrazzini, A. (2009). Identification of potential rockfall source areas at a regional scale using a DEM-based geomorphometric analysis. Natural Hazards and Earth System Sciences 9, 1643–1653. https://doi.org/10.5194/nhess-9-1643-2009

Lucas, A., Mangeney, A., Ampuero, J.P. (2014). Frictional velocity-weakening in landslides on Earth and on other planetary bodies. Nat Commun 5, 3417. https://doi.org/10.1038/ncomms4417

Luetschg, M., Lehning, M., Haeberli, W. (2008). A sensitivity study of factors influencing warm/thin permafrost in the Swiss Alps. Journal of Glaciology 54, 696–704. https://doi.org/10.3189/002214308786570881

Lugon, R., Delaloye, R., Perruchoud, E. (2008). Aléas naturels en zone de pergélisol et détection des risques, Alpes valaisannes, Suisse (Programme INTERREG III A France-Suisse « Haut Rhône » Thème 1 : Changement climatique, paysages et sociétés humaines).

Magnin, F. (2015). Distribution et caractérisation du permafrost des parois du massif du Mont Blanc: une approche combinant monitoring, modélisation et géophysique. Université Savoie Mont-Blanc.

Magnin, F., Brenning, A., Bodin, X., Deline, P., Ravanel, L. (2015a). Modélisation statistique de la distribution du permafrost de paroi : application au massif du Mont Blanc. Géomorphologie : relief, processus, environnement 21, 145–162. https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10965

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. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 120, 745–762. https://doi.org/10.1002/2014JF003351

Magnin, F., Westermann, S., Pogliotti, P., Ravanel, L., Deline, P., Malet, E. (2017a). Snow control on active layer thickness in steep alpine rock walls (Aiguille du Midi, 3842ma.s.l., Mont Blanc massif). CATENA, Active layer thermal regime and seasonal frost dynamics in cold-climate environments 149, 648–662. https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.006

Magnin, F., Josnin, J.-Y., Ravanel, L., Pergaud, J., Pohl, B., Deline, P. (2017b). Modelling rock wall permafrost degradation in the Mont Blanc massif from the LIA to the end of the 21st century. The Cryosphere 11, 1813–1834. https://doi.org/10.5194/tc-11-1813-2017

Magnin, F., Haeberli, W., Linsbauer, A., Deline, P., Ravanel, L. (2020). Estimating glacier-bed overdeepenings as possible sites of future lakes in the de-glaciating Mont Blanc massif (Western European Alps). Geomorphology 350, 106913. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106913

Magnin, F., Josnin, J.-Y. (2021). Water Flows in Rock Wall Permafrost: A Numerical Approach Coupling Hydrological and Thermal Processes. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 126, e2021JF006394. https://doi.org/10.1029/2021JF006394

Magnin, F., Ravanel, L., Ben-Asher, M., Bock, J., Cathala, M., Duvillard, P.-A., Jean, P., Josnin, J.-Y., Kaushik, S., Revil, A., Deline, P. (2023). De l'observation des écroulements aux solutions opérationnelles : près de deux décennies d'études sur les risques cryo-gravitaires dans le massif du Mont-Blanc. Journal of Alpine Research | Revue de géographie alpine. https://doi.org/10.4000/rga.11644

Magnin, F., Ravanel, L., Bodin, X., Deline, P., Malet, E., Krysiecki, J.-M., Schoeneich, P. (2024). Main results of permafrost monitoring in the French Alps through the PermaFrance network over the period 2010–2022. Permafrost and Periglacial Processes 35, 3–23. https://doi.org/10.1002/ppp.2209

Mamot, P., Weber, S., Schröder, T., Krautblatter, M. (2018). A temperature- and stress-controlled failure criterion for ice-filled permafrost rock joints. The Cryosphere 12, 3333–3353. https://doi.org/10.5194/tc-12-3333-2018

Mamot, P., Weber, S., Eppinger, S., Krautblatter, M. (2021a). A temperature-dependent mechanical model to assess the stability of degrading permafrost rock slopes. Earth Surface Dynamics 9, 1125–1151. https://doi.org/10.5194/esurf-9-1125-2021

Mani, P., Allen, S., Evans, S.G., Kargel, J.S., Mergili, M., Petrakov, D., Stoffel, M. (2023). Geomorphic Process Chains in High-Mountain Regions—A Review and Classification Approach for Natural Hazards Assessment. Reviews of Geophysics 61, e2022RG000791. https://doi.org/10.1029/2022RG000791

Marcer, M. (2018). Déstabilisation des glaciers rocheux dans les Alpes Françaises : une évaluation à l'échelle régionale et locale.

Marcer, M., Bodin, X., Brenning, A., Schoeneich, P., Charvet, R., Gottardi, F. (2017). Permafrost Favorability Index: Spatial Modeling in the French Alps Using a Rock Glacier Inventory. Front. Earth Sci. 5. https://doi.org/10.3389/feart.2017.00105

Masiokas, M.H., Delgado, S., Pitte, P., Berthier, E., Villalba, R., Skvarca, P., Ruiz, L., Ukita, J., Yamanokuchi, T., Tadono, T., Marinsek, S., Couvreux, F., Zalazar, L. (2015). Inventory and recent changes of small glaciers on the northeast margin of the Southern Patagonia Icefield, Argentina. Journal of Glaciology 61, 511–523. https://doi.org/10.3189/2015JoG14J094

Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., Haeberli, W., Keller, F. (1998). The role of diurnal, annual and millennial freeze-thaw cycles in controlling alpine, in: Nordicana. Presented at the Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Centre d'études nordiques - Université Laval, p. 7.

Matsuoka, N., Murton, J. (2008). Frost weathering: recent advances and future directions. Permafrost and Periglacial Processes 19, 195–210. https://doi.org/10.1002/ppp.620

McColl, S.T. (2012). Paraglacial rock-slope stability. Geomorphology 153–154, 1–16. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.02.015

McColl, S.T., Draebing, D. (2019). Rock Slope Instability in the Proglacial Zone: State of the Art, in: Heckmann, T., Morche, D. (Eds.), Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes, Geography of the Physical Environment. Springer International Publishing, Cham, pp. 119–141. https://doi.org/10.1007/978-3-319-94184-4_8

McKillop, R.J., Clague, J.J. (2007). A procedure for making objective preliminary assessments of outburst flood hazard from moraine-dammed lakes in southwestern British Columbia. Nat Hazards 41, 131–157. https://doi.org/10.1007/s11069-006-9028-7

McKinney, D.C., Somos-Valenzuela, M.A. (2014). Evaluation of an early warning system for glacial lake outburst flood (GLOF) events in Huaraz, Peru 2014, GC13E-0699.

McNabb, R., Nuth, C., Kääb, A., Girod, L. (2019). Sensitivity of glacier volume change estimation to DEM void interpolation. The Cryosphere 13, 895–910. https://doi.org/10.5194/tc-13-895-2019

McSaveney, M.J. (2002). Recent rockfalls and rock avalanches in Mount Cook National Park, New Zealand, in: Evans, S.G., Degraff, J.V. (Eds.), Catastrophic Landslides. Geological Society of America, p. 0. https://doi.org/10.1130/REG15-p35

Meier, W.J.-H., Grießinger, J., Hochreuther, P., Braun, M.H. (2018). An Updated Multi-Temporal Glacier Inventory for the Patagonian Andes With Changes Between the Little Ice Age and 2016. Frontiers in Earth Science 6.

Mellor, M. (1973). Permafrost: North American Contribution [to The] Second International Conference. National Academies.

Menk, J., Berger, F., Moos, C., Dorren, L. (2023). Towards an improved rapid assessment tool for rockfall protection forests using field-mapped deposited rocks. Geomorphology 422, 108520. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108520

Mercier, D. (2010). La géomorphologie paraglaciaire. Analyse de crises érosives d'origine climatique dans les environnements englacés et sur leurs marges (thesis). Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II.

Mergili, M., Fischer, J.-T., Krenn, J., Pudasaini, S.P. (2017). r.avaflow v1, an advanced open-source computational framework for the propagation and interaction of two-phase mass flows. Geoscientific Model Development 10, 553–569. https://doi.org/10.5194/gmd-10-553-2017

Mergili, M., Marchesini, I., Alvioli, M., Metz, M., Schneider-Muntau, B., Rossi, M., Guzzetti, F. (2014). A strategy for GIS-based 3-D slope stability modelling over large areas. Geoscientific Model Development 7, 2969–2982. https://doi.org/10.5194/gmd-7-2969-2014

Mergili, M., Schwarz, L., Kociu, A. (2019). Combining release and runout in statistical landslide susceptibility modeling. Landslides 16, 2151–2165. https://doi.org/10.1007/s10346-019-01222-7

Mergili, M., Jaboyedoff, M., Pullarello, J., Pudasaini, S.P. (2020). Back calculation of the 2017 Piz Cengalo–Bondo landslide cascade with r.avaflow: what we can do and what we can learn. Natural Hazards and Earth System Sciences 20, 505–520. https://doi.org/10.5194/nhess-20-505-2020

Michoud, C., Derron, M.-H., Horton, P., Jaboyedoff, M., Baillifard, F.-J., Loye, A., Nicolet, P., Pedrazzini, A., Queyrel, A. (2012). Rockfall hazard and risk assessments along roads at a regional scale: example in Swiss Alps. Natural Hazards and Earth System Sciences 12, 615–629. https://doi.org/10.5194/nhess-12-615-2012

Mineo, S., Pappalardo, G. (2021). Rock Emissivity Measurement for Infrared Thermography Engineering Geological Applications. Applied Sciences 11, 3773. https://doi.org/10.3390/app11093773

Mölg, N., Bolch, T., Rastner, P., Strozzi, T., Paul, F. (2018). A consistent glacier inventory for Karakoram and Pamir derived from Landsat data: distribution of debris cover and mapping challenges. Earth System Science Data 10, 1807–1827. https://doi.org/10.5194/essd-10-1807-2018

Mommessin, G. (2015). Étude des perturbations thermiques profondes associées aux contextes hydrogéologique et paléo-environnemental des massifs alpins : exemple du versant sud de la moyenne Maurienne (These de doctorat). Université Grenoble Alpes (ComUE).

Morard, S., Delaloye, R., Lambiel, C. (2010). Pluriannual thermal behavior of low elevation cold talus slopes in western Switzerland. Geographica Helvetica 65, 124–134. https://doi.org/10.5194/gh-65-124-2010

Mourey, J. (2019). L'alpinisme à l'épreuve du changement climatique : Évolution géomorphologique des itinéraires, impacts sur la pratique estivale et outils d'aide à la décision dans le massif du Mont Blanc (These de doctorat). Université Grenoble Alpes (ComUE).

Mourey, J., Marcuzzi, M., Ravanel, L., Pallandre, F. (2019). Effects of climate change on high Alpine mountain environments: Evolution of mountaineering routes in the Mont Blanc massif (Western Alps) over half a century. Arctic, Antarctic, and Alpine Research 51, 176–189. https://doi.org/10.1080/15230430.2019.1612216

Mourey, J., Perrin-Malterre, C., Ravanel, L. (2020). Strategies used by French Alpine guides to adapt to the effects of climate change. Journal of Outdoor Recreation and Tourism 29, 100278. https://doi.org/10.1016/j.jort.2020.100278

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

Muller, S.W. (1945). Permafrost, Or Permanently Frozen Ground: And Related Engineering Problems. Army map service, U. S. Army.

Myhra, K.S., Westermann, S., Etzelmüller, B. (2017). Modelled Distribution and Temporal Evolution of Permafrost in Steep Rock Walls Along a Latitudinal Transect in Norway by CryoGrid 2D. Permafrost and Periglacial Processes 28, 172–182. https://doi.org/10.1002/ppp.1884

Naaim, M., Vial, S., Couture, R. (1997). Multiple Scale Analyses Coupled Phys. Syst.: Saint-Venant Symp. Paris (Presse Ecole Nationale des Ponts et chaussees), Paris.

Naaim, M., Naaim-Bouvet, F., Faug, T., Bouchet, A. (2004). Dense snow avalanche modeling: flow, erosion, deposition and obstacle effects. Cold Regions Science and Technology, Snow And Avalanches: Papers Presented At The European Geophysical Union Conference, Nice, April 2003. Dedicated To The Avalanche Dynamics Pioneer Dr. B. Salm. 39, 193–204. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2004.07.001

Naaim, M., Faug, T., Naaim-Bouvet, F., Eckert, N. (2010). La modélisation au service de la conception des ouvrages de protection : étude du site avalancheux de Taconnaz. Sciences Eaux & Territoires 36–45. https://doi.org/10.14758/SET-REVUE.2010.2.05

Nelson, F.E. (1989). Permafrost Zonation in Eastern Canada: A Review of Published Maps. Physical Geography 10, 233–248. https://doi.org/10.1080/02723646.1989.10642380

Nicolsky, D.J., Romanovsky, V.E., Panda, S.K., Marchenko, S.S., Muskett, R.R. (2017). Applicability of the ecosystem type approach to model permafrost dynamics across the Alaska North Slope. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 122, 50–75. https://doi.org/10.1002/2016JF003852

Nigrelli, G., Chiarle, M. (2023). 1991–2020 climate normal in the European Alps: focus on high-elevation environments. J. Mt. Sci. 20, 2149–2163. https://doi.org/10.1007/s11629-023-7951-7

Noël, F., Nordang, S.F., Jaboyedoff, M., Digout, M., Guerin, A., Locat, J., Matasci, B. (2023). Comparing Flow-R, Rockyfor3D and RAMMS to Rockfalls from the Mel de la Niva Mountain: A Benchmarking Exercise. Geosciences 13, 200. https://doi.org/10.3390/geosciences13070200

Noetzli, J., Huggel, C., Hoelzle, M., Haeberli, W. (2006). GIS-based modelling of rock-ice avalanches from Alpine permafrost areas. Computational Geosciences 10, 161–178. https://doi.org/10.1007/s10596-005-9017-z

Noetzli, J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N., Haeberli, W. (2007). Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 112. https://doi.org/10.1029/2006JF000545

Noetzli, J., Gruber, S. (2009). Transient thermal effects in Alpine permafrost. The Cryosphere 3, 85–99. https://doi.org/10.5194/tc-3-85-2009

Nuimura, T., Sakai, A., Taniguchi, K., Nagai, H., Lamsal, D., Tsutaki, S., Kozawa, A., Hoshina, Y., Takenaka, S., Omiya, S., Tsunematsu, K., Tshering, P., Fujita, K. (2015). The GAMDAM glacier inventory: a quality-controlled inventory of Asian glaciers. The Cryosphere 9, 849–864. https://doi.org/10.5194/tc-9-849-2015

Nuth, C., Kohler, J., König, M., von Deschwanden, A., Hagen, J.O., Kääb, A., Moholdt, G., Pettersson, R. (2013). Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard. The Cryosphere 7, 1603–1621. https://doi.org/10.5194/tc-7-1603-2013

Obu, J., Westermann, S., Bartsch, A., Berdnikov, N., Christiansen, H.H., Dashtseren, A., Delaloye, R., Elberling, B., Etzelmüller, B., Kholodov, A., Khomutov, A., Kääb, A., Leibman, M.O., Lewkowicz, A.G., Panda, S.K., Romanovsky, V., Way, R.G., Westergaard-Nielsen, A., Wu, T., Yamkhin, J., Zou, D. (2019). Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling for 2000–2016 at 1 km2 scale. Earth-Science Reviews 193, 299–316. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.023

Pachoud, M. (2016). Evolutions des paysages glaciaires dans les Alpes : perceptions et adaptations touristiques, cas du site Montenvers-Mer de Glace, in: Deuxième Université Internationale d'hiver. LabEx ITEM, Autrans, France.

Paranunzio, R., Laio, F., Chiarle, M., Nigrelli, G., Guzzetti, F. (2016). Climate anomalies associated with the occurrence of rockfalls at high-elevation in the Italian Alps. Natural Hazards and Earth System Sciences 16, 2085–2106. https://doi.org/10.5194/nhess-16-2085-2016

Paranunzio, R., Chiarle, M., Laio, F., Nigrelli, G., Turconi, L., Luino, F. (2019). Slope failures in high-mountain areas in the Alpine Region. Supplement to: Paranunzio, R et al. (2019): New insights in the relation between climate and slope failures at high-elevation sites. Theoretical and Applied Climatology, 137(3-4), 1765-1784, https://doi.org/10.1007/s00704-018-2673-4. https://doi.org/10.1594/PANGAEA.903761

Paul, F., Kääb, A., Maisch, M., Kellenberger, T., Haeberli, W. (2002). The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory: I. Methods. Annals of Glaciology 34, 355–361. https://doi.org/10.3189/172756402781817941

Paul, F., Barry, R.G., Cogley, J.G., Frey, H., Haeberli, W., Ohmura, A., Ommanney, C.S.L., Raup, B., Rivera, A., Zemp, M. (2009). Recommendations for the compilation of glacier inventory data from digital sources. Annals of Glaciology 50, 119–126. https://doi.org/10.3189/172756410790595778

Paul, F., Frey, H., Bris, R.L. (2011). A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: challenges and results. Annals of Glaciology 52, 144–152. https://doi.org/10.3189/172756411799096295

Paul, F., Rastner, P., Azzoni, R.S., Diolaiuti, G., Fugazza, D., Le Bris, R., Nemec, J., Rabatel, A., Ramusovic, M., Schwaizer, G., Smiraglia, C. (2020). Glacier shrinkage in the Alps continues unabated as revealed by a new glacier inventory from Sentinel-2. Earth System Science Data 12, 1805–1821. https://doi.org/10.5194/essd-12-1805-2020

Pecoraro, G., Calvello, M., Piciullo, L. (2019). Monitoring strategies for local landslide early warning systems. Landslides 16, 213–231. https://doi.org/10.1007/s10346-018-1068-z

Penna, I.M., Magnin, F., Nicolet, P., Etzelmüller, B., Hermanns, R.L., Böhme, M., Kristensen, L., Nöel, F., Bredal, M., Dehls, J.F. (2023). Permafrost controls the displacement rates of large unstable rock-slopes in subarctic environments. Global and Planetary Change 220, 104017. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.104017

PERMOS. (2007). Permafrost in Switzerland 2002/2003 and 2003/2004, in: Vonder Mühll, D. (eds.), Glaciological Report (Permafrost) (No. No. 4/5 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences). Zürich, Suisse.

Peruzzetto, M., Levy, C., Thiery, Y., Grandjean, G., Mangeney, A., Lejeune, A.-M., Nachbaur, A., Legendre, Y., Vittecoq, B., Saurel, J.-M., Clouard, V., Dewez, T., Fontaine, F.R., Mergili, M., Lagarde, S., Komorowski, J.-C., Le Friant, A., Lemarchand, A. (2022). Simplified simulation of rock avalanches and subsequent debris flows with a single thin-layer model: Application to the Prêcheur river (Martinique, Lesser Antilles). Engineering Geology 296, 106457. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2021.106457

Petley, D. (2017). Murchison Hut: an interesting landslide problem in Aoraki/Mount Cook National Park. The Landslide Blog. URL https://blogs.agu.org/landslideblog/2017/10/03/murchison-hut-1/ (accessed 2.8.24).

Petrenko, V.F., Whitworth, R.W. (2002). Elastic, thermal, and lattice dynamical properties, in: Petrenko, V.F., Whitworth, R.W. (Eds.), Physics of Ice. Oxford University Press, p. 0. https://doi.org/10.1093/acprof:oso/9780198518945.003.0003

Pfeffer, W.T., Arendt, A.A., Bliss, A., Bolch, T., Cogley, J.G., Gardner, A.S., Hagen, J.-O., Hock, R., Kaser, G., Kienholz, C., Miles, E.S., Moholdt, G., Mölg, N., Paul, F., Radić, V., Rastner, P., Raup, B.H., Rich, J., Sharp, M.J., Consortium, T.R. (2014). The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. Journal of Glaciology 60, 537–552. https://doi.org/10.3189/2014JoG13J176

Piciullo, L., Calvello, M., Cepeda, J.M. (2018). Territorial early warning systems for rainfall-induced landslides. Earth-Science Reviews 179, 228–247. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.02.013

Pierson, T.C. (2005). Hyperconcentrated flow — transitional process between water flow and debris flow, in: Jakob, M., Hungr, O. (Eds.), Debris-Flow Hazards and Related Phenomena. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 159–202. https://doi.org/10.1007/3-540-27129-5_8

Pierson, T.C., Janda, R.J., Thouret, J.-C., Borrero, C.A. (1990). Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars. Journal of Volcanology and Geothermal Research 41, 17–66. https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90082-Q

Pirulli, M., Mangeney, A. (2008). Results of Back-Analysis of the Propagation of Rock Avalanches as a Function of the Assumed Rheology. Rock Mech Rock Eng 41, 59–84. https://doi.org/10.1007/s00603-007-0143-x

Pogliotti, P. (2011). Influence of Snow Cover on MAGST over Complex Morphologies in Mountain Permafrost Regions, (Thèse de Doctorat). Università degli Studi di Torino, Turin.

Pohl, B., Joly, D., Pergaud, J., Buoncristiani, J.-F., Soare, P., Berger, A. (2019). Huge decrease of frost frequency in the Mont-Blanc Massif under climate change. Sci Rep 9, 4919. https://doi.org/10.1038/s41598-019-41398-5

Pröbstl-Haider, U., Dabrowska, K., Haider, W. (2016). Risk perception and preferences of mountain tourists in light of glacial retreat and permafrost degradation in the Austrian Alps. Journal of Outdoor Recreation and Tourism, Risk in Outdoor Recreation and Nature Based Tourism 13, 66–78. https://doi.org/10.1016/j.jort.2016.02.002

Puech, C., Thommeret, N., Kaiser, B., Bailly, J.-S., Jacome, A., Rey, F., Mathys, N. (2009). MNT à très haute résolution dans les modelés fortement disséqués : des données aux tests d'application. Géomorphologie : relief, processus, environnement 15, 141–152. https://doi.org/10.4000/geomorphologie.7589

Purdie, H. (2013). Glacier Retreat and Tourism: Insights from New Zealand. mred 33, 463–472. https://doi.org/10.1659/MRD-JOURNAL-D-12-00073.1

Rabatel, A. (2023). Actualisation de l'inventaire des glaciers des Alpes françaises à partir des données Sentinel-2 de 2022. Journées PAPROG, Grenoble, France.

Raetzo, H., Lateltin, O., Bollinger, D., Tripet, J. (2002). Hazard assessment in Switzerland – Codes of Practice for mass movements. Bull Eng Geol Environ 61, 263–268. https://doi.org/10.1007/s10064-002-0163-4

Rastner, P., Bolch, T., Mölg, N., Machguth, H., Le Bris, R., Paul, F. (2012). The first complete inventory of the local glaciers and ice caps on Greenland. The Cryosphere 6, 1483–1495. https://doi.org/10.5194/tc-6-1483-2012

Raup, B., Racoviteanu, A., Khalsa, S.J.S., Helm, C., Armstrong, R., Arnaud, Y. (2007). The GLIMS geospatial glacier database: A new tool for studying glacier change. Global and Planetary Change, Climate Change Impacts on Mountain Glaciers and Permafrost 56, 101–110. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.07.018

Ravanel, L. (2010). Caractérisation, facteurs et dynamiques des écroulements rocheux dans les parois à permafrost du massif du Mont Blanc (Thèse de géographie). Universté Savoie Mont-Blanc, Le Bourget du Lac.

Ravanel, L., Allignol, F., Deline, P., Gruber, S., Ravello, M. (2010). Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008. Landslides 7, 493–501. https://doi.org/10.1007/s10346-010-0206-z

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. https://doi.org/10.1177/0959683610374887

Ravanel, L., Lambiel, C., Reynard, E., Scapozza, C., Allignol, F., Deline, P., Bruno, G. (2011). Les écroulements rocheux dans le massif du Mont Blanc pendant l'été caniculaire de 2003. Géovisions 36, 225–241.

Ravanel, L., Deline, P. (2013). A network of observers in the Mont Blanc massif to study rockfalls in high alpine rockwalls. Geografia Fisica E Dinamica Quaternaria.

Ravanel, L., Deline, P., Lambiel, C., Vincent, C. (2013). Instability of a highly vulnerable high alpine rock ridge: the lower Arête des Cosmiques (Mont Blanc massif, France). Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography 95, 51–66. https://doi.org/10.1111/geoa.12000

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, C. (2018). Recent evolution of an ice-cored moraine at the Gentianes Pass, Valais Alps, Switzerland. Land Degradation & Development 29, 3693–3708. https://doi.org/10.1002/ldr.3088

Ravanel, L., Duvillard, P.-A., Astrade, L., Faug, T., Deline, P., Berthet, J., Cathala, M., Magnin, F., Baratier, A., Bodin, X. (2023a). The Taconnaz Rockfall (Mont-Blanc Massif, European Alps) of November 2018: A Complex and At-Risk Rockwall-Glacier-Torrent Morphodynamic Continuum. Applied Sciences 13, 9716. https://doi.org/10.3390/app13179716

Ravanel, L., Guillet, G., Kaushik, S., Preunkert, S., Malet, E., Magnin, F., Trouvé, E., Montagnat, M., Yan, Y., Deline, P. (2023b). Ice aprons on steep high-alpine slopes: insights from the Mont-Blanc massif, Western Alps. Journal of Glaciology 1–17. https://doi.org/10.1017/jog.2023.15

Reynard, E., Morand, S. (1998). Rock glacier inventory, Printse Valley, Valais, Switzerland, Version 1. https://doi.org/10.7265/g4y0-jq42

RGI Consortium. (2023). Randolph Glacier Inventory - A Dataset of Global Glacier Outlines, Version 7. https://doi.org/10.5067/F6JMOVY5NAVZ

Richards, L.A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. Physics 1, 318–333. https://doi.org/10.1063/1.1745010

Rickenmann, D., Laigle, D., McArdell, B.W., Hübl, J. (2006). Comparison of 2D debris-flow simulation models with field events. Comput Geosci 10, 241–264. https://doi.org/10.1007/s10596-005-9021-3

Rickenmann, D., Badoux, A., Hunzinger, L. (2016). Significance of sediment transport processes during piedmont floods: the 2005 flood events in Switzerland. Earth Surface Processes and Landforms 41, 224–230. https://doi.org/10.1002/esp.3835

Rolland, C. (2003). Spatial and Seasonal Variations of Air Temperature Lapse Rates in Alpine Regions. Journal of Climate 16, 1032–1046. https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<1032:SASVOA>2.0.CO;2

Romanovsky, V.E., Osterkamp, T.E. (1995). Interannual variations of the thermal regime of the active layer and near-surface permafrost in northern Alaska. Permafrost and Periglacial Processes 6, 313–335.

Rounce, D.R., Hock, R., Maussion, F., Hugonnet, R., Kochtitzky, W., Huss, M., Berthier, E., Brinkerhoff, D., Compagno, L., Copland, L., Farinotti, D., Menounos, B., McNabb, R.W. (2023). Global glacier change in the 21st century: Every increase in temperature matters. Science 379, 78–83. https://doi.org/10.1126/science.abo1324

Rounce, D.R., Hock, R., McNabb, R.W., Millan, R., Sommer, C., Braun, M.H., Malz, P., Maussion, F., Mouginot, J., Seehaus, T.C., Shean, D.E. (2021). Distributed Global Debris Thickness Estimates Reveal Debris Significantly Impacts Glacier Mass Balance. Geophysical Research Letters 48, e2020GL091311. https://doi.org/10.1029/2020GL091311

Salim, E. (2021). Le tourisme dans les grands sites glaciaires alpins : perceptions et adaptations à l'évolution des paysages (These de doctorat). Chambéry.

Salim, E., Mourey, J., Ravanel, L., Picco, P., Gauchon, C. (2019). Mountain guides facing the effects of climate change. What perceptions and adaptation strategies at the foot of Mont Blanc? Journal of Alpine Research | Revue de géographie alpine. https://doi.org/10.4000/rga.5865

Salim, E., Ravanel, L., Gauchon, C. (2021). Aesthetic perceptions of the landscape of a shrinking glacier: Evidence from the Mont Blanc massif. Journal of Outdoor Recreation and Tourism 35, 100411. https://doi.org/10.1016/j.jort.2021.100411

Salim, E., Mourey, J., Crépeau, A.-S., Ravanel, L. (2023). Climbing the Alps in a warming world: Perspective of climate change impacts on high mountain areas influences alpinists' behavioural adaptations. Journal of Outdoor Recreation and Tourism 44, 100662. https://doi.org/10.1016/j.jort.2023.100662

Salim, E., Ravanel, L. (2023). Last chance to see the ice: visitor motivation at Montenvers-Mer-de-Glace, French Alps. Tourism Geographies 25, 72–94. https://doi.org/10.1080/14616688.2020.1833971

Salm, B. (1993). Flow, flow transition and runout distances of flowing avalanches. Annals of Glaciology 18, 221–226. https://doi.org/10.3189/S0260305500011551

Sattar, A., Goswami, A., Kulkarni, A.V. (2019). Hydrodynamic moraine-breach modeling and outburst flood routing - A hazard assessment of the South Lhonak lake, Sikkim. Science of The Total Environment 668, 362–378. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.02.388

Savi, S., Comiti, F., Strecker, M.R. (2021). Pronounced increase in slope instability linked to global warming: A case study from the eastern European Alps. Earth Surface Processes and Landforms 46, 1328–1347. https://doi.org/10.1002/esp.5100

Schaub, Y. (2015). Outburst floods from high-mountain lakes: Risk analysis of cascading processes under present and future conditions (PhD thesis). Geography Department, University of Zurich, Zurich.

Schaub, Y., Huggel, C., Cochachin, A. (2016). Ice-avalanche scenario elaboration and uncertainty propagation in numerical simulation of rock-/ice-avalanche-induced impact waves at Mount Hualcán and Lake 513, Peru. Landslides 13, 1445–1459. https://doi.org/10.1007/s10346-015-0658-2

Schauwecker, S., Gascón, E., Park, S., Ruiz-Villanueva, V., Schwarb, M., Sempere-Torres, D., Stoffel, M., Vitolo, C., Rohrer, M. (2019). Anticipating cascading effects of extreme precipitation with pathway schemes - Three case studies from Europe. Environment International 127, 291–304. https://doi.org/10.1016/j.envint.2019.02.072

Scheidegger, A.E. (1973). On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. Rock Mechanics 5, 231–236. https://doi.org/10.1007/BF01301796

Scherler, D., Bookhagen, B., Strecker, M.R. (2011). Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover. Nature Geosci 4, 156–159. https://doi.org/10.1038/ngeo1068

Scherler, D., Wulf, H., Gorelick, N. (2018). Global Assessment of Supraglacial Debris-Cover Extents. Geophysical Research Letters 45, 11,798-11,805. https://doi.org/10.1029/2018GL080158

Schmidt, J.U., Etzelmüller, B., Schuler, T.V., Magnin, F., Boike, J., Langer, M., Westermann, S. (2021). Surface temperatures and their influence on the permafrost thermal regime in high-Arctic

rock walls on Svalbard. The Cryosphere 15, 2491–2509. https://doi.org/10.5194/tc-15-2491-2021

Schneider, D., Huggel, C., Haeberli, W., Kaitna, R. (2011). Unraveling driving factors for large rock–ice avalanche mobility. Earth Surface Processes and Landforms 36, 1948–1966. https://doi.org/10.1002/esp.2218

Schneider, D., Huggel, C., Cochachin, A., Guillén, S., García, J. (2014). Mapping hazards from glacier lake outburst floods based on modelling of process cascades at Lake 513, Carhuaz, Peru. Advances in Geosciences 35, 145–155. https://doi.org/10.5194/adgeo-35-145-2014

Schoeneich, P., (1993). Comparaison des systèmes de légende français, allemand et suisse 15.

Schoeneich, P., Lambiel, C., Wenker, L. (1998). Rock glaciers, Prealps, Vaud, Switzerland, Version 1. https://doi.org/10.7265/19xy-5n82

Schoeneich, P., Bodin, X., Krysiecki, J.-M., Deline, P., Ravanel, L. (2010). Permafrost in France, 1st report. RGA, PermaFrance Network 66p.

Schoeneich, P., Bodin, X., Echelard, T., Kaufmann, V., Kellerer-Pirklbauer, A., Krysiecki, J.-M., Lieb, G.K. (2015). Velocity Changes of Rock Glaciers and Induced Hazards, in: Lollino, G., Manconi, A., Clague, J., Shan, W., Chiarle, M. (Eds.), Engineering Geology for Society and Territory - Volume 1. Springer International Publishing, Cham, pp. 223–227. https://doi.org/10.1007/978-3-319-09300-0_42

Selby, M.J. (1993). Hillslope Materials and Processes, Second Edition, Second Edition. ed. Oxford University Press, Oxford, New York.

Shi, Y., Liu, C., Kang, E. (2009). The Glacier Inventory of China. Annals of Glaciology 50, 1–4. https://doi.org/10.3189/172756410790595831

Shugar, D.H., Jacquemart, M., Shean, D., Bhushan, S., Upadhyay, K., Sattar, A., Schwanghart, W., McBride, S., Vries, M.V.W. de, Mergili, M., Emmer, A., Deschamps-Berger, C., McDonnell, M., Bhambri, R., Allen, S., Berthier, E., Carrivick, J.L., Clague, J.J., Dokukin, M., Dunning, S.A., Frey, H., Gascoin, S., Haritashya, U.K., Huggel, C., Kääb, A., Kargel, J.S., Kavanaugh, J.L., Lacroix, P., Petley, D., Rupper, S., Azam, M.F., Cook, S.J., Dimri, A.P., Eriksson, M., Farinotti, D., Fiddes, J., Gnyawali, K.R., Harrison, S., Jha, M., Koppes, M., Kumar, A., Leinss, S., Majeed, U., Mal, S., Muhuri, A., Noetzli, J., Paul, F., Rashid, I., Sain, K., Steiner, J., Ugalde, F., Watson, C.S., Westoby, M.J. (2021). A massive rock and ice avalanche caused the 2021 disaster at Chamoli, Indian Himalaya. Science 373, 300–306. https://doi.org/10.1126/science.abh4455

Smiraglia, C., Azzoni, R.S., D'Agata, C., Maragno, D., Fugazza, D., Diolaiuti, G.A. (2015). The evolution of the Italian glaciers from the previous data base to the New Italian Inventory. Preliminary considerations and results. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 38, 79–87.

Smith, M.W., Riseborough, D.W. (1996). Permafrost monitoring and detection of climate change. Permafrost and Periglacial Processes 7, 301–309. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199610)7:4<301::AID-PPP231>3.0.CO;2-R

Smith, M.W., Riseborough, D.W. (2002). Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis. Permafrost and Periglacial Processes 13, 1–15. https://doi.org/10.1002/ppp.410

Soloy, A., Turki, I., Fournier, M., Costa, S., Peuziat, B., Lecoq, N. (2020). Remote Sensing | Free Full-Text | A Deep Learning-Based Method for Quantifying and Mapping the Grain Size on Pebble Beaches. Remote Sens. 12.

Soloy, A., Turki, I., Lecoq, N., Solano, C.L., Laignel, B. (2022). Spatio-temporal variability of the morpho-sedimentary dynamics observed on two gravel beaches in response to hydrodynamic forcing. Marine Geology 447, 106796. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2022.106796

Sommer, C., Malz, P., Seehaus, T.C., Lippl, S., Zemp, M., Braun, M.H. (2020). Rapid glacier retreat and downwasting throughout the European Alps in the early 21st century. Nat Commun 11, 3209. https://doi.org/10.1038/s41467-020-16818-0

Sosio, R., Crosta, G.B., Hungr, O. (2008). Complete dynamic modeling calibration for the Thurwieser rock avalanche (Italian Central Alps). Engineering Geology 1–2, 11–26. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.02.012

Sosio, R., Crosta, G.B., Chen, J.H., Hungr, O. (2012). Modelling rock avalanche propagation onto glaciers. Quaternary Science Reviews 47, 23–40.

Sosio, R. (2015). Chapter 7 - Rock–Snow–Ice Avalanches, in: Shroder, J.F., Davies, T. (Eds.), Landslide Hazards, Risks, and Disasters, Hazards and Disasters Series. Academic Press, Boston, pp. 191–240. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-396452-6.00007-0

Staub, B. (2015). The evolution of mountain permafrost in the context of climate change.

Stead, D., Wolter, A. (2015). A critical review of rock slope failure mechanisms: The importance of structural geology. Journal of Structural Geology 74, 1–23. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.02.002

Stoffel, M., Trappmann, D.G., Coullie, M.I., Ballesteros Cánovas, J.A., Corona, C. (2024). Rockfall from an increasingly unstable mountain slope driven by climate warming. Nat. Geosci. 1–6. https://doi.org/10.1038/s41561-024-01390-9

Stoll, V., Scandroglio, R., Krautblatter, M. (2020). Modelling rock walls destabilization caused by hydrostatic pressure in frozen/unfrozen bedrock (Hochvogel & Zugspitze, Germany) (No. EGU2020-14338). Presented at the EGU2020, Copernicus Meetings. https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-14338

Svennevig, K., Dahl-Jensen, T., Keiding, M., Merryman Boncori, J.P., Larsen, T.B., Salehi, S., Munck Solgaard, A., Voss, P.H. (2020). Evolution of events before and after the 17 June 2017 rock avalanche at Karrat Fjord, West Greenland – a multidisciplinary approach to detecting and locating unstable rock slopes in a remote Arctic area. Earth Surface Dynamics 8, 1021–1038. https://doi.org/10.5194/esurf-8-1021-2020

Tanarro, L.M., Hoelzle, M., García, A., Ramos, M., Gruber, S., Gómez, A., Piquer, M., Palacios, D. (2001). Permafrost distribution modelling in the mountains of the Mediterranean: Corral del Veleta, Sierra Nevada, Spain. Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography 55, 253–260. https://doi.org/10.1080/00291950152746612

Tapia Baldis, C., Trombotto Liaudat, D. (2019). Rockslides and rock avalanches in the Central Andes of Argentina and their possible association with permafrost degradation. Permafrost and Periglacial Processes 30, 330–347. https://doi.org/10.1002/ppp.2024

Temme, A.J.A.M. (2015). Using climber's guidebooks to assess rock fall patterns over large spatial and decadal temporal scales: an example from the swiss alps: Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography: Vol 97, No 4. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography 97, 793–807. https://doi.org/10.1111/geoa.12116

Teng, J., Jakeman, A.J., Vaze, J., Croke, B.F.W., Dutta, D., Kim, S. (2017). Flood inundation modelling: A review of methods, recent advances and uncertainty analysis. Environmental Modelling & Software 90, 201–216. https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.01.006

Thiebes, B., Glade, T. (2016). Landslide Early Warning Systems—fundamental concepts and innovative applications, in: Aversa S, Cascini L, Picarelli L, Scavia C (Eds) Landslides and Engineered Slopes., Experience, Theory and Practice. CRC Press, Napoli, pp. 1903–1911. https://doi.org/10.1201/b21520-238

Tielidze, L.G., Bolch, T., Wheate, R.D., Kutuzov, S.S., Lavrentiev, I.I., Zemp, M. (2020). Supra-glacial debris cover changes in the Greater Caucasus from 1986 to 2014. The Cryosphere 14, 585–598. https://doi.org/10.5194/tc-14-585-2020

Vallance, J.W., Cunico, M.L., Schilling, S.P. (2003). Debris-flow hazards caused by hydrologic events at Mount Rainier, Washington (No. 2003–368), Open-File Report. U.S. Geological Survey. https://doi.org/10.3133/ofr03368

Van Everdingen, R.O. (1998). Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms,. International Permafrost Association, University of Calgary.

Van Vliet-Lanoë, B. (2005). La planète des glaces, Vuibert. ed. Paris, France.

Verfaillie, D., Lafaysse, M., Déqué, M., Eckert, N., Lejeune, Y., Morin, S. (2018). Multi-component ensembles of future meteorological and natural snow conditions for 1500 m altitude in the Chartreuse mountain range, Northern French Alps. The Cryosphere 12, 1249–1271. https://doi.org/10.5194/tc-12-1249-2018

Vernay, M., Lafaysse, M., Monteiro, D., Hagenmuller, P., Nheili, R., Samacoïts, R., Verfaillie, D., Morin, S. (2022). The S2M meteorological and snow cover reanalysis over the French mountainous areas: description and evaluation (1958–2021). Earth System Science Data 14, 1707–1733. https://doi.org/10.5194/essd-14-1707-2022

Viani, C., Colombo, N., Bollati, I.M., Mortara, G., Perotti, L., Giardino, M. (2022). Socio-environmental value of glacier lakes: assessment in the Aosta Valley (Western Italian Alps). Reg Environ Change 22, 7. https://doi.org/10.1007/s10113-021-01860-5

Vilímek, V., Emmer, A., Huggel, C., Schaub, Y., Würmli, S. (2014). Database of glacial lake outburst floods (GLOFs)–IPL project No. 179. Landslides 11, 161–165. https://doi.org/10.1007/s10346-013-0448-7

Vincent, C., Le Meur, E., Six, D., Thibert, E. (2007). Un service d'observation des glaciers des alpes françaises « glacioclim-alpes », pour quoi faire ? La Houille Blanche 93, 86–95. https://doi.org/10.1051/lhb:2007040

Vincent, C., Harter, M., Gilbert, A., Berthier, E., Six, D. (2014). Future fluctuations of Mer de Glace, French Alps, assessed using a parameterized model calibrated with past thickness changes. Annals of Glaciology 55, 15–24. https://doi.org/10.3189/2014AoG66A050

Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E., Willemet, J.-M. (2012). The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. Geoscientific Model Development 5, 773–791. https://doi.org/10.5194/gmd-5-773-2012

Voellmy, A. (1955). Über die Zerstörungskraft von Lawinen. Schweizerische Bauzeitung. Schweizerische Bauzeitung 159–285.

Von Raumer, J.F., Bussy, F. (2004). Mont Blanc and Aiguilles Rouges geology of their polymetamorphic basement (External Massifs, Western Alps, France, Switzerland), Mémoires de Géologie. Lausane.

Walter, F., Amann, F., Kos, A., Kenner, R., Phillips, M., de Preux, A., Huss, M., Tognacca, C., Clinton, J., Diehl, T., Bonanomi, Y. (2020). Direct observations of a three million cubic meter rock-

slope collapse with almost immediate initiation of ensuing debris flows. Geomorphology 351, 106933. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106933

Wang, Y., Ksienzyk, A.K., Liu, M., Brönner, M. (2021). Multigeophysical data integration using cluster analysis: assisting geological mapping in Trøndelag, Mid-Norway. Geophysical Journal International 225, 1142–1157. https://doi.org/10.1093/gji/ggaa571

Ward, W.O.C., Wilkinson, P.B., Chambers, J.E., Oxby, L.S., Bai, L. (2014). Distribution-based fuzzy clustering of electrical resistivity tomography images for interface detection. Geophysical Journal International 197, 310–321. https://doi.org/10.1093/gji/ggu006

Wegmann, M., Gudmundsson, G.H., Haeberli, W. (1998). Permafrost changes in rock walls and the retreat of alpine glaciers: a thermal modelling approach. Permafrost and Periglacial Processes 9, 23–33. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199801/03)9:1<23::AID-PPP274>3.0.CO;2-Y

Westermann, S., Peter, M., Langer, M., Schwamborn, G., Schirrmeister, L., Etzelmüller, B., Boike, J. (2017). Transient modeling of the ground thermal conditions using satellite data in the Lena River delta, Siberia. The Cryosphere 11, 1441–1463. https://doi.org/10.5194/tc-11-1441-2017

Westermann, S., Ingeman-Nielsen, T., Scheer, J., Aalstad, K., Aga, J., Chaudhary, N., Etzelmüller, B., Filhol, S., Kääb, A., Renette, C., Schmidt, L.S., Schuler, T.V., Zweigel, R.B., Martin, L., Morard, S., Ben-Asher, M., Angelopoulos, M., Boike, J., Groenke, B., Miesner, F., Nitzbon, J., Overduin, P., Stuenzi, S.M., Langer, M. (2023). The CryoGrid community model (version 1.0) – a multi-physics toolbox for climate-driven simulations in the terrestrial cryosphere. Geoscientific Model Development 16, 2607–2647. https://doi.org/10.5194/gmd-16-2607-2023

Westoby, M.J., Glasser, N.F., Brasington, J., Hambrey, M.J., Quincey, D.J., Reynolds, J.M. (2014). Modelling outburst floods from moraine-dammed glacial lakes. Earth-Science Reviews 134, 137–159. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.03.009

Wicky, J., & Hauck, C. (2017). Numerical modelling of convective heat transport by air flow in permafrost talus slopes. The Cryosphere, 11(3), 1311-1325. https://doi.org/10.5194/tc-11-1311-2017

Worni, R., Huggel, C., Stoffel, M. (2013). Glacial lakes in the Indian Himalayas — From an area-wide glacial lake inventory to on-site and modeling based risk assessment of critical glacial lakes. Science of The Total Environment, Changing water resources availability in Northern India with respect to Himalayan glacier retreat and changing monsoon patterns: consequences and adaptation 468–469, S71–S84. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.11.043

Worni, R., Huggel, C., Clague, J.J., Schaub, Y., Stoffel, M. (2014). Coupling glacial lake impact, dam breach, and flood processes: A modeling perspective. Geomorphology 224, 161–176. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.06.031

Wulder, M.A., Masek, J.G., Cohen, W.B., Loveland, T.R., Woodcock, C.E. (2012). Opening the archive: How free data has enabled the science and monitoring promise of Landsat. Remote Sensing of Environment, Landsat Legacy Special Issue 122, 2–10. https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.01.010

Zanoner, T., Carton, A., Seppi, R., Carturan, L., Baroni, C., Salvatore, M.C., Zumiani, M. (2017). Little Ice Age mapping as a tool for identifying hazard in the paraglacial environment: The case study of Trentino (Eastern Italian Alps). Geomorphology 295, 551–562. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.08.014

Žebre, M., Colucci, R.R., Giorgi, F., Glasser, N.F., Racoviteanu, A.E., Del Gobbo, C. (2021). 200 years of equilibrium-line altitude variability across the European Alps (1901–2100). Clim Dyn 56, 1183–1201. https://doi.org/10.1007/s00382-020-05525-7

Zekollari, H., Huss, M., Farinotti, D. (2019). Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. The Cryosphere 13, 1125–1146. https://doi.org/10.5194/tc-13-1125-2019

Zemp, M., Haeberli, W., Hoelzle, M., Paul, F. (2006). Alpine glaciers to disappear within decades? Geophysical Research Letters 33. https://doi.org/10.1029/2006GL026319

Zemp, M., Armstrong, R., Gärtner-Roer, I., Haeberli, W., Hoelzle, M., Kääb, A., Kargel, J.S., Khalsa, S.J.S., Leonard, G.J., Paul, F., Raup, B.H. (2014). Introduction: Global Glacier Monitoring—a Long-Term Task Integrating in Situ Observations and Remote Sensing, in: Kargel, J.S., Leonard, G.J., Bishop, M.P., Kääb, A., Raup, B.H. (Eds.), Global Land Ice Measurements from Space, Springer Praxis Books. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 1–21. https://doi.org/10.1007/978-3-540-79818-7_1

Zevenbergen, L.W., Thorne, C.R. (1987). Quantitative analysis of land surface topography. Earth Surface Processes and Landforms 12, 47–56. https://doi.org/10.1002/esp.3290120107

Zhang, T. (2005). Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview. Reviews of Geophysics 43. https://doi.org/10.1029/2004RG000157

Zheng, G., Mergili, M., Emmer, A., Allen, S., Bao, A., Guo, H., Stoffel, M. (2021). The 2020 glacial lake outburst flood at Jinwuco, Tibet: causes, impacts, and implications for hazard and risk assessment. The Cryosphere 15, 3159–3180. https://doi.org/10.5194/tc-15-3159-2021

Zimmermann, E., Kemna, A., Berwix, J., Glaas, W., Münch, H.M., Huisman, J.A. (2008). A high-accuracy impedance spectrometer for measuring sediments with low polarizability. Meas. Sci. Technol. 19, 105603. https://doi.org/10.1088/0957-0233/19/10/105603

Zimmermann, F., McArdell, B.W., Rickli, C., Scheidl, C. (2020). 2D Runout Modelling of Hillslope Debris Flows, Based on Well-Documented Events in Switzerland. Geosciences 10(2). https://doi.org/10.3390/geosciences10020070

Sitographie

Géomorphologie de la montagne froide. https://geomorphologie-montagne.ch/. (Consulté le 26/01/2024)

Service d'Observation GLACIOCLIM. Service d'Observation GLACIOCLIM. URL https://glacioclim.osug.fr (Consulté le 26/01/2024).

UNISDR. (2006). URL http://www.unisdr.org/2006/ppew/info-resources/ewc3/Global-Survey-of-Early-Warning-Systems.pdf (Consulté le 07/02/2024).

Bibliographie personnelle

Articles avec comité de lecture

Cathala M., Magnin F., Linsbauer A., Haeberli W. (2021). Modelling and characterizing glacier-bed overdeepenings as sites for potential future lakes in the deglaciating French Alps. Géomorphologie : relief, processus, environnement, vol. 27 – n° 1. URL : http://journals.openedition.org/geomorphologie/15255 ; DOI : https://doi.org/10.4000/geomorphologie.15255

Cathala M., Magnin F., Ravanel L., Dorren L., Zuanon N., Berger F., Bourrier F., Deline P. (2024). Mapping release and propagation areas of permafrost-related rock slope failures in the French Alps: A new methodological approach at regional scale. Geomorphology 448, 109032. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.109032

Magnin, F., Ravanel, L., Ben-Asher, M., Bock, J., Cathala, M., Duvillard, P.-A., Jean, P., Josnin, J.-Y., Kaushik, S., Revil, A., Deline, P. (2023). From Rockfall Observation to Operational Solutions: Nearly 20 years of Cryo-gravitational Hazard Studies in Mont-Blanc Massif. Journal of Alpine Research ; Revue de géographie alpine. https://doi.org/10.4000/rga.11703

Ravanel L, Duvillard P-A, Astrade L, Faug T, Deline P, Berthet J, Cathala M, Magnin F, Baratier A, Bodin X. (2023). The Taconnaz Rockfall (Mont-Blanc Massif, European Alps) of November 2018: A Complex and At-Risk Rockwall-Glacier-Torrent Morphodynamic Continuum. Applied Sciences. 13(17):9716. https://doi.org/10.3390/app13179716

Cathala M., Bock, J., Magnin F., Ravanel L., Ben Asher M., Astrade L., Bodin, X., Chambon G., Deline P., Faug T., Genuite K., Jaillet, S., Josnin J-Y., Revil A., Richard J. Predisposition, triggering and runout processes at a permafrost-affected rock avalanche site in the French Alps (Étache, June 2020). A multidisciplinary approach. Submitted.

Colloques Internationaux (premier auteur seulement)

Cathala, M., Magnin, F., Linsbauer, A., Haeberli, W., Ravanel, L., and Deline, P. (2020). Modelling glaciers bed overdeepenings and possible future lakes in deglaciating landscapes of the French Alps, EGU General Assembly 2020, Online, EGU2020-21229, https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-21229

Cathala, M., Magnin, F., Ravanel, L., Berger, F., Deline, P. (2021). Mapping release areas and mobility of large rock slide and rock avalanches in the French Alps high mountain. Symposium Rock Slope Stability 2021, Chambéry, France.

Cathala, M., Magnin, F., Tartrat, T., Ravanel, T., Deline, P. (2021). Mapping potential release areas and runout path of rockfalls and rock avalanches in the French Alps. Workshop on Climate Change and Mountain Risks in the European Alps : from Recognition to Management, Geneva University, Saas Fee, Suisse.

Cathala M., Magnin F., Ravanel L., Dorren L., Berger F., Bourrier F., Zuanon N., Deline P. (2022). Mapping potential release areas and modelling runout distances of permafrost rock slope failures, French Alps. International Mountain Conference; Focus Session 21 - Glacier and permafrost risks in a changing climate. Innsbruck, Autriche.

Cathala M., Magnin F., Ravanel L., Dorren L., Berger F., Bourrier F., Zuanon N., Deline P. (2022). Mapping potential release areas and modelling runout distances of permafrost rock slope failures at a regional scale for hazard assessment. Nordic Geological Winter Meeting, Reykjavik, Islande.

Cathala M., Magnin F., Ravanel L., Dorren L., Berger F., Bourrier F., Zuanon N., Deline P. (2023). Mapping potential release areas and modelling runout distances of permafrost rock slope failures at a regional scale for hazard assessment. IUGG, Berlin, Allemagne. https://doi.org/10.57757/IUGG23-1859

Cathala M., Bock J., Magnin F., Ravanel L., Ben Asher M., Chambon G., Deline P., Faug T., Genuite K., Josnin J-Y., Revil A., Richard J. (2023). Triggering and runout conditions for the little rock avalanche of June 2020 in Vallon d'Étache (Savoy, France). An approach combining various cutting-edge methods. IUGG, Berlin, Allemagne. https://doi.org/10.57757/IUGG23-1906

Cathala M., Bock J., Magnin F., Ravanel L., Ben Asher M., Chambon G., Deline P., Faug T., Genuite K., Josnin J-Y., Revil A., Richard J. (2023). Triggering and runout conditions for the little rock avalanche of June 2020 in Vallon d'Étache (Savoy, France). A multidisciplinary approach. European Conference on Permafrost, Puigcerdà, Espagne.

Cathala M., Magnin F., Ravanel L., Dorren L., Berger F., Bourrier F., Zuanon N., Deline P. (2023). Mapping potential release areas and modelling runout distances of permafrost rock slope failures at a regional scale for hazard assessment. European Conference on Permafrost, Puigcerdà. Espagne.

Cathala M., Magnin, F., Ravanel, L., Luuk, D., Zuanon, N., Berger, F., Bourrier, F., and Philip, D. (2023). Mapping release and propagation areas of permafrost-related rock slope failures to identify hot spots for hazard assessment; French Alps. EGU General Assembly 2023, Vienne, Autriche. EGU23-8183, https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-8183, 2023

Colloques Nationaux (premier auteur seulement)

Cathala, M., Magnin, F., Linsbauer, A., Haeberli, W., Ravanel, L., Deline, P., Schaub, Y. (2021). Modelling glaciers bed overdeepenings as sites for possible future lakes in deglaciating landscapes of the French Alps. Journées des Jeunes Géomorphologues, Institut Universitaire Européen de la Mer, Bres, France

Cathala M., Magnin F., Ravanel L., Dorren L., Berger F., Bourrier F., Zuanon N., Deline P. (2022). Cartographie des zones de départ d'écroulements rocheux dans les parois à permafrost et modélisation de leur trajectoire à l'échelle régionale. Application aux Alpes Françaises. Journées des Jeunes Géomorphologues, La Rochelle, France.

Congrès nationaux (premier auteur seulement)

Cathala, M., Magnin, F., Linsbauer, A., Haeberli, W. (2021). Modelling glaciers bed overdeepenings as sites for possible future lakes in deglaciating landscapes of the French Alps. Journées Glacio-hydro-nivo, Société Hydrologique de France, Online. Virtual talk.

Cathala M., Magnin F., Ribeyre B. (2022). Regards croisés sur les risques liés à la dégradation du permafrost de paroi : entre perception, observation, modélisation et anticipation de l'aléa. Zones Atelier Alpes. Grenoble. Talk.

Conférences grand public

Cathala M. (2022). Apér'haut lors des Rencontre Ciné Montagne. *La montagne s'écroule ! Impact du réchauffement climatique sur les pratiques en haute montagne*. 08 Novembre 2022, Grenoble

Cathala M. (2024). Cartographie et modélisation des aléas liés à la dégradation de la cryosphère. Webinaire Fonte des glaciers : évolution, risques naturels et opportunités ; IRISK ; INDURA ; 27 février 2024.

Médias et vulgarisation scientifique

- Invitée dans l'Emission La Terre au Carré, France Inter. Episode 3/5 du podcast L'hiver dans les Alpes. 25 Janvier 2023.
- Reportage France 2. Réchauffement climatique : les montagnes en état d'alerte. 24 octobre 2022.

Table des Figures

Table des Figures et Tableaux

Figure 1.1 : Les différents types de glacier alpins. 1 : Calotte glaciaire ; 2 : Glacier de vallée ; 3 : Glacier de versant ; 4 : Glacier suspendu. A : Bassin versant du glacier d'Argentière vu depuis les Grands Montets (mars 2019). B : Vue sur le Mont Blanc depuis les Grands Montets (mars 2019). C : Glaciers suspendus de Lyskamm (ph. F. Magnin). 31

Figure 1.2 : Evolution du bilan de masse annuel, estival, et hivernal entre 1965 et 2018 pour les glaciers Suisses d'Allalin, du Giétro, de Gries de la Silvretta (GLAMOS, 2018, dans https://geomorphologie-montagne.ch/). Le bilan de masse hivernal et estival correspondant respectivement aux périodes d'accumulation et d'ablation est donné en centimètres équivalents en eau (cm w.e. en anglais). 32

Figure 1.3 : Evolution du volume (a) et la superficie (b) des glaciers des Alpes européennes (Zekollari et al., 2019). Ces projections sont obtenues à partir du modèle régional RCM (high-resolution Regional Climate Model) issu des données EURO-CORDEX (COordinated Regional climate Downscaling EXperiment applied over Europe ; Jacob et al., 2014 ; Kotlarski et al., 2014) sur la base des conditions moyennes 1988-2017. Les lignes minces correspondent à des simulations RCM pour 51 glaciers. Les lignes épaisses correspondent à la moyenne du RCM tandis que les bandes colorées transparentes indiquent l'écart-type. 33

Figure 1.4 : Évolution de la température moyenne jusqu'en 2100 à l'échelle planétaire en fonction des différents scénarios d'émission de GES (IPCC, 2021). 34

Figure 1.5 : Un paysage récemment désenglacés : le glacier de Saint Sorlin et les lacs qui se sont formés à son front (octobre 2023). 34

Figure 1.6 : Profil thermique d'un terrain à permafrost (inspiré de Smith and Riseborough, 2002). 36

Figure 1.8 : Le glacier rocheux, un indicateur géomorphologique de la présence du permafrost ; ici dans le vallon de la Fournache (septembre 2019). 38

Figure 1.7 : Glacier suspendu dans la face nord de l'Aiguille du Midi ; (ph. : L. Ravanel, septembre 2022). 38

Figure 1.9 : Permafrost azonal. A : éboulis froid végétalisé du Chänel Gantrisch (Suisse) dont la partie inférieure est marquée par des arbres nains qui contrastent avec la forêt climacique visible en dehors du cône d'éboulis (ph. : S. Morard). B : Grotte de glace de l'Obiou, Dévoluy - France (octobre 2021). 39

Figure 1.10 : Distribution du permafrost dans l'hémisphère Nord selon Obu et al. (2019). 40

Figure 1.11 : Indice de distribution du permafrost dans les Alpes Européennes : l'Alpine Permafrost Index Map (APIM ; Traduit de : Boeckli et al., 2012b). 41

Figure 1.13 : Évolution de la température des parois dans les Alpes françaises enregistrée dans les forages de l'Aiguille du Midi (paroi rocheuse ; faces sud, NO et NE), des Deux Alpes (glacier rocheux et substratum rocheux), et de l'Aiguille des Grands Montets (substratum rocheux altéré) entre 2010 et 2022 (Magnin et al., 2023). a : Températures journalières (moyenne mobile sur 30 jours). b : Températures journalières (moyenne mobile sur 365 jours). c : Températures journalières minimum et maximum enregistrées à 10m de profondeur. Les valeurs des tendances sur 10 ans sont notées en (b) et (c) lorsque celà est possible. .. 42

Figure 1.12 : Enregistrement de température du sol (permafrost). a. Localisation des forages avec des séries temporelles longues. Profondeur des forages d'après le Global Terrestrial Network for Permafrost ID16: 24.4 m (ID 356), 20 m (ID 55, 79, 102, 117, 501, 710, 831, 1113, and 1710), 18 m (ID 386), 16.75 m (ID 871), 15 m (ID 854), 12 m (ID 287), 10 m (ID 265, 431), et 5 m (ID 528). La ligne bleu représente les zones de permafrost continu (> 90 % de couverture). La ligne violette représente les zones de permafrost discontinue (<90 % de couverture). b : Température annuelle moyenne du sol de 1980 à 201. Les couleurs indiquent la localisation des forages dans les zones de permafrost visible en Figure 1.12a. (Biskaborn et al., 2019) 42

Figure 1.14 : Les différents types de mouvements de versant. A : Six types de mouvements de terrains rocheux d'après Highland, 2004, modifié ; 1 : glissement rotationnel, 2 : glissement translationnel, 3 : chute de blocs, 4 : basculement, 5 : coulée de boue / coulée de débris, 6 : fluage / reptation. B : Distinction entre éboulisation (7) / éboulement (8) / écroulement (9), d'après Ravanel, 2010. 43

Figure 1.15 : Facteurs prédisposants à l'instabilité des versants rocheux de haute montagne (traduit de : Fisher et Huggel, 2008). Cette figure illustre les connexions entre tous les facteurs qui peuvent influencer la stabilité des parois. 45

Figure 1.16 : Evolution d'une paroi affectée par le permafrost dans un contexte de réchauffement climatique. A : Etapes de déclenchement d'un écroulement rocheux par conduction de chaleur. B : Etapes de déclenchement d'un écroulement rocheux par advection de chaleur (inspiré de Magnin, 2015). 46

Figure 1.17 : Cascade de processus qui s'est déclenchée au Piz Cengalo et qui s'est propagée jusqu'au village de Bondo (Suisse ; Mergili et al., 2020). a : Niche d'arrachement du 20/08/2014. b : Niche d'arrachement du 23/08/2017. c : Partie haute du Val Bondasca et emprise de la lave torrentielle. d : traces de la lave torrentielle dans le Val Bondasca. e : Lave torrentielle à Bondo après l'évènement..... 49

Figure 1.18 : Carte de la vallée de Bondasca avec le Piz Cengalo et le village de Bondo indiquant les limites des dépôts de l'avalanche rocheuse de 2011 et 2017, ainsi que les limites des laves torrentielles (Walter et al., 2020). 50

Figure 1.19 : Cascade de processus amont-aval entrainée par l'impact d'un écroulement rocheux dans un lac. 51

Figure 1.20 : 100 itinéraires d'alpinisme dans le MMB et leur niveau d'évolution (Mourey et al., 2019). Le niveau 0 correspond à un itinéraire dont l'ascenssion n'a pas changée. Le niveau 1 correspond à un itinéraire dont les paramètres d'ascension ont légèrement évolué. Le niveau 2 correspond à un itinéraire dont les paramètres d'escalade ont modérément évolué. Le niveau 3 correspond à un itinéraire dont les paramètres d'escalade ont beaucoup évolué et, en général, l'itinéraire ne peut plus être gravi en été. Les dangers objectifs et la difficulté technique ont fortement augmenté en raison du nombre et de l'intensité des changements géomorphologiques qui l'affectent. Les alpinistes ont dû modifier fondamentalement leur manière de gravir l'itinéraire. Le niveau 4 correspond à un itinéraire qui a complètement disparu. 53

Figure 1.21 : L'écroulement rocheux du 22 août 1998 qui a impacté le refuge des Cosmiques dans le MMB (ph. A. Sage)..... 54

Figure 1.22 : Le bivouac de la Fourche (MMB) avant et après son effondrement en août 2022. A : Le bivouac avant l'écroulement rocheux (Ph. Club Alpin Italien). B : Les reste du bivouac sur le glacier de la Branva (Ph. Gazetta Matin)..... 55

Figure 2.1 : Structuration de la recherche scientifique sur l'évolution de la cryosphère et les aléas liés à la dégradation de la cryosphère dans les environnements de haute montagne. 64

Figure 2.2 : Exemple de l'APIM pour le secteur du Rimpfischhorn (4199 m, triangle rouge) et du Allalinhorn (4027 m, triangle jaune) en Suisse (Boeckli et al., 2012b). 66

Figure 2.3 : Contour des glaciers répertoriés dans le RGI et découpage géographique en 20 régions pour des évaluations à une échelle régionale (RGI 7.0 Consortium, 2023). 68

Figure 2.4 : Ratio H/L fréquemment utilisé pour caractériser les distances de propagation des aléas rocheux..... 72

Figure 2.5 : Approche basée sur une matrice pour associer l'évaluation de la susceptibilité d'occurrence d'un aléa (la probabilité) à la modélisation de l'intensité (basée sur un scénario) afin d'obtenir une classification par niveau de risque (GAPHAZ, 2017)..... 73

Figure 2.6 : Exemple de modélisation et de cartographie du risque de lave torrentielle (GAPHAZ, 2017) 74

Figure 2.7 : Combinaison multi-échelle spatio-temporelle des études menées sur les aléas liés à la dégradation de la cryosphère. Les travaux de recherche, qui sont souvent menés indépendamment, sont replacés ici dans une approche intégrée qui considère l'ensemble des travaux comme indissociables les uns des autres afin d'identifier les risques et de proposer des stratégies d'adaptation aux populations et acteurs des milieux montagnards. 76

Figure 2.8 : Carte de localisation des Alpes Françaises. A : Carte géologique simplifiée des Alpes françaises (source : BRGM). B : Carte des secteurs englacés en 2006-2009 (d'après Gardent et al., 2014). 77

a : Aiguilles Rouges ; b : MMB ; c : Alpes Grées ; d : Vanoise ; e : Lauzière ; f : Grandes Rousses ; g : Arves ; h : Cerces ; i : Mont-Cenis ; j : Belledonnes ; k : Taillefer ; l : Écrins-Pelvoux ; m : Combeynot ; n : Écrins-Champsaur ; o : Dévoluy ; p : Queyras ; q : Ubaye ; r : Trois Evêchés ; s : Pelat ; t : Mercantour. 77

Figure 2.9 : Lac formé au front du glacier de Bionnassay suite à son retrait (Septembre 2021). 79

Figure 2.10 : Carte d'indice de favorabilité du permafrost (PFI) dans les Alpes Françaises (Marcer, 2018 ; modifié), avec le détail dans le MMB (a) et en Vanoise (b). 80

Figure 2.11 : Le massif du Mont-Blanc depuis les Grands Montets (mars 2019). 81

Figure 2.12 : Synthèse des objectifs de la thèse et organisation en deux axes de recherche principaux qui correspondent à différentes échelles d'investigation..... 84

Figure 3.1 : Les trois bases de données utilisées dans la Publication n°1 pour analyser les conditions de déclenchement et de propagation des écroulements rocheux. 98

Figure 3.2 : Interface du modèle RockavELA avec les données d'entrée requises (MNT et Zones de départ) et les paramètres du modèle pour lancer une simulation. 100

Tableau 3.1 : Superficie des zones de départ dans les conditions futures de permafrost (TAMSP < 0°C) dans l'ensemble des Alpes françaises et dans chacune des zones (en km² et en % par rapport à la superficie totale des parois au pentes > 30° au-dessus de 1500 m d'altitude). Ce tableau expose aussi les différences de superficie entre zones de départ issues des scénarios actuels et futurs de permafrost (en km² et en pourcentage) 122

Figure 3.3 : Exemple de différences entre les cartes de zones de départ issues des scénarios de permafrost actuels (en rouge) et futurs (en bleu). Une forte asymétrie des zones de départ peut être observée en fonction de l'orientation des parois..... 122

Figure 3.4 : Proportion des zones de départ dans des conditions de permafrost futures en fonction de l'orientation des parois rocheuses (en %). On remarque que la majorité des parois à risque d'être déstabilisées à l'avenir se situent en versant nord..... 122

Figure 3.5 : Zones de propagation issues des scénarios actuels (en rouge) et futurs (en bleu) de permafrost. La limite de propagation utilisée ici pour déterminer les distances d'arrêt est basse ($log10^{-2}$). .. 123

Tableau 3.2 : Superficie des zones de propagation dans les conditions futures de permafrost (TAMSP < 0°C) pour l'ensemble des Alpes françaises et dans chacune des zones. Ce tableau expose aussi les différences de superficie entre les zones de propagation issues des scénario actuels et futurs de permafrost, ainsi que les superficies des zones de propagation normalisées en fonction de la superficie des zones de départ afin de pouvoir comparer la propagation (distance longitudinale et transversale) entre les différentes zones. Enfin, nous comparons dans ce tableau la différence de superficie entre les scenarios avec une limite de propagation basse ($log10^{-2}$) ou haute ($log10^{-6}$). 124

Figure 4.1 : Exemple de GLOF provoquée par un écroulement rocheux à l'amont de la vallée de Barun le 20 Avril 2017 (Népal ; source : Byers et al., 2018). A : La trajectoire du phénomène vu du ciel. B : Les destructions à Yangle Kharka où quatre bâtiments ont été détruits. C : Le chenal d›inondation rétréci en aval de Yangle Kharka. 132

Figure 4.2 : Différents critères de classification d'un surcreusement sous-glaciaire en fonction de la méthode de Frey et al. (2010) appliquée au glacier d'Argentière (MBM ; image Google Earth). Les flèches noires représentent (i) l'angle de pente au niveau du surcreusement prédit et (2) la présence d'une rupture de pente à l'aval du surcreusement. Les flèchent rouges illustrent un rétrécissement du glacier et un verrou rocheux. Enfin, l'image satellite montre une transition entre un champs de crevasses et une zone sans crevasse. 134

Figure 4.3 : Exemple des lacs digitalisés (contours bleus) dans le massif des Grandes Rousses (image aérienne ESRI, Maxar, Earthstar Geographics, et la « GIS User Community »). 156

Figure 4.4 : Le lac de Bissorte, le plus étendu et volumineux digitalisé dans la base de données des lacs répertoriés sur la base d'orthophotos acquises entre 2020 et 2023 (image Google Earth). La figure donne les informations principales de la table attributaire. 157

Tableau 4.1 : Nombre de lacs situés sur la trajectoire d'un écroulement rocheux modélisée avec RockavELA. Le tableau donne le détail par zone et pour l'ensemble des Alpes françaises et montre les différences entre les scénarios de propagation utilisés dans RockavELA (limite de propagation basse et élevée). La zone 1 correspond au MMB et au massif des Aiguilles Rouges. La zone 2 correspond aux massifs des Alpes Grées, de la Vanoise, de la Lauzière, des Grandes Rousses, de Arves, des Cerces et du Mont Cenis. La zone 3 correspond aux massifs des Belledonnes, du Taillefer, des Écrins, de l'Oisan, du Pelvoux, du Combeynot, et des Écrins-Champsaur. La zone 4 correspond aux massifs du Dévoluy, du Queyras, de l'Ubaye, des Trois Evêchés, du Pelat et du Mercantour..... 158

Tableau 4.2 : Nombre de lacs se trouvant sur la trajectoire d'un écroulement rocheux modélisée avec RockavELA en fonction de la susceptibilité d'atteinte. La susceptibilité d'atteinte donne une indication sur la concentration de trajectoires qui atteignent un lac. 158

Figure 4.5 : Lacs inventoriés sur la base d'orthophotos acquises entre 2020 et 2023 qui se situent sur une trajectoire d'écroulement rocheux modélisée par RockavELA avec une limite de propagation basse (log 10-2) et une limite de propagation élevée (log 10-6)..... 159

Figure 4.6 : Exemple d'un lac potentiellement atteignable par des écroulements rocheux modélisés avec RockavELA (limite de propagation basse : log 10^{-2}) : le lac de la Patinoire (massif de la Vanoise) (Image Google Earth). 160

Figure 4.7 : Exemple de lacs potentiellement atteignables par des écroulements rocheux modélisés avec RockavELA (limite de propagation basse : log 10^{-2}) : le bassin versant des Rouies et de la Muande (massif des Écrins) (Image Google Earth). 161

Tableau 4.3 : Nombre de lac détectés par GlabTop et GlabTop 2 se situant sur la trajectoire d'un écroulement rocheux modélisé avec RockavELA (simulation réalisée pour les conditions de permafrost de la fin du 21ème siècle, c'est-à-dire avec des zones de départ correspondant aux secteurs dont la TAMSP < 0°C ; Section 3.2). Le tableau donne le détail par zone et pour l'ensemble des Alpes françaises, et montre les différences entre les scenarios de propagation utilisés dans RockavELA (limite de propagation basse et élevée)..... 162

Tableau 4.4 : Nombre lacs détectés par GlabTop et GlabTop 2 se trouvant sur la trajectoire d'écroulements rocheux modélisés avec RockavELA en fonction de la susceptibilité d'atteinte. La susceptibilité d'atteinte donne une indication sur la concentration de trajectoires qui atteignent un lac. 162

Figure 4.8 : Futurs lacs détectés par GlabTop et GlabTop 2 qui se trouveraient sur une trajectoire d'écroulement rocheux modélisé par RockavELA avec une limite de propagation basse (log 10^{-2}) et une limite de propagation élevée (log 10^{-6})..... 163

Tableau 4.5 : Nombre de lacs détectés par GlabTop et GlabTop 2 se trouvant sur la trajectoire d'écroulements rocheux modélisés avec RockavELA en fonction de la susceptibilité qu'un lac se forme dans le surcreusement prédit (Publication n°2). La simulation de propagation est réalisée pour les conditions de permafrost de la fin du 21ème siècle, c'est-à-dire avec des zones de départ correspondant aux secteurs dont la TAMSP < 0°C (Section 3.2). 164

Figure 4.9 : Formation d'un lac au front du glacier de Talèfre, MBM. A: Vue vers l'amont du Glacier de Talèfre. B: Vue en dirrection de l'aval. (ph. 09/10/2021)..... 164

Figure 4.10 : Exemple de lacs potentiellement atteignables par des écroulements rocheux modélisées avec RockavELA (limite de propagation basse : log 10^{-2}) : le bassin versant de Bionnassay (MMB). Le surcreusement modélisé par GlabTop (2) qui pourrait représenter un risque dans les années à venir est indiqué par la flèche rouge (Image Google Earth)..... 165

Figure 4.11 : Exemple de lacs potentiellement atteignables par des écroulements rocheux modélisées avec RockavELA (limite de propagation basse : log 10^{-2}) : les bassins versants de l'Épena et du Rosolin (massif de la Vanoise) (Image Google Earth). 166

Figure 4.12 : Modèle d'évolution future des volumes de glace de surface (glaciers) et de subsurface (permafrost) dans les Alpes européennes (Traduit de Haeberli et al., 2017)..... 167

Figure 5.1 : Glace visible dans la niche d'arrachement de l'avalanche rocheuse du Vallon d'Étache (Photo : Ravanel, 25/06/2020) 180

Figure 5.2 : Carte géomorphologique du vallon d'Étache établie à partir d'observations de terrain pour le versant Sud-Est, au niveau des lacs du Petit Vallon, et d'images satellites et d'orthophotos pour le versant Nord-Ouest. La cartographie des formes géomorphologiques gagnerait à être précisée avec des observations de terrain, notamment pour le versant Nord-Ouest, car la distinction entre les surfaces d'accumulations gravitaires, les surface d'accumulations glaciaires et le bedrock altéré depuis les images satellites et orthophotos est limitée. La carte géomorphologique a été levée en utilisant la légende géomorphologique de l'Université de L'UNIL (Université de Lausanne ; Schoeneich, 1993 ; Lambiel et al., 2016) sur la base du MNT de l'IGN à 20 cm de résolution. Les isolignes présentent une équidistance de 20 m..... 181

Figure 5.3 : Epaisseur du dépôt calculée depuis une comparaison d'un MNT pré-évènement (MNT de l'IGN à 20 cm de résolution) et post évènement (acquis par photogrammétrie, MNT à 20 cm de résolution) (Image Google Earth). 182

Figure 5.4 : Combinaison des méthodes utilisées pour analyser les facteurs qui ont prédisposé, déclenché et propagé l'avalanche rocheuse qui a eu lieu le 18 juin 2020 dans le Vallon d'Étache..... 183

Figure 6.1 : Site d'étude. A : Carte de localisation (source : Esri, Maxar, Earthstar Geographics, and the GIS User Community). B : Carte du vallon du Grand Tabuc et de la Crête des Grangettes. C : Zoom sur le secteur de départ de l'écroulement rocheux du 17 septembre 2020 et profondeur de la niche d'arrachement calculée à partir de la comparaison d'un MNT (20 cm de résolution) réalisé à partir d'un levé drone du 22 septembre 2021 avec le MNT de l'IGN (20 cm de résolution). D : Profil de la niche d'arrachement avec les MNTs « avant/après » écroulement. 223

Figure 6.2 : L'écroulement du 17 septembre 2020. A : La Crête des Grangettes et identification de la niche d'arrachement de l'écroulement (ph. : F. Magnin, 03/10/2023) B : Niche d'arrachement (ph. : PGHM Briançon, 18/09/2020). C : Niche d'arrachement et zone de propagation de l'écroulement rocheux (ph. PGHM Briançon, 18/09/2020). D : Détail du dépôt de l'écroulement (ph. : PGHM Briançon, 18/09/2020).... 224

Figure 6.3 : A : Carte géologique du site d'étude (d'après BRGM). B : Géologie de la zone de départ et de la zone instrumentée pour cette étude. C : Orthophotographie de la zone de départ. Pointillés verts : faiblesse structurale correspondant à la niche d'arrachement (orthophotographie IGN, 25 m de résolution, 05/08/2009). 225

Figure 6.4 : Cartes du permafrost. A : Carte de susceptibilité de permafrost d'après le Rock Model de Boeckli et al. (2012). B : Carte de susceptibilité de permafrost d'après le PFI de Marcer et al. (2017)..... 226

Figure 6.5 : Anomalies de température enregistrées à la station du Monêtier les Bains, calculées par rapport à la période de référence 1985-2014. A : Anomalies de températures de l'air. B : Anomalies de précipitations. 227

Figure 6.6 : Températures de l'air et précipitations à la station du Monêtier les Bains (1459 m) du 1er juin 2020 au 21 septembre 2020..... 228

Figure 6.7 : Instrumentation du site d'étude. A : Carte de localisation des capteurs de température installés en paroi et dans des formations superficielles, profil utilisé pour les modélisations des trasferts de chaleur dans les figures 6.10 et 6.11 ; et localisation des profils géophysique. B-C : Emplacement des capteurs de température (ph. 22 sept. 2021). 229

Tableau 6.1 : Description et caractéristiques des capteurs de température installés à la Crête des Grangettes. 230

Figure 6.8 : Température moyenne journalière à la surface des parois (~ 10 cm). 230

Figure 6.9 : Température moyenne journalière à la surface du terrain (~-10 cm). 231

Tableau 6.2 : Description des couches géologiques, leurs valeurs de conductivité et de capacité thermique utilisées pour simuler les transferts thermiques. 232

Figure 6.10 : (A) Géométrie du modèle implémentée dans Feflow. Chaque couche, numérotée de 1 à 7, possède des propriétés thermiques spécifiques, présentées dans le Tableau 1. (B) Profil de température utilisé en conditions aux limites à la surface du modèle. (Figure : J. Bock). 233

Figure 6.11 : Modélisation du permafrost au niveau du versant affecté par l'écroulement rocheux du 17 septembre 2020. A : Température du terrain simulée dans la simulation de référence et la simulation chaude, en janvier 2000 et 2010, et en septembre 2020. La ligne de cicatrice est représentée (ligne grise), ainsi que les points d'observation 5, 8 et 11 (points orange, magenta et vert). B : Série temporelle de la température du terrain à trois points d'observation (5, 8 et 11). Lignes pleines : simulation de référence. Lignes pointillées : simulation chaude. (Simulations : J. Bock)..... 235

Figure 6.12 : Résistivité mesurée en laboratoire sur les échantillons prélevés à la Crête des Grangettes (J. Richard)..... 236

Figure 6.13 : Tomogramme de résistivité électrique réalisé le 20 septembre 2022 (J. Bock). 237

Figure 6.14 : Images satellites du site d'étude de 1952 à 2022. Pointillés noirs : zone au niveau de laquelle nous avons réalisé les profils géophysiques et présentant encore aujourd'hui un névé. 238

Figure 6.15 : Fracture visible à environ 10 m de la niche d'arrachement, parallèle à cette dernière. La largeur de la fracture est d'environ 5 cm (ph. : 20/09/2022). 238

Figure C.1 : Approche intégrée multiméthode et multiscalaire adoptée dans ce travail doctoral pour étudier les aléas liés à la dégradation de la cryosphère (écroulement, avalanches rocheuses, et potentielles GLOFs). 251

ANNEXES

Annexes

Annexe 1. Suppléments à la Publication n°1

Supplementary materials for: "Mapping release and propagation areas of permafrost-related rock slope failures in the French Alps" in Landslides

Cathala M.[1,2], Magnin F.[1], Ravanel L.[1], Dorren L.[3], Zuanon N.[4], Berger F.[5], Bourrier F.[5], Deline P.[1]

[1]EDYTEM, Univ. Savoie Mont-Blanc, CNRS (UMR 5204), 73370 Le Bourget du Lac, France
[2]Alpes Ingé, Saint Vincent de Mercuze, France
[3]Bern University of Applied Sciences BFH-HAFL, Switzerland
[4]A2 Photonic Sensors, Grenoble INP-Minatec, France
[5]INRAE, Grenoble, France

Correspondence to: Maëva Cathala (maeva.cathala@univ-smb.fr)

Supplementary materials S1. Rock model description

This model explains the MARST with Potential Incoming Solar Radiation (PISR) values and Mean Annual Air Temperature (MAAT) values at MARST measurement points. Boeckli et al. (2012) further applied a temperature offset to the MARST to represent possible temperature at depth (Mean Annual Rock Temperature, MART) calculated according to sun-exposure based on Hasler et al. (2011b). The MART is then converted into an index depicting the favourability of rockwalls to permafrost occurrence using the standard deviation of the rock model. This approach has been implemented in the Mont Blanc massif in only one previous study (Magnin et al. 2015a) and evaluated against distributed Electrical Resistivity Tomography surveys (Magnin et al. 2015b).

In this study, we implement the "Rock model" on the 25-m DEM with the 1981-2010 MAAT. The MAAT is provided by *Météo France* using the SAFRAN model (Durand et al. 1993) that represents daily air temperature according to 300-m elevation bands over the French Alps and upscaled to the 25-m DEM. Solar radiation is calculated with ArcGIS (ESRI®) tools following Boeckli et al. (2012) approach.

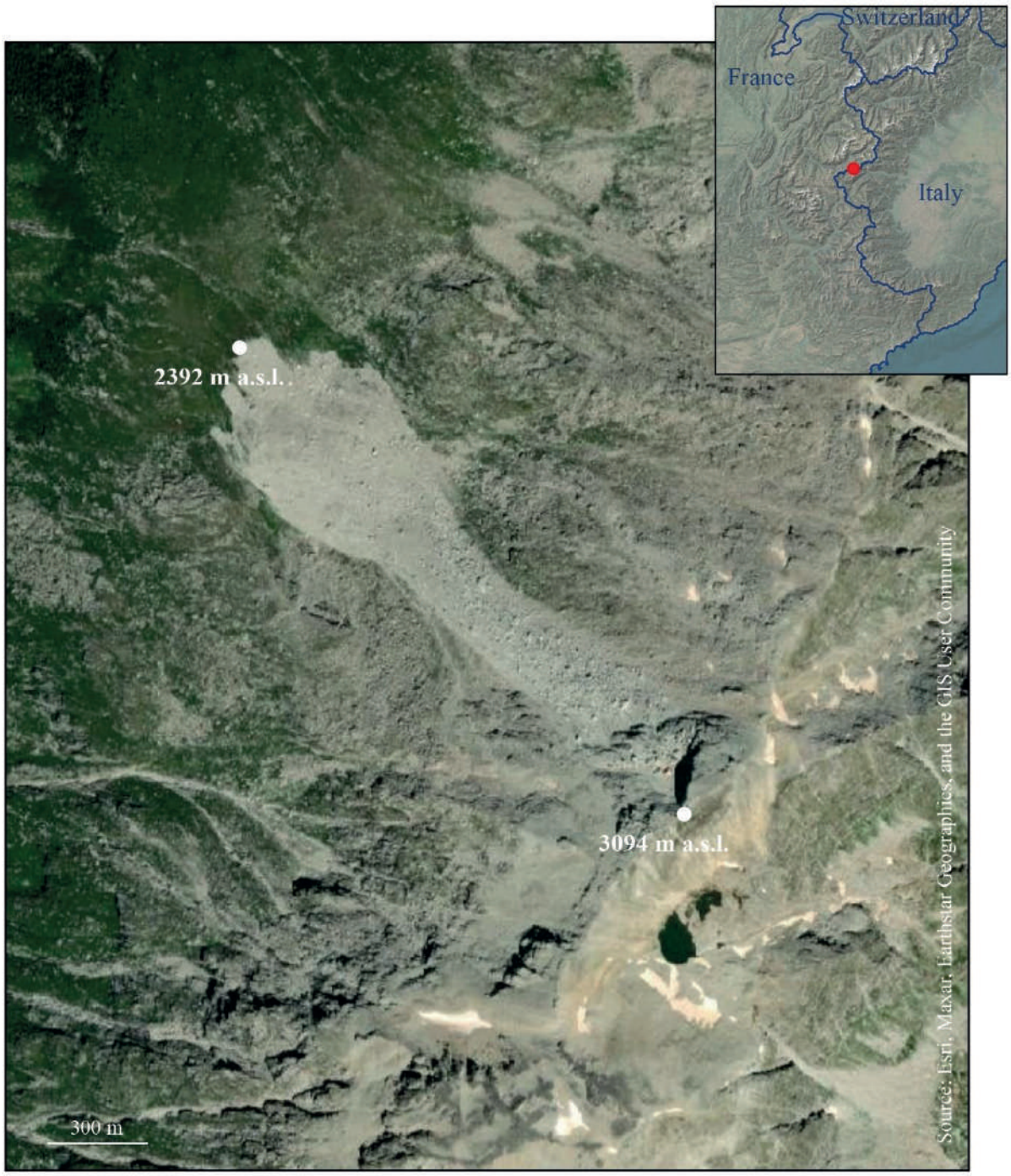
Supplementary materials Fig. S2. Summary table of rock slope failures in the *High Mountain database*. (In bold, rockfalls used for the calibration of *RockavELA*, those used for its evaluation have an asterisk in the id column)

Id	Name	Volume (m3)	Date	Scar altitude (m a.s.l)	Deposit altitude (m a.s.l)	Energy Line Angle (°)	Comments
3	**Aiguille du Diable**	**20000**	**2003**	**3891**	**3528**	**28.54**	
5	Petit Dru	292000	30/06/2005	3541	2434	43.49	
10	Tour Ronde	15000	27/08/2015	3584	3436	32.13	
11	Rognon du Plan	12000	01/01/2015	3405	3254	33.18	
13*	Aiguille Verte (F)	1500	07/07/2016	3877	3457	45.84	
14	**Aiguille de l'Éboulement (F)**	**500**	**07/08/2016**	**3397**	**2989**	**34.81**	
15*	Aiguille Pierre Joseph (F)	100	07/08/2016	2887	2808	34.30	
18	Tour Ronde	1000	11/07/2016	3492	3393	33.26	
19	**Rognon du Plan**	**8000**	**22/08/2016**	**3470**	**3233**	**33.10**	
20	**Aiguille du Goûter (F)**	**3500**	**22/09/2016**	**3239**	**3027**	**34.74**	
21	**Aiguille du Goûter (F)**	**10000**	**22/09/2016**	**3250**	**2991**	**27.95**	
22	Arête de la Brenva (R)	300	10/07/2016	3594	3415	47.79	
23	Aiguille des Grands Montets (R)	400	02/07/2016	3125	2771	29.88	
24	Pointe Kurz (F)	400	30/08/2016	3329	3118	37.87	
29	Petit Capucin	700	2016	3594	3343	31.48	
39	Aiguille du Chardonnet (F)	1100	02/09/2017	3626	3302	30.01	
40	Aiguille du Passon (F)	500	02/09/2017	3335	3267	51.76	
41	Aiguille des Grand Montets (R)	2800	06/08/2017	3138	2912	35.92	
42	Tour Ronde (R)	300	27/08/2017	3531	3359	35.87	
43	Pointe Isabelle (F)	2000	19/07/2017	3343	3085	52.48	
44	Aiguille du Passon (R)	3000	05/06/2017	3360	2793	35.38	
45	Dent du Géant (R)	100	05/06/2017	3533	2394	32.37	Sliding block

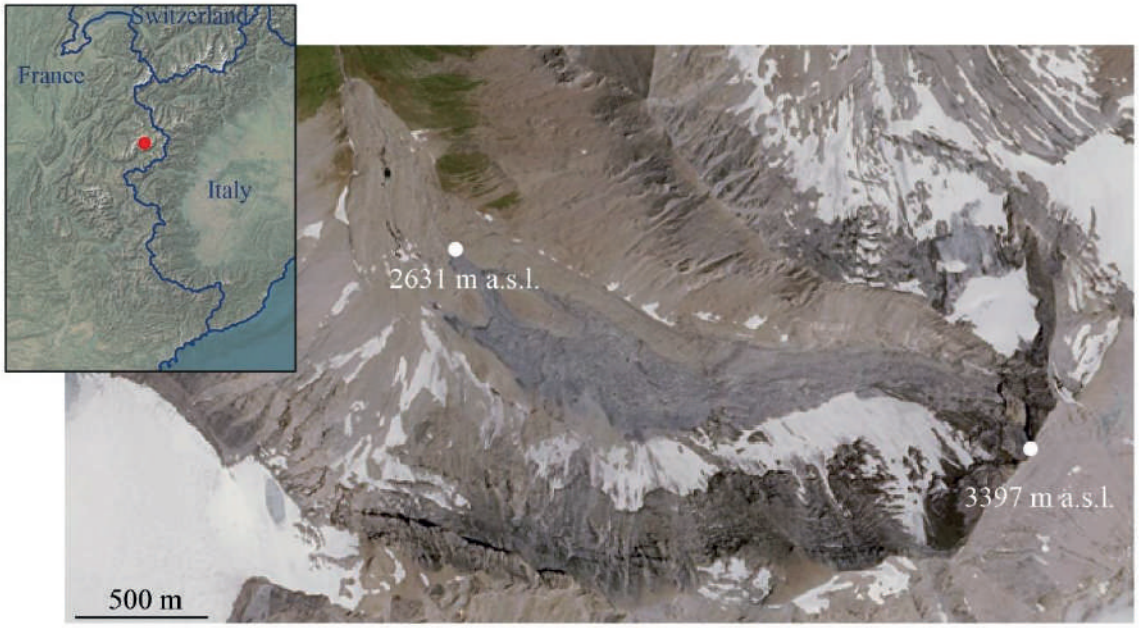
46	**Aiguille du Midi - Eperon Tournier (R)**	**44387**	**29/09/2017**	**2984**	**2394**	**34.29**	
50*	Aiguille des Améthystes (F)	4500	30/09/2018	3396	3254	32.36	
51	L'Évêque (F)	2500	30/09/2018	3334	3067	33.77	
52	**Pointe Isabelle (F)**	**1200**	**30/09/2018**	**3324**	**3111**	**33.72**	
53*	Trident du Tacul (R)	44000	26/09/2018	3470	3381	37.03	
54*	Aiguille du Plan (F)	1500	30/09/2018	3418	3364	32.00	
55	Tour Ronde (R)	350	23/08/2018	3535	3326	45.83	
56	Aiguille d'Argentière (R)	30000	05/09/2018	3417	3286	31.96	Deposit constrained by a large depression
58	Tour Ronde (R)	3000	04/09/2018	3501	3437	39.84	Fallen in fresh snow
59	Taconnaz (R)	42900	24/11/2018	2704	1521	32.02	
60	Aiguille du Diable (F)	400	08/08/2018	3704	3543	40.97	
61	Aiguille du Plan	4000	2018	3172	2678	37.53	
62*	Étache	270000	2020	3094	2392	28.74	
63*	Aiguille Grande (F)	100000	2020	2788	2395	27.17	
64	Vallonbrun	270000	2017	3387	2631	16.77	
65	Roche Méane	-	2020	3400	2933	53.17	
66	Meije	-	2018	3600	3565	43.04	
67	Aiguilles Marbrées	-	2019	3440	3388	22.61	
69*	Aiguille du Passon (R)	9000	23/08/2019	3164	2887	32.18	
70	Aiguille d'Argentière (F)	7500	30/09/2019	3689	3286	40.12	Deposit constrained by a large depression
71	**Les Droites (F)**	**4000**	**30/09/2019**	**3649**	**3227**	**40.72**	
72	**Arête de la Brenva (F)**	**400**	**août-09**	**3513**	**3432**	**46.48**	
73*	Aiguille du Plan (F)	12000	2019	3184	2706	46.95	

74	**Aiguille du Plan (R)**	**1800**	**juil-19**	**3475**	**3365**	**31.15**
75	**Les Courtes (F)**	**4000**	**25/08/2019**	**3345**	**2765**	**41.20**
77	Mont Blanc du Tacul (R)	800	23/07/2019	3664	3377	52.94

Supplementary materials Fig. S3. Rockfall in the Étache valley which travelled onto bedrock



Supplementary materials Fig. S4. Rockfall of Vallonbrun with an ELA of about 16.77°, meaning a very high mobility of the rockfall (aerial image source: Géoportail)



Supplementary materials S5. RockavELA description

The program is written in C++ using the Qt framework under LGPLv3 license for the entire graphical interface and using OpenMP directives for the parallelization of calculations. It currently runs only on Windows (versions 7 and higher). The software can be downloaded here: https://www.ecorisq.org/publications/software/70-rockavela-install.

RockavELA uses the following parameters to model the propagation areas of the RSFs:

(i) *Number of simulations*: number of virtual trajectories generated, which allows to calculate the whole spectrum of direction changes following the probabilistic approach presentation in Eq. 2.

(ii) *Segment length (m)*: planimetric distance between fall direction changes in an RSF trajectory.

(iii) *Profile step (m)*: distance used to discretise the energy line in order to calculate the AUP of the trajectory. It is the planimetric distance between two interpolation points on the trajectory profile.

(iv) *Maximum deviation angle (°)*: the maximum angle of deviation of the trajectory in the RSF trajectory after completing the defined *segment length*. The angle of deviation is sampled between 0 and $angle_{max}$.
The angle of deviation is calculated following the eq. 2:

$$\boldsymbol{angle_{max} \times rand^{2.85}} \quad (2)$$

Where rand is a random number between [0 and 1]

Deviation from the fall direction is always in the direction of the aspect in the cell. The slope of the cell is not considered in the calculation.

(v) *Propagation limit*: allows average or extreme stopping distances to be chosen. This parameter is controlled by a logistic regression to obtain a 10^{-n} occurrence probability of an ELA value in each AUP class calculated from the *Propagation database* (Section 4.2.1). This is therefore observed data that is representative of the reality of the dispersion of phenomena in similar topographical conditions. The statistical analysis is carried out with an interval of 0.01 AUP. Within each interval, only those with a minimum population of 30 events are retained, and this population is used to perform the logistic regression. The equation of the logistic regression for each propagation limit is given in eq. (3-4-5). These propagation limit are chosen following the MEZAP recommendation about rock hazards (Colas et al. 2022):

- High propagation limit ($\log 10^{-6}$):

$$ELA = -15.63 \times \ln(AUP) + 18.872 \quad (3)$$

with AUP [0; 0.07]; ELA = 60.44

- Medium propagation limit ($\log10^{-4}$):

$$ELA = -16 \times \ln(AUP) + 19.647 \quad (4)$$

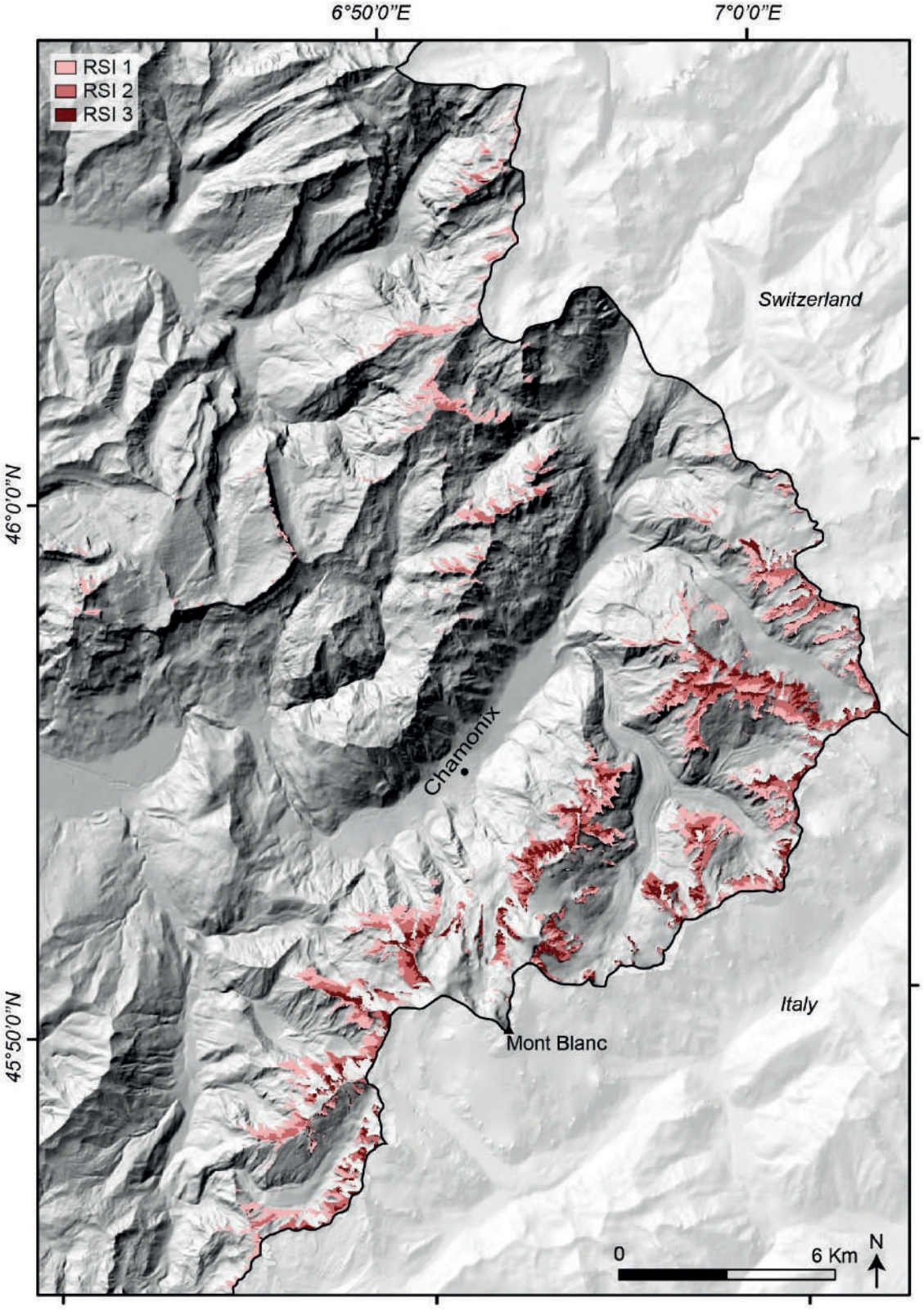
with AUP [0; 0.07]; ELA = 62.20

- Low propagation limit ($\log10^{-2}$):

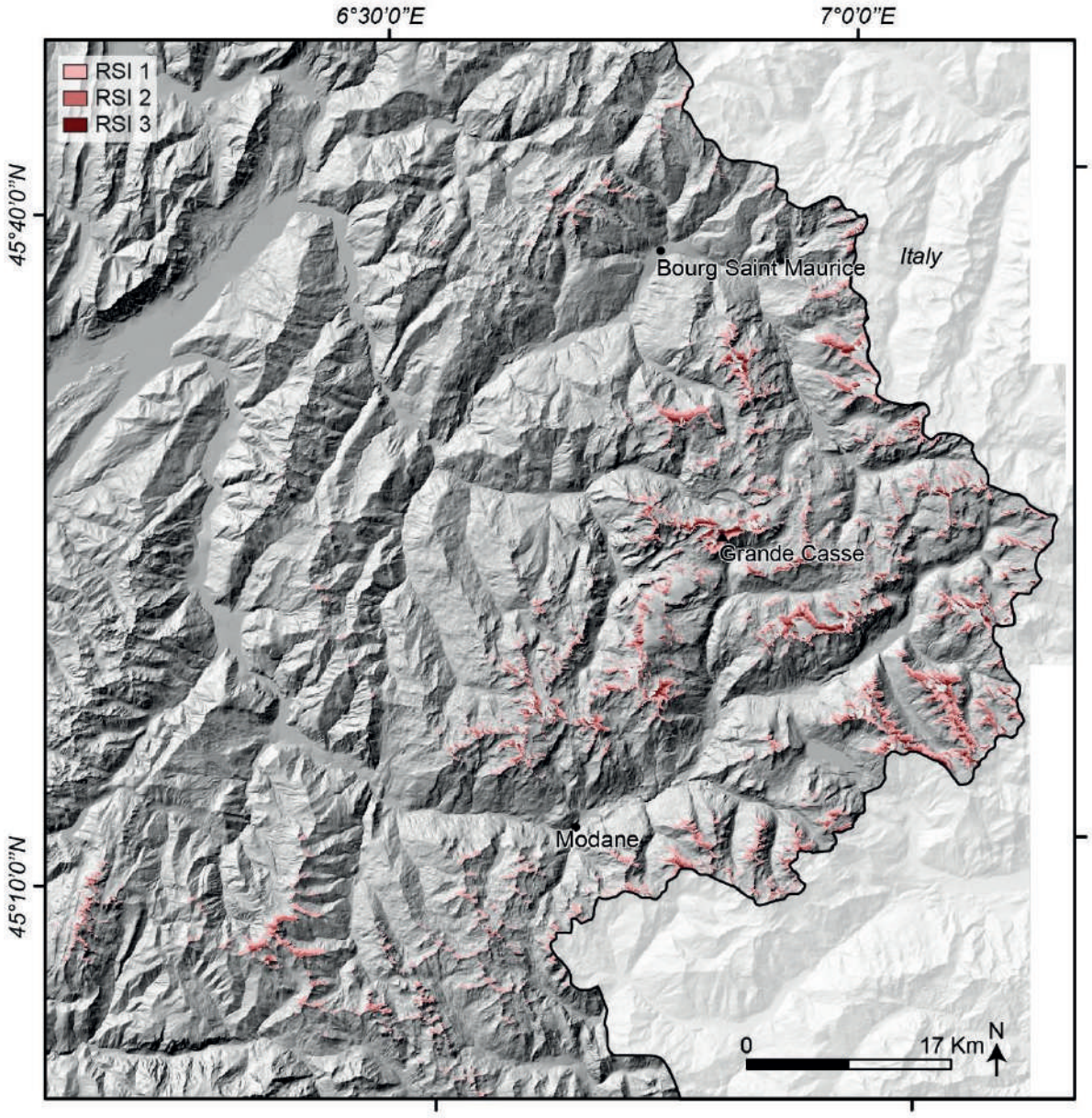
$$ELA = -16.83 \times \ln(AUP) + 21.158 \quad (5)$$

with AUP [0; 0.07]; ELA = 65.91

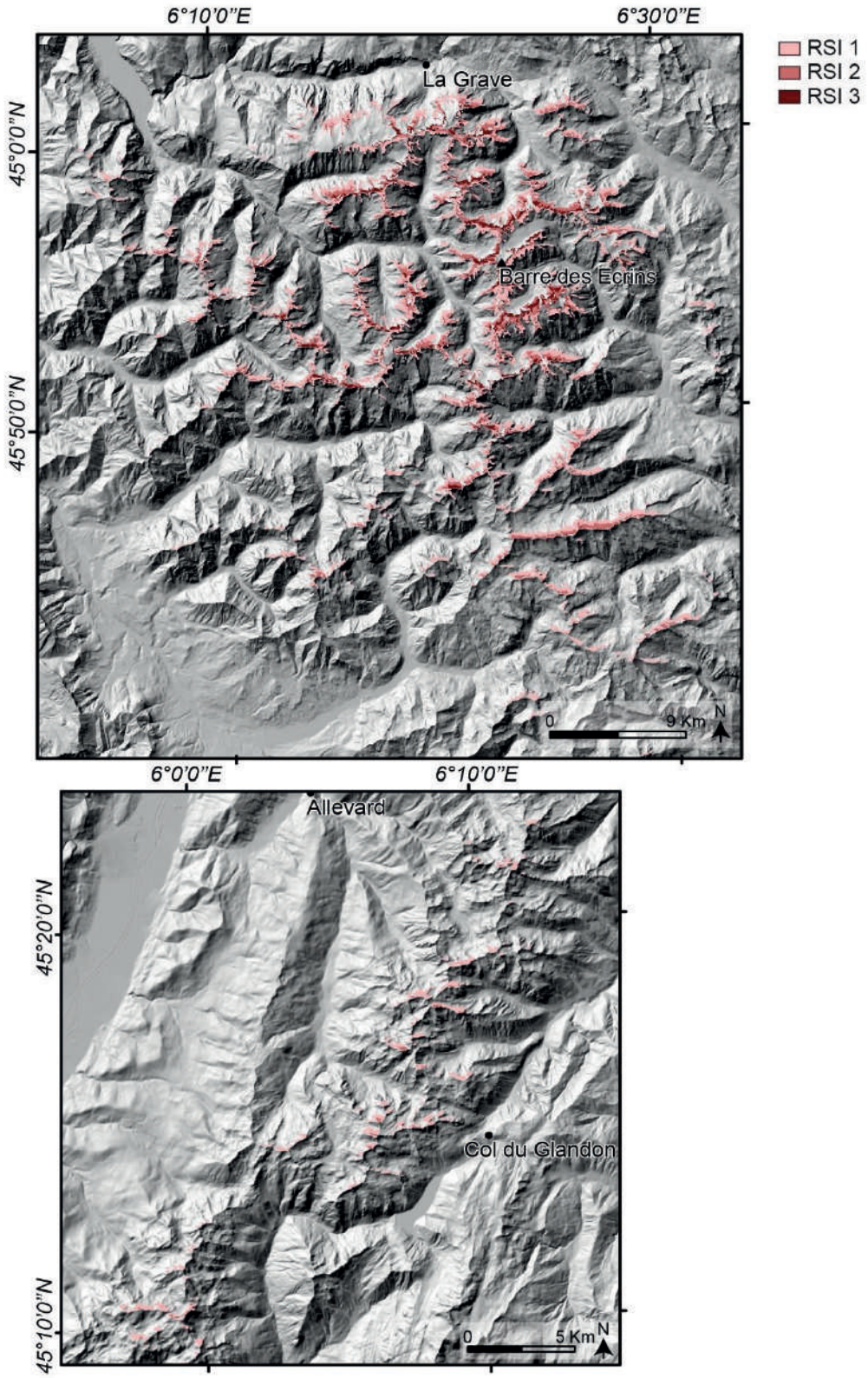
Supplementary materials Fig. S6. Rock slope failure Susceptibility Index (RSI) in zone 1 (Mont-Blanc Massif (MBM) and Aiguilles Rouges massif)



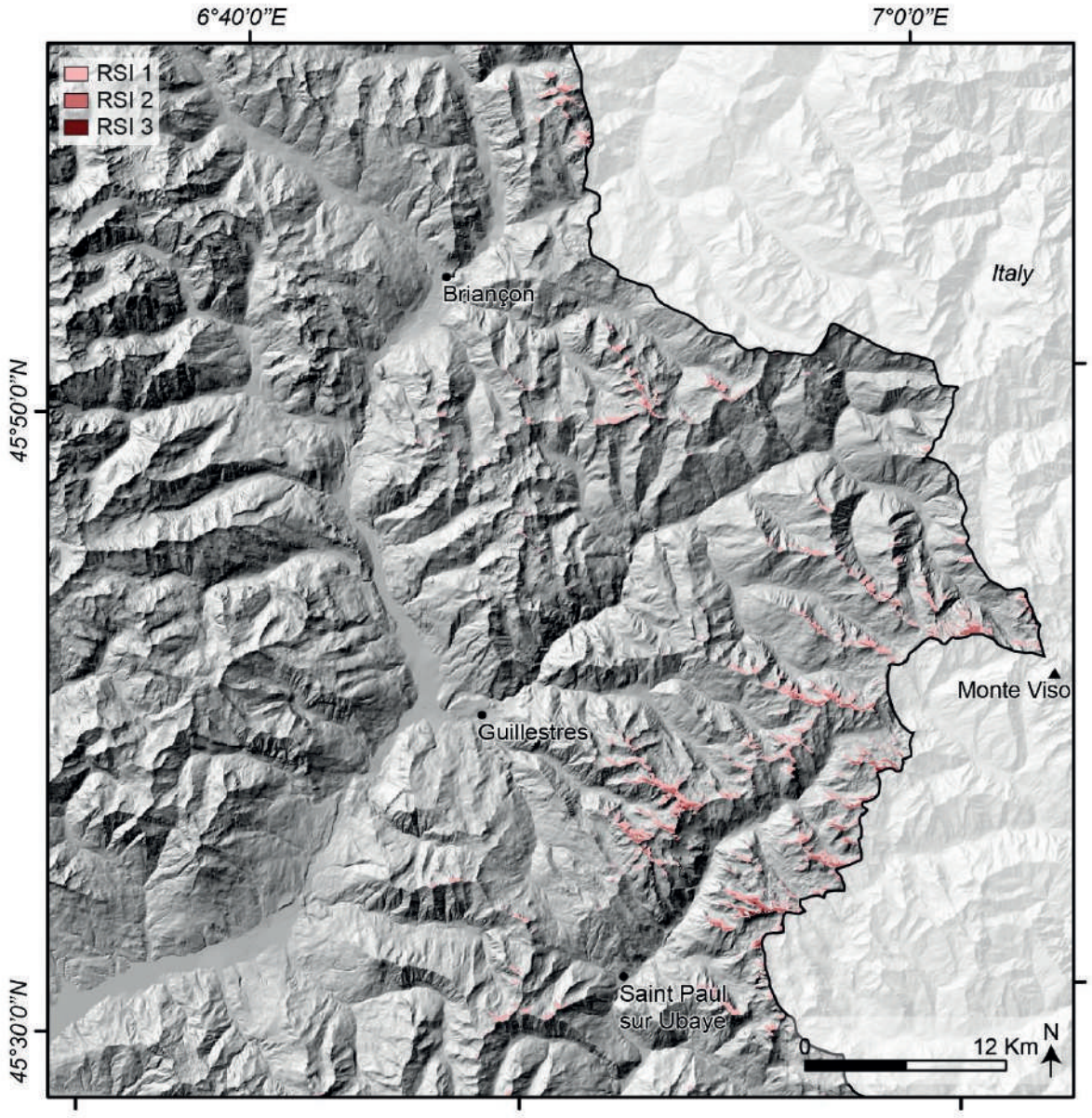
Supplementary materials Fig. S7. Rock slope failure Susceptibility Index (RSI) in zone 2 (Alpes Grées, Vanoise, Lauzière, Grandes Rousses, Arves, Cerces, Mont Cenis massifs)



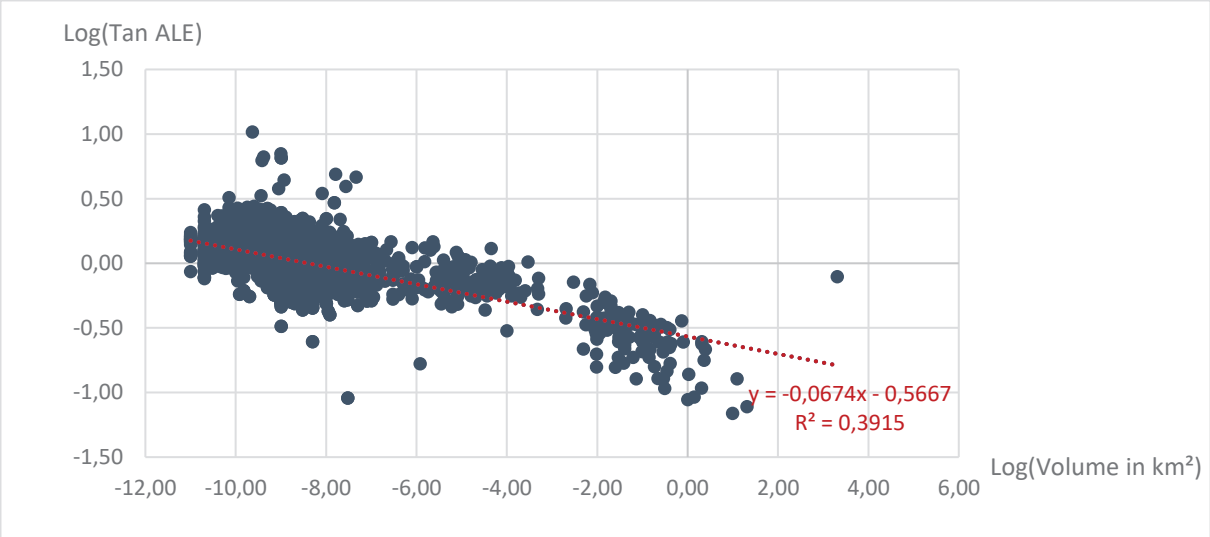
Supplementary materials Fig. S8. Rock slope failure Susceptibility Index (RSI) in zone 3 (Belledonnes, Taillefer, Ecrins, Pelvoux, Combeynot, Ecrins-Champsaur massifs)



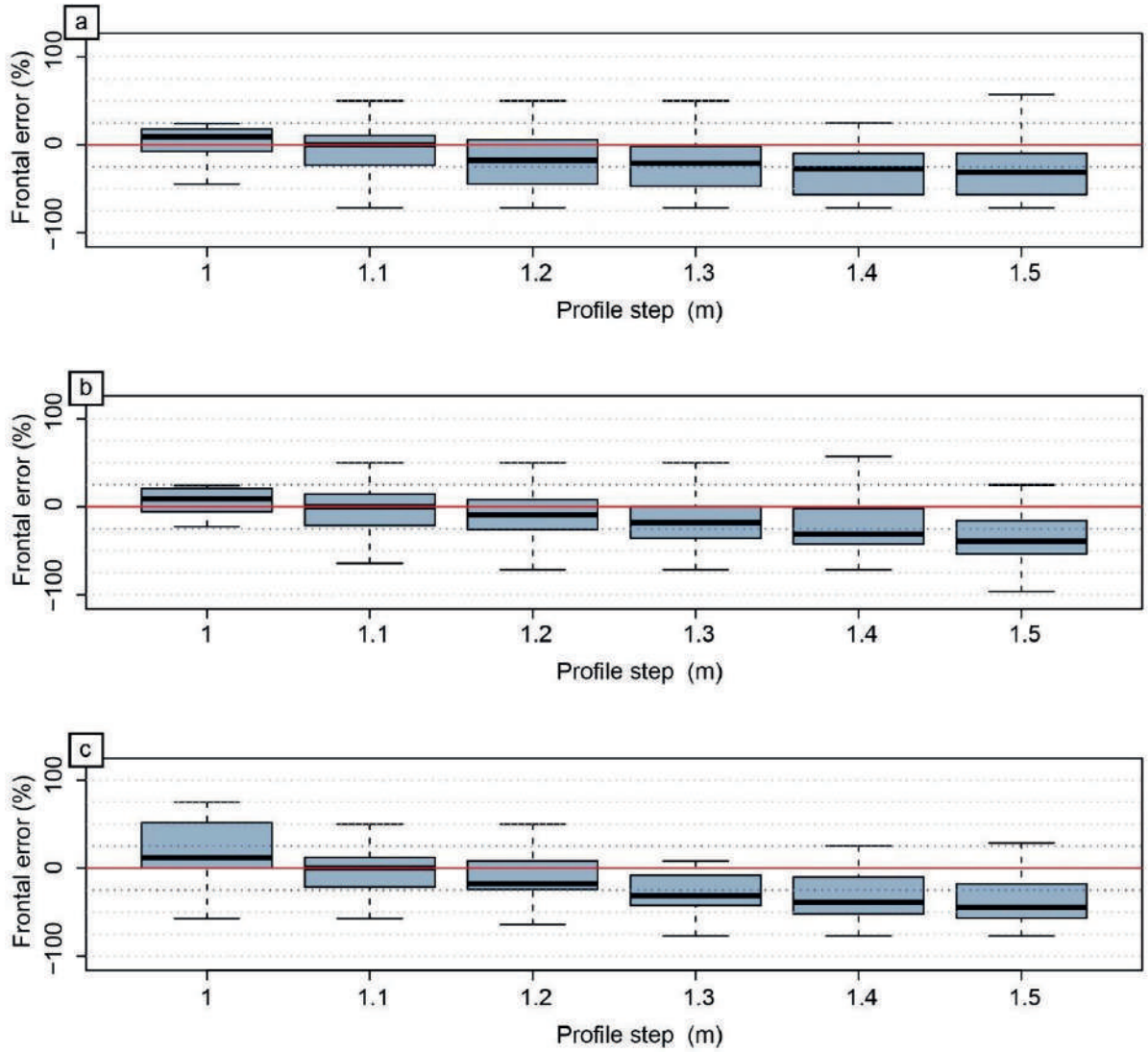
Supplementary materials Fig. S9. Rock slope failure Susceptibility Index (RSI) in zone 4 (Dévoluy, Queyras, Ubaye, Trois Evêchés, Pélat, Mercantour massifs)



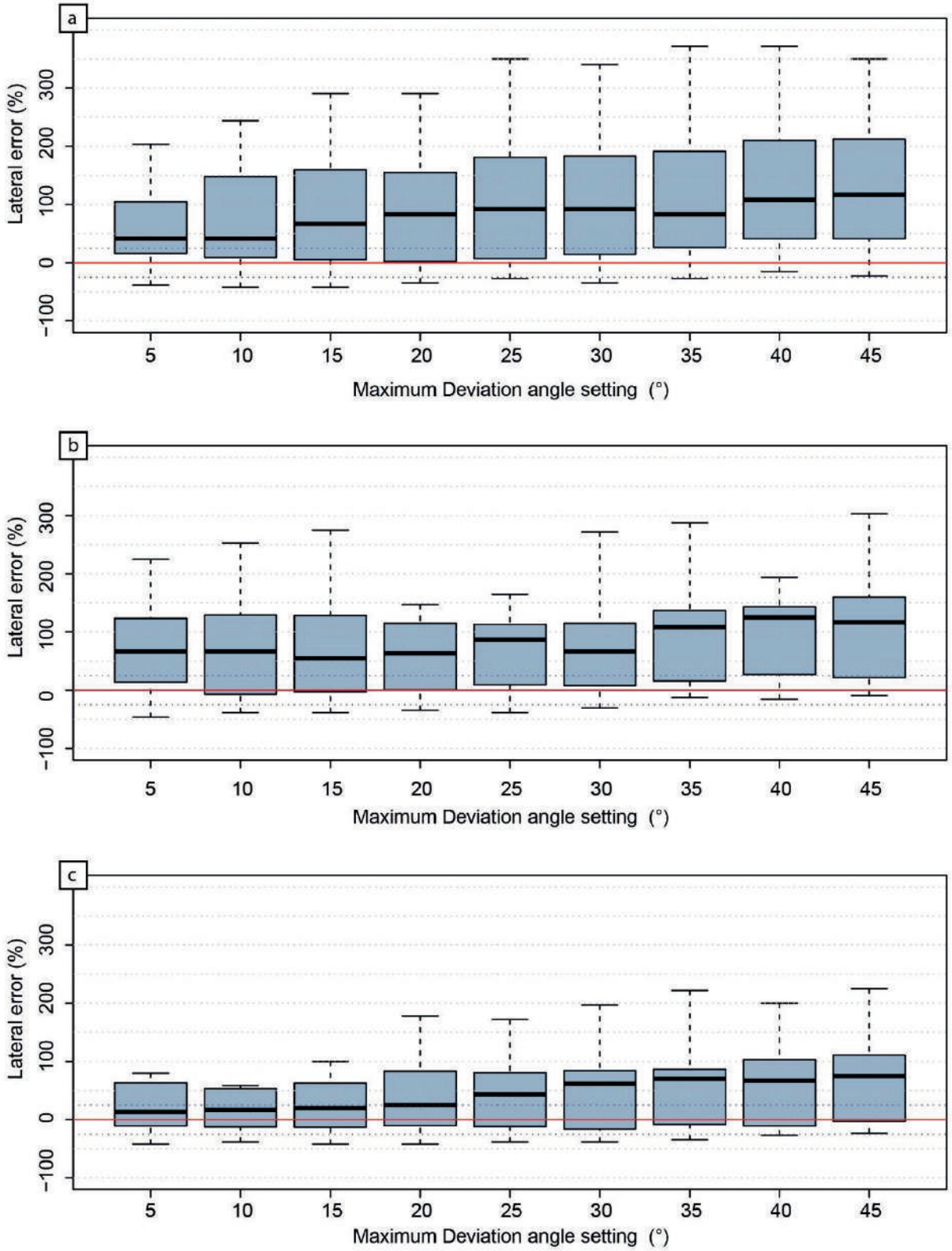
Supplementary materials Fig. S10. The relationship between Energy Line Angle and rock slope failure volume reveals a low correlation between the two factors for the volume range of the *Propagation database* (R^2 0.39).



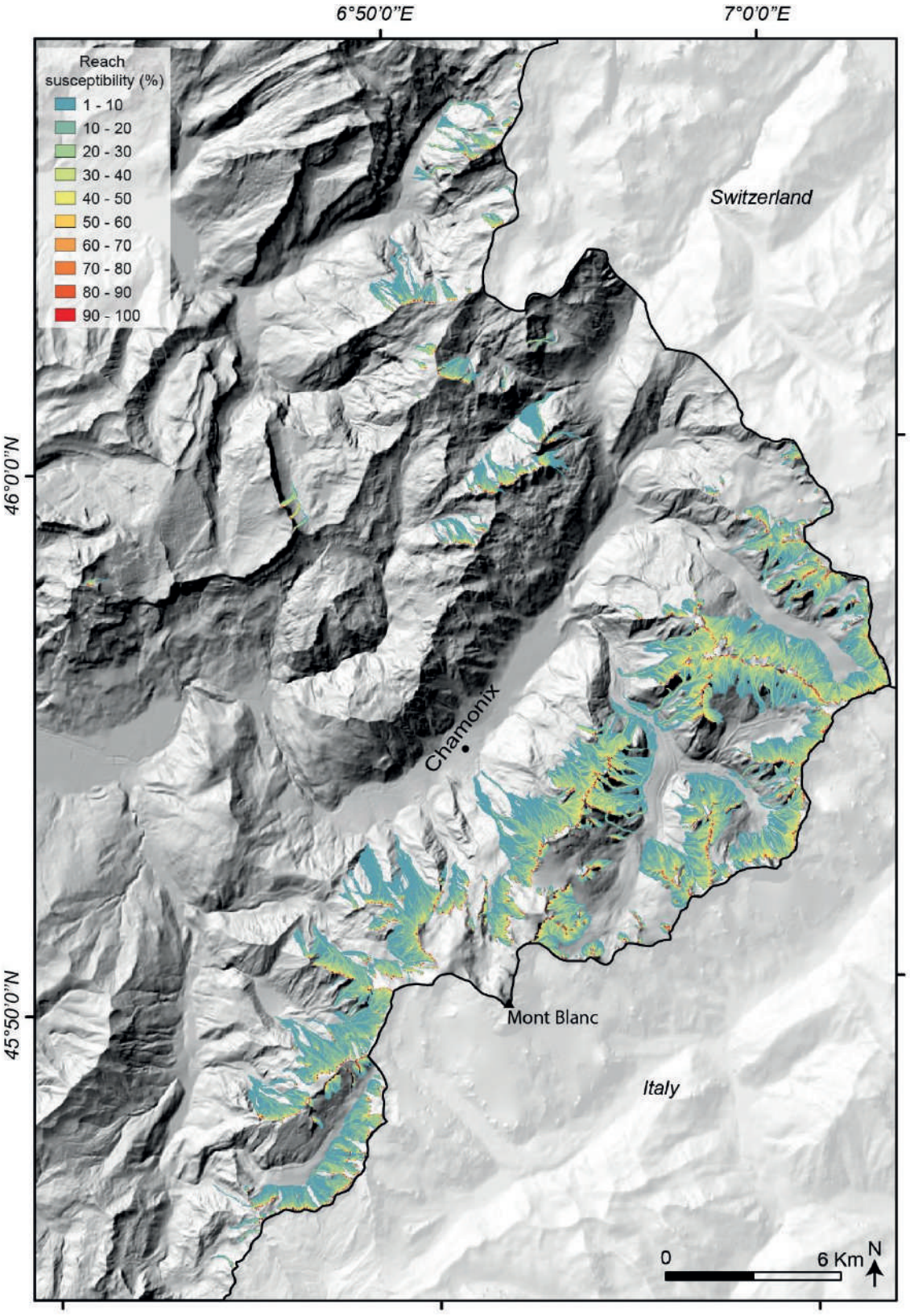
Supplementary materials Fig. S11 Percentage of frontal error for each run during *RockavELA* calibration according to the profile step parameter, which controls the propagation distance. Each run is performed with a medium propagation limit. a: the chosen *segment length* is 25 m; b: the chosen *segment length* is 10 m; c: the chosen *segment length* is 5 m



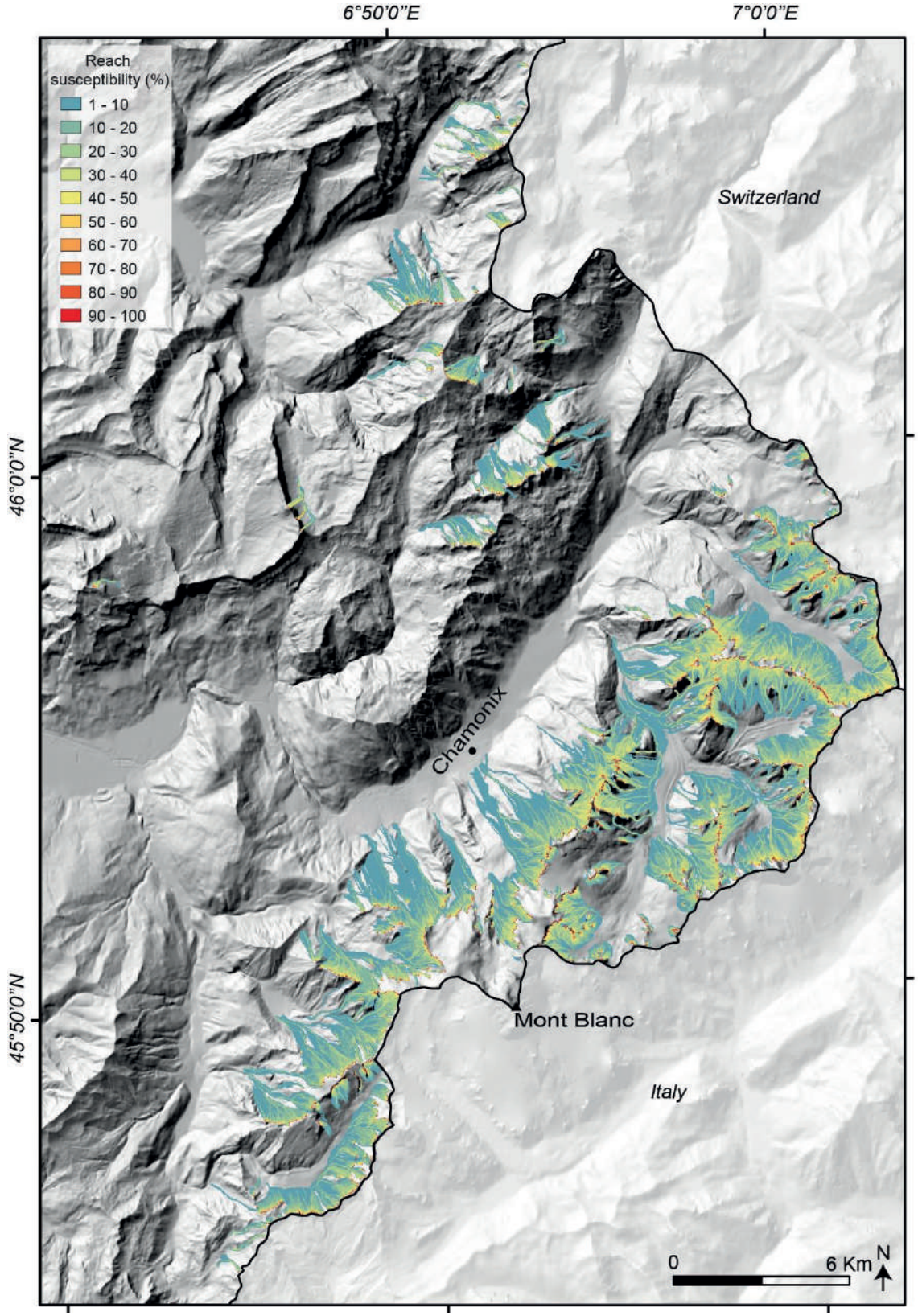
Supplementary materials Fig. S12 Percentage of frontal error for each run during *RockavELA* calibration according to the maximum deviation angle parameter, which controls the lateral spreading. Each run is performed with a 1.1 m *profile step* and a medium propagation limit. a: the chosen *segment length* is 25 m; b: the chosen *segment length* is 10 m; c: the chosen *segment length* is 5 m



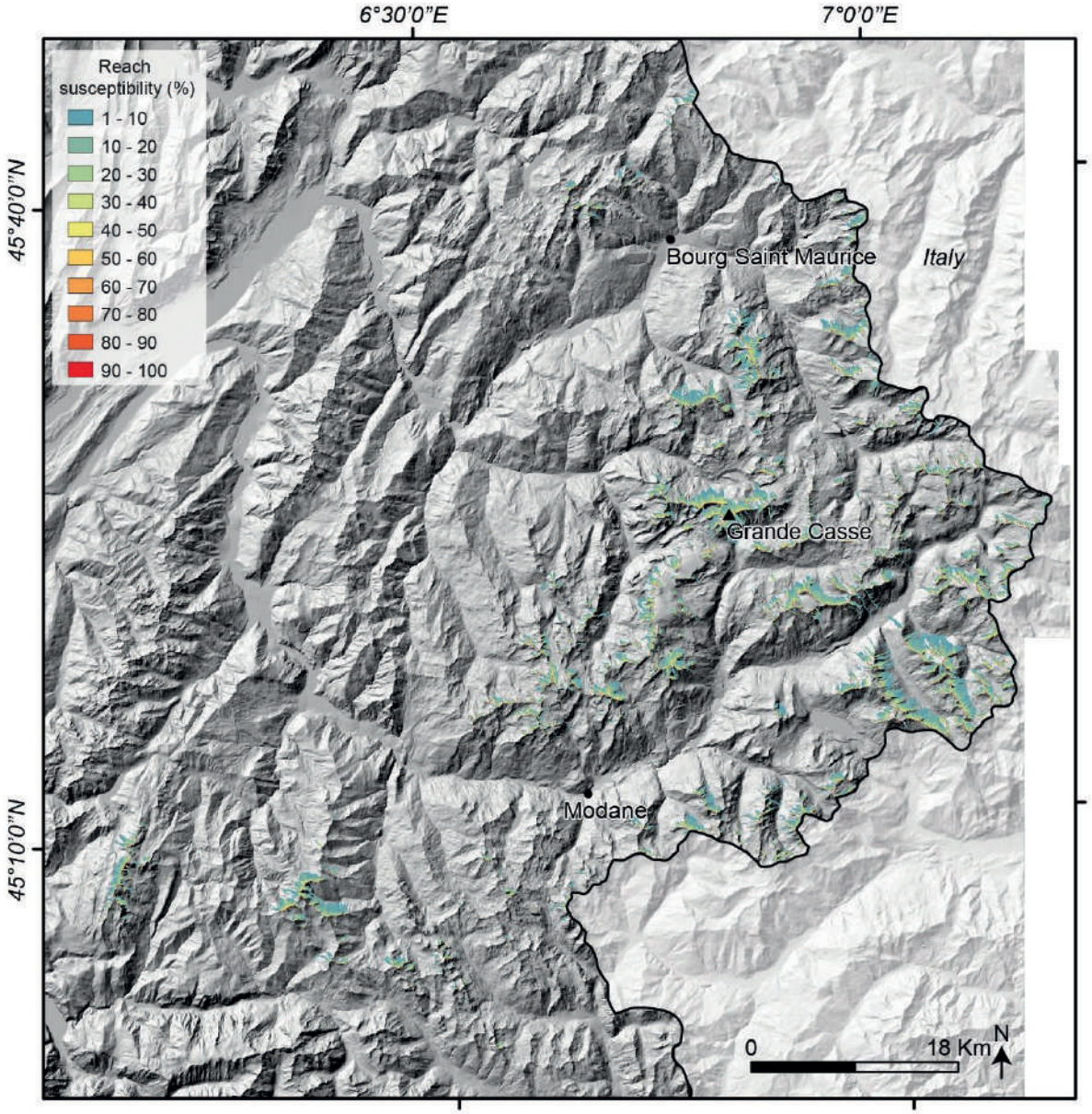
Supplementary materials Fig. S13 *RockavELA* output in zone 1 with an RSI 2 release area scenario and the following parameters: 100 iterations; 5 m *segment length*; 1.1 m *profile step*; 10° *maximum deviation angle*; low propagation limit



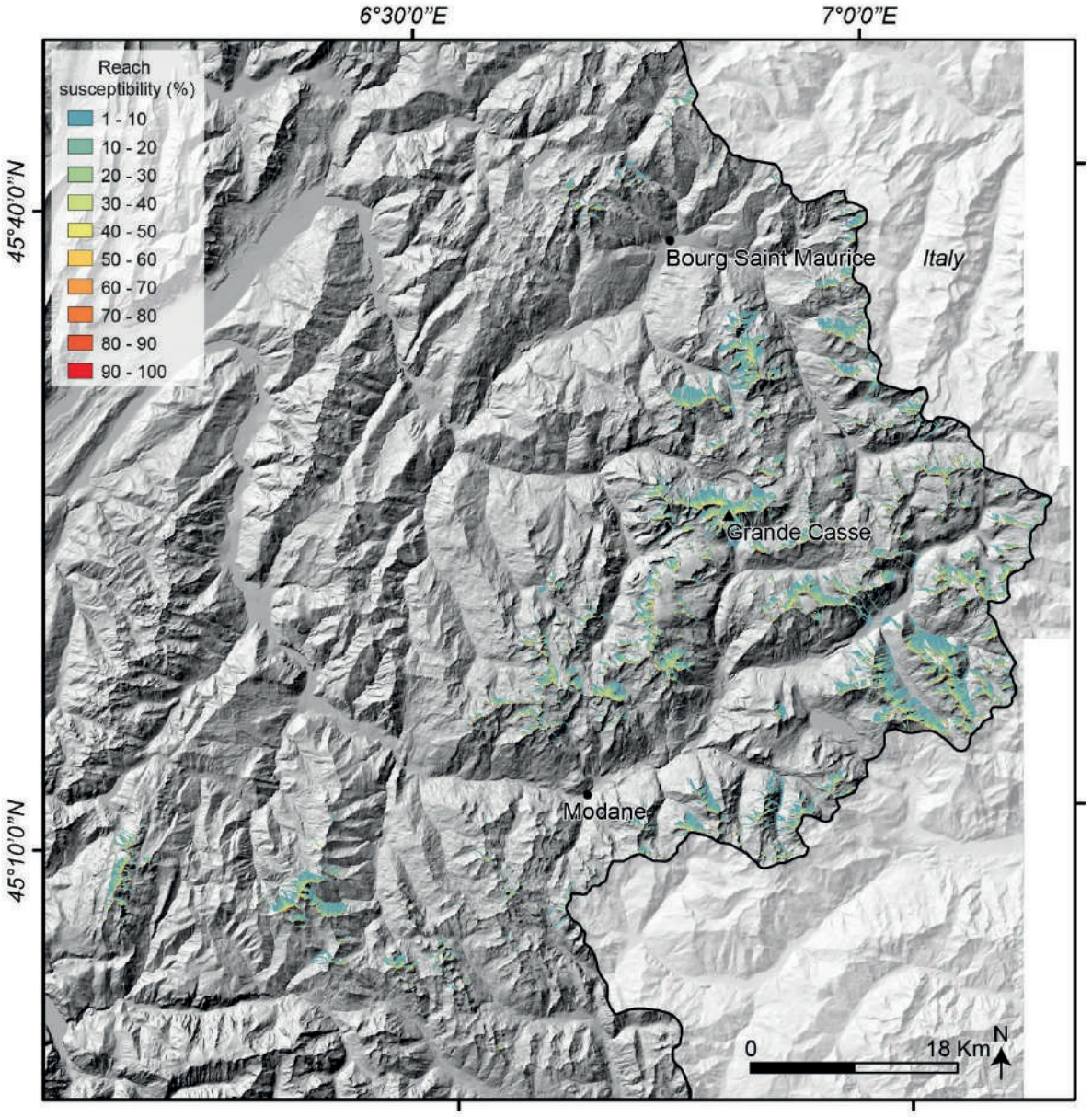
Supplementary materials Fig. S14 *RockavELA* output in zone 1 with an RSI 2 release area scenario and the following parameters: 100 iterations; 5 m *segment length*; 1.1 m *profile step*; 10° *maximum deviation angle*; high propagation limit



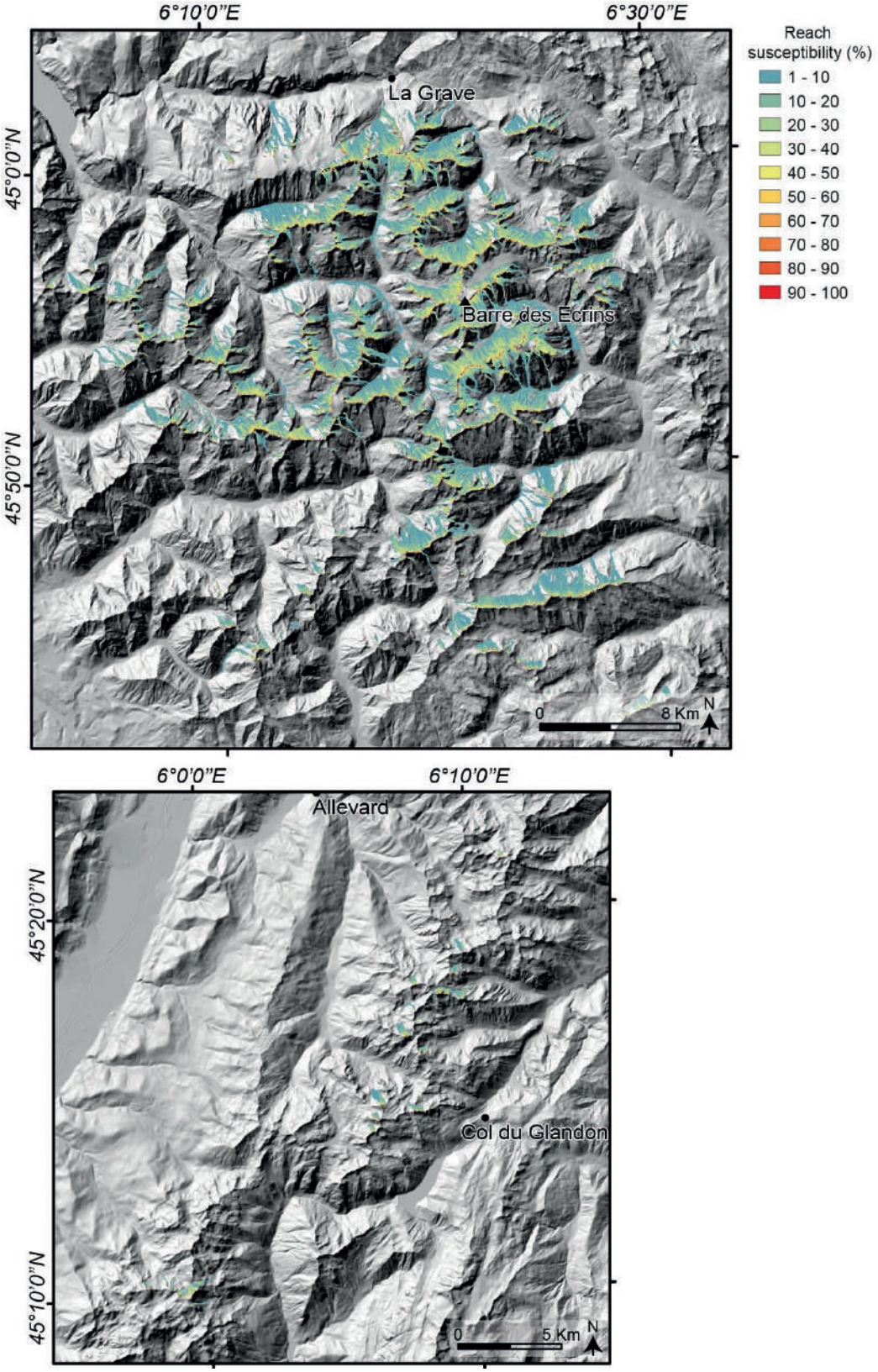
Supplementary materials Fig. S15 *RockavELA* output in zone 2 with an RSI 2 release area scenario and the following parameters: 100 iterations; 5 m *segment length*; 1.1 m *profile step*; 10° *maximum deviation angle*; low propagation limit



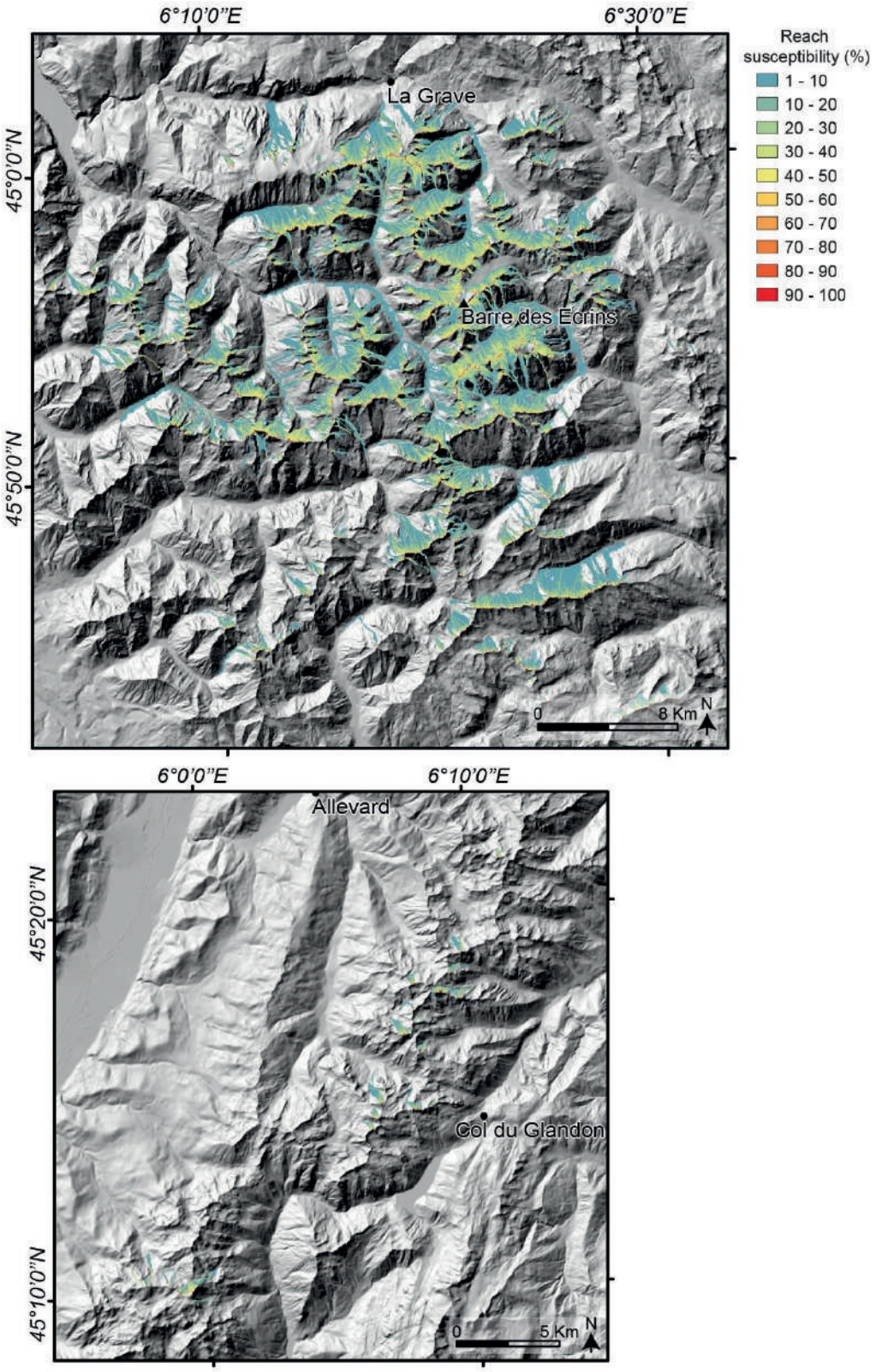
Supplementary materials Fig. S16 *RockavELA* output in zone 2 with an RSI 2 release area scenario and the following parameters: 100 iterations; 5 m *segment length*; 1.1 m *profile step*; 10° *maximum deviation angle*; high propagation limit



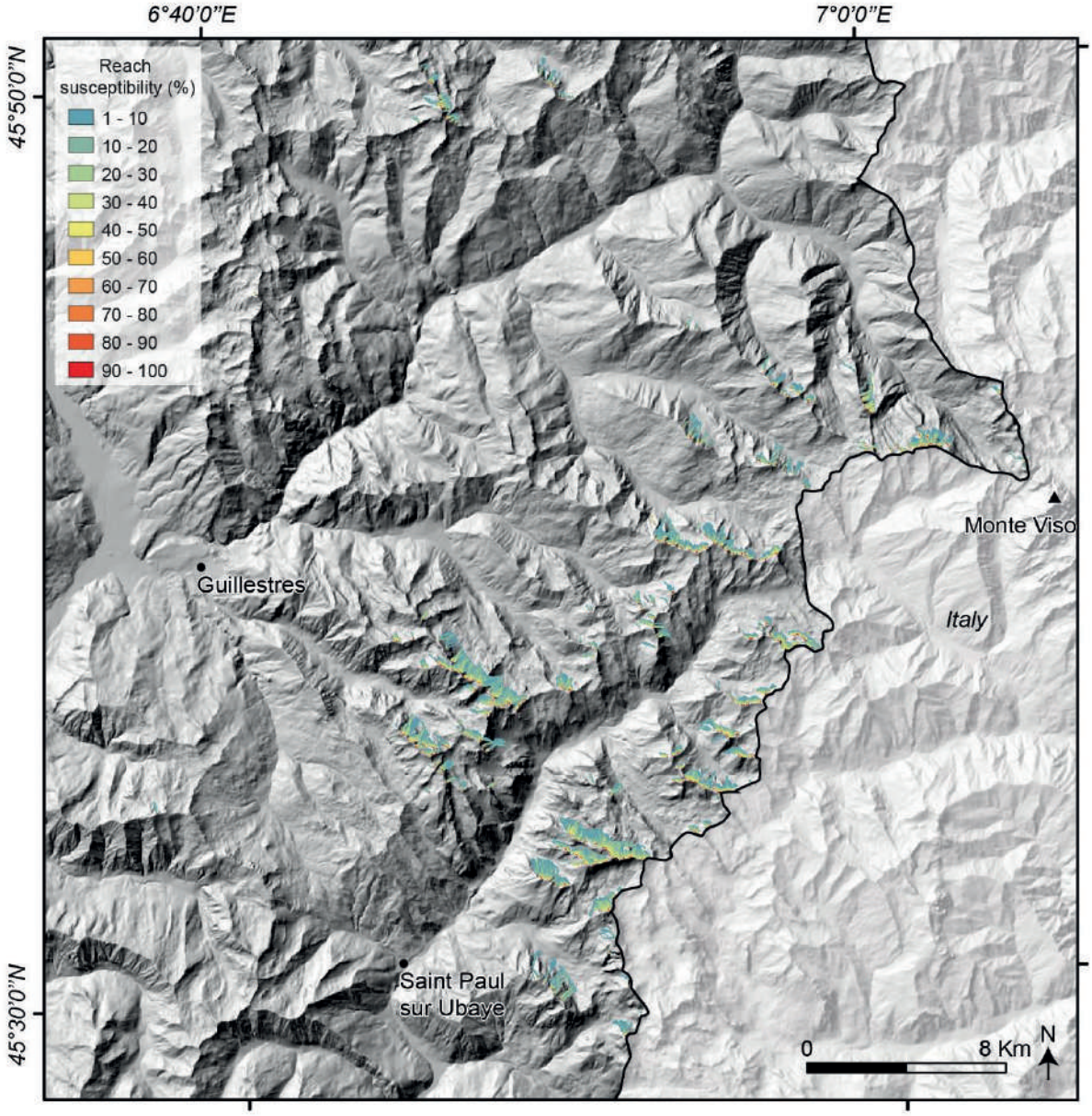
Supplementary materials Fig. S17 *RockavELA* output in zone 3 with an RSI 2 release area scenario and the following parameters: 100 iterations; 5 m *segment length*; 1.1 m *profile step*; 10° *maximum deviation angle*; low propagation limit



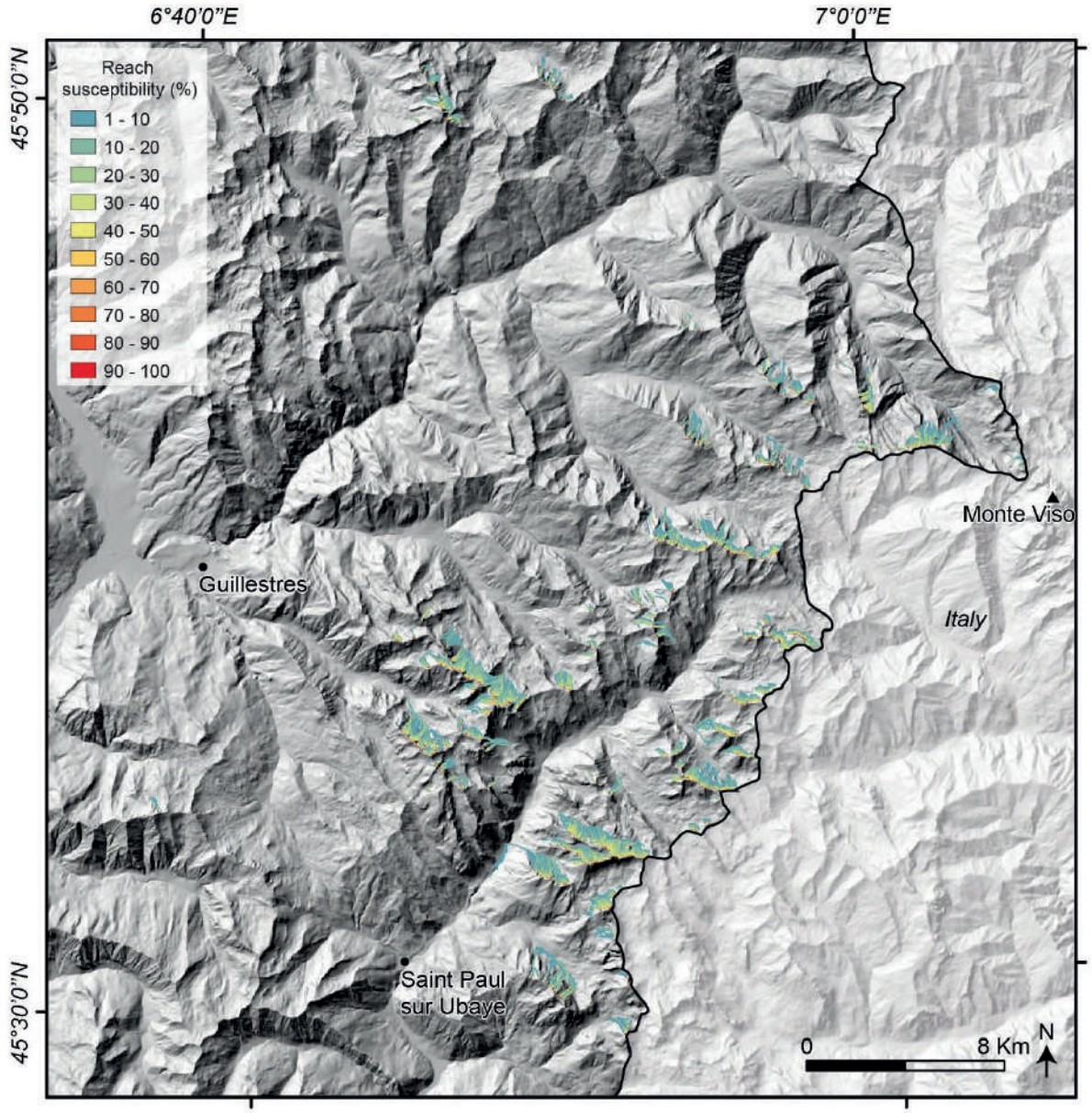
Supplementary materials Fig. S18 *RockavELA* output in zone 3 with an RSI 2 release area scenario and the following parameters: 100 iterations; 5 m *segment length*; 1.1 m *profile step*; 10° *maximum deviation angle*; high propagation *limit*



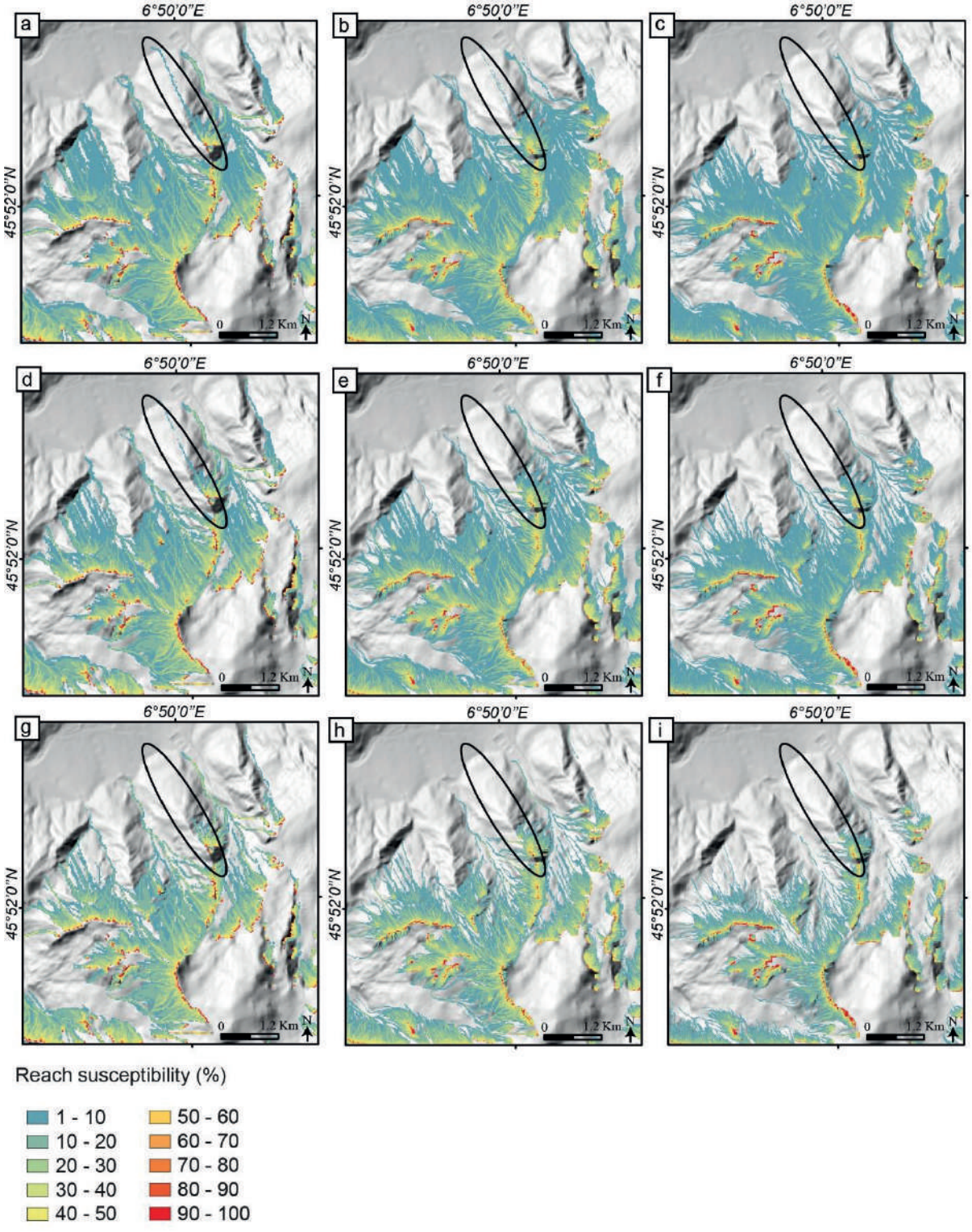
Supplementary materials Fig. S19 *RockavELA* output in zone 4 with an RSI 2 release area scenario and the following parameters: 100 iterations; 5 m *segment length*; 1.1 m *profile step*; 10° *maximum deviation angle*; low propagation limit



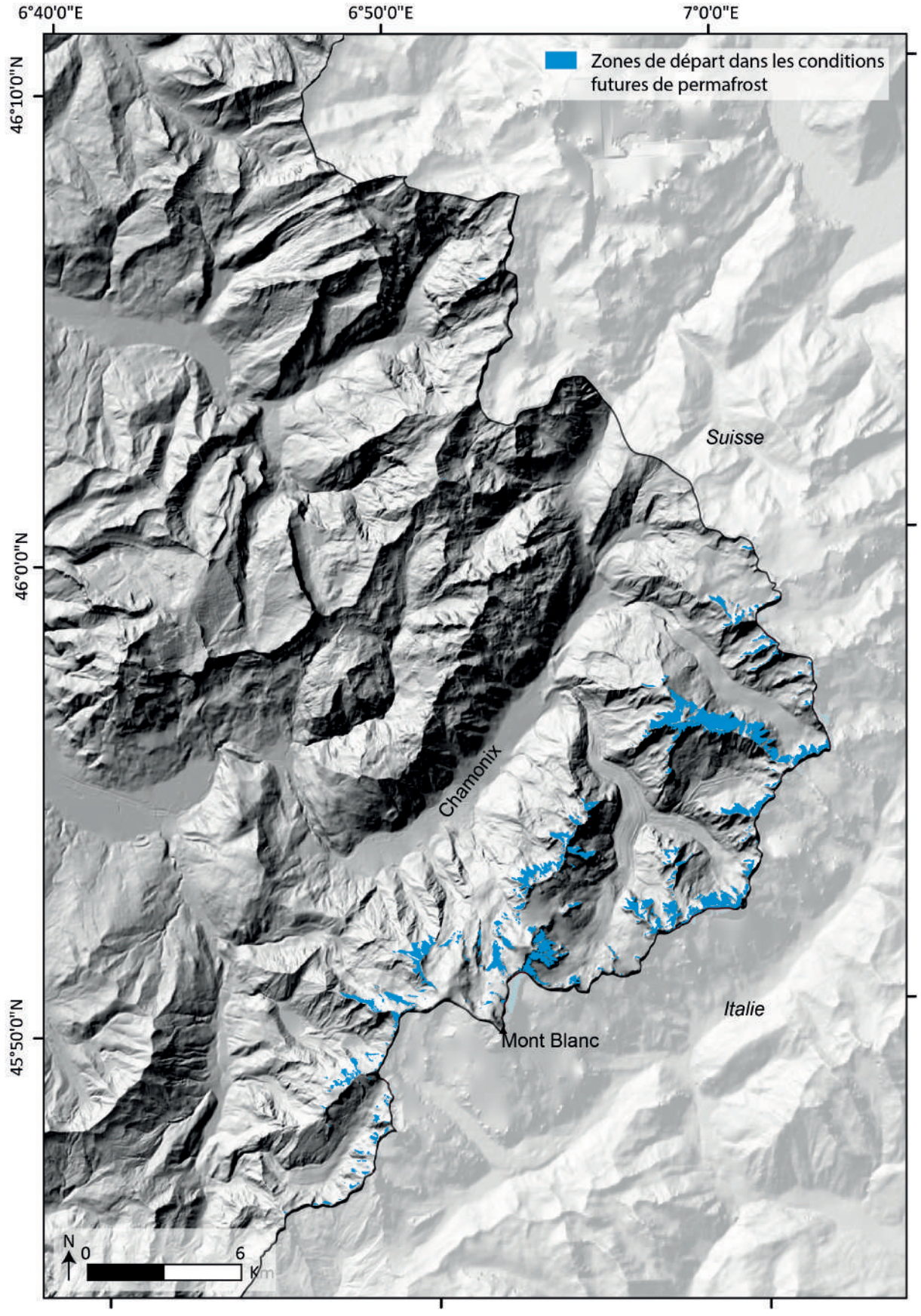
Supplementary materials Fig. S20 *RockavELA* output in zone 4 with an RSI 2 release area scenario and the following parameters: 100 iterations; 5 m *segment length*; 1.1 m *profile step*; 10° *maximum deviation angle*; high propagation limit



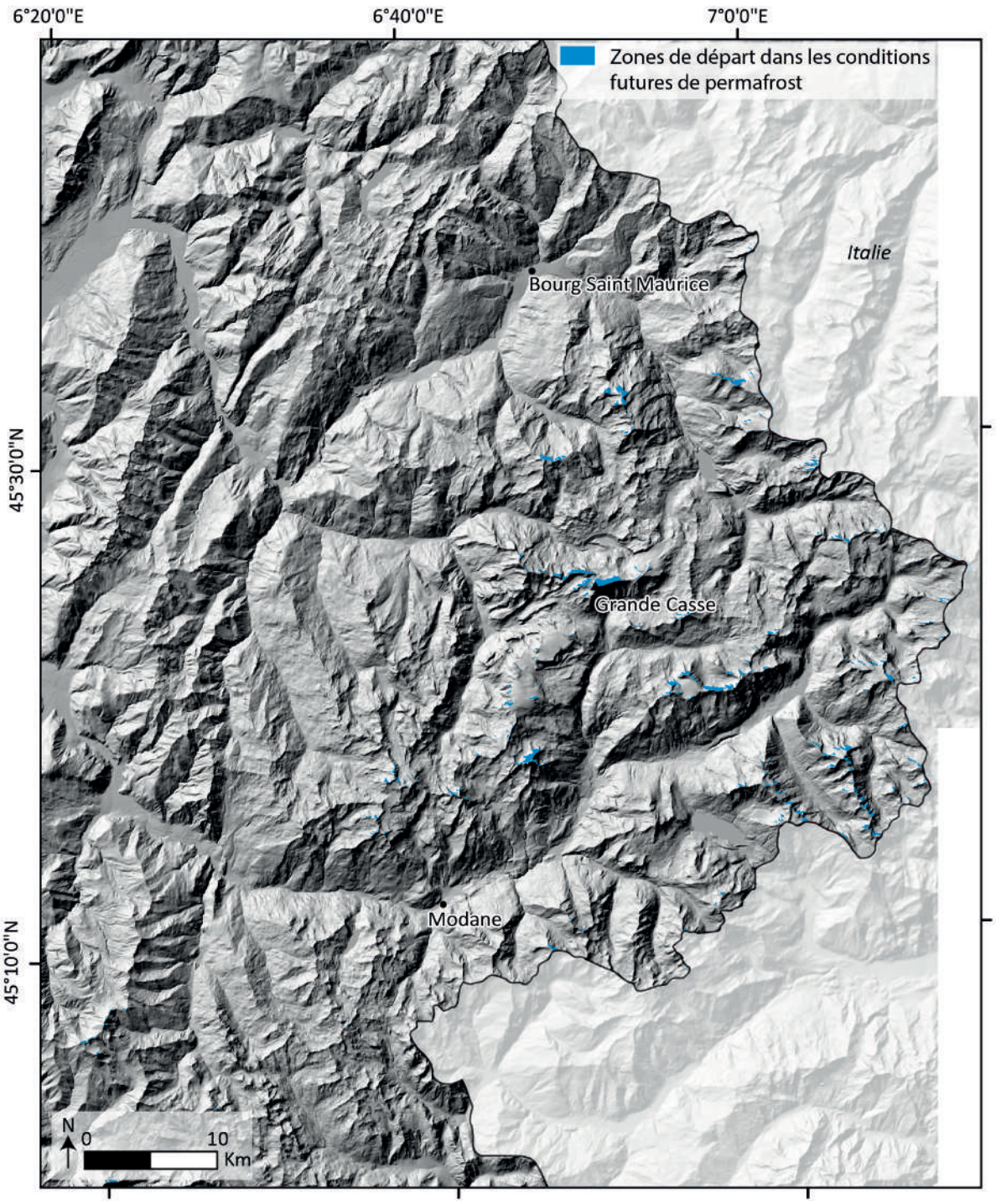
Supplementary materials Fig. S21 *RockavELA* sensitivity to the DEM resolution calculated with a 20 cm resolution DEM (from IGN) resampled to 25 m 10 m and 5 m. The black circles show the artefacts that may be generated in the propagation maps according to DEM resolution and the raster value chosen. a: 25 m resolution DEM and raster value ≥ 1%; b: 10 m resolution DEM and raster value ≥ 1%; c: 5 m resolution DEM and raster value ≥ 1%; d: 25 m resolution DEM and raster value ≥ 2%; e: 10 m resolution DEM and raster value ≥ 2%; f: 5 m resolution DEM and raster value ≥ 2%; g: 25 m resolution DEM and raster value ≥ 5%; h: 10 m resolution DEM and raster value ≥ 5%; i: 5 m resolution DEM and raster value ≥ 5%



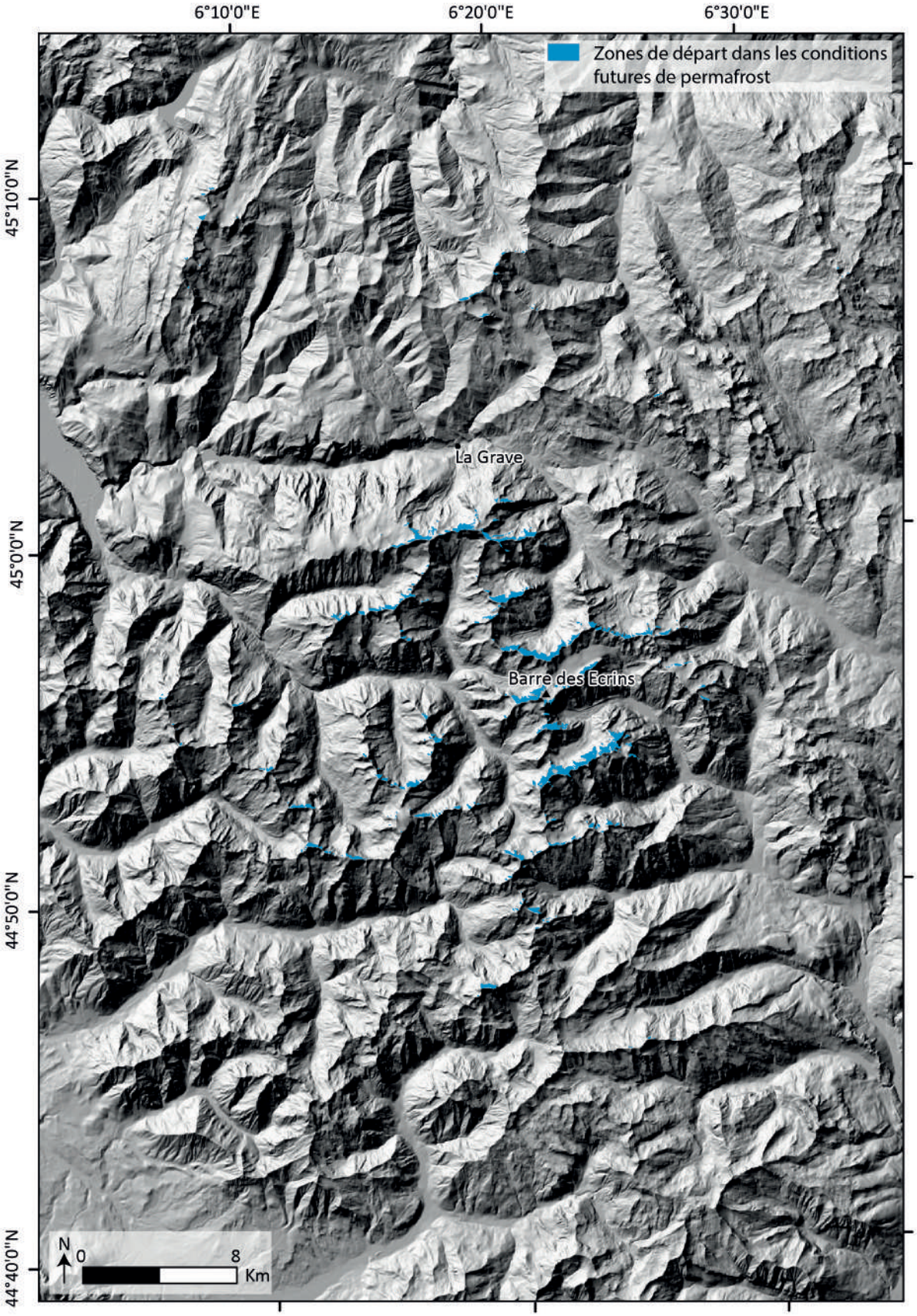
Annexe 2. Cartographie des zones de départ dans les conditions futures de permafrost - Zone 1



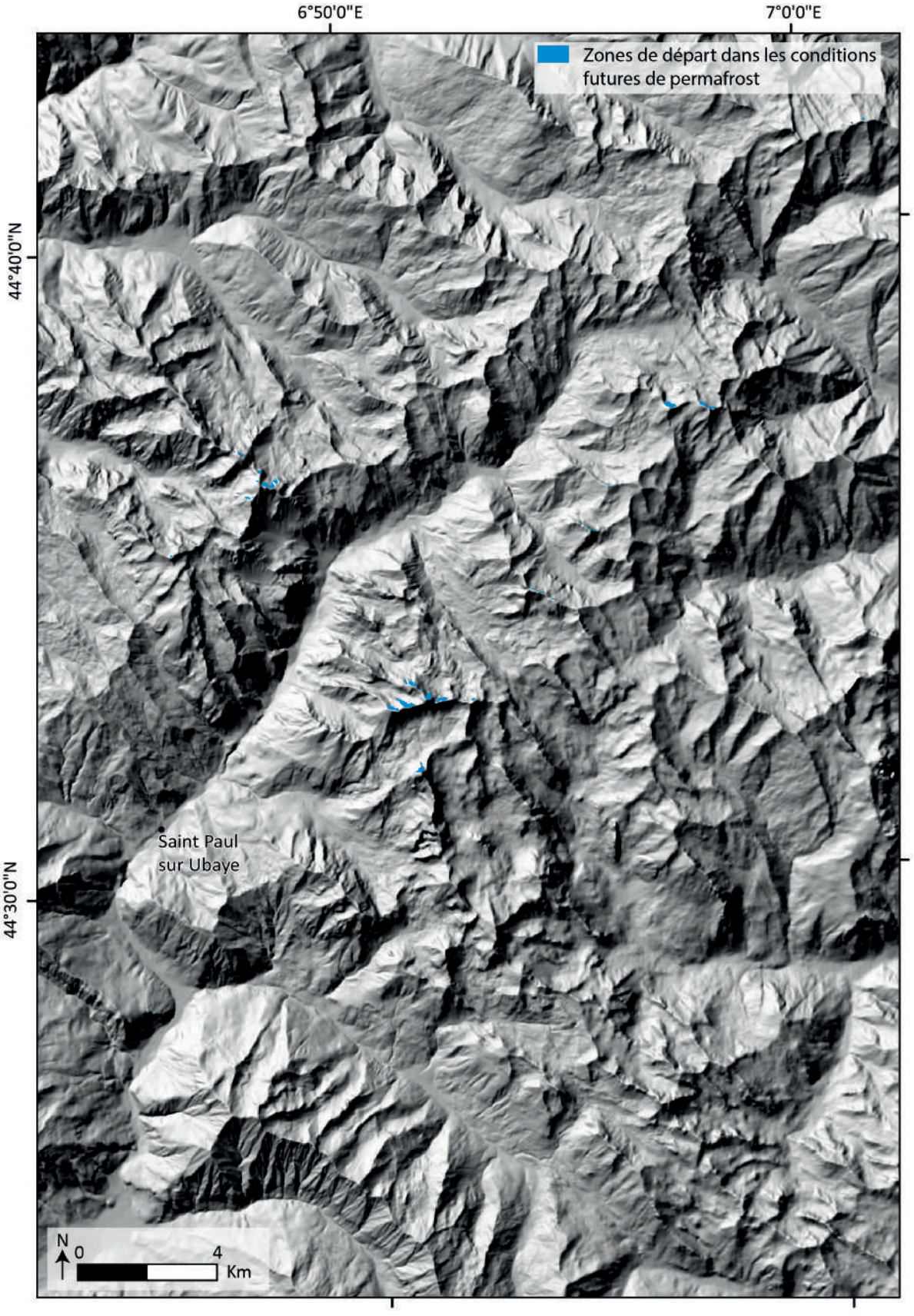
Annexe 3. Cartographie des zones de départ dans les conditions futures de permafrost - Zone 2



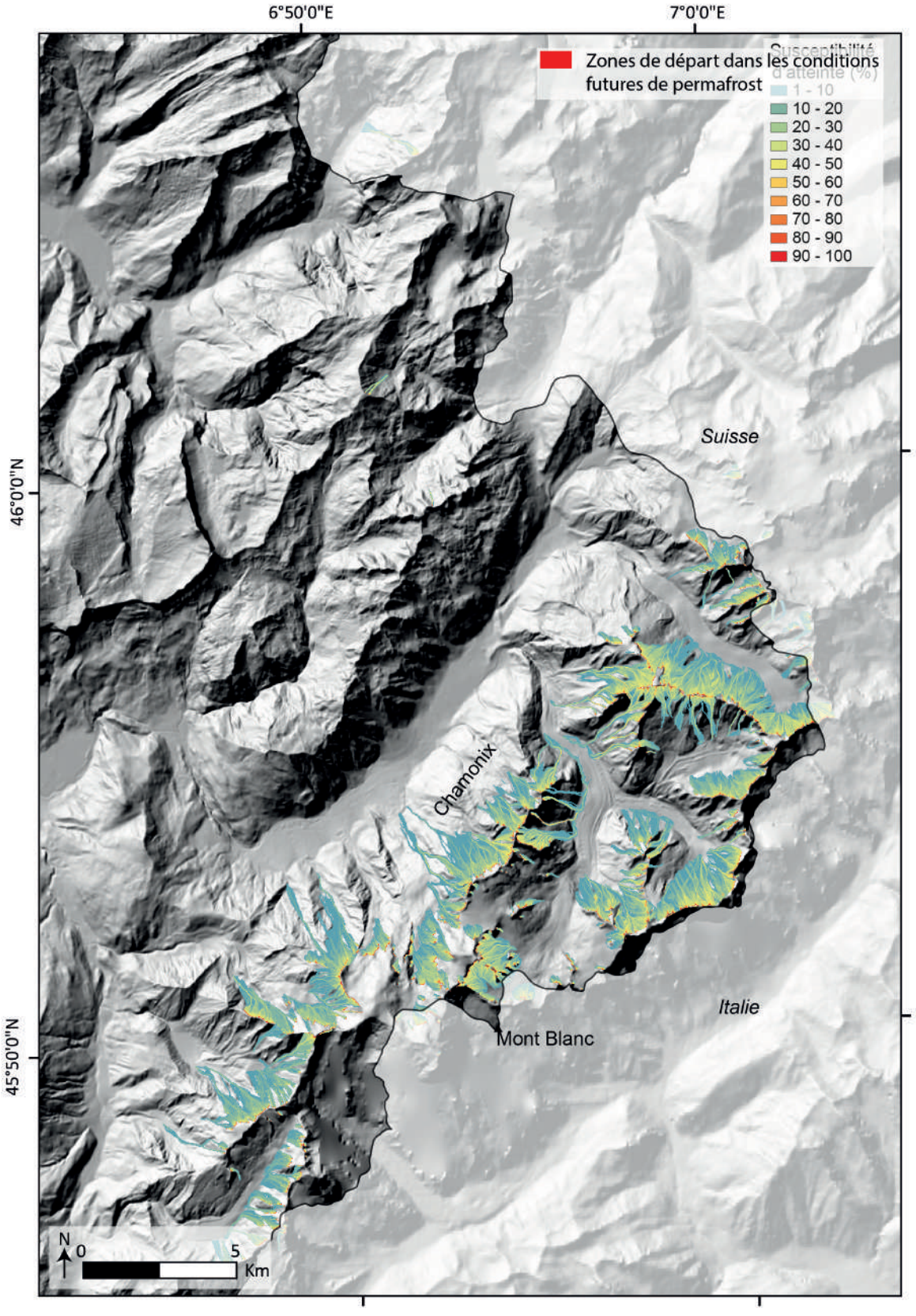
Annexe 4. Cartographie des zones de départ dans les conditions futures de permafrost - Zone 3



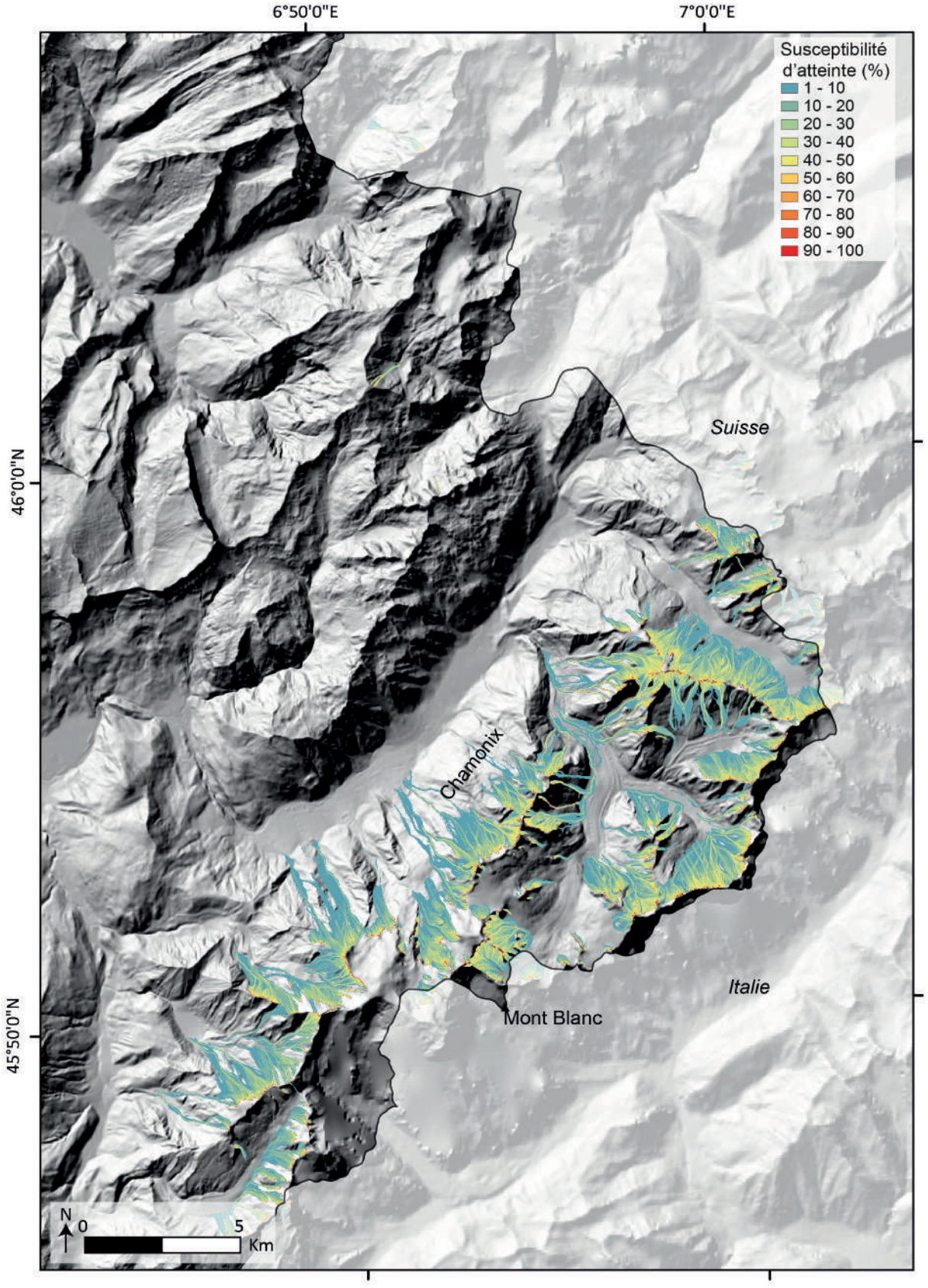
Annexe 5. Cartographie des zones de départ dans les conditions futures de permafrost - Zone 4



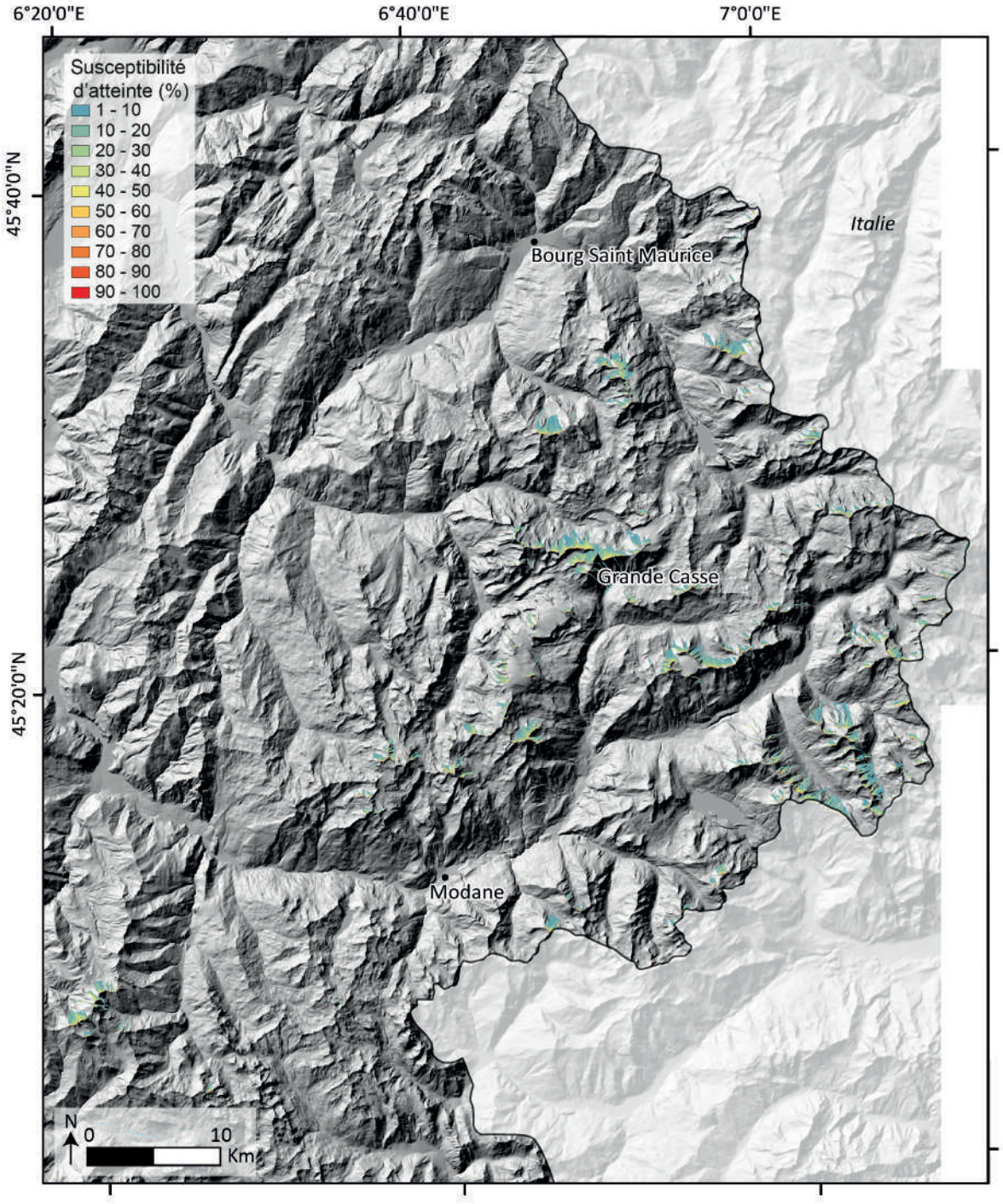
Annexe 6. Cartographie des zones de propagation dans les conditions futures de permafrost – Zone 1 – Scénario de propagation bas (log 10^{-2})



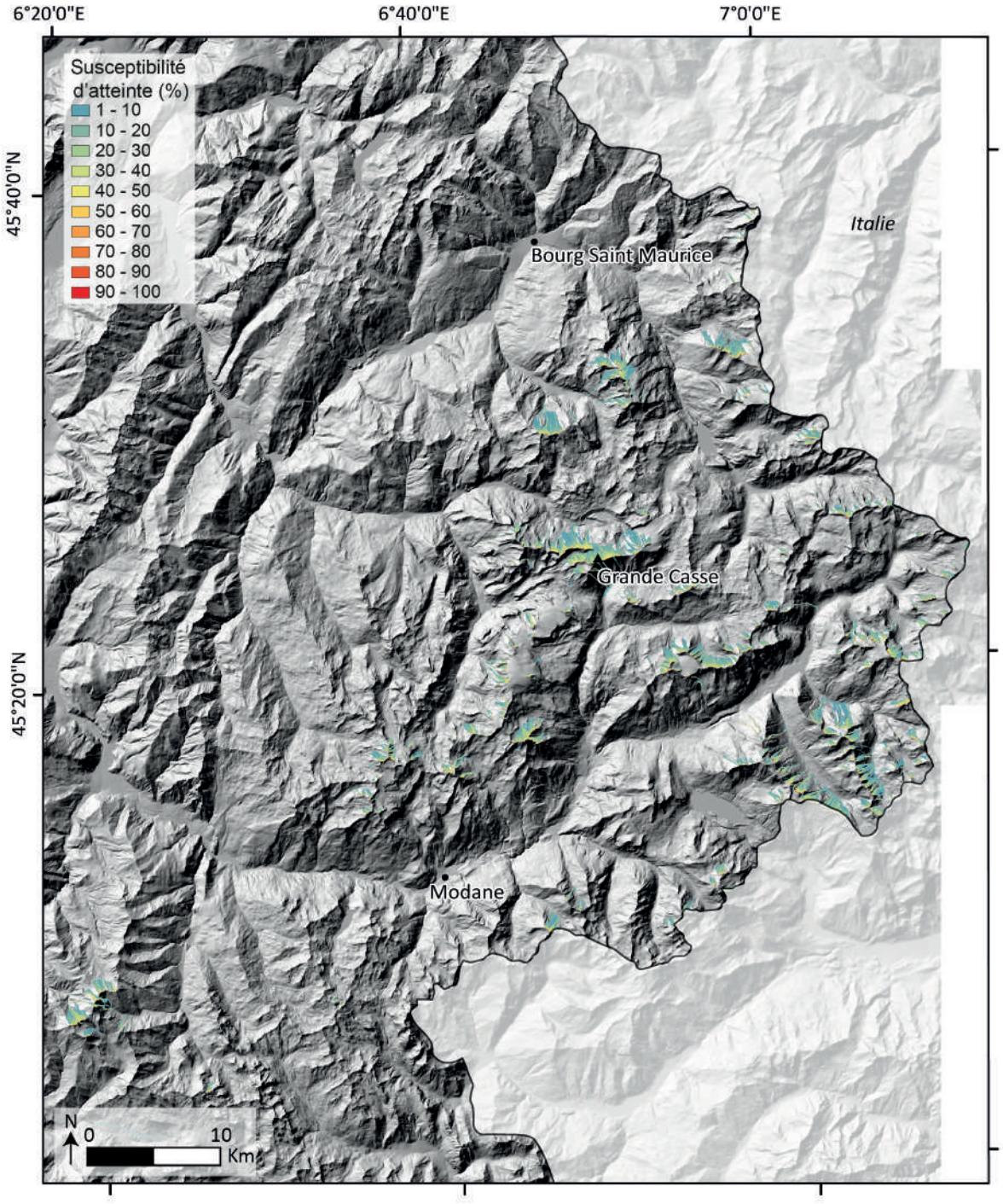
Annexe 7. Cartographie des zones de propagation dans les conditions futures de permafrost – Zone 1 – Scénario de propagation bas (log 10^{-6})



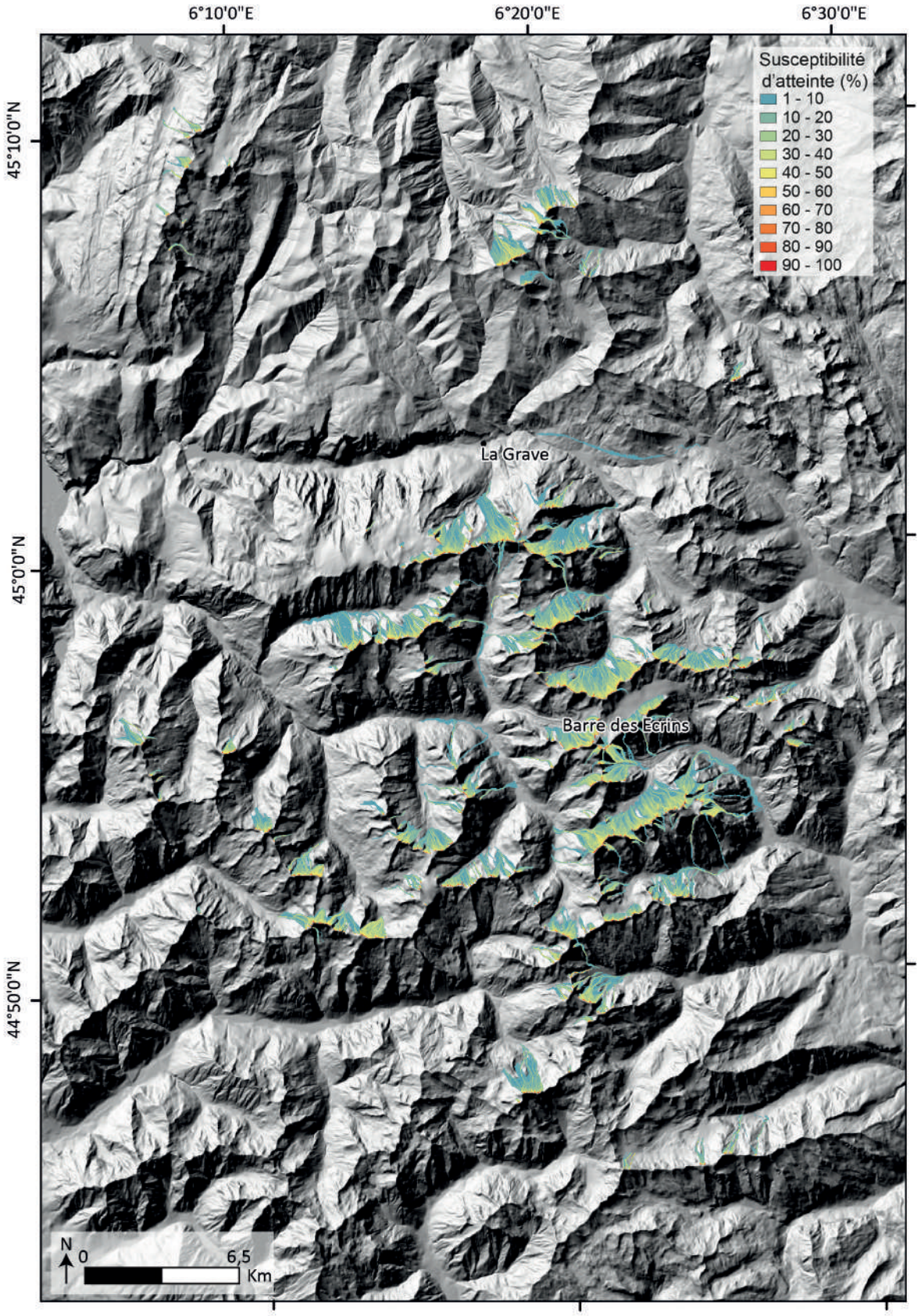
Annexe 8. Cartographie des zones de propagation dans les conditions futures de permafrost – Zone 2 – Scénario de propagation bas (log 10^{-2})



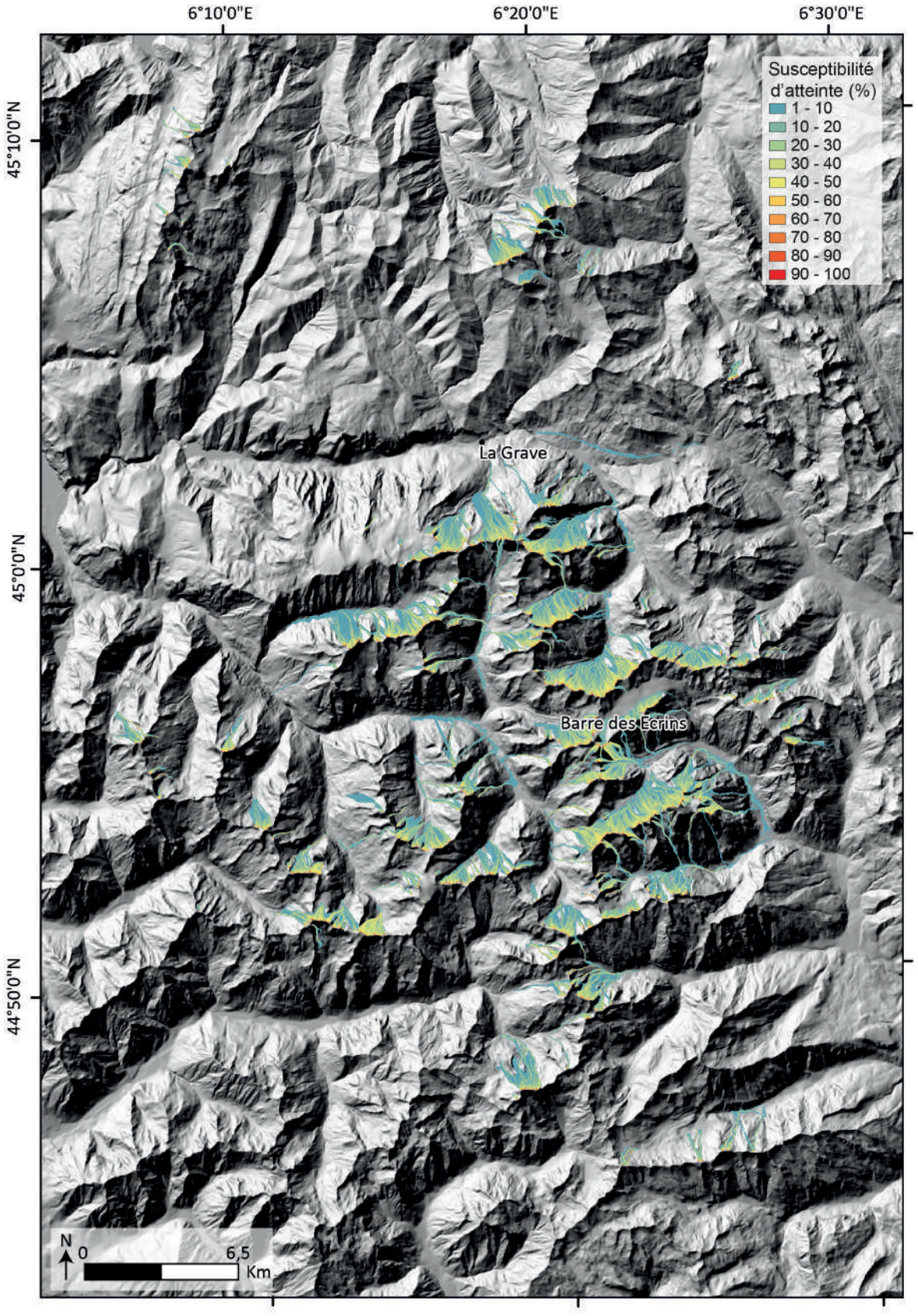
Annexe 9. Cartographie des zones de propagation dans les conditions futures de permafrost – Zone 2 – Scénario de propagation bas (log 10^{-6})



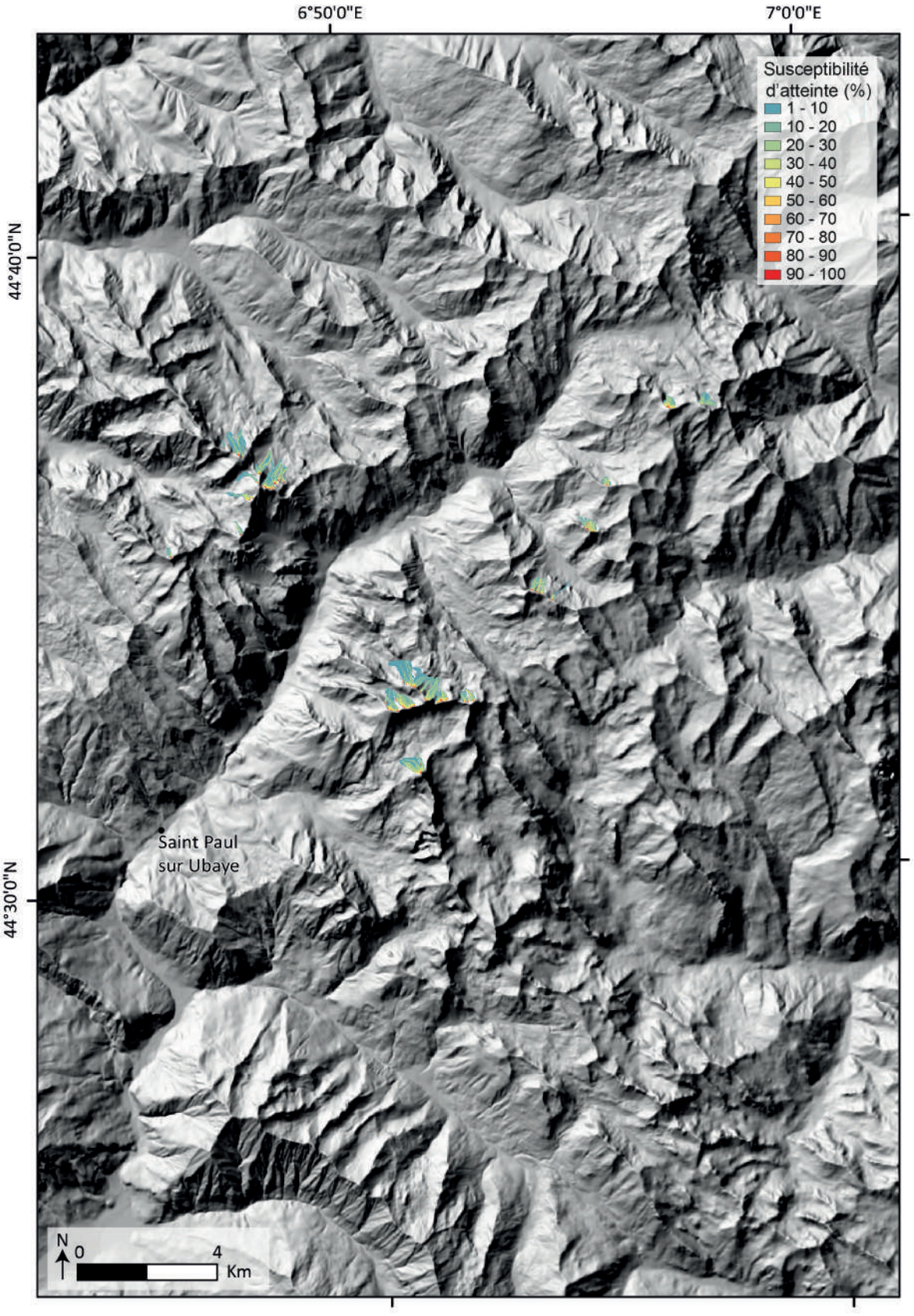
Annexe 10. Cartographie des zones de propagation dans les conditions futures de permafrost – Zone 3 – Scénario de propagation bas (log 10^{-2})



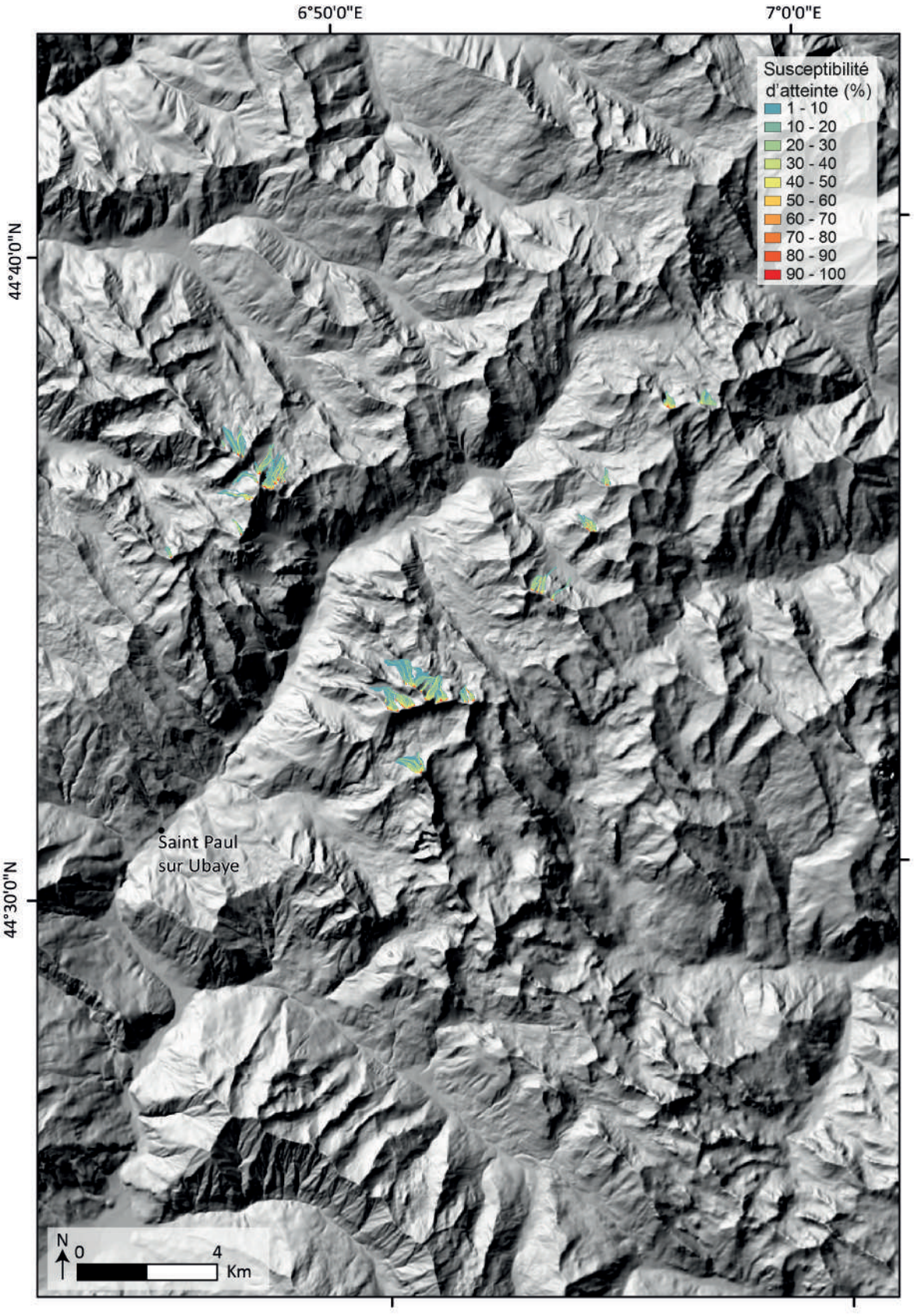
Annexe 11. Cartographie des zones de propagation dans les conditions futures de permafrost – Zone 1 – Scénario de propagation bas (log 10^{-6})



Annexe 12. Cartographie des zones de propagation dans les conditions futures de permafrost – Zone 4 – Scénario de propagation bas (log 10^{-2})



Annexe 13. Cartographie des zones de propagation dans les conditions futures de permafrost – Zone 4 – Scénario de propagation bas (log 10^{-6})



Annexe 14 : Fiche explicative des champs de la table attributaire de l'inventaire de lacs réalisé pour l'ensemble des Alpes françaises par l'INRAE sur la base d'orthophotos (IGN) acquises entre 2020 et 2023

Table attributaire de l'inventaire des lacs glaciaires 2022

Nom du champ	Type	Format	Description
ID_GLIMS	Chaine de caractère	GLxxxxxEyyyyyN	Combinaison de la longitude (x) et la latitude (y) du centroid du lac. GL = Glacial Lake ; E = East ; N = North
ID_RTM	Entier	Numéro	ID présent dans l'inventaire de 2018
Nom	Chaine de caractère	Texte	Nom du lac
Nom_BV	Chaine de caractère	Texte	Nom du bassin versant dans lequel se trouve le lac
Massif	Chaine de caractère	Texte	Nom du massif dans lequel se trouve le lac
Commune	Chaine de caractère	Texte	Nom de la commune dans lequel se trouve le lac
Longitude	Chaine de caractère	DMS	Longitude du centroïde du lac (EPSG : 4326)
Latitude	Chaine de caractère	DMS	Latitude du centroïde du lac (EPSG : 4326)
Catégorie	Chaine de caractère	Texte	Colonne permettant de savoir si le lac est proglaciaire ou non. « G » = Glaciaire « P » = Proglaciaire, « A » = Anthropique ; « O » = autre ; « T » = thermokarstique
Barrage	Chaine de caractère	Texte	Type de lac glaciaire selon la classification GLIMS (ICIMOD)
Surface	Entier	m^2	Surface calculée dans le SIG
Volume_cal	Entier	m^3	Volume calculé d'après la relation établie par (Huggel et al. 2002)
Volume_mes	Entier	m^3	Volume mesuré in situ lors d'une acquisition de terrain
Altitude	Entier	Mètres	Altitude du centroïde
Date_carto	Entier	Nombre	Année de l'image aérienne d'après laquelle les contours du lacs ont été cartographiés
QMAX_MORN	Real	m^3/sec	Débit de pointe d'une vidange de lac dont le barrage est morainique. (Huggel et al. 2004)
QMAX_ICE	Real	m^3/sec	Débit de pointe d'une vidange de lac par rupture brutale d'un barrage de glace. (Huggel et al. 2004)
QMAX_SUB	Real	m^3/sec	Débit de pointe d'une vidange de lac par un chenal à travers un barrage de glace. (Huggel et al. 2004)
Evolution			Evolution de la surface du lac par rapport à l'inventaire précédent

Types de lacs glaciaires

Type de lac glaciaire		Code	Description
Barrage morainique (M)	Moraine frontale	M(e)	Lac retenu par une moraine frontale. L'eau du lac touche généralement les parois des moraines latérales et est retenue par la moraine frontale, mais pas nécessairement en contact avec le glacier. De la glace de glacier peut être présente au fond du lac.
	Moraine latérale	M(l)	Lac retenu par des moraines latérales. Le lac est retenu par la paroi extérieure d'une moraine latérale, c'est-à-dire à l'écart de l'ancien tracé glaciaire.
	Autres moraines	M(o)	Lac retenu par d'autres moraines (kettle, lac thermokarstiques)
Barrage de glace	Barrage de glace	I	Lac retenu par la glace d'un glacier), ou par des glaciers dans la vallée de l'affluent/du tronc, ou entre la marge du glacier et le mur de la vallée, ou à la jonction de deux glaciers.
	Lac supraglaciaire	I(s)	Étendue d'eau (étangs ou lacs) à la surface d'un glacier
Seuil rocheux	Seuil rocheux	B	Lac qui se forme à la suite d'une érosion glaciaire antérieure. Le lac s'accumule dans les dépressions après le retrait ou la fonte du glacier.
Autre types de barrages		O	Lacs formés dans une vallée glaciaire et alimentés par la fonte des glaciers, mais les matériaux de barrage ne font pas directement partie du processus glaciaire.
(Ratna Bajracharya et al. 2020) depuis (ICIMOD 2011)			

Pour la classification, le type de barrage est celui pour lequel le lac présente le plus d'instabilité potentielle lorsqu'il peut être classé dans plusieurs catégories à la fois.

Sont proglaciaires les lacs se trouvant dans la marge proglaciaire à l'aval d'un glacier. La distance est fixée ici à 1000 mètres depuis les limites du glacier.

Sont glaciaires les lacs formés par la présence passée d'un glacier et se situant au-dessus de 2000 mètres (exception faite pour le massif du Mont Blanc où la limite est fixée à 1500m).

Sont thermokarstique les lacs se trouvant sur ou aux abords directs d'un glacier rocheux, qu'il soit « actif », « inactif » ou « fossile ».

Sont considérés comme anthropiques les lacs de retenus et bassines. La catégorie autre concerne les potentiels névés, marais etc.

Les lacs présents sur cet inventaire ont une taille supérieure ou égale à 2500 m² sauf pour les lacs se trouvant dans une zone tampon de 1000 mètres à l'aval d'un glacier ou se trouvant au contact direct d'un glacier rocheux (aucune limite de taille). Ces exceptions sont les lacs proglaciaires (catégorie P) et thermokarstiques (catégorie T).

Bibliographie

Huggel, Christian, Wilfried Haeberli, Andreas Kääb, Daniel Bieri, et Shaun Richardson. 2004. « An Assessment Procedure for Glacial Hazards in the Swiss Alps ». *Canadian Geotechnical Journal* 41 (6): 1068-83. https://doi.org/10.1139/t04-053.

Huggel, Christian, Andreas Kääb, Wilfried Haeberli, Philippe Teysseire, et Frank Paul. 2002. « Remote Sensing Based Assessment of Hazards from Glacier Lake Outbursts: A Case Study in the Swiss Alps ». *Canadian Geotechnical Journal* 39 (2): 316-30. https://doi.org/10.1139/t01-099.

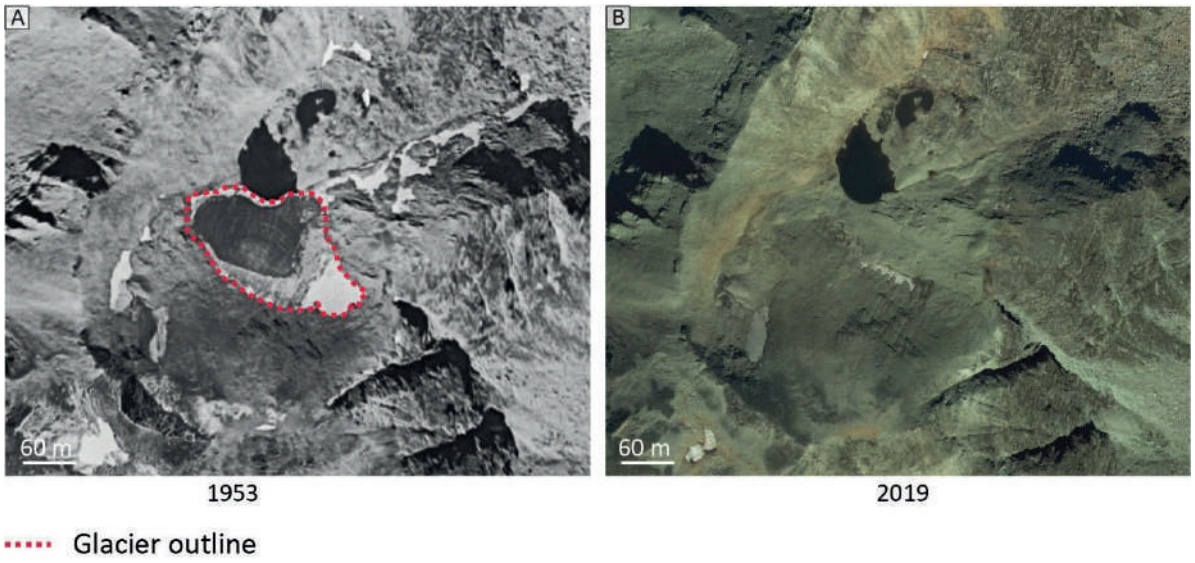
ICIMOD. 2011. « Glacial Lakes and Glacial Lake Outburst Floods in Nepal ». 0 éd. Kathmandu, Nepal: International Centre for Integrated Mountain Development (ICIMOD). https://doi.org/10.53055/ICIMOD.543.

Ratna Bajracharya, Samjwal, Sudan Bikash Maharjan, Finu Shrestha, Tenzing Chogyal Sherpa, Nisha Wagle, et Arun Bhakta Shrestha. 2020. « Inventory of Glacial Lakes and Identification of Potentially Dangerous Glacial Lakes in the Koshi, Gandaki, and Karnali River Basins of Nepal, the Tibet Autonomous Region of China, and India ». 0 éd. Kathmandu, Nepal: International Centre for Integrated Mountain Development (ICIMOD); United Nations Development Programme (UNDP). https://doi.org/10.53055/ICIMOD.773.

Annexe 15. Suppléments à la Publication n°3

SI.1. Evolution of the glacier extent in the Petit Vallon between 1953 and 2019.

The outline of the glacier is based on visual observations of the photographs (Source of the photos : IGN).



SI.2. Fracture in soil on the crest line, close to the scar.



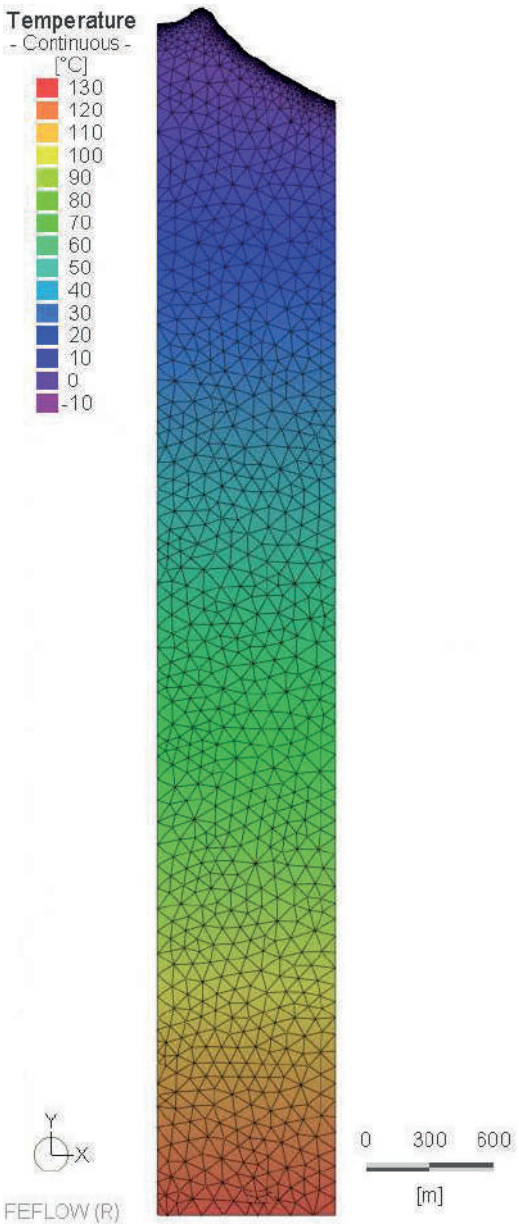
SI.3. IButtons informations

ID	Altitude (m a.s.l)	Aspect (°)	Slope (°)[1]	MAGST (°C) 01 oct 2021 - 30 sept 2022	Ground/Outcrop	Snow effect
ETA_1	2675	275	49	4.13	Outcrop	No
ETA_2	2699	290	33	4.42	Outcrop	No
ETA_3	2836	290	30	2.85	Ground	Yes
ETA_4	3078	320	29	-1.06	Ground	Yes
ETA_5	3115	180	39	2.43	Ground	Yes
ETA_6	3112	315	29	-2.33	Ground	No
ETA_7	3112	315	29	-2.22	Ground	No
ETA_8	3110	360	24	-1.93	Outcrop	No
ETA_9	3091	160	44	4.54	Ground	Yes
ETA_10	3075	150	27	3.16	Ground	Yes
ETA_11	3065	150	28	3.72	Ground	Yes
ETA_12	3088	115	54	6.06	Outcrop	No
ETA_13	2835	275	32	2.48 [2]	Ground	Yes

[1] average within a radius of 8m from the sensor
[2] There is a gap in the records between the 18 June and the 10 July 2022

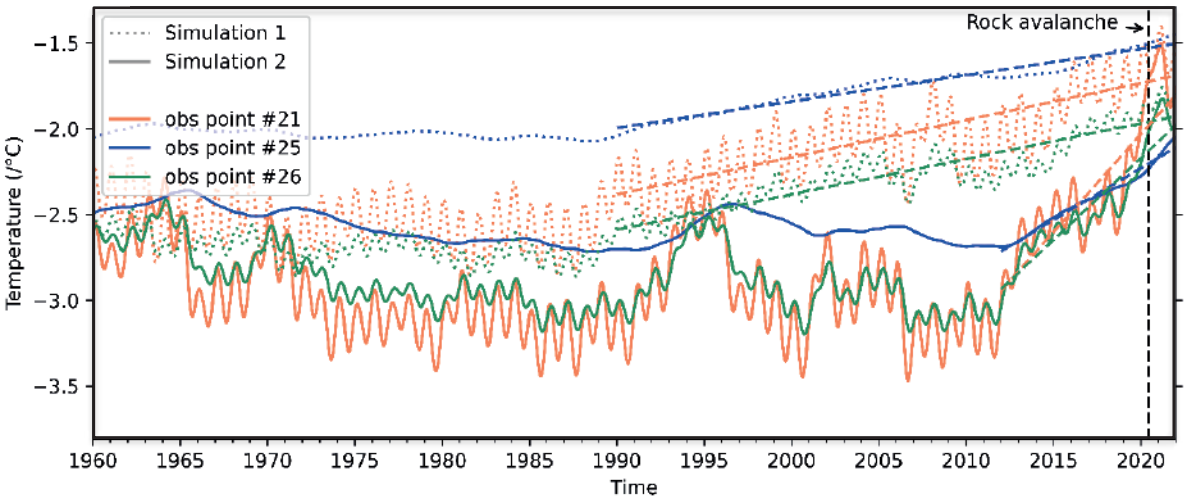
SI.4. Mesh and spinup temperature in the entire simulated area

This figure shows the mesh gradually coarsening from the surface to the lowest depth, where a constant geothermal flux is applied (see text Section 4.3.1). During the spinup run, the forcing temperature at the surface is kept constant, in order to reach thermal equilibrium. This figure shows the temperature in the entire simulated area, at the end of this spinup simulation.



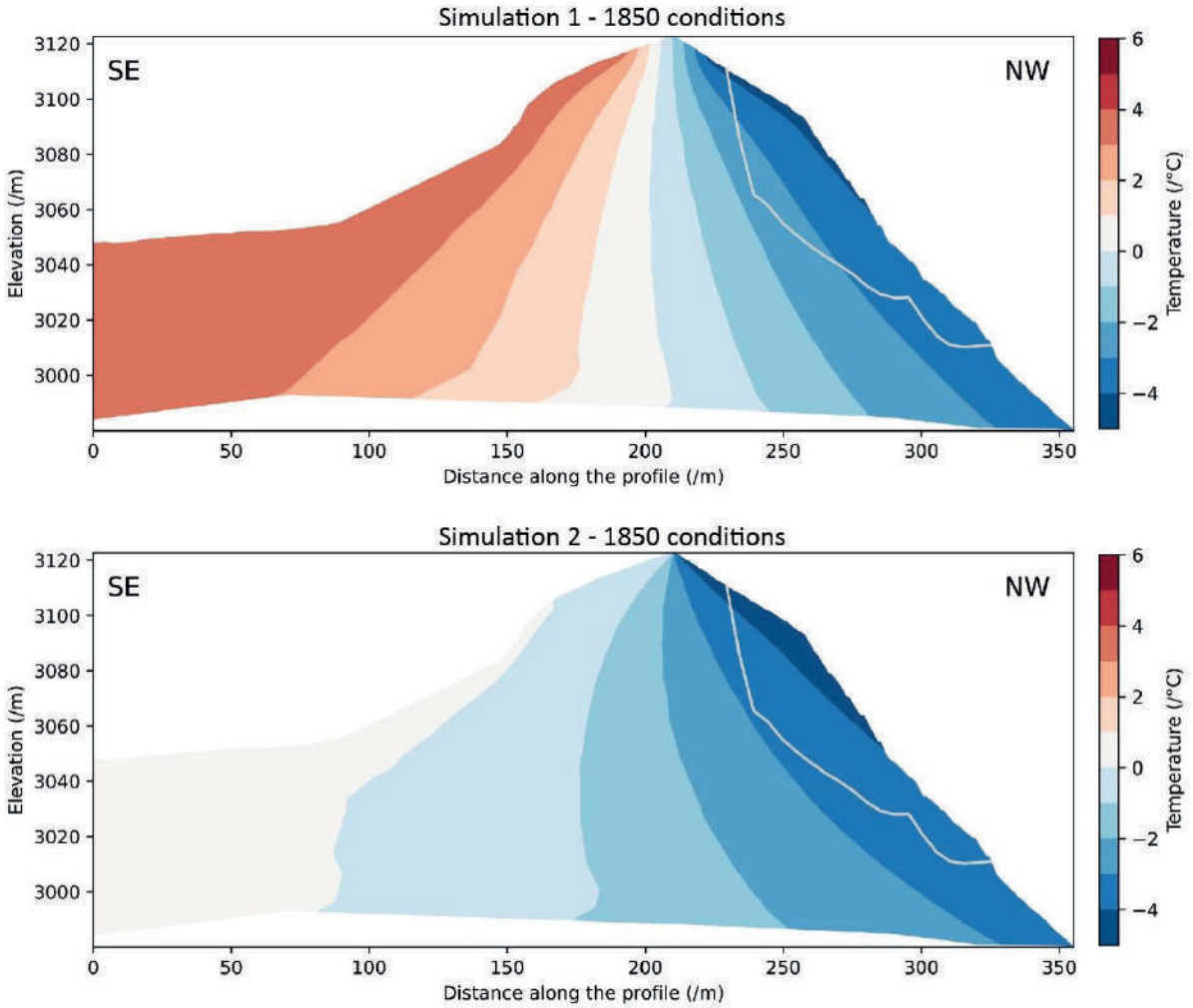
SI.5. Time series of ground temperature with trends at three observation points (21 – 25 - 26).

Dotted line: Simulation 1; full line: Simulation 2. On plots A-C, the scar is shown with a grey line.



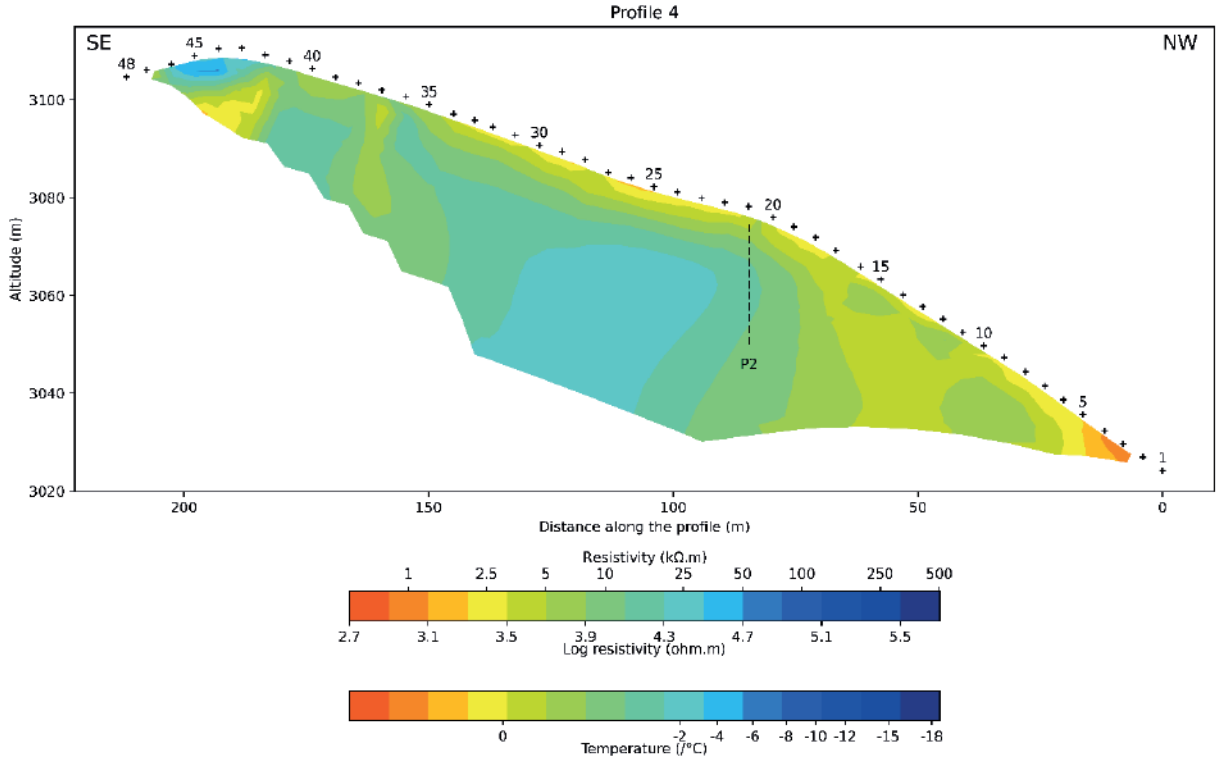
SI.6. Modelled temperature at the end of the Little Ice Age (1850)

The simulations of the LIA thermal conditions are performed using a -1°C offset from the 1961-1990 temperature average. Simulation 1 is forced with timeseries of air temperature. In Simulation 2, the surface temperature boundary condition is provided by the energy balance modelling outputs (Section 4.2), which account for the presence of snow.



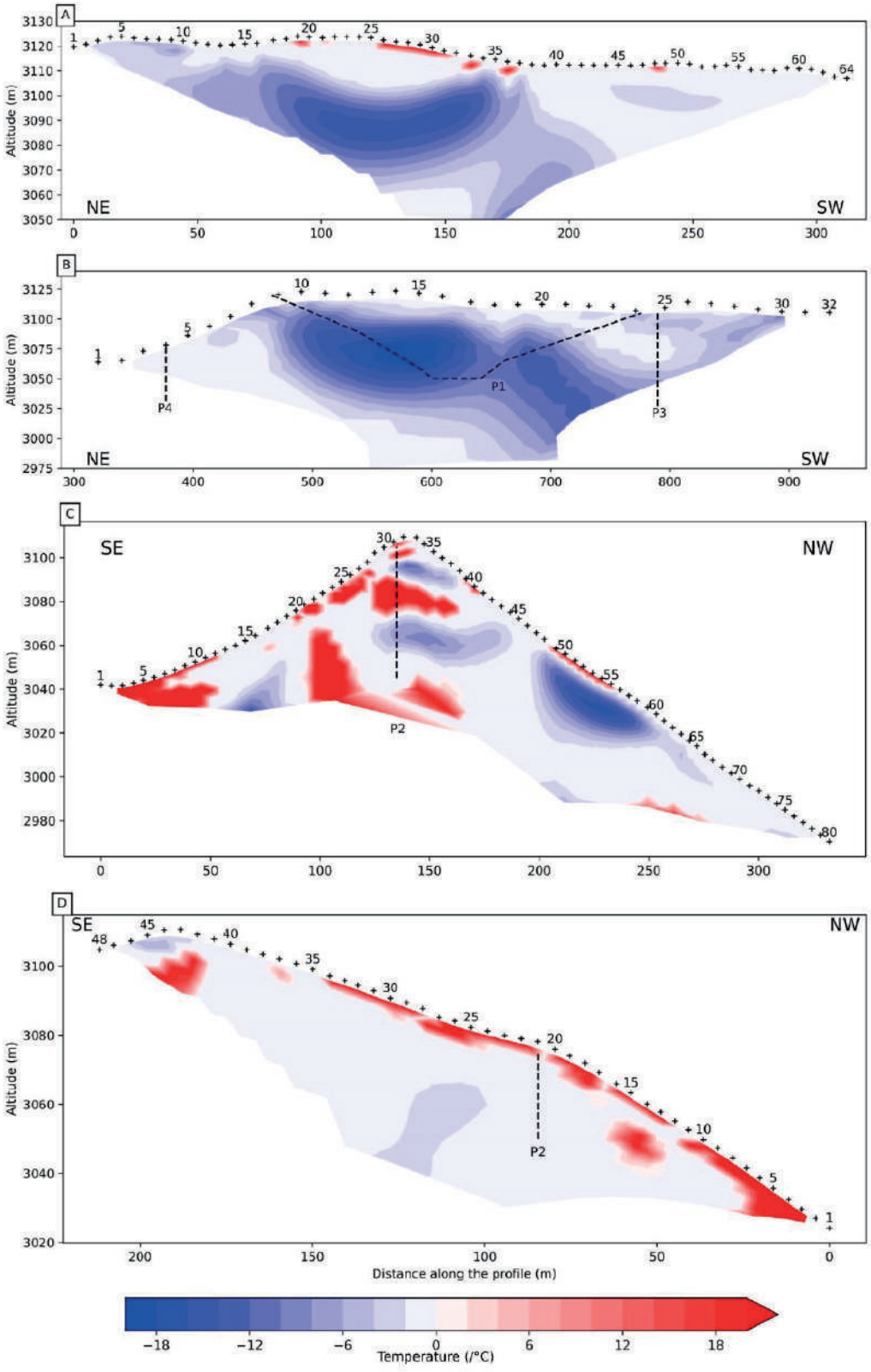
SI.7. Geoelectrical survey – profile 4

Profile 4, which mostly concerns a NW-facing slope, shows a simpler pattern with moderately high resistivity values at depth, consistent with the presence of frozen material. The resistivity values do not exceed 35 kΩ m, which could correspond to a warmer permafrost body. At the surface, and on the bottom part of the profile, low resistivity values (below than 3 kΩ m) suggest the presence of the active layer, and probably unfrozen material below *c.* 3070 m. As compared to profile 3, which suggest the presence of permafrost at lower altitude, this could be explained by the aspect of the slopes: while the NW extremity of profile 3 is on a N-facing slope, the extremity of profile 4 is facing W and is thus expected to be warmer (Fig. 9). The high resistivity value observed immediately below the ridge is clearly due to unsaturated material, as it is in good agreement with the blocky terrain observed at this location. Last, a vertical discontinuity in the upper part of the profile could indicate the presence of a fault.



SI.8. Electrical Resistivity Tomograms profiles converted into temperature.

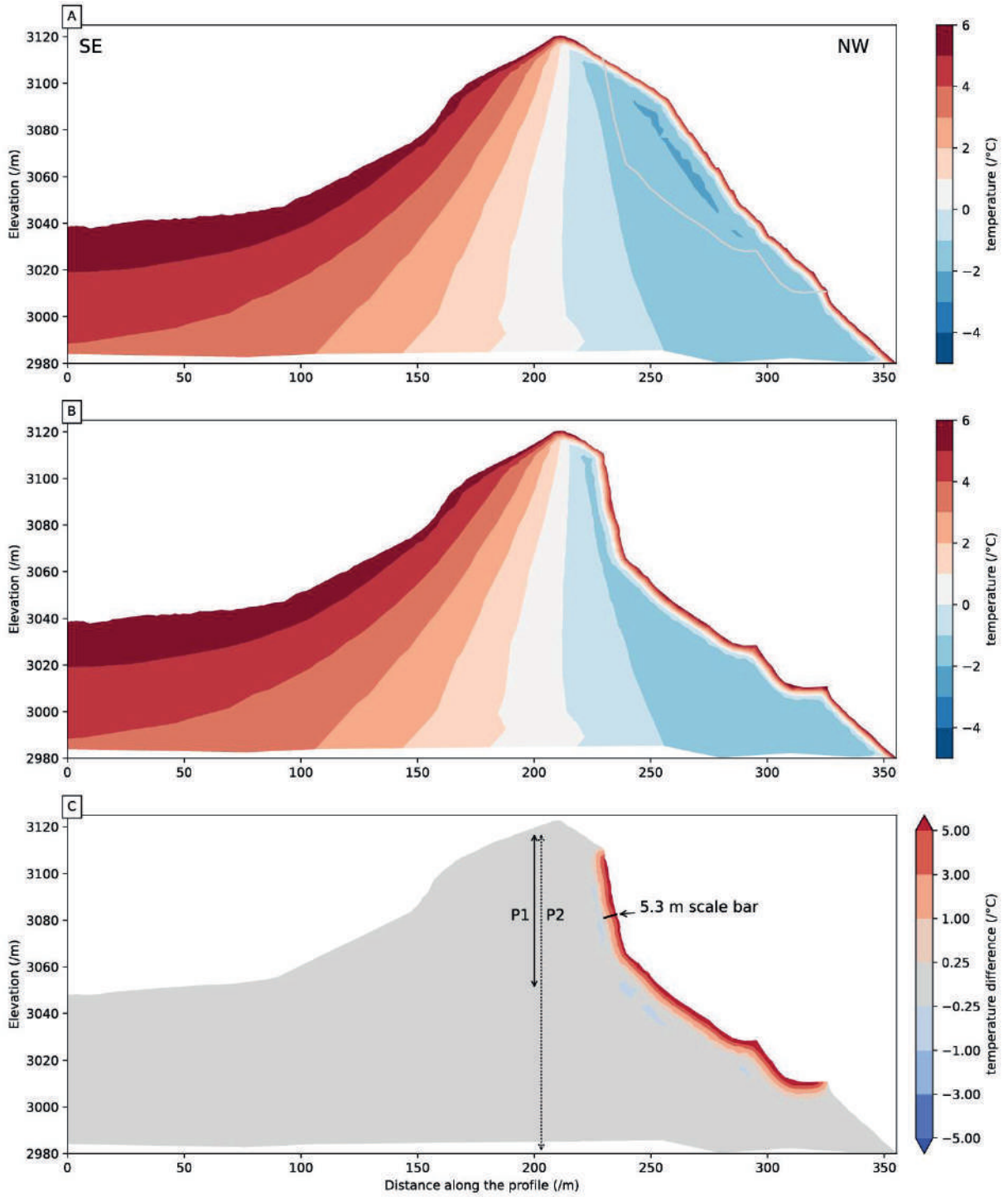
As laboratory petrophysical measurements are carried out on intact and saturated samples, they are not representative of field conditions (unsaturated rock, fractures, variable ice content), which is a significant limitation in the interpretation of temperature-converted tomograms.



SI.9. Temperature change induced by the rockfall

We modelled the thermal effect of the rockfall, by running two simulations with, and without the rockfall volume. Simulation 1 (see main paper, Section 4.3) was continued until Sept. 2022. The thermal state modelled in June 2020 was used as the initial condition for a second simulation, 1b, in which the volume of the rockfall is removed, and the forcing timeseries of temperature are applied on the scar surface. The comparison of both runs shows that as of Sept 2022, the rockfall leads to a significant warming beneath the scar, whose thickness is approximately 5.3 m. This thickness is in good qualitative agreement with the characteristic length of thermal diffusion: $L \sim \sqrt{at}$ where $t$is the diffusion time, and$a$is the thermal diffusivity ($a = \lambda/c$with $\lambda$the thermal conductivity, and $c$the heat capacity). Using the values provided in Table 2, this leads to a diffusivity of 1.67 m^2s^{-1}, and thus a characteristic diffusion length of c. 10.8 m for a 2 years and 2 months perturbation. The difference between this value, and the thickness of the modelled perturbation that can be seen on the figure, is likely due to the latent heat of melting of the ice, which is accounted for only in the model. Indeed, some of the heat flux entering the scar surface is used to melt the ice contained in the rock, which limits the warming at depth.

Overall, this additional simulation shows that between June 2020 (when the rockfall happened) and September 2022 (chen we carried out ERT surveys), the thermal perturbation of the scar is localised in a shallow region beneath the scar, leaving most of the ridge unaffected with regards its temperature. It is thus unlikely that this thermal perturbation can explain the vertical discontinuity of resistivity values observed in ERT profiles 1 and 2.



Thermal effect of the rockfall, at time of the geophysical survey (Sept. 2022). A. Simulation 1a, temperature modelled for Sept. 2022 with all elements. The rockfall scar is shown whith light gray line. B. Simulation 1b, the rockfall elements have been removed from the model in June 2020, and the simulation continued until Sept. 2022. C. Difference between both simulations (1b - 1a). A 5.3 meter long scale bar has been added, it roughly corresponds to the thickness of the thermal effect of the scar, 2 years and 3 months after the rockfall. The vertical extent of ERT surveys (for profiles P1 and P2) is shown for visual aid.

Table des Matières

Table des matières

Résumé 3

Abstract 5

Remerciements 7

Liste des abréviations 15

Introduction Générale 17

Partie 1. Contexte et enjeux de l'étude des aléas et risques liés à la dégradation de la cryosphère 23

Chapter 1. English summary 27

Chapitre 1. Aléas et risques liés à la dégradation de la cryosphère : définitions et enjeux en haute montagne 29

1.1. La cryosphère alpine : définitions et contextualisation 30

1.1.1. Les glaciers alpins 30

1.1.1.1. Définition générale 30

1.1.1.2. Evolution du climat et retrait glaciaire dans les Alpes européennes depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG) 31

1.1.1.3. Projections futures de l'évolution des glaciers dans les Alpes européennes 33

1.1.1.4. Mutations paysagères liées au retrait glaciaire 34

1.1.2. Le permafrost 35

1.1.2.1. Définition générale 35

1.1.2.2. Spécificités du permafrost de montagne 36

1.1.2.3. Distribution du permafrost 39

1.1.2.4. Evolution du permafrost 41

1.2. Déstabilisation des versants de haute montagne associée à la dégradation de la cryosphère alpine 43

1.2.1. Typologie des mouvements de versant dans les milieux alpins 43

1.2.2. Processus de déclenchement associés aux dynamiques de la cryosphère 44

1.2.2.1. Facteurs de prédisposition et de déclenchement des instabilités 44

1.2.2.2. Le rôle de la dégradation du permafrost dans l'instabilité des versants 46

1.2.2.3. Processus paraglaciaires affectant la stabilité des versants rocheux 47

1.2.2.4. Vers une augmentation des déstabilisations de versant en lien avec le réchauffement climatique 48

1.2.3. Propagation des écroulements et avalanches rocheuses dans les milieux alpins : le cas des aléas en cascade 48

1.2.3.1. Les effets du volume sur la propagation des aléas en cascade 49

1.2.3.2. Processus cryosphériques influençant la propagation des aléas en cascade 49

1.2.3.3. Connectivité des aléas gravitaires avec le réseau hydrographique : un facteur amplificateur des aléas en cascade 51

1.3. Implications sociétales des aléas gravitaires associés à la dégradation de la cryosphère 52

1.3.1. Implications pour les pratiquants d'activités récréatives et touristiques en haute montagne 52
1.3.2. Implications pour les infrastructures 54
1.3.3. Implications pour la planification territoriale à une échelle régionale 55
Conclusion du Chapitre 1 57

***Chapter 2. English summary* 61**
Chapitre 2. Structuration de la recherche pour appréhender les aléas liés à l'évolution de la cryosphère : Positionnement de la thèse et approche méthodologique 63
2.1. Structuration de la recherche scientifique pour répondre aux enjeux des risques émergents..... 64
2.1.1. Acquisition de données d'observation 64
2.1.1.1. Identifier et cartographier les terrains à permafrost 65
2.1.1.2. Inventaires des glaciers et cartographie des futurs lacs glaciaires 67
2.1.1.3. Inventaires d'évènements historiques (écroulement et avalanches rocheuses) 69
2.1.2. Améliorer la compréhension fondamentale des processus thermiques et mécaniques agissant sur la déstabilisation des versants en contexte de permafrost 71
2.1.3. Identifier et cartographier les secteurs à risque 72
2.1.4. Développer des méthodes de surveillance pour anticiper les risques 75
2.2. Appréhender les aléas liés à la dégradation de la cryosphère dans les Alpes françaises..... 76
2.2.1. Cadre géographique et état des connaissances dans les Alpes françaises 76
2.2.1.1. Spécificités géologiques 76
2.2.1.2. Spécificités climatiques 78
2.2.1.3. Évolution des paysages glaciaires dans les Alpes françaises 78
2.2.1.4. Distribution du permafrost dans les Alpes françaises 79
2.2.1.5. Le massif du Mont-Blanc : un laboratoire à ciel ouvert 80
2.2.2. Problématiques, objectifs, et approche méthodologique de la thèse 82
2.2.2.1. Positionnement de la thèse, objectifs, et principales questions de recherche .. 82
2.2.2.2. Approche méthodologique 83
Conclusion du Chapitre 2 87

Conclusions de la Partie 1. 89

Partie 2. Identification des secteurs à risque à une échelle régionale : proposition d'une méthode appliquée aux Alpes françaises 91

***Chapter 3. English summary* 95**
Chapitre 3. Cartographie des parois potentiellement instables et des zones de propagation des écroulements rocheux dans les Alpes Françaises 97
3.1. Cartographie des zones de départ et de propagation des écroulements rocheux dans les Alpes françaises. 98
3.1.1. Résumé étendu de la Publication n°1 98

3.1.2. Fiche synoptique 104

Publication n°1 105

3.2. Conditions futures de permafrost dans les Alpes françaises : compléments à la cartographie des zones de départs et de propagation 121

3.2.1. Définition des zones de départ dans les conditions futures de permafrost 121

3.2.2. Cartographie des zones de propagation dans les conditions futures de permafrost 123

Conclusions du Chapitre 3 125

Chapter 4. English summary 129

Chapitre 4. Cartographier la susceptibilité d'impact des lacs par des écroulements rocheux dans les conditions actuelles et futures de la cryosphère : application dans les Alpes françaises 131

4.1. Identification des futurs lacs d'origine glaciaires dans les Alpes françaises 132

4.1.1. Résumé étendu en français de la Publication n°2 132

4.1.2. Fiche synoptique 136

Publication n°2 137

4.2. Identification de bassins versants à risque d'impact d'écroulement rocheux dans un lac : résultats préliminaires dans les Alpes françaises 156

4.2.1. Identification de lacs qui pourraient être impactés dans les conditions actuelles d'englacement et de permafrost 156

4.2.2. Lacs impactés dans les conditions futures de dégradation de la cryosphère alpine 161

4.2.3. Discussions et perspectives de recherche autour de l'identification de bassins versants à risque à une échelle régionale 166

Conclusions du Chapitre 4 169

Conclusion de la Partie 2 171

Partie 3. Identification et compréhension des mécanismes de déclenchement et de propagation des écroulements et avalanches rocheuses en contexte de permafrost à l'échelle du versant 173

Chapter 5. English summary 177

Chapitre 5. Le vallon d'Étache : un site remarquable pour l'étude des conditions de prédisposition, de déclenchement et de propagation d'une avalanche rocheuse en contexte périglaciaire 179

5.1. Résumé étendu en français de la Publication n°3 180

5.2. Fiche synoptique 187

5.3. Publication n°3 188

Conclusions du Chapitre 5 216

Chapter 6. English summary 219

Chapitre 6. La Crête des Grangettes : avancées et limites méthodologiques pour étudier les facteurs de prédisposition, de déclenchement et de propagation d'un écroulement rocheux en contexte de permafrost 221

6.1. Contexte et description de l'écroulement rocheux du 17 septembre 2020 222

6.2. Contexte météorologique 226
6.3. État thermique du terrain 228
6.3.1. Suivi de la température annuelle moyenne de la proche surface 228
6.3.2. Modélisation de transfert thermique 232
6.3.3. Investigations géoélectriques 236
6.4. Discussions : avancées et limites des méthodes utilisées 238
Conclusions du Chapitre 6 241

Conclusion de la Partie 3 243

Conclusion Générale 245
1. Avancées méthodologiques et principaux résultats 247
1.1. Cartographie, modélisation et identification de secteurs à risque dans les Alpes françaises 247
1.2. Compréhension des processus qui prédisposent, déclenchent, et propagent les écroulements et avalanches rocheuses en contexte de permafrost 249
2. Perspectives de recherche 251
2.1. Développer les inventaires d'écroulements rocheux : 251
2.2. Proposer un indice de risque de GLOF pour les lacs se situant sur la trajectoire d'un écroulement rocheux 253
2.3. D'une cartographie des aléas à une cartographie des risques : intégrer les enjeux humains 253
2.4. Réaliser des études approfondies dans les secteurs identifiés comme étant « à risque » 253
2.5. Approfondir la compréhension des processus physiques liés à la dégradation du permafrost à l'échelle du versant 253

Bibliographie 255
Bibliographie personnelle 289
Table des Figures 293
Annexes 303
Table des Matières 355

Résumé

Dans les Alpes françaises, la dégradation de la cryosphère se traduit en partie par le recul généralisé des glaciers et la dégradation du permafrost. Le retrait glaciaire peut conduire à la formation de nouveaux lacs, tandis que la dégradation du permafrost peut déstabiliser les parois rocheuses qui les surplombent. Dans ce contexte, des écroulements ou avalanches rocheuses peuvent générer des aléas en cascade, se propageant jusqu'au fond des vallées. L'anticipation de ces évènements aux effets parfois dévastateurs, constitue un véritable enjeu pour les acteurs et les populations des milieux montagnards. Face à ces défis sociétaux, les objectifs de ce travail doctoral sont (i) d'identifier les secteurs à risque en termes d'écroulements et d'avalanches rocheuses et des aléas en cascade qu'ils peuvent entrainer, et (ii) d'approfondir la connaissance fondamentale sur les processus physiques qui prédisposent, déclenchent, et propagent les écroulements ou avalanches rocheuses en contexte de permafrost.

Nous proposons une approche intégrée qui fait le lien entre des observations de terrain, des mesures *in-situ*, de la modélisation numérique et de la cartographie des écroulements et avalanches rocheuses en contexte de permafrost dans les Alpes françaises. Nous suivons une logique multi-échelle spatio-temporelle, allant de l'échelle régionale (Alpes françaises), à l'échelle locale (versant) ; en considérant les conditions environnementales passées, actuelles, et futures (horizon de la fin du 21ème siècle).

A l'échelle régionale, la cartographie des zones de départ montre que les secteurs instables pourraient s'étendre entre 34 km² (scénario considérant uniquement les parois les plus instables) et 284 km² (scénario le plus conservateur) dans les conditions actuelles de permafrost, tandis que les zones de propagation pourraient atteindre entre 472 km² à 586 km² selon le scénario de propagation choisi. Selon le scénario de propagation, entre 53 et 90 lacs pourraient être atteints par des potentiels écroulements rocheux. En considérant un réchauffement +4°C des parois d'ici la fin du 21ème siècle, les zones de départ s'étendraient sur 43,2 km², tandis que les zones de propagation pourraient atteindre entre 196 km² et 245 km² selon le scénario de propagation. Ainsi, dans les conditions futures de la cryosphère, 27 à 51 lacs pourraient se trouver dans la trajectoire d'un écroulement rocheux.

A l'échelle du site, notre approche combine des méthodes à différentes échelles spatio-temporelles afin de mieux comprendre les processus thermiques et hydrologiques impliqués dans les mécanismes de déclenchement et de propagation d'écroulements rocheux et d'avalanches rocheuses. La rétro-analyses de deux cas d'étude situés dans le vallon d'Etache (Savoie) et à la crête des Grangettes (Hautes Alpes) a révélé un réchauffement du permafrost depuis les années 1990 qui s'est accentué depuis les années 2010 (*e.g.* jusqu'à + 0.06 °C/an à 30 m de profondeur au vallon d'Étache). Dans le cas du vallon d'Étache, la déstabilisation du versant peut être attribuée à une transition entre un permafrost froid vers un permafrost tempéré, et à des infiltrations d'eau qui ont pu entraîner une augmentation de la pression hydrostatique et/ou participer à l'érosion de la glace dans les fractures. Les investigations menées à la Crête des Grangettes ont quant à elles montré un réchauffement du permafrost vers le point de fusion qui a pu entrainer une réduction de la résistance à la traction et au cisaillement des joints de glace. Ces études soulignent enfin la difficulté d'évaluer le rôle de la neige et de l'eau dans les mécanismes qui prédisposent, déclenchent et propagent mouvements de versants.

Les résultats obtenus ont pour but de fournir, à terme, des informations précieuses pour la communauté scientifique et les acteurs du territoire, afin d'approfondir la compréhension des aléas liés à la dégradation de la cryosphère et de contribuer à mettre en œuvre des solutions concrètes pour aider les populations à y faire face.

Abstract

In the French Alps, the degradation of the cryosphere partly results in glacier retreat and permafrost degradation. Glacier retreat can lead to the formation of new lakes, while permafrost degradation can cause rockwalls destabilisations. In this context, rockfalls and rock avalanches can generate cascading hazards, spreading down to the valley floors. Anticipating these events and their devastating effects, is a challenge for stakeholders and populations living in mountainous regions. In this context, the objectives of this work are (i) to identify the areas at risk to be impacted by rockfalls, rock avalanches and their potential cascading hazards, and (ii) to deepen fundamental knowledge on the processes predisposing, triggering, and propagating rockfalls or rock avalanches from permafrost rockwalls.

We propose an integrated approach that links field observations, in-situ measurements, numerical modelling, and regional mapping of rockfalls and rock avalanches in permafrost contexts in the French Alps. To do so, we follow a multi-scale spatio-temporal approach, ranging from the regional scale (French Alps) to the local scale (slope), and considering past, current, and future cryospheric conditions (by the end of 21st century).

At the regional scale, release areas maps show that unstable slopes could extend between 34 km² (scenario considering only the most unstable slopes) and 284 km² (most conservative scenario) under current permafrost conditions. Propagation maps shows that rockfalls (>100 m³) could reach between 472 km² to 586 km² depending on the chosen propagation scenario. Thus, between 53 and 90 lakes could potentially be impacted by rockfalls. Considering a +4°C warming of the rockwalls by the end of the 21st century, release areas would extend to 43.2 km², while propagation zones could reach between 196 km² and 245 km² depending on the propagation scenario. Thus, under future cryospheric conditions, 27 to 51 lakes could be in a rockfall path.

At the site scale, we used an approach combining methods at different spatio-temporal scales to understand the thermal and hydrological processes involved in the triggering and propagation mechanisms of rock slope failures. The retro-analyses of two cases studies located in the Étache valley (Savoie) and at the Grangettes ridge (Hautes Alpes) shows a warming of the permafrost since the 1990s, which has significantly intensified since the 2010s (e.g. up to +0.06°C/year at 30 m depth in the Étache valley). In the case of the Étache valley, the rock avalanche occurs in a context of transition from cold to temperate permafrost, and with water infiltration that may have led to high hydrostatic pressure and ice erosion in fractures. Investigations conducted at the Grangettes ridge show a warming of permafrost towards the melting point, which may have caused ice-joint failure. These studies also highlight the difficulty and the interest of assessing the role of snow and water in the predisposing, triggering, and propagating mechanisms of slope instabilities.

The results offer valuable insights for both the scientific community and stakeholders, facilitating a deeper understanding of the hazards associated with cryosphere degradation and contributing to the development of concrete solutions to support populations in addressing these challenges.