

Modélisation thermique de l'extension du pergélisol depuis le dernier maximum glaciaire, application au versant de Séchilienne (Alpes Occidentales).

Stéphane SCHWARTZ¹, Denis JONGMANS¹, Vincent LEBROUC¹, Laurent BAILLET¹, Jean François GAMOND¹

1. Institut des Sciences de la Terre (CNRS, UMR 5275), Observatoire des Sciences de l'Univers, Université Joseph Fourier, BP 53, F-38041, Grenoble cedex 09

RESUME

Les récentes données chronologiques réalisées sur les mouvements de terrain alpins de grande ampleur révèlent que la phase d'initiation des instabilités ne suit pas immédiatement la déglaciation mais se produit plusieurs milliers d'années après la disparition des glaciers en fond de vallée. Ce résultat montre que le phénomène de relâchement des contraintes liées à la disparition de la glace n'est pas une cause suffisante dans le déclenchement des instabilités. De plus, la période de déstabilisation des versants coïncide avec la période chaude et humide de l'Optimum Climatique Holocène, indiquant une cause climatique dans le déclenchement des mouvements de terrain. La persistance d'une épaisse couche de pergélisol développée depuis le dernier maximum glaciaire (LGM) dans les Alpes peut en partie expliquer le délai temporel observé. Cette hypothèse a été testée par modélisation numérique thermique 2D appliquée au mouvement de terrain de Séchilienne (Vallée de la Romanche, Alpes Occidentales). Les résultats de ces simulations thermiques indiquent une disparition du pergélisol entre 10 et 11 ka soit 3000 à 4000 ans après la fonte du glacier en fond de vallée estimée à 14,3 ka. La présence de lentille de glace peut contribuer au renforcement mécanique du versant et ainsi expliquer le délai observé. Les simulations numériques montrent également que la profondeur d'extension atteinte par le pergélisol est cohérente avec l'image de la déstructuration mis en évidence par les investigations géophysiques. Ces résultats suggèrent que le développement puis la disparition du pergélisol, associé avec un mécanisme de ségrégation de la glace, participe à l'endommagement du versant et influence ainsi la géométrie finale du mouvement de terrain.

INTRODUCTION

La vallée de la Romanche se situe dans les Alpes Occidentales à 20 km au sud est de Grenoble (Fig. 1). Cette vallée limite la partie sud du massif de Belledonne qui est divisé en deux domaines lithologiques distinctes, le domaine externe à l'ouest et le domaine interne à l'est (Fig. 1b) (Guillot et al., 2010). Ces deux unités géologiques sont séparées par une faille paléozoïque majeure sub-verticale (BMF sur la Figure 1). Au cours du Quaternaire, la vallée de la Romanche a été soumise à de nombreux cycles de glaciations et déglaciations avec un dernier épisode principal Würmien (LGM, dernier maximum glaciaire) survenant autour de 20000 ans BP (Clark et al., 2009). Durant cet épisode la vallée de la Romanche a été recouverte par la glace jusqu'à une altitude de 1200 m (Montjuvent et Winistörfer, 1980) (Fig. 1). La partie aval de la vallée montre une forte empreinte glaciaire avec des pentes abruptes plongeant de 35 à 40°, de nombreux sillons de surcreusements et les dépôts morainiques. Ces caractéristiques suggèrent que le régime thermique du glacier était tempéré bien que la majorité des glaciers montrent des régimes polythermiques (Owen et al., 2009). De plus, la rive droite de la vallée de la Romanche est dominée par un plateau glaciaire (plateau du Mont Sec) à une altitude supérieure à 1100 m d'altitude (Fig. 1). Ce plateau et l'ensemble du versant sont composés lithologiquement par des micaschistes paléozoïques recouverts en discordance par des sédiments mésozoïques et des dépôts quaternaires (Fig. 1). Dans cette zone d'une surface inférieure à 30 km², de nombreux

mouvements de terrain ont été identifiés (Le Roux et al., 2009), dont le plus actif est le mouvement de Séchilienne.

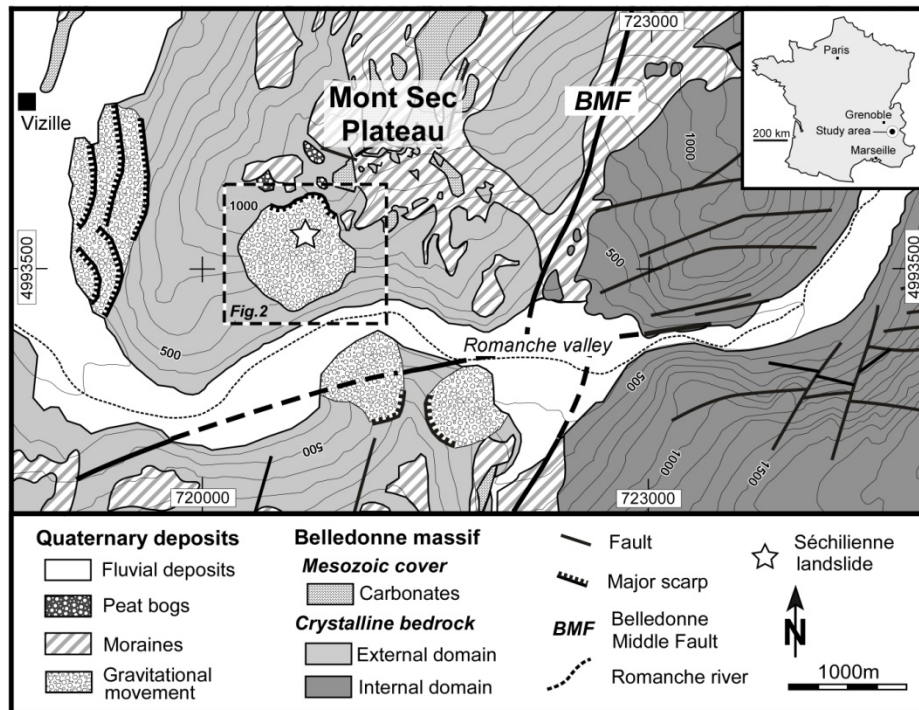


Figure 1-Carte géologique et structurale de la vallée de la Romanche avec la localisation du mouvement de Séchilienne.

Sa limite supérieure correspond à un escarpement sommital de 40 m de haut affectant le plateau glaciaire du Mont Sec. En aval, le versant présente une zone en déplétion entre 1100 et 950 m d'altitude avec une série de grandes dépressions et des blocs saillants (Fig. 2a et c), tandis que la partie inférieure du mouvement de terrain, entre 950 et 450 m d'altitude, dessine des pentes abruptes convexes ($> 40^\circ$, Fig. 2c) et est interprétée comme une zone d'accumulation (Vengeon, 1998).

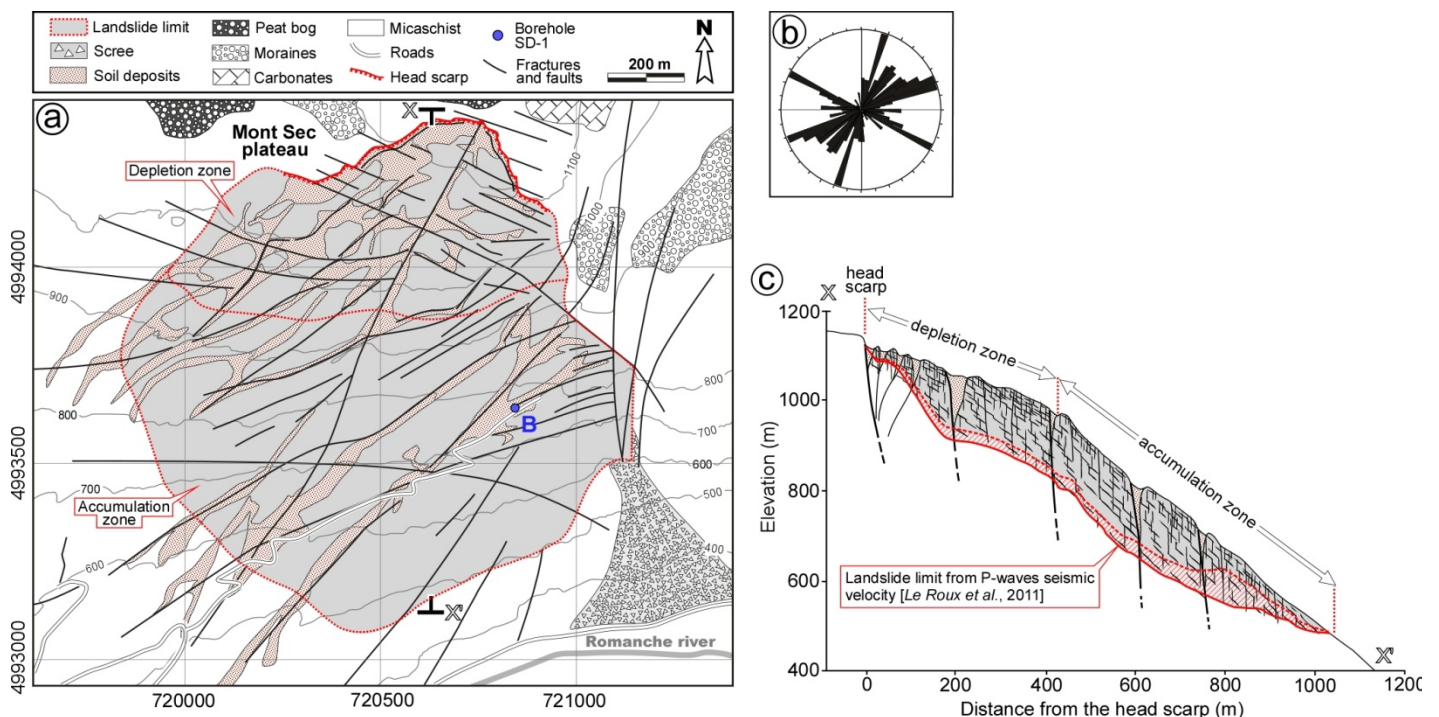


Figure 2-Contexte géologique et géomorphologique du mouvement de Séchilienne. (a)-Schéma structural et localisation du forage. (b)-Diagramme des principales familles de structures mesurées dans le versant de Séchilienne. (c)-Coupe géologique simplifiée présentant les relations entre les différentes familles de fractures; La limite sismique inférieure de la zone affectée par le mouvement est dessinée en considérant des limites V_p à 3000 m/s (ligne pointillée) et 3500 m/s (ligne continue).

Le versant de Séchilienne est affecté par trois grandes familles de fractures ouvertes quasi-verticales orientées N20, N70 et N110 à N120 (Fig. 2b), qui délimitent des blocs de roche se déplaçant vers le bas de la pente. La famille de fractures N20 est sub-parallèle à la BMF et l'orientation correspond au plan de foliation principal mesuré dans les micaschistes. Les familles de fractures N70 et N110-120 correspondent à des directions de fracturation régionale majeure observées des deux côtés de la BMF, dans les micaschistes et des amphibolites (Le Roux et al., 2010). De plus, de nombreuses fractures parallèles à la surface du versant sont visibles à l'affleurement et ont été également récemment observés dans les 100 premiers mètres d'un forage réalisé dans la zone d'accumulation (B sur la Fig. 2a; Bièvre et al. (2012)).

MODELE D'EVOLUTION THERMIQUE DU VERSANT

L'évolution thermique du versant de Séchilienne a été simulée au cours des derniers 21000 ans afin d'établir les périodes de présence du pergélisol au sein du versant et son extension verticale. Selon Riseborough et al. (2008), le profil thermique vertical du sol peut être divisé en cinq couches (Fig. 3a). Il résulte de l'interaction entre le flux de chaleur interne, les propriétés thermiques du sol et les conditions climatiques externes. La première étape de la modélisation numérique consiste à définir l'évolution de la courbe annuelle moyenne de température dans l'air (T_{maa}) depuis le dernier maximum glaciaire (21000 ans) jusqu'à aujourd'hui. Plusieurs courbes de température recouvrant différents intervalles de temps ont été combinées (Alley 2000, Davis et al., 2003, Ilyashuk et al., 2009, InfoClimat, 2011) et une correction d'altitude a été appliquée en considérant une altitude de 1140 m pour Séchilienne (Fig. 3b).

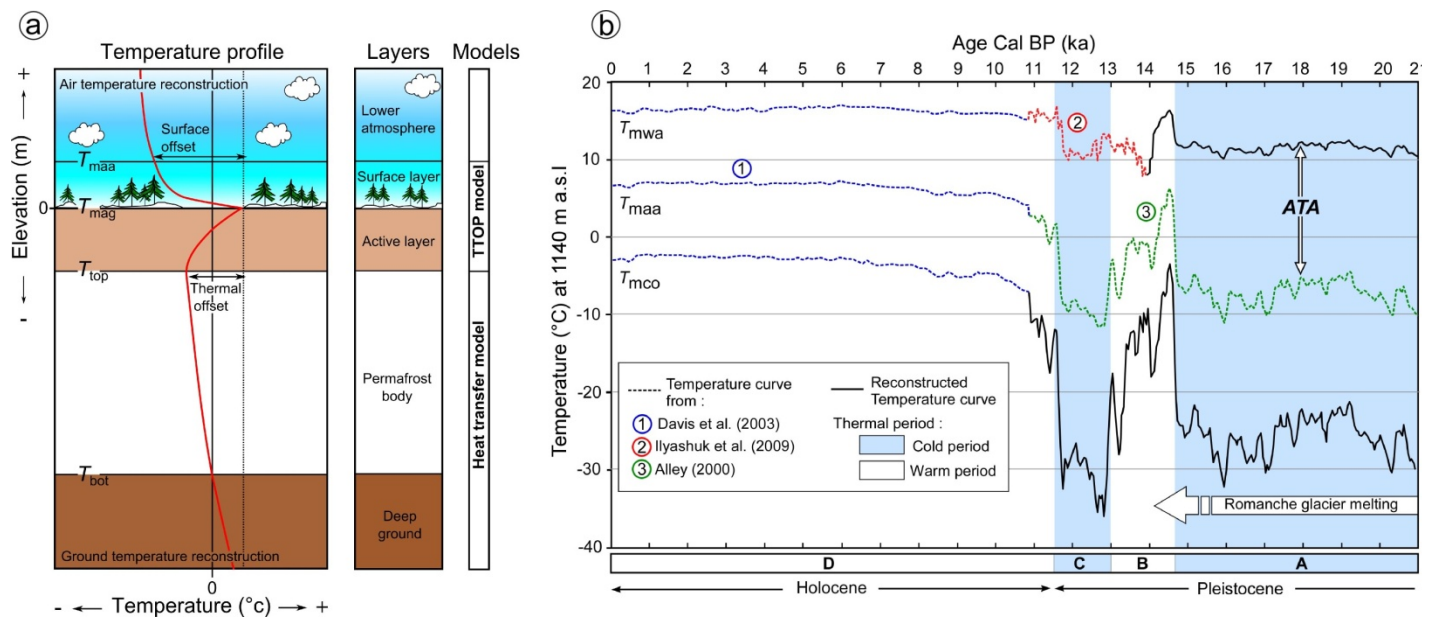


Figure 3-(a)-Modèle de pergélisol montrant cinq couches distinctes et profil de température (ligne rouge) associé (modifié d'après Riseborough et al., 2008). (b)-Courbes de température pour les derniers 21000 ans. Les températures reconstituées sont en ligne continue avec T_{mwa} : courbe des températures moyennes annuelles des mois les plus chauds, T_{mco} : courbe des températures moyennes annuelles des mois les plus froids, T_{maa} : courbe des températures moyennes annuelles, ATA : amplitude des températures annuelles. Quatre périodes climatiques (A à D) ont été distinguées. La fonte du glacier de la Romanche à 14,3 ka est également indiquée.

Pour obtenir le profil vertical de température, 2 modèles ont été combinés (Fig. 3a). Le 1^{er} modèle correspond au « TTOP model » (Riseborough et al., 2008) qui permet d'obtenir la température au sommet du pergélisol (T_{top}) à partir de la température annuelle moyenne de l'air (T_{maa}) représentative de la basse atmosphère. Dans une première étape, la température annuelle moyenne à la surface du sol (T_{mag}) est calculée en considérant l'effet de la végétation et de la présence éventuelle d'une couche neigeuse. Ensuite, la différence thermique entre T_{mag} et T_{top} est déterminée à partir de la conductivité thermique du sol dégelé (zone active). Le second modèle « Heat transfert model » gère les processus de diffusion thermique et de changements de phase qui ont lieu dans et en-dessous du pergélisol.

MODELISATION THERMIQUE DU VERSANT DE SECHILIENNE

Une coupe nord-sud du versant de Séchilienne a été simplifiée, avec un plateau du Mont sec à 1140 m, le bas de la vallée à 384 m et une pente moyenne de 45°. Le modèle géométrique 2D maillé sous Comsol est présenté sur la Figure 4a. Les valeurs des paramètres appliquées au modèle sont des valeurs moyennes (Fig. 4b) provenant d'essais en laboratoire, d'expériences géophysiques et de valeurs issues de la littérature.

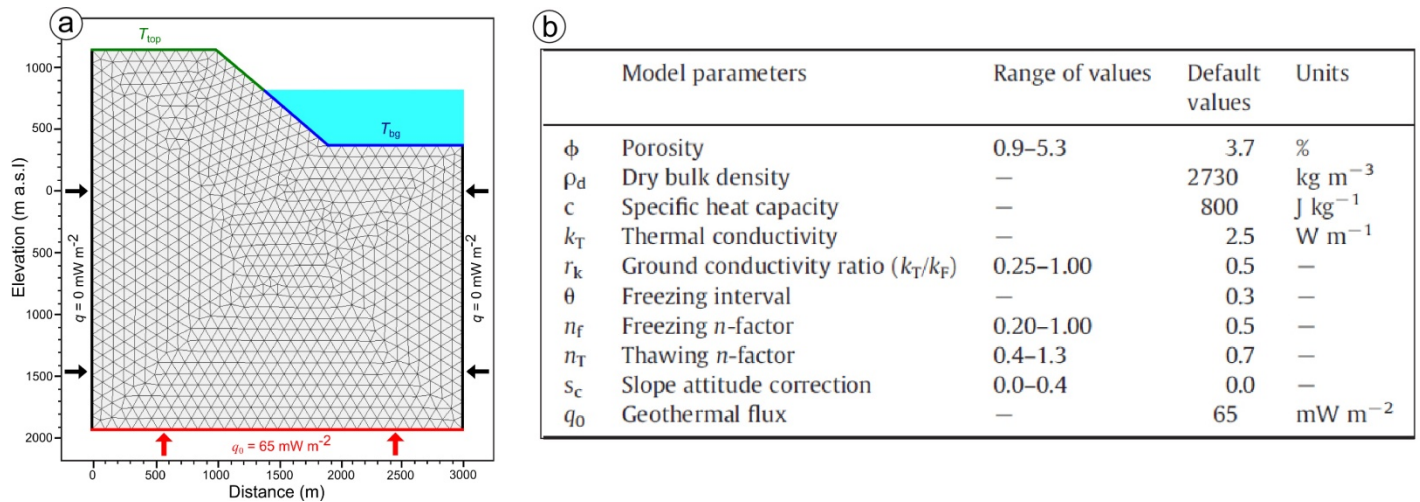


Figure 4-(a) Géométrie 2D du versant de Séchilienne considéré dans le logiciel d'éléments finis Comsol. (b) Tableau des paramètres par défaut utilisés pour la modélisation ainsi que leur gamme de variation.

La température à la base du glacier peut être très différente selon sa nature thermique (glacier froid ou tempéré). Des simulations numériques ont été réalisées pour deux modèles : le modèle correspondant à un glacier froid (modèle 1C) avec une température à la base négative, et un modèle considérant un glacier tempéré (modèle 1T) avec une température basale égale à 0°C. Les n -facteurs utilisés sont constants et correspondent aux valeurs par défaut (Fig. 4b). Les conditions initiales prévalant à -21 ka correspondent à une température de surface T_{maa} de -10 °C et un glacier atteignant une altitude maximale de 1200 m (Montjuvent et Winistörfer, 1980). Pour chacun de ces modèles, le retrait progressif du glacier dans la vallée de la Romanche a été simulé numériquement avec des valeurs de vitesse de fonte verticale du glacier contraintes par des données cosmogéniques (Le Roux et al., 2009; Delunel (2010)). Les taux d'ablation appliqués au glacier de la Romanche sont de 0,014 m.yr⁻¹ et 0,335 m.yr⁻¹ appliqués respectivement avant et après -16.6 ka. Les résultats de ces simulations numériques sont présentés sur la Figure 5 pour une période allant de 21000 à 10300 ans.

Pour les deux modèles, la disparition complète du glacier a lieu avant 14500 ans. Dans le cas d'un glacier froid (modèle 1C) un pergélisol est présent dès 21000 ans et possède une géométrie correspondant à celle du versant, avec des épaisseurs variant entre 300 m au niveau du plateau et une centaine de mètre en fond de vallée. Ce pergélisol fond ensuite progressivement jusqu'à 14300 ans, et ne forme alors plus qu'un noyau en profondeur sous le plateau. A 13000 ans, il subit une nouvelle expansion et retrouve une géométrie semblable à 21000 ans avec cependant une épaisseur moins importante, puis il disparaît après 10200 ans. Dans le cas d'un glacier tempéré (modèle 1T), il n'existe pas de pergélisol à 21000 ans. Sa mise en place est progressive et suit le retrait glaciaire. Comme pour le glacier froid (modèle 1C), le pergélisol n'est pas présent en fond de vallée avant la seconde phase d'expansion à 13000 ans. En effet, durant la première expansion, le pergélisol est limité à une altitude d'environ 500 m puis régresse pour former un noyau à 143000 ans sous le plateau du Mont Sec. Au cours de la seconde expansion il occupe l'ensemble du versant, pour finalement fondre complètement à 10500 ans. Le pergélisol disparaît plus précocement (Tab. 1) dans le cas d'un glacier froid (10200 ans) que dans le cas d'un glacier tempéré (10500 ans).

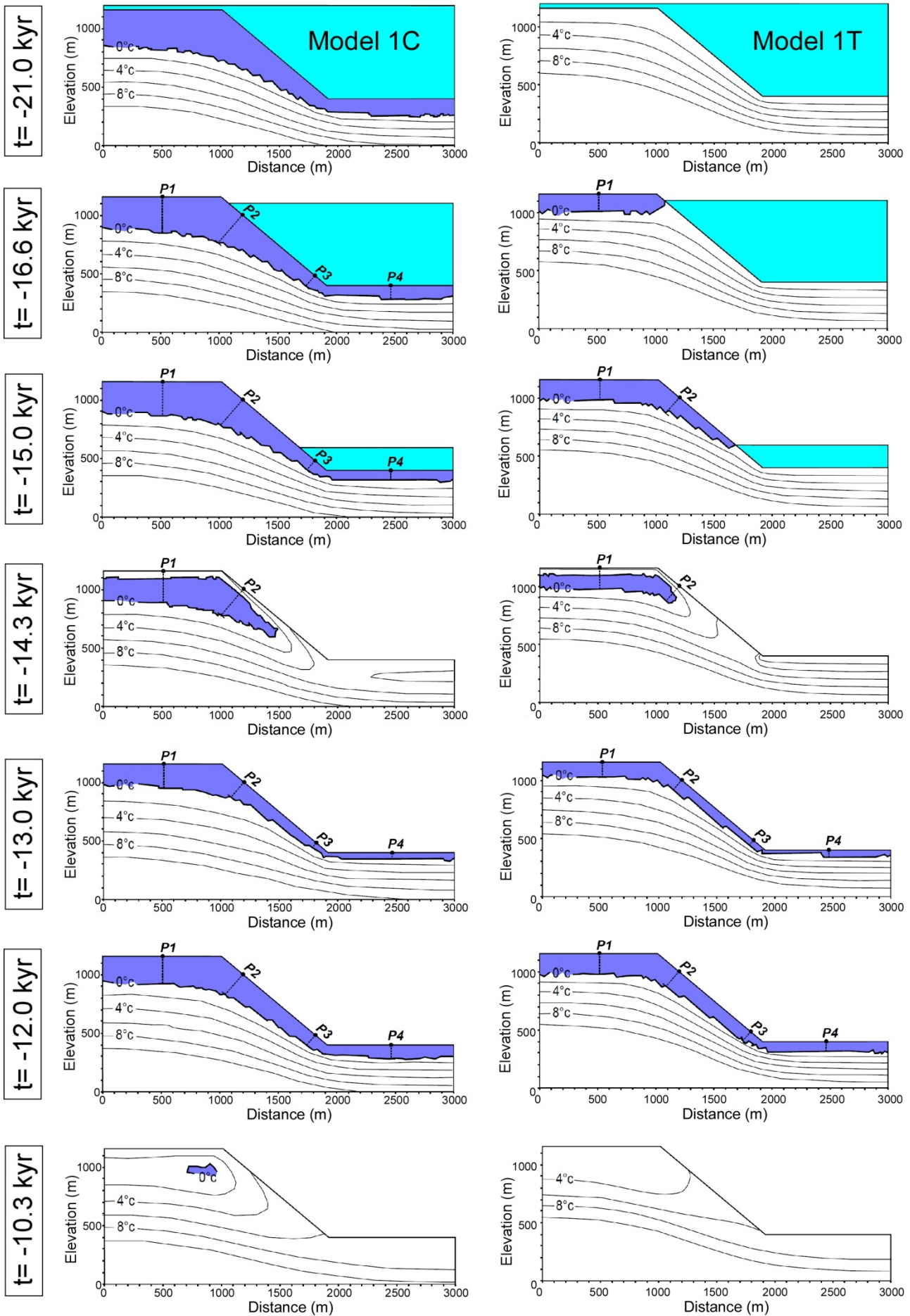


Figure 5-Distribution des températures en 2D pour un modèle de glacier froid (modèle 1C) et tempéré (modèle 1T) à différentes périodes de temps en appliquant les courbes de température de la Figure 3b. L'extension du pergélisol et du glacier sont indiquées respectivement en bleu foncé et bleu clair. P1 à P4 indiquent la localisation où les valeurs de l'épaisseur du pergélisol sont extraites.

Model	t= -16.6 kyr				t= -15.0 kyr				t= -14.3 kyr				t= -13.0 kyr				t= -12.0 kyr				Permafrost disappearance age (kyr)
	Permafrost depth (m)				Permafrost depth (m)				Permafrost depth (m)				Permafrost depth (m)				Permafrost depth (m)				
	P1	P2	P3	P4	P1	P2	P3	P4	P1	P2	P3	P4	P1	P2	P3	P4	P1	P2	P3	P4	
Model 1T	160	-	-	-	195	175	-	-	195	180	-	-	135	130	70	75	190	190	115	105	-10.5
Model 1C	315	330	125	130	315	305	125	95	300	305	-	-	220	185	65	70	255	245	120	125	-10.2

Tableau 1-Profondeur de la base du pergélisol (en mètres) pour les 4 sites (P1 à P4) localisés sur la figure 5. L'épaisseur maximale de pergélisol atteinte pour chaque site est indiquée en gras pour les deux modèles de glacier froid (1C) et tempéré (1T). La dernière colonne donne l'âge de disparition du pergélisol pour les deux modèles.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Les profondeurs maximales atteintes par le pergélisol le long de la pente pour les 2 modèles sont présentées sur la Figure 6. On observe un écart significatif de cette profondeur maximale entre les deux modèles. Dans le cas du glacier froid la profondeur maximale atteinte est de 330 m (P2 dans tab. 1 et Fig. 6) tandis qu'elle n'est que de 195 m dans le cas du glacier tempéré. Bien que des conditions glaciaires froides ne peuvent être exclus localement, la forte érosion glaciaire observée dans les Alpes occidentales (Owen et al., 2009) est en faveur d'un régime tempéré à Séchilienne. La pénétration du pergélisol obtenu pour le modèle 1T (105 à 195 m) sont similaires aux valeurs d'épaisseur (100 à 250 m) calculées par Kukkonen et Safanda (2001) dans le nord de la Scandinavie, en utilisant le modèle TTOP pour des conditions expérimentales similaires (constant n-facteurs et le régime de glacier tempéré).

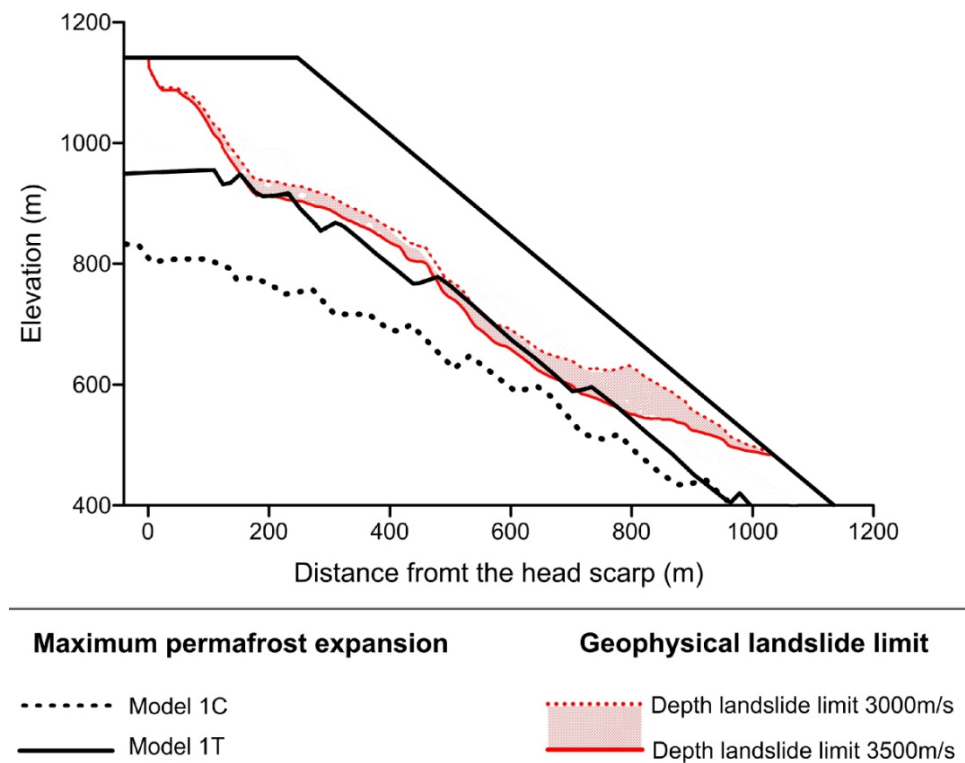


Figure 6-Profondeurs maximales atteintes par le pergélisol à travers le versant de Séchilienne avant déstabilisation pour un modèle de glacier froid (1C) et tempéré (1T). ces profondeurs sont comparées à la profondeur de déstructuration du massif mise en évidence par la sismique (Le Roux et al., 2011).

La profondeur maximale atteinte par le pergélisol (Fig. 6) pour le modèle du glacier tempéré (modèle 1T), comparée à la profondeur de déstructuration liée à l'activité du mouvement de terrain, le long de la même section (Le Roux et al., 2011), sont du même ordre de grandeur à savoir de 100 m à 190 m. Cette comparaison suggère qu'à long terme les fluctuations de front du pergélisol au cours des 21 derniers milliers d'années pourraient avoir joué un rôle dans la dégradation mécanique du versant par un mécanisme de ségrégation de la glace, comme le suggèrent Wegmann et al., (1998) et Kukkonen et Safanda, (2001). Cette hypothèse est étayée par l'observation de fractures métriques réparties de façon sub-parallèles à la pente du versant, à la fois en surface et dans les 100 premiers mètres comme le suggère les données issues de forage. L'explication courante pour ce type de fracture est la libération des contraintes suite à la disparition de la glace.

(Balantyne et Stone, 2004; Cossart et al, 2008). La pénétration et l'intensité de la fracturation pendant le phénomène de debuttressing dépendent fortement des caractéristiques mécaniques de la roche (Augustinus, 1995) et auraient alors pu être contrôlées par l'affaiblissement du versant induit par le pergélisol.

Les données chronologiques montrent qu'il existe un délai maximum de 6200 ans entre la déglaciation en fond de vallée (-14300 ans) et l'initiation de l'escarpement sommital du Mont Sec (Le Roux et al., 2009). Ce délai peut être considéré comme une endurance mécanique du massif avant rupture. Nos résultats de modélisation thermique suggèrent que le pergélisol a disparu dans le versant de Séchilienne entre -10 et -11 ka, c'est à dire au moins 2 à 3 ka avant l'initiation de l'escarpement sommital. Ces résultats suggèrent que la disparition du pergélisol n'est pas suffisante pour provoquer directement l'initiation de l'escarpement.

De plus et quel que soit le scénario, les résultats des modélisations numériques suggèrent une possible persistance du pergélisol au sein du versant de Séchilienne environ 4000 ans après le retrait complet du glacier (-14300 ans). Ces résultats suggèrent que le pergélisol a pu jouer un rôle de renforcement des propriétés mécaniques du versant de Séchilienne et a pu ainsi par sa présence retarder l'initiation du mouvement jusqu'à l'Optimum climatique. D'un autre point de vue, l'existence du pergélisol a aussi probablement contribué à l'endommagement progressif du versant, par un mécanisme de ségrégation de lentilles de glace (Murton et al., 2006). La comparaison des zones endommagées, déterminées par prospection sismique (Le Roux et al., 2011) avec celles ayant été affectées par le pergélisol montrent que les profondeurs maximales atteintes par les deux phénomènes sont du même ordre de grandeur. Ces résultats suggèrent que la présence et les fluctuations du pergélisol ont pu contribuer à fragiliser le versant sur une épaisseur qui contrôle actuellement l'instabilité gravitaire de Séchilienne.

BIBLIOGRAPHIE

- Alley, R.B., 2000. GISP2 ice core temperature and accumulation data. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Data Contribution Series n°2004-013. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Ballantyne, C.K., Stone, J.O., 2004. The Beinn Alligin rock avalanche, NW Scotland: cosmogenic ¹⁰Be dating, interpretation and significance. *The Holocene* 14, 448-453.
- Bièvre, G., Kasperski, J., Pothérat, P., 2012. Séchilienne - Programme de reconnaissances. Interprétation géologique des sondages. Technical report CETE de Lyon 40320-1 and 41106-1, CETE de Lyon, Lyon, France.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M., 2009. The last glacial maximum. *Science* 325, 710-714.
- Cossart, E., Braucher, R., Fort, M., Bourlès, D., Carcaillet, J., 2008. Slope instability in relation to glacial debuttressing in alpine areas (upper durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ¹⁰Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology* 95, 3-26.
- Davis, B., Brewer, S., Stevenson, A., Guiot, J., and data contributors (2003), The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22, 1701-1716.
- Delunel, R., 2010. Evolution géomorphologique du massif des Ecrins-Pelvoux depuis le Dernier Maximum Glaciaire. PhD thesis, Université Grenoble I, Grenoble, 236 pp.
- Guillot, S., Di Paola, S., Ménot, R.P., Ledru, P., Spalla, M.I., Gosso, G., Schwartz, S., 2009. Suture zones and importance of strike-slip faulting for Variscan geodynamic reconstructions of the External Crystalline Massifs of the western Alps. *Bulletin de la Société Géologique de France* 180, 483-500.
- Ilyashuk, B., Gobet, E., Heiri, O., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N., van der Knaap, W.O., Ilyashuk, E., Oberli, F., Ammann, B., 2009. Lateglacial environmental and climatic changes at the Maloja pass, Central Swiss Alps, as recorded by chironomids and pollen. *Quaternary Science Reviews* 28, 1340-1353.
- InfoClimat, 2011. <http://www.infoclimat.fr>
- Kukkonen, I.T., Safanda, J., 2001. Numerical modelling of permafrost in bedrock in northern Fennoscandia during the Holocene. *Global and Planetary Change* 29, 259-273.
- Le Roux, O., Schwartz, S., Gamond, J.F., Jongmans, D., Bourlès, D., Braucher, R., Mahaney, W., Carcaillet, J., Leanni, L., 2009. CRE dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth and Planetary Science Letters* 280, 236-245.
- Le Roux, O., Schwartz, S., Gamond, J.F., Jongmans, D., Tricart, P., Sébrier, M., 2010. Interaction between tectonic and erosion processes on the morphogenesis of an alpine valley: geological and geophysical investigations in the lower Romanche valley (Belledonne massif, western Alps). *International Journal of Earth Sciences* 99, 427-441.
- Le Roux, O., Jongmans, D., Kasperski, J., Schwartz, S., Pothérat, P., Lebruc, V., Lagabrielle, R., Meric, O., 2011. Deep geophysical investigation of the large Séchilienne landslide (western Alps, France) and calibration with geological data. *Engineering Geology* 120, 18-31.
- Montjuvent, G., Winistörfer, J., 1980. Glaciers quaternaires dans les Alpes franco-suissees et leur piedmont. *Géologie Alpine* 56, 251-282.
- Murton, J.B., Peterson, R., Ozouf, J.C., 2006. Bedrock fracture by ice segregation in cold regions. *Science* 314, 1127-1129.
- Owen, L.A., Thackray, G., Anderson, R.S., Briner, J., Kaufman, D., Roe, G., Pfeffer, W., Yi, C.L., 2009. Integrated research on mountain glaciers: Current status, priorities and future prospects. *Geomorphology* 103, 158-171.

- Riseborough, D., Shiklomanov, N., Etzelmüller, B., Gruber, S., Marchenko, S., 2008. Recent advances in permafrost modeling. *Permafrost and Periglacial Processes* 19, 137-156.
- Vengeon, J.M., 1998. Déformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope. Apport de l'étude des ruines de Séchilienne. PhD thesis, Université Grenoble I, Grenoble, 186 pp.
- Wegmann, M., Gudmundsson, G.H., Haeberli, W., 1998. Permafrost changes in rock walls and the retreat of Alpine glaciers - thermal modelling approach. *Permafrost and Periglacial Processes* 9, 23-33.