



Raphaël JARRE

Stage de recherche

Master 2 Recherche Environnements Sédimentaires
et Volcaniques

Contribution relative de l'héritage tectonique et des influences glaciaire et gravitaire sur la morphologie de versants montagneux instables. Exemple de la vallée de la Romanche.



Encadrants : Stéphane Schwartz et Laurence Audin

FEVRIER-JUIN 2015

Résumé:

La partie sud du massif de Belledonne est incisée par la vallée de la Romanche. Cette vallée résulte de la compétition entre différents processus d'érosion entre le glacier et la rivière. Les versants abrupts laissés par le retrait glaciaire entraînent de nombreux mouvements gravitaires guidés par un héritage tectonique important. Ces déstabilisations post glaciaires sont aussi fortement influencées par le facteur climatique.

. Cette étude basée sur l'analyse d'un nouveau MNT Lidar très haute résolution et des données de terrain, a mis en évidence un lien fort entre l'initiation de ces instabilités, le retrait des glaciers et l'héritage tectonique. L'association de ces résultats à des datations cosmogéniques a permis de montrer une corrélation avec l'optimum climatique Holocène et de proposer le retrait glaciaire comme un facteur déclenchant des différentes instabilités.

Ce travail de géomorphologie haute résolution a aussi permis d'avoir une meilleure cartographie des instabilités afin d'individualiser les différents événements à l'échelle du versant. Un événement est associé à un tassement de grande ampleur a affecté une partie du Mont Sec pour un volume minimum de 400 millions de m³ après la déglaciation.

En perspective de notre travail, une meilleure connaissance de la dynamique de ces mouvements participera à une meilleure évaluation des risques en termes d'aménagement de la vallée de la Romanche mais aussi pour l'agglomération Grenobloise, situé en aval.

Mots clés : géomorphologie haute résolution, érosion glaciaire, héritage tectonique, mouvement de terrain.

Sommaire

Intro.....	1
I. Etat de l'art	1
1) Qu'est-ce qu'un glissement de terrain	1
2) Contexte géologique : le massif de Belledonne et le site de Sechilienne	2
3) Contexte glaciaire : histoire de l'incision des vallées de l'Isère et de la Romanche	4
4) Localisation de la zone d'étude.....	5
II. Objectif et méthodologie.....	9
1) Présentation du LiDAR.....	9
2) Présentation de la zone d'étude	10
III. Caractérisation morphologique	15
1) Grandes orientations du massif (MNT Isère versus MNT LiDAR).....	15
2) 1 ^{ère} partie du MNT LiDar : La zone de Séchilienne à l'OUEST	17
a) Empreinte de l'héritage tectonique et lithologique sur la déstructuration du massif.....	17
b) Morphologie et marqueurs de l'érosion glaciaire.....	21
c) Indicateurs de mouvement gravitaire	23
3) 2 ^{ème} partie du MNT LiDar : La zone de La Bathie à l'EST.....	25
a) Empreinte de l'héritage tectonique et lithologique sur la déstructuration du massif.....	25
b) Morphologie et marqueurs de l'érosion glaciaire.....	26
c) Indicateurs de mouvement gravitaire	28
IV. Synthèse.....	31
1) Résultats	31
2) interprétation.....	33
a) Etat du massif <i>pré tassement</i> de la « bathie »	33
b) Etat du massif <i>post tassement</i> de la « bathie »	36
Conclusion	39
Perspectives.....	39
Bibliographie.....	40

Intro

Deuxième agglomération Rhônealpine, Grenoble représente 7 % de la population régionale et 36 % de celle de l'Isère. Une grande partie de la zone urbanisée et industrialisée se situe dans cette cuvette d'origine glaciaire bordée au Nord par le Massif de la chartreuse, à l'Ouest par le massif du Vercors et au Sud Est par le massif de Belledonne. De par son histoire géologique, cette région montagneuse est soumise à divers aléas entre les inondations, les séismes ou les glissements de terrains (Thouvenot et al., 2003). La vallée de la Romanche, qui débouche au Sud de la plaine Grenobloise, montre l'un des glissements de terrain les plus surveillés en France depuis 30 ans. En aval de la commune de Séchilienne se produit un mouvement de terrain mobilisant plusieurs millions de m³ avec des vitesses de plusieurs mètres par an (Le Roux et al., 2011). Cette déstabilisation de grande ampleur est susceptible d'entraîner l'obturation complète du fond de la vallée. En plus du désastre économique envisagé en cas de coupure de cet axe très emprunté (secteur de l'Oisans, station de ski de l'Alpe d'Huez et des 2 Alpes), la formation d'un barrage naturel entrainerait rapidement la formation d'un lac inondant la plaine alluviale amont. Et les conséquences qu'entraînerait la rupture de ce barrage sur l'agglomération grenobloise en aval seraient dramatiques. Ce mouvement fait donc l'objet de nombreuses études depuis plus de 30 ans pour sa partie la plus active. Cependant, aucune étude géomorphologique de détail n'avait pu être menée jusqu'à maintenant à cause des fortes pentes et de la couverture végétale de cette zone. Dans ce contexte de risque, le laboratoire d'ISterre a fait l'acquisition d'un MNT LiDAR très haute résolution couvrant la zone active et ses environs, permettant de s'affranchir de ces limites méthodologiques. Mon projet de master vise à proposer un scénario d'évolution post glaciaire de la vallée de la Romanche, basé sur une étude géomorphologique de détail originale de nouvelles données LIDAR et de datations cosmogéniques sur le site de Séchilienne.

I. Etat de l'art

1) Qu'est-ce qu'un glissement de terrain

Le terme de glissement de terrain est assez vague et regroupe tous les déplacements de masse de roches, de terre et de débris entraîné par gravité (Varnes, 1978). La dynamique de ces instabilités dépend des caractéristiques lithologiques (couverture sédimentaire, substratum rocheux...) et tectoniques (failles, fracturation, schistosité...). La classification des instabilités est basée sur les mécanismes de mise en place (Varnes, 1978 ; Dikau, 1996 ; Flageollet, 1988). Ils distinguent ainsi cinq types de mouvement : la chute (éboulement ou écroulement), le basculement, le glissement (rotationnel ou translationnel), le déplacement latéral et l'écoulement.

Les nombreuses études sur les mouvements de terrain ont permis de caractériser des facteurs déclenchants tels que les variations climatiques, la sismicité, l'héritage tectonique. Un des phénomènes le plus classiquement invoqué dans les zones montagneuses est le phénomène de décompression des versants lié à la disparition de la glace (debutressing). En effet dans les vallées montagneuses l'activité érosive des glaciers permet la formation de versants abrupts affaiblis mécaniquement. Lors du retrait glaciaire, la fonte de la glace permet de libérer les contraintes latérales appliquées par le glacier sur les parois rocheuses. Cette décompression produit de nombreuses instabilités gravitaires qui conduisent à un rééquilibrage des pentes des versants (Fig. 1).

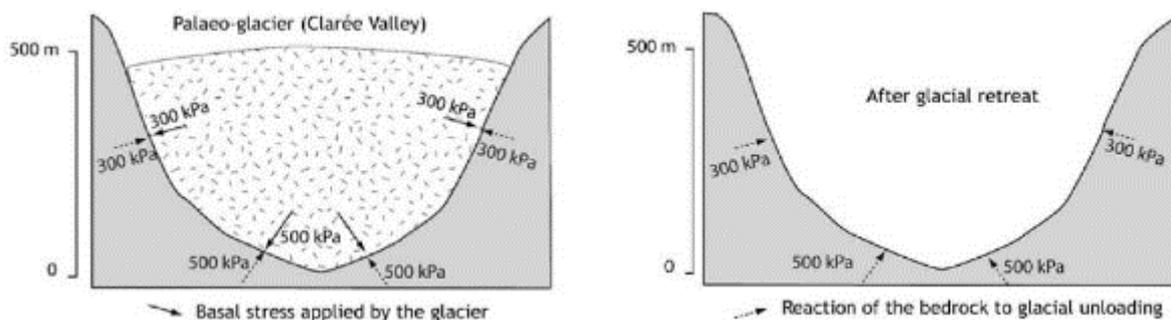


Figure 1: Phénomène de rééquilibrage des versants lié à la disparition des contraintes latérales lors de la disparition du glacier, d'après Cossart et al., 2007.

Dans les Alpes les glaciations quaternaires ont laissé derrière elles de nombreux versants abrupts de 35 à 45 °, en particulier lors de la dernière phase au Würm (90 à 21ka).

2) Contexte géologique : le massif de Belledonne et le site de Sechilienne

Le massif de Belledonne appartient aux massifs cristallins externes des Alpes Françaises. Il s'étend sur plus de 120 km le long de la vallée du Grésivaudan dans la direction N30 (Fig. 2). Il est constitué de roches métamorphiques (gneiss, micaschistes et amphibolites) ayant des âges allant du Précambrien au Carbonifère, déformées et métamorphosées par l'orogénèse hercynienne (Ménot 1988 ; Von Raumer et al. 1993). Ce substratum est recouvert par des roches sédimentaires détritiques allant du Carbonifère supérieur au Permien, et couverts par des sédiments Mésozoïque en discordance. Les dépôts quaternaires sont constitués d'éboulis et dépôts fluviaux, de cônes alluviaux et de moraines. Durant l'orogénèse Alpine, le massif de Belledonne a subi un raccourcissement crustal associé à du métamorphisme dans les conditions du faciès des schistes verts (Goffé et al. 2004). Ce raccourcissement provoque le soulèvement du socle ainsi que le déplacement vers le nord-ouest de la couverture Mésozoïque créant ainsi les massifs de la Chartreuse et du Vercors. Le massif de Belledonne est divisé en deux domaines tectoniques majeurs, le domaine interne à l'Est et le domaine externe à l'Ouest. Ces deux domaines sont séparés par une faille majeure sub-v verticale : Belledonne Middle Fault (BMF) ou faille médiane de Belledonne (aussi appelée synclinal médian dans la littérature). Ces deux domaines présentent des lithologies, des âges et une histoire tectono-métamorphique différents. Le domaine externe est constitué de métasédiments paléozoïques indifférenciés et affecté par un métamorphisme polyphasé de faible degré (Fernandez et al. 2002) alors que le domaine interne est composé d'une pile tectonique de roche allant du Cambrien au Dévonien ayant été métamorphosé dans les conditions du faciès des amphibolites.

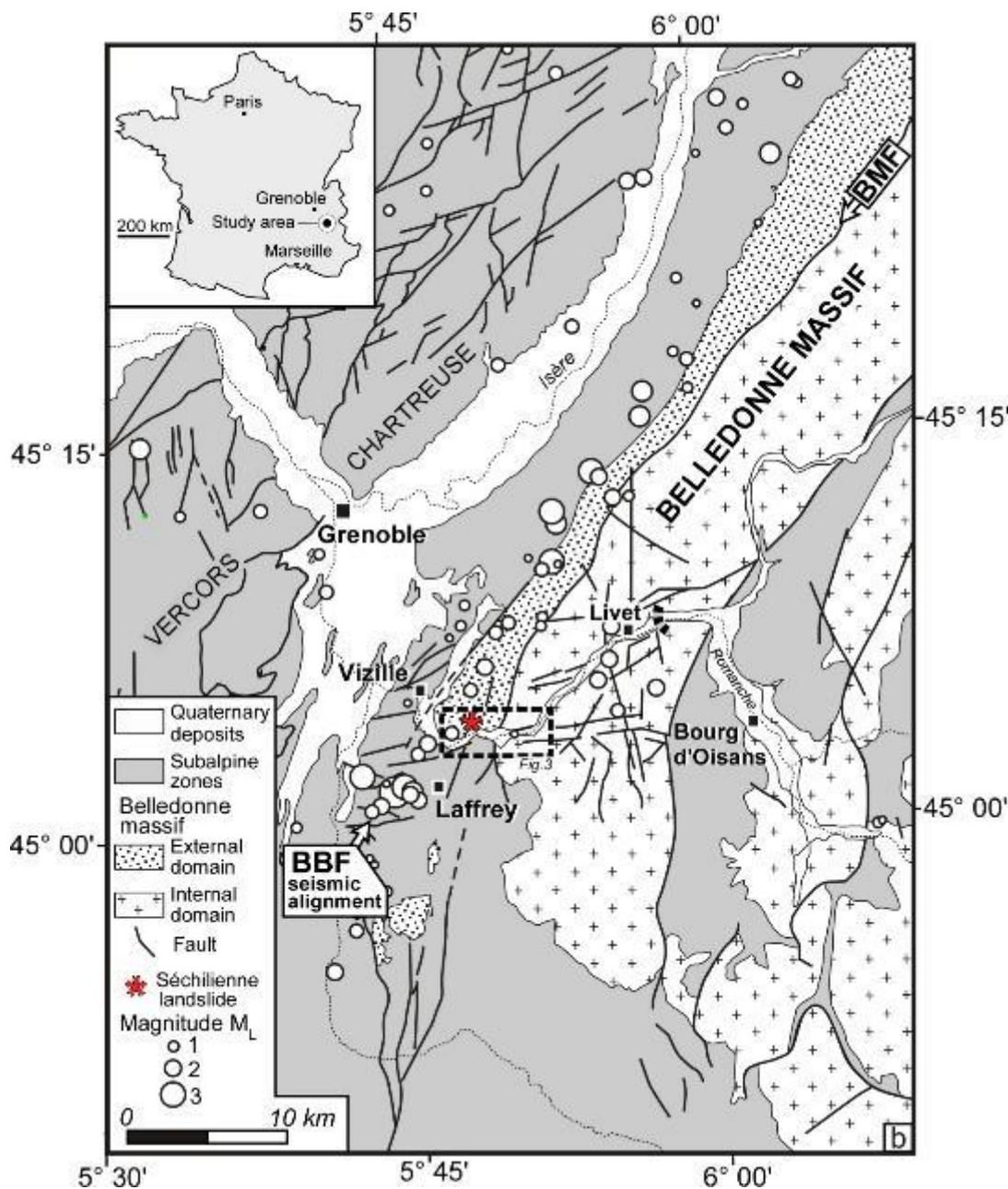


Figure 2 : Carte géologique et sismotectonique de la partie sud du massif de Belledonne, modifié d'après Le Roux et al., 2010)

Le massif de Belledonne est affecté par une déformation encore active aujourd'hui. En effet, on observe une activité sismique récurrente (Fig. 2), mais de faible magnitude ($M_w < 3.5$) le long de la bordure ouest du massif (Thouvenot et al. 2003). Ces séismes sont localisés à une profondeur inférieure à 10 km et s'étendent sur plus de 50 km. Cela traduit le mouvement dextre de la faille de Belledonne, située le long de la bordure Ouest du massif (Fig.2) (Thouvenot et al. 2003). Ce massif montre par ailleurs un héritage tectonique important. Les amphibolites présentent des fractures parallèles sub-verticales orientées N80. Ces fractures, très visibles dans le paysage et en photographie aérienne, arment des falaises de plusieurs centaines de mètres au niveau du couloir Livet (Fig. 2), en amont du bassin de Séchilienne. Elles présentent des stries et rainures horizontales qui indiquent un mouvement senestre. La minéralogie suppose que le mouvement s'est initié pour des profondeurs de plusieurs km pour des températures supérieures à 200°C (Le Roux et al., 2010). Dans les micaschistes, deux familles de failles sub-verticales de direction N40 et N60 ont été reconnues et leurs jeux déduits de l'analyse des plans striés montrent des déplacements dextres (Le Roux et al 2010).

Mais la morphologie de ce massif n'est pas uniquement due aux structurations tectoniques antérieures.

3) Contexte glaciaire : histoire de l'incision des vallées de l'Isère et de la Romanche

En effet, durant la phase glaciaire Quaternaire du Riss, la chaîne de Belledonne a été entièrement recouverte de glaciers entre -300 ka et -130 ka BP environ. Cela a contribué à la morphologie actuelle, même si les derniers glaciers würmiens (-90 ka à -20 ka) ont remodelé ces morphologies héritées des phases antérieures (J.M. Vengeon, 1998), en s'individualisant dans les grandes vallées alpines. Le glacier le plus important était le glacier Isérois qui arrivait du Nord en longeant la bordure Ouest du massif de Belledonne par la vallée actuelle de l'Isère. Le glacier de la Romanche longeait la bordure Est du massif, chenalisé entre la chaîne de Belledonne et le massif du Taillefer; avant de bifurquer vers l'Est par le bassin de Séchilienne, traversant l'extrémité sud du massif de Belledonne.

C'est dans la partie Sud-Ouest du massif, au Sud de la plaine de Grenoble, que se localisait la confluence entre le glacier Isérois et le glacier de la Romanche. Il y avait donc dans cette région une compétition entre ces deux glaciers. Cette compétition entre les deux glaciers durant la dernière glaciation würmienne a été l'objet de nombreuses études. Coutterand (2010) résume dans sa thèse les nombreuses hypothèses dans sa thèse sur les flux glaciaires des Alpes Nord-occidentales (2010) et se concentre sur les volumes des flux mis en jeu. Ainsi, c'est à la fin des années 1800 que Lory (1860-1864, 1871) puis Falsan et Chantre (1879-1880) montrent la puissance du glacier de la Romanche en attribuant une grande partie des dépôts du lobe de Moirans au glacier de la Romanche. Plus tard, Vivian et Ricq (1969) proposèrent au contraire que le glacier isérois difflue au niveau de l'ombilic grenoblois (et donc que sa puissance l'emportait sur le glacier de la Romanche). Cette dernière hypothèse fut soutenue par Monjuvent (1978) qui considérait que le glacier isérois était beaucoup plus puissant, ce dernier contenant le glacier de la Romanche dans l'ombilic de Vizille.

D'après Coutterand (2010), une grande incertitude subsiste sur cette question de la localisation du contact glaciaire entre le glacier de la Romanche et le glacier Isérois.

Cette incertitude affecte aussi la description de la surface des zones d'accumulation de chacun de ces deux systèmes. Finalement d'après Coutterand, le volume de glace issu du bassin de la Romanche serait largement sous-estimé par Monjuvent.

En effet, il a montré grâce à la reconstitution de la ligne d'équilibre du glacier de la Romanche que 90 % de son bassin versant était situé en zone d'accumulation, soit une surface d'environ 1100 km². Or il est admis que la zone d'ablation doit être proportionnelle à la zone d'accumulation (Kerschner, 1976 ; Gross et al., 1978). Cela impliquerait une zone d'ablation d'environ 550 km². Cela permet à l'auteur d'envisager une extension de la zone d'ablation débordant largement de l'ombilic de Grenoble. Ce qui confirme les analyses pétrographique effectué sur le lobe de Moirans dans la fin des années 1800 (Lory ,1860-1864, 1871; Falsan et Chantre, 1879-1880).

Dans la basse vallée de la Romanche, le glacier de la Romanche avait donc atteint une altitude maximum d'environ 1300 m lors du maximum würmien. Cela entraînait une diffluence au niveau de Luitel (Monjuvent, 1978) en amont de Séchilienne, et des diffluences au niveau de Mathésine (Monjuvent, 1978 ; Coutterand, 2010), de la vallée du Drac et de la vallée de la Gresse, avant de franchir

l'ombilic de Grenoble (Fig. 3) (Coutterand, 2010). Au maximum de la glaciation du würm, le glacier de l'Isère était chenalisé par le profond surcreusement de l'ombilic de Grenoble qui a atteint une cote de -300 NGF (Nicoud et al., 2002), voire -500 m NGF (Vallon, 1999).

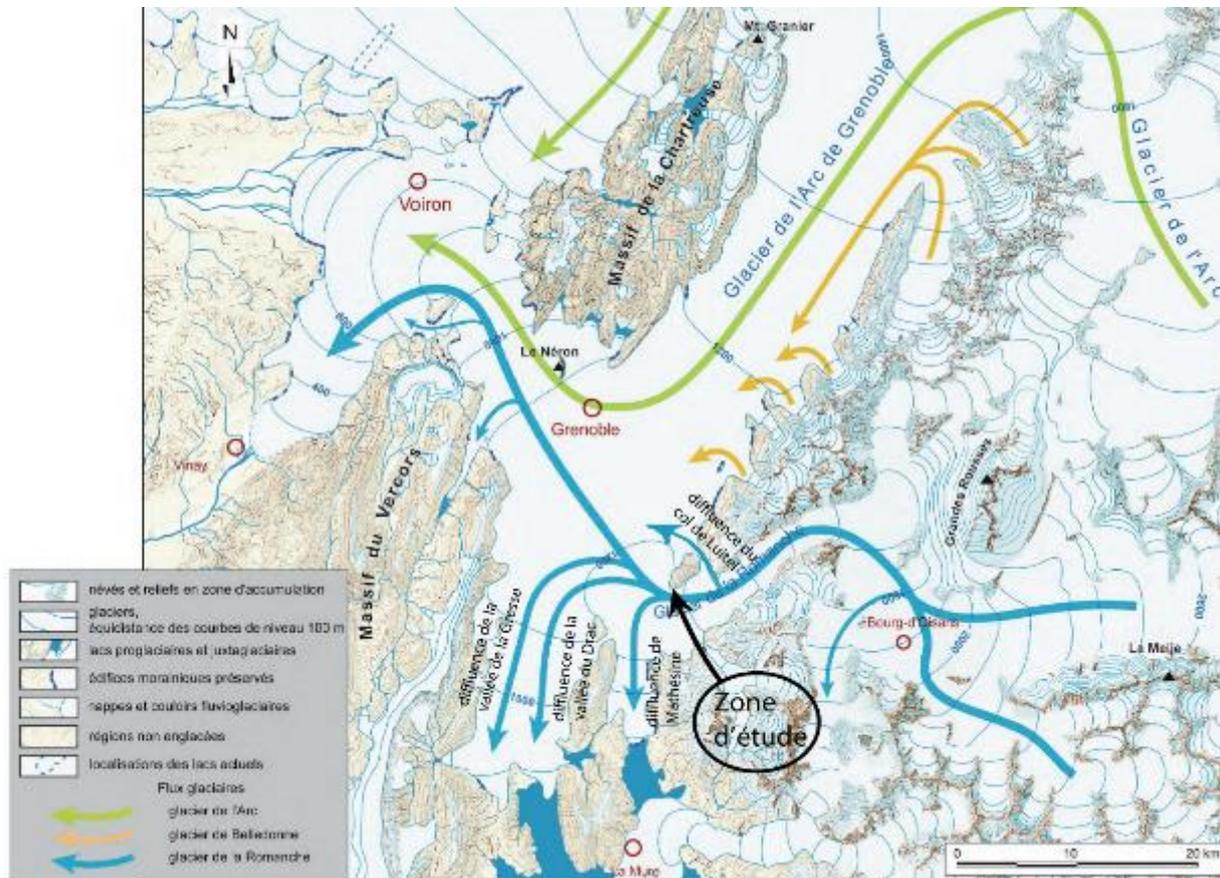


Figure 3 : Paléogéographie des glaciers de la Romanche et de l'Isère ; reconstitution des flux dans l'ombilic de Grenoble, l'ombilic de Moirand et la basse Isère (d'après S.Coutterand, 2010).

4) Localisation de la zone d'étude

La zone d'étude (Fig 4) se situe à l'extrémité sud du massif de Belledonne, sur la rive droite de la basse vallée de la Romanche, au niveau du bassin de Séchilienne. Cette partie Sud du massif de Belledonne est affectée par de grandes structures tectoniques héritées de l'orogénèse alpine et hercynienne. Ainsi, la zone d'étude est bordé à l'Ouest par la faille bordière de Belledonne (BBF)(aussi appelé accident de Vizille), à l'Est par l'accident médian de Belledonne (BMF) et au sud par la faille de Séchilienne (SFZ). La faille bordière est orienté N30, tout comme la faille médiane, alors que la SFZ est orienté environ N80 à N70. Notre zone d'étude fait partie du rameaux externe de Belledonne et est séparée de la zone interne par l'accident médian (Fig. 4).

La lithologie de la zone d'étude est principalement constituée de micaschiste à deux micas (biotite et muscovite), présentant des alternances métriques, tantôt plus micacées, tantôt plus quartzeuses. L'ensemble présente les caractères d'une série flysch non carbonaté. L'Age de cette série est discuté : Protérozoïque pour Carme, Paléozoïque inférieur pour Siméon, supérieur pour Bordet (Vengeon, 98).

Cette formation est affectée par deux épisodes métamorphiques distincts, tous deux hercyniens. On retrouve par endroit des plis de houiller pincé dans les micaschistes. La couverture sédimentaire Mésozoïque n'apparaît que partiellement sur le plateau du Mont Sec (Fig. 4). Aussi appelée série satiné, cette formation présente une schistosité à pendage SE très redressée dans les vallées mais qui tend à se coucher dans les hauteurs par la suite de phénomène de fauchage et de la poussée au vide qui jouent un rôle important (Barfáty et al., notice carte géologique de Vizille).

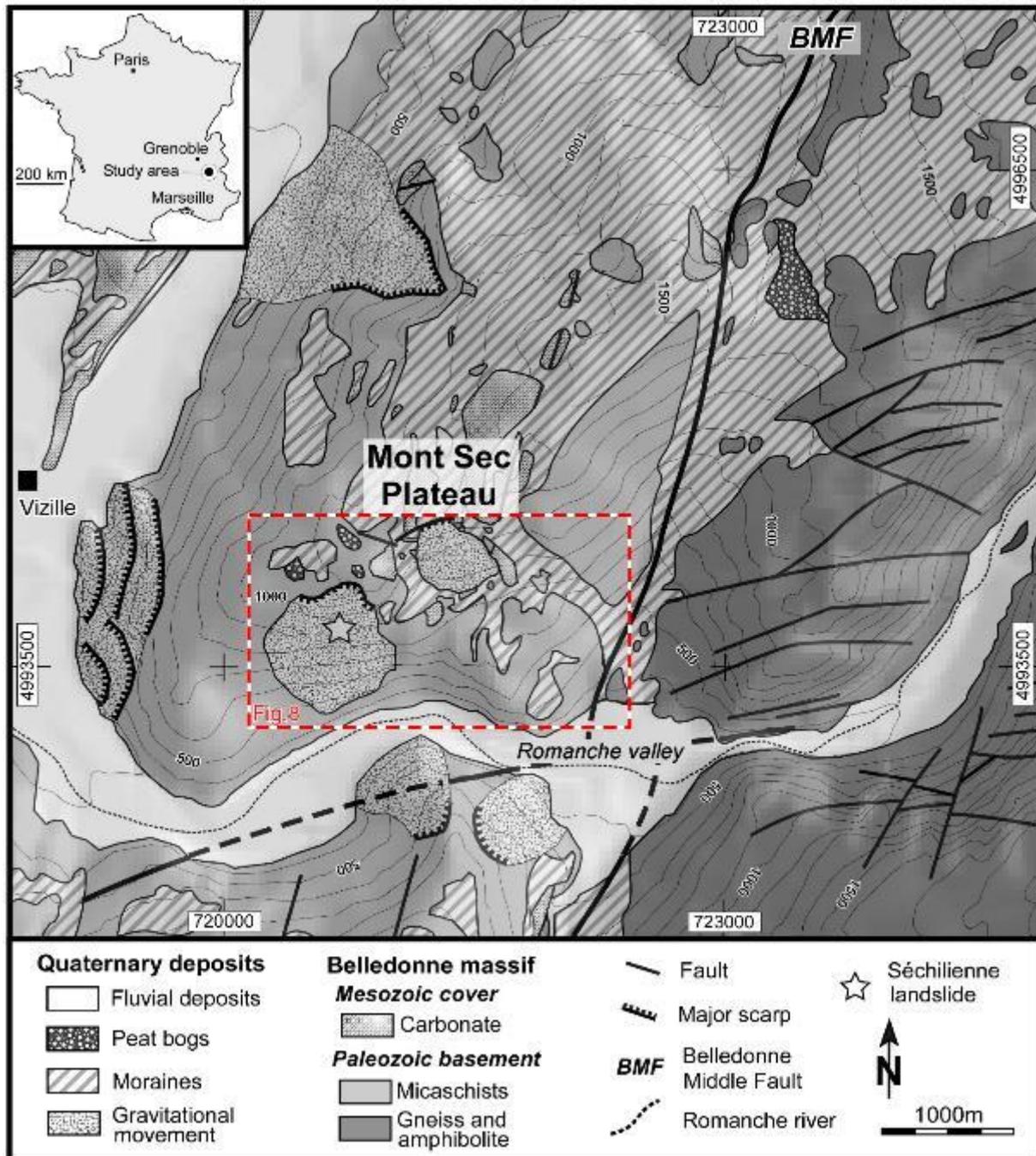


Figure 4 : Carte géologique et structural de l'extrémité Sud du massif de Belledonne, modifié d'après Le Roux et al., 2010

Ce rameau externe est incisé perpendiculairement par la vallée de la Romanche. Cette incision résulte de l'alternance des processus érosifs d'origine glaciaire et fluviale durant les glaciations quaternaires (Montjuvent et Winistorfer 1980 ; Cutterand 2010). En terme de morphologie le passage des glaciers a formé des vallées aux versants assez raides, avec des pentes allant jusqu'à 35-40°. Cette vallée,

constituée de roches endogènes, a particulièrement bien préservée le modelé d'érosion glaciaire, même si après le retrait du glacier, les pentes ont tendance à retrouver un état d'équilibre avec des flancs moins abrupts, qui se rééquilibre par glissement et/ou écroulement successifs. Dans cette partie Sud du massif, de nombreux glissement de terrain ont été répertoriés (Fig. 4) depuis le retrait du glacier de la Romanche. Ce retrait est estimé au minimum à 16.6 ¹⁰Be ka par datations cosmogéniques de surface glaciaires polies à 1200 m d'altitude (Le Roux et al. 2009). La disparition de la glace en fond de vallée à 350m se fait en quelques milliers d'années (Le Roux et al. 2009). En parallèle, un âge minimum de l'initiation des mouvements gravitaires de 6.4 ka a été obtenue par datation des escarpements rocheux (Le Roux et al., 2009; Lebrouc et al., 2014).

La datation par isotopes cosmogéniques permet de dater des surfaces d'exposition aux rayonnements cosmiques. Ces datations peuvent être appliquées à des surfaces glaciaires pour obtenir des informations sur la dynamique de retrait du glacier soit sur des escarpements gravitaires pour obtenir les âges de déstabilisation du versant (Le Roux et al., 2009; Lebrouc et al., 2014).

Parmi ces mouvements de terrains, celui de Sechilienne est encore très actif aujourd'hui. Le volume total de ce mouvement a été estimé à 55±5 millions de m³, dont une partie frontale très active de 3 millions de m³ (Le Roux et al., 2010). De ce fait, il est très surveillé et fait l'objet de nombreuses études. Des datations cosmogéniques sur l'escarpement principal montrent que ce glissement s'initie entre 7,8 et 5 ka, durant l'optimum climatique de l'Holocène post glaciaire, qui correspond à un épisode pluvieux plus important. De nombreux mouvements de terrains dans les Alpes Occidentales s'initient au début de l'Holocène : Films (Suisse, 8,9 ka), Kandertal (Suisse, 9,6 ka), Köfels (Autriche, 9,8 ka), La Clapière (France, 10,3 ka), Valtellina (Italie, 7.4 ka) (Lebrouc et al., 2013). Cela met en évidence à la fois l'existence d'un délai de plusieurs milliers d'années entre la déglaciation et le début des déstabilisations et une contribution du climat dans l'initiation des déstabilisations des grands versants alpins.

Ce délai est expliqué par Lebrouc et al. (2013) par la persistance d'un pergélisol après la déglaciation, qui consoliderait et maintiendrait les pentes abrupt des versants. Ce pergélisol protégerait aussi le versant des infiltrations hydrauliques, le protégeant ainsi de l'altération. Ce n'est qu'à la fonte du pergélisol que se déstabiliserait le versant. Ce pergélisol aurait aussi un rôle dans la fracturation du versant par érosion cryoclastique. En effet, sur le glissement de Sechilienne, l'épaisseur estimée du pergélisol correspond à peu près à l'épaisseur de la partie déstabilisée du versant (Lebrouc et al., 2013).

Les glaciers, au contraire des rivières qui tendent vers un profil d'équilibre entre dépôt et érosion, vont éroder très fortement le substratum, en particulier quand le régime du glacier est tempéré. Le régime tempéré d'un glacier signifie que la base du glacier, au niveau de l'interface glace/substratum, est supérieure à 0°C, ce qui entraîne la présence d'eau liquide et donc une érosion fluvio-glaciaire en plus de l'érosion mécanique (abrasion et arrachement de matériaux). De plus, cette eau sous glaciaire peut-être mise sous pression par le poids du glacier. Cela va entraîner un surcreusement d'autant plus important. Ce surcreusement peut aussi être amplifié par la présence de failles ou bien de discontinuités liées à la tectonique ou la lithologie. Ces surcreusements font souvent place à des lacs lors du retrait du glacier, qui vont combler la dépression de sédiments glacio-lacustre, comme c'est le cas dans l'ombilic de Grenoble, où le glacier de l'Isère avait atteint -300 m NGF (Nicoud et al., 2002).

La vallée de la Romanche n'a pas échappé à ce phénomène d'érosion fluvio-glaciaire. En effet, un surcreusement important a été mis en évidence (Fig. 5) par des campagnes de prospections

géophysiques (bruits de fond sismique et sismique réflexion) (Le Roux et al. 2010, 2012). Ce surcreusement, d'environ 100 m en amont de Séchilienne dans les amphibolites, augmente brutalement après le verrou pour atteindre environ 350 m dans les micaschistes, sous les alluvions fluvio-glaciaires de la Romanche au niveau du bassin de Séchilienne. Puis, le surcreusement semble diminué assez rapidement après le bassin de Séchilienne pour atteindre environ 100 m de profondeur. L'augmentation de la profondeur du socle après le verrou peut être expliquée par le changement de lithologie mais également par la présence de failles majeures structurant le substratum. Mais la remontée brutale de l'interface entre le substratum rocheux et les alluvions en aval du bassin de Séchilienne imagée par la géophysique (Fig.5B) semble trop importante pour être d'origine glaciaire.

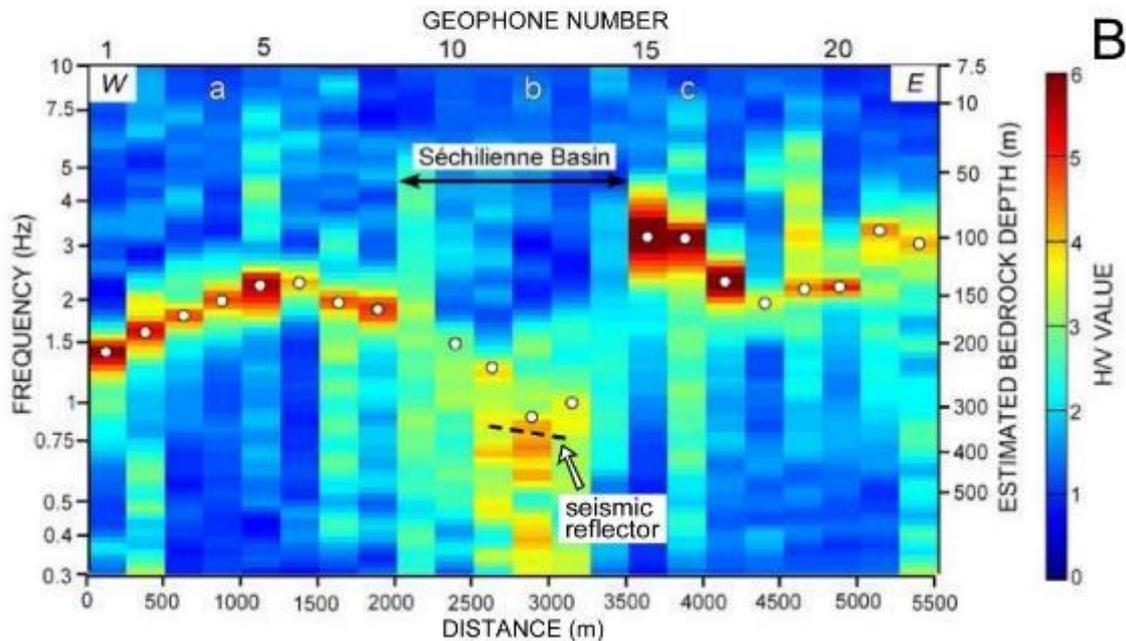
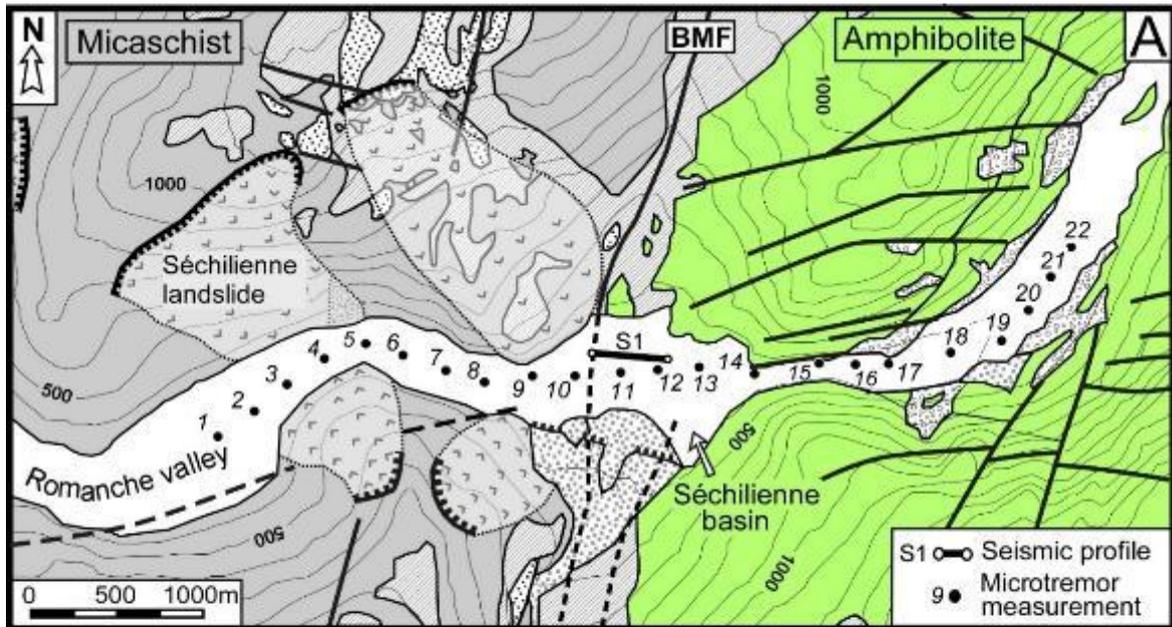


Figure 5: A : carte géologique montrant la localisation des profils géophysiques effectués par Le Roux et al. (2010). B : profondeur du surcreusement estimée par méthodes géophysiques (Le Roux et al., 2010).

. La sismique réflexion semble montrée que cette contre-pente est en réalité moins abrupte (Fig. 5), et remonte plus doucement de façon linéaire entre le géophone 13 et le géophone 1 (Fig. 5) (Le Roux et al., 2010).

Ce surcreusement important est aujourd'hui en partie comblé de sédiments. Mais aucun forage n'ayant été réalisé à plus d'une vingtaine de mètres (BSS du BRGM), la nature des sédiments de ce remplissage reste inconnue. Il pourrait s'agir de sédiments glacio-lacustres ou fluviaux, avec des alternances plus grossières issues d'écroulement alentours.

II. Objectif et méthodologie

Dans ce contexte de risque lié à l'instabilité de versant rocheux, ce stage a pour objectif d'étudier la morphologie de surface de la terminaison Sud de Belledonne, le long de la rive droite de la vallée de la Romanche. Nous nous appuyons sur un nouveau MNT LiDAR très haute résolution (< 50 cm) couplée à des données de terrain. Cela permettra de caractériser la structuration tectonique et la morphologie glaciaire de la zone, en relation avec les instabilités gravitaires. Cette analyse géomorphologique fine sera couplée à des données temporelles et géophysiques afin d'estimer un éventuel contrôle climatique et/ou de l'héritage tectonique sur l'initiation de ces instabilités gravitaires. Et enfin, d'estimer la dynamique des instabilités gravitaires à l'échelle du versant et leurs interactions avec le cours actuel de la Romanche depuis le dernier épisode glaciaire il y a environ 21 ka.

Les limitations liées à un couvert végétal dense et à l'accessibilité restreinte pourront pour la première fois être contournées par l'analyse de données LiDAR aéroporté (<50 cm). Ces données géomorphologiques à haute résolution couplées aux contraintes temporelles disponibles (¹⁰Be) (Le Roux et al., 2009) permettront d'appréhender un scénario de mise en place des instabilités gravitaires à l'échelle de la zone d'étude.

1) Présentation du LiDAR

LiDAR est l'acronyme de l'expression anglaise « Light Detection and Ranging ».

C'est une technique de télédétection active et non intrusive qui permet d'obtenir une information détaillée et très précise de l'altitude (quelques centimètres). Cet instrument fonctionne avec un capteur actif, c'est-à-dire qu'il émet son propre signal (sous forme de pulse laser). Un récepteur analyse ensuite les signaux réfléchis par les objets rencontrés par les ondes (Fig. 6). Il permet d'obtenir rapidement une importante densité de points 3D géoréférencés (Fig. 7)(Kneiss, 2011). Le LiDAR peut être utilisé sur la terre (camion, jeep,...), dans les airs (avion, hélicoptère, drone,...) comme dans l'espace (satellite).

A la différence des radars qui utilisent des ondes radio ou des sonars qui utilisent des ondes sonores, le LiDAR utilise la lumière issue d'un laser (spectre visible, infra-rouge et ultra-violet). Son fonctionnement est donc proche de celui du radar à la différence du domaine spectral des ondes utilisés. Alors que le radar émet dans le domaine des micro-ondes (fréquences de 1 à 100 GHz), le LiDAR utilise des fréquences au-delà du THz (longueur d'ondes de 250 nm à 10 µm). Le filtrage des données permet d'obtenir une image très haute résolution de la topographie du sol sous le couvert végétal. Les données obtenues peuvent ensuite être traitées avec n'importe quel logiciel de SIG (Arc Gis, QGis,...).

C'est la seule technique de télédétection qui permette de détecter simultanément la surface du sol et la végétation, donc de décorréler ces deux informations (Fig. 7).

Cette technique non intrusive est donc particulièrement bien adaptée aux levés topographiques de zones très boisées, accidentées ou difficiles d'accès (interdites, trop coûteuses ou risquées).

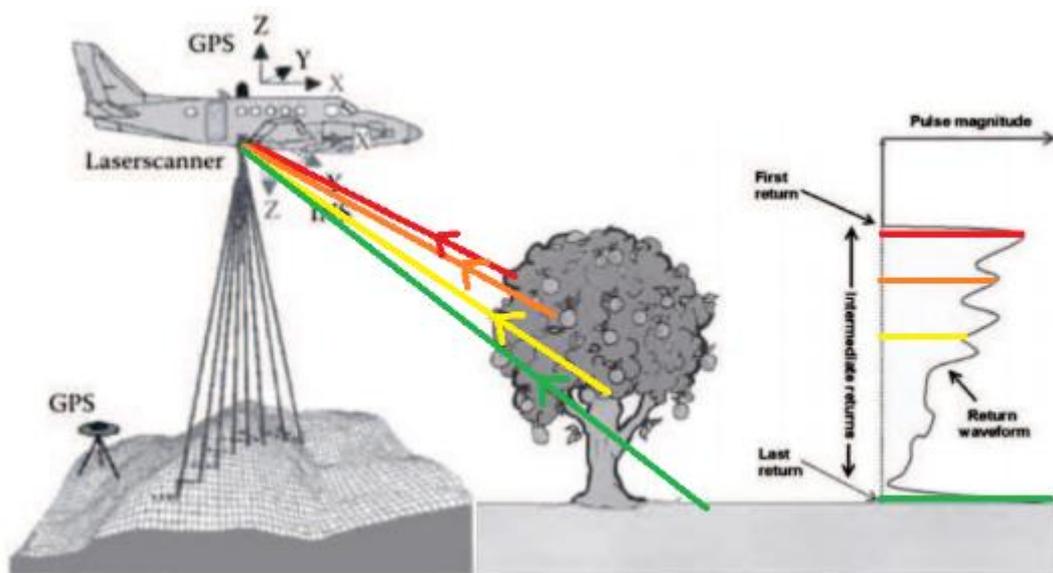


Figure 6: modifié depuis Kneiss et al., 2011

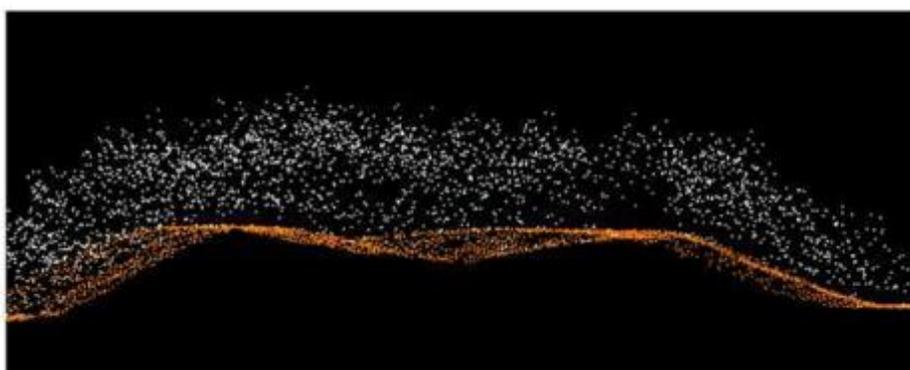


Figure 7: Exemple de nuage de point obtenu par le LiDAR.

2) Présentation de la zone d'étude

Le relevé LiDAR acquis par ISTERre couvre la partie Sud du massif de Belledonne, et est centré sur le plateau du Mont Sec. Ce MNT très haute résolution offre une vue très précise de la morphologie de cette zone très boisée et très accidentée (Fig. 8).

années est envisagée. En effet, les nombreuses mesures d'auscultation du versant effectuées indiquent un mouvement allant de quelques mm/an à quelque m/an pour la partie frontale très active, lors d'épisode pluvieux important (Fig. 9).

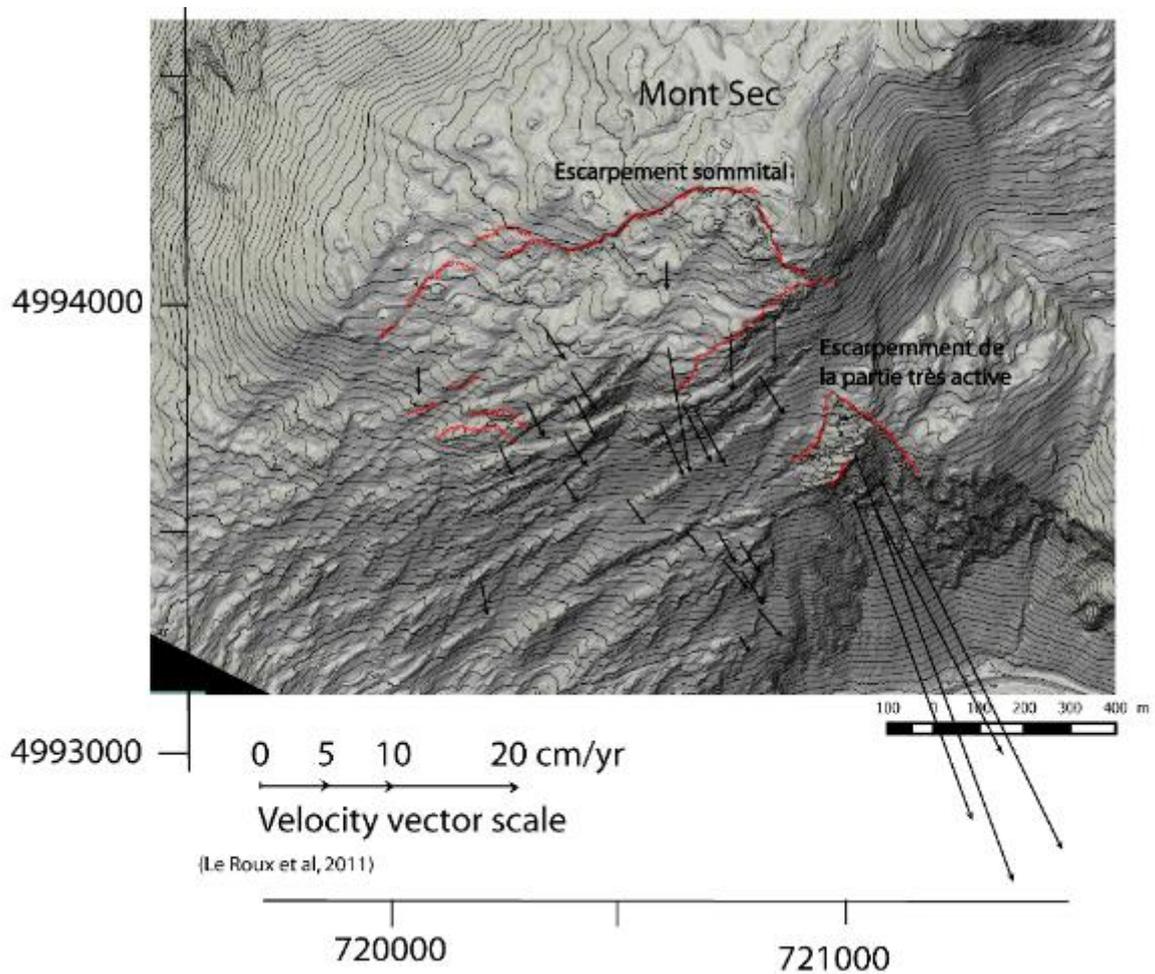


Figure 9: Vitesses mesuré par les stations du CETE. Image modifiée d'après Le Roux et al., 2011.

Des études effectuées par le CETE avaient montré un contrôle important de la pluviométrie sur la dynamique du glissement. En moyenne, le mouvement était d'environ 10 mm/an en période sèche et de 30 à 50 mm/an en période pluvieuse ou de fonte des neiges (Vengeon, 1998 ; Vallet et al., 2015), avec une augmentation de la vitesse moyenne depuis quelques années. Mais depuis février 2014, les vitesses ont considérablement ralenti (<3 mm/an) sans qu'aucune explication n'ai pu être trouvée.

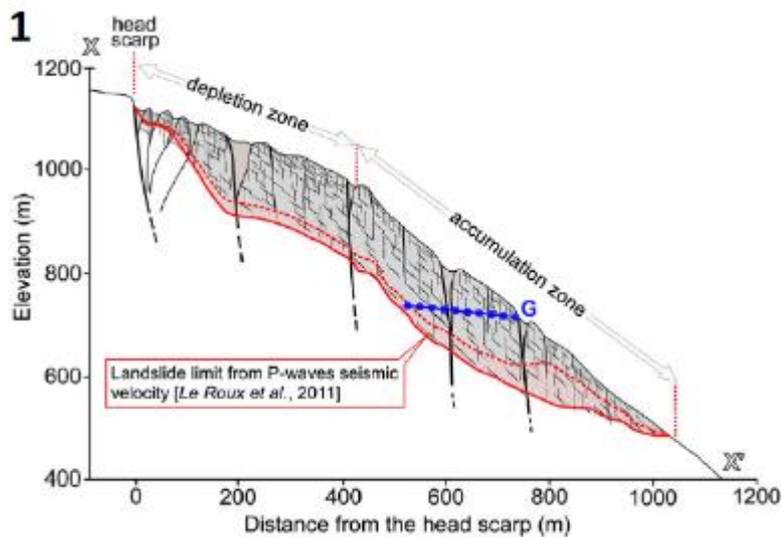


Figure 10: Le Roux et al., 2011

Des méthodes géophysique ont permis d'estimé la géométrie de cette destabilisation (Fig. 10) (Vengeon, 1998 ;Le Roux et a., 2011). La limite basale de la déstructuration est située à environ 200 m de profondeur.

A l'Est de ce glissement se trouve une zone de replats, située à mi-hauteur entre la plaine alluviale et le plateau du Mont-Sec (Fig. 8). Cette zone, d'apparence stable, n'est pas

étudiée. Elle est séparée du plateau du Mont Sec par une falaise d'une centaine de mètres qui se termine par une pente concave (Fig. 11.A) se raccordant aux replats. Ces replats en eux même sont limités au Sud-Ouest de la plaine alluviale de la Romanche par une falaise de plusieurs centaines de mètres. Cette zone est formée d'une succession de replats descendant vers le SE, jusqu'au bassin de Séchilienne (Fig. 12), qui sont séparé entres eux par des talwegs (Fig. 11). Sur ces replats sont construit des hameaux dont les plus importants sont ceux des Thiébauds et de la Bathie.

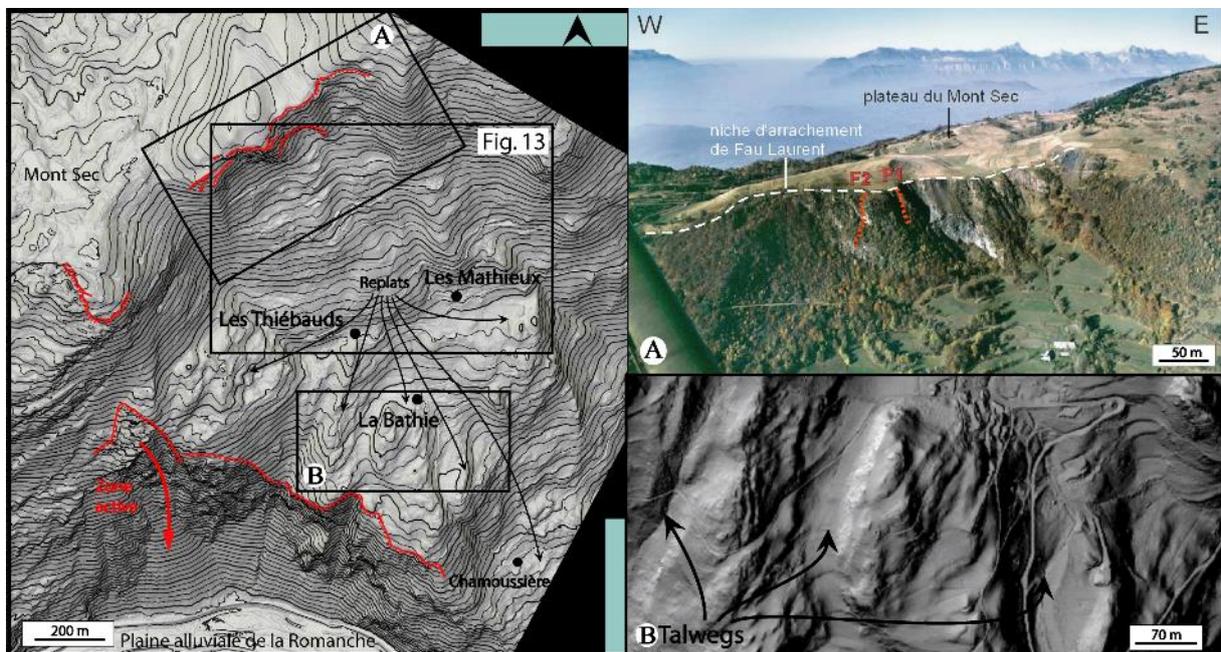


Figure 11: Localisation des principaux hameaux de la partie Est de la zone d'étude. A : falaise de Fau Laurent où F1 et F2 représente les profils datés par méthode cosmogéniques (Schwartz et al., 2009). B : replats de La Bathie.

Le replat des Thiébauds est situé à l'Ouest du hameau des Thiébauds, 250 m en contrebas du plateau du Mont-Sec (Fig. 11). Il est bordé à l'Ouest par la partie active des Ruines de Sechilienne. Ce replat est orienté vers le S-SE, à une altitude comprise entre 850 et 900 m (fig.12, profil 2). Sa surface est d'environ 190 000 m².

Au Sud-Est de ce replat se trouve le replat de La Bathie, environ 100 m plus bas (Fig. 12, profil D). Ce dernier peut être divisé en deux parties, l'une allongé en direction N-S et surplombant d'une cinquantaine de mètres la seconde. Elles sont séparées par un talweg en U de 50 m de large (Fig. 11.B). Ces derniers ont une altitude moyenne de 730 m et sont orientés S-SE. Ils sont limités au S-O de la plaine alluviale de la Romanche par une falaise de 400 m (Fig. 12, profile 4)) et au SE par des ruptures de pente orientés N30. La limite Nord est constituée de la partie frontale d'un glissement superficiel décrit par Barféty et al (1970), au niveau du hameau des Thiébauds. Ce replat de la Bathie comprend le petit plateau des Replats au SE. Sa surface totale est estimée à 328 000 m².

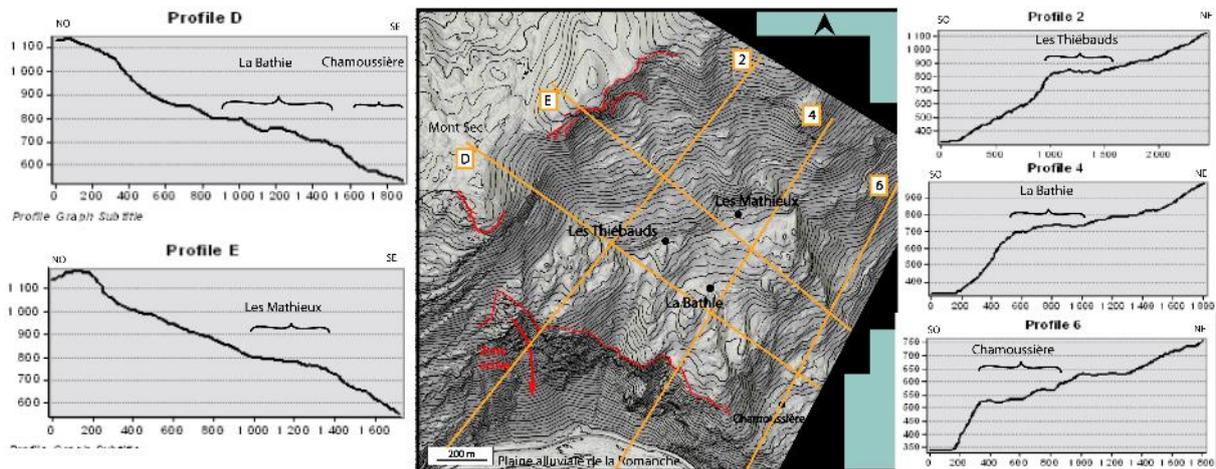


Figure 12 : Profils topographiques des replats de la zone Est.

A l'Est de La Bathie se trouve un replat dont le hameau des Mathieux occupe la partie Nord (fig.13). Ce dernier, d'une surface d'environ 130 000 m², est limité à l'Est par des escarpements de quelques dizaines de mètres et au Nord par une pente concave faisant penser à un paquet déstabilisé. L'altitude moyenne de ce replat orienté vers le S-SE est de 800 m.

Un dernier replat, situé au S-E de La Bathie, et dont la partie S-E n'apparaît pas sur le MNT LiDAR, possède une surface d'environ 100 000 m². Le hameau de Chamoussière est construit dessus, à une altitude de 500 m environ (profile 6 de la figure 12).

Le Nord de cette région de replat est constitué d'une pente plus raide, convexe sous la falaise de Fau Laurent et d'un renflement concave vers le bas (Fig. 13). Cette morphologie est caractéristique d'un glissement superficiel. Cette région a d'ailleurs été décrite comme une zone de glissement superficiel dans les années 1970 par Barféty et al. (1970), mais aucune autre étude n'as depuis été réalisé sur cette zone, mis à part la datation récente par isotopes cosmogéniques de la niche d'arrachement de Fau Laurent (Fig. 11.A).

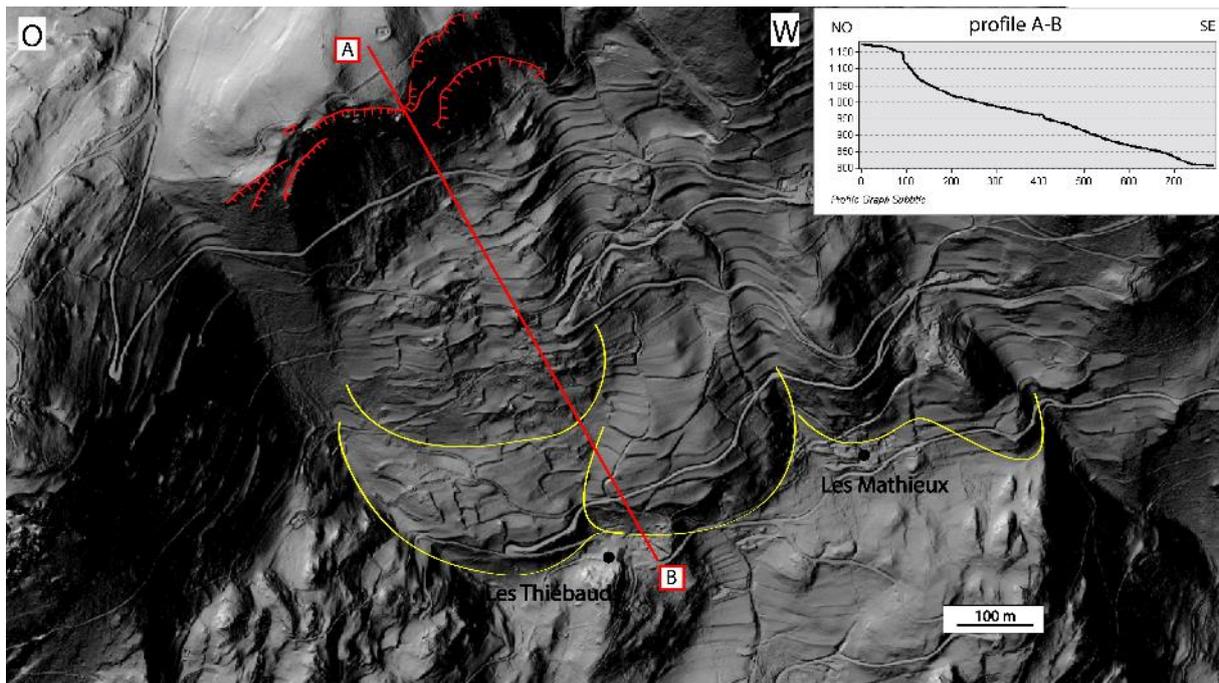


Figure 13: Agrandissement de la figure 11. Les glissements superficiels reposent sur la partie Nord des replats.

La superficie totale de cette région (qui comprend les glissements superficiels venant reposer sur ces replats) est supérieure à 1,2 km². Ces données LiDAR sont donc l'occasion d'apporter plus de précision à cette région juxtaposée à un des glissements actifs les plus importants d'Europe.

III. Caractérisation morphologique

1) Grandes orientations du massif (MNT Isère versus MNT LiDAR)

La caractérisation géomorphologique des grandes structures présentes au sein du versant est essentielle. En effet ces structures guident en partie les déformations gravitaires. Pour cela nous avons étudié les marqueurs géomorphologiques à plusieurs échelles différentes en utilisant des MNT à différentes résolutions.

De grands linéaments dominant dans un rayon de 10 km autour de la zone d'étude. Ils sont observés sur le MNT IGN de l'Isère de résolution verticale 25 m et montrent des directions respectivement N30, N65 à N75, ainsi que N130 (Fig. 14). Une grande structure orientée N130 semble border le NE de la région des plateaux de La Bathie, caractérisée par un talweg observable de chaque côté du versant du massif (Fig.14).

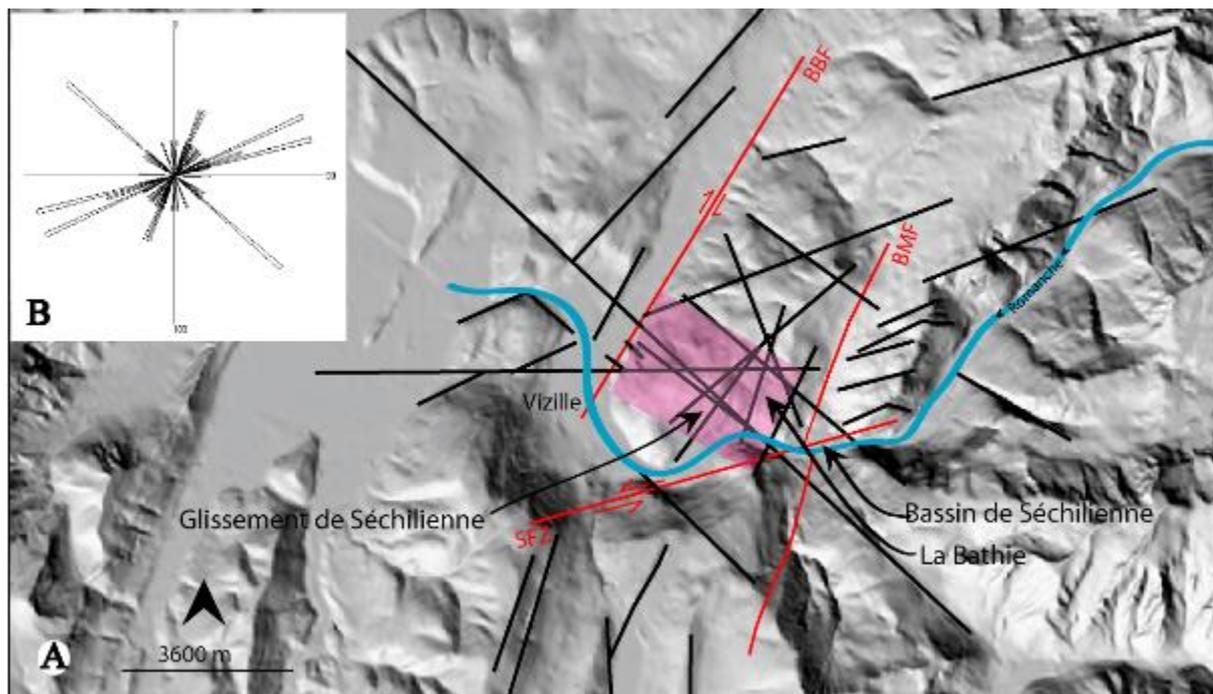


Figure 14: A : localisation des grandes structures observées autour de la zone d'étude avec le MNT de l'Isère. B : Ces grandes linéations ont été reportés sur un stéréo.

Ces directions principales de linéament se retrouvent également sur le MNT LiDAR haute résolution (Fig.15). De nombreuses fractures orientées NE-SO sont bien visibles au niveau du tassement de Séchillienne à l'Ouest, mais ne semblent pas se prolonger vers l'Est sur la région des replats de La Bathie à l'Est (Fig.15). En effet, si l'on compare la partie du tassement de Séchillienne avec la zone des plateaux de La Bathie, la différence structurale est flagrante. D'un côté on observe un versant très fracturé et découpé par de nombreuses failles et fractures, et de l'autre on observe une zone de plateaux vallonnés, échelonnées en marche d'escalier. Entre les deux zones distinctes se situe la partie très active des Ruines de Séchillienne.

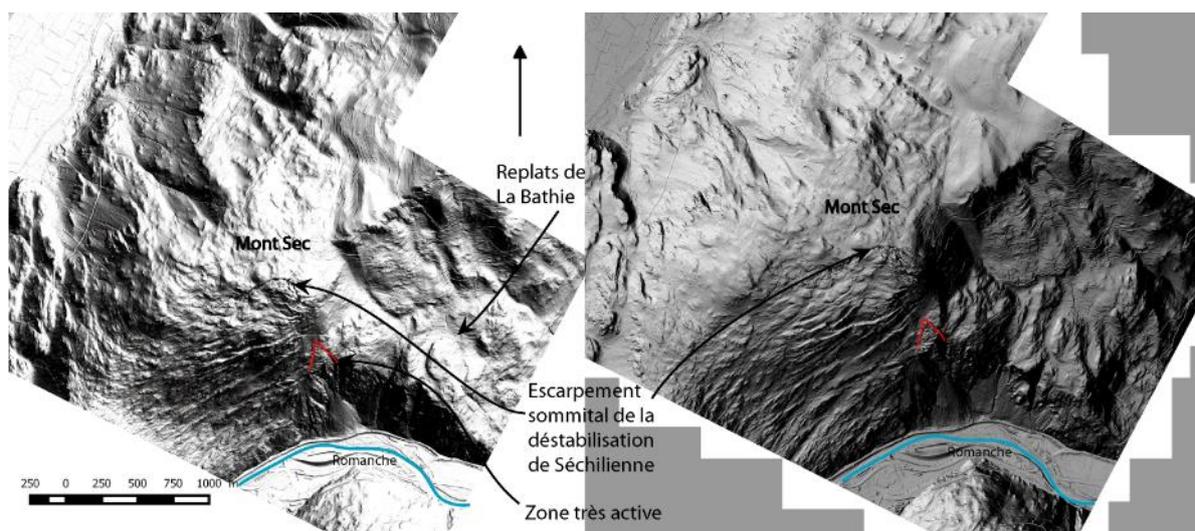


Figure 15: MNT avec un ombrage orienté (azimuth-hauteur) 45°-34 (à gauche) et 270°-45 (à droite).

La falaise qui surplombe au Nord la région de La Bathie est orientée selon la direction NE-SO, mais semble être le conjugué de directions comprises entre N-S et N100. La falaise qui borde le SO de la région de La Bathie, est elle aussi orientée N130.

Que ce soit à l'échelle du MNT de l'Isère ou bien à l'échelle du MNT LiDAR, les directions N30, N60 à N75 et N130 semblent ressortir préférentiellement (Fig. 16).

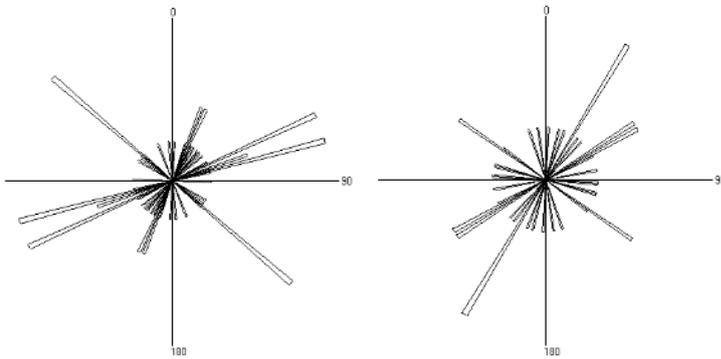


Figure 16 : Stéréos représentant les directions majeures observées sur le MNT de l'Isère (à gauche) et sur le MNT LiDAR (à droite)

2) 1^{ère} partie du MNT LiDar : La zone de Séchilienne à l'OUEST

- a) Empreinte de l'héritage tectonique et lithologique sur la déstructuration du massif.

A plus petite échelle, au niveau de la partie en cours de déstabilisation, le MNT LiDAR permet d'observer un grand nombre de structures tectoniques. Le sillon de la « grande combe » ressort très nettement, tout comme l'escarpement sommital (Fig. 18). Sous le sillon de la « grande combe », on observe un deuxième sillon semblable au premier mais un peu plus déstructuré. On observe aussi de grands linéaments orientés NNE-SSO (environ N30) qui découpent le versant et se prolongent jusque sur le plateau du Mont Sec. Ces grandes structures correspondent à d'anciennes failles (Fig. 17). Dans la partie déstabilisée, ces linéaments sont repris et décalés par le mouvement du versant (Fig. 17).

La partie supérieure du tassement semble moins déstructurée que la partie inférieure. Très arrondie dans la partie supérieure du tassement, les reliefs deviennent très anguleux lorsque la pente devient plus abrupte.

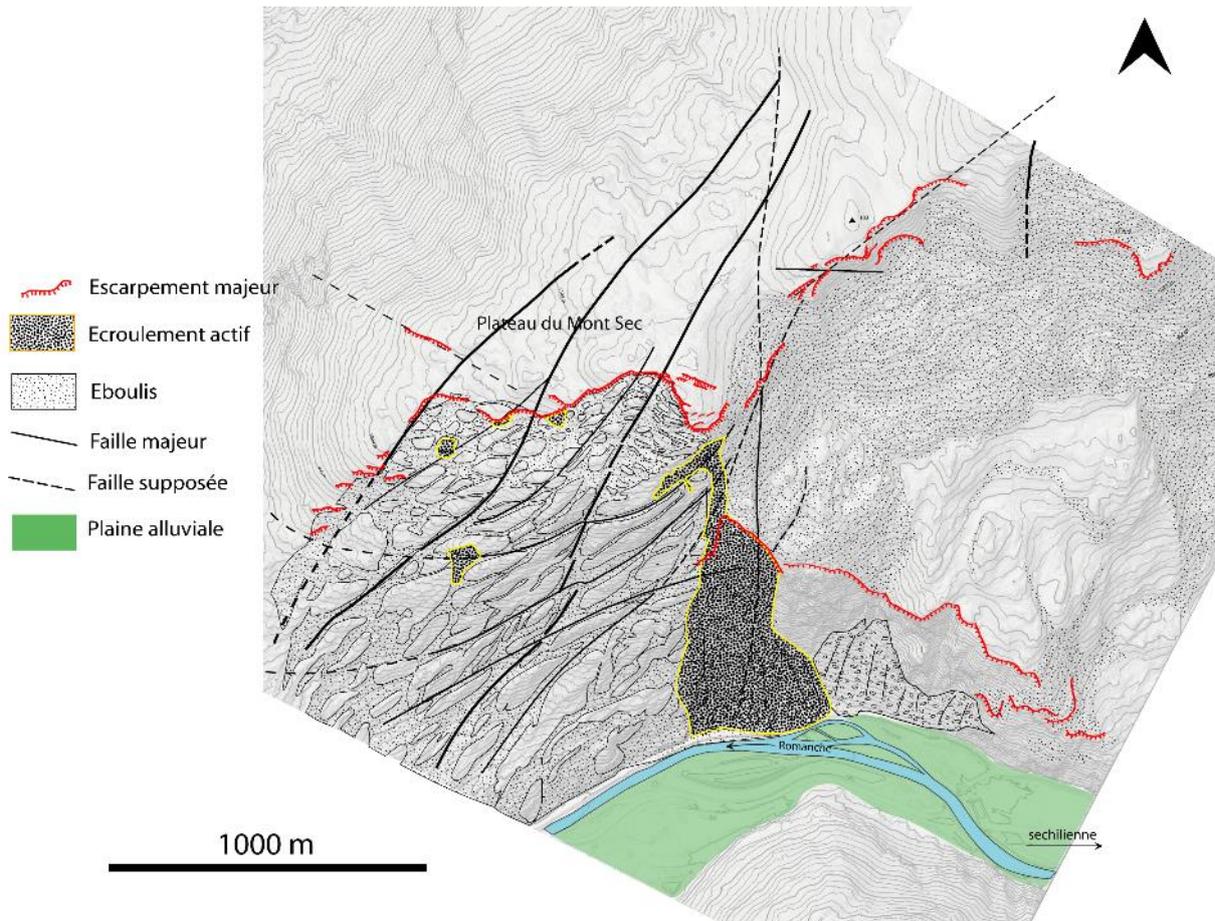


Figure 17: carte structurale de la partie Ouest de la zone d'étude

De nombreux sillons, semblables au sillon de la grande combe mais sur des tronçons plus court et à des échelles différentes sont visibles sur tout le versant déstabilisé. Ces sillons forment des contre-pentes très visibles sur le LiDAR (Fig. 18) et ont des orientations comprises entre N30 et N110. Ils sont généralement perpendiculaires à la direction de déstabilisation du versant et forment des faisceaux plus ou moins connectés entre eux. Ces sillons à fond plat ont une morphologie en U (Fig. 19) et sont remplis d'éboulis récents et de dépôts morainiques, mélangés aux feuilles issues du couvert végétal dense. Ils atteignent une largeur d'une vingtaine de mètres par endroit, avec une contre pente parfois sub-v verticale et pouvant dépasser 10 m de haut. Sur les contre-pentes, on retrouve par endroit des stries et des marches de calcite indiquant des mouvements décrochants horizontaux et montrant que ces sillons réutilisent des structures tectoniques héritées. Dans cette partie du versant, les marqueurs de mouvements tectoniques sont nombreux et de directions très variées.

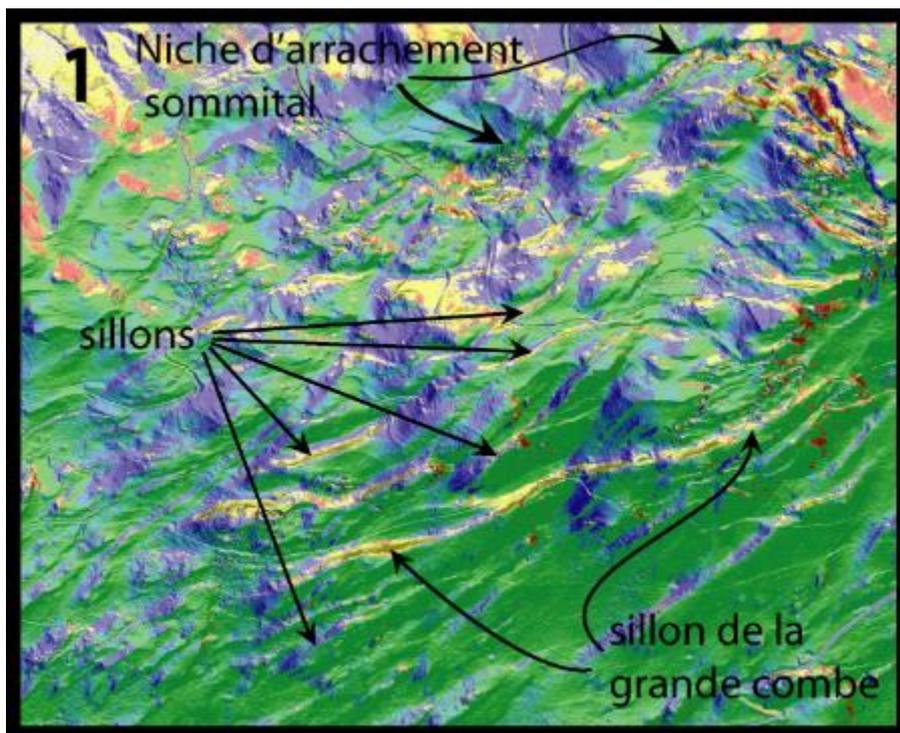
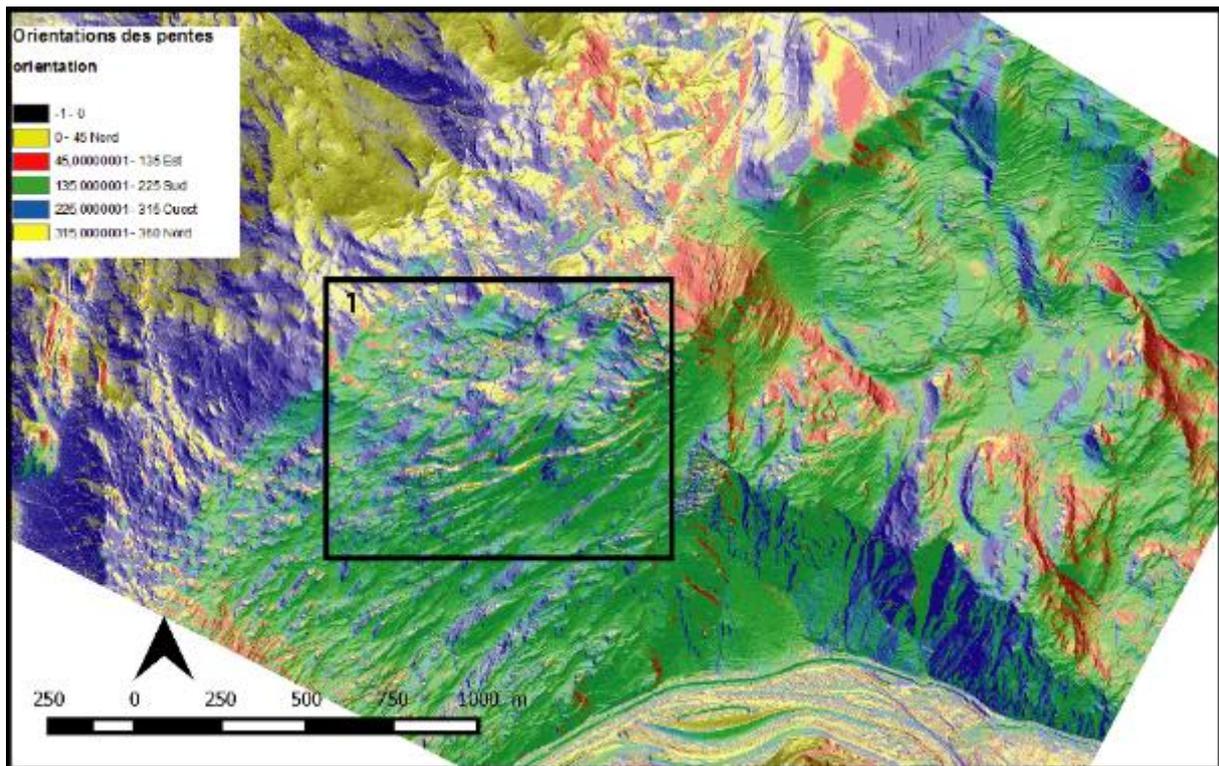


Figure 18: Cartes d'orientation des pentes en fonction des points cardinaux effectué à partir du MNT LiDAR à l'aide du logiciel ArcGis.

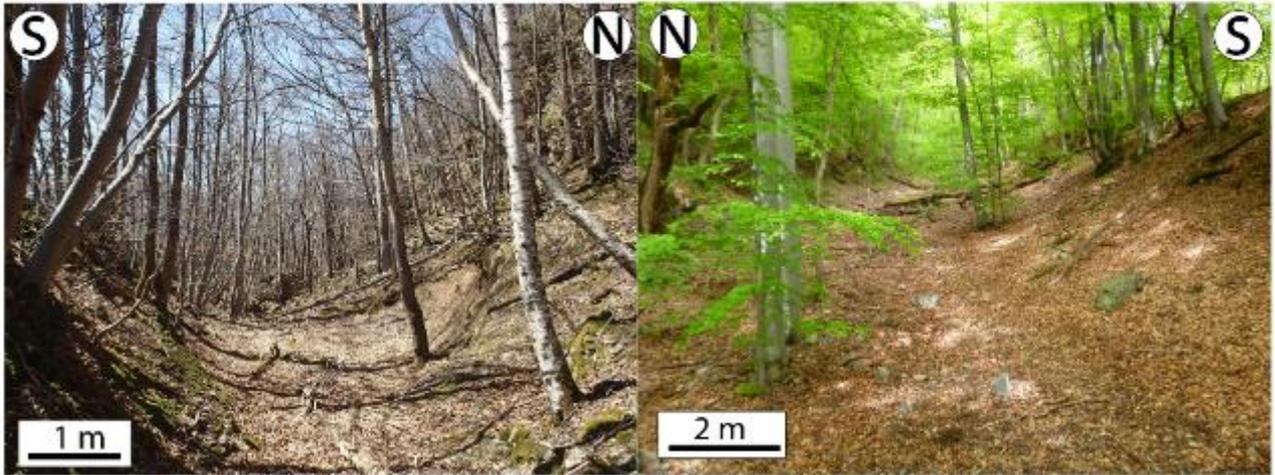


Figure 19: Sillon à fond plat. Flanc Sud, dépôts morainiques ; Flanc Nord, encaissant micachiste

A l'Ouest de la partie déstabilisé, se trouve une morphologie particulière, convexe en forme de **bourrelet** (Fig. 20). Le sommet de cette structure forme une contre-pente (Fig. 20.C, profil D). Cette contre-pente est soulignée par un sillon régulier, penté de 20° vers le NO (Fig. 20.A, profil 1) et qui semble être dans le prolongement du sillon de la grande combe (Fig. 20.B), malgré un arrêt brutal de sa géométrie caractérisé par une rupture de pente vers le SE (Fig. 20, profil 2).

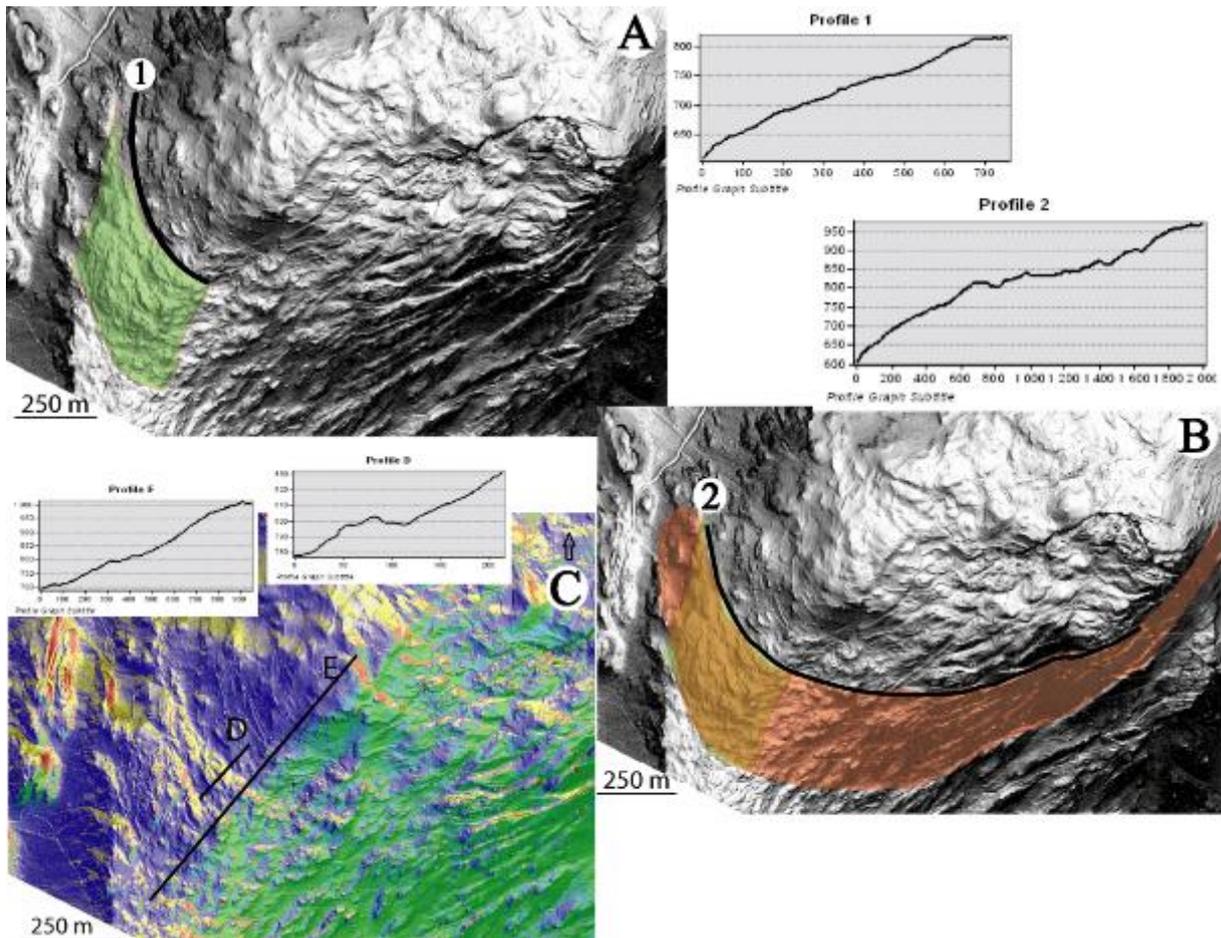


Figure 20 : Bourrelet Sud-Ouest. A : profil topographique 1 le long du sommet du bourrelet, B : profil topographique 2 dans le prolongement du trait de coupe sur le sillon de la grande combe ; C : coupe transversal du bourrelet.

Ce bourrelet convexe est surplombé par une pente concave (Fig. 11, profil E). L'origine de cette structure semble plutôt gravitaire que tectonique. La présence de filon de quartz (exploité économiquement entre 1850 et 1914) affleurant à des altitudes variable avec une géométrie en cercle et centré sur le Mont Sec (Vengeon, 1978), en est peut-être l'origine structurale.

Le rôle de la schistosité dans la déstabilisation du versant de Séchilienne a été mis en avant par de nombreux auteurs (Barfétý et al., 1970 ; Monjuvent, 1978, Vengeon, 1998) et montre l'importance de l'héritage tectonique dans la déstabilisation. La schistosité, d'orientation sub-vertical, a tendance à basculé avec l'appelle au vide. Ce phénomène de fauchage est décrit par de nombreux auteurs (Barfétý, 1970 ;Vengeon, 1998) et entraîne la formation de ces nombreuses contre-pentes.

Les résultats des mesures effectuées sur le terrain ne font que confirmer le rôle de cet héritage hercynien dans la déstructuration du versant (Fig.6) et montre bien la propagation du tassement vers le NO, le long des plans de schistosité.

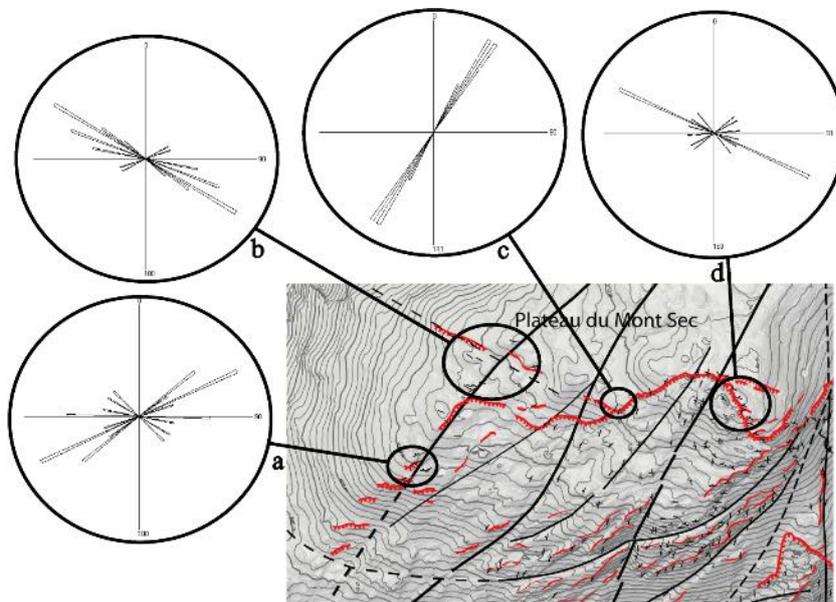


Figure 21: Image centrée sur l'escarpement principal de la déstabilisation de Séchilienne, et montre le contrôle de la schistosité sur la déstabilisation. Les stéréos représentent les directions de schistosité mesurée sur le terrain.

En effet, la géométrie même de l'escarpement sommital semble contrôlée par la schistosité (Fig. 6).

Cela met en évidence le tassement progressif du plateau du Mont Sec.

b) Morphologie et marqueurs de l'érosion glaciaire

L'excellente résolution du MNT LiDAR permet d'observer et de cartier le détail des nombreuses roches moutonnées qui composent le plateau du Mont-Sec. De même, les tourbières apparaissent particulièrement bien (Fig. 22). Ces structures semblent indiquer par leurs formes allongées des directions d'écoulements Nord-Sud à NO-SE.

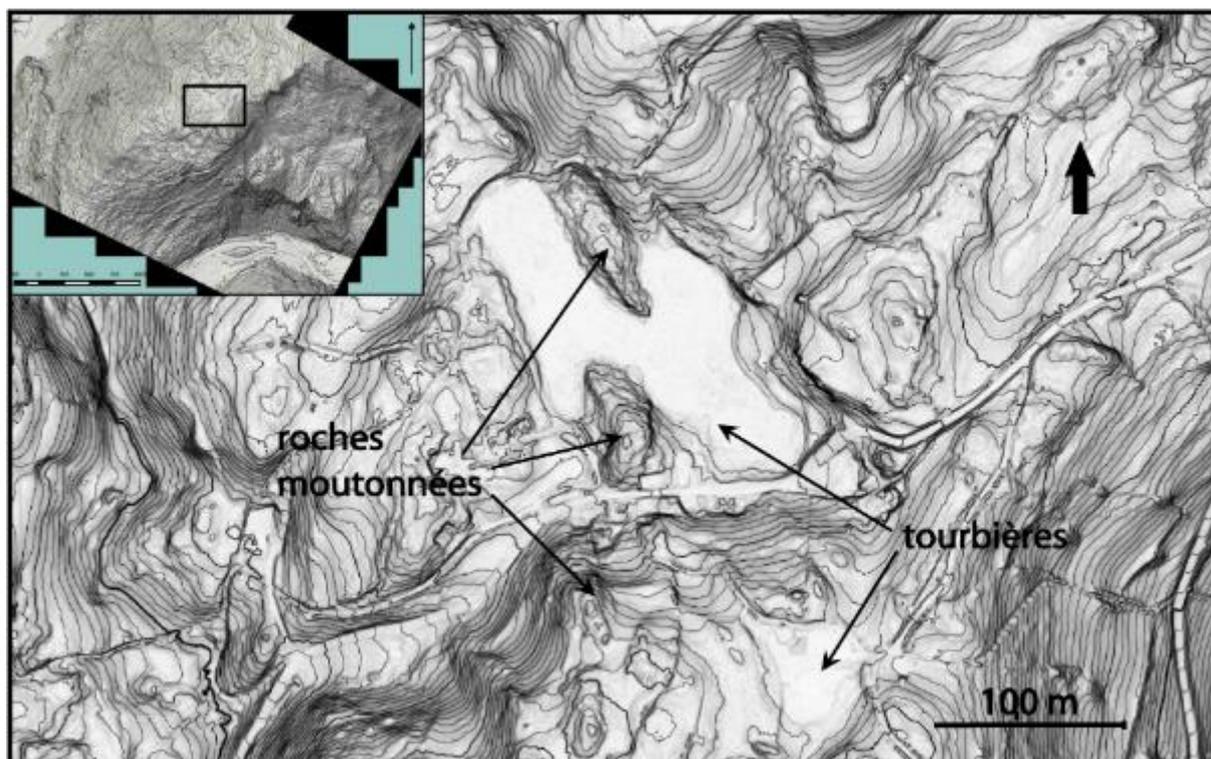


Figure 22: Agrandissement du MNT LiDAR centré sur le plateau du Mont Sec et laissant apparaître les tourbières et les roches moutonnées.

La partie tassée du mouvement de Séchilienne laisse deviner une morphologie semblable à celle du Mont Sec avec des reliefs arrondis mais ayant été déstructurés par le tassement. Dans la partie plus pentue du versant, les reliefs deviennent plus anguleux.

Sur le terrain, en bordure Sud du plateau du Mont Sec, le long de la niche d'arrachement sommital, de nombreux marqueurs de l'écoulement du glacier ont été retrouvés. Ces marqueurs sont des stries et des cannelures associés aux surfaces de polis glaciaires et des sillons d'écoulement latéraux en bord de vallée (Fig. 23.A). Les stries ont toutes des directions Est-Ouest comprise entre N75 et N110. Le sillon est orienté N110, reprend un ancien plan de faille senestre (orientée N105, 55 à 75°N) (Fig. 23.B), et est actuellement repris en plan de fracture par la déstabilisation. Cette même faille redécoupe un autre plan de faille plus ancien orienté N160 et caractérisé par un plan sub-vertical brèchique. Ces observations sont compatibles avec ce que l'on sait des processus d'écoulement de la glace qui réutilisent des structures héritées et incisent plus au niveau des plans de faiblesse structurale.

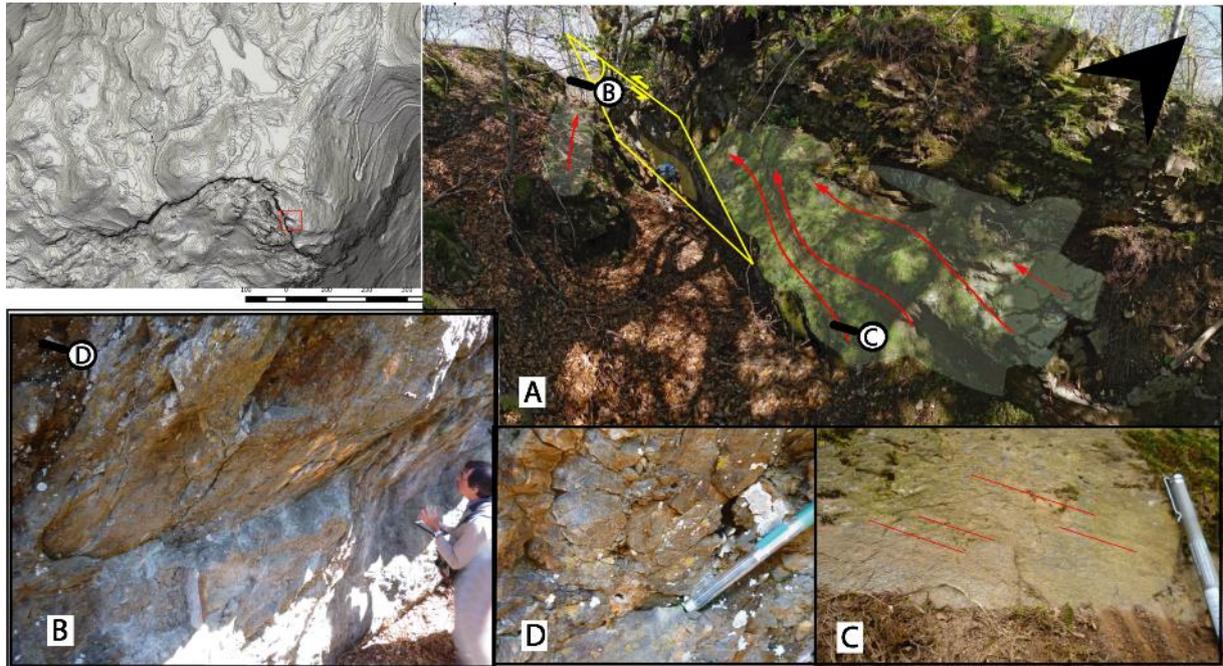


Figure 23 : sillon glaciaire reprenant un plan de faille. Les flèches rouges indiquent la direction du flux glaciaire, et le carré jaune l'orientation du plan de faille. A : sillon glaciaire. B : plan de faille. C : stries glaciaires. D Brèche de faille.

Dans la partie supérieure du tassement de Séchilienne, on observe aussi de nombreux polis glaciaires. Certains sont basculés dans le sens de la pente, d'autres ont glissés et sont fracturés par le tassement. Cette zone comporte aussi de nombreux dépôts morainiques qui attestent du passage d'un glacier.

c) Indicateurs de mouvement gravitaire

Sur le MNT, la zone affectée par la déstabilisation est très visible. Elle est particulièrement bien marquée à l'Est et plus diffuse à l'Ouest. La figure 9 (partie II) montre bien la dynamique du mouvement qui semble entraîné par l'appel au vide. En effet, on constate deux directions distincte sur la partie Est. Une direction d'abord NNO-SSE sur le bas du tassement et qui devient N-S dans la partie supérieure, après le sillon de la grande combe. Le mouvement du sillon semble créer un vide qui entraine le mouvement au-dessus. Les deux bombements concaves du sillon de la « grande combe » semblent d'ailleurs provenir du mouvement de déstabilisation.

On observe d'ailleurs sur le MNT LiDAR la présence de fractures en amont du sillon de la grande combe (Fig. 24). Ces fractures constituent les zones les plus actives du versant, où se localise le mouvement actuellement.

On observe d'autres zones plus actives, plus en amont. Ces zones apparaissent bien sur le MNT LiDAR, avec un aspect plus grumeleux. Sur le terrain, ces zones présentent des escarpements plus frais et des crevasses en cours d'ouverture, confirmant l'observation faite sur le LiDAR.

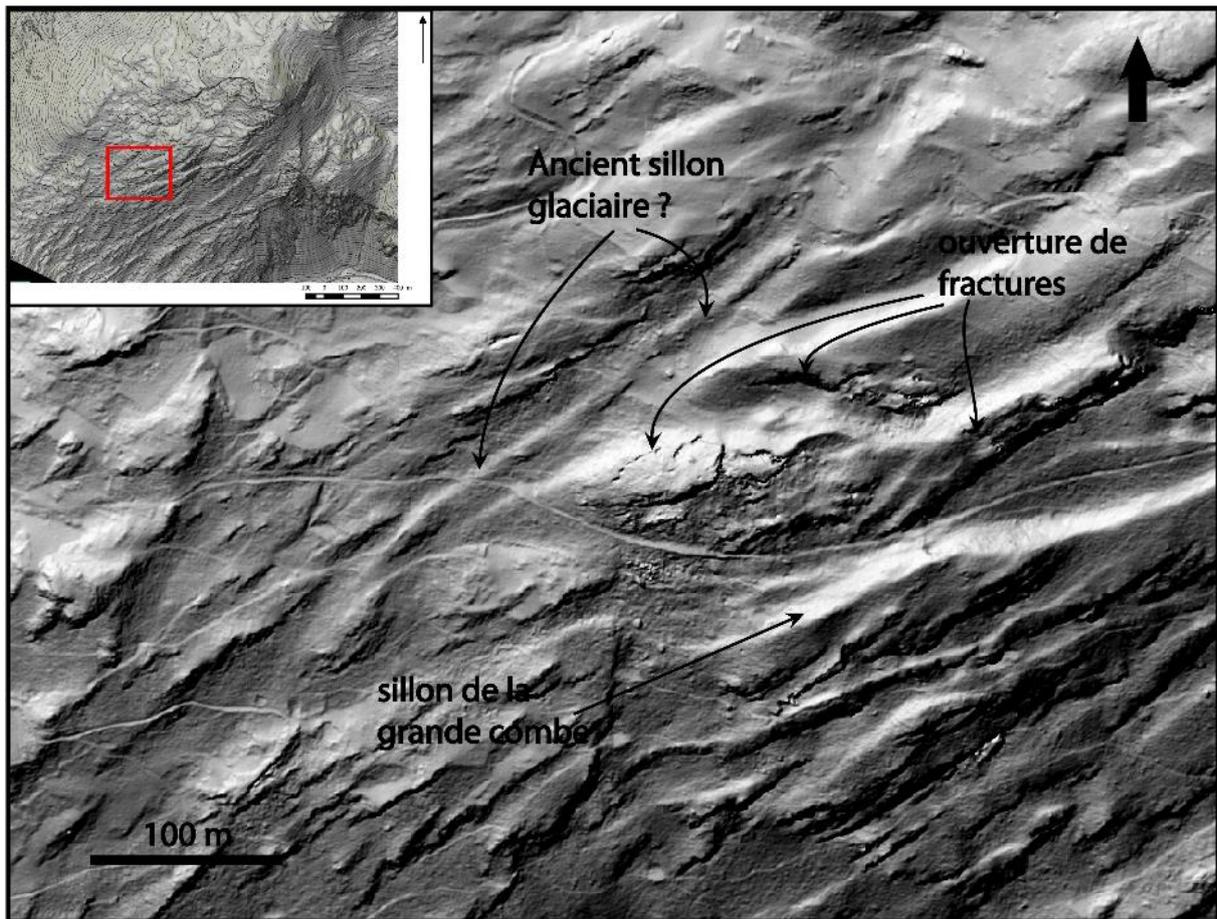


Figure 24: ouverture de fracture en amont d'une zone très active, derrière le sillon de la grande combe.

Sur le terrain, dans la partie NO, on observe une augmentation progressive de la hauteur des escarpements du NO vers le SE, qui caractérise bien la propagation de la déstabilisation. On observe aussi des polis glaciaires basculés ou abaissés au pied des niches d'arrachement. L'angle que forme la schistosité avec les stries sur le haut de l'escarpement est le même que celui observé sur les blocs basculés au pied des escarpements ce qui permet de conclure de leurs basculements. De nombreuses crevasses réparties sur tout le versant attestent aussi du mouvement général.

Cela montre bien le tassement progressif du plateau du Mont-Sec, plateau qui devait se prolonger bien plus loin qu'actuellement (Fig. 25)

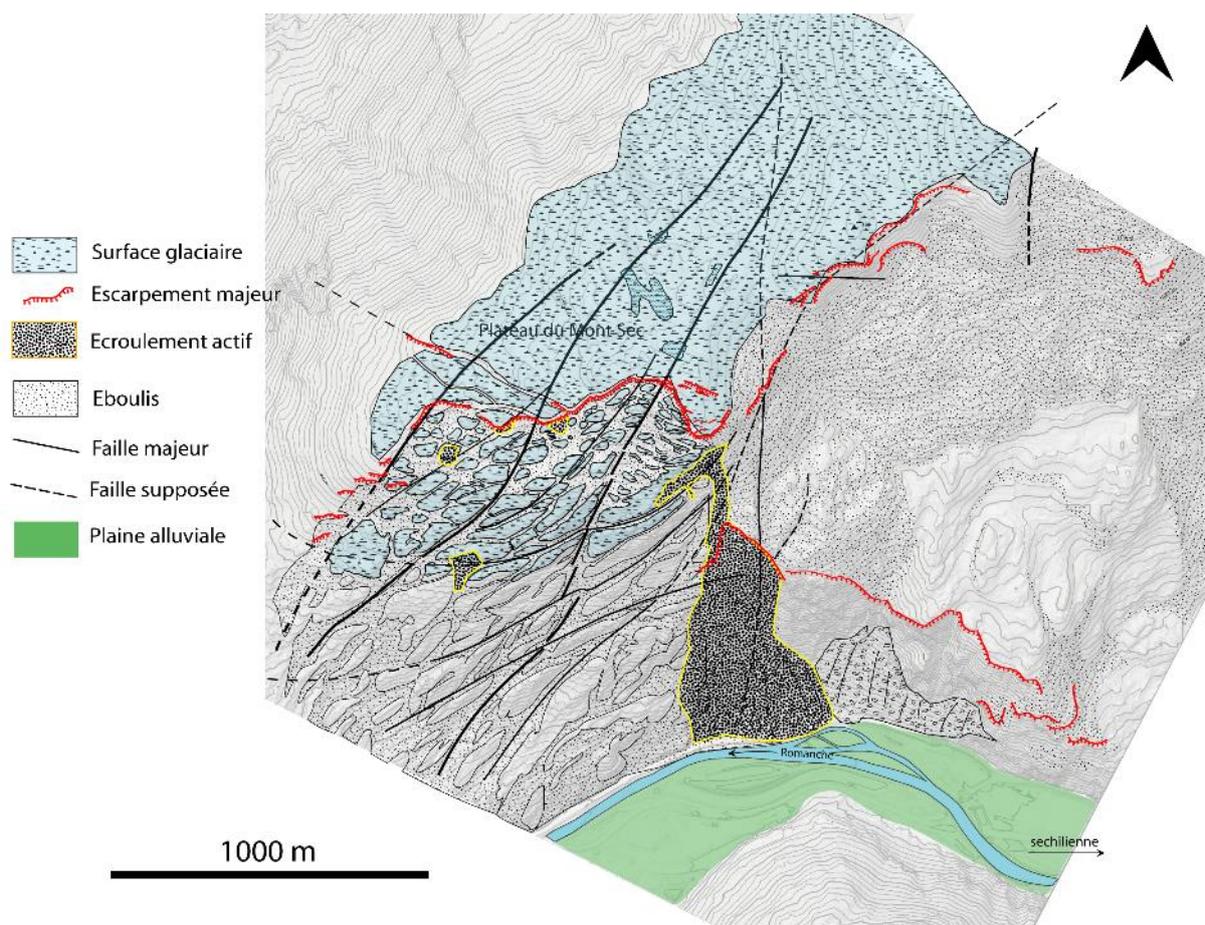


Figure 25: Carte morpho-structurale de la partie Ouest de la zone d'étude

Sur l'extrémité Ouest, un tassement plus ancien semble s'être produit. En effet, l'escarpement orienté Est-Ouest surplombe d'une cinquantaine de mètres un amas qui interrompt le sillon de la grande combe à l'Est et le bombement Sud-Ouest à l'Ouest (Fig. 20). Cet amas semble avoir glissé vers le S-E d'une cinquantaine de mètres, depuis l'escarpement qui le surplombe. De plus, au niveau de cet escarpement, la schistosité du massif est orienté environ N70 (Fig. 21a), et a donc pu favoriser la déstabilisation.

3) 2^{ème} partie du MNT LiDar : La zone de La Bathie à l'EST

- a) Empreinte de l'héritage tectonique et lithologique sur la déstructuration du massif

La région des replats de La Bathie semble découper par des structures orientées N-S à NE-SO à l'échelle du MNT LiDAR (Fig. 30). Les directions N-S s'observent en particulier au niveau des plateaux de La Bathie et des Mathieux. Les structures NE-SO s'observent au SE, formant des escarpements de plusieurs mètres entre La Bathie et Chamoussière. Ces structures NE-SO semblent aussi découper à plus petite échelle le plateau supérieur de La Bathie.

Variable au niveau du sommet du massif, la schistosité est assez homogène dans la région de La Bathie et varie entre N160 et N05, avec un léger pendage vers l'Est. En moyenne elle est orienté N170, 75°E.

Sur le terrain, les directions N-S et NE-SO s'observent notamment au niveau du plateau des Mathieux avec une faille orienté N-S à jeux dextre et inverse, ainsi que de nombreux plan conjugué dextre (environ N30 à N60). Un important plan de faille senestre orienté N140 se situe à la limite Est du replat des Mathieux au niveau du talweg de la même orientation (Fig. 13).

Ces direction se retrouve aussi sur le plateau supérieur de La Bathie où des plans de failles dextre et senestre reprenant la schistosité (environ N-S) montrent de faible déplacement (petites marches de calcites sur plan peu déstructuré). D'autres marqueurs de mouvements décrochant sont observés (N135, 55°E ; N35, sv). On observe aussi un plan de faille au jeu normal orienté N-S qui semble plus important et plus ancien, séparant le replat Ouest du replat Est de la Bathie (Fig11.B).

On note aussi la présence d'un plan de faille brèché orienté N110 au pied de la falaise formant le bord SO de la région de La Bathie. Cette falaise présente de nombreux plan ayant des orientations diverses mais présentant un pendage compris entre 54 et 78 ° vers le SE.

La falaise de Fau Laurent (Fig. 11) qui surplombe ces plateaux est orienté N50 mais le MNT permet d'observé un découpage selon des plans orientés N35, N55 et N90. Ces plans forme des niches d'arrachement concave caractéristique.

Ces directions N-S et NE-SO semblent grandement contribuées au découpage des plateaux, en particulier au Sud-Est.

b) Morphologie et marqueurs de l'érosion glaciaire

La région des replats de La Bathie a une morphologie de surface très semblable à celle du Mont Sec sur les zones plates (Fig. 26). On y retrouve des roches moutonnées entourées de dépression. Cette morphologie bosselée laisse cependant supposé un écoulement Nord-Sud. En particulier au Sud des Thiébauds, où la topographie de surface forme des sillons inclinés vers le Sud. De même le plateau des Mathieux ou de La Bathie, présentent des reliefs arrondis, décamétriques et allongés dans la direction Nord-Sud.

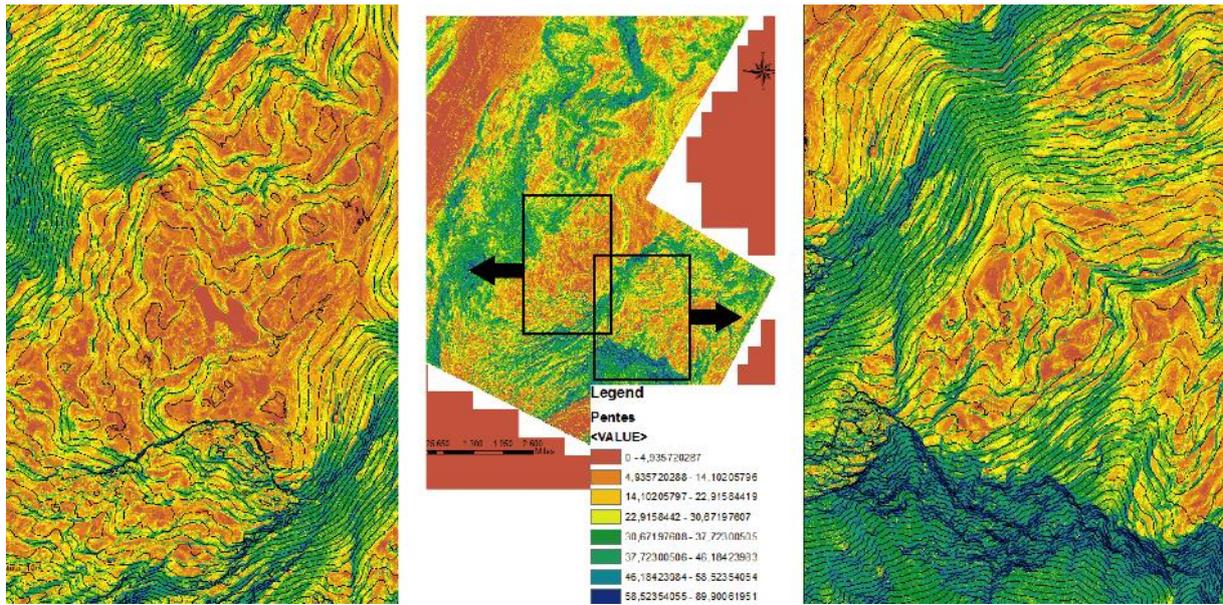


Figure 26: Carte des pentes des régions du Mont Sec (à gauche) et du replat des Thiébauds (à droite). Les couleurs correspondent aux pendages des pentes (rouge horizontale et bleu subverticale).

Sur le terrain, la zone des plateaux de La Bathie, présente aussi de nombreux marqueurs qui attestent du passage d'un glacier. Notamment les sillons observés sur le MNT LiDAR, qui constitue un polie glaciaire présentant de nombreuses stries orienté Nord-Sud (Fig. 27). 200 m au nord de ces sillons, on observe un poli glaciaire qui semble avoir basculé vers le Sud-Ouest et orienté N60, 55°S (Fig. 29) présentant des stries subhorizontales.

A l'Est du hameau des mathieux, le long de la route, juste avant le talweg se trouve un poli glaciaire basculée vers le Sud-Est (environ N20) qui semble avoir glissé le long de la pente .

Plus à l'Ouest, le plateau des Thiébauds possède des polis glaciaires dont l'orientation est N-S. Ce plateau possède aussi des dépressions présentant au centre une zone « humide », plus verdoyante, pouvant faire penser à d'anciennes tourbières.

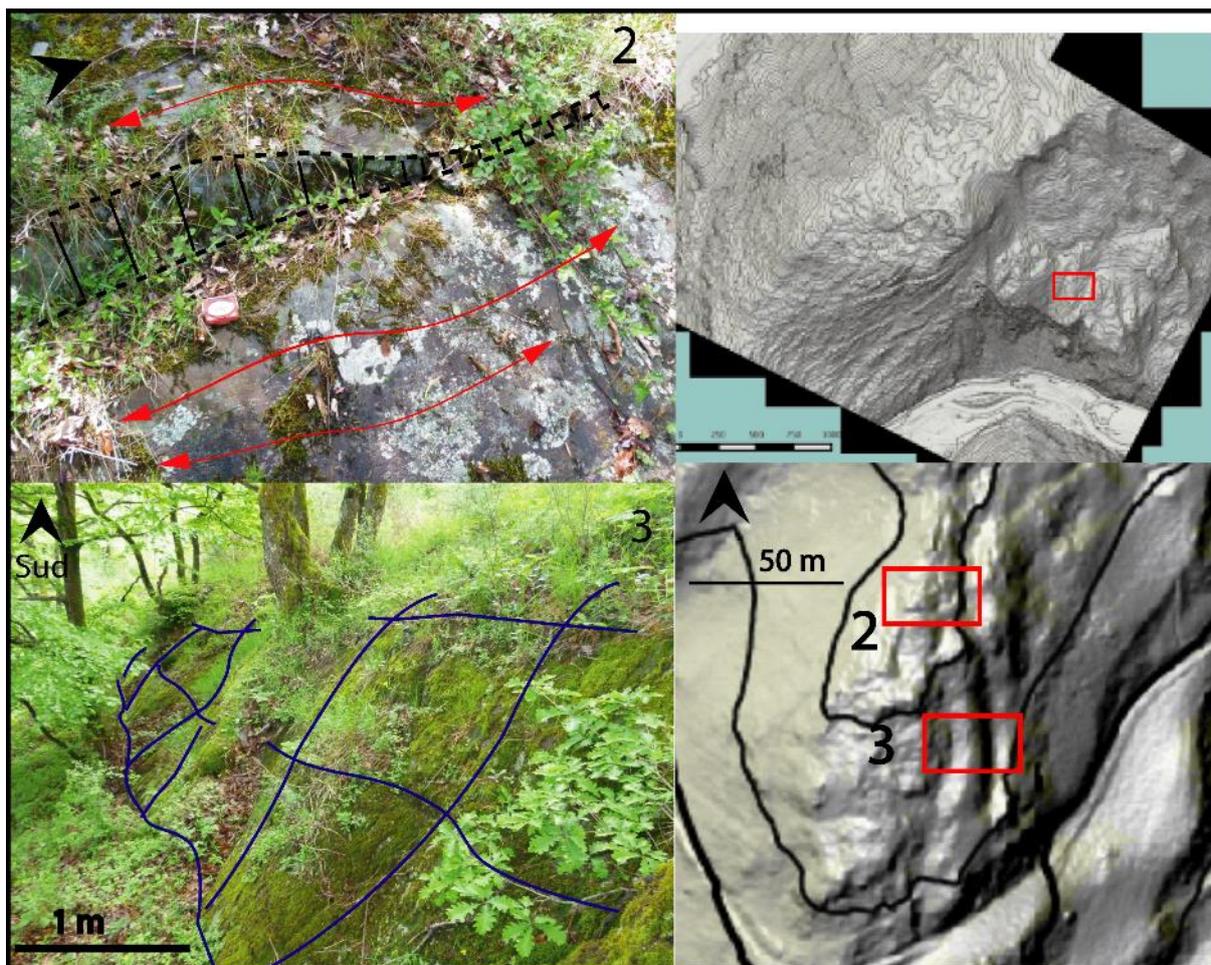


Figure 27 : Surfaces glaciaires situées sur le plateau supérieur de La Bathie. 2 : poli glaciaire. 3 : sillons d'écoulements de la glace.

Cette zone de plateaux formant des replats orientés vers le Sud, a été aménagée sans doute depuis le moyen âge (nombreuses ruines et anciennes terrasses), ce qui a pu effacer les vestiges d'anciennes tourbières (drainage), mais de nombreuses dépressions laissent imaginer une morphologie semblable à celle du plateau du mont sec.

De plus, la végétation y est très dense dans les zones non habitées et recouvre bien souvent les polis glaciaires, comme c'est le cas du sillon (Fig. 27) qui ressort bien sur le MNT mais qui n'apparaît qu'à quelque endroit sous la végétation.

c) Indicateurs de mouvement gravitaire

La région de La Bathie est recouverte dans sa partie Nord par plusieurs glissements superficiels. Ces glissements très visibles sur le MNT LiDAR (Fig. 13, part. II), forment des grosses loupes venant s'étaler sur les plateaux de La Bathie, surplombées par la falaise de Fau Laurent (Fig. 11 part. II). Cette falaise, constituée du socle cristallin et d'une faible épaisseur de couverture mésozoïque, forme des niches d'arrachements concaves vers le Sud. Ces glissements, s'arrêtent au niveau du village des Thiébauds par un abrupt de plusieurs dizaines de mètres. La route longeant cet abrupt permet d'observer des blocs de cristallin, de calcaire et de houiller, ne présentant aucune organisation stratigraphique et emballés dans du quaternaire (terre). Les nombreux points d'eau résurgents de la partie basale des loupes apportent un argument supplémentaire dans l'existence de ces glissements. Le MNT LiDAR permet de

différencier plusieurs épisodes de déstabilisations distinctes, formant plusieurs loupes emboîtés (Fig.28).

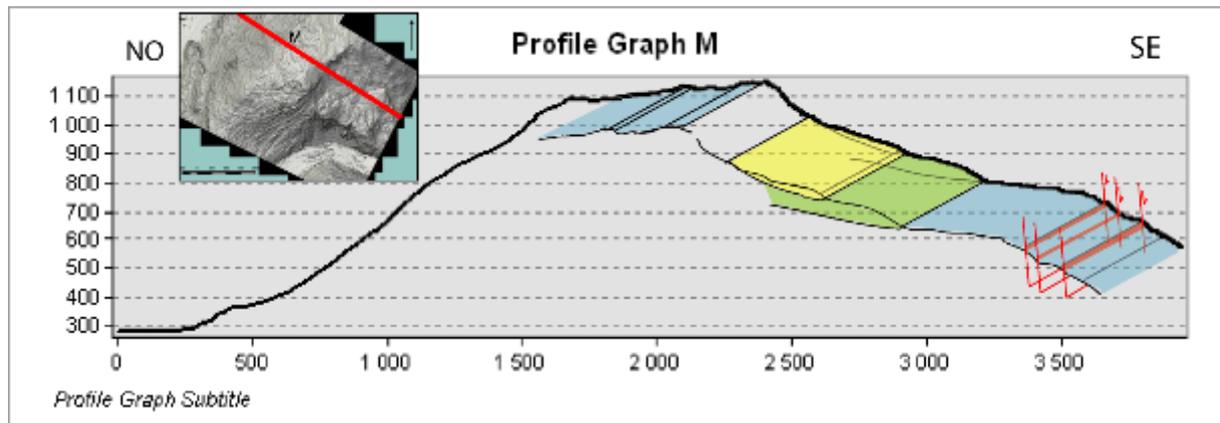


Figure 28: Interprétation des glissements superficiels à partir d'une coupe 2D NO-SE du massif effectuée sur le MNT LiDAR.

L'escarpement de Fau Laurent présente deux ruptures de pente successive. La première précédant une pente d'environ 45° et la seconde aboutissant sur une falaise verticale (Fig.11.A, part. II).

Un autre paquet, qui ressemble plus au tassement d'une structure qu'à l'effondrement d'un plan du versant, à l'air d'avoir glissé jusqu'au hameau des Mathieux (Fig. 13). Sur le terrain, ce paquet composer de Houiller, qui présente une schistosité N-S à pendage variable, semble être une partie du synclinal Houiller du Cherley ayant glissé le long de la pente (comme l'avait déjà remarqué Barféty et al (1970)).

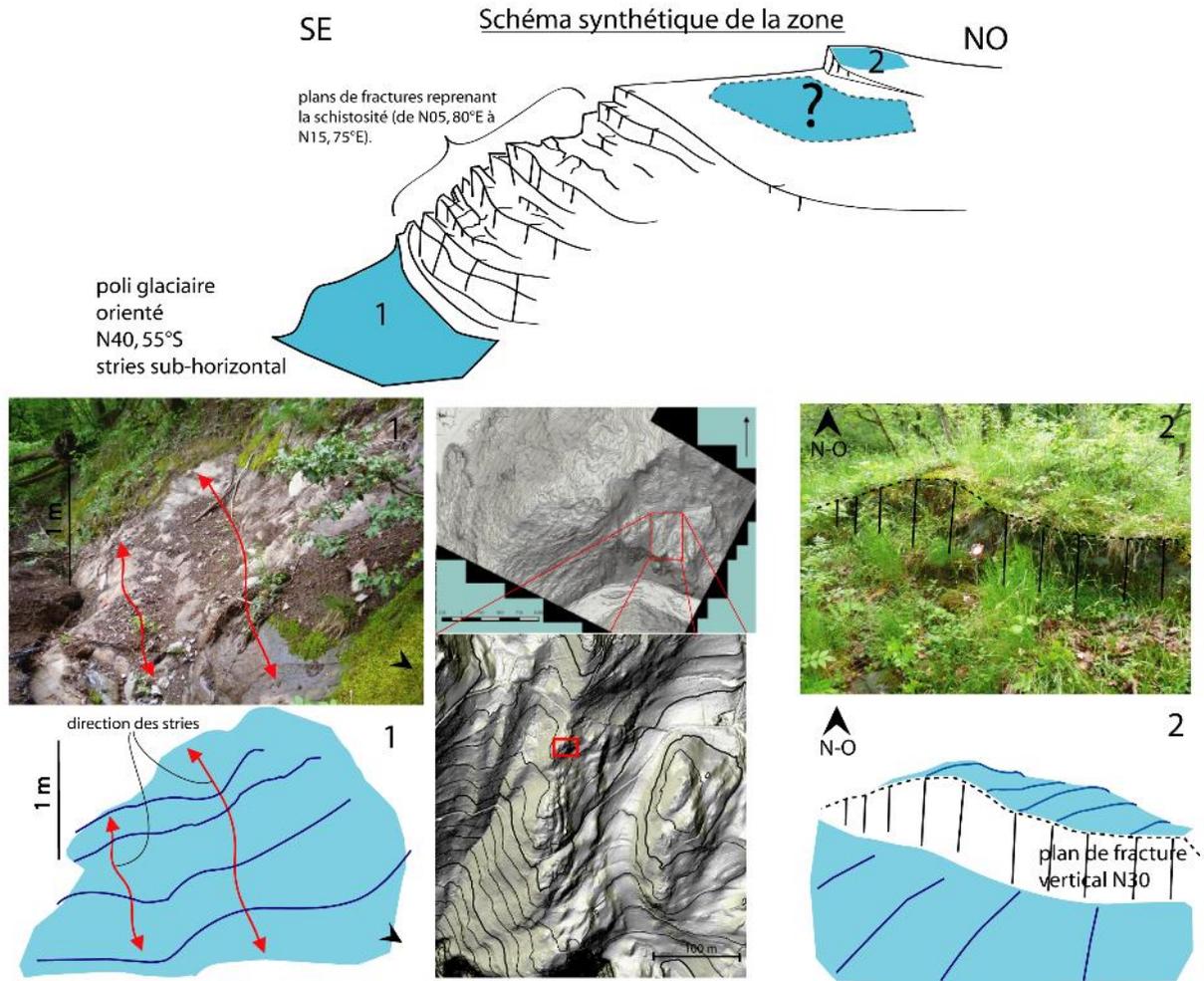


Figure 29 : Recouplement des polis glaciaires par des fractures reprenant les plans de schistosité.

Un autre glissement affectant le plateau du Mont Sec, plus petit mais très visible sur le MNT, vient reposer sur le replat des Mathieux.

Les plateaux de la région de La Bathie présentent de nombreux petits escarpements de l'ordre du mètre et étant orientés vers l'Est voir SE. Ces petits escarpements découpent les plateaux en marches d'escalier descendant vers l'Est ou le SE et recoupe par endroit des pols glaciaire (Fig.29) ou des roche moutonnées. Ils se font généralement le long des plans de schistosités ou de failles et semble accommodé un léger tassement des plateaux vers le SE.

Toute cette région de la Bathie formée de replats forme donc un ancien plateau glaciaire (Fig. 30). Cette région subit un léger tassement qui s'accomode le long d'ancien plan de faille et de plan de schistosité.

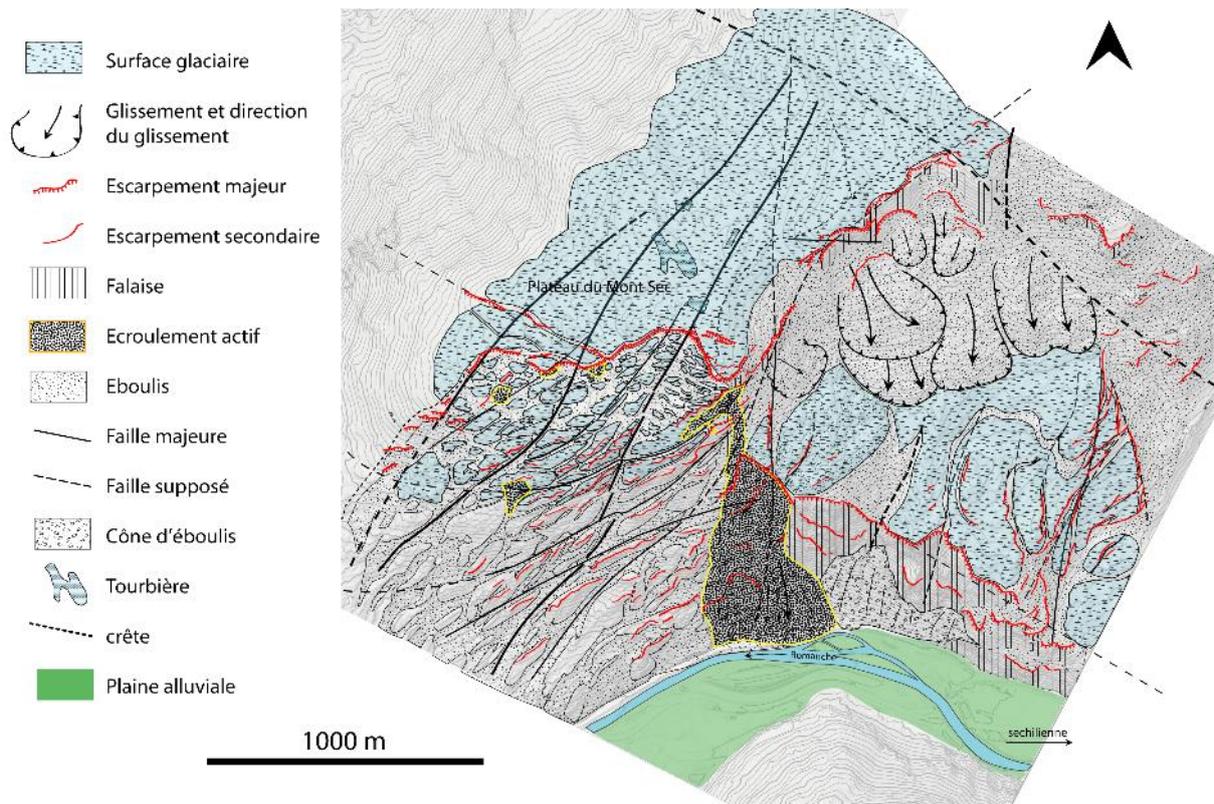


Figure 30 : schéma morpho-structural du versant sud du massif de Belledonne.

IV. Synthèse

1) Résultats

Le versant Sud de Belledonne présente une empreinte glaciaire bien marquée, particulièrement sur le plateau du Mont Sec et la zone de la Bathie. L'héritage tectonique très important guide l'orientation de la vallée de la Romanche, en permettant à la rivière d'inciser et de déstructurer le massif cristallin. En effet, les versants de cette partie externe du massif sont sujets à de nombreux mouvements de flanc en direction de la vallée (Fig. 31).

Sur le site de la zone de Séchilienne, la déstructuration est clairement post-glaciaire et remobilise les marqueurs glaciaires. Ces marqueurs permettent de proposer une reconstruction de l'ancienne morphologie du versant, avant sa déstructuration observé actuellement. Les résultats de l'analyse morphologique de la partie Ouest de la zone d'étude suggèrent que le plateau du Mont Sec était plus étendu vers le Sud (MS1 sur Fig. 1). La limite se prolongeait horizontalement sur 300 à 400 m vers le Sud (distance entre la limite actuelle MS et le pointillé MS1). La limite actuelle continu de reculer par un processus d'érosion régressive associé à la chute et au basculement de blocs.

Sur le site moins connu de la Bathie, notre travail a montré que ce sont les glissements superficiels emboîtés qui participent au rééquilibrage du versant après la déglaciation.

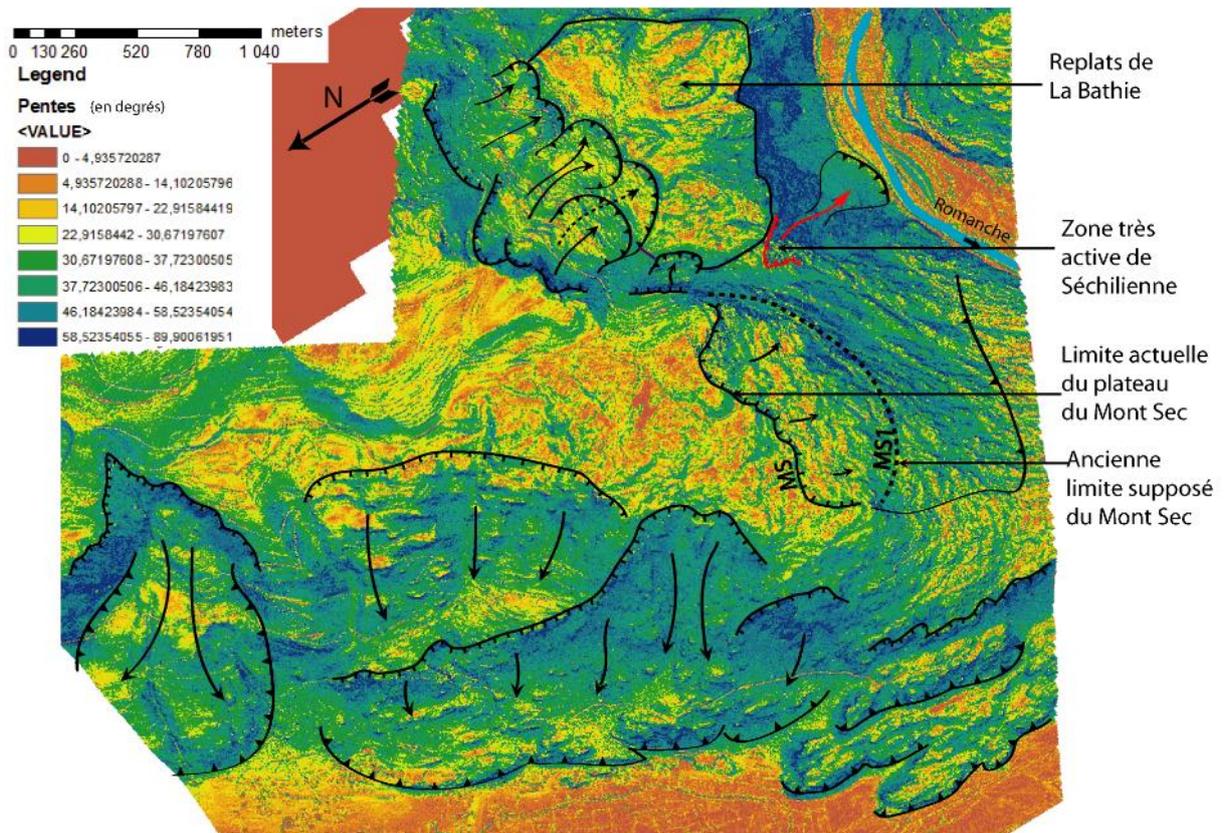


Figure 31 : Carte des pentes montrant les flancs de toute la partie Sud du massif de Belledonne.

Cependant, les directions Nord-Sud des morphologies glaciaires observées sur la zone de la Bathie ne sont pas cohérentes avec la morphologie du versant, ni avec les directions Est-Ouest observées sur le versant de Séchilienne. En effet, ces replats pourraient être les marqueurs de l'épaulement glaciaire du flux Est-Ouest du glacier de la Romanche. Cet épaulement aurait aussi formé un versant abrupt entre les replats et le plateau du Mont Sec, engendrant les glissements superficiels. Mais un tel épaulement aurait laissé des marqueurs latéraux d'orientation Est-Ouest. Un flux venant du Nord, correspondant au glacier de l'Isère, n'est pas non plus cohérent avec la morphologie du versant abrupt précédant le rééquilibrage par les glissements superficiels. Cette falaise pourrait avoir une origine tectonique mais cela impliquerait une activité sismique importante et les marqueurs associés à cette activité de déformation ne sont pas observés dans la géomorphologie.

Cette falaise semble avoir une origine gravitaire. L'hypothèse d'un tassement de grande ampleur ayant affecté la partie Sud-Est du plateau du Mont Sec est alors envisagée. Ce tassement aurait affecté « en bloc » la zone que l'on désigne comme les replats de La Bathie. En effet, plusieurs critères semblent aller dans le sens d'un tassement de grande ampleur, appuyé par le phénomène de debuitting et d'un héritage tectonique favorable.

Apport des directions de flux glaciaires :

La direction des flux observés sur cette zone de replats semble être la même que sur le plateau du Mont Sec. Il serait donc plus cohérent d'avoir ces deux surfaces à la même altitude. Cela expliquerait pourquoi on n'observe pas de direction Est-Ouest sur cette région de replats.

Apport de l'analyse morphologique des replats de la Bathie :

Cette région de replats présente une morphologie semblable à celle du Mont Sec avec des roches moutonnées pluri-décamétriques, d'allongement N-S et entourées de dépressions. Cette région est

aussi très faiblement pentée et présente des contre-pentes similaires au plateau du Mont Sec non déstructuré (voir chapitre III, Fig 12).

A partir de ces observations, nous pouvons proposer un scénario d'évolution du versant Nord de la vallée de la Romanche depuis la zone de Séchilienne jusqu'à celle de La Bathie.

2) interprétation

a) Etat du massif *pré tassement* de la « bathie »

Un tassement d'une telle ampleur implique des prédispositions structurales et morphologiques particulières. En effet la falaise séparant le plateau du Mont Sec de cette zone de replats est orientée selon les grandes directions tectoniques observées sur le plateau du Mont Sec (Fig. 32) et dans la zone de déstabilisation de Séchilienne (N30 à N60). De même, dans la zone de la Bathie, les glissements superficiels ayant rééquilibrés le versant sont eux aussi guidés par d'anciennes structures tectoniques (page 12 paragraphe 4).

La limite Nord-Est de ces replats semble elle aussi d'origine tectonique (Fig 32). En effet, le talweg orienté N130 est assez linéaire et est dans le prolongement d'un autre talweg sur le flanc NO du massif (Fig. 14, part. III). Au sommet du massif, un autre glissement superficelle se situe entre ces deux talweg orienté N130, (e.g. Rochassier ; Barféty et al., 1970), ce qui semble confirmer la présence d'un plan de faiblesse structural majeur qui affecte tout le massif.

Au pied du tassement de la Bathie, un surcreusement important de la vallée de la Romanche a été mis en évidence par Le Roux et al. (2010, 2012), d'une profondeur de 300 à 400 m (Fig. 32). Il s'agit de l'interface entre le substratum rocheux constitué par les micaschistes et les alluvions de la Romanche. Cette interface est mise en évidence par la sismique réflexion. Ce surcreusement se situe dans les micaschistes, juste après le verrou constitué des amphibolites, au niveau du bassin de Séchilienne. Il aurait permis de créer un appel au vide important. Ce surcreusement aurait un volume suffisant pour accommoder un tel tassement. Ce tassement pourrait aussi expliquer pourquoi on observe une remontée importante du socle juste après le bassin de Séchilienne (Fig. 32). En effet, le matériel ayant rempli le surcreusement étant de la même nature que le socle, il semblerait plausible que le bruit de fond sismique ne permette pas d'observer de limite structurale entre les deux.

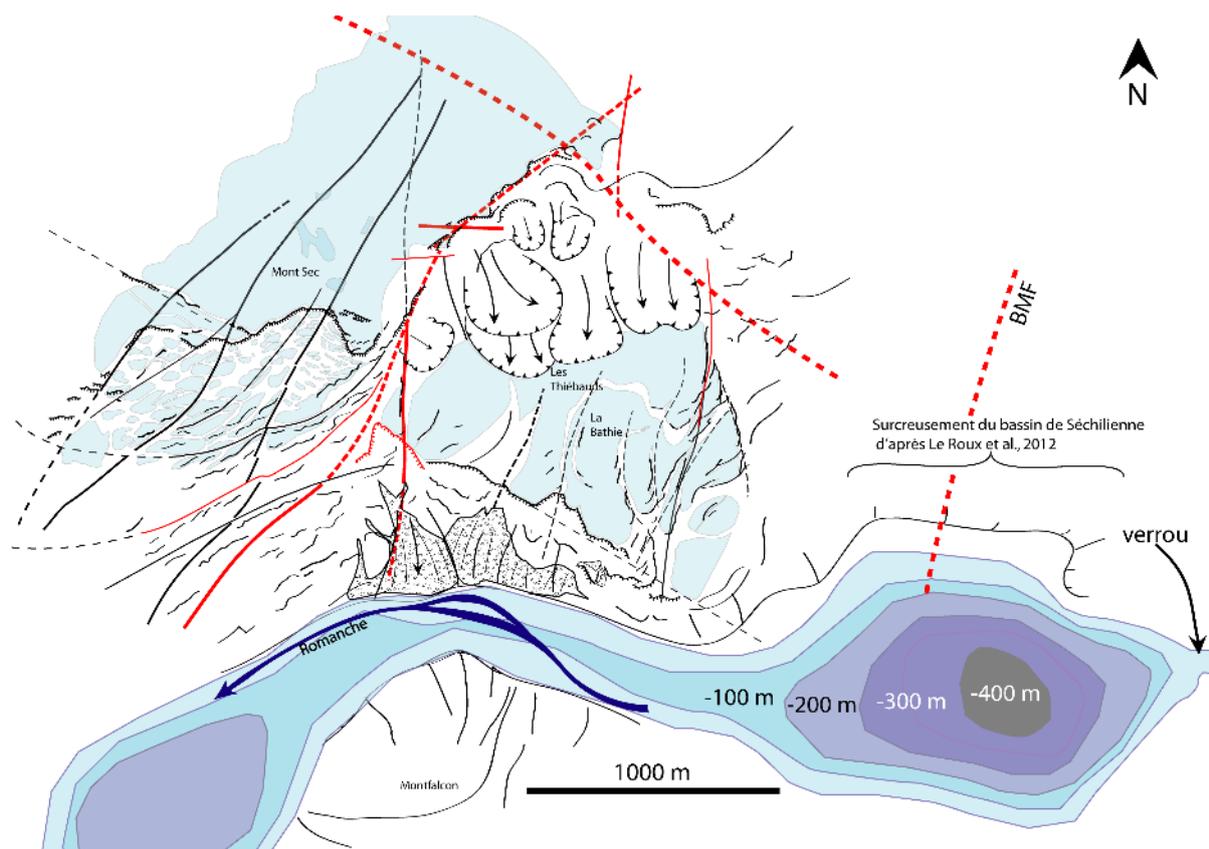


Figure 32 : Schéma structural de la zone d'étude et du surcreusement (d'après Le Roux et al., 2012) au pied de la zone étudiée.

La morphologie du surcreusement avec le resserrement de la vallée après le bassin de Séchillienne (Fig. 32) est elle aussi cohérente avec un remplissage important. Les résultats de ces études géophysiques seraient alors l'image du remplissage de la vallée par le tassement.

La partie Nord des replats est abaissée de 250 à 300 m par rapport au Mont Sec (Fig. 33). Cette différence d'altitude correspond avec la profondeur du surcreusement dans le bassin de Séchillienne.

La surface totale de ces plateaux est d'environ 1.2 km². En supposant que ces plateaux se soient tassés depuis le Mont Sec jusqu'à l'altitude actuelle, cela équivaudrait à un volume minimum d'environ 360 millions de m³ en prenant comme base l'altitude du lit actuelle de la Romanche. Ce volume devient très conséquent si l'on considère comme base du tassement le socle dans le bassin de Séchillienne. Cela équivaudrait à un volume supérieur à 700 millions de m³, ce qui en ferait l'un des plus importants tassements des Alpes occidentales.

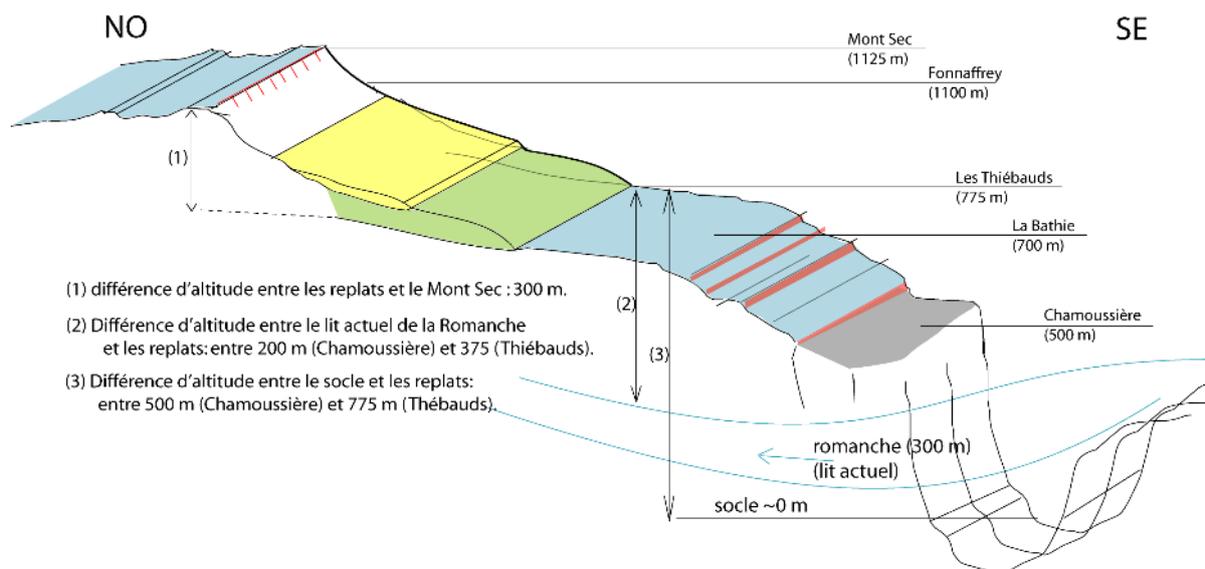


Figure 33 : coupe interprétée en 2D réalisé à partir d'une coupe topographique dans les données MNT.

En amont de Séchilienne, dans le couloir Livet constitué d'ampibolites (chp. X, fig. 2), le surcreusement est de 100 à 150 m (Le Roux et al., 2012). Or cela équivaut au surcreusement estimé par Le Roux et al. (2012) dans les micaschistes après le bassin de Séchilienne (Fig 32). Les micaschistes étant bien moins résistant à l'érosion que les amphibolites, il ne serait pas aberrant d'imaginer un surcreusement de 300 m de profondeur se prolongeant de Séchilienne jusqu'à Vizille. Un tel surcreusement entraînant la formation de versants abrupts, contenus par les contraintes latérales qu'exerçait le glacier sur les parois verticales (Fig 34).

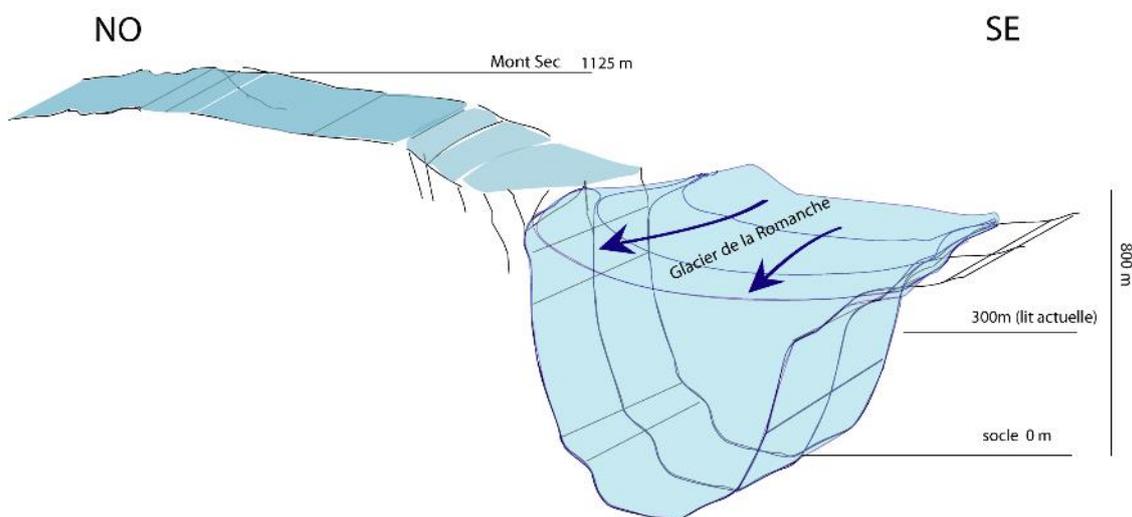


Figure 34 : coupe d'interprétation de la morphologie pendant la glaciaition.

Ce surcreusement entraînerait une différence d'altitude entre le fond de la vallée et le Mont Sec de 1100 m. Cela est cohérent avec les observations faites en amont du bassin de Séchilienne dans les amphibolites où les hauteurs d'incision dépassent 1500 m.

Puis, lors du retrait du glacier, les contraintes latérales disparaissent produisant un déséquilibre des pentes du versant (Fig. 35).

b) Etat du massif *post tassement* de la « bathie »

Entrainé par l'appel au vide et guidé par un héritage tectonique favorable, toute une partie du plateau du Mont Sec se serait alors affaissée en direction du bassin.

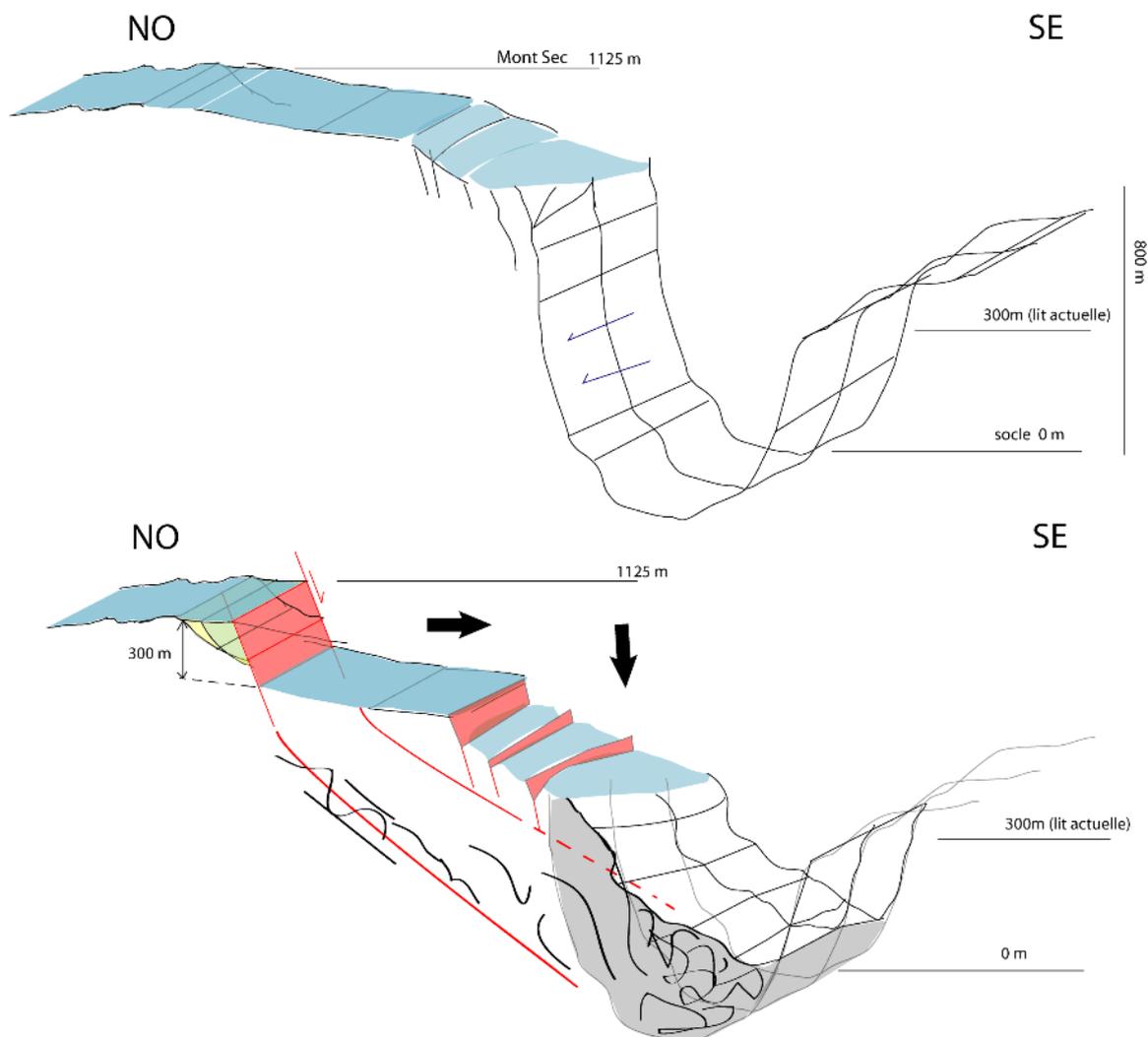


Figure 35 : phénomène de debuttrement lors du retrait des contraintes latérales du glacier.

Ce tassement implique certainement une faille sur laquelle la rupture s'accomode, guider par l'héritage tectonique et rejoignant le fond du surcreusement. Le mouvement semble plutôt translationnel que rotationnel (les plateaux n'ont pas l'aire d'avoir subi une rotation).

Puis, le versant abrupt laissé par le tassement se serait rééquilibré avec le temps, par écroulement successif pour arriver à la morphologie actuelle (Fig 36). Les datations cosmogénique sur ^{10}Be effectuées par Schwartz et al. (2009) sur la falaise de Fau Laurent (Fig.11) indiquent que le dernier épisode de glissement est Holocène (5 ^{10}Be ka). Le tassement est donc antérieur à ce dernier épisode, mais postérieur à la déglaciation estimé de 16 à 12 ^{10}Be ka. Les glissements superficiels sont des épisodes tardifs venant rééquilibrer le versant suite au tassement L'augmentation de la pluviométrie durant l'optimum climatique auras permis d'activer ces glissements superficiel.

On a donc un premier tassement post glaciaire affectant une partie du plateau du Mont Sec, repris ensuite par les glissements superficiels à l'Holocène (Fig. 36).

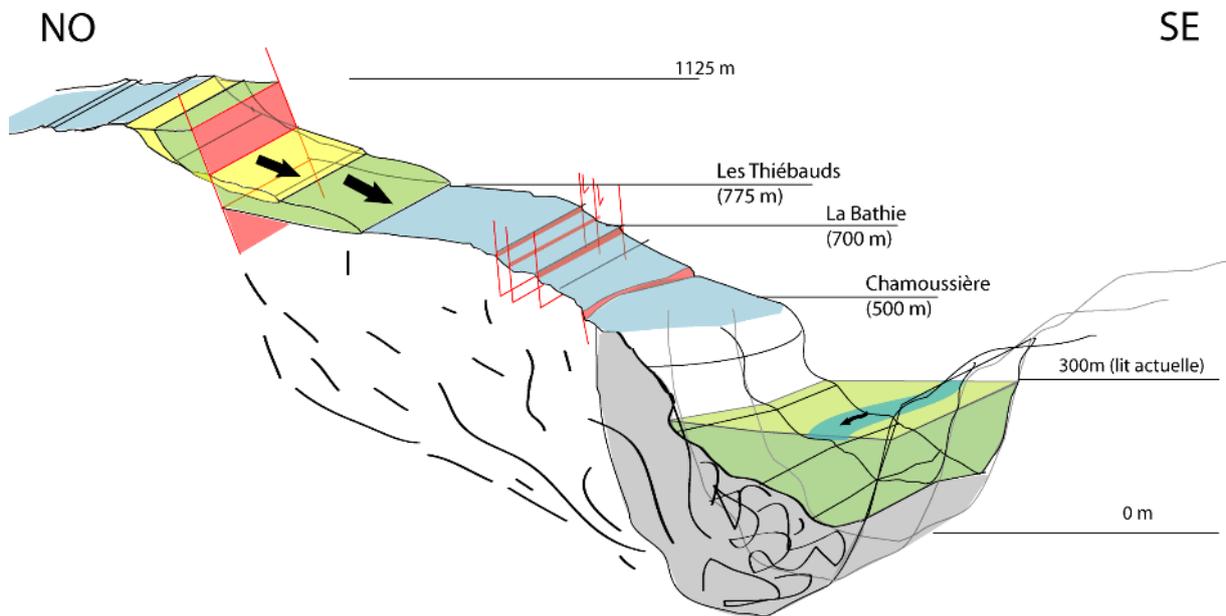


Figure 36 : Le versant abrupt laissé par le tassement se rééquilibre par glissements successifs.

Ce rééquilibrage du versant ne semble d'ailleurs pas tout à fait terminé comme on peut l'observer sur le MNT LiDAR (Fig. 37). Les contre-pentes du sommet de l'escarpement de Fau Laurent indiquant un tassement en cours. De plus, sur le bord de la route en contre-bas, on observe l'ouverture de fractures par le glissement de pan de falaise le long de la pente.

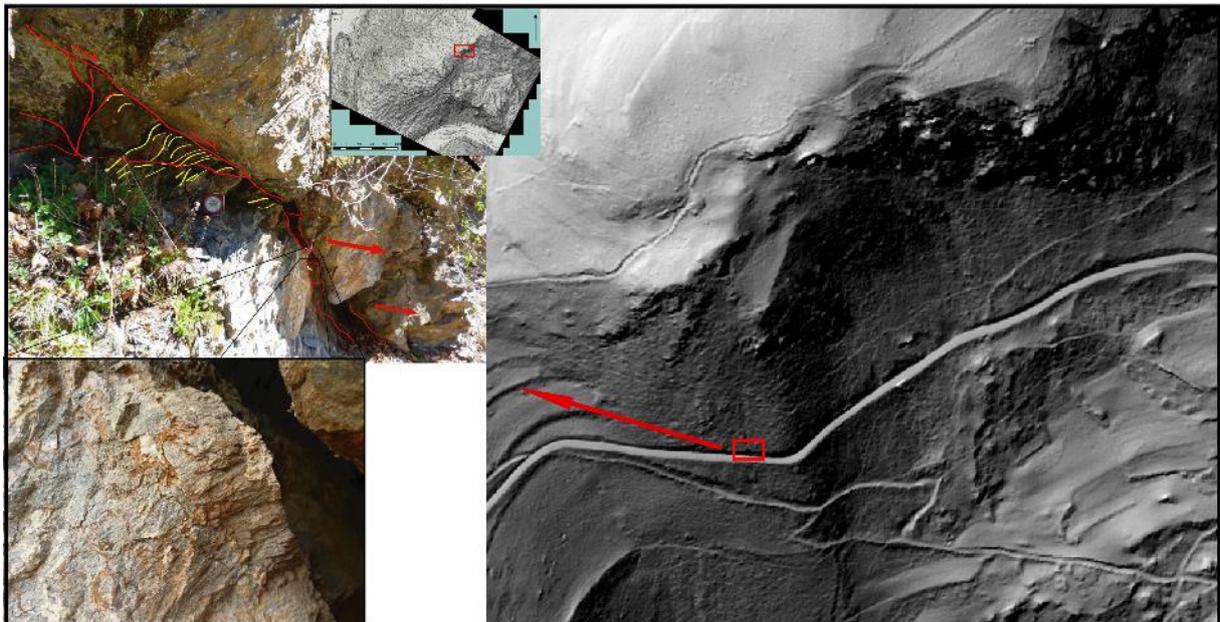


Figure 37 : Contre-pentes observé au sommet de la falaise de Fau-Laurent. Photo : Mouvement observé le long de la pente.

Ces fractures se localisent le long d'anciens plan de failles, marqués par des brèches de failles, ce qui indique que la fracturation héritée joue encore un rôle prédisposant (Fig. 37).

Plus à l'Est, on observe aussi la présence de contre-pentes formant de petite dépression (Fig. 38).

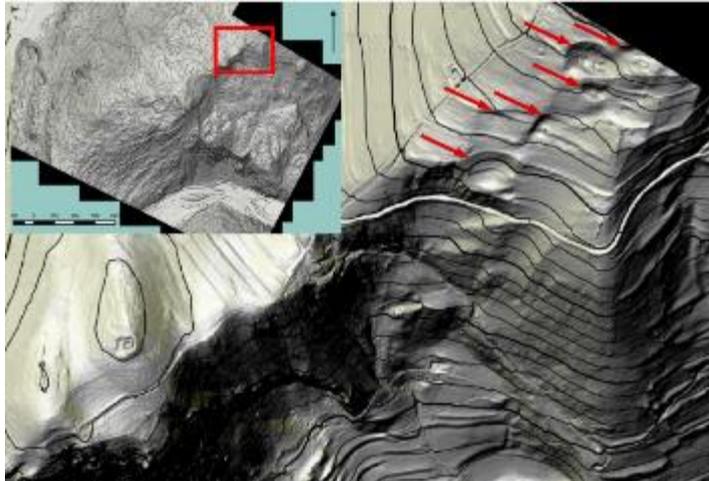


Figure 38 : Dépression à l'Est de la falaise de Fau Laurent.

Ces dépressions sont localisées à l'Est, dans le prolongement de la falaise principal et pourrait traduire un léger tassement.

De plus, la localisation géographique du versant est favorable à une érosion importante. En effet, le glacier de la Romanche arrivait par le couloir de Livet dans la direction N-S avant d'être déviée vers l'Ouest par le massif du Taillefer. Il venait alors frapper de plein fouet le flanc Sud-Est du sud de Belledonne, entraînant un surcreusement d'autant

plus important à cet endroit.

Les facteurs ayant entraînés ce tassement de grande ampleur sont le debuttrissing ajouter à un héritage tectonique important. Il est possible que d'autres facteurs soit venu s'ajoutés comme le climat ou un séisme important le long de la faille bordière de Belledonne. En plus du debuttrissing, le flux fluviatil de la débâcle glaciaire venait aussi éroder cette paroi, la déstabilisant d'autant plus par érosion régressive.

Par ailleurs, la zone très active de la déstabilisation de Séchilienne se situe à la limite entre ces deux formations. Il est donc probable qu'une discontinuité majeure sépare ces deux zones. Il est aussi possible que le tassement de La Bathie ait entraîné une décompression du versant, favorisant la déstabilisation actuelle.

Nos données éclairent par ailleurs sur la direction des flux dans cette zone complexe. En effet, l'orientation N-S du flux de glace sur le plateau du Mont Sec correspondrait plutôt aux directions du glacier Isérois. On peut donc supposé que le glacier de l'Isère était plus important au début de la glaciation, l'emportant sur le glacier de la Romanche. Le flux du glacier Isérois aurait alors submergé le Mont Sec en direction de Mathésine (Fig. 3). Puis, dans un second temps, le flux Isérois aurait diminué et laisser la place au Glacier de la Romanche devenu plus important, entraînant le surcreusement important de la vallée de la Romanche.

Conclusion

Cette étude géomorphologique de haute précision du MNT LiDAR a permis de bien différencier les morphologies d'origines glaciaires de celles d'origines tectoniques et gravitaires. Cela a permis de mettre en évidence un tassement de grande ampleur, d'un volume minimum de 400 millions de m³, en relation avec le retrait glaciaire et un héritage tectonique important. De plus les datations cosmogéniques associées permettent de mieux cerner les facteurs ayant eu un lien avec ces déstabilisations en apportant un lien temporel à l'étude.

Les informations apportés par les données lidar se sont montrées très utiles pour étudier cette zone très végétalisée et difficile d'accès. On a vu en effet que certaines morphologies glaciaires étaient plus faciles à observer sur le MNT LiDAR que sur le terrain (Fig. 27, p28). Le LiDAR permet donc de mieux cibler les zones à échantillonner ou à ausculter par la suite.

Cela a permis de montrer le lien entre la déglaciation et les nombreuses instabilités gravitaires dans cette partie Sud du massif de Belledonne, et en particulier l'importance du phénomène de debulking sur un versant déjà très affaibli par son héritage tectonique. Le facteur climatique semble aussi joué un rôle important, venant achever de déstabiliser des flancs en équilibre gravitaire précaire.

Cette étude a aussi permis d'avoir une autre vision de l'orientation des flux glaciaire à l'échelle de la vallée de la Romanche durant la dernière glaciation.

Perspectives

Afin d'apporter des précisions sur cet effondrement de grande ampleur, il serait intéressant de dater les différents polis glaciaires présent sur la région de La Bathie et de les comparer aux datations effectuées sur le plateau du Mont Sec. La datation des tourbières pourrait aussi apporter des arguments sur les conditions de retrait glaciaire. L'étude stratigraphique de carottage effectué dans les tourbières pourrait aussi donner des informations sur les conditions climatiques post glaciaires. De même, un forage au niveau du bassin de Séchilienne donnerait des informations sur la nature du remplissage et permettrait de le dater.

De plus, l'acquisition d'un relevé LiDAR étendu à la rive gauche de la Romanche et associé à des études cosmogéniques permettrait d'apporter plus de précisions sur les dynamiques gravitaires de la vallée. Les glissements gravitaires répertoriés sur le versant opposé permettent d'imaginer une alternance entre dépôts dus à l'obstruction de la vallée par des effondrements et érosion lors de la surverse de ces barrages naturels. Ces alternances ont dû engendrer des variations importantes du flux de la Romanche dans le temps.

Bibliographie

- 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. doi:10.1016/j.quascirev.2013.12.021
- Bigot-Cormier, F., Braucher, R., Bourlès, D., Guglielmi, Y., Dubar, M., & Stéphan, J. F. (2005). Chronological constraints on processes leading to large active landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 141–150. doi:10.1016/j.epsl.2005.03.012
- Braathen, A., Blikra, L. H., Berg, S. S., & Karlsen, F. (2004). Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 84, 67–88.
- Commissaire, L. (1987). Les mouvements du versant de la Clapière à Saint-Etienne-de-Tinée, 39–54.
- Cossart, E., Braucher, R., Fort, M., Bourlès, D. L., & Carcaillet, J. (2008). Slope instability in relation to glacial debuitressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ¹⁰Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology*, 95, 3–26. doi:10.1016/j.geomorph.2006.12.022
- Coutterand, S., Les, D., Nord-occidentales, A., Deglaciation, D. E. L. A., & Les, D. (2010). de la d ' FLUX FLUX AU PLEISTOCENE RECENT.
- Deline, P. (2009). Interactions between rock avalanches and glaciers in the Mont Blanc massif during the late Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 28(11-12), 1070–1083. doi:10.1016/j.quascirev.2008.09.025
- Barféty J.L., Guidon Maurice et Monjuvent G. Extension et importance des glissements superficiels aux abords méridionaux de Grenoble. (1970), 17–22.
- Fran, A., Kniess, U., & E, D. D. E. L. U. (n.d.). Application ` Quantification de l ' evolution de glissements argileux ´ ed par des techniques de t el ` la r egion Application a du Tri eves (Alpes Françaises occidentales).
- Guillot, S., & Ménot, R. P. (2009). Paleozoic evolution of the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *Comptes Rendus - Geoscience*, 341, 253–265. doi:10.1016/j.crte.2008.11.010
- Hippolyte, J. C., Bourlès, D., Léanni, L., Braucher, R., Chauvet, F., & Lebatard, A. E. (2012). ¹⁰Be ages reveal >12ka of gravitational movement in a major sackung of the Western Alps (France). *Geomorphology*, 171-172, 139–153. doi:10.1016/j.geomorph.2012.05.013
- Jarman, D. (2006). Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: Characterisation, causes and spatial distribution. *Engineering Geology*, 83, 161–182. doi:10.1016/j.enggeo.2005.06.030
- Korup, O. (2008). Rock type leaves topographic signature in landslide-dominated mountain ranges. *Geophysical Research Letters*, 35(May), 1–5. doi:10.1029/2008GL034157

- Le Roux, O., Jongmans, D., Kasperski, J., Schwartz, S., Potherat, P., Lebrouc, V., ... Meric, O. (2011). Deep geophysical investigation of the large Séchilienne landslide (Western Alps, France) and calibration with geological data. *Engineering Geology*, 120, 18–31. doi:10.1016/j.enggeo.2011.03.004
- Le Roux, O., Schwartz, S., Gamond, J. F., Jongmans, D., Bourles, D., Braucher, R., ... 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(1-4), 236–245. doi:10.1016/j.epsl.2009.01.034
- Le Roux, O., Schwartz, S., Gamond, J. F., Jongmans, D., Tricart, P., & Sebrier, M. (2010). Interaction between tectonic and erosion processes non 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. doi:10.1007/s00531-008-0393-1
- Lebrouc, V., Schwartz, S., Baillet, L., Jongmans, D., & Gamond, J. F. (2013). Modeling permafrost extension in a rock slope since the Last Glacial Maximum: Application to the large Séchilienne landslide (French Alps). *Geomorphology*, 198, 189–200. doi:10.1016/j.geomorph.2013.06.001
- Maquaire, O., & Fort, M. (2002). Aléas géomorphologiques (mouvements de terrain).
- Mathieu, A. (2009). Avant-propos, (Umr 7516).
- Maximum, D., & Delunel, R. (2010). eomorphologique du massif des Ecole doctorale Terre Univers Environnement Evolution géomorphologique du massif des Ecrins- Pelvoux depuis le Dernier Maximum Glaciaire Apports des nucléides cosmogéniques produits in-situ.
- Novotný, J. (2013). VARNES LANDSLIDE CLASSIFICATION, (November).
- Rail, N. (2012). UK Geohazard Note, (May).
- Schwartz S., Carcaillet, J., & Jongmans, D. (2010). Caractérisation dynamique des instabilités gravitaires affectant la bordure sud du massif de Belledonne : apport, 2(1), 1–25.
- Stead, D., Eberhardt, E., & Coggan, J. S. (2006). Developments in the characterization of complex rock slope deformation and failure using numerical modelling techniques. *Engineering Geology*, 83, 217–235. doi:10.1016/j.enggeo.2005.06.033
- Sternai, P., Herman, F., Champagnac, J., Fox, M., Salcher, B., & Willett, S. D. (2012). Pre-glacial topography of the European Alps, 1067–1070. doi:10.1130/G33540.1
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Jenatton, L., & Gamond, J. F. (2003). The Belledonne Border Fault: Identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps. *Geophysical Journal International*, 155, 174–192. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.02033.x
- Universit, C., Didier, A. J. H., La, B., Frederic, B., Elisabeth, C., Maurice, L., ... Gilles, C. (n.d.). Les sackungs des Alpes.

- Vallet, a., Bertrand, C., Fabbri, O., & Mudry, J. (2014). A new method to compute the groundwater recharge for the study of rainfall-triggered deep-seated landslides. Application to the Séchilienne unstable slope (western Alps). *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, *11*, 6343–6403. doi:10.5194/hessd-11-6343-2014
- Wilson, P., & Smith, A. (2006). Geomorphological characteristics and significance of late quaternary paraglacial rock-slope failures on Skiddaw Group terrain, Lake District, northwest England. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, *88*(2004), 237–252. doi:10.1016/j.envres.2006.04.007
- Zerathe, S., Lebourg, T., Braucher, R., & Bourlès, D. (2014). Mid-Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by ³⁶Cl dating. Insight on an Alpine-scale landslide activity. *Quaternary Science Reviews*, *90*, 106–127. doi:10.1016/j.quascirev.2014.02.015

Remerciements :

Je voudrais tout d'abord remercier Stéphane Schwartz et Laurence Audin pour m'avoir proposé ce sujet et pour les nombreux conseils qu'ils m'ont apportés. Ils m'ont guidés tout au long de mon stage et ont confirmés mon souhait de poursuivre mon parcours dans le domaine de la géomorphologie des versants instables.

Je remercie tous ceux qui m'ont accompagné et aidé pour les mesures sur le terrain, Thierry Dumont, Stéphane Schwartz et Laurence Audin.

Pour finir, je souhaiterais remercier tous ceux qui ont participé de près ou de loin à ce projet : Pascal Lacroix, Laurent Dubois, Denis Jongmans et Erwan Pathier.