

Université de Pau et Pays de l'Adour

Laboratoire des fluides complexes et leurs réservoirs

Analyse de grandes déformations de versants dans les Pyrénées : Exemple de la moyenne vallée d'Ossau

Auteur : Gatien Douchet

Mémoire de fin d'étude du master StpE : parcours Géorisques

Stage du 6 février 2017 au 21 juillet 2017

Encadrants UPPA : Charles Aubourg, Guy Sénéchal et Dominique Rousset

Encadrant BRGM : Yannick Thiery

Responsable pédagogique : Cécile Cornou

Rapporteur : Gregory Bièvre

Soutenu à la date du 21 juin 2017 devant le jury



Master Sciences de la Terre et de l'Environnement

Attestation de non plagiat

Je soussigné(e) (Prénom NOM)

Gatien DOUCHET

Auteur du mémoire (Titre)

Analyse de grandes déformations de versants
dans les Pyrénées : exemple de la moyenne vallée
d'Ossau

Déclare sur l'honneur que ce mémoire est le fruit d'un travail personnel et que je n'ai ni contrefait, ni falsifié, ni copié tout ou partie de l'œuvre d'autrui afin de la faire passer pour la mienne.

Toutes les sources d'information utilisées et les citations d'auteur ont été mentionnées conformément aux usages en vigueur.

Je suis conscient(e) que le fait de ne pas citer une source ou de ne pas la citer clairement et complètement est constitutif de plagiat, et que le plagiat est considéré comme une faute grave au sein de l'Université, pouvant être sévèrement sanctionnée par la loi.

Fait à Pau

Le 07/06/2017

Signature de l'étudiant(e)

Remerciements

Je tiens à remercier tout particulièrement mon maître de stage, Monsieur Aubourg Charles, ainsi que mon encadrant du BRGM, Monsieur Thiery Yannick, de m'avoir permis d'effectuer ce stage à l'Université de Pau et pour leur bienveillance et leurs bons conseils.

Je remercie également mes encadrants de l'UPPA, Monsieur Rousset Dominique et Monsieur Sénéchal Guy pour la réalisation des mesures géophysiques sur le terrain ainsi que pour le traitement des données.

Je remercie mon responsable pédagogique, Madame Cornou Cécile, pour l'aide qu'elle a su m'apporter durant mon stage. Mes remerciements vont également à mon rapporteur, Monsieur Bièvre Gregory qui a pris de son temps pour évaluer mon travail.

Je tiens à remercier les autres stagiaires et thésards du laboratoire et tout particulièrement, Mouna Belljemoun, pour son soutien lors de mon stage et Jérémy Lagau pour ses idées et son aide précieuse.

Mes remerciements vont également à Madame Constantin Flavie qui a assuré une bonne gestion de ma convention et à Madame Rius Marie-laure qui s'est occupée des tâches administratives de mon stage.

Je remercie également ma compagne, Margaux Vissac, pour sa patience, son soutien et le temps qu'elle a consacré à la relecture de mon rapport.

Résumé

Ce travail fait suite à une étude préliminaire sur un mouvement de terrain de type Rock Slope Failure de grande ampleur ($\sim 2 \text{ km}^2$) dans la Vallée d'Ossau (Pyrénées). Ce mouvement de terrain n'a été identifié qu'en 2015, alors que beaucoup de facteurs favorables au déclenchement sont présents comme une ancienne vallée glaciaire aux pentes déstabilisées, une forte pluviosité annuelle ($> 1.5 \text{ m/an}$), une sismicité modérée, et un bâti géologique plissé et schisteux. Mon travail a consisté à mieux comprendre la structure géologique de la zone, à cartographier les mouvements de terrain à proximité, et à entreprendre des études géophysiques (électrique et radar). On a relevé une série de failles et de fractures orientée N-S ($N^\circ 20$) et une deuxième série orientée ESE-WNW ($N^\circ 140$). Le travail de terrain a permis de dresser une carte géomorphologique, montrant un mouvement de type Rock Slope Deformation. Dans la partie sommitale du RSD, nous avons identifié des fissures d'extension plurimétrique récentes mais antérieures à 1938. Dans la partie centrale, nous avons des escarpements plurimétrique, associés à des niches d'arrachement fraîches, pour lesquels nous avons réalisé une imagerie électrique et radar. Ces données montrent une structuration des zones résistives en accord avec les données de pendage de surface. On observe également des signes de basculement globale des couches (Flexural Toppling) et des blocs basculés au niveau de la partie basale. Cette partie basale recoupe sur $\sim 50 \text{ m}$ des terrasses glaciaires ($\sim 10 \text{ ka}$), ce qui permet de donner une vitesse moyenne de l'ordre de 5 mm/an .

Mots-clés : Rock slope Failure, Rock Slope Deformation, Pyrénées, Vallée d'Ossau, carte géomorphologique, vallée glaciaire, Flexural toppling.

This work follows a preliminary study on a big Rock Slope Failure ground movement ($\sim 2 \text{ km}^2$) in Ossau valley (Pyrenees). This movement has been identified in 2015, with a lot of favorable triggering factors are here like a former glacial valley with destabilized slopes, a high annual rainfall ($> 1.5 \text{ m/yr}$), a moderate seismicity, and a folded and schisted geology. My work consisted in a better understanding of the structural geology of the site, in mapping the gravity instabilities, and in realising geophysical measurements (GPR and electrical surveys). We have measured two fault and fractures sets with two different orientations ($N140^\circ$ and $N20^\circ$). The field work enabled drawing a geomorphological map, showing a Rock Slope Deformation. In the upper part of the RSD, we identified recent plurimetric extensional trenches, but anterior to 1938. In the central part, we have plurimetric scarps, associated with tearing zones, in which we realized electrical and GPR surveys. The data we obtained show a structure of the resistant zone, that can be correlated with our surface dip data. We observe flexural toppling and topples on the lower part. This lower part intersects $\sim 50 \text{ m}$ of the glacial terraces ($\sim 10 \text{ ka}$), which allows an average speed of around 5 mm / year .

Keywords: Rock slope Failure, Rock Slope Deformation, Pyrenees, Ossau Valley, geomorphological map, glacial valley, Flexural toppling.

Table des matières

Remerciements.....	3
Résumé.....	4
Introduction.....	6
1. Les mouvements de terrain.....	8
1.1. Classification générale.....	8
1.2. Rock Slope Failure.....	9
1.2.1. Rock Slope Deformation.....	9
1.2.2. Rockslides and Rocks avalanches.....	12
1.3. Causes et déclencheurs des Rock Slope Failure.....	13
2. Zone d'étude.....	14
2.1. Localisation du secteur étudié.....	14
2.2. Activité sismique.....	16
2.3. Contexte géologique.....	17
3. Observations, cartographie et géophysique.....	20
3.1. Relevés de terrains.....	20
3.1.1. Inventaire des glissements.....	20
3.1.2. Figures de glissements.....	21
3.1.3. Stratifications et fracturations.....	23
3.2. Carte géomorphologique.....	24
3.3. Tomographie électrique.....	26
4. Dynamique du versant de Geteu.....	27
Conclusion.....	30
Bibliographie.....	32
Annexes.....	34

Introduction

Les mouvements de terrain ne représentent que 6 % des catastrophes naturelles dans le monde et pourtant ce phénomène est responsable de plus de 5000 morts par an en moyenne ([Petley, 2011](#)). Le nombre de victimes étant démultiplié lors d'importants séismes comme en 2005 (Séisme de Kashmir) ou en 2008 (Séisme de Wenchuan) où les glissements de terrain induits par ces deux événements ont provoqué la mort de plus de 20 000 personnes ([Petley, 2011](#)).

En France, l'aléa lié aux mouvements de terrain est non négligeable dû à l'activité sismique, la période post-glaciaire et la topographie, En plus des instabilités gravitaires plus superficielles en général, il existe un phénomène appelé déformation de versant ou glissement profond. Si certains glissements de terrain profonds sont bien étudiés et identifiés dans les Alpes, peu l'ont été dans les Pyrénées ([Thiery & al., 2015](#)). En effet, il existe un manque important d'informations à ce sujet dans les Pyrénées sur :

1. Les grandes déformations de versants (absence d'inventaire complet et faible recensement sur les cartes géologiques ([Jarman & al., 2014](#))) ;
2. Leur dynamique passée et récente ;
3. Leurs impacts potentiels sur les différents enjeux.

Pourtant dans les Pyrénées, toutes les conditions lithologiques et structurales favorables à ce type de phénomène sont présentes (alternance de schistes, de calcaires, de flyschs, forte tectonique, sismicité, glaciation ...). Ce phénomène a par ailleurs été observé et étudié grâce à quelques études, mais ces observations restent spatialement dispersées :

- Jarman & al. ([2014](#)) ont réalisé un inventaire des déformations de versants, uniquement dans les Pyrénées orientales.
- Dans les Pyrénées centrales Espagnoles, Gutiérrez-Santolalla & al. ([2005](#)) se sont intéressés à deux déformations de versants, mais cette étude reste uniquement localisée sur un seul site.
- En vallée d'Ossau, Martin-Campinas a réalisé une étude sur le glissement rocheux de Pleysses à proximité des Eaux-Bonnes (vallée d'Ossau, Pyrénées), ([Martin-Campinas, 2005](#)).
- Lebourg & al. ([2014](#)) ont étudié le massif de la Cristallère en vallée d'Aspe dans les Pyrénées occidentales. En utilisant différentes méthodes (analyse de MNT, cartographie géomorphologique, datation) et ils ont confirmé que le massif est bien impacté par une déformation de versant.

Dans le cadre d'un travail sur le terrain, Charles Aubourg a détecté des signes de déformation de versant en vallée d'Ossau en niveau de Geteu, puis une collaboration avec Yannick Thiery a permis de repérer plusieurs instabilités gravitaires dans cette même vallée ([Thiery & al., 2015](#)).

Ce mouvement de terrain, non identifié initialement, est particulièrement sensible pour les raisons suivantes :

1. Des habitations et un village de vacances ;
2. La D3934 qui permet la continuité de l'activité économique entre les villages de la vallée et la ville de Pau, ainsi que l'accès aux stations de ski de Gourette et d'Artouste ;
3. Le gave d'Ossau ;

L'objectif principal du stage est de caractériser les phénomènes et les processus sur le site de Geteu. Ainsi une démarche multidisciplinaire a été mise en place en combinant :

1. Une approche géomorphologique des versants (photo-interprétation, cartographie géomorphodynamique détaillée à l'échelle du 1 :10 000^{ème}, ...) ;
2. Une analyse structurale (prises de pendages, mesures de fracturations, ...) ;
3. Des mesures géophysiques (tomographie électrique) .

Cette approche permettra de confirmer si le site est bien sujet à une grande déformation de versant, de connaître la vitesse de déplacement et la dynamique spatiale et historique du mouvement de terrain. De plus, les mesures géophysiques pourraient permettre de localiser des surfaces de décollements potentielles.

Ce stage est financé par le RGF dans le cadre du chantier sur les Pyrénées et a pour thème : l'évolution récente des Pyrénées et les risques naturels. Il s'inscrit dans la continuité des travaux menés par le BRGM (DRP/RIG + DAT Bordeaux (BRGM régional) sur les aléas et les risques des instabilités gravitaires dans la vallée de Cauterets, ainsi que dans le cadre de l'ANR du projet SAMCO. De même, ce travail suit les travaux du BRGM de Bordeaux, de Toulouse et de l'OPCC avec les observations des instabilités gravitaires dans les Pyrénées, comme le site de Gourette en vallée d'Ossau.

Dans un premier temps, nous définirons le phénomène que l'on appelle déformation de versant et les causes qui induisent ce type d'instabilité. Puis nous décrirons le contexte de la vallée d'Ossau (localisation, contexte sismique, contexte géologique). Enfin nous nous concentrerons sur les observations effectuées lors du stage et nous étudierons les résultats des différentes approches. Avant de conclure, nous discuterons de la dynamique du versant de Geteu.

1. Les mouvements de terrain

1.1. Classification générale

Un mouvement de terrain est un phénomène d'origine géologique qui se caractérise par la descente d'une masse de matériaux (terre, roche, mélange des deux, ...) plus ou moins importante le long d'un plan de glissement. Plusieurs types de glissements existent avec des dynamiques de mouvement et des comportements différents, on trouve dans la littérature plusieurs classifications comme celle de Cruden and Varnes (1996) ou encore de Hungr & al. (2013), (Annexe 1).

Ces classifications se basent sur différents critères physiques, mécaniques ou morphologiques, pour notre étude nous nous appuierons sur une classification simplifiée issue des travaux de Cruden and Varnes (1996). Ici les auteurs classent les différents glissements selon deux critères principaux, le matériau et le type de rupture. Ils distinguent donc cinq types de mouvements (Fig. 1) :

- Les chutes, ou « Fall » qui correspondent à un décrochement rapide de matériel le long d'une pente très raide.
- Les basculements, ou « Topple » qui se traduisent par le renversement de matériel vers l'avant autour d'un point de rotation.
- Les glissements, ou « Slides » qui se manifestent par des glissements de type rotationnel (matériaux moins compétents) ou de type translationnel (matériaux plus compétents).
- « Spread », ou expansion latérale est un phénomène résultant de l'extension d'une masse rocheuse ou d'un sol, couplée à un affaissement des matériaux compacts en un matériel désorganisé.
- « Flow », ou écoulement est un mouvement spatialement continu avec une vitesse de déplacement du matériel correspondant à celle d'un liquide visqueux.

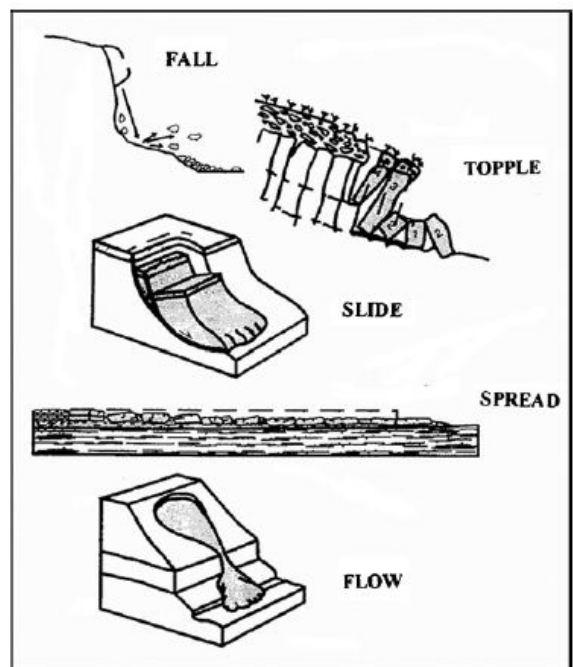


Figure 1 : les différents type de mouvements (Cruden & Varnes, 1996).

Le deuxième critère est défini par le type de matériau mobilisé. Il va de la roche à la terre en passant par les débris. Si le nombre de particules supérieures à 2 mm est inférieur à 20 % de la masse totale, le matériau sera défini comme étant de la terre, sinon, il sera défini comme étant des débris (Cruden and Varnes, 1996). D'autres critères comme la vitesse de déplacement des matériaux (Annexe 2) ou encore l'activité des mouvements de terrain sont utilisés pour connaître la dynamique des mouvements de terrain.

Un dernier type de phénomène existe appelé « Sackung » (tassement gravitaire, (Zyschinsky, 1966)). Ce phénomène a été classé dans une nouvelle catégorie après la révision de la classification de Cruden and Varnes (1996) par Hungr et al. (2013). Ce type de mouvement de terrain correspond ainsi à un nouveau type de mouvement, appelé « Rock Slope Deformation » (Hungr, & al., 2013).

1.2. Rock Slope Failure

Les « Sackung » ou « Deep-Seated Gravitational Slope Deformation » (Dramis and Sorriso-Valvo, 1994) possèdent plusieurs terminologies différentes et de nombreuses classifications (Dramis and Sorriso-Valvo, 1994 ; Crosta, 1996).

Un nouveau terme « Rock Slope Failure » est apparu dans la littérature pour regrouper toutes les terminologies existantes, évitant ainsi de nombreuses confusions. Jarman (2006) a défini le terme « Rock Slope Failure » comme étant une importante masse rocheuse potentiellement exposée à des mouvements gravitationnels et qui a perdu son intégrité dû à la pente, nous avons choisi d'adopter ce terme dans ce mémoire.

Ce terme distingue ainsi trois types de mouvements de terrain, que l'on classe en fonction de certaines caractéristiques (Jarman, 2006) :

1. Les « Rock Slope Deformation » (limites de glissement diffuses, la masse rocheuse conserve son intégrité, déplacement lent sur de faibles distances).
2. Les glissements rocheux ou « Rockslides » (Limites de glissement clairement définies, déplacement de courte ou moyenne distance, la masse glissée conserve une certaine intégrité)
3. Les avalanches de roches ou « Rock Avalanche » (Déplacement sur de longues distances ou très longues distances, la masse glissée est désintégrée, cavité au-dessus de la masse de débris).

Cette nouvelle typologie inclut ainsi tous les mouvements de terrains reliés au terme « Sackung » (typologie plus vaste que celle de Dramis and Sorriso-Valvo (1994) et de Crosta (1996)).

1.2.1. Rock Slope Deformation

Dramis et Sorriso-Valvo (1994) définissent les déformations de versants comme étant une déformation progressive de la pente sous forme de flux d'une roche dure et fracturée. Il s'agit plus précisément d'une masse rocheuse subissant des déformations superficielles et profondes, se déplaçant à une vitesse lente voire très lente (16 mm / an, 1,6 mm / an (Annexe 2)), (Agliardi & al., 2001 ; Lebourg & al., 2014). La surface de rupture de la déformation peut atteindre une profondeur d'une dizaine de mètres à plusieurs centaines de mètres et ainsi mobiliser un volume de roches de plusieurs centaines de millions de m³ (Dramis and Sorriso-Valvo, 1994 ; Lebourg & al., 2014).

Dramis and Sorriso-Valvo (1994) supposent que l'existence d'une surface de glissement interne continue n'est pas prouvée et que ce type de phénomène est soumis à des déformations par fluage en profondeur dû à la compression des roches et inversement en surface car la pression étant moins forte on se retrouve en présence de fracturations.

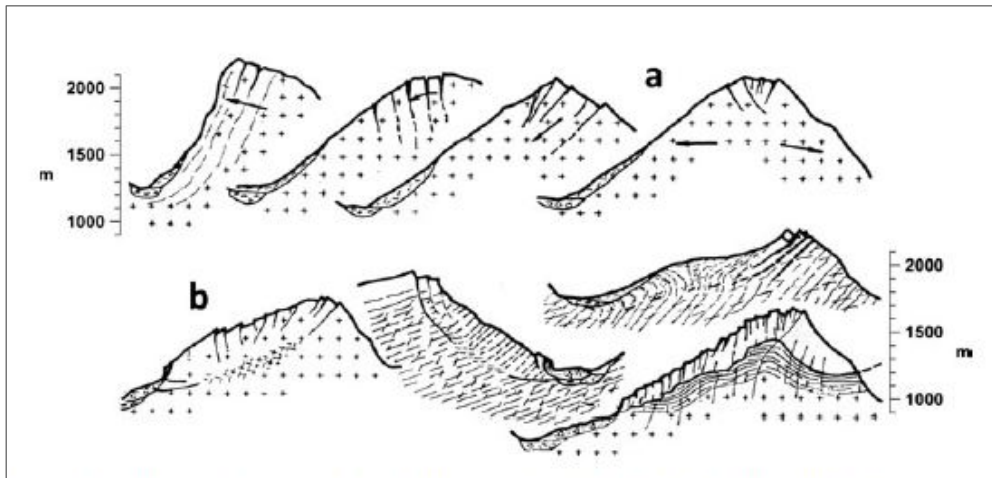


Figure 2: Exemples de déformations de versants observées dans les Carpates, A. Stade initial, B. stade avancé (Nemčok, 1982).

Ainsi, la mécanique de ces déformations reste méconnue (Agliardi & al., 2001), comme le montre l'observation de plusieurs déformations de versants ayant des mécanismes de rupture différents (Fig. 2), (Crosta, 1996 ; Nemčok, 1982).

Malgré la complexité du phénomène, des marqueurs géomorphologiques existent pour permettre l'identification de ce type de phénomène gravitaire, suivant la typologie mise en place par (Agliardi & al., 2001 ; Crosta, 1996). Ces caractéristiques morphologiques (Fig. 3) sont principalement sur :

- La partie haute : Fissures ou « trenches » (ouverture en extension par effet gravitaire d'une surface de rupture verticale pouvant être comblée par des remblais), double-crêtes.
- La partie intermédiaire : Escarpements ou « scarps » (surfaces de rupture ayant joué comme des failles gravitaires), grabens, contre-pentes ou « counterslopes ».
- La partie basse ou « Toe » : « Bulging » ou renflement, zone d'éboulis, « topple » et chutes de pierres.

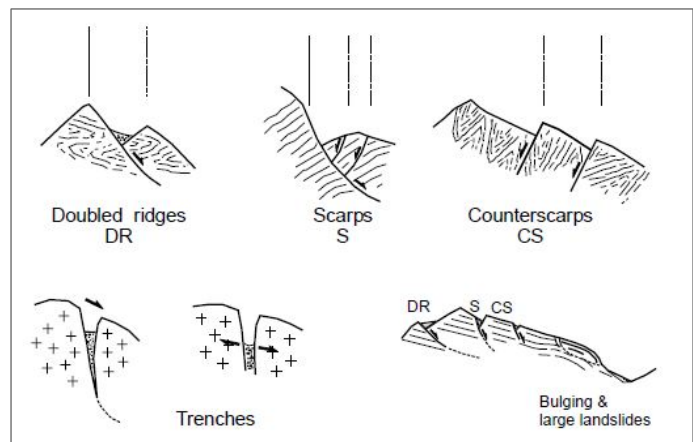


Figure 3: Caractéristiques morphologiques des grandes déformations de versants (Agliardi & al., 2001).

Afin de mieux classifier le phénomène, seuls deux types de RSD ont été définis en fonction de la morphologie des pentes (Fig. 4A, 4B), (Jarman, 2006 ; Jarman & Harisson, 2013) :

1. Une première déformation dite d'extension (reprenant le concept de « Sackung »), présentant les caractéristiques d'un versant en extension (Fissures, escarpements,

grabens, trous, renflement partie basale), cela est particulièrement visible sur le massif de la Cristallère (Fig. 4C) ;

2. Une deuxième déformation dite de compression (Comme celles observées par Gutiérrez-Santolalla & al. (2005), présentant des signes de mouvement compressif (« Antiscarps », absence d'escarpement principal, absence de renflement au niveau du bas de pente).

Jarman (2006) et Jarman and Harisson (2013) proposent deux modèles de rupture en accord avec les observations géomorphologiques. Les deux sont liés à l'érosion des pentes par les glaciers et le retrait de la charge glaciaire lors de la déglaciation.

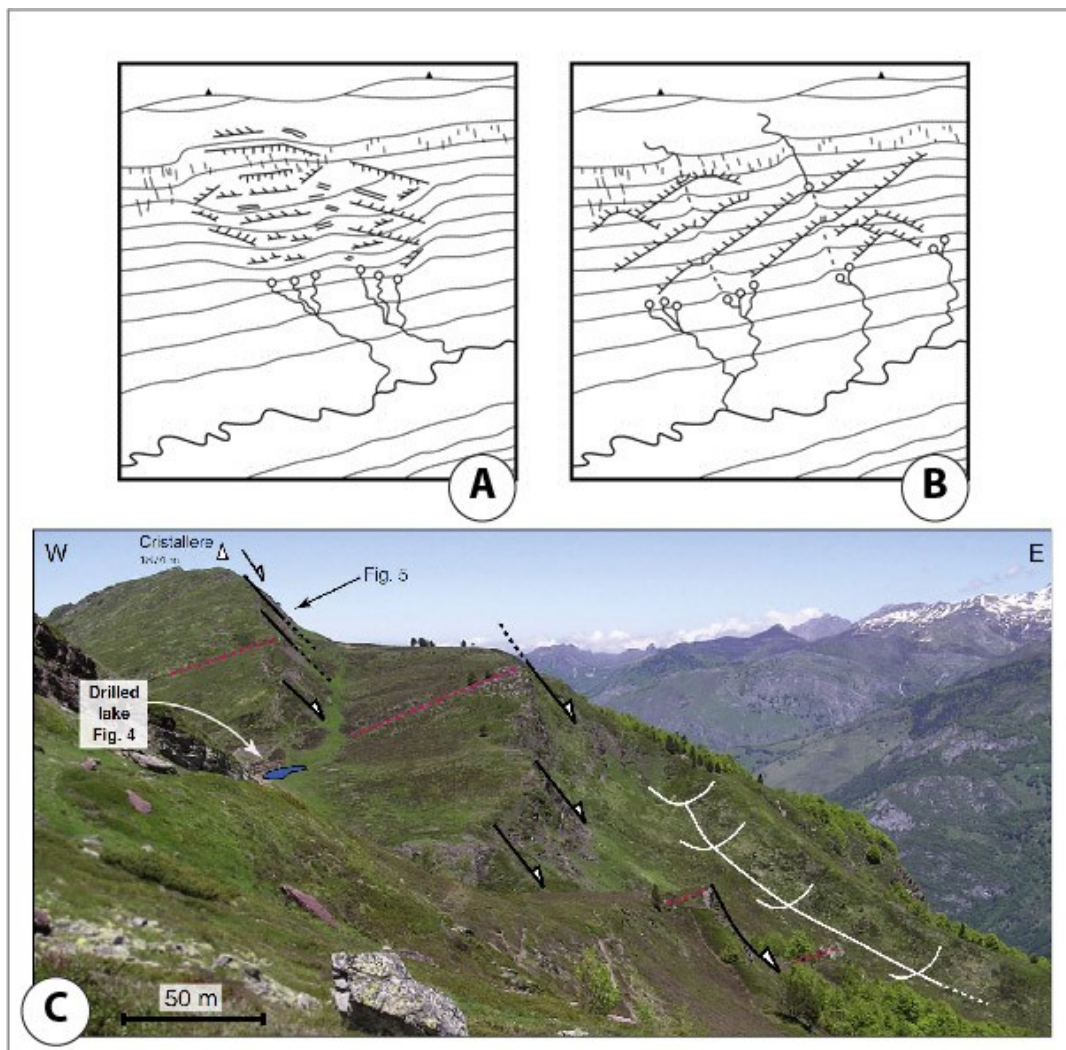


Figure 4: Rock Slope Deformation, A. déformation en extension, B. déformation en compression, C. exemple du RSD de la Cristallère (photo : Lebourg & al. 2014), (Schémas : Jarman, 2006).

Le premier type de mouvement est majoritairement induit par l'érosion des pentes et correspond à la définition même d'un tassement gravitaire. Le deuxième type de mouvement est en grande partie dû à la forte diminution des contraintes. En effet, la décompression des roches et le rebond glaciaire provoquent des « Antiscarps » sur les pentes soumises à des RSD. Or ce phénomène est démultiplié lorsque l'on se trouve au niveau de brèches glaciaires, créant ainsi des déformations de pentes dites en compression. Bien entendu on observe ces deux types de mouvements pour tous les RSD mais avec des proportions différentes.

1.2.2. Rockslides and Rocks avalanches

Dramis et Sorriso-Valvo, (1994) et Algiardi & al. (2001) ont remarqué la présence de glissements rocheux (« Rockslides ») plus petits sur les versants soumis à des grandes déformations. Ces mêmes auteurs ont souligné que le lien entre une déformation de versant (RSD) et les glissements rocheux (« Rockslides ») est fort. Ainsi un « Rock Slope Deformation » peut évoluer en glissement rocheux (Fig. 5C) ou une avalanche de roches (Fig. 5A et 5B) de grande ampleur.

Ce type de glissement accompagne aussi les grandes déformations de versants, en effet on observe plusieurs exemples de glissements rocheux sur des « Rock Slope Deformation ». A la différence des déformations qui ont des vitesses de déplacement lentes, les glissements rocheux ont des vitesses de déplacement rapides voir très rapides (1,8 m/h à 3 m/min, (Annexe 2)) et sont généralement déclenchés par les secousses sismiques et les fortes précipitations (McColl, 2012b).

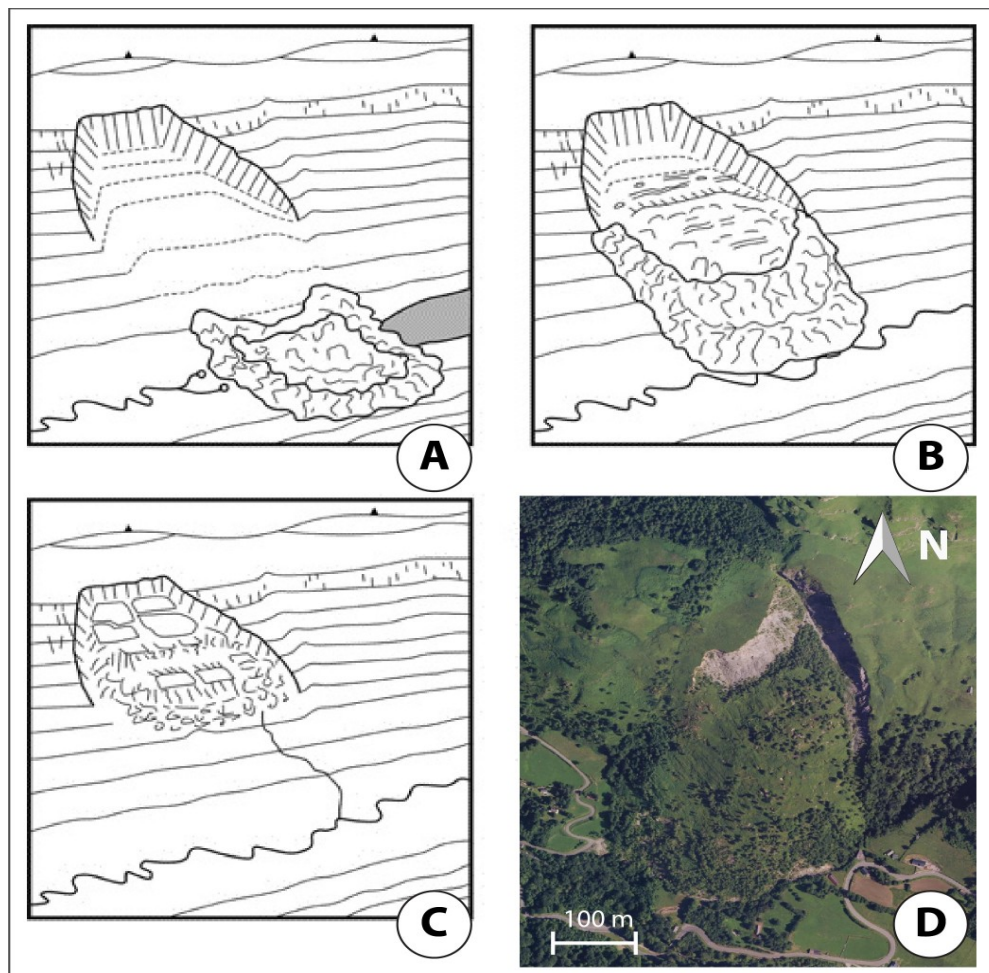


Figure 5: Rockslides et Rock Avalanches, A. et B. Avalanches de roches, C. Glissement rocheux, D. Exemple du glissement rocheux de Pleyssse, déclenché dans des schistes du Dévonien en 1982 (Schémas : (Jarman, 2006))

1.3. Causes et déclencheurs des Rock Slope Failure

On peut définir une liste des différents facteurs qui influent sur l'évolution des instabilités gravitaires avec, en premier lieu, les facteurs de prédispositions (indépendants de l'influence glaciaire, (McColl, 2012b)) qui sont :

- La lithologie et la structure, (la géologie étant le principal facteur de prédisposition (Crosta & al., 2013 ; Jarman & al., 2014 ; Wieczorek, 1996)) ;
- Les contraintes tectoniques (uplift), la fracturation des roches (facilite la circulation de l'eau dans les roches et par effet gravitaire forme des fissures d'extension), les foliations métamorphiques (Jarman & al., 2014 ; Jarman, 2006 ; Agliardi & al., 2001).

Pour permettre l'apparition d'instabilités, les pentes rocheuses doivent être préparées, cela correspond au rôle des facteurs de préparation. Ils réduisent la stabilité des pentes mais ne déclenchent pas de mouvement, (McColl, 2012b). Le rôle des glaciers est également prépondérant dans la préparation des pentes (Agliardi & al., 2001 ; Crosta & al., 2013). Ces facteurs sont :

- Les contraintes topographiques, avec la présence de pentes abruptes dues au passage des glaciers. Ce passage a érodé les pentes et provoqué la déstabilisation de celles-ci en retirant la partie basale qui soutenait la masse rocheuse (Crosta & al., 2013 ; McColl, 2012b ; Jarman & al., 2014).
- La déglaciation, avec le retrait du glacier qui déclenche différents phénomènes comme :
 - Le rebond glaciaire ou ajustement isostatique (phénomène qui provoque le soulèvement des roches lors de la déglaciation (McColl, 2012b ; Jarman, 2006 ; Jarman & al., 2014)) ;
 - La diminution des contraintes au niveau de la masse rocheuse (Jarman and Harisson, 2013 ; McColl, 2012b) ;
 - La décompression des roches (résultat de la diminution des contraintes et du retrait de la charge glaciaire (McColl, 2012b ; Ballantyne 2002 ; McColl and Davies, 2013)).
- L'affaiblissement progressif ou la fatigue dite statique, qui est une manifestation agissant sur le long terme comme l'activité sismique permanente, la diminution de la résistance mécanique des matériaux, l'altération des roches, ... (McColl, 2010 ; Jarman & al., 2014).

L'équilibre de la pente étant rompue par les différents facteurs précédents, les mouvements de terrain (« Rockslides » ou « Rock Avalanche ») ont besoin d'un stimulus externe supplémentaire pour glisser. On appelle ces facteurs, des déclencheurs, qui sont :

- La sismicité (les séismes induisent de forts tremblements du sol) qui favorise le déclenchement de glissements et qui facilite la fragilisation des versants (Crosta & al., 2013 ; Wieczorek, 1996 ; Martins-Campinas, 2005 ; Jarman & al., 2014) ;
- Les fortes précipitations (combinaison entre l'intensité et la durée), (Wieczorek, 1996 ; Lebourg & al., 2014 ; Martins-Campinas, 2005 ; Jarman & al., 2014 ; McColl, 2012b) ;
- La fonte des neiges, (longue période, saturation en eau), (Wieczorek, 1996 ; Jarman & al., 2014) ;

- La circulation de l'eau dans les roches, liée aux fortes précipitations et à la fonte des neiges (augmentation de la pression au niveau des pores), (Wieczorek, 1996 ; Martins-Campinas, 2005) ;

On notera que l'apparition des instabilités de versants nécessite une combinaison de ces différents facteurs (*Fig. 6*). Cela permet alors le développement de nombreux RSF (Géologie, érosion et rebond glaciaire, fortes précipitations, ...).

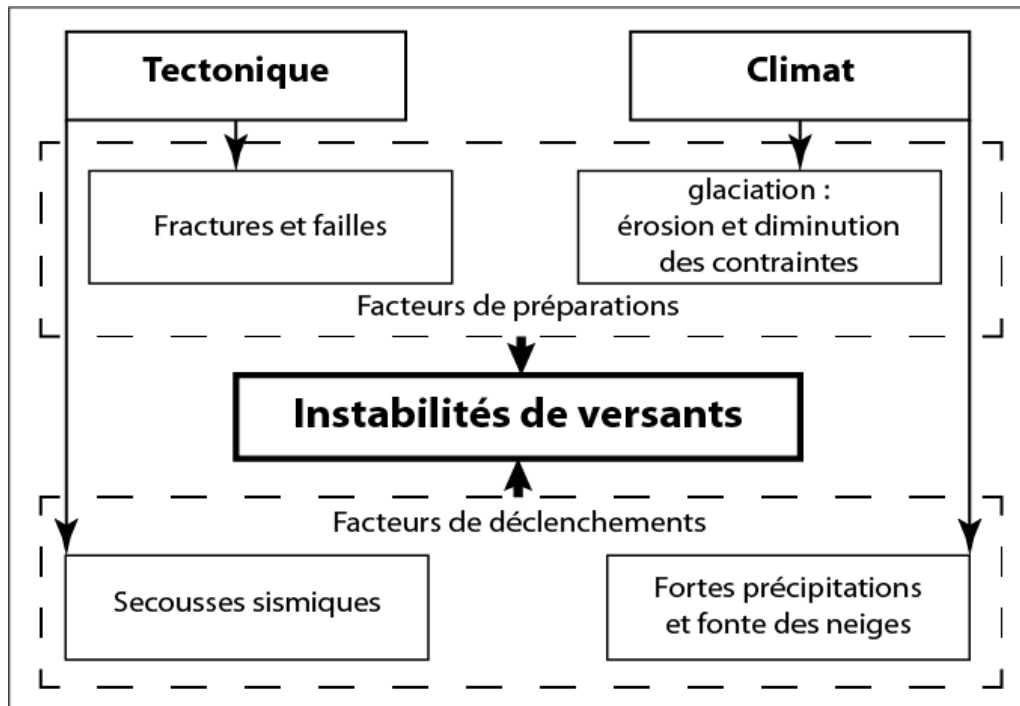


Figure 6: Lien entre les différents facteurs (Pánek & al., 2010, modifié).

2. Zone d'étude

2.1. Localisation du secteur étudié

Le site de l'étude se situe en moyenne vallée d'Ossau, à 40 km au Sud de la ville de Pau (*Fig. 7*). Le mouvement de terrain présumé est localisé à quelques centaines de mètres du village de Laruns. Dans cette vallée, on observe également une forte concentration de mouvements de terrain (éboulements, glissements rocheux, ..) comme le glissement de Listo, ou encore le glissement rocheux de Pleyssé localisé à quelques kilomètres à l'Est de Laruns (*Fig. 10*).

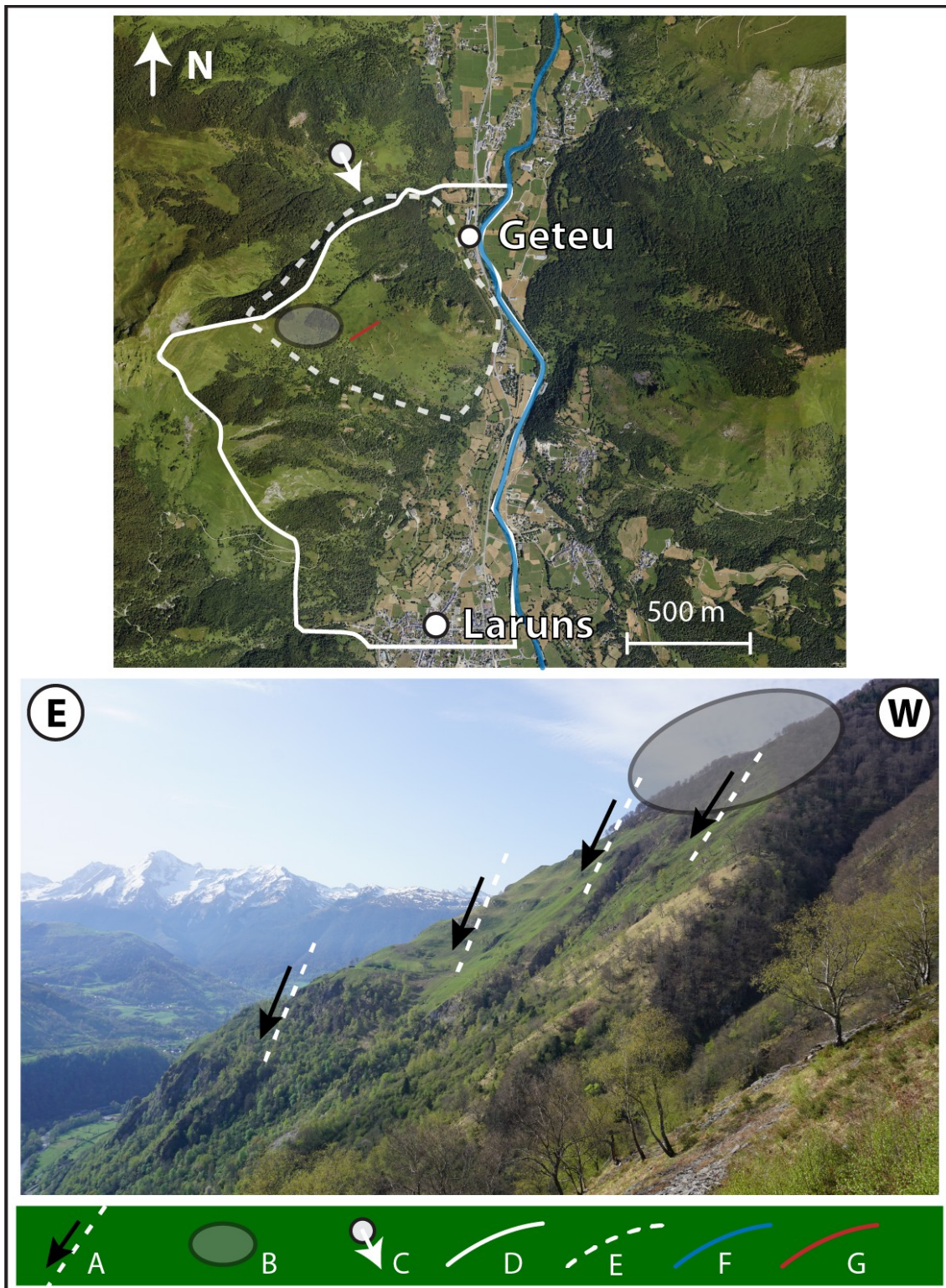


Figure 7: Localisation de la zone d'étude et photo du versant Nord du RSD, A. Failles gravitaires probables, B. Localisation des fissures d'extension, C. Direction de la prise de vue, D. Zone cartographiée, E. Emplacement de la déformation de versant, F. Gave d'Ossau, G. Emplacement du profil électrique. (Photo aérienne : IGN).

Cette concentration de glissements de terrain est liée en grande partie à la lithologie dans cette région (schistes, calcaires), à la topographie des Pyrénées, à la sismicité, au climat avec des précipitations annuelles au niveau de Laruns entre 1200 et 1800 mm (Ternet & al. 2004) et bien entendu à l'activité glaciaire dans cette zone.

La vallée d'Ossau a été érodée par un glacier de plus de 600 m d'épaisseur qui s'est retiré à la fin de la dernière glaciation (15 000 ans B.P., (Ternet & al., 2004)). On retrouve très peu de moraines dans cette zone et seuls quelques dépôts de granites et de graviers autour d'une altitude de dépôts de 800 m témoignent du passage d'un ancien glacier. Ces faibles dépôts s'expliquent par le retrait rapide de celui-ci (Ternet & al., 2004). L'érosion provoquée par le glacier a participé à changer la morphologie de la vallée, des pentes abruptes ont été créées favorisant ainsi de nombreuses instabilités gravitaires (glissements de terrain et éboulements).

2.2. Activité sismique

L'aléa sismique est considéré comme moyen (4^{ème} échelon sur une échelle de 5) d'après le dernier zonage sismique de la France en 2010. Bien que cet aléa soit dû majoritairement à des séismes de magnitude ($M_w < 3$), des séismes historiques de plus fortes intensités ont frappé la région autour de Laruns, comme le séisme d'Arudy en 1980 ($M_w = 5,1$; 12 km de Laruns) ou encore le séisme d'Arette en 1967 ($M_w = 5,6$; 20 km de Laruns), (Fig. 8).

Notre site se trouve donc dans une zone où l'activité sismique est modérée, avec des périodes de retour de 75 ans pour des séismes d'intensité égale à 7 et de 250 ans pour une intensité égale à 8. Lebourg & al. (2014) et Martins-campinas (2005) soulignent l'importance des tremblements de terre dans le déclenchement des glissements de terrain superficiels et leurs actions sur l'affaiblissement progressif grandes déformations de versants, de plus la faible profondeur de ces séismes (2 à 15 km, (Ternet & al., 2004)) augmente les effets de cette aléa sur les versants alentours.

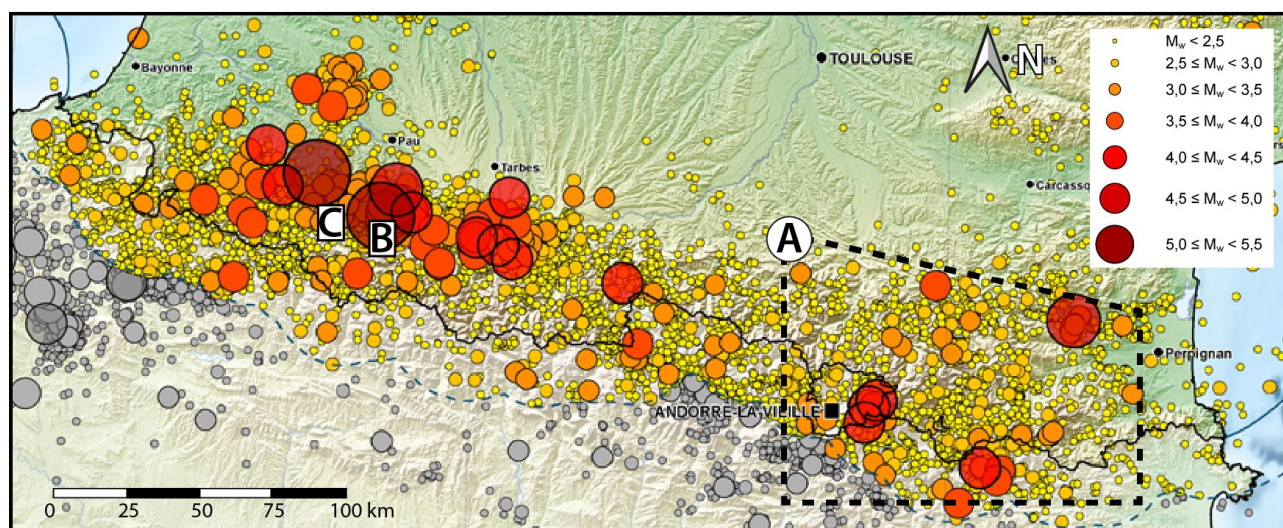


Figure 8: Carte de l'aléa sismique dans les Pyrénées (sismicité instrumentale (1962 – 2009)), A. Zone inventoriée par Jarman & al. (2014), B. Emplacement de la vallée d'Ossau, C. Emplacement du RSD de la Cristallère (CNRS, CEA – 2014).

2.3. Contexte géologique

Nous avons vu précédemment l'importance de la géologie dans la mise en place de RSF et le fait que la vallée d'Ossau possède toutes les caractéristiques géologiques à la formation de glissements de terrain. L'apparition des RSF est favorisée en présence de roches métamorphiques (Alternance de schistes et de calcaires (Lebourg & al., 2014 ; Jarman & al., 2014)). Or, la lithologie de notre zone d'étude se compose principalement de schistes et de calcaires.

La majorité des RSF observés au niveau de la moyenne vallée d'Ossau se situent dans des roches du Paléozoïque, plus exactement dans des roches datant du Dévonien inférieur au Carbonifère moyen. Les roches engagées dans le glissement de Geteu ont été soumises à l'orogénèse Hercynienne (-360 Ma à -250 Ma) puis l'orogénèse Alpine, ce qui a permis l'installation de plusieurs grandes failles d'orientation (N110°), (Fig. 9, (Majesté-Menjoulas, 1979)) :

- Faille Nord-Pyrénéenne séparant le Paléozoïque des couches du Mésozoïque ;
- Accident de Pic d'Auzu (Entre le compartiment des Cinq-monts et le compartiment du pic d'Auzu) ;

Accident des Cinq-Monts (Entre le compartiment des Cinq-monts et le compartiment de la Montagne verte) ;

- Accident de la Montagne verte (Entre le compartiment de la Montagne verte et le compartiment de Laruns-Gentiane) ;
- Accident du Valentin (Entre le compartiment de Laruns-Gentiane et le Crétacé supérieur au Sud).

Ces accidents ont par la suite rejoué durant l'orogénèse Pyrénéenne (-60 Ma à -20 Ma) et séparent aujourd'hui les différents compartiments du Paléozoïque (Fig. 9).

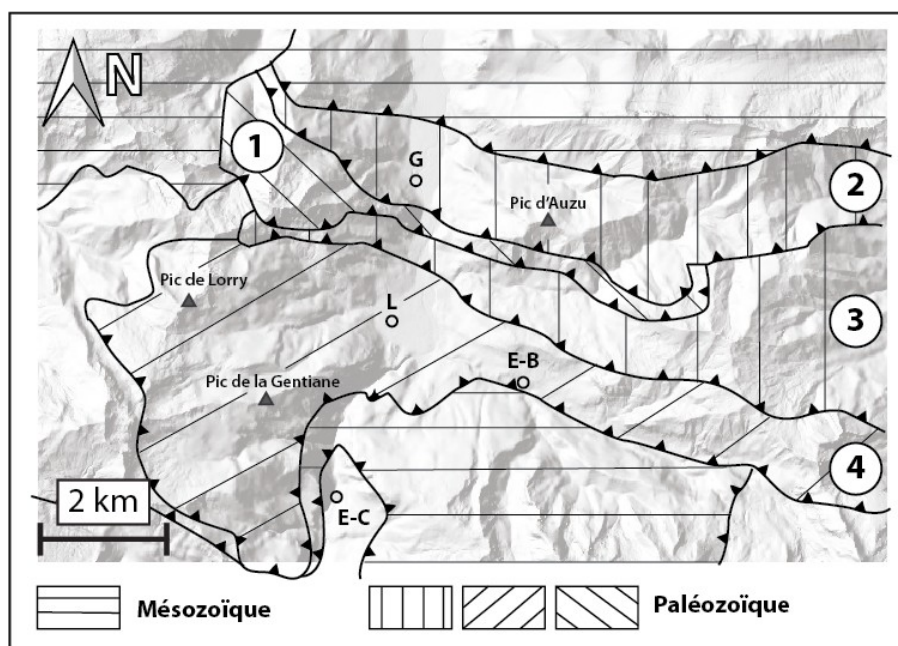
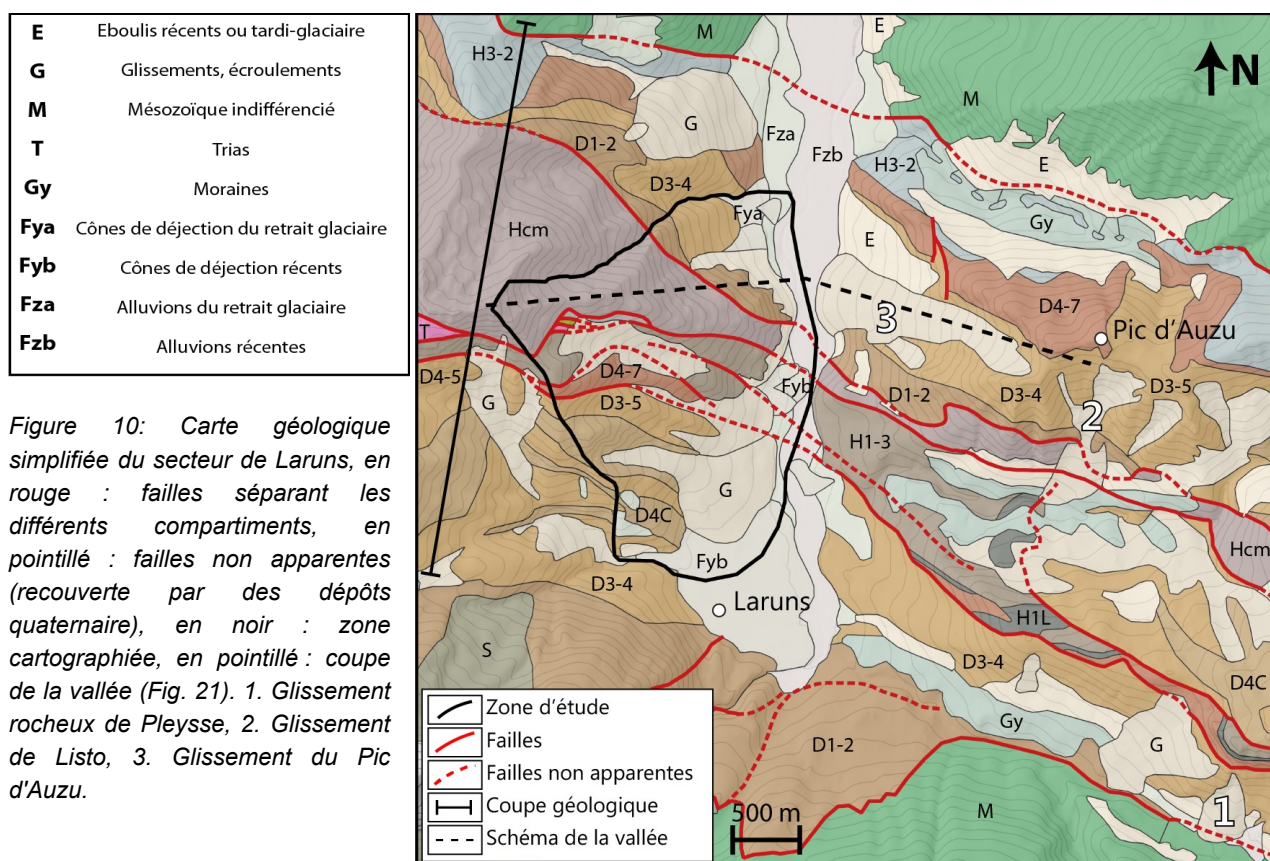


Figure 9: Schéma structural simplifié, 1. Compartiment des Cinq-monts, 2. Compartiment du pic d'Auzu, 3. Compartiment de la Montagne verte, 4. Compartiment de Laruns-Gentiane. L : Laruns, G : Geteu, E-B : Les Eaux-Bonnes et E-C : Les Eaux-Chaudes (Modifié d'après (Ternet & al., 2004)).



Au niveau de Laruns, les couches géologiques sont très marquées par les différentes orogénèses, en particulier l'orogénèse Pyrénéenne qui a provoqué un raccourcissement de plus de 50 % (Majesté-Menjoulàs, 1979). Cela a créé le chevauchement des couches du Paléozoïque sur le Crétacé au Sud des Eaux-Bonnes qui a chevauché à son tour le massif granitique des Eaux-Chaudes. Ces chevauchements ont été favorisés par la présence de trias, lithologie qui a fait office de couche de décollement. On retrouve alors des morceaux de Trias pincés entre les différents compartiments (Majesté-Menjoulàs, 1979 ; Ternet & al., 2004), (Fig. 11).

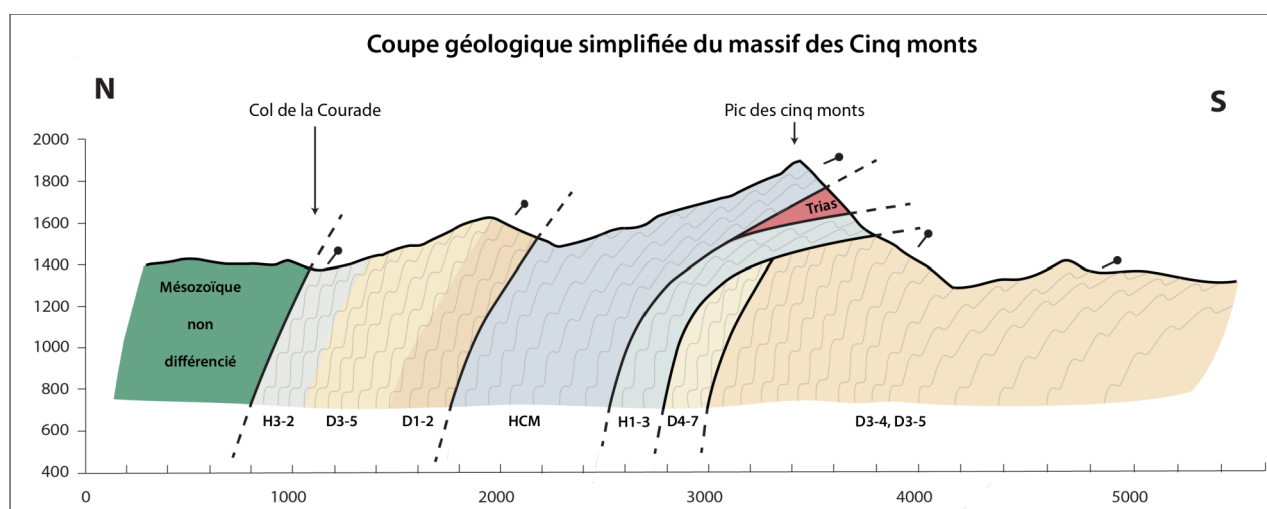


Figure 11: Coupe géologique simplifiée des différents compartiments et de l'anticlinal du massif des cinq-monts.

Cette phase a induit un déversement massif des couches lithologiques vers le Sud, formant ainsi un vaste anticlinal. Cet événement a mis en place plusieurs plans de schistosités ainsi que plusieurs jeux de failles et de fractures, un premier jeu de failles globalement orientés ESE-WNW et un second jeu plus récent N-S. En plus d'importantes fractures, on observe plusieurs séries de plis orientés (E-W), comme de nombreux « Kinks-bands » centimétriques à décimétriques (Majesté-Menjoulàs, 1979 ; Ternet & al., 2004).

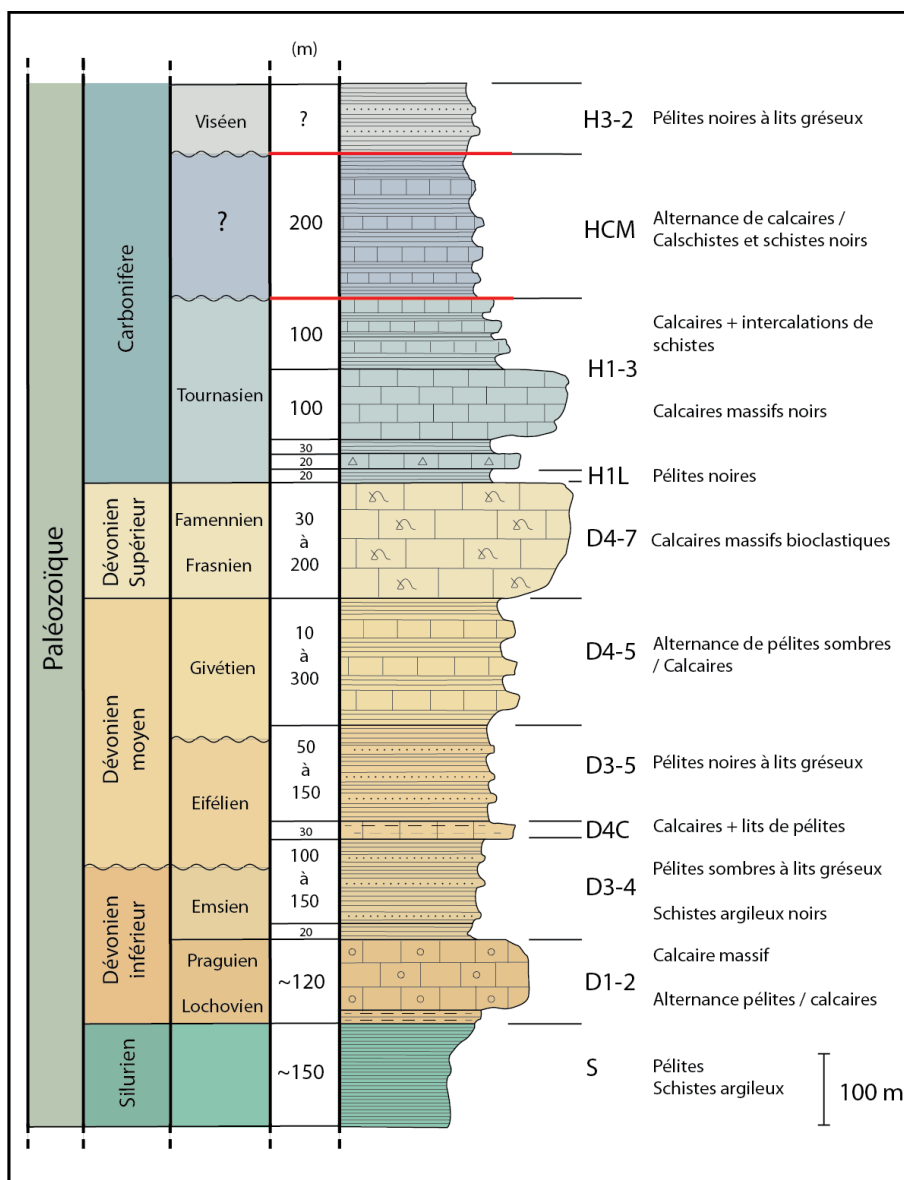


Figure 12: Log stratigraphique au niveau du massif des cinq-monts, on trouve principalement des schistes alternés avec des bancs calcaires ou gréseux.

La déformation de versant de Geteu est localisée au niveau des compartiments des Cinq-monts et du pic d'Auzu, dans des roches du Carbonifère (Hcm, H1-3) et du Dévonien inférieur (D1-2) et moyen (D3-4, D3-5, D4-5), (Fig. 10, 11, 12). Ces roches ont été soumises à un fort métamorphisme durant les orogénèses, ce qui a conduit à l'apparition de nombreuses fractures et de déformations importantes au niveau des différentes roches.

3. Observations, cartographie et géophysique

3.1. Relevés de terrains

3.1.1. Inventaire des glissements

Bien que l'analyse du versant de Geteu soit la priorité du stage, une étude au niveau de la moyenne vallée d'Ossau a montré des signes de nombreux glissements de terrain (*Fig. 13*). Une étude préliminaire, couplée au travail de Thiery et al. (2015) a montré que certains glissements présentent des signes d'activités récents (glissements marqués en rouge) et d'autres en revanche sont latents ou inactifs (polygones en orange).

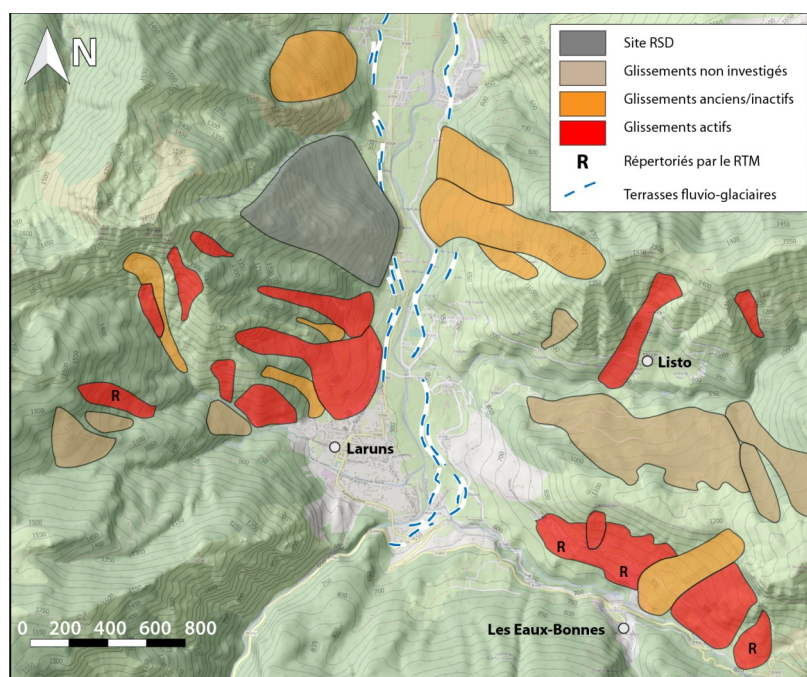


Figure 13: Carte non-exhaustive des glissements de terrain repérés durant le stage.

De même, seulement deux glissements ont été répertoriés par le BRGM/RTM et sur les PPR locaux, certains versants sont très mal représentés. Or, certains glissements présentent différents enjeux en aval (Listo, ...).

Toutes ces instabilités gravitaires sont localisées au niveau de schistes et de roches calcaires du Paléozoïque, ce qui confirme la prédisposition de cette géologie aux glissements de terrain.

Sur cette même carte (*Fig.13*), plusieurs terrasses fluvio-glaciaires ont été repérées par photo-interprétations et lors du terrain. Celles-ci se retrouvent interrompues à certains endroits, certaines d'entre-elles ont été débordées par des mouvements de terrain ou des cônes de déjection torrentiels. Au niveau du RSD, des terrasses sont également interrompues. Cela correspond-il au contournement du massif lors de leurs formations ou sont-elles recoupées par la déformation de versant ?

3.1.2. Figures de glissements

Lors du travail de terrain, j'ai observé plusieurs éléments montrant des signes de déformation de versant. En particulier, nous avons identifié des fractures ouvertes dans la partie supposée sommitale du RSD (Fig. 7 et 14). Ces fractures ont toutes les caractéristiques de fissures d'extension et présentent deux jeux de fissures d'orientations différentes (N20° et N130°). Ainsi, on obtient une extension cumulée d'une trentaine de mètres $\pm$ 5 m. Plusieurs escarpements ont été observés sur le versant NE du site et mesurent plusieurs mètres de haut (Fig. 7). Ces escarpements correspondent à de probables failles gravitaires.

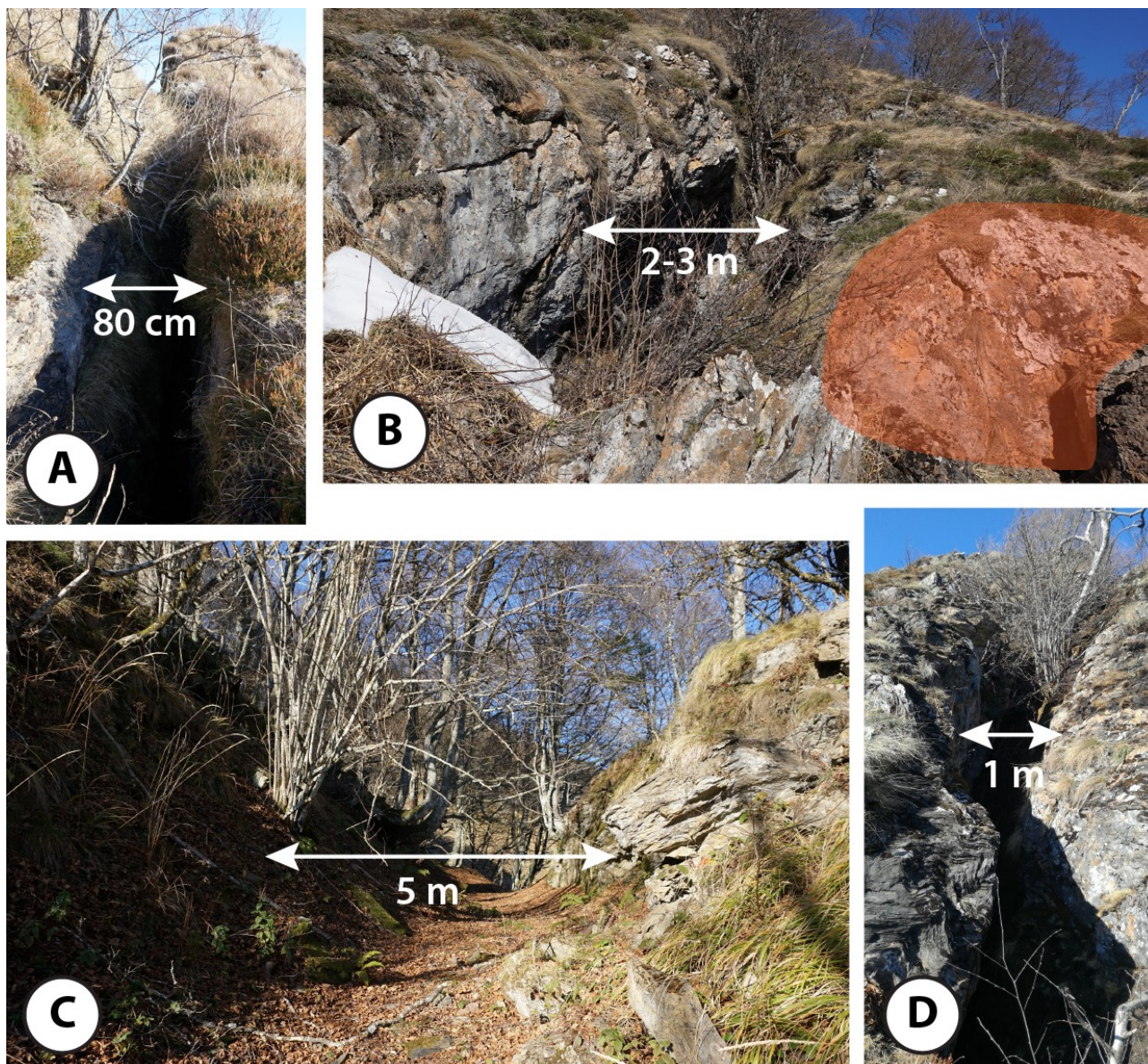


Figure 14: A. Fissure d'extension profonde de plus de 7 m (N40°), B. Fissure d'extension longue d'une cinquantaine de mètres et profonde de plusieurs mètres (N140°) en rouge plan de faille recouvert de calcite avec une orientation N-S, C. Contre-pente, D. Fissure d'extension longue d'une trentaine de mètres (N120°)

D'autres signes de déplacements de matériaux ont été repérés sur le versant NE, en bas de la pente. Une zone d'éboulis active a nécessité la mise en place d'un filet pare-pierres, de plus

au bord de la route (D3934) et un muret de soutènement a subi de fortes déformations (entre 50 cm et 1 m). Au niveau de la partie intermédiaire du versant, on peut noter la présence de trous, de niches d'arrachements et d'arbres penchés qui soulignent une activité récente du versant (Fig. 15A).

De même, des couches du substratum avec un pendage de 80° vers le Nord se retrouvent en contact avec des couches « basculées » ayant un pendage entre 20° et 60° vers le Sud. Ce phénomène a été observé à plusieurs échelles (Fig. 15B, 15C, 15D).

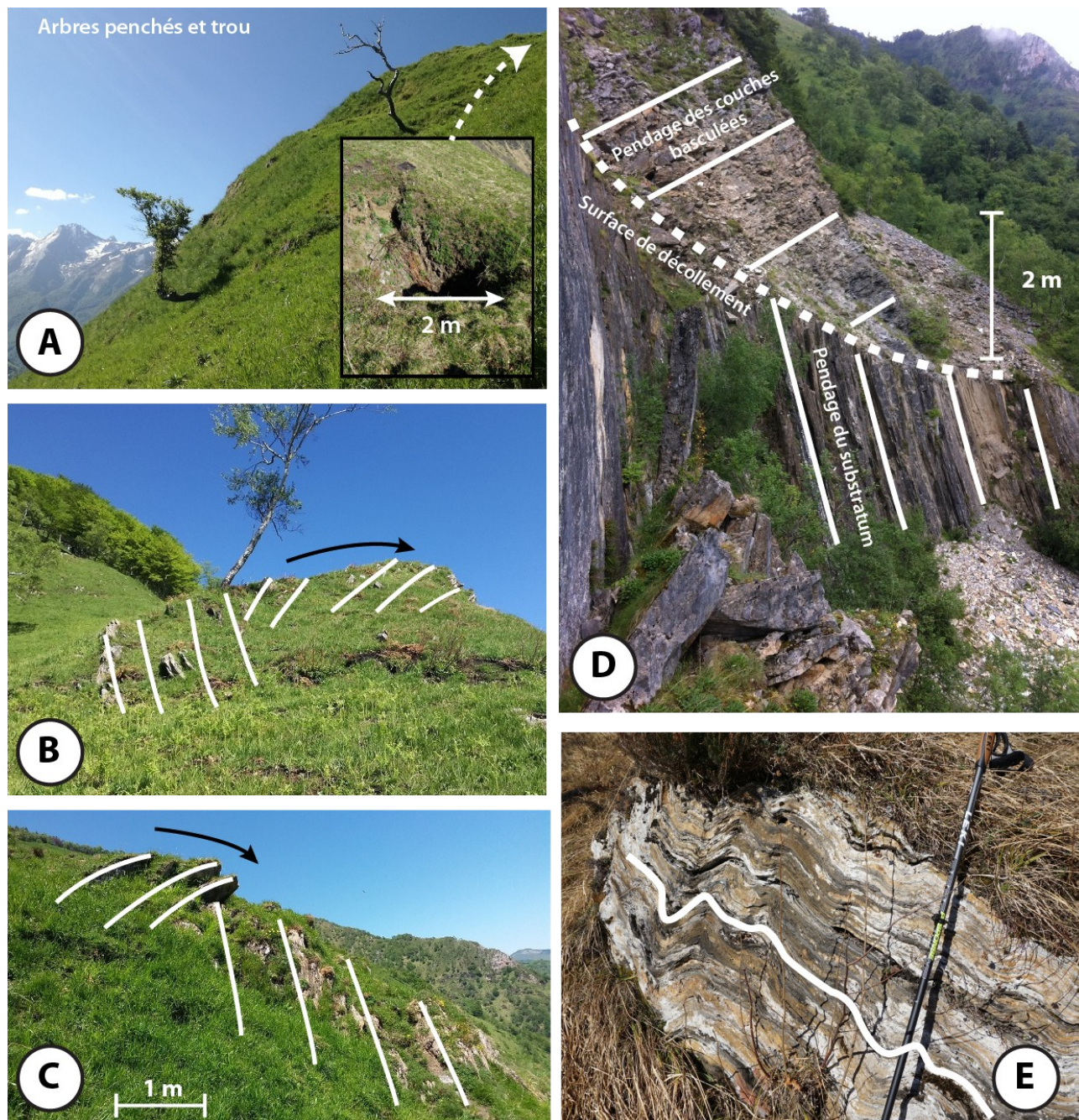


Figure 15: A. Arbres penchés et trou formé par effet gravitaire, B. et C. Basculement des couches dans le sens de la pente, D. "Flexural toppling", basculement général des couches le long d'une surface de décollement. E. Observations centimétriques de la déformation des roches.

3.1.3. Stratifications et fracturations

L'analyse structurale de la zone a pu mettre en évidence plusieurs plans de fracturations différents. Ceux-ci correspondent aux plans de fractures observés dans la littérature ([Majesté-Menjoulès, 1979](#)) et également aux fissures d'extension observées.

On observe sur la partie Sud des pendages de stratifications vers le Nord. Cette orientation change brutalement vers le Sud sur le versant NE. Les plans de fracturations Est-Ouest sont perpendiculaires à la stratification (*Fig. 16*).

Ces jeux de failles ont aussi été observés lors de l'analyse des photos aériennes (changement dans la trajectoire des cours d'eau (ruisseaux), signes morphologiques, ...). La différence d'orientations entre les deux parties du versant peut s'expliquer par un déversement des couches vers le Nord dans la partie de l'anticlinal des Cinq-monts, lors du raccourcissement des Pyrénées (*Fig. 11*), ([Majesté-Menjoulès, 1979](#)).

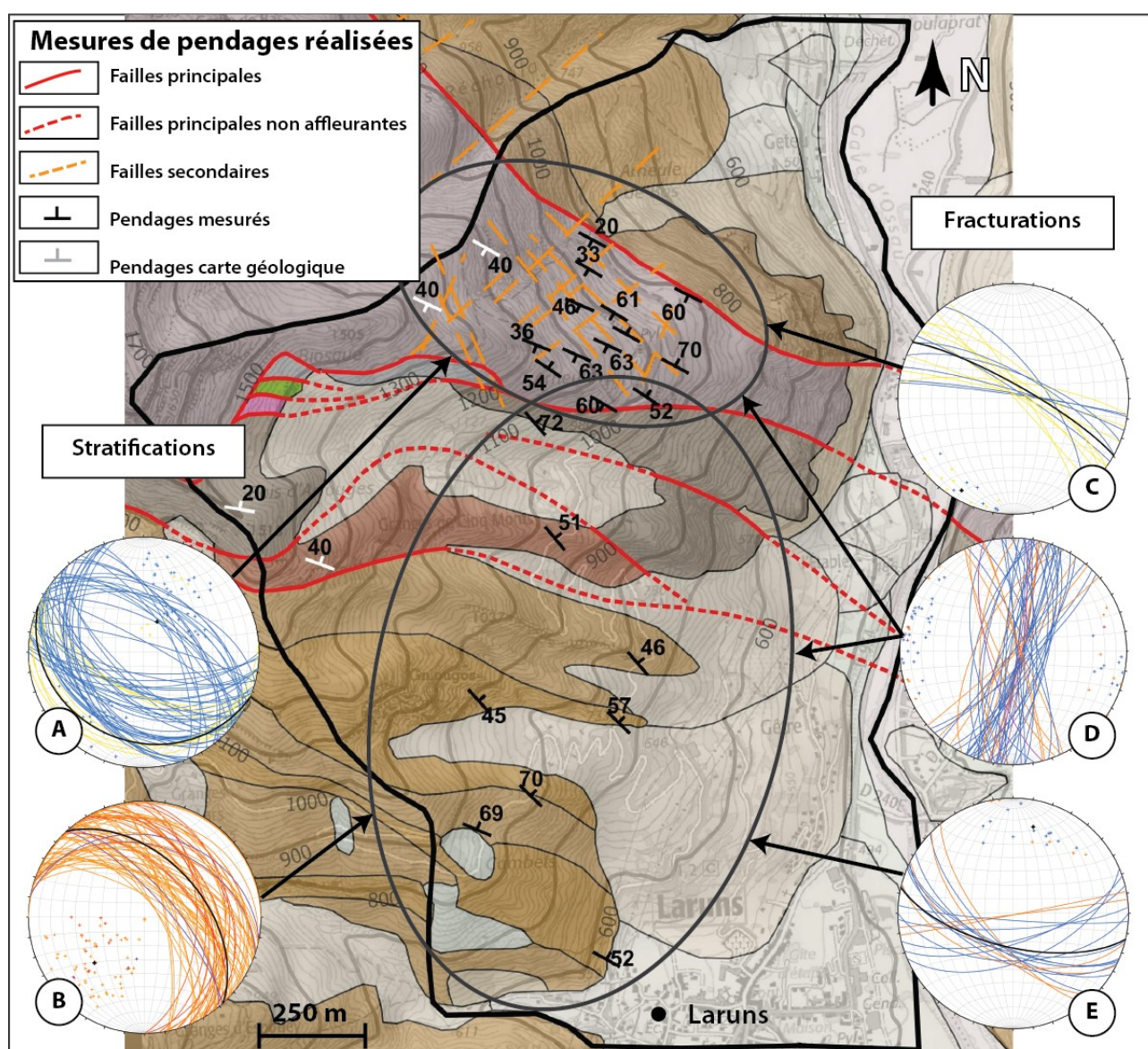


Figure 16: A. Mesures de stratifications partie Nord (46° - $N121^\circ$), B. Mesures de stratifications partie Sud (50° - $N307^\circ$), D. Mesures de fracturations N-S (85° - $N120^\circ$), C et E. Mesures de fracturations E-W (66° - $N103^\circ$; 80° - $N299^\circ$).

3.2. Carte géomorphologique

Dans l'objectif de déterminer au mieux l'activité du versant de Geteu, une carte géomorphologique a été réalisée (*Fig. 17B*). Celle-ci s'appuie sur le modèle de carte géomorphologique mis en place par Thiery, (2007). Elle permet de mettre en avant les processus, leur activité et les formes morphologiques de terrain. La zone concernée est le versant Est et Nord-Est du massif des Cinq-monts (*Fig. 7*). Cette carte a été levée à l'échelle du 1 : 10 000^{ème} et permet de représenter les différents indices de grandes déformations de versants ou encore les glissements complexes, translationnels et rotationnels dans les schistes du Dévonien et du Carbonifère.

Pour réaliser cette carte, nous nous sommes appuyés sur les indices morphologiques de glissements de terrain et les signes d'activités potentiels (*Annexe 3*), (niche d'arrachement récent, présence ou non de végétation, formes fraîches ou estompées, ...).

La carte se compose de plusieurs éléments. En premier lieu, de différentes couleurs qui définissent le type de processus (gravitaire, glaciaire, fluvatile, ... (*Fig. 17A*)) et de teintes différentes en fonction de l'activité (actif, dormant, stabilisé (*Fig. 17A*)). On retrouve ensuite des marqueurs noirs indiquant le type d'instabilités gravitaires et donnant des indications sur les formes morphologiques observées (escarpements rocheux, niches d'arrachement, fissures, ...), (*Fig. 17B*). Tous ces éléments permettent de mieux comprendre la dynamique actuelle du versant.

On notera une activité gravitaire importante sur toute la zone d'étude, en effet, la partie Sud a été le théâtre de trois grandes avalanches de roches (masses complètement désintégrées, les masses rocheuses n'ont pas conservé leur intégrité et se sont déplacées sur de longues distances (entre 150 et 400 m), tandis que la partie NE est marquée par le RSD. En bas de la pente on trouve des zones d'éboulis et en amont de ces zones des « Topple ». On remarquera que, sur la pointe de Geteu, on trouve la présence d'éboulis couplés à des « Topple » et en amont une pente soumise à une déformation de versant. Alors que sur la partie Nord, les zones d'éboulis et les « topple » ont été remplacés par des glissements de terrain complexes à composantes translationnelles.

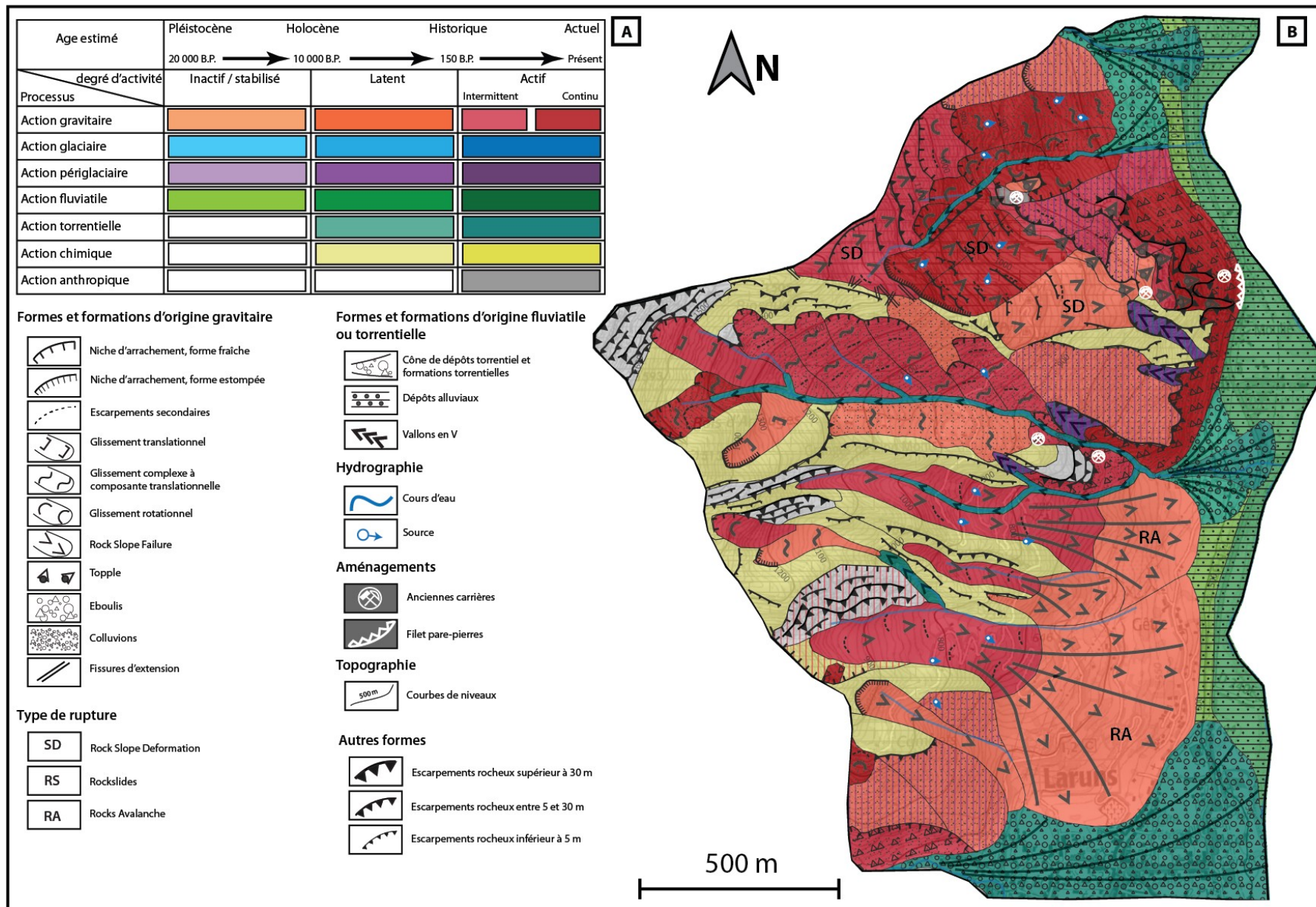


Figure 17 : A. Légende de la carte géomorphodynamique du site de Geteu (Modifié de (Thiery, 2007)). B. Carte géomorphodynamique.

3.3. Tomographie électrique

Bien que l'activité et les différents processus soient bien représentés sur la carte géomorphologique, cette analyse est subjective, experte et ne permet pas de déterminer la mécanique de rupture du versant. Pour cela, nous avons réalisé une tomographie électrique le long de la pente au niveau des escarpements sur le versant Nord-Est (Fig. 7). Cela dans l'objectif de déterminer des surfaces de décollement potentielles.

Un profil de 300 m de long a été installé avec un intervalle de 3 m entre les différentes électrodes. L'acquisition a été effectuée deux fois en utilisant la méthode dipôle-dipôle (Fig. 18) et la méthode dite de Wenner (Annexe 4), (Marquis, 2005).

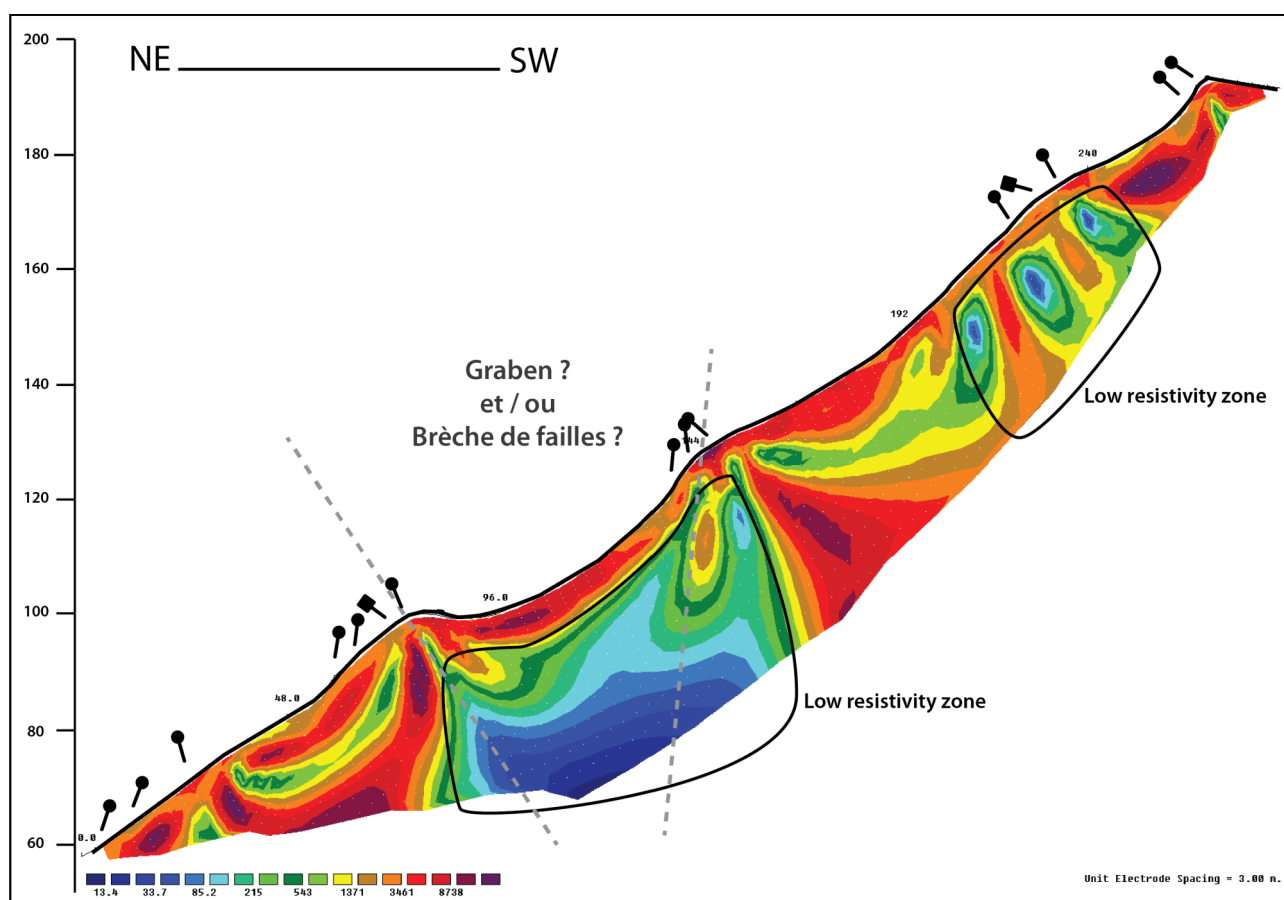


Figure 18: Tomographie électrique (méthode dipôle-dipôle).

Nos premières observations montrent une alternance de zones conductrices (10 à 40 ohm.m) en bleu (blocs conducteurs entourés en noir), (fig. 18) et des zones résistives (2 000 à 8 000 ohm.m) en rouges. Ainsi que des anomalies (structures en forme de bananes) que nous considérerons comme étant des artefacts liés à l'inversion électrique. En plus de la tomographie, plusieurs pendages ont été relevés au niveau du tracé électrique. On observe plusieurs ellipses de résistivités (alternance de résistivités).

Malgré des résultats fiables (inversion, RMS faible, concordance entre les méthodes, ...), nous n'observons pas les niveaux de décollement souhaités (au niveau des escarpements). Cependant, nous observons une concordance avec les mesures de pendages et les ellipses de

résistivités (orientation identique). De plus au niveau du replat (zone conductrice), une zone humide avec des écoulements d'eau a été repérée.

Ces tomographies électriques nécessitent une corrélation avec une approche supplémentaire comme des mesures de sismique réfraction. En l'absence de mesures complémentaires, il est difficile de déterminer les origines des différentes anomalies avec certitudes.

Seules, les observations via photo-interprétations proposent une solution possible à la zone très conductrice. Des séries de failles (ESE-WNW) ont été observées et recoupent perpendiculairement le profil électrique. Une première hypothèse induit alors la présence d'une brèche de failles au niveau de la zone conductrice ou d'un probable Graben (figurés en gris (*fig. 18*)), en accord avec la morphologie et la présence d'escarpements.

4. Dynamique du versant de Geteu

Grâce à toutes ces observations et ces résultats, il nous est possible de confirmer les observations de Thiery et al. (2015), comme la présence de signes de déformation de versant (fissures d'extension, ... (*Fig. 14*)). Où les signes de mouvements de terrain et d'activités récentes (*Fig. 15*) sur tout le versant, ce qui confirme une activité historique du glissement.

L'étude par photo-interprétation et l'analyse des terrasses fluvio-glaciaires apportent certaines informations. En effet, on observe déjà en 1938 les fissures d'extension repérées durant le stage. L'activité du RSD est donc antérieure aux années 50. Le recoupement des terrasses supposées par le RSD indique une activité du versant postérieure au retrait glaciaire autour de 14 000 ans. Ces observations concordent avec l'activité et une vitesse de déplacement lente des grandes déformations de versants, qui se sont déclenchées après le retrait glaciaire entre 12 000 et 8 000 ans (McColl, 2012b).

L'écartement cumulé des fissures permet de déduire une extension du versant d'une quarantaine de mètres, ainsi la déformation de Geteu aurait une vitesse de déplacement de l'ordre de 3~4 mm / an (vitesse lente), soit un déplacement de ~15 cm pour les 50 dernières années.

Concernant la mécanique de rupture du versant, la globalité des signes (*Fig 14, Fig 15*) présente un mouvement du versant en extension (rejeux des failles par effet gravitaire, création de fissures d'extension, Flexural toppling...). Malgré cela, les surfaces de décollement ne sont que présumées et l'on ne peut pas définir avec certitude un niveau de décollement en profondeur

Les observations de terrains ont montré des pendages de stratifications à la fois vers le Nord et vers le Sud (*Fig. 16*). La première interprétation possible est donc géologique (*Fig. 19.1*), l'alternance des pendages serait dû à la présence d'une structure plissée comme souligné par Majesté-Menjoulàs, (1979), (*annexe 7*) avec la présence par endroit d'un basculement local des couches (*Fig. 15 B, C, D*).

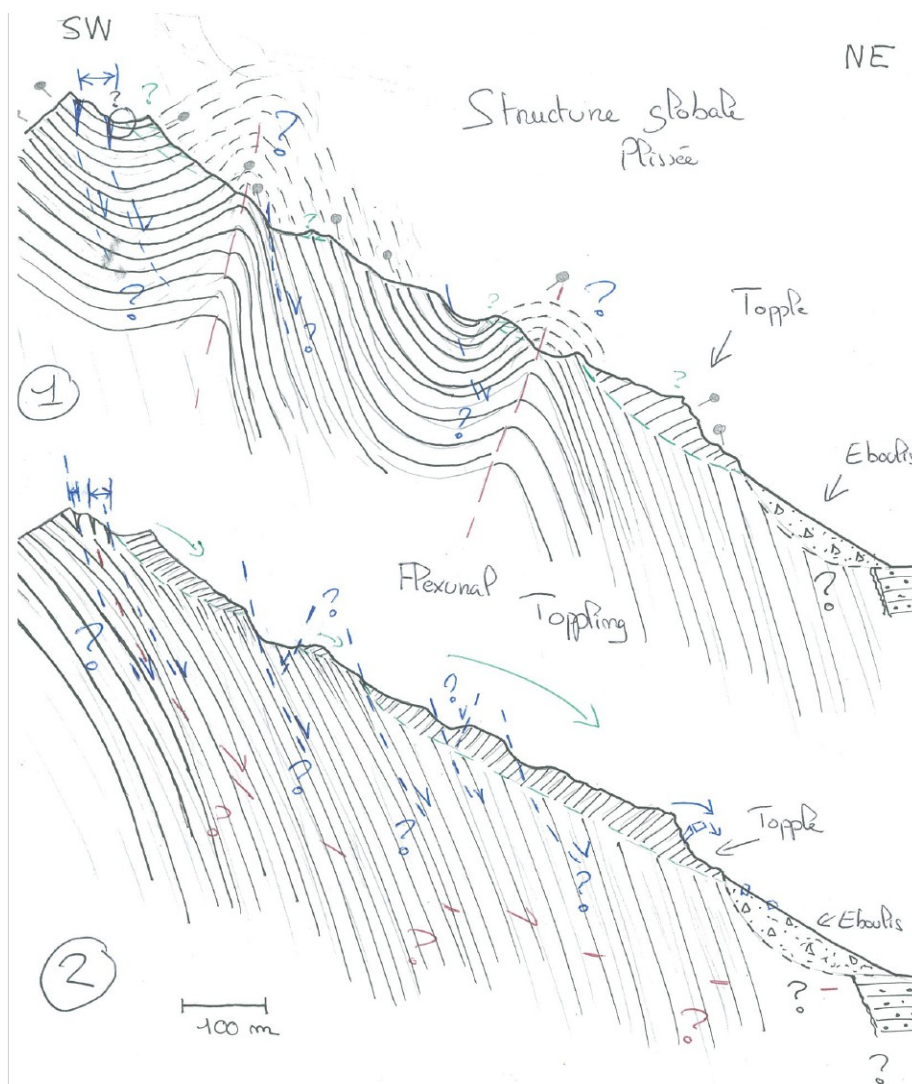


Figure 19: schémas simplifiés du versant NE: 1. Structure globale plissée et flexural toppling local, 2. Flexural toppling sur le versant entier.

La présence d'un déversement des couches vers le Sud ne se retrouve pas sur le versant de la vallée en face ni plus haut sur le massif. Ce déversement reste donc local, un deuxième modèle est donc possible. Celui-ci est alors contrôlé par un basculement général des couches dans le sens de la pente (Flexural Toppling), (Figure 19.2) et a été observé à plusieurs reprises dans la littérature (Zizchinsky, 1966 ; Crosta, 1996), (Annexes 5 et 6).

Les RSF en général sont fortement influencés par les glaciers, ils sont majoritairement contrôlés par les périodes de glaciation et de déglaciation qui se produisent au fil du temps (Figure 20), tandis que l'activité sismique influe plus au niveau des petits glissements (Lebourg & al., 2014 ; Martins-Campinas, 2005). Pour le versant de Geteu, l'origine du mouvement est d'origine glaciaire avec l'érosion des pentes due au passage du glacier (Fig. 20.2) et la déstabilisation de celles-ci lors du retrait de la charge glaciaire (Fig. 20.3).

Grâce aux observations de terrain et à la carte géomorphologique (Fig. 17), on observe une évolution de la déformation du versant. Sur la partie Sud du versant Nord-Est, on se retrouve avec des éboulis et des « topple » et en amont une déformation de versant (Fig 20.4 et Fig 21). Tandis que sur la partie Nord du versant, on constate un changement dans la morphologie de la pente (Fig. 20.5). La pente n'est plus affectée par des éboulis mais par un glissement de terrain complexe.

Le versant évolue d'une partie instable (Fig. 20.4) vers un équilibrage de la pente (Fig. 20.5). Par analogie on remarque ce même phénomène au niveau de la vallée (Fig. 21.).

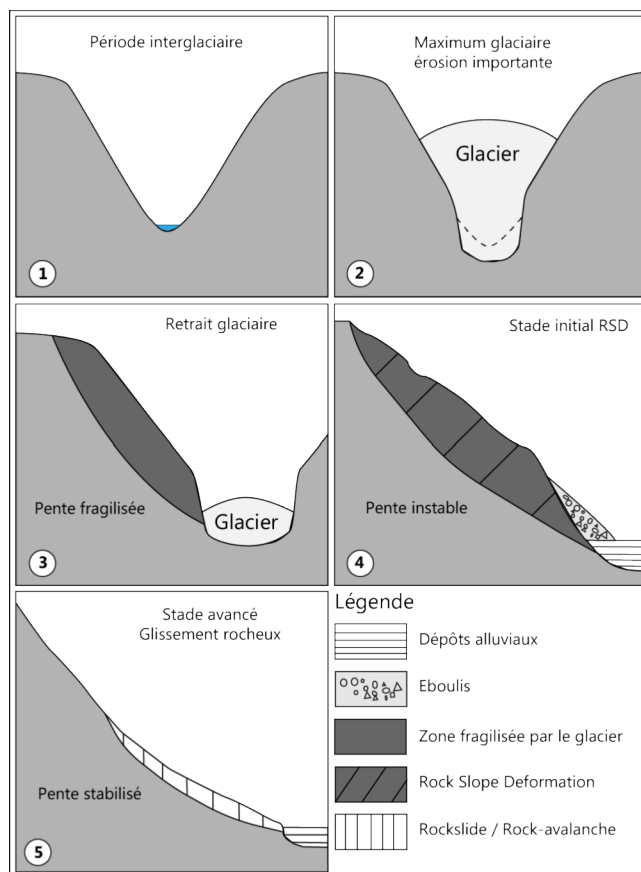


Figure 20: Evolution des pentes après le retrait glaciaire.

Le versant de Geteu présente tous les signes d'une grande déformation de versant (stade initiale RSD). Tandis que des observations morphologiques (Masse rocheuse désintégrée, déplacement sur une longue distance, ...) sur le versant en face du RSD présente tous les signes d'une avalanche de roches. Sachant la faculté des RSD à évoluer en Rockslides ou Rock avalanches, on observe ici le stade initial d'un RSD (Geteu) et le stade final (Glissement du Pic d'Auzu (Fig. 21).

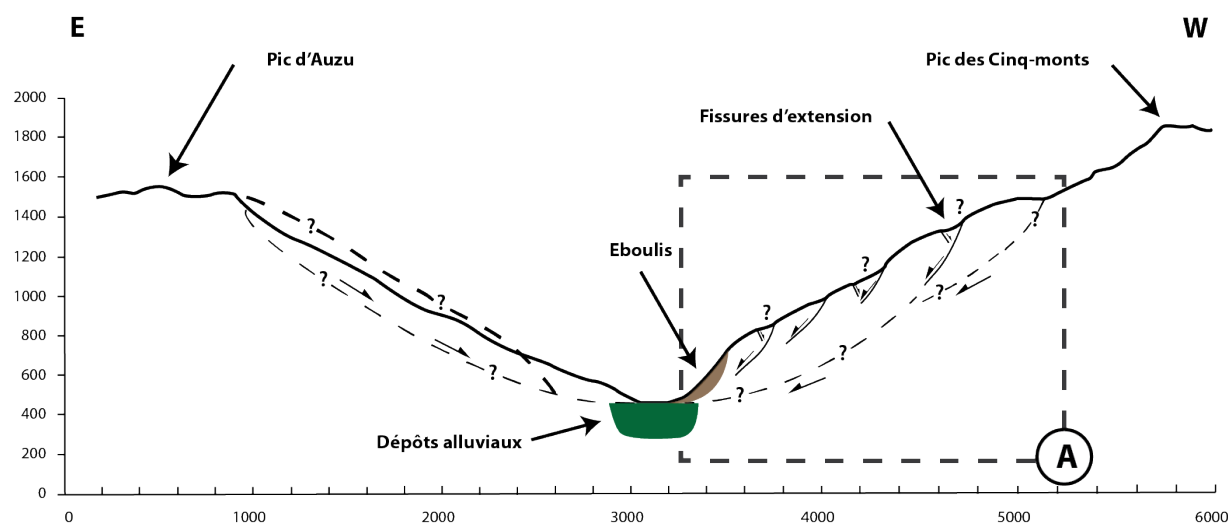


Figure 21: Coupe de la vallée, à gauche : Rock Avalanche du pic d'Auzu et à droite : Rock Slope Deformation de Geteu. A. Photo du versant (fig. 7).

Conclusion

Les observations et les résultats principaux obtenus pendant ce stage sont :

- L'observation d'une géométrie générale du mouvement de terrain de Geteu correspondant à celle d'un Rock slope Deformation ;
- Les mesures de stratifications et de fracturations ont permis de dresser un canevas détaillé du site de l'étude ;
- Les travaux conjugués de terrain et d'observation des images aériennes ont permis de dresser une carte des mouvements de terrain (non répertoriés) tout autour du Rock Slope Failure de Geteu. Par exemple, une avalanche de roches a été identifiée en vis-à-vis du RSF de Geteu, contribuant à un resserrement (<200m) de la Vallée d'Ossau ;
- J'ai proposé une carte géomorphologique au niveau du versant Est du massif des Cinq-monts ;
- Des nouveaux indices de mouvements ont été détectés comme des zones d'arrachement plurimétrique (fissures d'extension) dans la zone supérieure, des escarpements dans la zone intermédiaires, et des « topple » dans la partie basale ;
- Le recoupement des terrasses glaciaires suggère une vitesse moyenne de la déformation de l'ordre de 3~4 mm/an ;
- Le profil électrique montre une bonne corrélation entre observations de surface et les ellipses de résistivité. Cependant, nous devons attendre le traitement des données de radar pour donner une interprétation de ce profil.

Ce travail ouvre d'autres pistes de recherche. Citons l'interférométrie radar, le lidar, la datation cosmogénique, fibre optique sur les zones d'arrachements de la zone supérieure, la modélisation numérique, etc. En particulier, nous devons évaluer si le glissement est continu, ou s'il se fait par épisodes brusques, liés par exemple à un gros séisme. En effet, une crise brutale peut amener à une fermeture partielle de la Vallée d'Ossau.

Plus généralement, ce travail a montré la nécessité de cartographier plus finement les vallées des Pyrénées occidentales, ces derniers étant affectées par le retrait glaciaire, une sismicité modérée.

Bibliographie

- Agliardi, F., Crosta, G.B., Zanchi, A., 2001 : Structural constraints and deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59, 83-102. ([Agliardi & al., 2001](#)).
- Ballantyne, C.K., 2002 : Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21, 1935-2017. ([Ballantyne, 2002](#)).
- Baron, I., Cilek, V., Krejci, O., Melichar, R., Hubatka, F. : Structure and dynamics of deep-seated slope failures in the Magura Flysch Nappe, outer Western Carpathians (Czech Republic). *Natural Hazards and Earth System Science*, 2004, 4, pp. 549-562. ([Baron & al., 2004](#)).
- Canérot, J., Majesté-Menjoulas, C., Ternet, Y., 2001 : Excursion géologique, A.G.S.O. : La faille Nord-Pyrénéenne mythe ou réalité. ([Canérot & al., 2001](#)).
- Crosta, G., 1996 : Landslide, spreading, deep-seated gravitational deformation : analysis, examples, problems and proposals. *Geogr. Fis. Din. Quat.* 19 (2), 297– 313. ([Crosta, 1996](#)).
- Crosta, G.B., Frattini, P., Agliardi, F., 2013 : Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps. *Tectonophysics* 605, 13-33. ([Crosta & al., 2013](#)).
- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996 : Landslide Types and Processes. Special Report, Transportation Research Board, National Academy of Sciences, 247, 36-75. ([Cruden and Varnes, 1996](#)).
- Dramis, F. and Sorriso-Valvo, M., 1994 : Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics, *Engineering Geology* 38 (1994), 231-243. ([Dramis and Sorriso-Valvo, 1994](#)).
- Gutiérrez-Santolalla, F., Acosta, E., Rios, S., Guerrero, J., Lucha, P., 2005 : Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees, *Geomorphology* 69 (2005), 298-314. ([Gutiérrez-Santolalla & al., 2005](#)).
- Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L., 2013 : Varnes classification of landslide types, an update. In : Eberhardt, E., Froesse, C., Turner, A.K., Leroueil, S., (eds), *Landslides and engineered slopes : protecting society through improved understanding*, vol 1. CRC Press, Boca Raton, pp 47–58. ([Hungr & al., 2013](#)).
- Jarman, D., 2006 : Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: characterisation, causes and spatial distribution, *Engineering Geology*, 83, 161–182. ([Jarman, 2006](#)).
- Jarman, D. and Harrison, S., 2013 : Rock Slope Failure in the mountains of Europe : paraglacial-parafluvial transitions, IAG Paris, 2013, S25C, *Glacial and Paraglacial Geomorphology*. ([Jarman and Harisson, 2013](#)).
- Jarman, D., Calvet, M., Corominas, J., Delmas, M. and Gunnell, Y., 2014 : Large-scale rock slope failures in the Eastern Pyrenees: identifying a sparse but significant population in paraglacial and parafluvial contexts. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 96, 357–391. ([Jarman & al., 2014](#)).
- Lebourg, T., Zerathe, S., Fabre, R., Giuliano, J., Vidal, M., 2014 : A Late Holocene deep-seated landslide in the northern French Pyrenees, *Geomorphology* 208 (2014), 1-10. ([Lebourg & al., 2014](#)).

- Majesté-Menjoulàs, C., 1979 : Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque. Nappe de Gavarnie, Chevauchement Cinq-Monts-Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales). Thèse Sciences Toulouse. ([Majesté-Menjoulàs, 1979](#))
- Marquis, G., 2005 : Prospection électrique, EOST, enseignement, université de Strasbourg. ([Marquis, 2005](#)).
- Martins-Campina, B., 2005 : Le rôle des facteurs géologiques et mécaniques dans le déclenchement des instabilités gravitaires : exemple de deux glissements de terrain des Pyrénées Atlantiques (Vallée d'Ossau et Vallée d'Aspe). Planète et Univers [physics]. Université Sciences et Technologies, Bordeaux I, 2005. ([Martins-Campinas, 2005](#)).
- McColl, S.T., 2012B : Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology* 153–154 (2012), 1–16. ([McColl, 2012b](#))
- McColl, S.T. and Davies, T.R.H., 2013 : Large ice-contact slope movements: glacial buttressing, deformation and erosion, *Earth Surf. Process. Landforms* 38, 1102–1115 (2013). ([McColl and Davies, 2013](#)).
- Pánek, T., Hradecký, J., Minár, J., Šilhán, K., 2010 : Recurrent landslides predisposed by fault-induced weathering of flysch in the Western Carpathians, *Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, v. 23, p. 183-199. ([Pánek & al., 2010](#)).
- Petley, D., 2011 : Global deaths from landslides in 2010, AGU, blogosphere. ([Petley, 2011](#)).
- Soeters, R. and Van Westen, C.J., 1996 : Slope Instability Recognition, Analysis and Zonation, In: Turner, A.K. and Schuster, R.L., Eds. *Landslides : Investigation and Mitigation* : Sp. Rep. 247, Transportation Research Board, National research Council, National Academy Press, Washington DC, pp. 129-177. ([Soeters and Van Westen, 1996](#)).
- Ternet, Y., Majesté-Menjoulàs C., Canérot, J., Baudin, T., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., 2004 : Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Laruns-Somport (1069). Orléans : BRGM, 192 p. Carte géologique par Ternet, Y., Barrère, P., Canérot, J., Majesté-Menjoulàs, C., 2004. ([Ternet & al., 2004](#)).
- Thiery, Y. : Susceptibilité du bassin de Barcelonnette (Alpes du sud, France) aux « mouvements de versants » : Cartographie morphodynamique, analyse spatiale et modélisation probabiliste. Thèse, Université de Caen, Basse-Normandie, France, 2007. ([Thiery, 2007](#)).
- Thiery, Y., Aubourg, C., Nivière, B., Sénéchal, G., Laugié, M., 2015, Geomorphological investigations in the middle Ossau Valley: towards first landslide recognition at large scale (1/10 000). poster. Journées Aléas gravitaires., 3-4 sept 2015. ([Thiery & al., 2015](#))
- Varnes, D-J., 1978 : Slope movement types and processes. Special Report 176 : Landslides, analysis and control (Schuster, R.L., Krizek, R.J., eds): TRB, National Academy of Sciences, Washington, DC., pp. 11–33. ([Varnes, 1978](#)).
- Wieczorek, G.F., 1996 : Landslide triggering mechanisms, Special Report, National Research Council, Transportation Research Board, 247, 76-90. ([Wieczorek, 1996](#)).

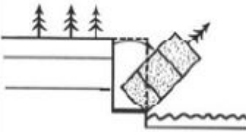
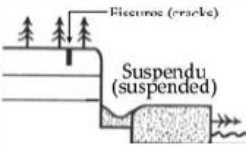
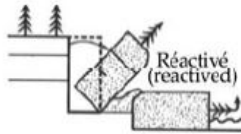
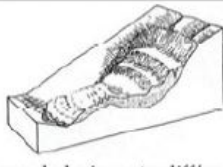
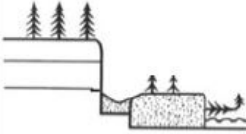
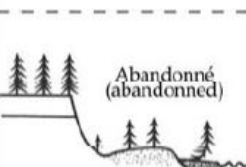
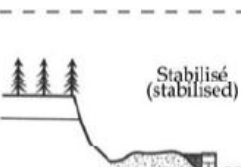
Annexes

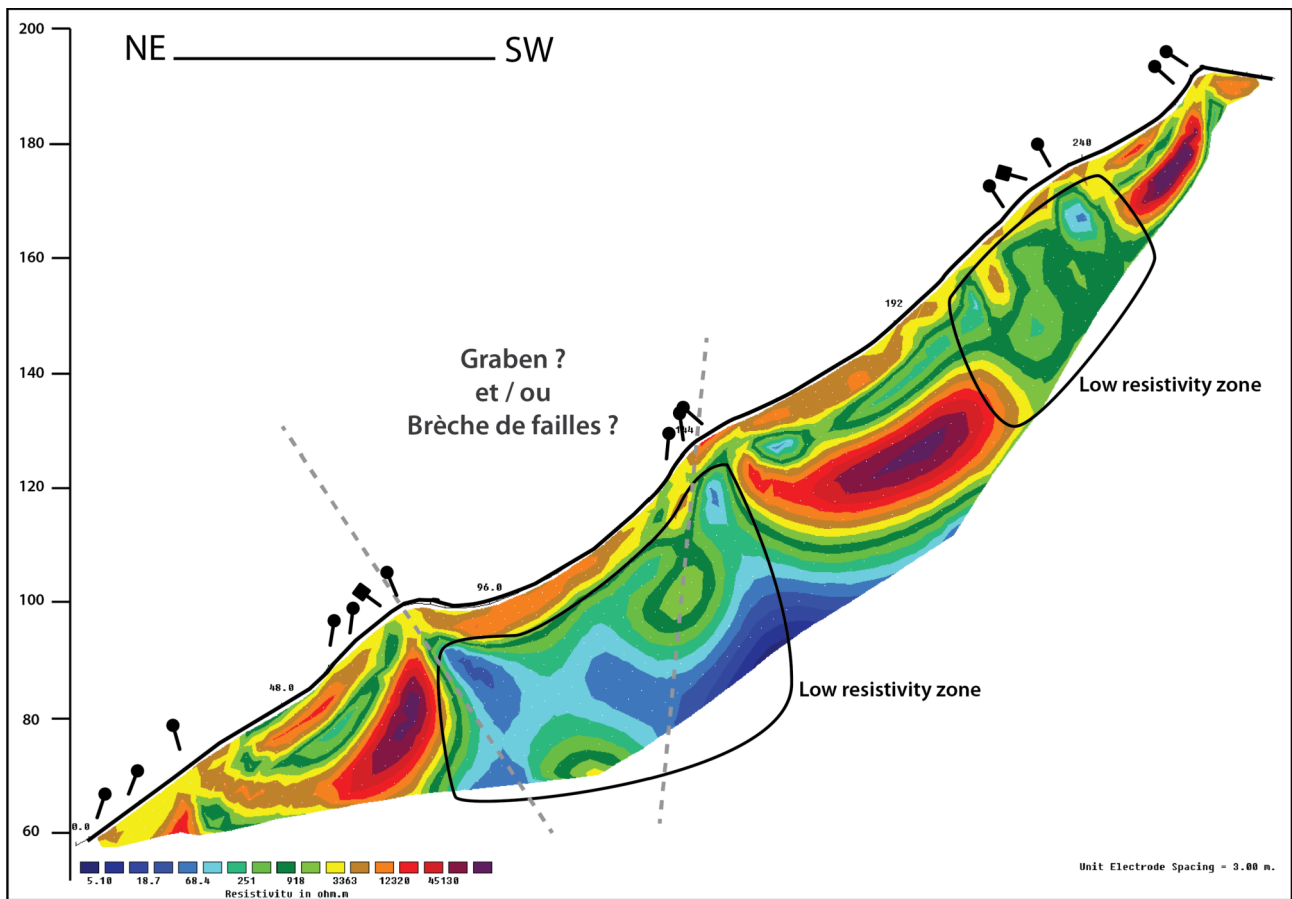
Type of movement	Rock	Soil
Fall	1. <i>Rock/ice fall</i> ^a	2. <i>Boulder/debris/silt fall</i> ^a
Topple	3. <i>Rock block topple</i> ^a	5. <i>Gravel/sand/silt topple</i> ^a
	4. <i>Rock flexural topple</i>	
Slide	6. <i>Rock rotational slide</i>	11. <i>Clay/silt rotational slide</i>
	7. <i>Rock planar slide</i> ^a	12. <i>Clay/silt planar slide</i>
	8. <i>Rock wedge slide</i> ^a	13. <i>Gravel/sand/debris slide</i> ^a
	9. <i>Rock compound slide</i>	14. <i>Clay/silt compound slide</i>
	10. <i>Rock irregular slide</i> ^a	
Spread	15. <i>Rock slope spread</i>	16. <i>Sand/silt liquefaction spread</i> ^a
		17. <i>Sensitive clay spread</i> ^a
Flow	18. <i>Rock/ice avalanche</i> ^a	19. <i>Sand/silt/debris dry flow</i>
		20. <i>Sand/silt/debris flowslide</i> ^a
		21. <i>Sensitive clay flowslide</i> ^a
		22. <i>Debris flow</i> ^a
		23. <i>Mud flow</i> ^a
		24. <i>Debris flood</i>
		25. <i>Debris avalanche</i> ^a
		26. <i>Earthflow</i>
		27. <i>Peat flow</i>
Slope deformation	28. <i>Mountain slope deformation</i>	30. <i>Soil slope deformation</i>
	29. <i>Rock slope deformation</i>	31. <i>Soil creep</i>
		32. <i>Solifluction</i>

Annexe 1: Mise à jour de la classification de Varnes de 1978, (Hungr & al, 2013).

Velocity class	Description	Velocity (mm/s)	Typical velocity
7	Extremely rapid	5×10^3	5 m/s
6	Very rapid	5×10^1	3 m/min
5	Rapid	5×10^{-1}	1.8 m/h
4	Moderate	5×10^{-3}	13 m/month
3	Slow	5×10^{-5}	1.6 m/year
2	Very slow	5×10^{-7}	16 mm/year
1	Extremely Slow		

Annexe 2: Classification de la vitesse des glissements de terrain selon Cruden & Varnes, 1996, (Hungr & al, 2013).

AGE	PERIODE DE RETOUR (return period)	CHANGEMENT MORPHOLOGIQUE	ACTIVITE (activity)			
 Présent 	1 jour	 Formes fraîches, la morphologie est distincte des alentours, les fissures sont bien visibles.	  Fissure (crack) Suspendu (suspended)	 Réactivé (reactivated)	Continu (continuous)	ACTIF (ACTIVE)
	1 an	 La morphologie reste différente de alentours, cependant, les formes sont plus douces que précédemment.			Intermittent (intermittent)	
	10 ans	 Les formes sont modifiées par un drainage de surface, de l'érosion, le glissement se recouvre de végétation.	 Abandonné (abandoned)	 Stabilisé (stabilised)	Latent (dormant)	INACTIF (INACTIVE)
	> 1000 ans	 Les formes sont légèrement perceptibles, il ne reste que des traces morphologiques du phénomène			Fossile (relict)	
Pléistocène 						



Annexe 4: Profil électrique réalisé avec la méthode dite de Wenner.

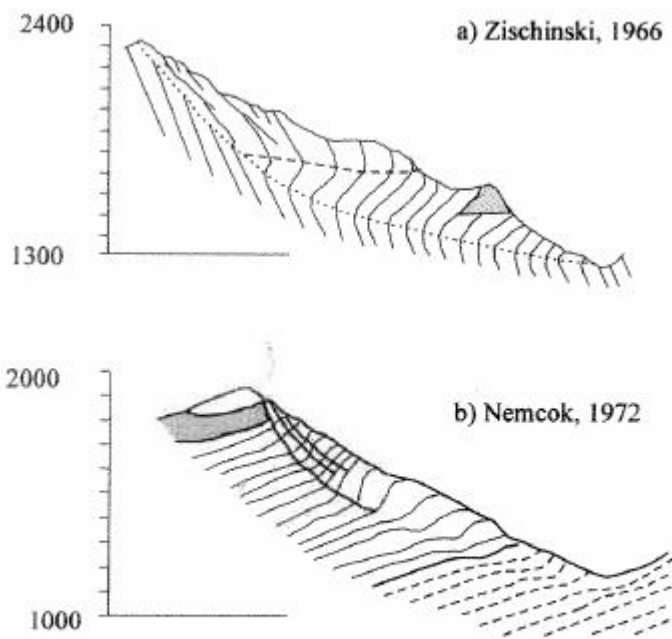
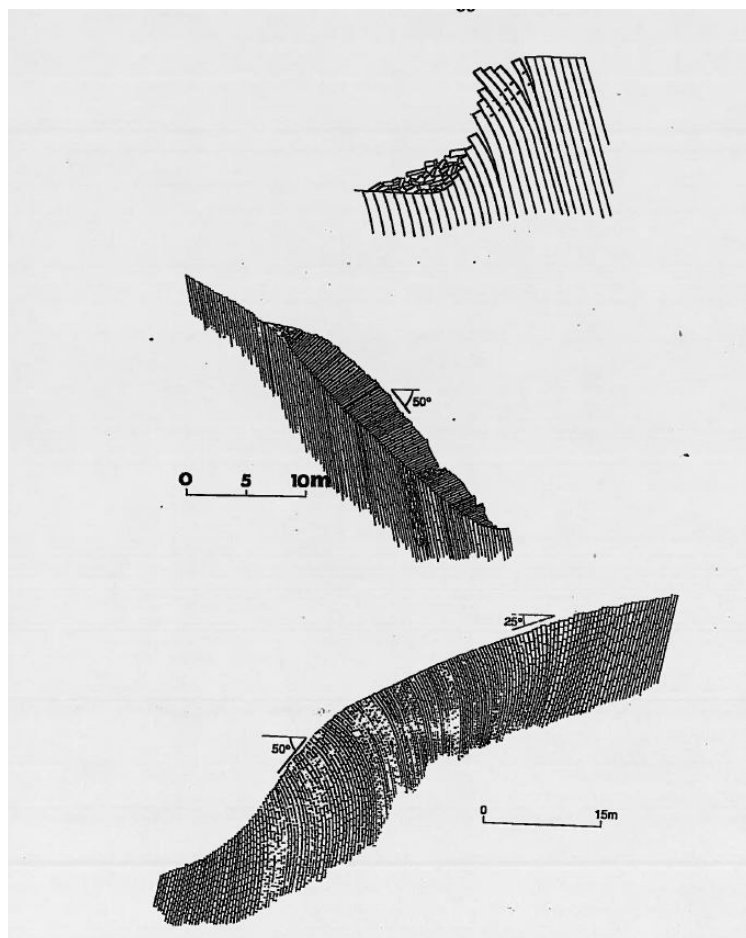


FIG. 2 - Classical examples of flexural pattern reported in literature to explain the characteristics of movement in deep seated gravitational deformations by: a) ZISCHINSKY, 1966; b) NEMCOK, 1972.

Annexe 5: Exemple de RSD, (Crosta, 1996).



Annexe 6: Exemples de Flexural toppling et de Topple (Cruden & Varnes, 1996).

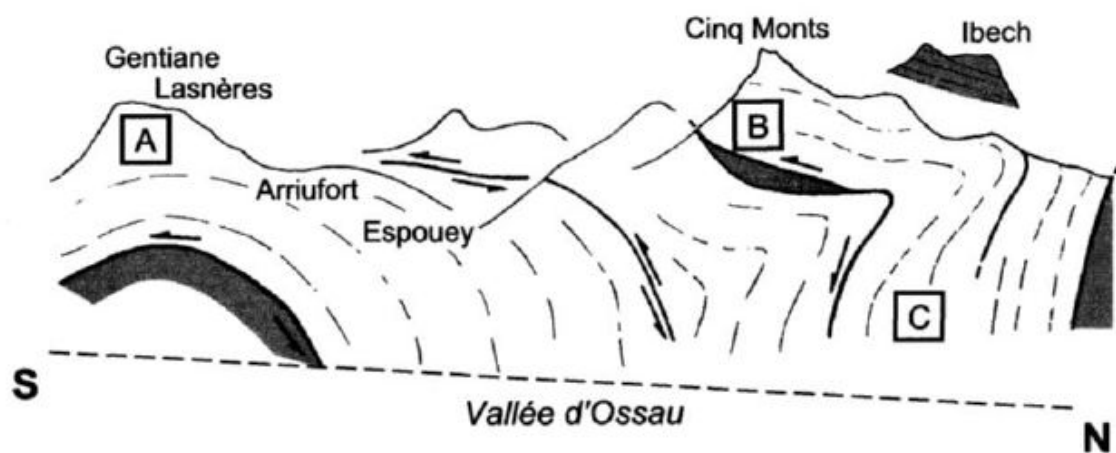


Fig. 6 - Le chevauchement Cinq Monts - Gentiane à l'Ouest de la vallée d'Ossau

Annexes 7: Coupe géologique des Cinq-monts (Majesté-Menjoulàs, 1979).