Evolution thermomécanique du mouvement de Séchilienne depuis la dernière phase glaciaire quaternaire

Vincent Lebrouc

▶ **To cite this version:**

Vincent Lebrouc. Evolution thermomécanique du mouvement de Séchilienne depuis la dernière phase glaciaire quaternaire. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2013. Français. NNT : 2013GRENU051 . tel-01548332

HAL Id: tel-01548332
https://theses.hal.science/tel-01548332

Submitted on 27 Jun 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Vincent LEBROUC

Thèse dirigée par **Laurent BAILLET**
codirigée par **Stéphane SCHWARTZ**

préparée au sein de **l'institut des Sciences de la Terre de Grenoble (ISTerre)**
et de **l'École Doctorale Terre Univers Environnement (TUE)**

Evolution thermomécanique du mouvement de Séchilienne depuis la dernière phase glaciaire quaternaire

Thèse soutenue publiquement le **« date de soutenance »**,
devant le jury composé de :

M. Pascal ALLEMAND
Professeur, Université de Lyon 1, Rapporteur
M. Thomas LEBOURG
Professeur, Université de Nice Sophia Antipolis, Rapporteur
M. Romain DELUNEL
Dr, Bern University, Examinateur
M. Christophe BASILE
Professeur, Université de Grenoble, Examinateur
M. Laurent BAILLET
Professeur, Université de Grenoble, Directeur de thèse
M. Stéphane SCHWARTZ
Maître de conférences, Université de Grenoble, Co-directeur de thèse

EVOLUTION THERMOMECANIQUE DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE DEPUIS LA DERNIERE PHASE GLACIAIRE QUATERNAIRE

Résumé

Evolution thermomécanique du mouvement de Séchilienne depuis la dernière phase glaciaire quaternaire.

Le mouvement de Séchilienne est situé à une trentaine de kilomètre au sud-est de l'agglomération grenobloise sur la bordure Sud du Massif de Belledonne. Il affecte le versant rocheux en rive droite de la vallée alpine de la Romanche façonné par les nombreux cycles de glaciation et déglaciation et qui lors de la dernière phase glaciaire a été complètement recouvert par le glacier. Le raidissement des pentes et l'approfondissement du pied du versant associés au phénomène de décompression affectant le versant et correspondant au relâchement des contraintes liées à la disparition progressive du glacier seraient donc les facteurs prédominants dans l'initiation et l'évolution du mouvement de Séchilienne. Les récentes contraintes temporelles obtenues sur l'escarpement sommital ont cependant montré une initiation différée du mouvement par rapport à la déglaciation et suggèrent une initiation lors de l'Optimum climatique de l'Holocène suite à une modification brusque du climat. L'initiation et l'évolution de grands mouvements de versants rocheux en domaine montagneux peuvent être le résultat de la contribution de différents facteurs géologiques (la fracturation, la lithologie ou le régime tectonique), géomorphologiques (relief, pente) mais également de facteurs de forçage externe tels que les séismes, le pergélisol, les variations hydrologiques, le retrait du glacier ou encore les effets climatiques. Ces facteurs étant tous potentiellement actifs sur le mouvement de Séchilienne, l'identification des facteurs contrôlant l'initiation et l'évolution du mouvement et pouvant expliquer le délai observé entre la déglaciation et l'initiation du mouvement est donc délicate.

Nous avons donc pour cela mené une étude multidisciplinaire permettant à partir (1) des données géophysiques et d'essais en laboratoire de déterminer en profondeur les limites du mouvement et d'évaluer le volume déstabilisé ainsi que son état de déstructuration, (2) d'une analyse de la structure détaillée du versant en surface et en profondeur de préciser l'origine des fractures observées mais également leur rôle de contrôle sur le mouvement (3) d'une analyse géomorphologique des objets présents à la surface du versant, d'identifier de discrétiser et de sélectionner les structures glaciaires et gravitaires sur lesquels nous avons par la suite appliqué la méthode de datation permettant ainsi d'obtenir le modèle cinématique du retrait du glacier de la Romanche le long du versant de Séchilienne et de l'initiation et de l'évolution du mouvement (4) d'une modélisation thermique du versant basée sur la courbe d'évolution des températures reconstruite depuis la dernière phase glaciaire quaternaire de caractériser la géométrie et la persistance du pergélisol depuis la dernière phase glaciaire jusqu'à la période actuelle.

La confrontation de l'ensemble de ces résultats et leur replacement dans le contexte climatique régnant depuis la dernière phase glaciaire il ya 21000ans jusqu'à l'actuelle permet ainsi de proposer un modèle conceptuel de l'initiation et de l'évolution du mouvement de Séchilienne et du rôle des différents facteurs étudiés. Le mouvement se serait donc initié suite à la décompression du versant en réponse au retrait du glacier. La mise en place et le développement du pergélisol au sein du versant aurait cependant limité la propagation du mouvement en renforçant mécaniquement le versant. Son action ne c'est cependant pas limitée à renforcer le versant mais aurait également sur une échelle de temps plus importante favoriser l'endommagement et l'affaiblissement mécanique de la zone affecté imposant ainsi au mouvement sa géométrie actuelle. Le redémarrage de la déstabilisation et sa généralisation au versant au cours de l'optimum climatique révèle le rôle important des changements climatiques et notamment du régime pluviométrique qui apparait comme un facteur majeur dans le contrôle et l'évolution du mouvement comme le montre l'accélération du mouvement au cours du Sub-Atlantique. Afin de valider ce modèle une modélisation mécanique préliminaire a été effectuée permettant ainsi de confirmer l'importance des fractures et de leurs distributions dans le versant.

Mots clés : Séchilienne, mouvement de versant, évolution thermomécanique, glacier, pergélisol, géochronologie, modélisation thermique, changements climatiques.

Abstract

Thermomechanical evolution of the Sechilienne landslide since the last quaternary glacial phase.

The Sechilienne landslide is located thirty kilometers at the Southeast of Grenoble on the Southern edge of the massif of Belledonne. It affects the rock slope on the right bank of the Romanche alpine valley shaped by many cycles of glaciation and deglaciation and which was completely covered by the glacier during the last glacial phase. The oversteepening of the slopes and the deepening of the foot of the slope associated with the phenomenon of debutressing affecting the slope and corresponding to the lateral stress release resulting from ice melting would be so predominant factors in the initiation and development of the Sechilienne landslide. However the recent temporal constraints obtained on the scarp showed a delayed motion relative to the initiation and deglaciation suggest initiation during the Holocene climatic Optimum after a sudden climate change. The initiation and evolution of large movements of rock slopes in mountainous area may be the result of the contribution of different geological factors (fracturing , lithology or tectonic regime) , geomorphology (relief, slope) but also external forcing factors such as earthquakes , permafrost , hydrological changes , the glacier disappearance or climatic effects. These factors are all potentially active in the Sechilienne landslide, so the identification of factors controlling the initiation and development of the movement and which can explain the delay observed between deglaciation and the initiation of movement is tricky.

Therefore, we conducted a multidisciplinary study from (1) geophysical data and laboratory tests to determine the depth limits of the mass movement and to assess the volume and the breakdown state, (2) an analysis of the detailed structures of the slope at the surface and in depth to identify the origin of the observed fractures and also their role in the control of the movement (3) a geomorphological analysis of objects on the surface of the slope to discretize , to identify and to select the glacial and gravitational structures on which then we applied the datation method to obtain the kinematic model of the Romanche glacier retreat along the slope of Séchilienne and of the initiation and the evolution of the movement (4) a thermal modeling of the slope based on the temperature curve proposed since the last quaternary glacial stage to characterize the geometry and the persistence of permafrost since the last glacial phase to the current period.

The comparison of all these results and their replacement in the climatic conditions prevailing since the last glacial stage 21000 years ago to the present, allows to propose a conceptual model for the initiation and the evolution of Séchilienne landslide and the role of the various studied factors. So, the landslide would be initiated by slope debutressing in response to the glacier retreat. However the establishment and the development of the permafrost within the slope would limit the propagation of the movement by reinforcing mechanically the slope. However its action is not limited to strengthen the slope but could also favor on a larger time scale the mechanical damage and weakening of the affected zone and requiring to the movement its current geometry. The restarting of the destabilization and its generalization to the slope during the climatic optimum reveals the important role of climate change, including the rainfall that appears as a major factor in the control and the evolution of the movement as shown by the movement acceleration during the Sub - Atlantic. To validate this model a preliminary mechanical modeling was performed to confirm the importance of fractures and their distributions in the slope.

Keywords : Séchilienne, landslide, thermomecanical evolution, glacier, permafrost, geochronology, thermal modelisation, climatic changes.

Remerciements

Sommaire

RESUME ..... **III**

REMERCIEMENTS ..... **VI**

SOMMAIRE ..... **VIII**

TABLE DES FIGURES ..... **XIV**

TABLE DES TABLEAUX ..... **XXIX**

INTRODUCTION GENERALE **1**

PARTIE 1. ETAT DE L'ART **5**

CHAPITRE I. EVOLUTION D'UN VERSANT ROCHEUX DEPUIS LA DERNIERE PHASE GLACIAIRE QUATERNAIRE 7

I.1 Introduction *7*

I.2 Contexte climatique du Quaternaire *7*

I.2.1 Le climat à l'échelle mondiale. 7

I.2.2 Enregistrement du climat dans les Alpes 12

I.3 Morphogénèse et évolution d'un versant rocheux *17*

I.3.1 Le rôle du glacier 17

I.3.1.1 Le fonctionnement d'un glacier en équilibre dynamique 17

I.3.1.2 Action des glaciers sur les versants rocheux 21

I.3.2 Le rôle du Pergélisol 26

I.3.2.1 Le fonctionnement du pergélisol 27

I.3.2.2 Action du pergélisol sur les versants rocheux 31

I.3.3 Conclusion 34

I.4 Mouvement de versant *35*

I.4.1 Déformation lente à grande échelle, Deep Seated Gravitational Slope Deformation (DSGSD). 36

I.4.2 Glissement rocheux profonds (Deep Seated Landslides :DSL) 38

I.4.2.1 Glissement translationnel 38

I.4.2.2 Glissement Rotationnel 39

I.4.3 Basculement 40

I.4.4 Chutes de blocs Eboulement/Ecroulement 42

I.5 Méthodes d'investigation *43*

I.5.1 Etudes de terrain 44

I.5.1.1 Caractérisation géologique et structurale 44

I.5.1.1.1 Méthodes cartographique et Instrumentation du versant 44

I.5.1.1.2 Méthodes géophysiques 45

I.5.1.1.3 Essais mécaniques en laboratoire 46

I.5.1.2 Caractérisation temporelle 47

I.5.2 Modélisation numérique des mouvements de versant 51

I.5.2.1 Application de la modélisation numérique pour l'étude du mécanisme des mouvements de versants 52

I.5.2.2 Application de la modélisation numérique à l'étude de l'évolution du pergélisol 54

I.6 Conclusions *56*

CHAPITRE II. PRESENTATION DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE 59

II.1 Introduction *59*

II.2 Description du mouvement de Séchilienne *59*

II.2.1 Localisation du mouvement 59

II.2.2 Historique des événements 61
II.2.3 Aléas, risques et enjeux 62
II.2.3.1 Aléas 62
II.2.3.2 Risques et enjeux 64
II.2.3.3 Parades techniques et Juridiques 65
II.3 Contexte géomorphologique et géologique 66
II.3.1 Echelle régionale : Présentation du massif de Belledonne. 66
II.3.1.1 Géodynamique externe : action des glaciers 70
II.3.1.2 Contexte sismique 71
II.3.2 Contexte géologique local : présentation du versant de Séchilienne 73
II.3.2.1 Géologie du versant de Séchilienne 73
II.3.2.2 Contexte hydrologique 82
II.3.2.3 Géomorphologie du versant de Séchilienne 84
II.3.3 Caractérisation cinématique du mouvement de Séchilienne 85
II.3.3.1 Mesures en surface 85
II.3.3.2 Mesures en profondeur 87
II.4 Mécanisme de déformation 90
II.4.1 Modèle cinématique 90
II.4.2 Contrôle de la pluviométrie, modèle hydrogéologique 91
II.4.3 Modélisation mécanique 93
II.4.3.1 Influence des discontinuités verticales 93
II.4.3.2 Modélisation d'un versant découpé par deux familles de fractures continues 95
II.5 Contraintes temporelles : Datations cosmogéniques ^{10}Be 96
II.6 Conclusions et problématiques de la thèse 99

PARTIE 2. CARACTERISATION GEOLOGIQUE ET STRUCTURALE, GEOMORPHOLOGIQUE ET TEMPORELLE DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE 103

CHAPITRE III. CARACTERISATION GEOMETRIQUE, STRUCTURALE ET GEOMORPHOLOGIQUE DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE 105
III.1 Introduction 105
III.2 Etude géophysique et structurale 106
III.2.1 Introduction 107
III.2.2 Geological, geomorphological and kinematic settings 108
III.2.3 Methods 113
III.2.3.1 Structural analysis 113
III.2.3.2 Geophysical prospecting 113
III.2.3.3 Porosity assesment 114
III.2.4 Analysis of the landslide fracturing 114
III.2.5 Geophysical results 116
III.2.5.1 Location of the geophysical profiles 116
III.2.5.2 Seismic profiles 117
III.2.5.3 Electrical profiles 119
III.2.6 Interpretation 122
III.2.7 Conclusion 124
III.3 Etude structurale détaillée 126
III.3.1 En Surface 126
III.3.2 Caractérisation structurale en profondeur 130
III.3.3 Comparaison entre l'analyse structurale en surface et en profondeur 135
III.3.4 Conclusion 139
III.4 Caractérisation géomorphologique dans le mouvement de Séchilienne 141
III.4.1 Les paléo-surfaces glaciaires : héritages de l'érosion glaciaire 141

III.4.2 Les escarpements 144
III.5 Conclusion *150*
CHAPITRE IV. CARACTERISATION DE LA CINEMATIQUE DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE : APPORT DE LA METHODE DE DATATION PAR COSMONUCLEIDES (CRE) 153
IV.1 Introduction *153*
IV.2 Présentation de la méthode datation par cosmonucléides (CRE) *154*
IV.2.1 Le rayonnement cosmique et la production in-situ de cosmonucléides 154
IV.2.2 Détermination du taux de production de cosmonucléides 155
IV.2.2.1 Variation Spatiale 156
IV.2.2.2 Variation temporelle 157
IV.2.2.3 Correction topographique 158
IV.2.2.4 Profondeur et épaisseur de l'échantillon. 159
IV.2.2.5 Présence d'un masque 160
IV.2.2.6 Conclusion sur le taux de production 162
IV.2.3 Mesure du 10Be, présentation du protocole expérimental 162
IV.2.3.1 Préparation des échantillons 162
IV.2.3.2 Utilisation de la méthode par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS) 162
IV.2.3.2.1 Principe de la méthode 162
IV.2.3.2.2 Mesure de 10Be par Aster (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques) 163
IV.2.4 Calcul de la concentration en ^{10}Be 165
IV.2.4.1 Conversion du rapport isotopique en concentration 165
IV.2.4.2 Incertitude sur la concentration en ^{10}Be 166
IV.2.5 Calcul de l'âge d'exposition 167
IV.3 Application au mouvement de Séchilienne *169*
IV.3.1 Stratégie d'échantillonnage 170
IV.3.1.1 Echantillonnage de paléo-surfaces glaciaires : Retrait du glacier du versant. 170
IV.3.1.1.1 Présentation des paléo-surfaces glaciaires échantillonnées 171
IV.3.1.2 Echantillonnage d'escarpements gravitaires internes : Evolution spatio-temporelle du mouvement. 172
IV.3.1.2.1 Présentation des escarpements et des profils verticaux associés 175
IV.3.2 Résultats des concentrations mesurées 191
IV.4 Interprétation des données de paléo-surfaces glaciaires. *198*
IV.4.1 Scénario 1 : reconstitution du retrait du glacier de la Romanche à partir du taux d'ablation verticale du glacier du Vénéon. 199
IV.4.2 Conversion de la concentration en ^{10}Be mesurée dans les échantillons de paléo-surface glaciaire : Model d'exposition 1 201
IV.4.3 Déficit de concentration en ^{10}Be dans les échantillons de paléo-surface glaciaire. 208
IV.4.4 Conversion de la concentration en ^{10}Be mesurée dans les échantillons de paléo-surfaces glaciaires : Model d'exposition 2 212
IV.4.4.1 *Influence d'un masque ponctuel (moraine/sol) sur la concentration en 10Be : Modèle d'exposition 2* 212
IV.4.4.2 Résultats de hauteurs des masques calculées 216
IV.4.4.2.1 Masque moraines 217
IV.4.4.2.2 Masque sol 218
IV.4.4.2.3 Synthèse des résultats et interprétation 218
IV.5 Interprétation des données des profils verticaux *222*
IV.5.1 Modèle d'exposition pour une surface gravitaire 223
IV.5.1.1.1 Escarpement sommitaux S4 et S5 228
IV.5.1.1.2 Contre-escarpements 240
IV.5.1.1.3 Escarpements internes: S9-S12 et S14-S15 251

IV.5.1.1.4 Synthèse et discussion pour l'ensemble des profils verticaux. 271
IV.5.1.2 Confrontation des données de paléo-surfaces glaciaires et des profils verticaux au contexte climatique régnant depuis le dernier maximum glaciaire. 276
IV.6 Conclusion 283

PARTIE 3. APPORT DE LA MODELISATION THERMIQUE ET MECANIQUE A LA DETERMINATION DES PRINCIPAUX FACTEURS INFLUENCANT L'INITIATION ET L'EVOLUTION DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE .. 287

CHAPITRE V. ROLE DU PERGELISOL DANS LA COMPREHENSION DU DELAI ENTRE L'INITIATION DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE ET LE RETRAIT DU GLACIER. APPORT DE LA MODELISATION THERMIQUE 289
V.1 Introduction 289
V.2 Distribution du pergélisol au dernier maximum glaciaire (LGM) 290
V.3 Présentation du modèle d'évolution thermique du sol. 292
V.3.1 Le TTOP modèle 294
V.3.1.1 Offset de surface 294
V.3.1.2 Offset thermique 295
V.3.1.3 L'équation de Kudryatsev 296
V.3.2 Le modèle de transfert thermique 298
V.3.2.1 La diffusion thermique 298
V.3.2.2 Densité et porosité 298
V.3.2.3 Les changements de phases 299
V.4 Application du modèle d'évolution thermique au versant de Séchilienne. 301
V.4.1 Modélisation de l'extension du pergélisol dans le versant de Séchilienne, depuis le dernier maximum glaciaire. 301
V.4.1.1 Introduction 302
V.4.1.2 Geological and kinematic contexts 304
V.4.1.3 Ground thermal evolution model 308
V.4.1.4 Air temperature reconstruction 310
V.4.1.5 Numerical model definition 311
V.4.1.5.1 Thermal scenarios 311
V.4.1.5.2 Method and geometrical model 312
V.4.1.5.3 Parameters 314
V.4.1.6 Modeling results 314
V.4.1.7 Discussion 318
V.4.1.8 Conclusions 320
V.4.2 Intégration du modèle cinématique du retrait du glacier de la Romanche à la modélisation thermique. 322
V.4.2.1 Définition du model numérique 322
V.4.2.2 Résultats de la modélisation thermique 2D 323
V.4.3 Conclusions 326
V.5 Confrontation de l'ensemble des données cosmogéniques et thermique au contexte climatique. 326
V.6 Conclusion 333
CHAPITRE VI. APPORT DE LA MODELISATION MECANIQUE A LA COMPREHENSION DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE. 335
VI.1 Introduction 335
VI.2 Présentation des outils de modélisation : RESOBLOK et LMGC90. 335
VI.3 RESOBLOK : géomodélisation 336
VI.4 LMGC90 : modélisation mécanique 339
VI.4.1 La méthode Non Smooth Contact Dynamics (NSCD) 339
VI.4.2 La Détection du contact 342
VI.4.3 Le logiciel LMGC90 344
VI.5 Modélisation 2D du versant de Séchilienne 345

VI.5.1 Construction du modèle géométrique. 345
VI.5.1.1.1 Géométrie du versant 345
VI.5.1.1.2 Structure du versant 345
VI.5.2 Rôle des fractures dans la déstabilisation. 348
VI.5.2.1 Paramètres géométriques : 348
VI.5.2.2 Paramètres numériques : 348
VI.5.2.3 Résultats 348
VI.5.3 Influence de la distribution de la fracture sur la déstabilisation 349
VI.5.3.1 Paramètres géométriques : 349
VI.5.3.2 Paramètres numériques : 350
VI.5.4 Résultats 350
VI.6 Conclusion 352

CONCLUSION 355

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 363

Table des figures

FIGURE I-1 A) EVOLUTION DE L'INSOLATION DEPUIS 2,7 MA POUR 65°N, AU SOLSTICE D'ETE [*BERGER*, 1978]. B. EVOLUTION DU RAPPORT ISOTOPIQUE DE L'OXYGENE MESURE SUR LA CALCITE DES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES (COURBE POINTILLEE ROUGE ; [*XIAO ET AL.*, 2010]) ET BENTHIQUE (COURBE NOIRE ; [*LISIECKI AND RAYMO*, 2005]) AVEC LOCALISATION DES STADES ISOTOPIQUES MARINS (MIS). C) EVOLUTION DU RAPPORT ISOTOPIQUE DE L'OXYGENE (VOSTOK ; [*POMEROL ET AL.*, 2011]) ET DE L'HYDROGENE (DOME C ; [*JOUZEL ET AL.*, 2007]) DANS LA GLACE ANTARCTIQUE. 9

FIGURE I-2 CARTE DE L'ENGLACEMENT DES ALPES NORD OCCIDENTALES AU LGM. LOCALISATION DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE DANS LA VALLEE DE LA ROMANCHE. REPRESENTATION DU GLACIER DE LA ROMANCHE EN JAUNE. MODIFIEE D'APRES *COUTERRAND,* 2007. 13

FIGURE I-3 CONTEXTE CLIMATIQUE GLOBAL LORS DE LA TRANSITION PLEISTOCENE SUPERIEUR /HOLOCENE REPRESENTE A PARTIR DES COURBES D'EVOLUTION TEMPORELLES DU $\Delta^{18}O$ DES PRECIPITATIONS ENREGISTREES DANS LES GLACES DU FORAGE GRIP [*JOHNSEN ET AL.*, 1997] ET RECONSTITUE A PARTIR DES OSTRACODES DU LAC AMMERSEE [*VON GRAFENSTEIN ET AL.*, 1999]. INDICATION DES STADES ISOTOPIQUES MARINS (MIS), LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE (LGM) ET LES INTERSTADES GROENLANDAIS (GI) D'APRES *SWENSSON ET AL,* 2006. LES DIFFERENTES PERIODES CLIMATIQUES CARACTERISTIQUES DU TARDIGLACIAIRE ET DE LA FIN DE LA GLACIATION ALPINE DU WÜRM SONT INDIQUEES. L'ECHELLE TEMPORELLE UTILISEE EST REPRESENTEE EN MILLIERS D'ANNEES AVANT L'AN 2000 (KA B2K) EN ACCORD AVEC L'ECHELLE STANDARDISEE « GREENLAND ICE CORE CHRONOLOGY (GICC05) ; [*RASMUSSEN ET AL.*, 2006]. MODIFIEE D'APRES *DELUNEL,* 2010. 14

FIGURE I-4 VARIABILITE DES 3 PROXIES LIES AU CLIMAT DURANT L'HOLOCENE. A) EVOLUTION DE LA TEMPERATURE EN EUROPE RECONSTRUITE A PARTIR DE DONNEES DE POLLEN EN HIVER (COURBE BLEU) ET EN ETE (COURBE ROUGE), D'APRES DAVIS ET AL., 2003. B) DISTRIBUTION DES DATES DU NIVEAU HAUT DES LACS DANS LES MONTAGNES DU JURA, LES PRE-ALPES FRANÇAISES ET LE PLATEAU SUISSE (HISTOGRAMME BLEU), D'APRES *MAGNY* [2004 ET 2007] ET EVOLUTION DU TAUX DE POLLEN DANS LES ALPES DU SUD (COURBE VERTE) D'APRES *DE BEAULIEU* [1977]. MODIFIEE D'APRES *LE ROUX* [2009]. 15

FIGURE I-5 SCHEMA DU BILAN DE FONCTIONNEMENT D'UN GLACIER, AVEC EN BLEU LES ENTREES (PRECIPITATIONS, SEDIMENTS ET FLUX GEOTHERMIQUE) ET EN ROUGE LES SORTIES (INFILTRATION, EVAPORATION). MODIFIE D'APRES *COSSART*, 2005. 18

FIGURE I-6 MODELISATION DU FLUX GLACIAIRE EN FONCTION DE L'IMPORTANCE DU GRADIENT ALTITUDINAL DU BILAN DE MASSE (A < B) POUR UNE LIGNE D'EQUILIBRE GLACIAIRE SITUEE A LA MEME ALTITUDE. MODIFIEE D'APRES *SUGDEN AND JOHN,* 1976..... 19

FIGURE I-7 DEFINITION ET SIGNIFICATION DE LA LIGNE D'EQUILIBRE GLACIAIRE (LEG).D'APRES *SUGDEN AND JOHN,* 1976. 20

FIGURE I-8 PROFILS DE TEMPERATURE DE TROIS CATEGORIES DE GLACIERS A) GLACIER FROID B) GLACIER TEMPERE C) GLACIER POLYTHERMIQUE. MODIFIEE D'APRES *BENNET AND GLASSER,* 2009. 21

FIGURE I-9 MODELE DE L'EVOLUTION D'UNE VALLEE GLACIAIRE (VUE EN COUPE) DURANT UN CYCLE DE GLACIATION ET DE DEGLACIATION. (A) DEBUT DE LA GLACIATION, VALLEE PREEXISTANTE EN V. (B) MAXIMUM DE LA GLACIATION, VALLEE REMODELEE PAR L'EROSION GLACIAIRE : VALLEE EN U AVEC RAIDISSEMENT DES PENTES ET APPROFONDISSEMENT DE LA VALLEE. (C) DEBUT DE LA DEGLACIATION. (D) PROFIL TRANSVERSAL CARACTERISTIQUE D'UNE VALLEE GLACIAIRE, PRESENTANT LA TOPOGRAPHIE AVANT (A) ET APRES (C) LA GLACIATION. MODIFIEE D'APRES AUGUSTINUS, 1995 ET VAN DER BEEK ET BOURBON, 2008. 23

FIGURE I-10 PRINCIPE D'APPARITION DE LA CONTRAINTE DE DECOMPRESSION LIEE A LA DISPARITION D'UN GLACIER. EXEMPLE DU PALEO-GLACIER DE LA VALLEE DE LA CLAREE (BRIANÇONNAIS, HAUTES-ALPES FRANÇAISES) AU DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE. MODIFIEE D'APRES COSSART ET AL., 2008. 25

FIGURE I-11 ECHELLES DE TEMPS ET DE PROFONDEURS IMPLIQUEES DANS LA DESTABILISATION DES VERSANTS ROCHEUX. MODIFIEE D'APRES *NOETZLI ET AL.,* 2006. 27

FIGURE I-12 SCHEMA D'UN PROFIL VERTICAL DE TEMPERATURE (EN NOIR) ET DE LA STRUCTURE THERMIQUE VERTICALE AVEC LES CINQ COUCHES CARACTERISTIQUES. MODIFIE D'APRES *RISEBOROUGH,* 2008. 28

FIGURE I-13 DIAGRAMMES SCHEMATIQUES ILLUSTRANT A) LA DISTRIBUTION DU PERGELISOL DANS LES ALPES. MODIFIE D'APRES *FRENCH,* 2007 B) LA RELATIONS SPATIALES ENTRE LES GLACIERS ET LE PERGELISOL, COMME UNE FONCTION DE LA TEMPERATURE

moyenne annuelle de l'air (MAAT) et des precipitations annuelles (traduisant la continentalite). D'apres *Haeberli,* 2005. Timberline (limite de la foret). 30
Figure I-14 Resistance a la traction (A) et a la compression uniaxiale (B) pour des granites secs (en rouge) et satures en eau (en bleu) en fonction de la temperature. Modifiee d'apres *Mellor,* 1973. 31
Figure I-15 Prevision de l'evolution du coefficient de securite en relation avec la temperature de la glace presente dans une fracture (angle de pente: 70 °, l'inclinaison de la fracture : 40 ° ; temperature entre -6 et 0°C) d'apres *Davies et al.,* 2001. 32
Figure I-16 Relation temporelle entre les paysages glaciaires, paraglaciaires et periglaciaires avec les conditions changeantes d'energie. Modifiee d'apres *Thorn and Loewenherz, 1987.* 34
Figure I-17 Classification et echelle de vitesse pour les mouvements de versant. D'apres Varnes, 1978 ; *Cruden and Varnes,* 1996. 35
Figure I-18 Morphostructures caracteristiques des DSGSD. En trait continu, l'escarpement principal et, en trait pointille, les escarpements secondaires. D'apres *Agliardi et al,* 2001. 37
Figure I-19 Coupe interpretee de la deformation du versant de Colle Longue avec le glissement de La Clapiere a la base du versant. D'apres *Jomard,* 2006. 38
Figure I-20 Glissement massif paraglaciaire banc sur banc sur le revers monoclinal quartzitique du Beinn Spionnaidh, monts de Durness, Highlands du Nord-Ouest, Écosse. D'apres *Sellier,* 2008. 39
Figure I-21 Coupe geologique du mouvement AA'. D'après *Follaci,* 1987. Quaternary units: t = torrential ejecta; gl = fluvial and glacial deposits; a2 = alluvium. Sedimentary units: k = gypsum marls; M= Triassic limestone; W=Werfenian sandstone. Metamorphic units: A= migmatitic gneiss of Annelle; I = metadiorite of Iglière. 40
Figure I-22 Schema des differents types de basculement. D'apres *Hoek et Bray,* 1981. 41
Figure I-23 Differentes etapes de (a) a (f) de l'evolution d'un basculement (Toppling) vers un glissement de grande ampleur. D'apres *Tamrakar et al.,* 2002. En trait pointille, profil initial du versant 42
Figure I-24 a) Photographie b) Coupe geologique de l'avalanche rocheuse de Randa. D'apres *Eberhardt et al.,* 2004. 43
Figure I-25 Carte Morpho-tectonique du glissement de la Clapiere. Les structures majeures superficielles divisent le mouvement en 4 compartiments principaux. Cette carte permet de reconstruire le mecanisme de la rupture gravitaire. 3 profils electriques ont ete respectivement acquis le long des profils CS2 , CS3 et CS4. D'apres *Jomard et al.,* 2010. 44
Figure I-26 Projection des profils ERT sur les profils geologiques sur le site de La Clapiere. D'apres *Jomard*, 2010.. 46
Figure I-27 Localisation des elements de datation sur les mouvements de terrain. D'apres *Lang et al.,* 1999 47
Figure I-28 Comparaison entre les evenements tectoniques, l'initiation des mouvements de versants [*Bigot-Cormier et al.*, 2005] et les donnees climatiques a l'echelle globale depuis le dernier maximum glaciaire [*Alley,* 2004], et a l'echelle du massif de l'Argentera, a partir d'etudes geomorphologiques [*Frederici and Stephanini,* 2001] et des etudes polliniques [*Ortu et al.,* 2008]. LGM: Last Glacial Maximum; B-A: Bolling and Alleroid ; YD : Younger Dryas. D'apres *Sanchez et al.,* 2010. 50
Figure I-29 Evolution schematique avant et apres la deglaciation du versant NE au dessus du pre de Madame Carle. Stage 0 : extension maximale du glacier. Stage 1 : immediatement apres la deglaciation. Stage 2 : deuxieme etape de destabilisation gravitaire. D'apres *Cossart et al.,* 2008. 51
Figure I-30 Modelisation en elements finis. Evolution de la deformation cisaillante (E_{xy}) et des deplacements horizontaux (D_x) pour trois etapes de degradation progressive de la resistance du materiau, conduisant a l'ecroulement de la falaise de Randa [*Eberhardt et al.,* 2004]. En pointillees sont representees les surfaces de ruptures des eboulements de 1991. D'apres *Eberhardt et al.,* 2004. 53
Figure I-31 Modelisation en elements distincts de l'ecroulement de la falaise de Randa, montrant les deplacements horizontaux des blocs pour une diminution progressive de la resistance au niveau des discontinuites. Dans ces modeles quelques heterogeneites (fractures) sont introduites. D'apres *Eberhardt et al.,* 2004. 53

FIGURE I-32. MODELE HYBRIDE ELEMENT DISTINCTS/ELEMENTS FINIES MONTRANT LA MODELISATION DU DEVELOPPEMENT PROGRESSIF DE LA SURFACE DE RUPTURE DES EBOULEMENTS DE 1991. D'APRES *EBERHARDT ET AL.,* 2004. 54
FIGURE I-33 A) PROFIL TRANSVERSAL SIMPLIFIE A TRAVERS LA FACE NORD DE LA CRETE DE KONKORDIA AVEC LE MAILLAGE ET LES CONDITIONS LIMITES POUR L'ANALYSE DE TRANSFERT THERMIQUE. LES CONDITIONS LIMITES SONT DE 0°C (T_{ICE}) A LA BASE DU GLACIER ET PASSE A (T_{ROCK}) A LA SURFACE DU GLACIER. POUR LA ROCHE EXPOSEE ELLE EST EGALE A T_{ROCK}. D'APRES *WEGMANN,* 1998 B) PRESENTATION DE L'HISTOIRE THERMIQUE T2 (TRAIT EN POINTILLE) AVEC LA LOCALISATION DES TEMPERATURES MODELISEES AUX TEMPS (A), (B), (C) ET (D) ET TRACEES A LA FIGURE I-34. PRESENTATION DE L'EVOLUTION DE L'ALTITUDE DU GLAICER EN TRAIT PLEIN. 55
FIGURE I-34 RESULTATS DE L'ANALYSE DE TRANSFERT THERMIQUE POUR L'HISTOIRE THERMIQUE T2 (FIGURE I-33).SONT PRESENTEES LES DISTRIBUTIONS DE TEMPERATURES POUR LES ANNEES (A)1200, (B) 1850, (C) 2000 ET (D)2100 AVEC 3 ET 6% DE POROSITE. LES ZONES GRISEES CORRESPONDENT AUX TEMPERATURES EN DESSOUS DE 0°C ET REPRESENTENT DONC LA DISTRIBUTION DU PERGELISOL. D'APRES *WEGMANN,* 1998..... 56

FIGURE II-1 LOCALISATION DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE A) EN FRANCE B) AU SUD-EST DE LA VILLE DE GRENOBLE, DANS LA VALLEE DE LA ROMANCHE. 60
FIGURE II-2 A) PHOTOGRAPHIE DE L'EXTREME SUD DU MASSIF DE BELLEDONNE AVEC LOCALISATION DU MOUVEMENT ET DE LA ZONE DES RUINES. B) PHOTOGRAPHIE ET LIMITES DE LA ZONE DES RUINES..... 61
FIGURE II-3 PRESENTATION ET LOCALISATION DES DIFFERENTES PARADES TECHNIQUE APPLIQUEES (GALERIE HYDRAULIQUE, MERLON, CANAL) ET DES ZONES CONCERNEES PAR LES MESURES CONSERVATOIRES (PAPETERIE ET HAMEAU DE L'ILE FALCON)..... 66
FIGURE II-4 MODELE NUMERIQUE DE TERRAIN (IGN 50M AVEC LOCALISATION DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE EN SUR LA BORDURE DU MASSIF..... 67
FIGURE II-5 CARTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURALE DU MASSIF DE BELLEDONNE. LOCALISATION DES PRINCIPALES FAILLES ET DES DIFFERENTS DOMAINES. MODIFIEE D'APRES MENOT [1988]. 68
FIGURE II-6A CARTE STRUCTURALE DE LA BORDURE SUD DU MASSIF DE BELLEDONNE, D'APRES LE ROUX [2009]. B) ET C) DIAGRAMMES EN ROSACE DES MESURES D'ORIENTATION DE LA FRACTURATION (B) DOMAINE EXTERNE (C) DOMAINE INTERNE. 70
FIGURE II-7 EXTENSION MAXIMALE DES GLACIERS AU WÜRM. D'APRES *MONJUVENT,* 1978. 71
FIGURE II-8 CARTE DE LA SISMICITE DU MASSIF DE BELLEDONNE POUR LA PERIODE ALLANT DE 1989-2000. MODIFIEE D'APRES *THOUVENOT ET AL,* [2003]. 72
FIGURE II-9 CARTES GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE A) DE LA BORDURE SUD DE BELLEDONNE ET B) DU VERSANT DE SECHILIENNE..... 73
FIGURE II-10 SCHEMA STRUCTURAL DU VERSANT DE SECHILIENNE. MODIFIE D'APRES *POTHERAT*, 1995 ET *KASPERSKI*, 2008. 75
FIGURE II-11 MESURES DES ORIENTATIONS REPORTEES SUR UN DIAGRAMME EN ROSACE (INTERVALLE 5°) A) DE LA FALAISE DU MONT SEC ET B) DES PLANS DE FRACTURES MESURES SUR LA FALAISE DU MONT SEC. C) PENDAGE DES PLANS DE FRACTURES MESURES SUR LA FALAISE DU MONT SEC. MODIFIEE D'APRES *LE ROUX,* 2009. 76
FIGURE II-12 A) VERSANT DE SECHILIENNE AVEC LA LOCALISATION DE LA PHOTOGRAPHIE AERIENNE. B) PHOTOGRAPHIE AERIENNE DE LA ZONE DES RUINES SUR LAQUELLE SONT REPRESENTEES LES GALERIES. MODIFIE D'APRES *KASPERSKI*, 2008 77
FIGURE II-13 A) VERSANT DE SECHILIENNE AVEC LA LOCALISATION DU ZOOM. B) ZOOM MONTRANT LA LOCALISATION DES FORAGES (SC1, SC2, SP ET SD). MODIFIE D'APRES *KASPERSKI,* 2008. 79
FIGURE II-14 A) CARTE HYDROGEOLOGIQUE DE LA BORDURE DU MASSIF DE BELLEDONNE AVEC LOCALISATION DES SOURCES. B) COUPE HYDROGEOLOGIQUE AA' DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE. MODIFIE D'APRES *GUGLIELMI ET AL,* 2002. 83
FIGURE II-15 COUPE N-S DE LA VALLEE DE LA ROMANCHE AU NIVEAU DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE (ZONE HACHUREE ROUGE) AVEC L'ALTITUDE MAXIMALE DE LA SURFACE DU GLACIER DE LA ROMANCHE ESTIMEE PAR *MONTJUVENT* [1978] AU LGM. MODIFIE D'APRES *VENGEON,* 1998. 84
FIGURE II-16 COUPE NORD-SUD A-A' (FIGURE II-9) A TRAVERS LE MOUVEMENT DE SECHILIENNE. TRAIT NOIR : PROFIL TOPOGRAPHIQUE. TRAIT ROUGE : PROFIL DE L'INCLINAISON DES PENTES. TRAIT BLEU : PROFIL DE L'ORIENTATION DES PENTES. ZONE 1 : ZONE EN TASSEMENT. ZONE 2 : ZONE EN BOMBEMENT..... 85

FIGURE II-17 LOCALISATION DES DISPOSITIFS DE SURVEILLANCE ET VALEURS DE DEPLACEMENTS PLANIMETRIQUES (DECEMBRE 2008 A DECEMBRE 2009) ET REPRESENTATION DE LA LIMITE DU MOUVEMENT. MODIFIEE D'APRES *KASPERSKI ET AL,* 2010. 86
FIGURE II-18 SCHEMA SIMPLIFIE DES MECANISMES A) ROTATIONNEL ET B) TRANSLATIONNEL. LES VECTEURS DEPLACEMENTS SONT ICI REPRESENTES PAR LES FLECHES FINES, ALORS QUE LA FLECHE EPAISSE MATERIALISE LE MOUVEMENT GENERAL DE LA MASSE MOBILISEE. MODIFIE D'APRES *VENGEON*, 1998 ET *LE ROUX,* 2009. 87
FIGURE II-19 (A) CARTE DE LOCALISATION DES PROFILS DE PROSPECTION GEOPHYSIQUE. (B) TOMOGRAPHIE ELECTRIQUE ET2, RMS = 5%. (C) TOMOGRAPHIE SISMIQUE EN ONDE P SP2, RMS = 2%. (D) POTENTIEL SPONTANE (SP) MESURE LE LONG DU PROFIL EM2 A TROIS DATES DIFFERENTES. (E) PROFIL ELECTROMAGNETIQUE EM2. (F) AMPLITUDE SPECTRALE DU BRUIT DE FOND SISMIQUE CALCULEE ENTRE 0.5 ET 30 HZ. (G) COURBE DU TAUX DE DEPLACEMENT LE LONG DU PROFIL EM2. C ET D : LIMITES OUEST DU MOUVEMENT. K : LIMITE OUEST DE LA ZONE FRONTALE. J : LIMITE EST DU MOUVEMENT. TIRE DE *MERIC ET AL,* 2005. 89
FIGURE II-20 MODELE CINEMATIQUE DU VERSANT SUD DU MONT-SEC A PARTIR DES DONNEES ANNUELLES DE SUIVI GEODESIQUE. MODIFIE D'APRES *KASPERSKI,* 2008. 91
FIGURE II-21 VARIATION SAISONNIERE DE LA VITESSE D'OUVERTURE D'UN CAPTEUR EXTENSOMETRIQUES AU NIVEAU DE LA ZONE FRONTALE (D2)..... 92
FIGURE II-22 MODELE HYDRAULIQUE DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE POUVANT EXPLIQUER LES FORTES ACCELERATIONS MESUREES EN PERIODE DE CRISE. D'APRES VENGEON (1998). 93
FIGURE II-23 MODELE GEOMETRIQUE POUR LES SIMULATIONS DU CREUSEMENT D'UNE VALLEE EN V POUR DIFFERENTES INCLINAISONS DE VERSANT ETUDIEES : Θ_1=63,4° , Θ_2=45°, Θ_3=39,7°. TIREE DE *VENGEON,* 1998. 94
FIGURE II-24 OSCILLATIONS DES CONTOURS D'ISOCONTRAINTE VERTICALE INDUITES PAR LE GLISSEMENT SUR LES DISCONTINUITES VERTICALES POUR UNE INCLINAISON DU VERSANT Θ= 39,7° ET UN ANGLE DE FROTTEMENT ET ϕ= 20°. TIRE DE *VENGEON,* 1998. 94
FIGURE II-25 GEOMETRIE 2D ET MODELE STRUCTURAL SIMPLIFIE. TIRE DE *VENGEON,* 1998. 95
FIGURE II-26 MODELISATION DE LA DEFORMATION D'UN VERSANT ANS SURFACE DE RUPTURE PAR LA METHODE DES ELEMENTS DISTINCTS (CODE UDEC). TIRE DE *VENGEON,* 1998. 96
FIGURE II-27 A) LOCALISATION DES ECHANTILLONS SUR LE VERSANT DE SECHILIENNE ET B) AGES D'EXPOSITION POUR LES 3 PROFILS S1, S2 ET S3 97
FIGURE II-28 A) ENVELOPPE DES AGES D'EXPOSITION POUR LE PROFIL S1, TRACE EN FONCTION DE LA PROFONDEUR PAR RAPPORT LA SURFACE. B) CINEMATIQUE DES EVENEMENTS DEDUITES DE DONNEES CHRONOLOGIQUES LIEES A LA FONTE DU GLACIER ET DU MOUVEMENT DE TERRAIN PERMETTANT DE METTRE EN EVIDENCE UNE PERIODE ENDURANCE MINIMAL DE PRE-RUPTURE. C) DISTRIBUTION DES DATES DU NIVEAU HAUT DES LACS DANS LES MONTAGNES DU JURA, LES PRE-ALPES FRANÇAISES ET LE PLATEAU SUISSE (HISTOGRAMME BLEU), D'APRES *MAGNY* [2004 ET 2007] ET EVOLUTION DU TAUX DE POLLEN DANS LES ALPES DU SUD (COURBE VERTE) D'APRES *DE BEAULIEU* [1977]. MODIFIEE D'APRES *LE ROUX ET AL,* 2009. 99

FIGURE III-1 (A) LOCATION OF THE STUDY AREA IN FRANCE. (B) STRUCTURAL MAP OF THE SOUTHWESTERN PART OF THE BELLEDONNE EXTERNAL CRYSTALLINE MASSIF CENTERED ON THE LOWER ROMANCHE VALLEY. THE LOCATION OF THE BELLEDONNE BORDER FAULT (BBF) SEISMIC ALIGNMENT IS INFERRED FROM THOUVENOT ET AL. (2003). (C) GEOLOGICAL AND STRUCTURAL MAP OF THE LOWER ROMANCHE VALLEY (MODIFIED FROM BARFÉTY ET AL., 1972). ROCK MASS MOVEMENTS ARE LABELED FROM 1 TO 6. THE SÉCHILIENNE LANDSLIDE IS NUMBER 3. THE RECTANGLE IN DASHED LINE LOCATES FIGURE III-2. 109
FIGURE III-2 (A) GEOLOGICAL AND GEOMORPHIC STRUCTURES OF THE SÉCHILIENNE LANDSLIDE. (B) KINEMATIC MAP WITH THE SLIDE VELOCITY VECTORS AND THE DELINEATION OF THE ACCUMULATION, DEPLETION AND HIGH MOTION ZONES..... 110
FIGURE III-3 (A) STRUCTURAL SKETCH MAP OF THE SÉCHILIENNE SLOPE (MODIFIED AFTER *POTHERAT AND ALFONSI,* 2001). THE DEPLETION, ACCUMULATION, HIGH MOTION AND STABLE ZONES ARE IN YELLOW, PINK, GREEN AND WHITE, RESPECTIVELY. THE 240 M LONG GALLERY IS LABELED G710. THE LOCATION OF THE THREE BOREHOLES IS INDICATED BY GRAY CIRCLES. (B) ROSE DIAGRAM OF STRUCTURAL DATA FOR THE SÉCHILIENNE SLOPE. (C) ROSE DIAGRAMS (SEE TEXT FOR DETAIL) FOR THE FOUR MORPHOLOGICAL ZONES. THE LOCATION OF THE ELECTRICAL TOMOGRAPHY PROFILES (LABELED ET1 TO ET4) AND OF THE SEISMIC TOMOGRAPHY PROFILES (LABELED ST1 TO ST5) IS GIVEN. 112

FIGURE III-4 (A) NORTH–SOUTH CROSS SECTION ALONG PROFILE ET4 (SEE LOCATION IN FIGURE III-3) WITH THE MAIN FRACTURES OBSERVED AT THE SURFACE AND THE FRACTURING ZONES DEPICTED INTO THE G710 GALLERY (REDRAWN FROM VENGEON ET AL.,1999) (B) PHOTOGRAPHY OF THE MONT SEC HEAD SCARP. (C) PHOTOGRAPHY OF A V-SHAPED THROUGH LOCATED DOWNSLOPE FROM THE MONT SEC HEAD SCARP. (D) PHOTOGRAPHY OF THE MAJOR THROUGH DELINEATING THE DEPLETION ZONE TO THE NORTH FROM THE ACCUMULATION ZONE TO THE SOUTH. ALL PICTURES ARE TAKEN FROM THE WEST AND THEIR LOCATION IS GIVEN IN FIGURE III-4A. 115
FIGURE III-5 SEISMIC REFRACTION TOMOGRAPHY SECTIONS WITH INITIAL MODEL INFERRED FROM PLUS–MINUS METHOD INTERPRETATION. (A) PROFILE ST1–ST2, 10 ITERATIONS, RMS=1.0%. BOREHOLE SD-1 IS LOCATED WITH THE LIMIT OF DETECTED MOVEMENTS BY INCLINOMETER MEASUREMENTS (HORIZONTAL LINE). (B) PROFILE ST3–ST4, 10 ITERATIONS, RMS=1.2%. (C) PROFILE ST5, 10 ITERATIONS, RMS=1.7%. [*MERIC ET AL.,* 2005]. WHITE CROSS-HATCHING: LOW RAY COVERAGE AREA. SZ: STABLE ZONE. HMZ: HIGH MOTION ZONE. MSH: MONT SEC HEAD SCARP. DZ: DEPLETION ZONE. AZ: ACCUMULATION ZONE. G710: SURVEY GALLERY. 118
FIGURE III-6 ELECTRICAL TOMOGRAPHY SECTIONS. (A) PROFILE ET1, 5 ITERATIONS, ABS=3.6%. (B) PROFILES ET2, 5 ITERATIONS, ABS=3.3%. (C) PROFILE ET3, 5 ITERATIONS, ABS=4.7%. (D) PROFILE ET4, 5 ITERATIONS, ABS=3.6%. SZ: STABLE ZONE. HMZ: HIGH MOTION ZONE. DZ: DEPLETION ZONE. AZ: ACCUMULATION ZONE. G710: SURVEY GALLERY..... 120
FIGURE III-7 ELECTRICAL TOMOGRAPHY SECTIONS OF PROFILE ET3. (A) INITIAL RESISTIVITY MODEL INFERRED FROM SEISMIC INTERPRETATION. (B) RESISTIVITY IMAGE OBTAINED AFTER 5 ITERATIONS, ABS=3.0%.SZ: STABLE ZONE. DZ: DEPLETION ZONE. 121
FIGURE III-8 (A) VP-POROSITY EMPIRICAL LAW USED FOR THE POROSITY IMAGE COMPUTATION. (B) TO (D) POROSITY IMAGES FOR PROFILES ST1–ST2, ST3–ST4 AND ST5. WHITE CROSS-HATCHING: LOW RAY COVERAGE AREA. SZ: STABLE ZONE. HMZ: HIGH MOTION ZONE. MSH: MONT SEC HEAD SCARP. DZ: DEPLETION ZONE. AZ: ACCUMULATION ZONE. G710: SURVEY GALLERY. BOREHOLE SD-1 IS LOCATED WITH THE LIMIT OF DETECTED MOVEMENTS BY INCLINOMETER MEASUREMENTS (HORIZONTAL LINE). 124
FIGURE III-9 (A) DEM OF THE SÉCHILIENNE SLOPE WITH THE LIMITS OF THE LANDSLIDE ZONES AND THE LOCATION OF THE SEISMIC PROFILES (RED DOTTED LINES) AND THE TWO CROSS-SECTIONS (BLUE DOTTED LINES).(B) 2D VIEW OF THE LANDSLIDE GEOMETRY WITH THE LIMITS OF THE LANDSLIDE ZONES, THE LOCATION OF THE SEISMIC PROFILES (RED DOTTED LINES) AND THE TWO CROSS-SECTIONS (BLUE DOTTED LINES). (C) AA' AND BB' CROSS-SECTIONS WITH THE LIMIT OF THE MASS AFFECTED BY THE LANDSLIDE, CONSIDERING A THRESHOLD OF 3.7% IN POROSITY (BLUE LINES). MSH: MONT SEC HEAD SCARP. DZ: DEPLETION ZONE. AZ: ACCUMULATION ZONE. HMZ: HIGH MOTION ZONE. SZ: STABLE ZONE..... 125
FIGURE III-10 REPRESENTATION EN RELIEF DU MNT HAUTE RESOLUTION (4 M) DE SECHILIENNE (CETE LYON) POUR 8 ORIENTATIONS DIFFERENTES DE L'ECLAIRAGE DU VERSANT (B A I)..... 127
FIGURE III-11 A) SCHEMA STRUCTURAL DU VERSANT DE SECHILIENNE OBTENU A PARTIR DU MNT HAUTE RESOLUTION (4 M). LES LINEAMENTS REPRESENTES SONT VISIBLES POUR AU MINIMUM 50% DES POSITIONS D'ECLAIRAGES (FIGURE III-10). B) MESURE DE L'ORIENTATION (DIAGRAMME EN ROSACE, INTERVALLE = 10°) DES LINEAMENTS OBSERVES DANS LE VERSANT DE SECHILIENNE C) MESURE DE L'ORIENTATION (DIAGRAMME EN ROSACE, INTERVALLE = 10°) DES LINEAMENTS OBSERVES DANS LES DIFFERENTES ZONES DU VERSANT DE SECHILIENNE..... 128
FIGURE III-12 HISTOGRAMME DES CARACTERISTIQUES DES LINEAMENTS OBSERVES DANS CHACUNE DES ZONES. 130
FIGURE III-13 A) SCHEMA STRUCTURAL DU VERSANT DE SECHILIENNE AVEC LOCALISATION DES QUATRE GALERIES (G.585, G.670, G.710, G.900). B) MESURE DE LA DIRECTION DES FRACTURES (DIAGRAMME EN ROSACE, INTERVALLE = 10°) OBSERVEES DANS L'ENSEMBLE DES GALERIES C) MESURE DE LA DIRECTION DU PENDAGE (DIAGRAMME RADAR) DES FRACTURES OBSERVEES POUR CHACUNE DES GALERIES. D) INCLINAISON DU PENDAGE (DIAGRAMME EN ROSACE, INTERVALLE = 10°) DES FRACTURES OBSERVEES POUR CHACUNE DES GALERIES. E) ENSEMBLE DES MESURES (DIRECTION DES FRACTURES, DIRECTION DU PENDAGE, INCLINAISON DU PENDAGE) POUR LES GALERIES 585, 670, 710 ET 900. 132
FIGURE III-14 HISTOGRAMMES DES CARACTERISTIQUES DE LA FRACTURATION OBSERVEE DANS LES GALERIES 585 (BLEU), 670 (ROUGE), 710 (VERT) ET 900 (VIOLET). A) DIRECTION DE LA FRACTURATION B) DIRECTION DU PENDAGE ET C) INCLINAISON DU PENDAGE. 134

FIGURE III-15 A) MESURE DE LA DIRECTION DES FRACTURES ET DES LINEAMENTS (DIAGRAMME EN ROSACE, INTERVALLE = 10°) OBSERVEES DANS L'ENSEMBLE DES GALERIES, A L'ECHELLE DU VERSANT [*LE ROUX ET AL.*, 2010] ET A L'ECHELLE REGIONALE. B) HISTOGRAMMES DES CARACTERISTIQUES DE LA FRACTURATION OBSERVEE DANS LES GALERIES ET DES LINEAMENTS PRESENTS A LA SURFACE DU VERSANT..... 136
FIGURE III-16 HISTOGRAMMES DES CARACTERISTIQUES DE LA FRACTURATION ET DES LINEAMENTS OBSERVES A) DANS LES GALERIES 585 ET 670 ET LES ZONES 3 ET 4 B) DANS LES GALERIES 710 ET 900 ET LES ZONES 1 ET 2. 137
FIGURE III-17 SCHEMA STRUCTURAL DU VERSANT DE SECHILIENNE OBTENU A PARTIR DU MNT HAUTE RESOLUTION (4M, CETE) , AVEC LA REPRESENTATION DES LIMITES DU MOUVEMENT , DES DIFFERENTES ZONES ET DES VECTEURS DE DEPLACEMENT [*VENGEON*, 1998; *MERIC ET AL.*, 2005; *KASPERSKI ET AL.*, 2010]..... 139
FIGURE III-18 CARTE GEOMORPHOLOGIQUE DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE DRAPEE SUR LE MNT A 4M DU MOUVEMENT (4M) AVEC LOCALISATION DES ECHANTILLONS PRELEVES PAR LE ROUX ET AL., EN 2009. LOCALISATION DES INDICES MORPHOLOGIQUES CARACTERISTIQUES D'UNE SURFACE GLACIAIRE (ETOILE ROUGE). LOCALISATION DE LA COUPE SCHEMATIQUE AA'. B) COUPE SCHEMATIQUE RETRAÇANT L'HISTOIRE DU VERSANT DE SECHILIENNE DU MAXIMUM GLACIAIRE (LGM) JUSQU'A L'INITIATION DE L'ESCARPEMENT SOMMITAL. AVEC INDICATION DES DIFFERENTES SURFACES POUVANT ETRE ECHANTILLONNEES. PGI : ECHANTILLONS SURFACES GLACIAIRES ; SI-N : ECHANTILLONS SURFACES GRAVITAIRES ; TRACE BLEU : SURFACES GLACIAIRES ; TRACE ROUGE : SURFACES GRAVITAIRES. PHOTOGRAPHIES DES DIFFERENTES FORMES D'EROSION GLACIAIRE PRESENTES DANS LE MOUVEMENT C) ROCHE MOUTONNEE D) SURFACE STRIEE E) SURFACE POLIE SUBHORIZONTALE F) SURFACE POLIE VERTICALE. G) PHOTOGRAPHIE AERIENNE DU VERSANT DE SECHILIENNE [IMAGE CNES/SPOT, ©2013 GOOGLE] AVEC LA LOCALISATION DES DIRECTIONS DE L'ECOULEMENT GLACIAIRE ET DE LA RIVIERE DE LA ROMANCHE..... 143
FIGURE III-19 A) CARTE GEOMORPHOLOGIQUE ET STRUCTURALE DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE. REPRESENTATION DES LINEAMENTS RELEVES A PARTIR DU MNT A 4M DU MOUVEMENT (CETE). REPRESENTATION DES VECTEURS DE DEPLACEMENTS OBTENUS PAR MESURES GEODESIQUES (CETE). LOCALISATION DES DIFFERENTS ESCARPEMENTS TYPES PRESENTS DANS LE MOUVEMENT (ETOILE ROUGE). B A J PHOTOGRAPHIES DES ESCARPEMENTS OBSERVES SUR LE TERRAIN AVEC DIRECTION DE LA PENTE (FOND DE LA VALLEE). 144
FIGURE III-20 A,B ET C. EXEMPLES D'ESCARPEMENT GRAVITAIRE N70 MAJEURS OBSERVES AUX NIVEAUX DU SILLON DE LA GRANDE COMBE..... 146
FIGURE III-21 EXEMPLE D'UN ESCARPEMENT GRAVITAIRES MAJEURS UTILISANT UNE STRUCTURE TECTONIQUE HERITEE ORIENTEE N120. 146
FIGURE III-22 EXEMPLE D'ESCARPEMENT GRAVITAIRES MAJEURS ET INTERMEDIAIRES UTILISANT DES STRUCTURES TECTONIQUES HERITEES. E) ESCARPEMENT SOMMITAL F) CONTRE –ESCARPEMENT G) ESCARPEMENT INTERMEDIAIRE SITUE A L'AVAL DE L'ESCARPEMENT SOMMITAL. 147
FIGURE III-23 EXEMPLES DE SILLONS GLACIAIRES OBSERVES SUR LES SITES A) COL SOUS LE PIED MOUTET B) PAS DE LA COCHE. MODIFIE D'APRES BEAUDEVIN [2010]. PHOTOS BEAUDEVIN [2010]..... 148
FIGURE III-24 SILLONS GLACIAIRES OBSERVES SUR LE SITE DES ROCHERS DU CHATELARD. PHOTOGRAPHIE AERIENNE (CNES SPOT IMAGE 2013). 149
FIGURE III-25 EXEMPLES DE SILLONS GLACIAIRES OBSERVES DANS LE VERSANT DE SECHILIENNE. 150

FIGURE IV-1 SCHEMA PRESENTANT LE PROCESSUS DE PRODUCTION DU ^{10}BE PAR LE RAYONNEMENT COSMIQUE DANS LES PREMIERS METRES DE LA CROUTE TERRESTRE. MODIFIEE D'APRES *VASSALLO,* 2007. 154
FIGURE IV-2 VARIATION DU TAUX DE PRODUCTION DES COSMONUCLEIDES P_0 A LA SURFACE EN FONCTION DE LA LATITUDE GEOMAGNETIQUE (°) ET DE L'ALTITUDE (PRESSION CONVERTIE) [*STONE*, 2000]. P_{SLHL} POUR ALTITUDE =0 KM ET LATITUDE >60°. DETERMINATION DE LA GAMME DE VARIATION DU TAUX DE PRODUCTION P_0 A LA SURFACE POUR LE SITE DE SECHILIENNE. 157
FIGURE IV-3 A) PROFIL D'ECHANTILLONNAGE THEORIQUE EN PROFONDEUR B) EVOLUTION DU TAUX DE PRODUCTION (P(X)) PAR RAPPORT AU TAUX DE PRODUCTION A LA SURFACE (P_0) EN FONCTION DE LA PROFONDEUR (X) POUR UNE DENSITE DE 2,7 G.CM^{-3}, DES CONTRIBUTIONS RELATIVES (TABLEAU IV-1) ET DES LONGUEURS D'ATTENUATION (TABLEAU IV-3) NEUTRONIQUES ET MUONIQUES. PΗ : TAUX DE PRODUCTION DES NEUTRONS ; PMF : TAUX DE PRODUCTION DES MUONS RAPIDES ; PMS : TAUX DE

production des muons lents ; P(x) : taux de production total. Localisation des echantillons theorique sur la courbe (P(x)), (point jaune, 100 % de production ; point orange, production attenuee). 160
Figure IV-4 Evolution du facteur correctif lie a un masque de neige en fonction de la hauteur de neige en cm (Hs) , de la duree de l'enneigement en mois (M) pour une densite de la neige de ρ_s = 0,3 g.cm^{-3} et en considerant les contributions (Tableau IV-1) et les longueurs d'attenuations neutroniques et muoniques Tableau IV-3). Determination du facteur de correction pour les surfaces horizontales sur le site de Sechilienne pour Hs = 2 m et M = 4 mois. Indication du facteur de correction propose par *Hippolyte et al.* [2006] pour les Alpes occidentales Hs = 1m et M = 6mois. 161
Figure IV-5 a) Schema du spectrometre de masse par accelerateur ASTER (Cerege). Decomposition du trajet suivi par le faisceau d'ions de la source jusqu'a la chambre de detection. b) Photographie du spectrometre (http://www.cerge.fr). 163
Figure IV-6 Evolution de la concentration en ^{10}Be (C(x,t)) en fonction du temps (t) et du taux d'erosion (e). Modifiee d'apres *Braucher,* 1998. 168
Figure IV-7 Localisations des echantillons preleves sur des paleo-surfaces glaciaires durant ce travail de These (rouge et jaune) et ceux preleves par Le Roux et al. (2009) (bleue). Les directions d'ecoulement glaciaire acquises au Chapitre III paragraphe III.3.1 et pour les paleo-surfaces glaciaires echantillonnees Pg4 et Pg6 sont representees par les fleches bleues. 171
Figure IV-8 Photographies des surfaces glaciaires echantillonnees a) Pg4 preleve sur une surface striee b) Pg5, preleve sur une surface polie c) Pg6 preleve sur une roche moutonnee d) S6-0, preleve au sommet d'un escarpement sur une surface polie. Les fleches bleues indiquent la direction d'ecoulement de la glace. 172
Figure IV-9 Exemples de deux escarpements presentant a) une activite erosive importante et b) une activite erosive globalement faible..... 174
Figure IV-10 Localisation des profils verticaux echantillonnes sur des surfaces gravitaires. $^{Si-N}$ 2009 [*Le Roux et al.,* 2009] ; $^{S-N}$2010, 2011 et 2012 echantillons preleves durant ce travail de these. 175
Figure IV-11 Photographie de l'escarpement S4 avec localisation des echantillons a la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S4 a l'echelle 1/1 avec la localisation des echantillons preleves (point jaune). 177
Figure IV-12 Photographie de l'escarpement S5 avec localisation des echantillons a la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S5 a l'echelle 1/1 avec la localisation des echantillons preleves (point jaune). 178
Figure IV-13 Photographie de l'escarpement S6 avec localisation des echantillons a la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S6 a l'echelle 1/1 avec la localisation des echantillons preleves (point jaune). 180
Figure IV-14 Photographie de l'escarpement S7 avec localisation des echantillons a la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S7 a l'echelle 1/1 avec la localisation des echantillons preleves (point jaune). 181
Figure IV-15 Photographie de l'escarpement S5 avec localisation des echantillons a la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S5 a l'echelle 1/1 avec la localisation des echantillons preleves (point jaune). 182
Figure IV-16 Photographie de l'escarpement S13 avec localisation des echantillons a la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S13 a l'echelle 1/1 avec la localisation des echantillons preleves (point jaune). 183
Figure IV-17 Photographie de l'escarpement S9 avec localisation des echantillons a la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S9 a l'echelle 1/1 avec la localisation des echantillons preleves (point jaune). 184
Figure IV-18 Photographie de l'escarpement S10 avec localisation des echantillons a la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S10 a l'echelle 1/1 avec la localisation des echantillons preleves (point jaune). 185
Figure IV-19 Photographie de l'escarpement S11 avec localisation des echantillons a la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S5 a l'echelle 1/1 avec la localisation des echantillons preleves (point jaune). 186
Figure IV-20 Photographie de l'escarpement S12 avec localisation des echantillons a la surface (point jaune). La surface convexe presentant les caracteristiques d'un poli-glaciaire est encadree en pointille. b) Profil de l'escarpement S12 a l'echelle 1/1 avec la localisation des echantillons preleves (point jaune)..... 188
Figure IV-21 Photographie de l'escarpement S14 avec localisation des echantillons a la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S14 a l'echelle 1/1 avec la localisation des echantillons preleves (point jaune). 189

FIGURE IV-22 PHOTOGRAPHIE DE L'ESCARPEMENT S15 AVEC LA LOCALISATION DES ECHANTILLONS PRELEVES A LA SURFACE (POINT JAUNE) B) PROFIL DE L'ESCARPEMENT S15 A L'ECHELLE 1/1 AVEC LA LOCALISATION DES ECHANTILLONS PRELEVES (POINT JAUNE). 190
FIGURE IV-23 A) CONCENTRATIONS EN 10BE (AT/G) MESUREES SUR LES ECHANTILLONS EN FONCTION DE LA PROFONDEUR. LA COURBE THEORIQUE MAX TRACEE EN TRAIT NOIR CONTINUE CORRESPOND A LA COURBE THEORIQUE DE LA DECROISSANCE DE LA CONCENTRATION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR DETERMINEE POUR LE TAUX DE PRODUCTION MAXIMUM (PG2). LA COURBE THEORIQUE MIN TRACEE EN TRAIT POINTILLE NOIR CORRESPOND A LA COURBE THEORIQUE DE LA DECROISSANCE DE LA CONCENTRATION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR DETERMINEE POUR LE TAUX DE PRODUCTION MINIMUM (PG4). TROIS ZONES SONT DELIMITEES A PARTIR DE CES DEUX COURBES THEORIQUES MAX ET MIN : UNE ZONE ROUGE (1) OU LES ECHANTILLONS PRESENTENT UN DEFICIT DE CONCENTRATION, UNE ZONE BLEUE(3) OU LES ECHANTILLONS PRESENTENT UN EXCES DE CONCENTRATION ET UNE ZONE BLANCHE OU L'ON DEVRAIT RETROUVER L'ENSEMBLE DES ECHANTILLONS. LA COURBE THEORIQUE LGM TRACEE EN POINTILLE ROUGE CORRESPOND A LA COURBE THEORIQUE DE LA DECROISSANCE DE LA CONCENTRATION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR DETERMINEE POUR LE MEME TAUX DE PRODUCTION QUE (PG2) MAIS POUR UN TEMPS D'EXPOSITION DE 20000ANS CORRESPONDANT AU DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE (LGM). B) MODELES D'EXPOSITION: (1) POUR DES ECHANTILLONS PRESENTANT UN DEFICIT DE CONCENTRATION (ECHANTILLONS ZONE ROUGE), (2) POUR DES ECHANTILLONS PRESENTANT UNE CONCENTRATION COMPRISE ENTRE LES COURBES DE CONCENTRATION MIN ET MAX (ECHANTILLONS ZONE BLANCHE) ET (3) POUR DES ECHANTILLONS PRESENTANT UN EXCES DE CONCENTRATION (ECHANTILLONS ZONE BLEUE). CES MODELES SONT DISCUTES PLUS EN DETAIL DANS LE TEXTE..... 197
FIGURE IV-24 A) RECONSTRUCTION DE LA PALEOGEOGRAPHIE GLACIAIRE LORS DU DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE (LGM). LOCALISATION DU SITE DE SECHILIENNE ET DE LA VALLEE DU VENEON (POINT ROUGE). B) PROFIL VERTICAL REALISE DANS LA VALLEE DU VENEON AVEC LOCALISATION ET AGES D'EXPOSITION DES ECHANTILLONS PRELEVES (POINT ROUGE). TRAIT POINTILLE BLEU REPRESENTE LA SURFACE..... 199
FIGURE IV-25 AGES DE RETRAIT DU GLACIER A DIFFERENTES ALTITUDES ET LOCALISATION DES ECHANTILLONS EN FONCTION DE L'ALTITUDE SUR UN PROFIL NORD-SUD DU VERSANT DE SECHILIENNE. EN BLEU FONCE L'AGE DE REFERENCE DU RETRAIT A 1121M PAR DATATION COSMOGENIQUE (PG2, [*LE ROUX ET AL,* 2009]. EN BLEU CLAIR LES AGES DE RETRAIT DU GLACIER CALCULES EN UTILISANT UN TAUX D'ABLATION VERTICAL DU GLACIER DE 0,338 ± 0,03 M.A^{-1}. L'ABAISSEMENT DE LA SURFACE DU GLACIER (ΔZ) ENTRE 1121M (PG2) ET 873 M OU LE FOND DE LA VALLEE DURANT LE TEMPS DE RETRAIT ΔTG EST EGALEMENT REPORTE. 200
FIGURE IV-26 MODELE D'EXPOSITION 1. A) AVANT DEGLACIATION (T_G), LA CONCENTRATION DANS L'ECHANTILLON EN SURFACE EST NULLE (POINT ROUGE) B) APRES DEGLACIATION (T_G) ET JUSQUE L'ACTUEL, ACCUMULATION DE ^{10}BE DANS L'ECHANTILLON EN SURFACE (POINT JAUNE). 202
FIGURE IV-27 PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION ET DES AGES DE RETRAIT OBTENUS POUR LE SCENARIO 1 EN FONCTION DE L'ALTITUDE (Z). L'ECHANTILLON PG2 ETANT CONSIDERE COMME REFERENCE L'AGE DE RETRAIT ET L'AGE D'EXPOSITION SONT CONFONDUS. 203
FIGURE IV-28 LOCALISATION DES ECHANTILLONS ET DES AGES DE RETRAIT DU GLACIER EN FONCTION DE L'ALTITUDE SUR UN PROFIL NORD-SUD DU VERSANT DE SECHILIENNE. EN BLEU FONCE L'AGE REFERENCE DE PG2, EN BLEU CLAIR LES AGES COMPATIBLES AVEC UN RETRAIT DU GLACIER, EN ROUGE LES AGES ABERRANTS. L'ABAISSEMENT DE LA SURFACE DU GLACIER (ΔZ) ENTRE 1121 M (PG2) ET 1080 M (PG3) , 1080 M ET 873 M (S4-0) OU ENTRE 1121 M ET 873 M (PG3) ET LE FOND DE LA VALLEE DURANT LA DUREE ΔT_G EST EGALEMENT REPORTE. 205
FIGURE IV-29 PRESENTATION EN FONCTION DE L'ALTITUDE DES CONTRAINTES TEMPORELLES POUR LES SCENARIOS 1, 2 ET 3 ASSOCIEES AU RETRAIT DU GLACIER DU VERSANT DE SECHILIENNE EN RELATION AVEC LE CONTEXTE CLIMATIQUE GLOBALE LORS DE LA TRANSITION PLEISTOCENE SUPERIEUR /HOLOCENE. LE CONTEXTE CLIMATIQUE EST REPRESENTE A PARTIR DES COURBES D'EVOLUTION TEMPORELLES DU Δ^{18}O DES PRECIPITATIONS ENREGISTRE DANS LES GLACES DU FORAGE GRIP (COURBE BLEU, [*JOHNSEN ET AL.,* 1997]) ET RECONSTITUE A PARTIR DES OSTRACODES DU LAC AMMERSEE (COURBE ROUGE, [*VON GRAFENSTEIN ET AL.,* 1999]). INDICATION DES STADES ISOTOPIQUES MARINS (MIS) ET DE L'INTERSTADE GROENLANDAIS (GI-1) D'APRES *SWENSSON ET AL,* 2006. LES DIFFERENTES PERIODES CLIMATIQUES CARACTERISTIQUES DU TARDIGLACIAIRE ET DE LA FIN DE LA

GLACIATION ALPINE DU WÜRM SONT INDIQUEES : DRYAS ANCIEN (OD), LE BØLLING-ALLERØD (B-A) ET LE DRYAS RECENT (YD). 207
FIGURE IV-30 PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION ET DES AGES DE RETRAIT DU SCENARIO 2 EN FONCTION DE L'ALTITUDE (Z). LES AGES D'EXPOSITION ET DE RETRAIT DE PG2, PG3 ET S4-0 SONT CONFONDUS. 210
FIGURE IV-31 PRESENTATION DES CONCENTRATIONS MESUREES DANS LES ECHANTILLONS ET CELLES CALCULEES POUR LE SCENARIO 2 EN FONCTION DE L'ALTITUDE (Z). POUR LES ECHANTILLONS PG2, PG3 ET S4-0 LES CONCENTRATIONS MESUREES ET CALCULEES POUR LE SCENARIO 2 SONT CONFONDUES..... 211
FIGURE IV-32 HISTOIRE D'EXPOSITION POUR DES ECHANTILLONS DE SURFACE GLACIAIRES. POINT ROUGE : ECHANTILLON NON EXPOSE AU RAYONNEMENT COSMIQUE. POINT JAUNE ECHANTILLON EXPOSE AU RAYONNEMENT COSMIQUE..... 213
FIGURE IV-33 TOURBIERES PRESENTES SUR LE PLATEAU DU MONT SEC A) LOCALISATION DES TOURBIERES DU MONT SEC SUR UNE PHOTOTOGRAPHIE AERIENNE (GOOGLE)..... 214
FIGURE IV-34 LES DIFFERENTES TYPES DE TOURBIERES PRESENTES SUR LE VERSANT DE SECHILIENNE. MODIFIEE D'APRES *MANNEVILLE ET AL.,* 2006. 214
FIGURE IV-35 MODELE D'EXPOSITION POUR UN ECHANTILLON EN SURFACE RECOUVERT PAR UN MASQUE DE HAUTEUR (H_M) PROGRESSIVEMENT ERODEE (E_M) DEPUIS LE RETRAIT DU GLACIER (T_G) JUSQUE SA DISPARITION A L'ACTUEL (T = 0). A) AVANT LA DEGLACIATION (T_G), LA CONCENTRATION DANS L'ECHANTILLON EN SURFACE EST NULLE (POINT ROUGE) B) APRES LA DEGLACIATION (T_G) L'ACCUMULATION DE ^{10}BE DANS L'ECHANTILLON EN SURFACE DEMARRE (POINT ORANGE). LA PRESENCE D'UN MASQUE DE HAUTEUR (H_M) DEPOSE APRES LE RETRAIT DU GLACIER VA ATTENUER LE RAYONNEMENT COSMIQUE (TRAIT JAUNE POINTILLE) JUSQU'A SON RETRAIT A L'ACTUEL. C) LE MASQUE AYANT DISPARU, LE RAYONNEMENT COSMIQUE N'EST ALORS PLUS ATTENUE (POINT JAUNE). D) PRESENTATION DE L'EVOLUTION DU MASQUE (OU EROSION DU MASQUE) DEPUIS SA MISE EN PLACE LORS DU RETRAIT DU GLACIER (T_G) JUSQU'A SA DISPARITION A L'ACTUEL (T = 0)..... 215
FIGURE IV-36 A) LOCALISATION DES ECHANTILLONS PRELEVES SUR DES PALEO-SURFACES GLACIAIRE B) HAUTEUR DU MASQUE (H_M, VALEUR INDIQUEE DANS LES ETIQUETTES) SELON SA NATURE (MORAINE EN TRAIN PLEIN ET SOL EN TRAIT POINTILLE) LORS DU RETRAIT DU GLACIER (T_G) C) TAUX D'EROSION ESTIME POUR LE MASQUE (SELON SA NATURE : MORAINE EN TRAIN PLEIN ET SOL EN TRAIT POINTILLE) DEPOSE A LA SURFACE DE L'ECHANTILLON ASSOCIE (E_M, MM.A^{-1}) D) PHOTOGRAPHIE DE LA ZONE D'ECHANTILLONNAGE DES ECHANTILLONS PG4 ET PG5..... 220
FIGURE IV-37 MODELE D'EXPOSITION POUR UN ECHANTILLON PRELEVE A LA SURFACE D'UN ESCARPEMENT (SI-N) ET AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT (SI-0). A) AVANT LA DEGLACIATION (T_G), LA CONCENTRATION DANS L'ECHANTILLON EN SURFACE ET EN PROFONDEUR EST NULLE (POINT ROUGE). B) APRES LA DEGLACIATION (T_G) DEMARRE L'ACCUMULATION DE ^{10}BE DANS LES ECHANTILLONS EN SURFACE ET EN PROFONDEUR (POINT ORANGE). LA PRESENCE D'UN MASQUE DE HAUTEUR (H_M) A LA SURFACE VA TOUTEFOIS ATTENUER LE RAYONNEMENT COSMIQUE (TRAIT JAUNE POINTILLE). JUSQU'A LA DESTABILISATION (T_D) LA CONCENTRATION QUI VA S'ACCUMULER DANS L'ECHANTILLON EN PROFONDEUR EST C_0. C) APRES DESTABILISATION ET JUSQU'A L'ACTUEL LA CONCENTRATION QUI VA S'ACCUMULER DANS L'ECHANTILLON EN PROFONDEUR VA RESULTER DE DEUX CONTRIBUTIONS C_1 (ATTENUEE) ET C_2 (DIRECTE). POUR L'ECHANTILLON EN SURFACE LA CONCENTRATION DE ^{10}BE QUI S'EST ACCUMULEE EST NOTEE C_{TG}. 223
FIGURE IV-38 RESULTATS OBTENUS POUR L'ESCARPEMENT S4. A) PHOTOGRAPHIE DE L'ESCARPEMENT AVEC LA LOCALISATION DES ECHANTILLONS PRELEVES. B) LOCALISATION DES ECHANTILLONS ET PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION ASSOCIES SUR LE PROFIL DE L'ESCARPEMENT A L'ECHELLE 1/1. C) PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT..... 230
FIGURE IV-39 INTERPRETATION DES RESULTATS OBTENUS POUR L'ESCARPEMENT S4. A) PHOTOGRAPHIE DE L'ESCARPEMENT AVEC LA LOCALISATION DES ZONES AFFECTEES PAR UNE ACTIVITE EROSIVE B) LOCALISATION DE CES ZONES AFFECTEES PAR UNE ACTIVITE EROSIVE LE PROFIL DE L'ESCARPEMENT A L'ECHELLE 1/1 C) REPRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET INTERPRETATION DE LA CINEMATIQUE DE DENUDATION DE L'ESCARPEMENT. 230
FIGURE IV-40 COURBE DE L'EVOLUTION THEORIQUE DE LA CONCENTRATION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR DETERMINEE POUR LE TAUX DE PRODUCTION PS5-0 ET REPRESENTATION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR DES CONCENTRATIONS EN 10BE MESUREES POUR LES ECHANTILLONS DU PROFIL S5..... 231

FIGURE IV-41 RESULTATS OBTENUS POUR L'ESCARPEMENT S5. A) PHOTOGRAPHIE DE L'ESCARPEMENT AVEC LA LOCALISATION DES ECHANTILLONS PRELEVES. B) LOCALISATION DES ECHANTILLONS ET PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION ASSOCIES SUR LE PROFIL DE L'ESCARPEMENT A L'ECHELLE 1/1. C) PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT..... 235
FIGURE IV-42 INTERPRETATION DES RESULTATS OBTENUS POUR L'ESCARPEMENT S5. A) PHOTOGRAPHIE DE L'ESCARPEMENT AVEC LA LOCALISATION DES ZONES AFFECTEES PAR UNE ACTIVITE EROSIVE B) LOCALISATION DE CES ZONES AFFECTEES PAR UNE ACTIVITE EROSIVE LE PROFIL DE L'ESCARPEMENT A L'ECHELLE 1/1 C) REPRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET INTERPRETATION DE LA CINEMATIQUE DE DENUDATION DE L'ESCARPEMENT. 235
FIGURE IV-43 A) LOCALISATION DES PROFILS VERTICAUX ECHANTILLONNES B) REPRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET INTERPRETATION DE LA CINEMATIQUE DE DENUDATION DE L'ESCARPEMENT. 239
FIGURE IV-44 RESULTATS OBTENUS POUR L'ESCARPEMENT S6. A) PHOTOGRAPHIE DE L'ESCARPEMENT AVEC LA LOCALISATION DES ECHANTILLONS PRELEVES. B) LOCALISATION DES ECHANTILLONS ET PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION ASSOCIES SUR LE PROFIL DE L'ESCARPEMENT A L'ECHELLE 1/1. C) PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT..... 241
FIGURE IV-45 INTERPRETATION DES RESULTATS OBTENUS POUR L'ESCARPEMENT S6. A) PHOTOGRAPHIE DE L'ESCARPEMENT AVEC LA LOCALISATION DES ZONES AFFECTEES PAR UNE ACTIVITE EROSIVE B) LOCALISATION DE CES ZONES AFFECTEES PAR UNE ACTIVITE EROSIVE LE PROFIL DE L'ESCARPEMENT A L'ECHELLE 1/1 C) REPRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET INTERPRETATION DE LA CINEMATIQUE DE DENUDATION DE L'ESCARPEMENT. 241
FIGURE IV-46 RESULTATS OBTENUS POUR L'ESCARPEMENT S7. A) PHOTOGRAPHIE DE L'ESCARPEMENT AVEC LA LOCALISATION DES ECHANTILLONS PRELEVES. B) LOCALISATION DES ECHANTILLONS ET PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION ASSOCIES SUR LE PROFIL DE L'ESCARPEMENT A L'ECHELLE 1/1. C) PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT..... 243
FIGURE IV-47 INTERPRETATION DES RESULTATS OBTENUS POUR L'ESCARPEMENT S7. A) PHOTOGRAPHIE DE L'ESCARPEMENT AVEC LA LOCALISATION DES ZONES AFFECTEES PAR UNE ACTIVITE EROSIVE B) LOCALISATION DE CES ZONES AFFECTEES PAR UNE ACTIVITE EROSIVE LE PROFIL DE L'ESCARPEMENT A L'ECHELLE 1/1 C) REPRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET INTERPRETATION DE LA CINEMATIQUE DE DENUDATION DE L'ESCARPEMENT. 243
FIGURE IV-48 RESULTATS OBTENUS POUR L'ESCARPEMENT S8. A) PHOTOGRAPHIE DE L'ESCARPEMENT AVEC LA LOCALISATION DES ECHANTILLONS PRELEVES. B) LOCALISATION DES ECHANTILLONS ET PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION ASSOCIES SUR LE PROFIL DE L'ESCARPEMENT A L'ECHELLE 1/1. C) PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT..... 245
FIGURE IV-49 INTERPRETATION DES RESULTATS OBTENUS POUR L'ESCARPEMENT S8. A) PHOTOGRAPHIE DE L'ESCARPEMENT AVEC LA LOCALISATION DES ZONES AFFECTEES PAR UNE ACTIVITE EROSIVE B) LOCALISATION DE CES ZONES AFFECTEES PAR UNE ACTIVITE EROSIVE LE PROFIL DE L'ESCARPEMENT A L'ECHELLE 1/1 C) REPRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET INTERPRETATION DE LA CINEMATIQUE DE DENUDATION DE L'ESCARPEMENT. 245
FIGURE IV-50 RESULTATS OBTENUS POUR L'ESCARPEMENT S13. A) PHOTOGRAPHIE DE L'ESCARPEMENT AVEC LA LOCALISATION DES ECHANTILLONS PRELEVES. B) LOCALISATION DES ECHANTILLONS ET PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION ASSOCIES SUR LE PROFIL DE L'ESCARPEMENT A L'ECHELLE 1/1. C) PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT..... 247
FIGURE IV-51 INTERPRETATION DES RESULTATS OBTENUS POUR L'ESCARPEMENT S13. A) PHOTOGRAPHIE DE L'ESCARPEMENT AVEC LA LOCALISATION DES ZONES AFFECTEES PAR UNE ACTIVITE EROSIVE B) LOCALISATION DE CES ZONES AFFECTEES PAR UNE ACTIVITE EROSIVE LE PROFIL DE L'ESCARPEMENT A L'ECHELLE 1/1 C) REPRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA

distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interpretation de la cinematique de denudation de l'escarpement. 247
Figure IV-52 a) Localisation des profils verticaux echantillonnes b) Representation des ages d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interpretation de la cinematique de denudation de l'escarpement. c et d) coupe passant par les profils echantillonnes, avec la localisation des escarpements echantillonnees et leur age d'initiation et la reconstruction de la paleotopographie a partir des hauteurs du deplacement vertical (H) sur les contre-escarpement et l'escarpement sommital. La fleche en rouge indique la direction du mouvement et l'ordre de creation des contres-escarpements. 250
Figure IV-53 Courbe de l'evolution theorique de la concentration en fonction de la profondeur determinee pour le taux de production PS9-0 corrige d'un masque morainique de 1,4 m et representation en fonction de la profondeur des concentrations en ^{10}Be mesurees pour les echantillons du profil S9. 251
Figure IV-54 Resultats obtenus pour l'escarpement S9. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des echantillons preleves. b) localisation des echantillons et presentation des ages d'exposition associes sur le profil de l'escarpement a l'echelle 1/1. c) Presentation des ages d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement..... 253
Figure IV-55 Interpretation des resultats obtenus pour l'escarpement S9. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des zones affectees par une activite erosive b) Localisation de ces zones affectees par une activite erosive le profil de l'escarpement a l'echelle 1/1 c) Representation des ages d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interpretation de la cinematique de denudation de l'escarpement. 253
Figure IV-56 Resultats obtenus pour l'escarpement S10. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des echantillons preleves. b) localisation des echantillons et presentation des ages d'exposition associes sur le profil de l'escarpement a l'echelle 1/1. c) Presentation des ages d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement..... 255
Figure IV-57 Interpretation des resultats obtenus pour l'escarpement S10. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des zones affectees par une activite erosive b) Localisation de ces zones affectees par une activite erosive le profil de l'escarpement a l'echelle 1/1 c) Representation des ages d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interpretation de la cinematique de denudation de l'escarpement. 255
Figure IV-58 Resultats obtenus pour l'escarpement S11. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des echantillons preleves. b) localisation des echantillons et presentation des ages d'exposition associes sur le profil de l'escarpement a l'echelle 1/1. c) Presentation des ages d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement..... 257
Figure IV-59 Interpretation des resultats obtenus pour l'escarpement S11. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des zones affectees par une activite erosive b) Localisation de ces zones affectees par une activite erosive le profil de l'escarpement a l'echelle 1/1 c) Representation des ages d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interpretation de la cinematique de denudation de l'escarpement. 257
Figure IV-60 Resultats obtenus pour l'escarpement S14. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des echantillons preleves. b) localisation des echantillons et presentation des ages d'exposition associes sur le profil de l'escarpement a l'echelle 1/1. c) Presentation des ages d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement..... 260
Figure IV-61 Interpretation des resultats obtenus pour l'escarpement S14. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des zones affectees par une activite erosive b) Localisation de ces zones affectees par une activite erosive le profil de l'escarpement a l'echelle 1/1 c) Representation des ages d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interpretation de la cinematique de denudation de l'escarpement. 260

FIGURE IV-62 MODELE D'EXPOSITION POUR LE CALCUL DES AGES D'EXPOSITION DES ECHANTILLONS PRELEVES SUR L'ESCARPEMENT S15. A) MODELE D'EXPOSITION GRAVITAIRE B) MODELE D'EXPOSITION LIE AU RETRAIT DU GLACIER. 262
FIGURE IV-63 RESULTATS OBTENUS POUR L'ESCARPEMENT S12. A) PHOTOGRAPHIE DE L'ESCARPEMENT AVEC LA LOCALISATION DES ECHANTILLONS PRELEVES. B) LOCALISATION DES ECHANTILLONS ET PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION ASSOCIES SUR LE PROFIL DE L'ESCARPEMENT A L'ECHELLE 1/1. C) PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT. 264
FIGURE IV-64 RESULTATS OBTENUS POUR L'ESCARPEMENT S12. A) PHOTOGRAPHIE DE L'ESCARPEMENT AVEC LA LOCALISATION DES ECHANTILLONS PRELEVES. B) LOCALISATION DES ECHANTILLONS ET PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION ASSOCIES SUR LE PROFIL DE L'ESCARPEMENT A L'ECHELLE 1/1. C) PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT. 264
FIGURE IV-65 RESULTATS OBTENUS POUR L'ESCARPEMENT S15. A) PHOTOGRAPHIE DE L'ESCARPEMENT AVEC LA LOCALISATION DES ECHANTILLONS PRELEVES. B) LOCALISATION DES ECHANTILLONS ET PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION ASSOCIES SUR LE PROFIL DE L'ESCARPEMENT A L'ECHELLE 1/1. C) PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT. 266
FIGURE IV-66 RESULTATS OBTENUS POUR L'ESCARPEMENT S15. A) PHOTOGRAPHIE DE L'ESCARPEMENT AVEC LA LOCALISATION DES ECHANTILLONS PRELEVES. B) LOCALISATION DES ECHANTILLONS ET PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION ASSOCIES SUR LE PROFIL DE L'ESCARPEMENT A L'ECHELLE 1/1. C) PRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET DES AGES DE RETRAIT AU SOMMET ET A LA BASE DE L'ESCARPEMENT. 266
FIGURE IV-67 A) LOCALISATION DES PROFILS VERTICAUX ECHANTILLONNES B) REPRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET INTERPRETATION DE LA CINEMATIQUE DE DENUDATION DE L'ESCARPEMENT. C) COUPE AA' PASSANT PAR L'ESCARPEMENT SOMMITAL LES PROFILS ECHANTILLONNES S9, S11, S10 ET S14, AVEC LA LOCALISATION DES ESCARPEMENTS ECHANTILLONNEES ET LEUR AGE D'INITIATION. 270
FIGURE IV-68 A) LOCALISATION DES PROFILS VERTICAUX ECHANTILLONNES B) REPRESENTATION DES AGES D'EXPOSITION EN FONCTION DE LA DISTANCE D PAR RAPPORT AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET INTERPRETATION DE LA CINEMATIQUE DE DENUDATION DES ESCARPEMENTS ECHANTILLONNES. 275
FIGURE IV-69 CONFRONTATIONS DES DONNEES ISSUES DES PALEO-SURFACES GLACIAIRES DES PROFILS VERTICAUX AU CONTEXTE CLIMATIQUE REGNANT DEPUIS 20000 ANS A) PRESENTATION EN FONCTION DE L'ALTITUDE DES AGES DE RETRAIT DU GLACIER, DE DENUDATION ET DES AGES ASSOCIES A L'ACTIVITE EROSIVE POST-DENUDATION. B) FRISE CHRONOLOGIQUE REPLAÇANT LES PRINCIPALES CONTRAINTES TEMPORELLES OBTENUE POUR LE RETRAIT DU GLACIER ET L'ACTIVITE DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE C) CONTEXTE CLIMATIQUE GLOBAL DEPUIS 20000ANS REPRESENTE A PARTIR DES COURBES D'EVOLUTION TEMPORELLES DU Δ18O DES PRECIPITATIONS ENREGISTREES DANS LES GLACES DU FORAGE GRIP [JOHNSEN ET AL., 1997] ET RECONSTITUE A PARTIR DES OSTRACODES DU LAC AMMERSEE [VON GRAFENSTEIN ET AL., 1999]. LES DIFFERENTES PERIODES CLIMATIQUES CARACTERISTIQUES DU TARDIGLACIAIRE SONT INDIQUEES. D) VARIABILITE DES 2 PROXIES LIES AU CLIMAT DURANT L'HOLOCENE : DISTRIBUTION DES DATES DU NIVEAU HAUT DES LACS DANS LES MONTAGNES DU JURA, LES PRE-ALPES FRANÇAISES ET LE PLATEAU SUISSE (HISTOGRAMME BLEU), D'APRES MAGNY [2004 ET 2007] ET EVOLUTION DU TAUX DE POLLEN DANS LES ALPES DU SUD (COURBE VERTE) D'APRES DE BEAULIEU [1977]. MODIFIEE D'APRES LE ROUX [2009]. 278
FIGURE IV-70 EVOLUTION DU VERSANT DE SECHILIENNE ET PRESENTATION DES EVENEMENTS MAJEURS A SIX AGES DIFFERENTS A A F SUR UN MNT ET UNE COUPE AA' ORIENTEE NE-SW ET TRAVERSANT LE VERSANT DE SECHILIENNE DU PLATEAU DU MONT SEC (1140M) JUSQU'AU FOND DE LA VALLEE (380M). LES ESCARPEMENTS FORMES PAR LA DESTABILISATION SONT REPRESENTES EN TRAIT ROUGE EN POINTILLE. LOCALISATION DU FORAGE SC-1 DANS LEQUEL UNE FRACTURATION N60-80° AVEC UN PENDAGE DE 30 A 70°S PEUT ETRE MIS EN EVIDENCE JUSQU'A UNE PROFONDEUR DE 120M. REPRESENTATION DES LIMITES ACTUELLES DU MOUVEMENT EN SURFACE ET EN PROFONDEUR (V_P = 3000M.S^{-1} EN TRAIT POINTILLE ; V_P =3500M.S^{-1} EN TRAIT CONTINU) ET DES DIFFERENTES ZONES CINEMATIQUES DU MOUVEMENT (1 A 3). 282

FIGURE V-1 EXTENSION DU PERGELISOL EN FRANCE AU DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE (~20 KA BP). MODIFIE D'APRES *VAN VLIET LANOË AND HALLEGOUËT,* [1998] (CARTOGRAPHIE ANDRA-CNF-INQUA 1999). 292

FIGURE V-2 MODELE D'EVOLUTION THERMIQUE DU SOL MONTRANT L'EVOLUTION DE LA COURBE DE TEMPERATURE ET PERMETTANT DE DISTINGUER CINQ COUCHES ET LES TEMPERATURES ASSOCIEES AVEC RESPECTIVEMENT DU HAUT VERS LE BAS : T_{MAA}, TEMPERATURE MOYENNE ANNUELLE DE L'AIR ; T_{MAG}, TEMPERATURE MOYENNE ANNUELLE DE LA SURFACE DU SOL ; T_{TOP} TEMPERATURE MOYENNE ANNUELLE AU SOMMET DU PERGELISOL ; T_{BOT}, TEMPERATURE MOYENNE ANNUELLE A LA BASE DU PERMAFROST. 293

FIGURE V-3 A) TABLEAU DES VALEURS DE N_T ET N_F POUR DIFFERENTS TYPES DE SURFACE. [*LUNARDINI*, 1978] B) TABLEAU DES VALEURS DE N_T ET N_F POUR DIFFERENTS TYPES DE VEGETATION. [*JORGENSON AND KREIG,* 1988]. C) EVOLUTION DE LA VALEUR DU FACTEUR N_F EN FONCTION DE L'EPAISSEUR DE LA COUVERTURE NEIGEUSE ET DE LA TEMPERATURE MOYENNE ANNUELLE DE L'AIR (MAAT). [*RISEBOROUGH AND SMITH*, 1998] 295

FIGURE V-4 MODELE SINUSOÏDALE DE L'EVOLUTION DE LA TEMPERATURE MOYENNE ANNUELLE DE L'AIR 296

FIGURE V-5 MODEL GAUSSIEN DECRIVANT LE CONTENU GELE *F*, EN FONCTION DE LA TEMPERATURE T. Θ : INTERVALLE DE GEL, T_T : POINT DE FUSION. 299

FIGURE V-6 GEOLOGICAL AND STRUCTURAL MAP OF THE LOWER ROMANCHE VALLEY WITH THE LOCATION OF THE SÉCHILIENNE LANDSLIDE. 305

FIGURE V-7 GEOLOGY AND GEOMORPHOLOGY OF THE SÉCHILIENNE LANDSLIDE (A) STRUCTURAL SKETCH MAP WITH THE LOCATION OF THE INVESTIGATION GALLERY (G) AND THE BOREHOLE (B). (B) ROSE DIAGRAM OF STRUCTURAL DATA FOR THE SÉCHILIENNE SLOPE (MODIFIED FROM *LEROUX ET AL.* [2011]). (C) NORTH-SOUTH CROSS SECTION WITH THE TWO MAIN INFERRED SETS OF FRACTURES (NEAR-VERTICAL N70 ORIENTED AND NEAR-PARALLEL TO THE SLOPE). THE LOWER SEISMIC LIMIT OF THE ZONE AFFECTED BY THE LANDSLIDE IS DRAWN, CONSIDERING THE TWO VP THRESHOLD LIMITS AT 3000 $M.S^{-1}$ (DOTTED RED LINE) AND 3500 $M.S^{-1}$ (PLAIN RED LINE). 307

FIGURE V-8 A) CHARACTERISTIC METER-SIZE FRACTURES DIPPING NEAR-PARALLEL TO THE SLOPE AND INTERSECTING THE N70 ORIENTED NEAR-VERTICAL FRACTURES. THIS GEOMETRY CONTRIBUTES TO THE DOWNWARD MOTION OF THE SLOPE. B) FRACTURE PARALLEL TO THE SLOPE IN THE DEPLETION ZONE. C) PENETRATIVE FRACTURE SET PARALLEL TO THE SLOPE IN THE ACCUMULATION ZONE 308

FIGURE V-9 PERMAFROST MODEL SHOWING THE FIVE DISTINCT LAYERS AND THE TEMPERATURE VERTICAL PROFILE CURVE (RED LINE) (MODIFIED FROM *RISEBOROUGH ET AL.,* 2008). TBOT: MEAN ANNUAL TEMPERATURE AT THE BOTTOM OF THE PERMAFROST. TTOP: MEAN ANNUAL TEMPERATURE AT THE TOP OF THE PERMAFROST. TMAA: MEAN ANNUAL AIR TEMPERATURE. TMAG: MEAN ANNUAL GROUND SURFACE TEMPERATURE 309

FIGURE V-10 PALEO-TEMPERATURE CURVES FROM LAST GLACIAL MAXIMUM (-21 KYR) UP TO PRESENT-DAY (SEE TEXT FOR DETAILS). YD: YOUNGER DRYAS. B-A: BØLLING-ALLERØD. TEMPERATURE DATA ARE IN DASHED LINE, WITH A DIFFERENT COLOR ACCORDING TO THE AUTHORS. 1) BLUE: *DAVIS ET AL.,* 2003. 2) RED: *ILYASHUK ET AL.,* 2009. 3) GREEN: *ALLEY,* 2000. RECONSTRUCTED TEMPERATURES ARE IN PLAIN LINE. TMWA: MEAN ANNUAL TEMPERATURE CURVE FOR THE WARMEST MONTHS. TMAA: MEAN ANNUAL AIR TEMPERATURE CURVE. TMCO: MEAN ANNUAL TEMPERATURE CURVE FOR THE COLDEST MONTHS. ATA: ANNUAL TEMPERATURE AMPLITUDE. FOUR CLIMATE PERIODS (LABELED A TO B) ARE DISTINGUISHED. 311

FIGURE V-11 2D RECONSTRUCTION OF THE SÉCHILIENNE SLOPE GEOMETRY BEFORE DESTABILIZATION (CROSS-SECTION OF FIGURE V-7C), OBTAINED BY BALANCING THE DEPLETION AND ACCUMULATION SURFACES. THE UNCERTAINTY ON THE LANDSLIDE BASE (THRESHOLD BETWEEN 3000 $M.S^{-1}$ AND 3500 $M.S^{-1}$) IS SHOWN WITH RED LINES. 313

FIGURE V-12 THE 2D SÉCHILIENNE SLOPE MODEL WITH THE APPLIED BOUNDARY CONDITIONS. THE GLACIER AT TIME 15,6 KA IS IN BLUE. T_{TOP}: TEMPERATURE DEDUCED FROM THE TTOP MODEL AND IMPOSED AT THE SURFACE. T_{BG}: TEMPERATURE AT THE BASE OF THE GLACIER. THE THICKNESS OF THE GLACIER VARIES BETWEEN 0 AND 820 M. 313

FIGURE V-13 RESULTS OF 2D THERMAL MODELING A) TEMPERATURE DISTRIBUTIONS SIMULATED FOR MODEL 1T (CONSTANT N-FACTORS N_T = 0.7 AND N_F = 0.5 AND TEMPERATE GLACIER) AT THE SEVEN DIFFERENT TIMES SHOWN IN B). THE PERMAFROST AND GLACIER EXTENSIONS ARE SHOWN IN DARK AND LIGHT BLUE, RESPECTIVELY. P1 TO P4 SHOW THE LOCATIONS WHERE PERMAFROST THICKNESS VALUES WERE EXTRACTED (TABLEAU V-3). 315

FIGURE V-14 2D TEMPERATURE DISTRIBUTIONS SIMULATED FOR THE THREE MODELS 1C, 2C AND 2T (1: CONSTANT N-FACTORS; 2: VARIABLE N-FACTORS; C: COLD GLACIER; T: TEMPERATE GLACIER) AT DIFFERENT TIMES, APPLYING THE TEMPERATURE CURVES IN

FIGURE V-10. THE PERMAFROST AND GLACIER EXTENSIONS ARE SHOWN WITH DEEP AND LIGHT BLUE COLORS, RESPECTIVELY. P1 TO P4 SHOW THE LOCATIONS WHERE PERMAFROST THICKNESS VALUES WERE EXTRACTED (TABLEAU V-3)..... 317
FIGURE V-15 MAXIMUM PERMAFROST DEPTHS COMPUTED FOR THE FOUR MODELS (DEFAULT VALUES) ALONG THE SÉCHILIENNE SLOPE BEFORE DESTABILIZATION. THEY ARE COMPARED WITH THE LANDSLIDE GEOMETRY, CONSIDERING THE TWO THRESHOLDS AT 3000 M.S^{-1} (DOTTED RED LINE) AND 3500 M.S^{-1} (SOLID RED LINE). (FOR INTERPRETATION OF THE REFERENCES TO COLOR IN THIS FIGURE LEGEND, THE READER IS REFERRED TO THE WEB VERSION OF THIS ARTICLE.)..... 319
FIGURE V-16 SUCCESSION OF KINEMATICS EVENTS AFFECTING THE SECHILIENNE SLOPE AFTHER THE THERMAL AND CHRONOLOGICAL CONSTRAINTS (A) MEAN ANNUAL AIR TEMPERATURE CURVE FROM LAST GLACIAL MAXIMUM (21 KA) UP TO THE PRESENT DAY IN THE SÉCHILIENNE SLOPE AT 1140 M A.S.L, THE HOLOCENE CLIMATIC OPTIMUM PERIOD IS INDICATED IN GREY (B) CHRONOLOGICAL CONSTRAINS. TG: AGE OF THE GLACIER RETREAT AT 1100 M A.S.L [*LEROUX ET AL.,* 2009]; TG^{R}: AGE OF THE GLACIER RETREAT IN THE VALLEY AT 380 M A.S.L ; TP: AGE OF PERMAFROST DISAPPEARANCE INFERRED FROM THERMAL MODELING; TD^{I}: INITIATION PHASE OF THE HEAD SCARP DESTABILIZATION [*LEROUX ET AL.,* 2009]. (C) KINEMATICS OF THE SECHILIENNE SLOPE DEDUCED FROM THE CHRONOLOGICAL DATA RELATED TO GLACIER MELTING. PERMAFROST EVOLUTION AND LANDSLIDE ACTIVITY YIELDED A MINIMAL PRE-FAILURE ENDURANCE OF 6200 YEARS..... 320
FIGURE V-17 A) COURBE DE PALEO-TEMPERATURE DEPUIS 21 KA. INDICATION DES PERIODES CLIMATIQUE ET DU RETRAIT DU GLACIER POUR LE MODELE 2T.B. B) DISTRIBUTIONS 2D DE LA TEMPERATURE A DES TEMPS DIFFERENTS, SIMULEES A PARTIR DE LA COURBE DE TEMPERATURE (FIGURE V-6A) POUR LES MODELES 2TA ET 2T.B (2 : N-FACTEURS VARIABLES ; T : GLACIER TEMPERE ; .A ANCIENNE MODELISATION ; .B NOUVELLE MODELISATION). 325
FIGURE V-18 CONFRONTATIONS DES DONNEES ISSUES DES PALEO-SURFACES GLACIAIRES DES PROFILS VERTICAUX AU CONTEXTE CLIMATIQUE REGNANT DEPUIS 20000 ANS A) PRESENTATION EN FONCTION DE L'ALTITUDE DES AGES DE RETRAIT DU GLACIER, DE DENUDATION ET DES AGES ASSOCIES A L'ACTIVITE EROSIVE POST-DENUDATION. B) FRISE CHRONOLOGIQUE REPLAÇANT LES PRINCIPALES CONTRAINTES TEMPORELLES OBTENUE POUR LE RETRAIT DU GLACIER, L'ACTIVITE DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE ET LA DISPARITION DU PERGELISOL C) CONTEXTE CLIMATIQUE GLOBAL DEPUIS 20000 ANS REPRESENTE A PARTIR DES COURBES D'EVOLUTION TEMPORELLES DU Δ18O DES PRECIPITATIONS ENREGISTREES DANS LES GLACES DU FORAGE GRIP [*JOHNSEN ET AL.,* 1997] ET RECONSTITUE A PARTIR DES OSTRACODES DU LAC AMMERSEE [*VON GRAFENSTEIN ET AL.,* 1999]. LES DIFFERENTES PERIODES CLIMATIQUES CARACTERISTIQUES DU TARDIGLACIAIRE SONT INDIQUEES. D) VARIABILITE DES 2 PROXIES LIES AU CLIMAT DURANT L'HOLOCENE : DISTRIBUTION DES DATES DU NIVEAU HAUT DES LACS DANS LES MONTAGNES DU JURA, LES PRE-ALPES FRANÇAISES ET LE PLATEAU SUISSE (HISTOGRAMME BLEU), D'APRES *MAGNY* [2004 ET 2007] ET EVOLUTION DU TAUX DE POLLEN DANS LES ALPES DU SUD (COURBE VERTE) D'APRES DE *BEAULIEU* [1977]. MODIFIEE D'APRES *LE ROUX* [2009]. 329
FIGURE V-19 EVOLUTION DU VERSANT DE SECHILIENNE ET PRESENTATION DES EVENEMENTS MAJEURS A SIX AGES DIFFERENTS A A F SUR UN MNT ET UNE COUPE AA' ORIENTEE NE-SW ET TRAVERSANT LE VERSANT DE SECHILIENNE DU PLATEAU DU MONT SEC (1140M) JUSQU'AU FOND DE LA VALLEE (380M). REPRESENTATION DU GLACIER (BLEU CLAIR) ET DU PERGELISOL EN BLEU FONCE. LES ESCARPEMENTS FORMES PAR LA DESTABILISATION SONT REPRESENTES EN TRAIT ROUGE EN POINTILLE. LOCALISATION DU FORAGE SC-1 DANS LEQUEL UNE FRACTURATION N60-80° AVEC UN PENDAGE DE 30 A 70°S PEUT ETRE MIS EN EVIDENCE JUSQU'A UNE PROFONDEUR DE 120M. REPRESENTATION DES LIMITES ACTUELLES DU MOUVEMENT EN SURFACE ET EN PROFONDEUR (VP = 3000M.S^{-1} EN TRAIT POINTILLE ; VP =3500M.S^{-1} EN TRAIT CONTINU) ET DES DIFFERENTES ZONES CINEMATIQUES DU MOUVEMENT (1 A 3)..... 330
FIGURE V-20 EVOLUTION DU PERGELISOL DEPUIS LE RETRAIT DU GLACIER JUSQU'A SON EXTENSION MAXIMALE. REPRESENTATION DE LA CONTRAINTE DE DECOMPRESSION RESULTANT DU RETRAIT DU GLACIER..... 332

FIGURE VI-1 L'ORGANISATION MODULAIRE DE RESOBLOK. MODIFIE D'APRES *MERRIEN-SOUKATCHOFF ET AL,* [2011]. 337
FIGURE VI-2 A) EXEMPLE SIMPLE DE FICHIER SCENARIO RESOBLOK AVEC DIFFERENTES ETAPES DE CONSTRUCTION GEOMETRIQUES. B) GEOMETRIE GENEREE POUR LE FICHIER SCENARIO A PARTIR DU MODULE BG (BLOCK GENERATOR) ET VISUALISEE DANS LE MODULE BD (BLOCK DISPLAY). 338
FIGURE VI-3 DIAGRAMME RESUMANT LE PRINCIPE GENERALE DE LA METHODE NSCD..... 340
FIGURE VI-4 A) LOI DE SIGNORINI OU UNILATERALITE B) LOI DE COULOMB..... 341
FIGURE VI-5 REPRESENTATION DES CONTACTS A) SIMPLE (FACE-SOMMET), B) DOUBLE (FACE-ARETE) ET C) TRIPLE (FACE-FACE). ... 344

FIGURE VI-6 A) SCHEMA STRUCTURAL DU VERSANT DE SECHILIENNE OBTENU A PARTIR DU MNT A 4M, AVEC LA LOCALISATION DES TROIS PROFILS AA', BB' ET CC'.B) PROFIL AA', BB' ET CC' AVEC LA REPRESENTATION DES FRACTURES INTERSECTEES..... 346
FIGURE VI-7 ETUDE DE L'INFLUENCE DES RESEAUX DE FRACTURES. DEPLACEMENT EN METRES SUIVANT L'AXE VERTICAL APRES 7500 INCREMENTS DE TEMPS. (POUR CHAQUE INCREMENT DE TEMPS OU PAS DE CALCUL UN CALCUL EST EFFECTUE POUR DETERMINER LA POSITION DES BLOCS) 349
FIGURE VI-8 A)MODELE GEOMETRIQUE 4.B. B) DEPLACEMENT VERTICAL EN METRE POUR LES TROIS MODELES 4.A, 4.B ET 4.C. LES LIMITES EN PROFONDEUR DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE OBTENUES A PARTIR DE LA PROSPECTION GEOPHYSIQUE SONT REPRESENTEES PAR DES TRAITS NOIRS (EN TRAIT PLEIN LA LIMITE A 3500M/S ET EN TRAIN POINTILLE LA LIMITE A 3000M/S DEDUITES DE LA VITESSE DES ONDES SISMIQUES DANS LES MICASCHISTES))C)FIGURE PRESENTANT LES LIMITES D'EXPANSION DU PERMAFROST ET DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE..... 351
FIGURE VI-9 B) DEPLACEMENTS VERTICAL ET HORIZONTAL EN METRE POUR LES TROIS MODELES 4.A, 4.B ET 4.C A T=5000 PAS DE TEMPS. LES LIMITES EN PROFONDEUR DU MOUVEMENT DE SECHILIENNE OBTENUES A PARTIR DE LA PROSPECTION GEOPHYSIQUE SONT REPRESENTEES PAR DES TRAITS NOIRS (EN TRAIT PLEIN LA LIMITE A 3500M/S ET EN TRAIN POINTILLE LA LIMITE A 3000M/S DEDUITES DE LA VITESSE DES ONDES SISMIQUES DANS LES MICASCHISTES)). 352
FIGURE CONCLUSION. EVOLUTION DU VERSANT DE SECHILIENNE DU DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE JUSQU'A AUJOURDHUI. 361

Table des tableaux

TABLEAU I-1 CHRONOLOGIE ALPINE DES PERIODES GLACIAIRES ET INTERGLACIAIRES DURANT LE QUATERNAIRE. LES AGES DES DIFFERENTS STADES ISOTOPIQUES MARINS (MIS) SONT DETERMINES A PARTIR DES DONNEES DU FORAGE DU DOME C EN ANTARCTIQUE (FIGURE I-1). 12

TABLEAU I-2 METHODES GEOPHYSIQUES ET APPLICATIONS PRINCIPALES. MODIFIE D'APRES *REYNOLDS,* 1997. 1 : METHODE PREMIERE ; 2 : METHODE SECONDE ; + : METHODE POSSIBLE ; - : METHODE INAPPLICABLE. 45

TABLEAU II-1 : SCENARIOS DE RUPTURE AVEC DEFINITION DU VOLUME DE MATERIAUX EBOULES, HAUTEUR DU BARRAGE FORME ET VOLUME D'EAU RETENUE. MODIFIE D'APRES *DURVILLE ET AL,* 2004 63

TABLEAU II-2 MESURES DE CARACTERISATION MECANIQUE REALISEES EN LABORATOIRE SUR DES ECHANTILLONS PRELEVES DANS LA GALERIE HYDRAULIQUE ET DANS LE SONDAGE SC-1. [*EFFENDIANTZ AND GUILLOT,* 2000 ; *MAIOLINO*, 2012] 81

TABLEAU III-1 CARACTERISTIQUES DES LINEAMENTS OBSERVES DANS LE VERSANT DE SECHILIENNE ET DANS LES DIFFERENTES ZONES. 128

TABLEAU III-2 CARACTERISTIQUES DE LA FRACTURATION (DIRECTION DE LA FRACTURE, DIRECTION ET INCLINAISON DU PENDAGE) RELEVEE DANS LES QUATRE GALERIES PRESENTES SUR LE VERSANT DE SECHILIENNE. 133

TABLEAU IV-1 CONTRIBUTION RELATIVES (P_i) DES TROIS TYPES DE PARTICULES [*BRAUCHER ET AL.*, 1998A, 1998B]. 155

TABLEAU IV-2 COEFFICIENTS DES POLYNOMES DES EQUATIONS 4-2 ET 4-3 UTILISEES POUR DETERMINER LES FACTEURS D'ECHELLES (SCALING FACTORS). LES COEFFICIENTS A, B, C , D, ET E DEPENDANT DE LA LATITUDE SONT UTILISES POUR DEFINIR LA CONTRIBUTION NEUTRONIQUE. M AU NIVEAU DE LA MER PERMET DE DETERMINER LA CONTRIBUTION MUONIQUE. MODIFIE D'APRES *STONE*, 2000. 156

TABLEAU IV-3 LONGUEURS D'ATTENUATION (Λ_i) POUR LES TROIS TYPES DE PARTICULES INTERVENANT [*BROWN ET AL.,* 1995 ; *BRAUCHER ET AL.,* 2003). 159

TABLEAU IV-4 DONNEES DES ECHANTILLONS PRELEVES A LA SURFACE DE L'ESCARPEMENT S4. X : LATITUDE. Y : LONGITUDE. Z : ALTITUDE. D : DISTANCE ENTRE LE SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET L'ECHANTILLON. NATURE DU MATERIAU ECHANTILLONNE. DIMENSIONS MOYENNES DES MORCEAUX DE ROCHES COMPOSANT L'ECHANTILLON. MASQUE TOPOGRAPHIQUE DE L'ECHANTILLON AVEC Θ : LA PENTE CONSTANTE. $\Delta\phi$: ANGLE SOLIDE. MORPHOLOGIE, ORIENTATION ET LOCALISATION DANS LE MOUVEMENT DE L'ESCARPEMENT. 177

TABLEAU IV-5 DONNEES DES ECHANTILLONS PRELEVES A LA SURFACE DE L'ESCARPEMENT S5. X : LATITUDE. Y : LONGITUDE. Z : ALTITUDE. D : DISTANCE ENTRE LE SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET L'ECHANTILLON. NATURE DU MATERIAU ECHANTILLONNE. DIMENSIONS MOYENNES DES MORCEAUX DE ROCHES COMPOSANT L'ECHANTILLON. MASQUE TOPOGRAPHIQUE DE L'ECHANTILLON AVEC Θ : LA PENTE CONSTANTE. $\Delta\phi$: ANGLE SOLIDE. MORPHOLOGIE, ORIENTATION ET LOCALISATION DANS LE MOUVEMENT DE L'ESCARPEMENT. 178

TABLEAU IV-6 DONNEES DES ECHANTILLONS PRELEVES A LA SURFACE DE L'ESCARPEMENT S6. X : LATITUDE. Y : LONGITUDE. Z : ALTITUDE. D : DISTANCE ENTRE LE SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET L'ECHANTILLON. NATURE DU MATERIAU ECHANTILLONNE. DIMENSIONS MOYENNES DES MORCEAUX DE ROCHES COMPOSANT L'ECHANTILLON. MASQUE TOPOGRAPHIQUE DE L'ECHANTILLON AVEC Θ : LA PENTE CONSTANTE. $\Delta\phi$: ANGLE SOLIDE. MORPHOLOGIE, ORIENTATION ET LOCALISATION DANS LE MOUVEMENT DE L'ESCARPEMENT. 180

TABLEAU IV-7 DONNEES DES ECHANTILLONS PRELEVES A LA SURFACE DE L'ESCARPEMENT S7. X : LATITUDE. Y : LONGITUDE. Z : ALTITUDE. D : DISTANCE ENTRE LE SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET L'ECHANTILLON. NATURE DU MATERIAU ECHANTILLONNE. DIMENSIONS MOYENNES DES MORCEAUX DE ROCHES COMPOSANT L'ECHANTILLON L : LONGUEUR L : LARGEUR. E : EPAISSEUR. MASQUE TOPOGRAPHIQUE DE L'ECHANTILLON AVEC Θ : LA PENTE CONSTANTE. $\Delta\phi$: ANGLE SOLIDE. MORPHOLOGIE, ORIENTATION ET LOCALISATION DANS LE MOUVEMENT DE L'ESCARPEMENT. 181

TABLEAU IV-8 DONNEES DES ECHANTILLONS PRELEVES A LA SURFACE DE L'ESCARPEMENT S8. X : LATITUDE. Y : LONGITUDE. Z : ALTITUDE. D : DISTANCE ENTRE LE SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET L'ECHANTILLON. NATURE DU MATERIAU ECHANTILLONNE. DIMENSIONS MOYENNES DES MORCEAUX DE ROCHES COMPOSANT L'ECHANTILLON L : LONGUEUR L : LARGEUR. E : EPAISSEUR. MASQUE TOPOGRAPHIQUE DE L'ECHANTILLON AVEC Θ : LA PENTE CONSTANTE. $\Delta\phi$: ANGLE SOLIDE. MORPHOLOGIE, ORIENTATION ET LOCALISATION DANS LE MOUVEMENT DE L'ESCARPEMENT. 182
TABLEAU IV-9 DONNEES DES ECHANTILLONS PRELEVES A LA SURFACE DE L'ESCARPEMENT S13. X : LATITUDE. Y : LONGITUDE. Z : ALTITUDE. D : DISTANCE ENTRE LE SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET L'ECHANTILLON. NATURE DU MATERIAU ECHANTILLONNE. DIMENSIONS MOYENNES DES MORCEAUX DE ROCHES COMPOSANT L'ECHANTILLON L : LONGUEUR L : LARGEUR. E : EPAISSEUR. MASQUE TOPOGRAPHIQUE DE L'ECHANTILLON AVEC Θ : LA PENTE CONSTANTE. $\Delta\phi$: ANGLE SOLIDE. MORPHOLOGIE, ORIENTATION ET LOCALISATION DANS LE MOUVEMENT DE L'ESCARPEMENT. 183
TABLEAU IV-10 DONNEES DES ECHANTILLONS PRELEVES A LA SURFACE DE L'ESCARPEMENT S9. X : LATITUDE. Y : LONGITUDE. Z : ALTITUDE. D : DISTANCE ENTRE LE SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET L'ECHANTILLON. NATURE DU MATERIAU ECHANTILLONNE. DIMENSIONS MOYENNES DES MORCEAUX DE ROCHES COMPOSANT L'ECHANTILLON L : LONGUEUR L : LARGEUR. E : EPAISSEUR. MASQUE TOPOGRAPHIQUE DE L'ECHANTILLON AVEC Θ : LA PENTE CONSTANTE. $\Delta\phi$: ANGLE SOLIDE. MORPHOLOGIE, ORIENTATION ET LOCALISATION DANS LE MOUVEMENT DE L'ESCARPEMENT. 185
TABLEAU IV-11 DONNEES DES ECHANTILLONS PRELEVES A LA SURFACE DE L'ESCARPEMENT S10. X : LATITUDE. Y : LONGITUDE. Z : ALTITUDE. D : DISTANCE ENTRE LE SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET L'ECHANTILLON. NATURE DU MATERIAU ECHANTILLONNE. DIMENSIONS MOYENNES DES MORCEAUX DE ROCHES COMPOSANT L'ECHANTILLON L : LONGUEUR L : LARGEUR. E : EPAISSEUR. MASQUE TOPOGRAPHIQUE DE L'ECHANTILLON AVEC Θ : LA PENTE CONSTANTE. $\Delta\phi$: ANGLE SOLIDE. MORPHOLOGIE, ORIENTATION ET LOCALISATION DANS LE MOUVEMENT DE L'ESCARPEMENT. 186
TABLEAU IV-12 DONNEES DES ECHANTILLONS PRELEVES A LA SURFACE DE L'ESCARPEMENT S11. X : LATITUDE. Y : LONGITUDE. Z : ALTITUDE. D : DISTANCE ENTRE LE SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET L'ECHANTILLON. NATURE DU MATERIAU ECHANTILLONNE. DIMENSIONS MOYENNES DES MORCEAUX DE ROCHES COMPOSANT L'ECHANTILLON L : LONGUEUR L : LARGEUR. E : EPAISSEUR. MASQUE TOPOGRAPHIQUE DE L'ECHANTILLON AVEC Θ : LA PENTE CONSTANTE. $\Delta\phi$: ANGLE SOLIDE. MORPHOLOGIE, ORIENTATION ET LOCALISATION DANS LE MOUVEMENT DE L'ESCARPEMENT. 187
TABLEAU IV-13 DONNEES DES ECHANTILLONS PRELEVES A LA SURFACE DE L'ESCARPEMENT S12. X : LATITUDE. Y : LONGITUDE. Z : ALTITUDE. D : DISTANCE ENTRE LE SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET L'ECHANTILLON. NATURE DU MATERIAU ECHANTILLONNE. DIMENSIONS MOYENNES DES MORCEAUX DE ROCHES COMPOSANT L'ECHANTILLON L : LONGUEUR L : LARGEUR. E : EPAISSEUR. MASQUE TOPOGRAPHIQUE DE L'ECHANTILLON AVEC Θ : LA PENTE CONSTANTE. $\Delta\phi$: ANGLE SOLIDE. MORPHOLOGIE, ORIENTATION ET LOCALISATION DANS LE MOUVEMENT DE L'ESCARPEMENT. 188
TABLEAU IV-14 DONNEES DES ECHANTILLONS PRELEVES A LA SURFACE DE L'ESCARPEMENT S14. X : LATITUDE. Y : LONGITUDE. Z : ALTITUDE. D : DISTANCE ENTRE LE SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET L'ECHANTILLON. NATURE DU MATERIAU ECHANTILLONNE. DIMENSIONS MOYENNES DES MORCEAUX DE ROCHES COMPOSANT L'ECHANTILLON L : LONGUEUR L : LARGEUR. E : EPAISSEUR. MASQUE TOPOGRAPHIQUE DE L'ECHANTILLON AVEC Θ : LA PENTE CONSTANTE. $\Delta\phi$: ANGLE SOLIDE. MORPHOLOGIE, ORIENTATION ET LOCALISATION DANS LE MOUVEMENT DE L'ESCARPEMENT. 189
TABLEAU IV-15 DONNEES DES ECHANTILLONS PRELEVES A LA SURFACE DE L'ESCARPEMENT S15. X : LATITUDE. Y : LONGITUDE. Z : ALTITUDE. D : DISTANCE ENTRE LE SOMMET DE L'ESCARPEMENT ET L'ECHANTILLON. NATURE DU MATERIAU ECHANTILLONNE. DIMENSIONS MOYENNES DES MORCEAUX DE ROCHES COMPOSANT L'ECHANTILLON L : LONGUEUR L : LARGEUR. E : EPAISSEUR. MASQUE TOPOGRAPHIQUE DE L'ECHANTILLON AVEC Θ : LA PENTE CONSTANTE. $\Delta\phi$: ANGLE SOLIDE. MORPHOLOGIE, ORIENTATION ET LOCALISATION DANS LE MOUVEMENT DE L'ESCARPEMENT. 190
TABLEAU IV-16 DONNEES COSMOGENIQUES 10BE. X : LATITUDE ; Y : LONGITUDE ; Z : ALTITUDE. D : DISTANCE ENTRE L'ECHANTILLON ET LE SOMMET DE L'ESCARPEMENT ; ST : FACTEUR DE CORRECTION DE LA TOPOGRAPHIQUE ; SS : FACTEUR DE CORRECTION DE LA NEIGE ; P(X) : TAUX DE PRODUCTION NORMALISE ET CORRIGE ; SELON LA CAMPAGNE LE BLANC ANALYTIQUE UTILISE EST CELUI DE 2010, 2011 OU 2012. POUR LES QUATRE ECHANTILLONS SURLIGNES EN BLEU, L'INCERTITUDE N'A PAS PU ETRE CALCULEE CAR LA VALEUR DU RAPPORT $^{10}Be/^{9}Be$ EST TRES PROCHE DE CELLE DU BLANC. PAS D'ECHANTILLONS PRELEVES POUR LES DONNEES SURLIGNES EN ROUGE. LA LIMITE SUPERIEURE DU RAPPORT A DONC ETE CALCULE SELON LA FORMULE SUIVANTE : ($^{10}Be/^{9}Be$) MESURE ECHANTILLON + ($^{10}Be/^{9}Be$) ERREUR MESURE ECHANTILLON - (($^{10}Be/^{9}Be$) MESURE BLANC-

(^{10}Be/^{9}Be) erreur mesure blanc). Les concentrations en 10Be calculees sont donc des concentrations maximales, superieures a la concentration reelle, ce qui va se repercuter sur la determination des ages d'exposition qui seront de ce fait surevalues. 193
Tableau IV-17 Ages de retrait du glacier (T_{G1}, a) et l'incertitude (ΣT_{G1}, a) calcules pour differentes altitudes Zi (m) correspond aux altitudes des surfaces echantillonnees (PGi et Si-0) et du fond de la vallee de la Romanche. 200
Tableau IV-18 Donnees cosmogeniques 10Be et presentation des ages de retrait et des ages d'exposition. X : latitude ; Y : Longitude ; Z : altitude. P(x) : Taux de production normalise et corrige ; ^{10}Be : concentration de beryllium 10 mesuree dans l'echantillon ; Σ^{10}Be : Incertitude sur la concentration en ^{10}Be ; T_G : age de retrait du glacier a l'altitude Z de l'echantillon calcule pour le scenario 1, ΣT_G : Incertitude sur l'age T_G ; T_{MIN} : age minimum d'exposition de l'echantillon calcule pour le modele d'exposition 1, ΣT_G : Incertitude sur l'age d'exposition T_{MIN}. T_G-T_{MIN} : difference entre l'age de retrait du glacier T_G et l'age d'exposition T_{MIN}. Les echantillons en gras sont compatibles avec le retrait du glacier. 203
Tableau IV-19 Contraintes temporelles utilisees pour les scenarios 1 a 3. Z : altitude de l'echantillon (m) ; TG : age de retrait du glacier de la surface echantillonnee correspondante (a) ; ΣTG : incertitude sur l'age de retrait du glacier (a). 206
Tableau IV-20 Comparaison entre les ages d'exposition (T_{MIN}) et les ages de retrait calcules pour le scenario 2(T_{G2}). Les ages references sont notes en gras. Z : altitude de l'echantillon (m) ; T_{MIN} : age d'exposition minimum ΣT_{MIN} : incertitude sur l'age d'exposition T_{MIN} ; T_G : age de retrait (en annee) du glacier de la surface echantillonnee correspondante ; ΣT_G : incertitude (en annee) sur l'age de retrait du glacier T_G 209
Tableau IV-21 Comparaison entre les concentrations en beryllium 10 mesuree ($^{10}Be_M$) dans les echantillons et celles calculees pour le scenario 2($^{10}Be_2$). Les donnees references sont notees en gras. Z : altitude ; E : Epaisseur de l'echantillon ; P(x) : Taux de production normalise et corrige ; $^{10}Be_M$: concentration de beryllium 10 mesuree dans l'echantillon ; $\Sigma^{10}Be_M$: Incertitude sur la concentration en ^{10}Be ; T_{MIN} : age minimum d'exposition de l'echantillon calcule pour le modele d'exposition 1 ; ΣT_{MIN} : Incertitude sur l'age minimum d'exposition ; T_{G2} : age de retrait du glacier a l'altitude Z de l'echantillon calcule pour le scenario 2, ΣT_{G2} : Incertitude sur l'age T_{G2} ; $^{10}Be_2$: concentration de beryllium 10 calculee dans l'echantillon ; $\Sigma^{10}Be_2$: Incertitude sur la concentration en $^{10}Be_2$; T_G-T_{MIN} : difference entre l'age de retrait du glacier T_G et l'age d'exposition T_{MIN}. 210
Tableau IV-22 Hauteur (H_M) et taux d'erosion (ε_M) du masque (moraine, sol) present a la surface des paleo-surfaces glaciaires echantillonnees apres le retrait du glacier. ^{10}Be : concentration de beryllium 10 mesuree dans l'echantillon. P(0) : taux de production a l'actuelle de la paleo-surface glaciaire echantillonnee. T_G : age de retrait du glacier. 217
Tableau IV-23 IV-24 Ages d'exposition des echantillons preleves sur les paleo-surfaces glaciaires calcules sans (T_{MIN}, en noir) et avec (T_{GM}, en rouge) la correction liee au masque depose lors du retrait du glacier et progressivement erode jusqu'a l'actuel. X : latitude ; Y : Longitude ; Z : altitude; P_0 : Taux de production normalise a la surface ; St : facteur de correction de la topographique ; Ss : facteur de correction de la neige ; Sm : facteur de correction lie a un masque (moraine, sol) ; P(x) : Taux de production normalise et corrige ; $P(x)_M$: Taux de production P(x) corrige du masque ; ^{10}Be : concentration de beryllium 10 mesuree dans l'echantillon ; ^{10}Be error : Incertitude sur la concentration en ^{10}Be ; T_G age d'exposition calcule avec P(x) ; ΣT_G : incertitude sur l'age T_G ; T_{GM} age d'exposition calcule avec $P(x)_M$; ΣT_{GM} : incertitude sur l'age T_{GM} . Les donnees en rouge sont liees au masque. 221
Tableau IV-25 Ages d'exposition calcules pour les echantillons preleves a la surface et au sommet des 12 escarpements echantillonnes. X : latitude ; Y : Longitude ; Z : altitude. D : distance entre l'echantillon et le sommet de l'escarpement ; E (cm) epaisseur moyen de l'echantillon ; P_0 : Taux de production normalise a la surface ; St : facteur de correction de la topographique ; Ss : facteur de correction de la neige ; Sm : facteur de correction lie a un masque (moraine, sol) ; P(x) : Taux de production normalise et corrige ; ^{10}Be : concentration de beryllium 10 mesuree dans l'echantillon ; ^{10}Be error : Incertitude sur la concentration en ^{10}Be ; C_0 : concentration en ^{10}Be dans l'echantillon accumulee entre T_G et T_D liee a la contribution au sommet de

l'escarpement ; C_1 : concentration en ^{10}Be dans l'echantillon accumulee entre T_D et l'actuel (t=0) liee a la contribution au sommet de l'escarpement; C_2 : concentration en ^{10}Be dans l'echantillon accumulee entre T_D et l'actuel (t=0) liee a la contribution a la surface de l'escarpement. 227

Tableau V-1 Default values and variation ranges of the n-factors used in the scenario 2 for the 4 climate periods (A to D) and for ground surfaces covered by the glacier. 312
Tableau V-2 Default values and variation ranges for the parameters used in the model. See text for details. 314
Tableau V-3 Depth of the permafrost base (in m) at the 4 sites (P1 to P4) shown in Figure V-13. The maximum permafrost depth reached at each site is underlined in gray for the four models. In the last column, the age of the permafrost disappearance is given for each model. 316
Tableau V-4 Profondeur de la base du permafrost en m pour les sites P1 a P4 localises sur la Figure V-6. La profondeur maximale atteinte par le pergelisol pour chacun des sites est notee en gras. La derniere colonne presente l'age de la disparition du pergelisol. 326

Tableau VI-1 Distances interfracturales moyennes mesurees pour les profils AA', BB' et CC'. 347
Tableau VI-2 Distances interfracturales moyennes mesurees pour les galeries 585, 670 et 900 pour les differentes orientations observees et pour differentes inclinaison du pendage. 347

Introduction Générale

L'initiation de grands mouvements de versants en domaine montagneux suite à la dernière phase de retrait glaciaire est une question encore aujourd'hui largement débattue. En effet pour de nombreux auteurs [*Gardner,* 1980; *Cruden and Hu,* 1993; *Blair,* 1994 ; *Evans and Clague,* 1994 ; *Augustinus,* 1995; *Holmet al.,* 2004 ; *Cossart et al.,* 2008] l'origine de ces mouvements est à relier à la décompression (debutressing) du versant suite au retrait du glacier. L'initiation de ces mouvements n'est cependant pas forcement immédiate et peut être différée dans le temps [*Ballantyne*, 2002]. En effet l'initiation de ces mouvements n'est pas uniquement conditionnée par le retrait du glacier mais est également contrôlée par d'autres facteurs tels que le relief, la fracturation préexistante (densité, orientation et inclinaison des fractures), la lithologie caractérisant le massif [*Augustinus,* 1995 ; *Korup et al.,* 2007] qui peuvent avoir un rôle de prédisposition à la rupture. S'ajoutent également d'autres facteurs qui peuvent influencer la stabilité du versant tels que le pergélisol, un régime tectonique compressif [*Augustinus,* 1995], l'infiltration d'eau et son éventuel gel dans le réseau de fractures [*Desvarreux,* 1970 ; *Tullen,* 2002], l'altération chimique des fractures [*Tullen,* 2002] et enfin les séismes [*Keefer,* 1984] sachant que cette activité sismique peut être le résultat du rebond glaciaire associé au retrait du glacier [*Muir-Wood,* 1989 ; *Stewart et al.,* 2000 ; *Hetzel and Hampel,* 2005 ; *Homes et al.,* 2008 ; *Ustaszewski et al.,* 2008 ; *Sanchez et al,* 2010]. Toutes ces interactions font qu'un délai appelé « pré-failure endurance » peut être observé entre le retrait du glacier et l'initiation du mouvement de versant. Pour *Ballantyne* [2002] ce délai serait compris entre 2,0 et 7,0 ka.

Durant ces dix dernières années, des méthodes de datation au carbone 14 et par temps d'exposition au rayonnement cosmique (CRE) ont été appliquées à des grands mouvements de versant Alpins dans le but d'obtenir des contraintes temporelles sur leurs initiations [Bigot-Cormier et al., 2005; Deplazes et al., 2007; Prager et al., 2009; Ivy-Ochs et al., 2009]. Pour l'ensemble des ces mouvements les âges obtenus montrent une initiation au cours de l'holocène moyen : Flims (Suisse, 8,9 ka), Kandertal (Suisse, 9,6 ka), Köfels (Autriche, 9,8 ka), La Clapière (France, 10,3 ka), Séchilienne (France, 6,4 ka) Valtellina (Italy, 7,4 ka). Bien que ces mouvements ne se soient pas directement initiés après le retrait du glacier, les délais observés entre le retrait du glacier et l'initiation de la déstabilisation sont compatibles avec les valeurs estimées par Ballantyne [2002] et laissent donc supposer d'une origine liée à la déglaciation.

Il apparait toutefois que pour l'ensemble de ces mouvements l'âge d'initiation coïncide avec l'Optimum climatique. Cette période Climatique est caractérisée dans les Alpes par une augmentation de la température moyenne de 1 à 2°C (Davies et al, 2003], de la couverture forestière [de Beaulieu, 1977] et du niveau des lacs en raison des précipitations annuelles importantes [Magny, 2004, 2007]. Ainsi pour Ivy-Ochs,[2009] l'initiation de ces mouvements ne serait pas à associer à la déglaciation mais aux changements climatiques liée à l'Optimum climatique. Ainsi le facteur

changement climatique peut être invoqué comme facteur déclenchant au même titre que la pression de pore, l'activité sismique, [Ballantyne, 2002; Hormes et al., 2008; Ivy-Ochs et al., 2009].

C'est ce même facteur « l'Optimum climatique » qui est invoqué par Le Roux, et al [2009] pour l'initiation du mouvement de Séchilienne.

Nous nous somme intéressés dans ce travail de thèse au mouvement de Séchilienne situé en rive droite de la vallée de la Romanche qui au cours du quaternaire a subi de nombreux cycles de glaciation et déglaciation. Cette vallée façonnée par l'érosion glaciaire a été lors du dernier maximum glaciaire complètement recouverte par le glacier de la Romanche (1200m d'altitude, [*Monjuvent,* 1978]). Compte tenu du contexte géodynamique, l'hypothèse d'une initiation suite au désenglacement de la vallée a donc été formulée. A partir de datations réalisées le long de profils verticaux sur l'escarpement sommital du Mont Sec *Le Roux et al.,* [2009] ont pu évaluer l'âge d'initiation de la déstabilisation gravitaire entre 5,0 et 7,8 ^{10}Be ka. Le mouvement se serait donc initié au cours de l'Optimum climatique. Le délai de 5,4 ka de pre-failure endurance calculé entre l'initiation du mouvement et l'âge du retrait complet du glacier évalué à 13,3 ka reste donc en deçà de la valeur proposé par Ballatyne [2002].

Comment expliquer ce délai ?

De nombreux facteurs pouvant influencer la stabilité de la pente peuvent être évoqués, celui auquel nous allons nous intéresser pour ce travail de thèse est le pergélisol. Les modélisations thermiques et d'évolution du pergélisol en relation avec l'évolution d'un glacier menées par *Wegmann et al.,* [1998] et *Guglielmin et al,* [2001] ont respectivement montré qu'une épaisse couche de pergélisol (150 m de profondeur) se serait développée dans les Alpes au cours de l'Holocène récent. Le pergélisol ayant un effet stabilisateur sur les pentes sa présence dans le versant aurait donc pu différer l'initiation du mouvement suite à la déglaciation.

La présence du pergélisol étant étroitement liée aux conditions climatiques, nous proposons pour pouvoir l'étudier de réaliser une modélisation thermique basée sur la courbe d'évolution des températures depuis la dernière phase glaciaire quaternaire. La mise en place du pergélisol étant cependant conditionnée par la présence d'un glacier en surface, il faudra donc également obtenir le un modèle cinématique de retrait du glacier. Pour cela de nouvelles datations devront être réalisées à la surface du mouvement de Séchilienne.

Comprendre ce délai entre la fin de la déglaciation et l'initiation du mouvement de Séchilienne ne constitue cependant pas notre seul objectif. Nous chercherons également au cours de cette thèse à (1) estimer les dimensions de la masse affectée par le mouvement afin d'apporter de nouvelles données pour l'établissement des scénarios de l'aléa éboulement rocheux (2) étudier l'évolution dynamique du mouvement depuis son initiation jusqu'aux déplacements mesurés par auscultation à

l'heure actuelle en utilisant les datations comme contraintes temporelles et les données structurales et géophysiques pour la géométrie.

Le travail réalisé dans cette thèse a été organisé en trois parties, comportant chacune d'elles deux chapitres.

La première partie de ce manuscrit réunit un ensemble de connaissances auxquelles nous pourrons nous référencer tout au long de cette thèse. Dans le premier chapitre ces connaissances portent sur le contexte climatique régnant à l'échelle mondiale et dans les Alpes au quaternaire avec une focalisation toute particulière sur la période qui s'étend du dernier maximum glaciaire jusqu'à l'actuelle. Nous discuterons par la suite du rôle du glacier et du pergélisol en période de glaciation et de déglaciation dans la morphogénèse et l'évolution d'un versant rocheux. Après avoir défini le type de mouvement de versant pouvant résulter de l'action du pergélisol et du retrait du glacier, nous présenterons les différentes méthodes d'investigations qui peuvent être employées dont le but de caractériser et d'étudier ces mouvements rocheux. Le second chapitre propose une synthèse de l'ensemble des connaissances acquises sur le mouvement de Séchilienne à partir des nombreuses études réalisées et des différentes méthodes d'auscultation appliquées au versant depuis une trentaine d'année.

La seconde partie s'articule autour des différents outils mis en œuvres dans le but de caractériser le mouvement de Séchilienne. Le chapitre 3 présente l'application d'outils géophysiques afin d'établir en profondeur les limites du mouvement. Il existe un certain nombre d'études structurales sur le versant de Séchilienne mais bien que celles-ci ont mis en évidence un certain nombre de familles, elles n'ont pas permis d'établir le rôle et l'origine de la structuration du mouvement. Pour cela nous avons réalisé sur la base du MNT à 4m et des relevés de fracturation effectués dans les galeries présentes sur le mouvement une nouvelle analyse structurale en surface et en profondeur. Ces analyses seront comparées afin de déterminer le rôle de l'héritage tectonique. Enfin une analyse géomorphologique des objets présents en surface sera présentée. L'objectif de cette analyse est de caractériser les objets présents dans le versant en vue d'une datation par CRE (Cosmic Ray Exposure dating). Ces datations présentées au Chapitre IV constituent le plus gros du travail de cette thèse dont l'objectif est d'obtenir de nouvelles contraintes temporelles sur le retrait du glacier et sur la déstabilisation afin de proposer des modèles cinématiques.

La dernière partie de ce manuscrit sera consacrée à l'utilisation d'outils numériques afin d'évaluer l'extension du pergélisol depuis 21ka ou encore les facteurs mécaniques importants à la déstabilisation.

Nous conclurons enfin ce travail par une synthèse de l'ensemble des données obtenues afin de pouvoir répondre à notre problématique de départ.

Partie 1. Etat de l'art

Chapitre I. Evolution d'un versant rocheux depuis la dernière phase glaciaire quaternaire

I.1 Introduction

Le Quaternaire est marqué par d'importantes fluctuations du climat qui ont entrainé à l'échelle mondiale une succession de périodes glaciaires (froides) et interglaciaires (chaudes) au cours desquelles le niveau marin et le volume des glaces ont fortement varié. Dans les alpes ces périodes sont associées aux nombreuses glaciations (périodes glaciaires) et déglaciations (périodes interglaciaires) successives qui ont (1) permis de façonner les vallées glaciaire et qui ont également (2) conditionné l'évolution de ces vallées.

Bien que la morphogénèse et l'évolution d'une vallée glaciaire alpine et de ses versants rocheux soient l'œuvre de différents processus de surface (érosion, sédimentation), deux agents morphogéniques (1) le glacier et (2) le pergélisol ont eu durant ces périodes glaciaire et postglaciaire un rôle particulièrement important.

Après avoir dans un premier temps présenté le contexte climatique régnant à l'échelle mondiale et dans les alpes au quaternaire et plus précisément depuis la dernière glaciation nous nous focaliserons sur le rôle du glacier et du pergélisol en période de glaciation et en période de déglaciation dans la morphogénèse et l'évolution d'un versant rocheux. Dans le cadre de l'évolution d'un versant rocheux en réponse au retrait du glacier ou à la dégradation du pergélisol nous intéresserons aux réajustements du versant pouvant être définis comme des mouvements de versant de grande ampleur. Après avoir décrit chacun de ces mouvements, les méthodes d'investigation employées dans le but de caractériser et d'étudier ces mouvements de versant rocheux seront présentées.

I.2 Contexte climatique du Quaternaire

I.2.1 Le climat à l'échelle mondiale.

La fin de la période Néogène est marquée par l'une des transitions climatiques les plus significatives de l'ère Cénozoïque [*Pillans and Naish*, 2004], durant laquelle s'est mis en place un refroidissement climatique à l'échelle globale qui s'est accompagné dans l'hémisphère Nord d'une expansion progressive de la glace. C'est au cours de cette transition que débute la période Quaternaire qui s'étend jusqu'à l'actuel. La base du Quaternaire est placée à 2,6 Ma et correspond à la limite inférieure de l'étage du Gélasien [*Gibbard and Head*, 2009]. Elle marque le commencement d'une succession de périodes glaciaires et interglaciaires liées aux changements d'insolation induits par les variations orbitales de la Terre (Cycle de Milankovitch) (Figure I-1). Il existe différentes approches : paléontologique, sédimentologique ou géochimique pour reconstruire et mieux comprendre ces fluctuations climatiques. Elles se basent sur l'étude des sédiments (marins, lacustres, fluvio-glaciaires, éoliens…), des formes anciennes de relief, des organismes fossiles (foraminifères

benthiques, planctoniques, radiolaires…) ou des glaces, qui ont enregistré ces fluctuations climatiques[*Kukla*, 1977; *Bonnefille*, 1983; *Shackleton et al.*, 1995; *Naish*, 1997] .

Pour définir le contexte climatique au cours du Quaternaire, l'approche géochimique a été privilégiée. La Figure I-1 présente la variation de l'insolation au cours du Quaternaire (pour le solstice d'été, à 65°N de latitude) (Figure I-1a) et différents enregistrements isotopiques obtenus à partir de l'analyse de la composition isotopique des sédiments océaniques (Figure I-1b) et de la glace (Figure I-1c). Pour les sédiments océaniques, les données géochimiques proviennent des mesures du rapport entre les isotopes stables ^{18}O et ^{16}O de l'oxygène contenu dans la calcite des tests des foraminifères planctoniques (vivant dans la colonne d'eau) ou benthiques (vivant sur et dans le sédiment). Ce rapport $^{18}O/^{16}O$ est exprimé en fonction d'un standard (valeur du standard Pee Dee Belemnite(PDB) dans le cas de la calcite) par le $\delta^{18}O_{calcite}$:

$$\delta^{18}O_{calcite} = \left[\left(\left({}^{18}O / {}^{16}O \right)_{calcite} / \left({}^{18}O / {}^{16}O \right)_{standard} \right) - 1 \right] \times 1000 \qquad (1\text{-}1)$$

La calcite ($CaCO_3$) du test de ces protozoaires marins généralement de taille microscopique (38 µm à 1 mm) est formée par bio-précipitation (Eq. 1-2) :

$$2\,HCO_3^- + Ca^{2+} <-> CaCO_3 + CO_2 + H_2O \qquad (1\text{-}2)$$

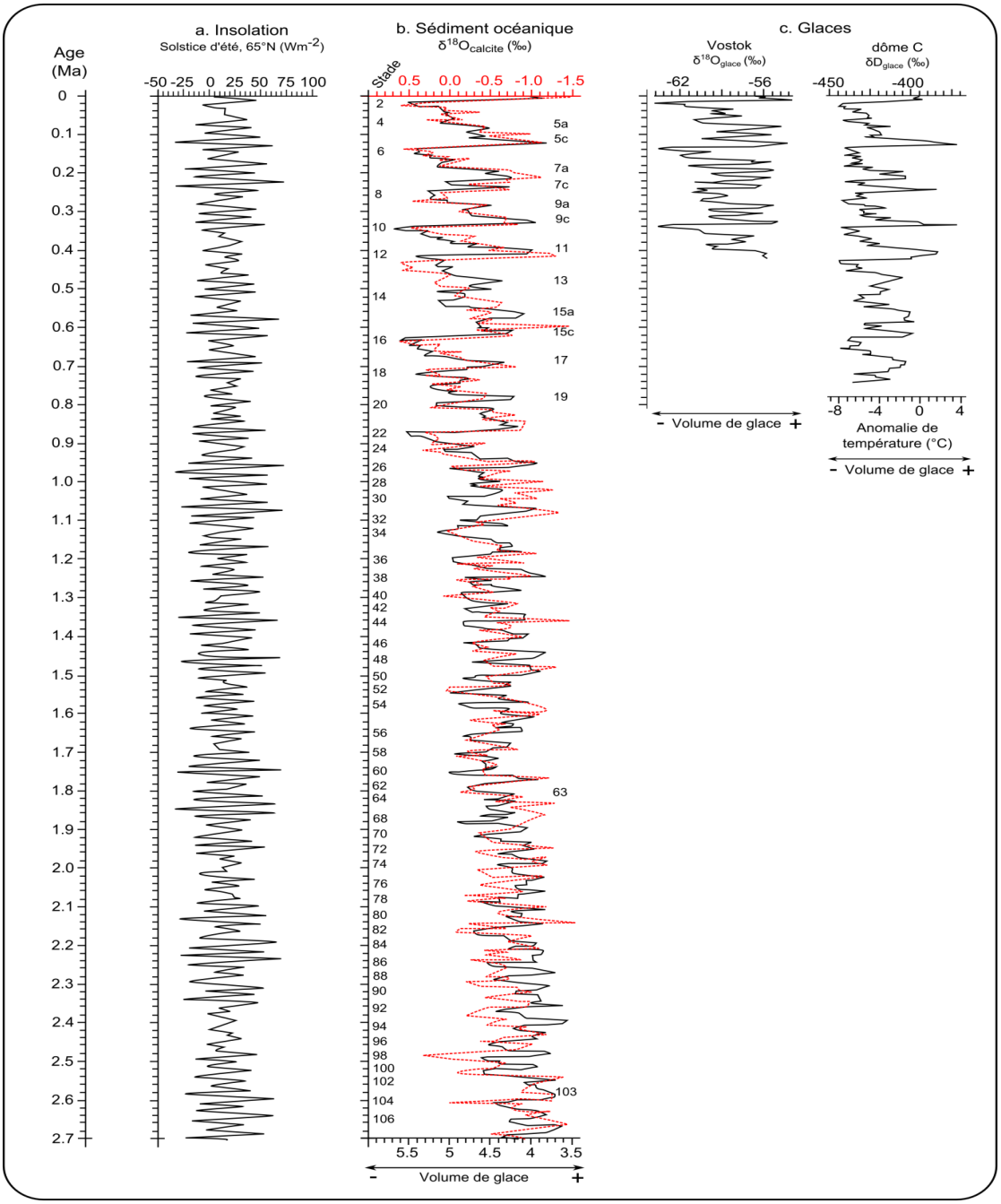


Figure I-1 a) Evolution de l'insolation depuis 2,7 Ma pour 65°N, au solstice d'été [*Berger*, 1978]. b. Evolution du rapport isotopique de l'oxygène mesuré sur la calcite des foraminifères planctoniques (courbe pointillée rouge ; [*Xiao et al.*, 2010]) et benthique (courbe noire ; [*Lisiecki and Raymo*, 2005]) avec localisation des stades isotopiques marins (MIS). c) Evolution du rapport isotopique de l'oxygène (Vostok ; [*Pomerol et al.*, 2011]) et de l'hydrogène (dôme C ; [*Jouzel et al.*, 2007]) dans la glace Antarctique.

Lors de cette réaction l'oxygène (dans 2 HCO_3^-) va subir un fractionnement isotopique qui est fonction de la température (thermo-dépendance) [*Epstein and Mayeda*, 1953; *Craig*, 1965; *Shackleton and Kennett*, 1975]. Cette relation entre la température et le $\delta^{18}O_{calcite}$ s'écrit:

$$T°C = 16,9 - 4\left(\delta^{18}O_{calcite} - \delta^{18}O_{eau}\right) \quad (1\text{-}3)$$

Où $\delta^{18}O_{calcite}$ correspond à la composition isotopique dans la calcite et $\delta^{18}O_{eau}$ à la composition isotopique de l'eau de mer environnant. En faisant l'hypothèse que le rapport isotopique de l'eau est

resté constant au cours du temps, une diminution du rapport isotopique de la calcite indique donc une augmentation de température (réchauffement) et inversement un refroidissement de la température lorsqu'il augmente. Cette relation $\delta^{18}O_{calcite}$ – T°C n'est cependant pas univoque et apparait plus complexe, car le rapport isotopique de l'eau de mer ($\delta^{18}O_{eau}$) intervient également. Actuellement ce rapport $\delta^{18}O_{eau}$ est proche de 0‰ (valeur du Standard Mean Oceanic Water, SMOW) mais il a varié au cours du Quaternaire atteignant jusqu'à +1.3‰ au maximum des glaciations, quand plus du quart des terres émergées des hémisphères Nord et Sud [*Jouzel et al.*, 2008]étaient recouvertes par les glaces. Cet effet, appelé « effet glaciaire », est lié au piégeage préférentiel du ^{16}O dans la glace, conduisant ainsi à l'augmentation du $\delta^{18}O_{eau}$ de l'océan. Les variations isotopiques sont donc liées à ces deux effets, dont la participation estimée est de 2/3 pour l'effet glaciaire et de 1/3 pout l'effet de la température.

La courbe rouge de la Figure I-1b présente l'évolution sur 2,7 Ma du rapport isotopique de l'oxygène mesuré dans la calcite de foraminifères planctoniques issus d'un forage (ODP 722) réalisé dans la mer d'Arabie [*Clemens et al.*, 1996]. Le mode de vie dit planctonique (dans la colonne d'eau) de ces foraminifères permet l'enregistrement dans leurs tests des variations de la température des eaux de surfaces (dépendant de la température de l'air) et des variations de $\delta^{18}O_{eau}$ liées à l'effet glaciaire (dépendant du volume des calottes glaciaires). Il est cependant délicat de séparer ces deux effets (thermique et glaciaire). Le rapport isotopique des foraminifères planctoniques montre de nombreuses variations avec une amplitude allant jusqu'à ~2‰. Les augmentations du $\delta^{18}O_{calcite}$ correspondent donc soit à une baisse de la température de l'eau associée soit à une augmentation du $\delta^{18}O_{eau}$ (indiquant une augmentation du volume de glace). Dans les deux cas ces variations sont révélatrices d'une période climatique froide. En faisant l'hypothèse d'une participation de 1/3 pour la température et de 2/3 pour l'effet glaciaire et en considérant la relation approximative d'une variation de 4°C pour 1‰ $\delta^{18}O_{calcite}$, on peut pour une amplitude de 2‰ déterminer une variation de la température des eaux de surface par rapport à l'actuel de 2,8°C.

Pour les foraminifères benthiques qui vivent sur et dans les sédiments des fonds océaniques, les variations isotopiques sont uniquement influencées par l'effet glaciaire. En effet les fond océaniques sont des milieux thermiquement tamponnés avec des températures globalement constantes de ~4°C. L'effet thermique est donc constant. La courbe noire de la Figure I-1b est obtenue à partir de la compilation des données de $\delta^{18}O_{calcite}$ de 57 forages à travers le monde [*Lisiecki and Raymo*, 2005]. Elle présente l'évolution sur 2,7 Ma du rapport isotopique de l'oxygène dans les foraminifères benthiques. Comme pour les foraminifères planctoniques, le rapport isotopique présente de nombreuses variations avec une amplitude allant jusqu'à ~1,5‰. L'effet thermique est ici négligeable, l'augmentation ou la diminution résulte donc uniquement de l'augmentation ou de la diminution du volume des glaces. En considérant la relation approximative d'une augmentation de 36.10^6 Km ^{3} du volume de glace pour 1‰ $\delta^{18}O_{calcite}$ des foraminifères benthiques, une augmentation de 1,5‰ correspondrait à une augmentation du volume de glace de 54.10^6 Km ^{3} sachant que le volume total des deux calottes glaciaires actuelles est d'environ 32.10^6 Km^3.

Ces deux courbes varient de manière quasi identique au cours du temps mais avec quelques écarts au niveau des maximums, probablement dus à l'effet de la température. Les amplitudes des variations pour les foraminifères planctoniques et benthiques sont également cohérentes. En soustrayant pour les foraminifères l'effet thermique (0,67‰) de l'amplitude (2‰) on retrouve approximativement la même valeur (1,33‰) que celle des foraminifères benthiques (1,5‰). Il apparait alors que le volume de glace joue un rôle important dans les variations climatiques. Pour les deux types de foraminifères l'analyse de l'évolution du rapport isotopique de l'oxygène dans la calcite sur les derniers 2,6 Ma (Quaternaire) a révélé la présence de nombreux minima et maxima (104) numérotés et nommés « stades isotopiques marins » (MIS) (numérotés sur la Figure I-1b). Connaissant la relation entre le rapport isotopique, la température et l'effet glaciaire il est donc possible de caractériser ces stades isotopiques comme :

- Des stades glaciaires (maxima, période de refroidissement, stades isotopiques pairs) caractérisés par des températures inférieures à l'actuel et un volume de glace supérieur à l'actuel ;

- ou des stades interglaciaires (minima, période de réchauffement, stades isotopiques impairs) caractérisés par un volume de glace et des températures proches de l'actuel.

En comparant l'évolution de la $\delta^{18}O_{calcite}$ dans les sédiments océaniques et l'insolation (Figure I-1a) (pour 65°N, au solstice d'été), il est possible de mettre en évidence une corrélation entre les variations de $\delta^{18}O_{calcite}$ et celle de l'insolation. Les variations d'insolation induites par des modifications des paramètres orbitaux (précession, inclinaison et excentricité) avec une périodicité de type Milankovitch (20000, 40000 et 100000 ans) sont donc responsables des variations climatiques globales durant le Quaternaire confirmant ainsi la théorie astronomique des climats.

Comme les sédiments océaniques, les glaces polaires (Antarctique, Groenland) constituent des archives climatiques. Les études dans les glaces ne permettent cependant pas de remonter aussi loin dans le passé climatique de la Terre car, contrairement aux tests de foraminifères, les glaces ne se conservent pas indéfiniment. Par exemple, les forages de Vostok et du dôme C (Figure I-1c), réalisés dans les glaces antarctiques, ne donnent accès qu'aux 400.000 à 800.000 dernières années. Les glaces sont cependant d'excellents témoins d'une partie du climat quaternaire et offrent la possibilité de reconstituer les variations de températures (mais atmosphériques) et du volume de glaces (donc indirectement le niveau marin). Elles ont également cette propriété unique de pouvoir garder en mémoire la composition de l'atmosphère passée [*Petit et al.*, 1999], en piégeant des bulles d'air. L'analyse de cet air a permis de mettre en évidence des variations climatiques rapides et la relation entre climat et gaz à effet de serre [*Dansgaard et al.*, 1993]].

Les variations isotopiques présentées ici (Figure I-1c) sont celles de l'oxygène et de l'hydrogène mesurées respectivement dans la glace du forage de Vostok et dans celle du dôme C formées par l'accumulation et la compaction des chutes de neiges passées. Lors de la formation de cette neige par condensation de la vapeur d'eau (H_2O), des fractionnements isotopiques dépendant de la température vont avoir lieu entre l'oxygène lourd (^{18}O) et l'oxygène léger (^{16}O) et entre l'hydrogène

lourd (deutérium, ^{2}H) et l'hydrogène léger (^{1}H). Les rapports isotopiques $\delta^{18}O_{glace}$ et δD_{glace} sont donc reliés et corrélés à l'évolution de la température. Lorsque la température atmosphérique baisse, ces rapports vont donc diminuer dans la neige et inversement lors de l'augmentation de la température.

L'analyse de la composition isotopique de la glace (l'oxygène et l'hydrogène) constitue donc un outil privilégié permettant de rendre correctement compte des variations de température en un site donné [*Jouzel*, 2003]. En appliquant cette relation entre la température et l'évolution de la composition isotopique δD_{glace} du dôme C, il devient possible d'interpréter quantitativement les variations de température par rapport à l'actuel [*Jouzel*, 2003](Figure I-1). On observe ainsi sur la Figure I-1c une amplitude des anomalies de températures atmosphériques par rapport à l'actuel de l'ordre de ± 10°C.

De plus les rapports isotopiques très négatifs des deux forages (Figure I-1c), induits par l'effet glaciaire montrent dans leur évolution une similitude avec ceux des rapports isotopiques mesurés dans les sédiments océaniques (Figure I-1b). On retrouve dans l'évolution de ces rapport isotopiques (Vostok et dôme C) également des minima et maxima qui, à l'inverse de ceux des sédiments océaniques, vont indiquer des périodes glaciaires (températures moyennes inférieures de 6 à 8°C par rapport à l'actuel) et interglaciaires (+2°C, pour certaines périodes) ainsi qu'une augmentation ou une diminution du volume des glaces. On a donc encore ici une confirmation de la théorie astronomique des climats. La comparaison avec les données issues des sédiments océaniques conforte également le caractère global (échelle de la terre) des variations climatiques.

Epoque	Stade isotopique marin (MIS)	Nom de la glaciation	Période	Age BP (ka)
Holocène	1		interglaciaire	0-12
Pléistocène	2,4	Würm	glaciaire	12-110
	5	Riss - Würm	interglaciaire	110-130
	6	Riss	glaciaire	130-200
	7,9,11	Mindel - Riss	interglaciaire	200-240, 320-340, 390-430
	8,10,12	Mindel	glaciaire	240-320, 340-390, 430-470
	13,15	Günz - Mindel	interglaciaire	470-530, 560-630
	14,16	Günz	glaciaire	530-560, 630-670

Tableau I-1 Chronologie alpine des périodes glaciaires et interglaciaires durant le Quaternaire. Les âges des différents stades isotopiques marins (MIS) sont déterminés à partir des données du forage du dôme C en antarctique (Figure I-1).

I.2.2 Enregistrement du climat dans les Alpes

Quels ont été les effets de ces fluctuations climatiques et plus particulièrement de ces périodes glaciaires dans les Alpes ? Les travaux de cartographie des formes d'érosion glaciaires dans les Alpes (moraines, blocs erratiques, roches moutonnées) par *Penck et Brucknet* (1909) ont permis d'établir la première chronologie glaciaire qui avait pour objectif de retracer l'histoire des différentes glaciations ayant affecté les Alpes. Quatre grandes glaciations ont pu être identifiées, de la plus ancienne à la plus récente : Günz, Mindel, Riss et Würm (Tableau I-1).

Les enregistrements isotopiques dans les sédiments océaniques (stade isotopique marins, MIS) et dans les glaces (Figure I-1) ont mis en évidence un nombre important de périodes glaciaires et interglaciaires qui peuvent être mis en correspondance avec ces 4 grandes glaciations alpines (Tableau I-1). Ces très nombreuses fluctuations climatiques suggèrent cependant un nombre plus important de glaciations, même s'il n'existe plus de formes glaciaires associées. En effet les formes anciennes sont détruites à chaque glaciation et ce sont donc uniquement les traces des glaciations les plus puissantes ou les plus récentes qui sont les mieux enregistrées.

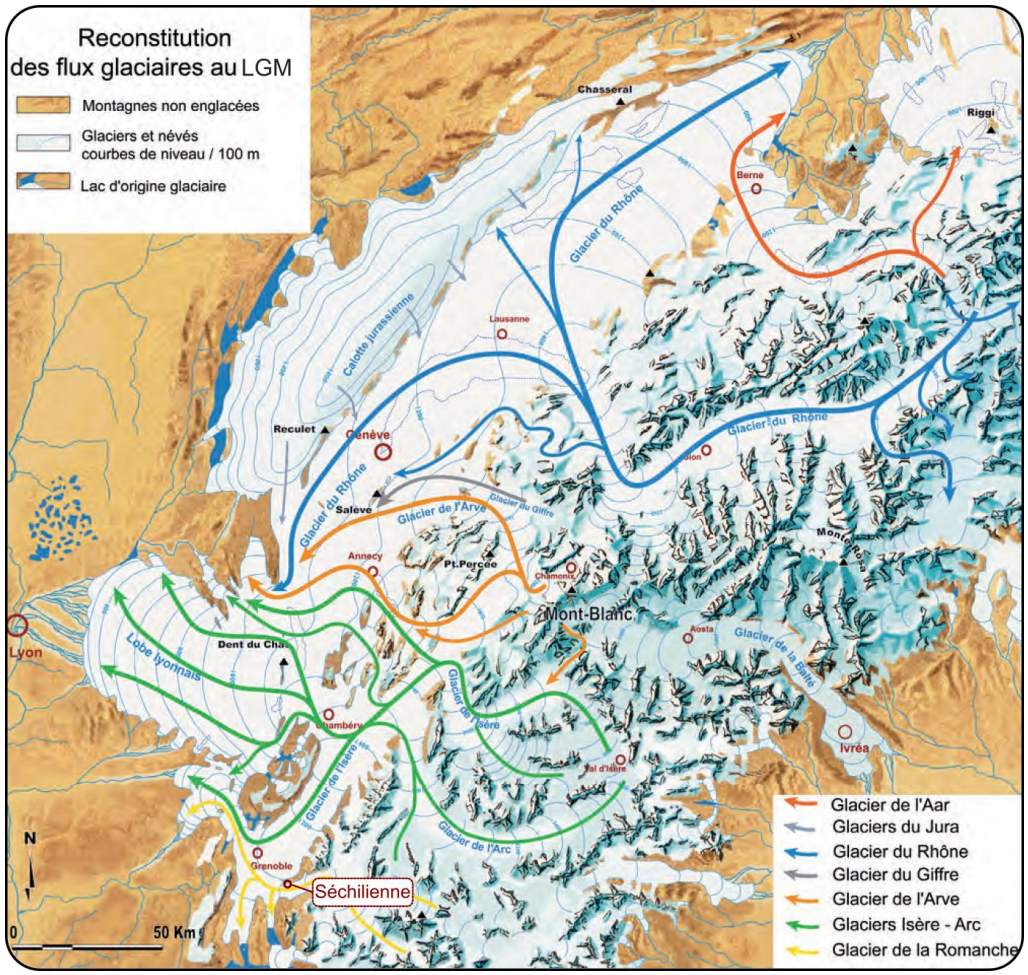


Figure I-2 Carte de l'englacement des Alpes Nord Occidentales au LGM. Localisation du mouvement de Séchilienne dans la vallée de la Romanche. Représentation du glacier de la Romanche en jaune. Modifiée d'après *Couterrand,* 2007.

Parmi ces nombreuses glaciations nous allons principalement nous intéresser à la dernière, celle du Würm, qui a laissé les traces glaciaires alpines les plus récentes. Elle est spatio-temporellement bien contrainte dans les Alpes, en raison des datations absolues réalisées sur de nombreux sites Alpins *[Schoeneich,* 1998]. Le Würm désigne la période glaciaire qui d'étend de -110 à -12 ka BP (années calibrées avant le présent) et qui précède la période interglaciaire de l'Holocène (Figure I-3). A partir de l'analyse des carottages des glaces groenlandaises [*Johnsen et al.,* 1997] des courbes de variations isotopiques (GRIP(Figure I-3) et GISP) ont pu être établies. Ces courbes d'évolution isotopiques de l'oxygène peuvent être considérées comme représentatives de l'évolution des

températures de l'hémisphère Nord depuis -250 ka et permettent d'affiner le découpage chronologique du Würm mais également de la période interglaciaire correspondant à l'Holocène. Ce découpage chronologique met en évidence une période de transition appelée période Tardiglaciaire (~21 ka à ~11ka) entre la période plus chaude de l'Holocène et le dernier maximum glaciaire (Last Glacial Maximum, LGM)) du Würm.

Le dernier maximum glaciaire mondial (LGM), défini par *Crowley and North* [1991], est basé sur le dernier maximum des courbes SPECMAP (courbe de référence faisant la moyenne de l'ensemble des données océaniques de $\delta^{18}O$, [*Daniel et al.,* 2000]), établies à partir des données de dépôts carbonatés [*Chappell and Shackleton*, 1986].Il correspond à la période comprise entre 26 ka et 21 ka [*Svensson et al.*, 2006]au cours de laquelle les appareils glaciaires des Alpes Nord Occidentales auraient atteint leur extension maximale (Figure I-2). A la même période, le glacier de la Romanche situé au Sud de ce domaine atteignait également son dernier maximum et recouvrait alors le site de Séchilienne (Figure I-2) jusqu'à l'altitude de 1200m [*Monjuvent*, 1978].

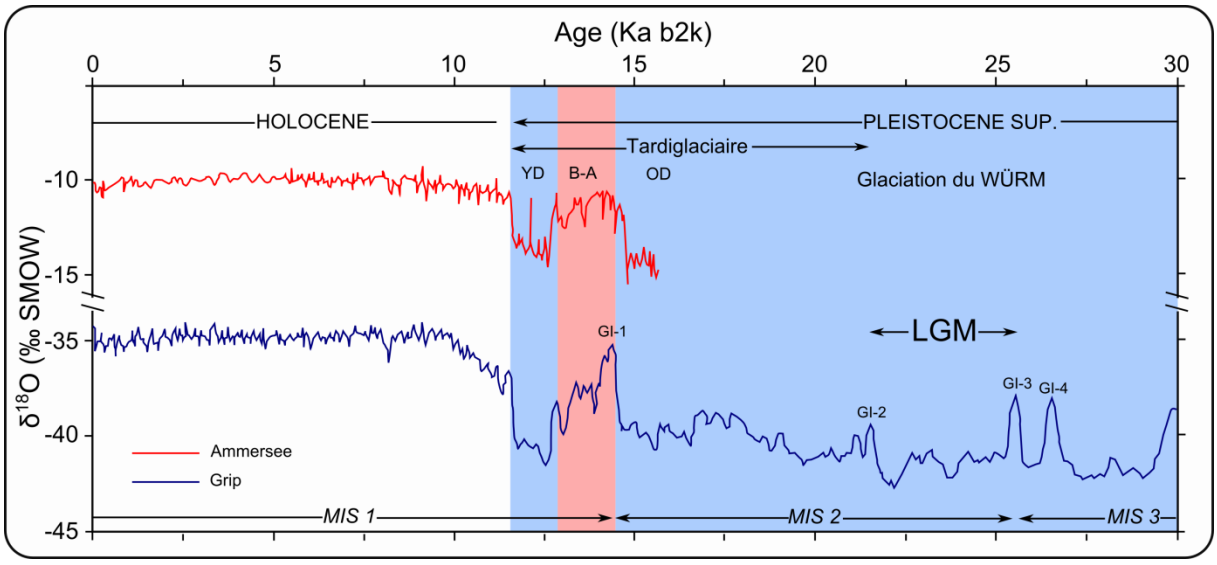


Figure I-3 Contexte climatique global lors de la transition Pléistocène supérieur /Holocène représenté à partir des courbes d'évolution temporelles du $\delta^{18}O$ des précipitations enregistrées dans les glaces du forage GRIP [*Johnsen et al.*, 1997] et reconstitué à partir des ostracodes du lac Ammersee [*von Grafenstein et al.*, 1999]. Indication des stades isotopiques marins (MIS), le dernier maximum glaciaire (LGM) et les interstades groenlandais (GI) d'après *Swensson et al,* 2006. Les différentes périodes climatiques caractéristiques du Tardiglaciaire et de la fin de la glaciation alpine du Würm sont indiquées. L'échelle temporelle utilisée est représentée en milliers d'années avant l'an 2000 (ka b2K) en accord avec l'échelle standardisée « Greenland Ice Core Chronology (GICC05) ; [*Rasmussen et al.*, 2006]. Modifiée d'après *Delunel,* 2010.

Ultime subdivision du Würm, le Tardiglaciaire est caractérisé globalement par un réchauffement marqué par quelques oscillations froides. Le contexte climatique global du Tardiglaciaire est représenté par les courbes de l'évolution temporelle du $\delta^{18}O$ des précipitations enregistrées dans les glaces du forage du Groenland (GRIP) [*Johnsen et al.*, 1997] et dans les coquilles des ostracodes du lac Ammersee [*von Grafenstein et al.*, 1999] (Figure I-3). Le Tardiglaciaire est découpé en 3 périodes climatiques : le Dryas ancien (OD), le Bølling-Allerød (B-A) et le Dryas récent (YD) (Figure I-3). Le Dryas ancien (~18 jusque ~14,5 ka BP) marque la fin du dernier maximum glaciaire. Durant cette période, le froid s'atténue progressivement, permettant ainsi l'expansion des steppes à armoises [*DAVID*, 1993;

David and Barbero, 2001]. S'ensuit une brusque montée de température vers 14,5 ka BP, correspondant aux épisodes chauds du Bølling-Allerød, avant une chute brusque vers 12,5 ka BP, caractérisant le Dryas récent (Figure I-3). Au cours du Tardiglaciaire, les températures vont donc être favorables à l'initiation du désenglacement de certaines vallées Alpines [*Kelly et al.*, 2004; *Delunel*, 2010], malgré le bref et intense refroidissement au cours du Dryas récent permettant l'avancée de certains glaciers [*Ivy-Ochs et al.*, 2009].

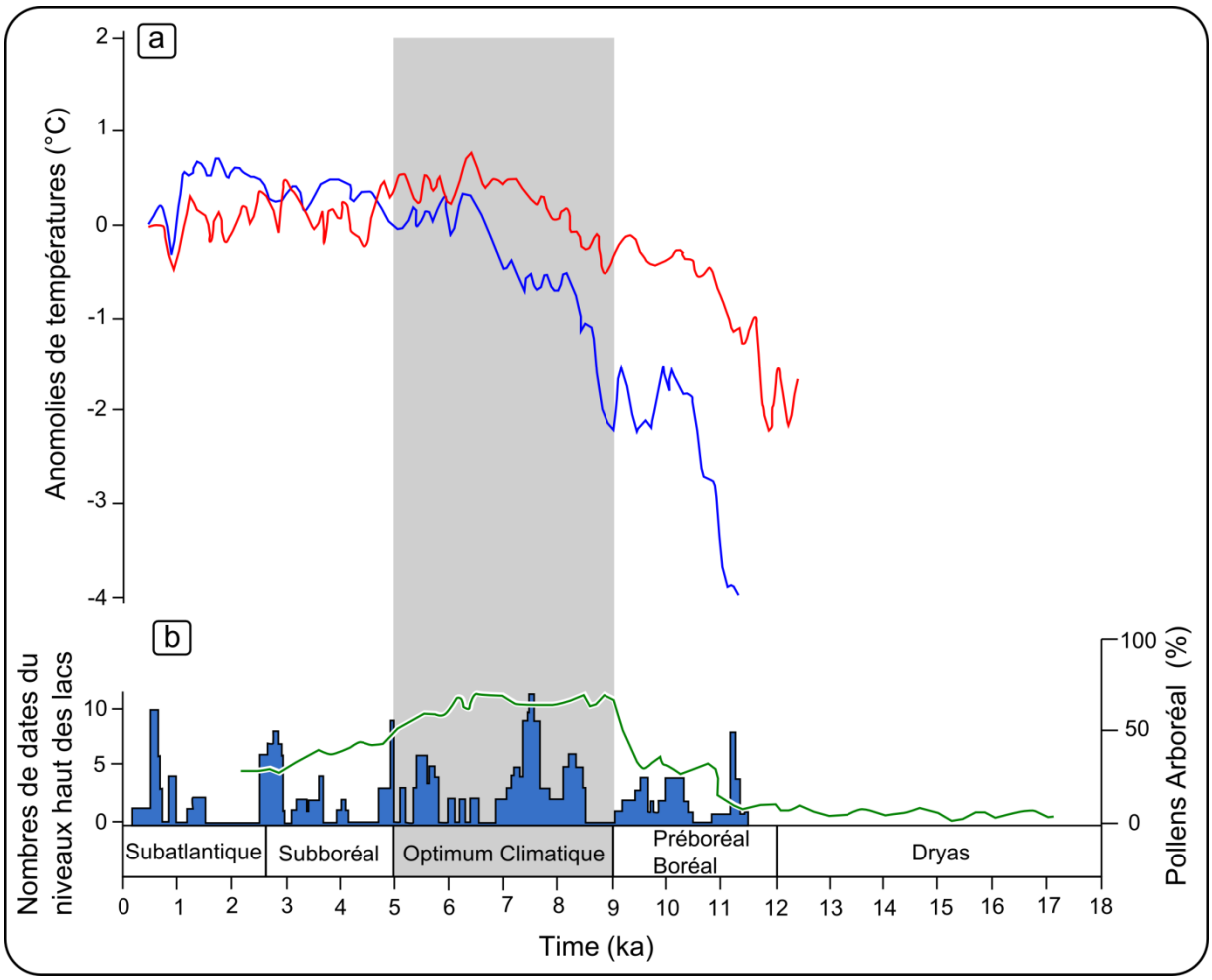


Figure I-4 Variabilité des 3 proxies liés au climat durant l'Holocène. a) Evolution de la température en Europe reconstruite à partir de données de pollen en hiver (courbe bleu) et en été (courbe rouge), d'après Davis et al., 2003. b) Distribution des dates du niveau haut des lacs dans les montagnes du Jura, les pré-Alpes françaises et le plateau Suisse (histogramme bleu), d'après *Magny* [2004 et 2007] et évolution du taux de pollen dans les Alpes du Sud (courbe verte) d'après *de Beaulieu* [1977]. Modifiée d'après *Le Roux* [2009].

La période interglaciaire de l'Holocène, qui débute il y a environ 12 ka BP, succède au Tardiglaciaire (Figure I-3). L'évolution paléo-climatique de la période Holocène, présentée à la Figure I-2, a été reconstruite à partir de l'évolution de 3 proxies:

- la température : l'évolution de la température moyenne en Europe a été reconstruite à partir de données quantitatives de pollen sur plus de 500 sites. [*Davis et al.*, 2003].

- les caractéristiques hydrologiques : extrapolées à partir de la distribution des dates du niveau haut de 26 lacs situés dans les montagnes du Jura, pré-Alpes françaises et le plateau Suisse. [*Magny and Haas*, 2004; *Magny et al.*, 2007]

- le couvert forestier : l'estimation de son développement dans les Alpes du Sud est rendu possible à partir de l'évolution du taux de pollen [*Beaulieu*, 1977](courbe verte, Figure I-3b).

Ainsi, après le Dryas récent marquant la fin de la période glaciaire du Würm, cinq phases climatiques composant l'Holocène vont se succéder jusqu'à l'actuel. La plus ancienne, le Préboréal (12 à 10 ka BP) est une phase de transition durant laquelle règne un climat sec, associé à une augmentation des températures qui va se poursuivre et s'accroitre au cours de la phase suivante : le Boréal (10 à 9 ka BP). A ces deux phases succède l'optimum Climatique, qui va s'étendre sur une période de 4000 ans (zone grise, Figure I-4). L'évolution des 3 proxies au cours de l'optimum Climatique - l'augmentation de la température de 1 à 2°C [*Davis et al.*, 2003], le développement du couvert forestier [*Beaulieu*, 1977]ainsi que l'augmentation des niveaux dans les lacs causée par de fortes précipitations annuelles [*Magny and Haas*, 2004; *Magny et al.*, 2007] (Figure I-4) - décrit une période chaude et très humide. Par contre, durant les phases suivantes, le Suboréal (5 à 2.5 ka BP) et le Subatlantique (2.5 ka à 0 BP), la température va progressivement diminuer.

En résumé, le Quaternaire est marqué par des fluctuations climatiques correspondant à une succession de périodes froides et tempérées à l'échelle mondiale. Dans les Alpes, ces fluctuations vont fortement influencer l'englacement des vallées mais également la mise en place et l'extension du pergélisol, deux éléments qui vont avoir un rôle important dans la morphogénèse et l'évolution des versants rocheux. Leur rôle respectif est présenté et détaillé dans les paragraphes I.3.1 et I.3.2 .

I.3 Morphogénèse et évolution d'un versant rocheux

La morphogénèse d'un versant et son évolution résultent de l'action de différents agents d'érosion : la gravité, l'eau liquide, le vent, la glace, le gel/dégel et les séismes. Nous nous focaliserons ici uniquement sur deux agents d'érosion, le glacier et le gel/dégel, qui ont en période glaciaire et postglaciaire le pouvoir morphogénique le plus important. Leurs actions ne se limitent cependant pas uniquement à la morphogénèse. Comme nous le verrons par la suite, ces deux phénomènes peuvent également jouer un rôle important sur la stabilité d'un versant et ainsi avoir un rôle important sur son évolution à long terme (supérieure au siècle).

I.3.1 Le rôle du glacier

I.3.1.1 Le fonctionnement d'un glacier en équilibre dynamique

Un glacier est une réserve de glace formée par la densification de couches de neige accumulées. Il peut être décrit comme un système ouvert en équilibre dynamique. Son évolution est caractérisée par de constants ajustements qui sont fonction d'un bilan entre les entrées qui l'alimentent et les sorties qui occasionnent des pertes de volume [*Cossart*, 2005] (Figure I-5). Ces entrées et sorties peuvent être associées à quatre bilans :

- un bilan de masse en neige et glace : les entrées correspondent aux précipitations neigeuses ou aux avalanches alors que les pertes vont être occasionnées par la fusion, la sublimation ou par des événements plus particuliers tels que les chutes de sérac. (Figure I-5)

- un bilan sédimentaire : le glacier peut également être décrit comme un agent de transport. Dans sa partie amont, des apports vont s'effectuer depuis le domaine supraglaciaire (éboulis, avalanches, apports éoliens…) mais également sous glaciaire (abrasion, délogement). Le glacier prend alors en charge ces sédiments, en les stockant sous forme de moraines ou en les transportant par le torrent proglaciaire vers un exutoire correspondant au système fluviatile aval.

- un bilan de forces entre les forces gravitaires en entrée et les forces dissipées par frottement et par fluage de la glace en sortie. De ce premier bilan dépendront les conditions d'écoulement de la glace (vitesse, renouvellement des matériaux).

- un bilan énergétique entre les différents flux de chaleur (sensible, latente et géothermique) qui affectent le glacier. Ce bilan va conditionner en grande partie les pertes de volume de glace par fusion ou sublimation.

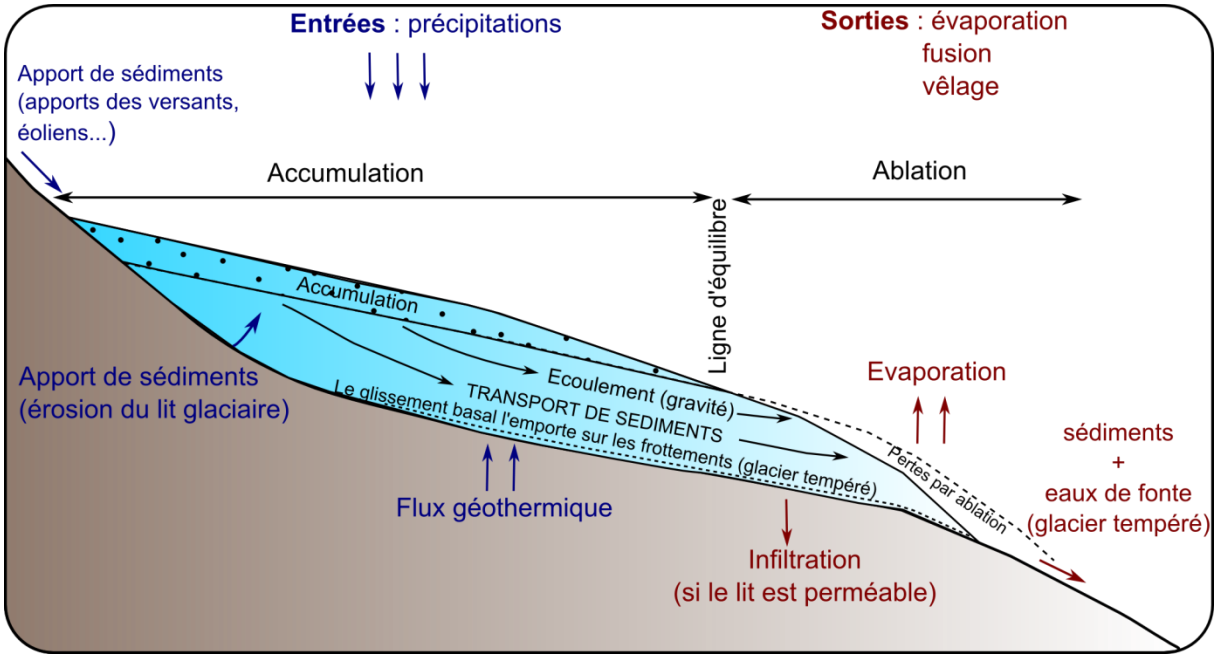


Figure I-5 Schéma du bilan de fonctionnement d'un glacier, avec en bleu les entrées (précipitations, sédiments et flux géothermique) et en rouge les sorties (infiltration, évaporation). Modifié d'après *Cossart*, 2005.

Le fonctionnement d'un glacier étant caractérisé par ces différents bilans, son évolution est donc dépendant des conditions environnementales auxquelles il s'ajuste en permanence. Ces ajustements s'expriment sous la forme de variations géométriques (longueur, superficie, volume) ou d'ordre sédimentologique (dépôts de moraines,…) [*Cossart*, 2005]. Le suivie de ces variations peut se faire à l'aide des deux paramètres que sont le bilan de masse et la variation de la ligne d'équilibre glaciaire (LEG) [*Cossart*, 2005]. Défini par *Nesje and Dahl* [2000], le bilan de masse d'un glacier correspond à la différence entre le volume accumulé et le volume perdu par ablation rapporté à la superficie du glacier. Le bilan de masse permet donc de quantifier les variations volumétriques d'un glacier et de savoir si le glacier est dans une phase de croissance (bilan positif) ou au contraire dans une phase de régression (bilan négatif). Connaissant les variations volumétriques, il est également possible de connaitre indirectement la quantité d'eau libérée et fournie aux émissaires proglaciaires par le glacier. Ce bilan présente aussi l'intérêt de mieux comprendre la dynamique glaciaire et d'estimer les vitesses de transfert des sédiments de l'amont vers l'aval [*Sugden and John*, 1976]. En effet, à partir du calcul de bilan de masse effectué sur chaque tranche d'altitude d'un glacier, un gradient altitudinal peut être déterminé. La Figure I-6 présente l'influence de ce gradient sur le transfert de matière d'amont vers l'aval pour deux glaciers (A et B). Plus ce gradient est grand (Figure I-6, glacier B), plus les vitesses de transfert de matériaux (glace, sédiments) vont être importants et rapides. En effet, la vitesse d'écoulement du glacier dépend du volume de neige et de glace accumulé dans la partie amont du glacier, et donc du renouvellement de ces matériaux. Cette dynamique va aussi contrôler le potentiel érosif du glacier, qui est directement proportionnel à la vitesse d'écoulement [*Eyles,* 1983]. Dans l'exemple de la Figure I-6, l'activité morphogénique du glacier B sera donc plus importante que celle du glacier A.

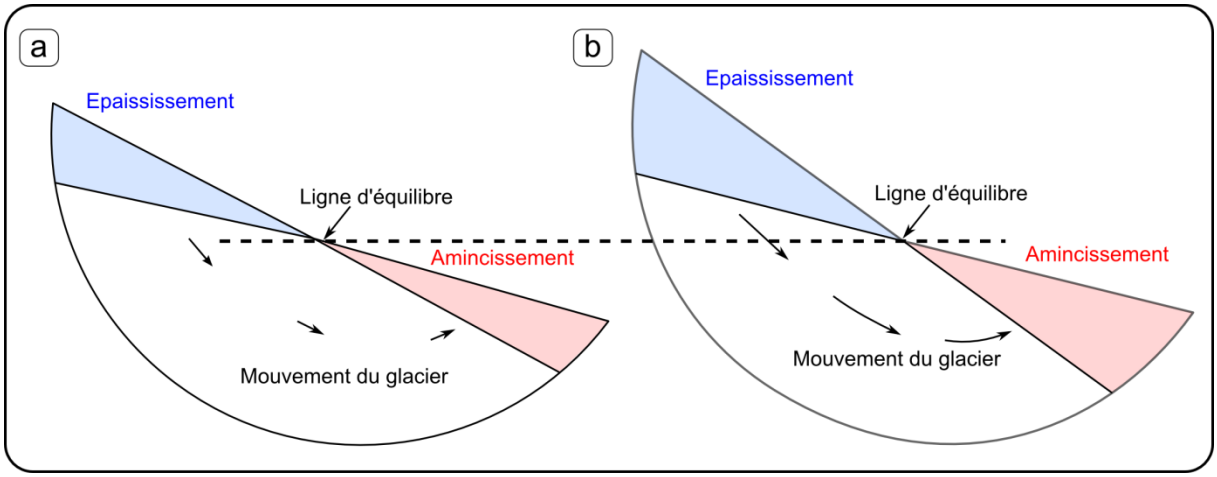


Figure I-6 Modélisation du flux glaciaire en fonction de l'importance du gradient altitudinal du bilan de masse (a < b) pour une ligne d'équilibre glaciaire située à la même altitude. Modifiée d'après *Sugden and John*, 1976.

Le bilan de masse permet donc de connaitre l'état de « santé » (croissance, régression) du glacier, d' appréhender sa dynamique mais également d'évaluer l'ampleur des transferts de matières (eau, glace et sédiments) à travers le système, la quantité d'eau libérée et fournie aux émissaires proglaciaires et la capacité du glacier à éroder le substratum et donc à fournir du matériel sédimentaire.

La ligne théorique d'un glacier où le bilan de masse est nul est représentée par la ligne d'équilibre glaciaire (LEG). Elle marque la séparation entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation [*Sugden and John*, 1976](Figure I-7). En séparant ces deux sous-systèmes glaciaires, la LEG, permet d'une part d'identifier les lieux où agissent les différents processus d'érosion mais également de comprendre le fonctionnement des transits sédimentaires[*Sugden and John*, 1976; *Benn and Evans*, 1998]. Ainsi, dans la zone en accumulation, un phénomène d'érosion du lit rocheux est généré par les forces de cisaillements exercés par les flux de glaces sur le substratum. A l'inverse dans la zone d'ablation, ces flux glaciaires s'orientent vers la surface du glacier, en générant une accumulation de sédiments érodés entre le glacier et le lit rocheux. La ligne d'équilibre permet donc de distinguer les zones d'accumulation des zones d'ablations dominées respectivement par l'action érosive du glacier et la sédimentation. Par ailleurs, elle offre également la possibilité d'identifier les secteurs où agissent principalement les eaux de fusion. En effet, même si des écoulements sont possibles dans la zone d'accumulation, l'augmentation des taux d'ablation vers l'aval du glacier accentue davantage l'activité morphogénique des eaux de fusion. Ces écoulements dans la zone d'ablation constituent ainsi un véritable sous-système glaciaire [*Vivian*, 1975], Figure I-7)

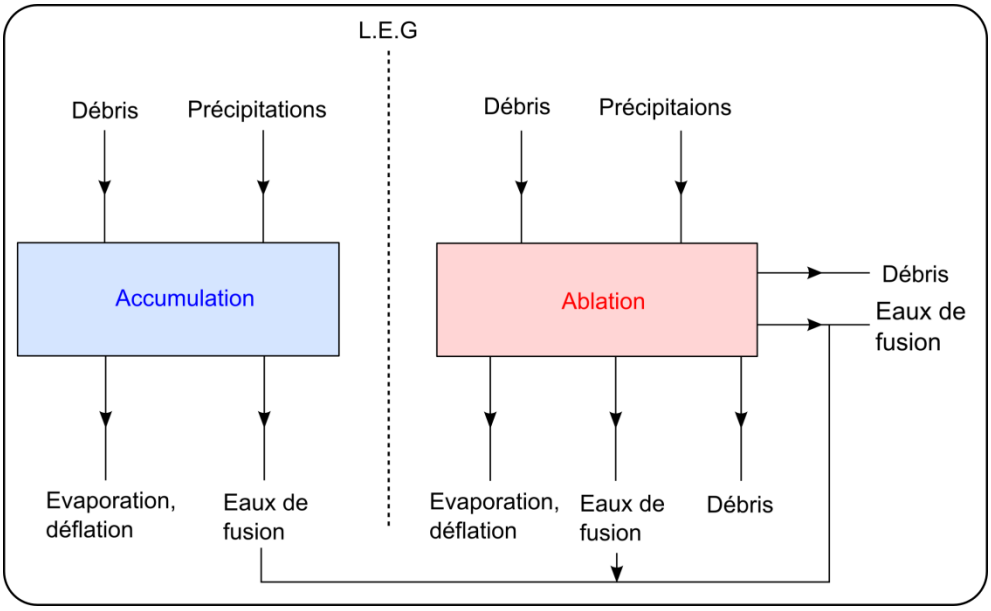


Figure I-7 Définition et signification de la ligne d'équilibre glaciaire (LEG).D'après *Sugden and John,* 1976.

Nous avons vu précédemment que l'évolution d'un glacier pouvait être caractérisée par différents bilans dont les deux bilans de force et thermique qui vont contrôler la température de la glace et donc déterminer le régime thermique du glacier. En fonction de ce dernier, trois types de glaciers peuvent être distingués (Figure I-8) :

- les glaciers froids (Figure I-8a) : pour ce type de glaciers, la température de la glace est négative et se situe en dessous du point de fusion. Il n'y a pas d'écoulement d'eau à la base de ces glaciers, ce qui va favoriser leur adhérence au lit rocheux. Ainsi collés au substratum, ces glaciers ne peuvent donc se déplacer que par déformation interne (fluage), en préservant ainsi le substratum. Généralement observés dans les régions froides de très hautes altitudes et latitudes (arctique, antarctique, Himalaya), ce type de glacier est actuellement présent dans les Alpes au dessus de 3400m ou 3700m en fonction de l'orientation Nord ou Sud du versant [*Fallourd*, 2012].

- les glaciers tempérés (Figure I-8b): contrairement aux glaciers froids, ces glaciers se caractérisent par une température proche du point de fusion, sauf à leur surface, où la température fluctue saisonnièrement. De l'eau de fonte va apparaitre à l'interface glace/roche et va permettre le glissement du glacier sur le substratum et provoquer l'érosion de ce dernier. Dans les Alpes ces glaciers s'observent en dessous de 3400-3700m [Fallourd, 2012].

- les glaciers polythermiques (Figure I-8c), qui combinent les caractéristiques des deux types de glaciers précédents et présentent un régime thermique mixte généralement froid en surface et tempéré en profondeur.

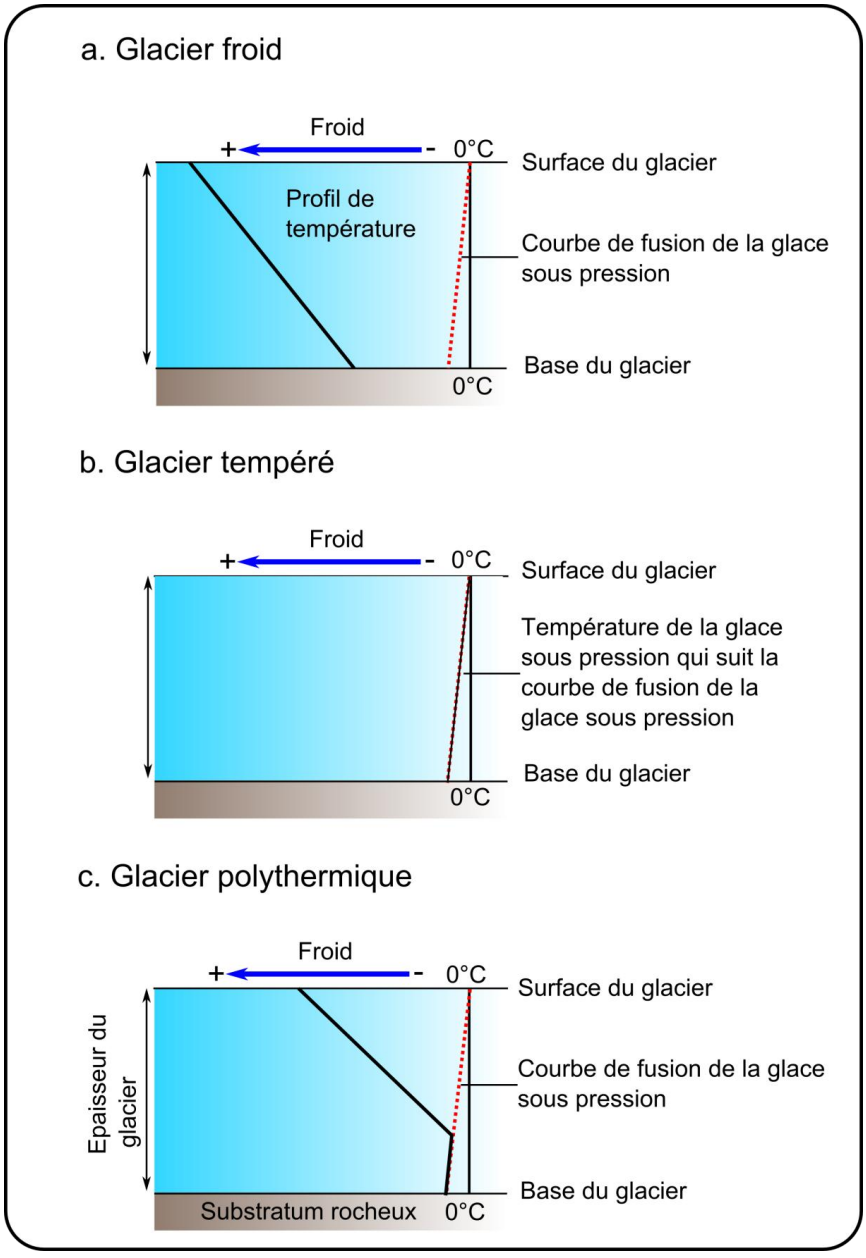


Figure I-8 Profils de température de trois catégories de glaciers a) glacier froid b) glacier tempéré c) glacier polythermique. Modifiée d'après *Bennet and Glasser,* 2009.

I.3.1.2 Action des glaciers sur les versants rocheux

Durant les périodes de glaciation, les glaciers vont s'avancer et englacer les vallées. Leur activité érosive va profondément marquer le paysage en le façonnant. Il en résulte une grande variété de formes d'érosion, qui sont pour la plupart bien préservées après le retrait des glaces. Ces formes sont principalement observées sur les versants et dans le fond des vallées glaciaires et peuvent être distinguées en fonction de l'échelle à laquelle elles s'expriment [*Laverdière and Guimont*, 1980; *Laverdière et al.*, 1985; *Benn and Evans*, 1998]. Cette activité érosive est contrôlée par la dynamique du glacier et dépend donc du type de glacier. Pour un glacier froid qui ne se déplace que par déformation interne, l'action érosive va être réduite. Au contraire, pour un glacier tempéré qui combine un mouvement par déformation de la glace (voir du lit) et par glissement, l'action érosive sera très importante. De plus, pour un glacier tempéré, la présence d'eau sous-glaciaire parfois sous

pression va induire un second type d'érosion appelé érosion fluvio-glaciaire [*Hambrey and Alean*, 2004]. Ces deux types d'érosion sont présentés dans les paragraphes suivants.

La glace composant le glacier va agir de deux façons différentes : par arrachement et par abrasion. En effet, l'écoulement d'une épaisseur importante de glace va générer une poussée entrainant la fracturation et l'arrachement des reliefs en saillie sur le lit rocheux, donnant ainsi naissance à des abrupts d'arrachement. En outre, la charge détritique transportée dans la glace basale du glacier va abraser le fond et les versants de la vallée. Cette action s'opère selon deux modes : la striation qui correspond au creusement de sillons parallèles à la direction d'écoulement du glacier, et le polissage qui est un processus d'abrasion relativement uniforme de la roche par le frottement du glacier. Ces deux processus vont donner naissance à des formes telles que des cannelures, des stries ou des roches moutonnées.

Les différents flux tels que les eaux de fontes de surface, les eaux de versants (sources dues aux fontes de glaciers affluents non coalescents, fonte de névés), les eaux météoritiques et les eaux de fontes liées au mouvement du glacier et au flux géothermique constituent les eaux glaciaires. Ces eaux froides, acides et chargées en sable et en particules possèdent un pouvoir érosif très important qui résulte de quatre processus érosifs travaillant en synergie [*Hambrey and Alean*, 2004] :

- l'érosion mécanique générée par la charge détritique transportée ;
- l'érosion hydraulique, principalement liée au phénomène de cavitation ;
- l'érosion par la pression différentielle, permettant l'ouverture de fissures dans la roche contribuant ainsi à la création d'abrupts d'arrachement ;
- l'érosion chimique liée aux eaux acides riches en dioxyde de carbone.

C'est l'action combinée de ces différents processus érosifs qui va progressivement façonner au cours de la période de glaciation une morphologie générale typique de vallée en U telle qu'on peut la voir sur la Figure I-9 . Durant la glaciation, cette géométrie en U va progressivement se surimposer à la géométrie préexistante en forme de V caractéristique de l'érosion fluviatile (Figure I-9a et b). En effet, en incisant le substratum, les différents processus d'érosion vont surcreuser la vallée et former un profil en forme d'auge. Ce nouveau profil (Figure I-9b) présente des versants raides et polis reliant le fond plat de la vallée aux épaulements. La transition entre les versants raides et les faibles pentes formant les épaulements apparait dans le paysage comme une rupture de pente appelée rebord d'auge [*Harbor*, 1992](Figure I-9b). Cette vision schématique et théorique d'une vallée glaciaire en U reste toutefois simpliste et non systématique. En effet, l'examen de profils transversaux de plusieurs vallées glaciaires [*Monjuvent*, 1978]révèle que les vallées glaciaires peuvent parfois présenter un profil de type en V, en raison de l'absence du fond plat de l'auge.

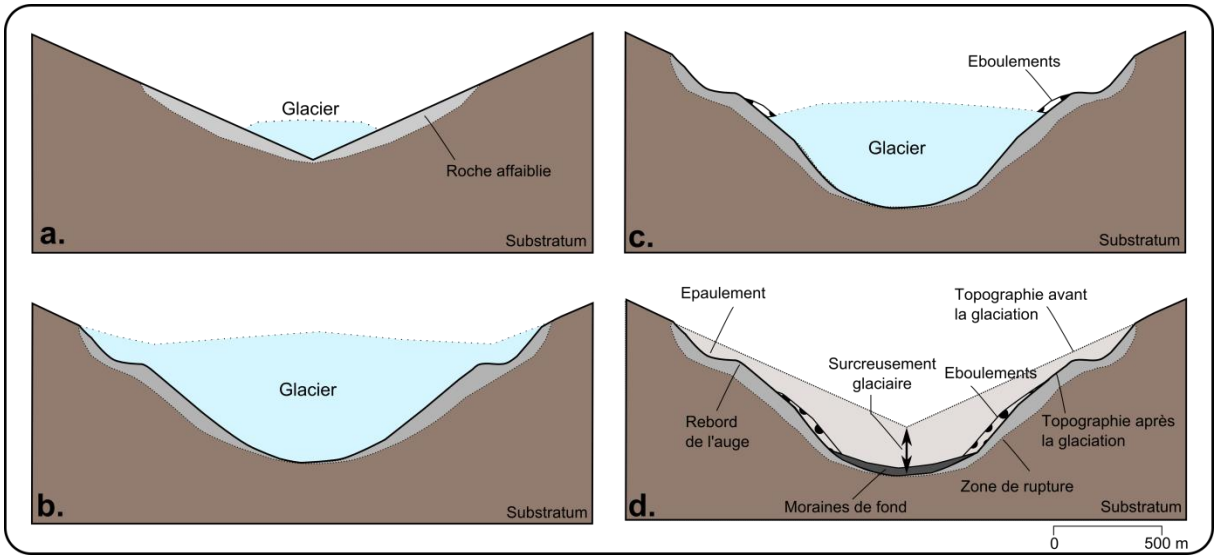


Figure I-9 Modèle de l'évolution d'une vallée glaciaire (vue en coupe) durant un cycle de glaciation et de déglaciation. (a) Début de la glaciation, vallée préexistante en V. (b) Maximum de la glaciation, vallée remodelée par l'érosion glaciaire : vallée en U avec raidissement des pentes et approfondissement de la vallée. (c) Début de la déglaciation. (d) Profil transversal caractéristique d'une vallée glaciaire, présentant la topographie avant (a) et après (c) la glaciation. Modifiée d'après Augustinus, 1995 et van der Beek et Bourbon, 2008.

Durant la période de glaciation, le remodelage de la vallée par érosion glaciaire va en partie conditionner la stabilité et l'évolution des versants rocheux [*Augustinus*, 1996]. En effet, le raidissement des pentes et l'approfondissement du pied des versants (« oversteepening ») vont en augmentant les contraintes de cisaillement s'exerçant dans la masse rocheuse favoriser la rupture des versants rocheux altérés et déconsolidés durant ou après le retrait du glacier [*Augustinus*, 1995](Figure I-9c et d).

En période de déglaciation, le glacier subit une diminution du bilan de masse et une hausse de la ligne d'équilibre glaciaire, provoquant le recul de la zone d'ablation en amont et la modification du régime érosif du glacier. Le glacier va alors progressivement se retirer des vallées, les terrains exposés à la surface peuvent alors subir des modifications géomorphologiques d'origine paraglaciaire. Initialement introduit par *Godard* en 1965, le terme paraglaciaire a été par la suite réutilisé par *J. Ryder* [1970, 1971a-b] pour décrire la mise en place de cônes de déjection en Colombie-Britannique. En 1972, *Ryder and Church* réutilisent et conceptualisent le terme de paraglaciaire en formulant deux acceptions :

- La première qualifie comme paraglaciaire, les processus non glaciaires directement conditionnés par la glaciation. Ils correspondent aux processus proglaciaires et affectant la périphérie d'un ancien glacier tels que les coulées boueuse, les coulées de débris ou encore l'aggradation et les remaniements fluviaux[*Church and Ryder*, 1972]. Il faut ici faire attention à ne pas confondre les termes paraglaciaire et périglaciaire. Le qualificatif périglaciaire caractérise des processus liés aux cycles de gel/dégel et ne sous-entend aucunement la présence d'un glacier.

- Le second, insiste sur le caractère temporel de l'adjectif paraglaciaire. Pour *Church and Ryder*, [1972] une période paraglaciaire correspond à période pendant laquelle ces processus sont actifs.

Une définition plus récente a été proposée par *Ballantyne* [2002a], pour qui la géomorphologie paraglaciaire est l'étude, à la surface de la Terre, des processus, formations, formes, systèmes et paysages directement conditionnés par les glaciations et les déglaciations. Il identifie six géosystèmes paraglaciaires : les versants rocheux, les dépôts de versants, les marges glaciaires, et les systèmes alluviaux, lacustres et littoraux. Le terme paraglaciaire désigne donc une période, des processus, des modelés, des environnements et des géosystèmes. Plusieurs géosystèmes sont affectés par les processus paraglaciaires [*Ballantyne*, 2002; *Cossart*, 2005]. Par la suite, nous nous focaliserons uniquement sur les versants rocheux.

L'écoulement d'un glacier s'effectue par fluage (déformation interne de la glace) et par glissement basal lorsque des eaux de fusion sont présentes entre la base du glacier et le substratum. Les mesures de vitesses d'écoulement réalisées par *Harbor* [1992] sur le glacier Athabasca situé dans les Rocheuses canadiennes mettent en évidence une variation spatiale des vitesses d'écoulement. En effet au centre du glacier et à proximité de la surface les vitesses sont maximales alors qu'à proximité des parois et du lit rocheux ces vitesses vont décroitre. Ces variations de vitesses suggèrent une interaction entre l'encaissant et le glacier, et sont donc le résultat des effets des forces de frottement. De cette contrainte de cisaillement exercée par le glacier sur le substratum peut être dérivée la contrainte tangentielle τ exprimée par l'équation suivante [*Paterson*, 2000; *Lliboutry*, 2002]:

$$\tau = \rho g h . \sin \alpha . f \qquad (1\text{-}4)$$

Où τ la contrainte tangentielle exercée par le glacier (en Pascal), ρ la masse volumique de la glace (900 $kg.m^{-3}$), g l'accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$), h l'épaisseur de la glace (m), α la pente de surface du glacier (°) et f un facteur morphologique (0,5 pour une langue glaciaire et 1 pour un glacier de cirque). Cette contrainte tangentielle vient s'ajouter à celle normale σ directement proportionnelle à l'épaisseur du glacier :

$$\sigma = \rho g h \qquad (1\text{-}5)$$

et compte donc aussi pour la contrainte basale (compression) induite par le glacier sur le substratum [*Cossart et al.*, 2008].

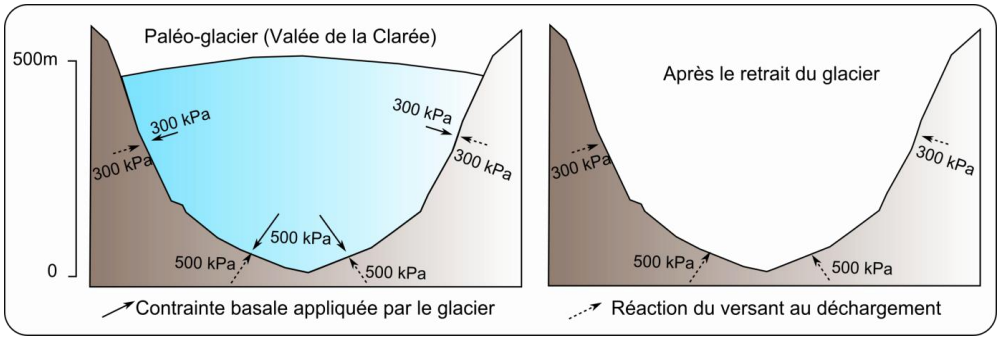


Figure I-10 Principe d'apparition de la contrainte de décompression liée à la disparition d'un glacier. Exemple du paléo-glacier de la vallée de la Clarée (Briançonnais, Hautes-Alpes françaises) au dernier maximum glaciaire. Modifiée d'après Cossart et al., 2008.

Le poids exercé par le glacier va augmenter les contraintes en fond de vallée et sur les versants rocheux. Selon le principe d'action-réaction, l'encaissant va réagir et va opposer une contrainte de même valeur, mais de sens contraire (Figure I-10) [*Cossart et al.*, 2008]. Lors du retrait du glacier, la contrainte de compression va diminuer, générant un processus de décompression. Cette décompression paraglaciaire, immédiate ou différée du versant après la déglaciation, peut s'accompagner de mouvement de versant. En effet, quand les contraintes induites par l'action du glacier dépassent celles résultant du poids du massif à une certaine profondeur, une zone de contraintes de tension peut se développer au sein du versant lors du retrait du glacier. Un réseau de fractures internes parallèles au versant peut alors se développer [*Augustinus*, 1995], favorisant l'initiation de mouvement de versant le long de ces plans de faiblesse. Ces mouvements de versant seront décrits par la suite dans le paragraphe I.4 . Ce réajustement paraglaciaire des versants n'est pas instantané et peut s'exercer avec une certaine inertie. Pour *Cruden and Hu* [1993] et *Cruden* [1997] ce temps de réponse suit une loi exponentielle décroissante du type :

$$n = n_0 e^{-\lambda t} \tag{1-6}$$

avec n le nombre de sites où il n'y a pas encore eu de rupture, n_0 le nombre de sites initiaux de rupture potentielle, t le temps depuis la dernière déglaciation et λ le taux de rupture correspondant à la probabilité de rupture d'un site dans un intervalle de temps donné. Pour *Ballantyne* [2002] si l'on ramène le nombre de site n ou il n'y a pas eu encore de rupture au nombre total de site initiaux de rupture potentielle n_0 (avec n_0 = 100%) il est possible en considérant un taux de rupture λ = de $1.8\ 10^{-4}$ année^{-1} (déduite de l'étude menée par *Cruden and Hu* [1993] sur la distribution temporelle de glissements rocheux affectant les montagnes rocheuses canadiennes) de définir pour le processus de décompression une demi-vie de 3850 ans (soit 50% des sites sans rupture restant) et une durée d'action de 5000 ans [*Ballantyne*, 2002]. Ce réajustement paraglaciaire immédiat ou différé, a pu être mis en évidence sur certains sites aux moyens de datations par cosmonucléides [*Ballantyne et al.*, 1998; *Ballantyne and Stone*, 2004; *Bigot-Cormier et al.*, 2005; *Cossart et al.*, 2008; *Delmas et al.*, 2009].

Ce processus n'est cependant pas uniquement conditionné par l'effet du glacier, mais est également contrôlé par la lithologie et la fracturation préexistante (densité, orientation et inclinaison des fractures) caractérisant le massif [*Augustinus*, 1996]. S'ajoutent également des facteurs externes qui peuvent jouer un rôle additionnel dans la réduction de la stabilité des versants rocheux tels que

le pergélisol, un régime tectonique compressif [*Augustinus*, 1995], l'infiltration d'eau et son éventuel gel dans le réseau de fractures [*Desvarreux*, 1970; *Tullen*, 2002], l'altération chimiques des fractures [*Tullen*, 2002]et enfin les séismes [*Keefer*, 1994]. En plus de son influence sur les mouvements gravitaires, le rebond glaciaire associé au retrait du glacier peut également influencer l'activité sismique [*Wood*, 1989; *Stewart et al.*, 2000; *Hetzel and Hampel*, 2005; *Hormes et al.*, 2008; *Ustaszewski and Pfiffner*, 2008; *Sanchez et al.*, 2010]. Toutes ces interactions produisent une réponse morphologique complexe et dépendante du temps, qui peut prendre des centaines ou des milliers d'années après la déglaciation. *Ballantyne* [2002, 2008] a identifié 3 réponses paraglaciaires d'ajustement des versants rocheux suite au retrait glaciaire :

- une déformation lente à grande échelle du versant, pouvant évoluer en mouvements catastrophiques
- une rupture de versant catastrophique de grande ampleur ;
- un éboulement rocheux correspondant à des ajustements rapides et périodiques

Chacune de ces réponses peut être caractérisée par différents types de mouvement de versant qui seront décrits et définis dans le paragraphe (I.3).

I.3.2 Le rôle du Pergélisol

Les régions où règnent des conditions climatiques froides sont soumises à l'action du gel. Cette action peut être caractérisée par [*Tricart*, 1967]:

- sa cyclicité : journalière, annuelle et millénaire. L'alternance gel/dégel à différentes échelles temporelles (Figure I-11) va influencer les propriétés rhéologiques des roches et des sols (porosité, perméabilité, résistance au cisaillement…) en les modifiant de façon importante[*Van Vliet-Lanoë*, 1985; *Prick et al.*, 1993; *Kværnø and Øygarden*, 2006; *Qi et al.*, 2006, 2008; *Fourie et al.*, 2007; *Hall*, 2007; *Yarbaşı et al.*, 2007]
- son intensité cumulée qui peut engendrer le maintien de glace en permanence dans un sol et, à terme, constituer un pergélisol continu et épais.
- son intensité instantanée qui peut, selon son importance, entraîner des rétractions de la glace et des sols gelés.

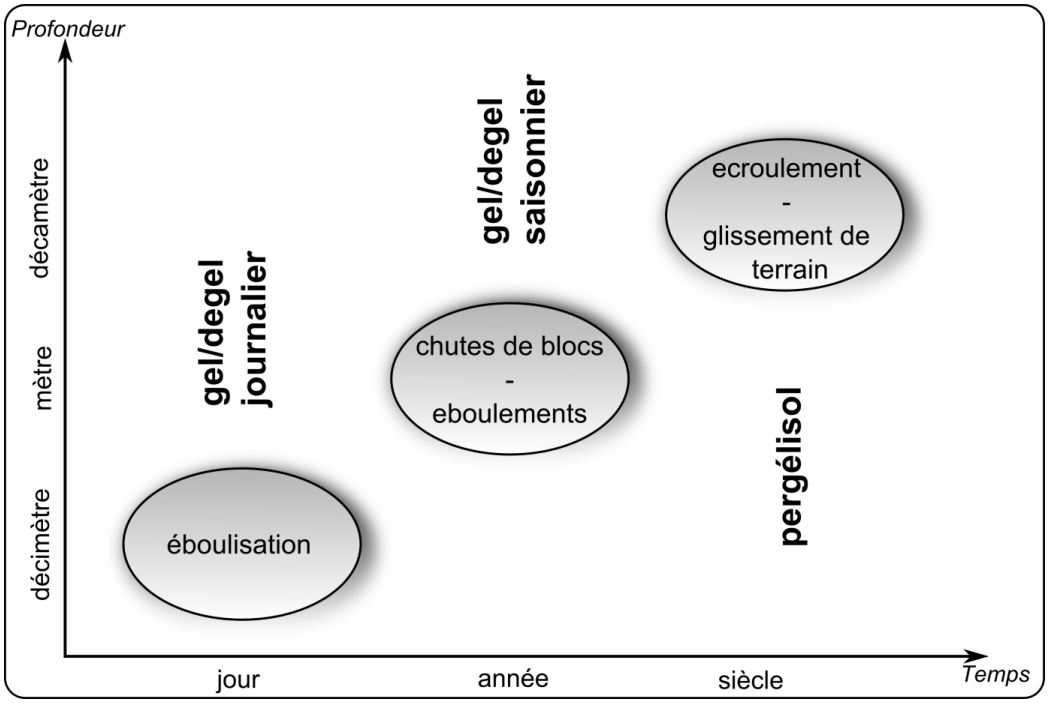


Figure I-11 Echelles de temps et de profondeurs impliquées dans la déstabilisation des versants rocheux. Modifiée d'après *Noetzli et al.,* 2006.

L'intensité du gel (cumulée ou instantanée) au niveau du sol est contrôlée par un ensemble de facteurs externes tels que la neige, la pluie, le vent et la topographie. Les caractéristiques de cyclicité et d'intensités cumulée et instantanée vont conditionner l'impact du gel sur les versants rocheux.

La Figure I-12 présente schématiquement les processus de déstabilisation des versants rocheux en fonction des échelles de temps et de profondeur. Les processus de gel intermittent (journalier et/ou saisonnier) n'affectent que la surface des versants en générant des éboulis ou des éboulements de faible volume. Dans ce travail, nous nous intéresserons aux processus profonds impliquant une échelle de temps supérieure à un siècle, qui sont reliés au développement du pergélisol.

I.3.2.1 Le fonctionnement du pergélisol

Le pergélisol est défini comme tout matériel lithosphérique (sol, roche en place, formation superficielle) dont la température reste inférieure ou égale à 0°C durant au minimum deux années consécutives [*Subcommittee*, 1988] pour des raisons climatiques [*Pewe*, 1973]. Le choix de cette durée minimale de deux ans, a été fait afin d'éviter l'éventuel effet du froid lié à un hiver long et rigoureux.

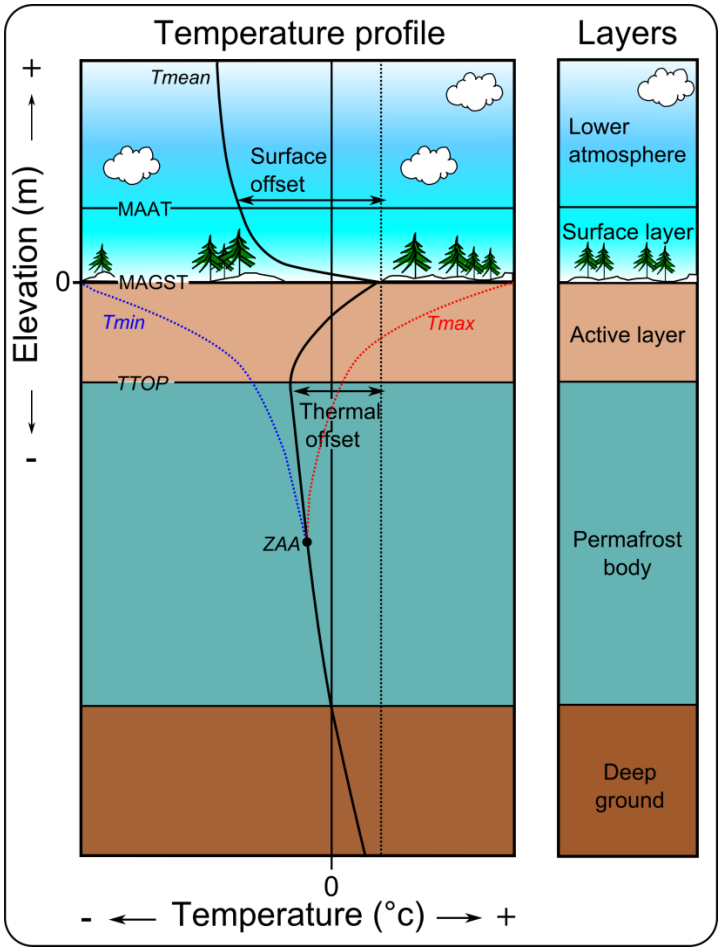


Figure I-12 Schéma d'un profil vertical de température (en noir) et de la structure thermique verticale avec les cinq couches caractéristiques. Modifié d'après *Riseborough,* 2008.

Le pergélisol correspond à un phénomène complexe situé à l'interface entre atmosphère et lithosphère. Sa formation, sa persistance ou sa dégradation sont très étroitement liées aux conditions climatiques. En effet sa mise en place s'effectue durant des périodes froides relativement longues telles que celles ayant régné lors des glaciations quaternaires. Durant ces périodes favorables, la profondeur de pénétration du gel hivernal va excéder la profondeur de pénétration du dégel estival, permettant ainsi la formation d'une couche initiale de pergélisol qui sera plus ou moins insensible au dégel estival. Par la suite, cette couche va progressivement s'épaissir jusqu'à ce que s'établisse à sa base un équilibre entre le flux de chaleur interne de la terre et le front de gel.

La Figure I-12 présente un profil schématique de température d'un sol affecté par un pergélisol [*Riseborough et al.*, 2008], avec les différentes couches caractéristiques, depuis l'atmosphère jusqu'au sol profond non gelé. La couche active, affectée par le dégel estival, surmonte le pergélisol. Elle se caractérise par une épaisseur qui peut varier de quelques centimètres à quelques mètres (0.5 à 8 m dans les Alpes), en fonction de l'intensité et de la durée du dégel. Au fil des saisons, elle va connaitre une succession de phases de gel et de dégel (Figure I-14). Sa limite inférieure en profondeur correspond à l'isotherme 0°C, marquant également le toit du pergélisol. La zone affectée par le pergélisol est donc située entre l'isotherme 0°C et la limite d'équilibre précédemment décrite. Sur la même figure sont également tracées les variations annuelles de température indiquées par leurs amplitudes maximales et minimales en profondeur. Cette variation diminue avec la profondeur,

jusqu'à devenir nulle à un point dénommé ZAA (*Zero Annual Amplitude*). L'analyse de l'évolution du profil vertical de température (Figure I-14) montre deux décalages thermiques (offset) [*Smith and Riseborough*, 2002]. Le premier décalage, appelé « *offset* de surface », positif par rapport à la température moyenne de l'air (Mean Annual Air Temperature, MAAT), est lié à l'effet de la végétation et du manteau nival. Il peut être exprimé au moyen des n-factors [*Lunardini*, 1978; *Jorgenson and Kreig*, 1988; *Smith and Riseborough*, 1996]. Le second décalage, l'« *offset* thermique » [*Burn and Smith*, 1988; *Romanovsky and Osterkamp*, 1995], négatif par rapport à la température moyenne annuelle de surface (*Mean Annual Ground Surface Temperature,* MAGST), est lié aux propriétés thermiques de la couche active, qui se modifient saisonnièrement selon la quantité d'eau et d'air que contiennent les vides (fractures, porosité) des roches ou des sols. Les températures moyennes annuelles au sommet du pergélisol (TTOP) peuvent donc être parfois significativement réduites par rapport à celles en surface (MAGST). En fonction des conditions climatiques et de l'altitude, la répartition spatiale du pergélisol peut prendre des formes différentes qui ont conduit à définir trois types de pergélisol [*Lanoe*, 2005] comme le montre la Figure I-13:

- **Un pergélisol continu (couverture spatiale supérieure à 70%) : D**ans les Alpes, le pergélisol continu est généralement présent au-dessus de 3300 m environ (actuel). A cette altitude, la température moyenne annuelle de l'aire est inférieure à -8.5°C [*Haeberli*, 1985] ;

- **Un pergélisol discontinu (couverture spatiale entre 30 et 70%) :** La limite inférieure du pergélisol discontinu se situe approximativement vers 2300- 2400 mètres dans les Alpes (actuel), avec une température moyenne annuelle de l'air comprise entre -1/- 2°C [*Haeberli*, 1985] ;

- **Un pergélisol sporadique (avec une couverture spatiale inférieure à 30%) :** Ce type de pergélisol se retrouve même à des températures largement positives [*Haeberli*, 1985] . Il est présent notamment dans des éboulis froids [*Delaloye*, 2004; *Delaloye and Lambiel*, 2005; *Morard et al.*, 2008] ou dans des glacières [*Luetscher*, 2005].

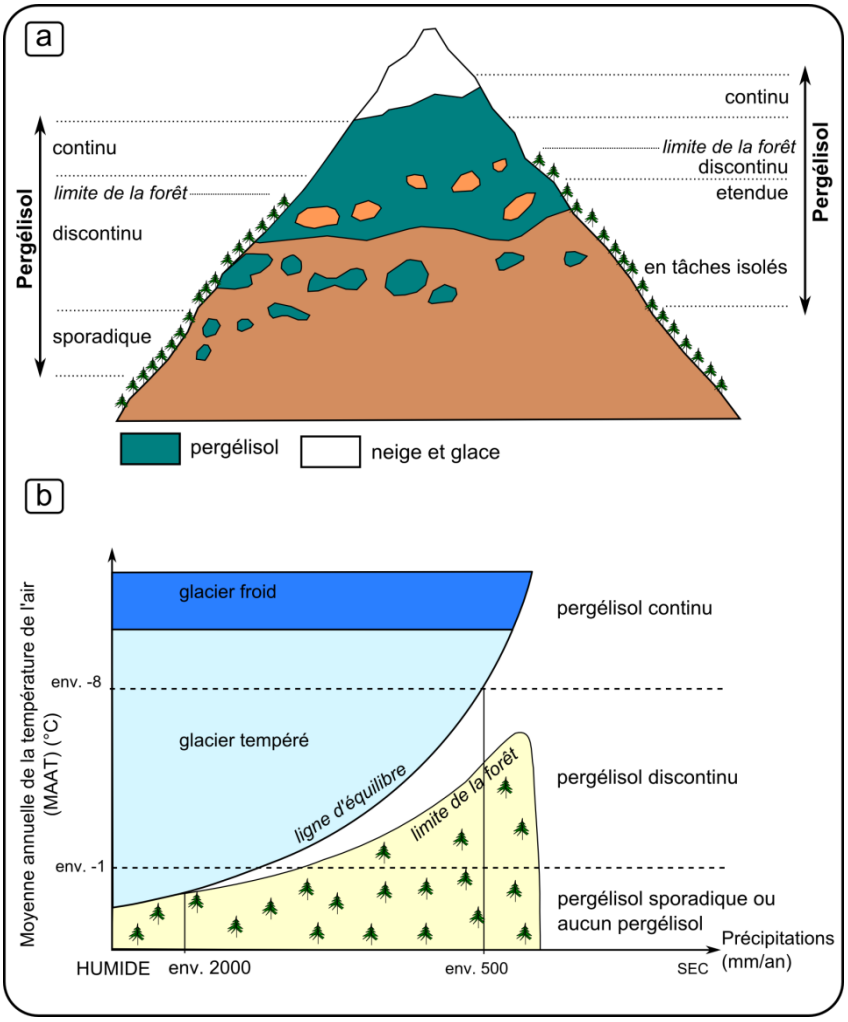


Figure I-13 Diagrammes schématiques illustrant a) la distribution du pergélisol dans les Alpes. Modifié d'après *French,* 2007 b) la relations spatiales entre les glaciers et le pergélisol, comme une fonction de la température moyenne annuelle de l'air (MAAT) et des précipitations annuelles (traduisant la continentalité). D'après *Haeberli,* 2005. Timberline (limite de la forêt).

La distribution du pergélisol, dépend donc principalement des conditions climatiques déterminées à l'échelle globale par la latitude et la circulation atmosphérique. En effet sous un climat humide (Figure I-13b), le pergélisol est presque inexistant car les terrains sont presque entièrement recouverts par des glaciers. Les glaciers étant généralement tempérés (base à 0°C), les conditions ne sont alors pas favorables à la mise en place d'un pergélisol. Pour un pergélisol déjà présent, l'avancement d'un glacier à sa surface entrainera même sa dégradation partielle à totale [*Guglielmin et al.*, 2001]. Mais lors du retrait du glacier et avec des conditions climatiques favorables, un pergélisol appelé néo-pergélisol peut progressivement se mettre en place [*Wegmann et al.*, 1998]. Au contraire pour un climat continental plus sec (Figure I-13b), la ligne d'équilibre des glaciers correspond à une température plus basse, permettant ainsi le développement d'une large zone affectée par le pergélisol. D'autres facteurs s'exprimant à différentes échelles vont également conditionner la distribution du pergélisol notamment en influant sur la température du sol [*Gruber*, 2005]. On retrouve ainsi à l'échelle régionale l'influence de la topographie (altitude, pente et orientation du versant) et à l'échelle locale l'influence de la couverture neigeuse, de la végétation

(limite de la forêt) et des conditions du substrat (nature de la roche, propriété physique) [*Gruber*, 2005].

I.3.2.2 Action du pergélisol sur les versants rocheux

Lors de la mise en place du pergélisol dans le versant, l'eau interstitielle et présente dans les fractures gèle et la glace ainsi formée joue le rôle de ciment, générant un effet de cohésion[*Cruden*, 2003]. La roche dure et compacte qui se forme par l'association de roche et de glace est appelée « béton ou ciment de glace ». Les résultats présentés à la Figure I-14 des expériences réalisées par *Mellor* [1973] sur des granites montrent une augmentation de résistance à la compression et surtout à la traction dans les échantillons saturés, dès que la température de l'eau interstitielle est inférieure à 0°C. Ce même comportement est également observé par *Krautblatter* [2009], avec une estimation de l'ordre de 300% de l'accroissement de la résistance des roches lorsque la température passe de 0°C et -5°C.

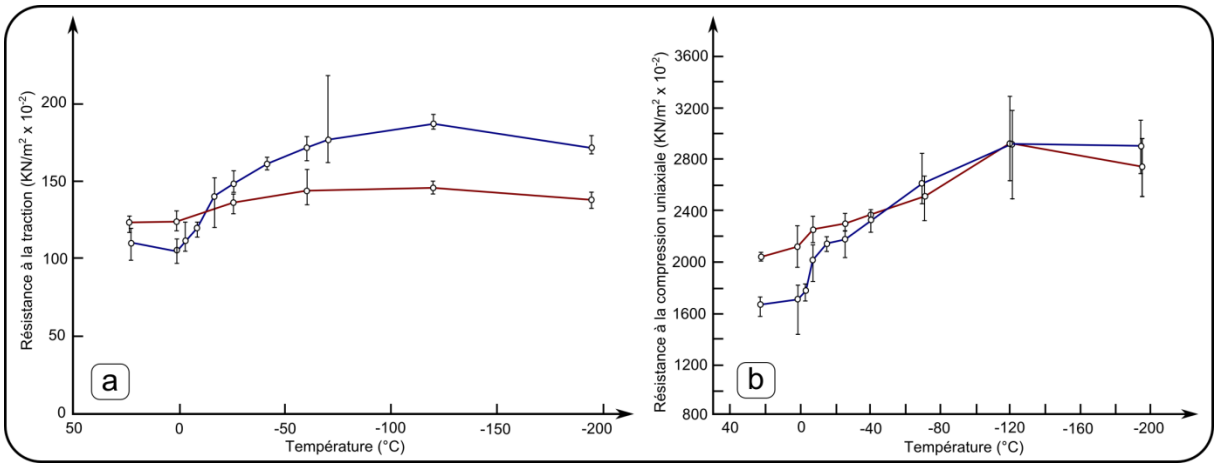


Figure I-14 Résistance à la traction (A) et à la compression uniaxiale (B) pour des granites secs (en rouge) et saturés en eau (en bleu) en fonction de la température. Modifiée d'après *Mellor,* 1973.

La dégradation du pergélisol dans les versants rocheux, lié à l'augmentation des températures, peut donc avoir d'importantes conséquences sur leur stabilité, avec deux principaux mécanismes associés. Le premier correspond à une réduction de la résistance au cisaillement et à la traction de la glace lors de l'augmentation de la température [*Bommer et al.*, n.d.; *Barnes et al.*, 1971; *Fish and Zaretsky*, 1997]. Cette diminution de la résistance de la glace en fonction de la température va influencer la résistance des discontinuités remplies de glace. Cet effet a été mis en évidence par *Davies et al,* [2000] lors d'essais de cisaillement direct en laboratoire sur des discontinuités remplies de glace. Pour quantifier cet effet, *Davies et al,* [2001] ont utilisé une approche analytique basée sur le calcul du facteur de sécurité (f_s) d'un versant en fonction de la température. Le facteur de sécurité est égal au rapport des forces résistantes (résistance de la glace, des fractures, résistance de la roche) qui s'opposent au déplacement et des forces motrices (composante tangentielle du poids, forces hydrauliques, sollicitations dynamiques : séismes) qui favorisent le déplacement. Lorsque ce facteur est supérieur à 1, le versant est stable ; dans le cas contraire, le versant est instable. La courbe présentée à la Figure I-15 montre pour les essais réalisés par *Davies et al,* [2000] l'évolution de ce facteur de sécurité en fonction de la température. Pour des températures inférieures à -1.5°C et

allant jusqu'à -5°C, le facteur de sécurité est supérieur à 1 et augmente avec la diminution de la température. Le versant est donc stable. Au contraire, pour des températures comprises entre -1.5°C et 0°C, ce facteur est inférieur à 1 indiquant un versant instable.

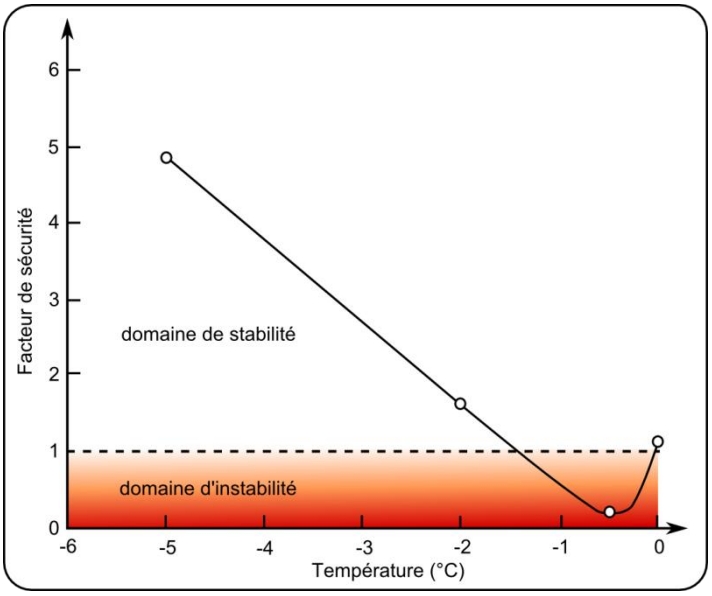


Figure I-15 Prévision de l'évolution du coefficient de sécurité en relation avec la température de la glace présente dans une fracture (angle de pente: 70 °, l'inclinaison de la fracture : 40 ° ; température entre -6 et 0°C) d'après *Davies et al.,* 2001.

Pour ces conditions de températures (-1.5°C à 0.5°C), les discontinuités remplies de glace seraient même moins résistantes que celles sans glace [*Davies et al.*, 2000]. D'autres éléments tels que la pression hydraulique, les conditions de formation, la taille des cristaux, les impuretés, ou l'inclusion de matériaux fins peuvent également fortement affecter la résistance de la glace [*Gruber and Haeberli*, 2007]. Il en résulte une réponse complexe du pergélisol au réchauffement.

Un second mécanisme lié au réchauffement des roches saturées entre -5 et 0°C [*Krautblatter*, 2009] est la réduction des frottements le long des fractures et de la résistance des ponts rocheux. La déformation peut se localiser le long du contact roche-glace par perte de liaison. Cette liaison résulte de la combinaison d'un emboitement glace/roche à grande échelle [*Davies et al.*, 2001] et d'une adhérence glace-roche [*Ryzhkin and Petrenko*, 1997]. Trois principaux mécanismes sont associés à cette adhérence [*Ryzhkin and Petrenko*, 1997; *Petrenko*, 2003]:

- des interactions électrostatiques entre la charge électrique à la surface de la glace et la charge induite sur la roche,
- des liaisons hydrogène entre les molécules d'eau et les atomes de la roche,
- et des forces de dispersion.

Par ailleurs, le développement de la glace et la propagation du front gelé au cours du temps peuvent également contribuer à dégrader les versants rocheux [*Murton et al.*, 2000; *Matsuoka and Murton*, 2008].

Le premier mécanisme correspond à l'accroissement du volume de l'eau de 9 % lors du gel [*Hallet*, 1983; *Matsuoka*, 1995]. Lors de la baisse de la température sous le point de fusion, une pression proportionnelle à cette baisse est alors exercée par l'eau sur les surfaces confinées. Pour des espaces confinés et saturés cette pression peut ainsi théoriquement atteindre 207 MPa lorsque la température s'abaisse jusqu'à -22°C. Cette efficacité reste cependant fortement déterminée par le confinement et le degré de saturation en eau. Ainsi pour un espace confiné rempli à moins de 91% d'eau, le gel se produit sans exercer de pressions destructrices car la glace remplit alors progressivement les espaces restés vides [*Prick*, 1999]. Bien qu'efficace sur des espaces confinés et saturés, l'efficacité de ce mécanisme est nettement moins importante sur des roches soumises à des conditions naturelles [*Hallet*, 2006]. En effet à moins que la roche ne soit saturée en eau et gelée de tout les côtés, l'expansion peut être simplement accommodée par l'écoulement de l'eau dans les pores vides ou par le coté non gelé [*Hallet*, 2006].

Le second mécanisme, appelé ségrégation de glace, correspond à la formation de lentilles de glace, engendrées par la migration de l'eau à l'état liquide vers le front de gel. Différents travaux ont établi le rôle de ce mécanisme dans la rupture des roches [*Hallet*, 1983; *Walder and Hallet*, 1985, 1986]. Ce mécanisme est généralement actif à proximité de la surface, où les gradients thermiques sont les plus forts. Cependant, de faibles gradients thermiques et de longues durées de gel peuvent permettre d'accroitre l'importance de la ségrégation de la glace par rapport à l'accroissement de volume [*Powers and Helmuth*, 1953; *Walder and Hallet*, 1985]. En effet pour *Rempel et al.,* [2004] c'est la baisse de la température sous le point de fusion qui va contrôler la pression, même en l'absence de gradient thermique. La lente ségrégation de la glace est ainsi possible en profondeur, dans des roches compactes. La vitesse de soulèvement est cependant limitée car l'apport en eau liquide se fait à travers la roche gelée [*Gruber and Haeberli*, 2007]. Ce mécanisme va affecter la stabilité des versants rocheux soumis au pergélisol, par l'élargissement lent et progressif du réseau de fractures [*Hallet et al.*, 1991] ou par l'expansion des fractures [*Tharp*, 1987]. Ces deux processus préparent ainsi le versant à d'éventuelles ruptures lors de la dégradation de la glace en réduisant la stabilité du secteur considéré par création de nouveaux plans de glissement [*Murton et al.*, 2006].

Le dernier mécanisme permettant de relier l'évolution du pergélisol et les instabilités de versant est la hausse des pressions hydrostatiques dans les anfractuosités de la roche, gouvernées par la hauteur d'eau dans les zones saturées interconnectées [*Gruber and Haeberli*, 2007]. Ce mécanisme affecte la résistance de la roche à différentes échelles allant du pore [*Atkinson,* 1984] jusqu'au versant [*Fischer et al.,* 2006 ; *Fischer,* 2009]. Son rôle dans les instabilités de versant a pu être mis en évidence dans différentes études [*Haeberli et al.*, 1997, 2004; *Haeberli*, 2005; *Gruber and Haeberli*, 2007; *Huggel*, 2009]. Son action consiste à réduire les contraintes effectives dans les fractures [*Gallart and Clotet*, 1988; *Sandersen et al.*, 1997] facilitant ainsi l'initiation de la rupture. De plus, lors de la fusion du pergélisol, la mise en circulation d'eau liquide va permettre d'une part d'alimenter ce mécanisme et d'autre part de le propager vers d'autres secteurs du versant. A l'inverse, l'imperméabilisation des roches par la glace peut générer des pressions hydrauliques qui vont jouer un rôle important dans la déstabilisation des versants rocheux, en diminuant la résistance [*Terzaghi*,

1962; *Fischer and Huggel*, 2008; *Fischer*, 2009]. Ce même phénomène peut être observé lorsque la glace saisonnière ou pérenne constitue un aquiclude (secteur imperméable) [*Gruber and Haeberli*, 2007].

L'action du gel/dégel ne se limite pas au phénomène de gélifraction ou cryoclastie en surface du versant. En effet, lorsque les conditions climatiques et les caractéristiques (cyclicité intensité instantanée, cumulée) sont réunies, un pergélisol peut se développer. Sa mise en place et sa dégradation ultérieure vont, en modifiant les propriétés thermiques, hydrauliques et mécaniques des versants rocheux, affecter la stabilité des versants rocheux soit en renforçant la résistance du massif (ciment de glace), ou en la diminuant (température, fracturation, pressions hydrauliques). L'action du gel/dégel peut donc également intervenir de cette façon dans la morphogenèse et l'évolution d'un versant rocheux.

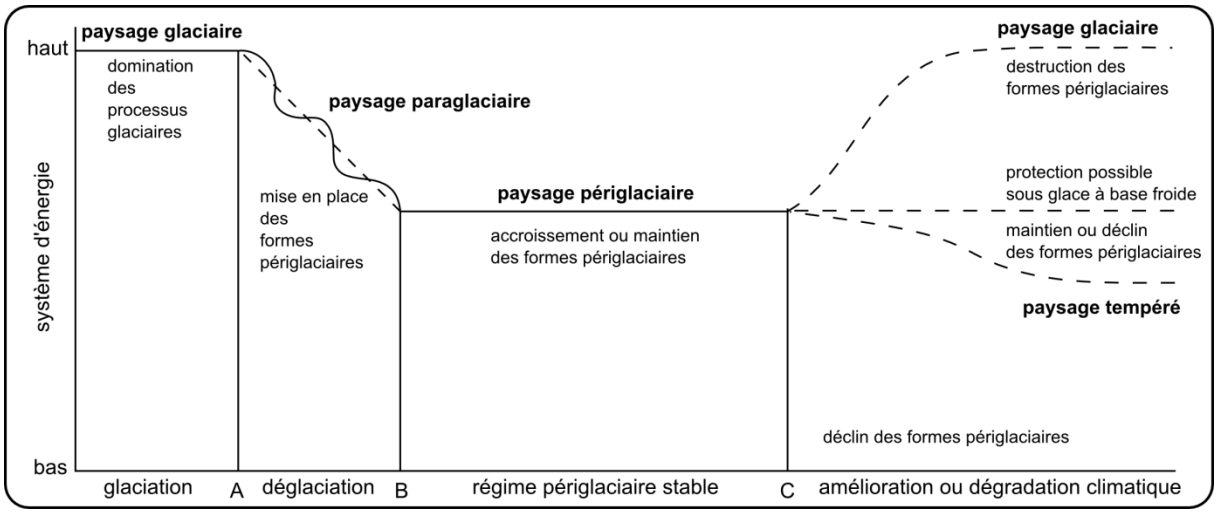


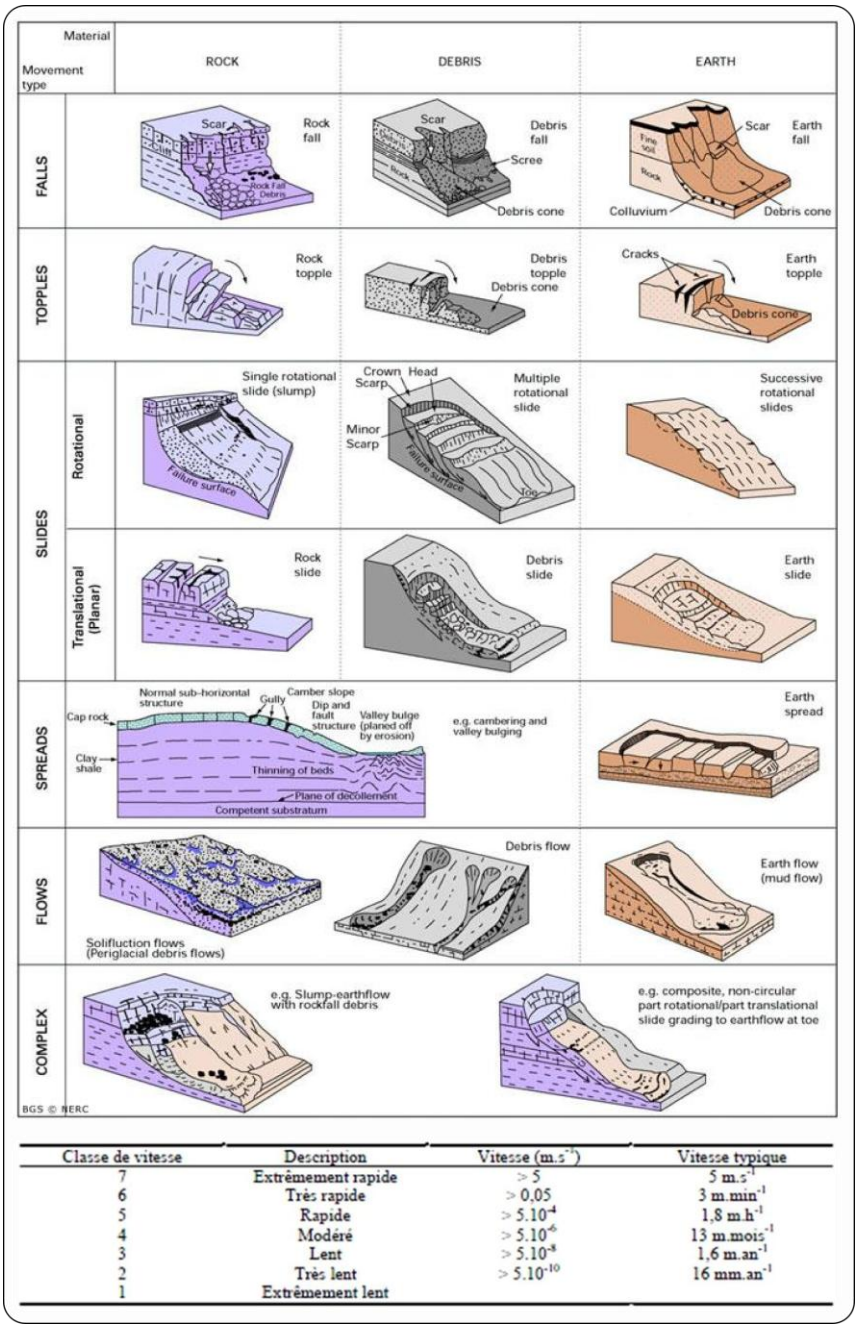
Figure I-16 Relation temporelle entre les paysages glaciaires, paraglaciaires et périglaciaires avec les conditions changeantes d'énergie. Modifiée d'après *Thorn and Loewenherz, 1987.*

I.3.3 Conclusion

La fin du Quaternaire est caractérisée par de fortes variations climatiques qui, à l'échelle d'un versant rocheux, s'expriment comme une succession d'épisodes favorisant l'englacement/désenglacement et la formation/dégradation du pergélisol. Cette histoire peut être représentée [*Thorn and Loewenherz*, 1987] sous la forme d'un modèle d'évolution temporelle (Figure I-16) montrant la modification des paysages en fonction des conditions climatiques. A la fin d'une glaciation, le paysage évolue de formes glaciaires à paraglaciaires, puis périglaciaires. Selon l'évolution climatique ultérieure (réchauffement ou refroidissement), les formes périglaciaires disparaissent ou se maintiennent. Pour chacune de ces périodes, l'action du glacier et du pergélisol sera plus ou moins importante et c'est cette succession depuis la dernière glaciation (pouvant être élargie au Quaternaire) qui va conditionner et prédisposer la morphogénèse et l'évolution d'un versant rocheux Alpin.

I.4 Mouvement de versant

Pour mieux appréhender et étudier les mouvements de versants, plusieurs classifications ont été proposées. Elles reposent généralement sur l'association d'informations telles que : la morphologie et la géométrie [*Colas and Pilot*, 1976; *Varnes*, 1978; *Crozier*, 1986; *Flageollet*, 1989; *Gervreau*, 1991; *Gervreau et al.*, 1992; *Dikau*, 1996], la cinématique ou la dynamique [*Millies-Lacroix*, 1981; *Crozier*, 1986] ou la combinaison des précédents critères, [*Antoine et Giraud*, 1993]. La classification la plus répandue, avec parfois quelques modifications, est la classification de *Varnes* [1978], qui distingue le type de mouvement, le type de matériaux et est associé à une échelle de vitesse (Figure I-17) [*Varnes*, 1978; *Cruden and Varnes*, 1996].



Classe de vitesse	Description	Vitesse ($m.s^{-1}$)	Vitesse typique
7	Extrêmement rapide	> 5	5 $m.s^{-1}$
6	Très rapide	> 0,05	3 $m.min^{-1}$
5	Rapide	> 5.10^{-4}	1,8 $m.h^{-1}$
4	Modéré	> 5.10^{-6}	13 $m.mois^{-1}$
3	Lent	> 5.10^{-8}	1,6 $m.an^{-1}$
2	Très lent	> 5.10^{-10}	16 $mm.an^{-1}$
1	Extrêmement lent		

Figure I-17 Classification et échelle de vitesse pour les mouvements de versant. D'après Varnes, 1978 ; *Cruden and Varnes,* 1996.

Les mouvements de versants auxquels nous nous intéresserons particulièrement sont des mouvements de grande ampleur : (1) déformation lente à grande échelle (Deep Seated Gravitational Slope Deformation, DSGSD) ou (2) glissement rocheux profonds (Deep Seated Landslides, DSL) pouvant résulter du réajustement des versants rocheux suite au retrait glaciaire [*Ballantyne*, 2002]ou à la dégradation du pergélisol, et pouvant évoluer en mouvements catastrophiques. Ces mouvements sont généralement caractérisés par une surface de rupture située à des profondeurs allant de plusieurs mètres à un kilomètre et par des déplacements de quelques $mm.an^{-1}$ à plusieurs $m.s^{-1}$, pouvant varier dans le temps. Ces mouvements complexes pouvant se développer et se propager à partir d'autres mécanismes ou mouvement de versant : basculement, glissement [*Deng et al.*, 2000; *Tamrakar et al.*, 2002], chute ou encore sous la forme d'écoulement (ex : Mont Granier en France,[*Goguel and Pachoud*, 1972]) nous présenterons donc également ces différents mécanismes ou mouvements associés.

I.4.1 Déformation lente à grande échelle, Deep Seated Gravitational Slope Deformation (DSGSD).

Les déformations lentes à grande échelle du versant, également appelées Deep Seated Gravitational Slope Deformation (DSGSD) ou encore « sagging » (anglais) ou « sackung » (allemand), correspondent à des mouvements de versants possédant les caractéristiques suivantes :

- morphostructurales : contrepentes, doubles crêtes (impression donnée par l'effondrement de la crête), escarpements et crevasses (Figure I-18). Ces morpho-structures sont souvent inégalement reparties et concentrées dans les versants. Elles sont en effet essentiellement distribuées autour des crêtes et sommets et peu ou pas représentées dans la partie basse des versants [*McCalpin*, 1999].
- une extension d'échelle comparable au versant [*Bachmann*, 2006; *Bachmann et al.*, 2009]
- de faibles vitesses de déplacement de l'ordre de quelques mm.an-1 [*Varnes*, 2000]
- la présence de glissements de terrain secondaires dans la masse déformée.

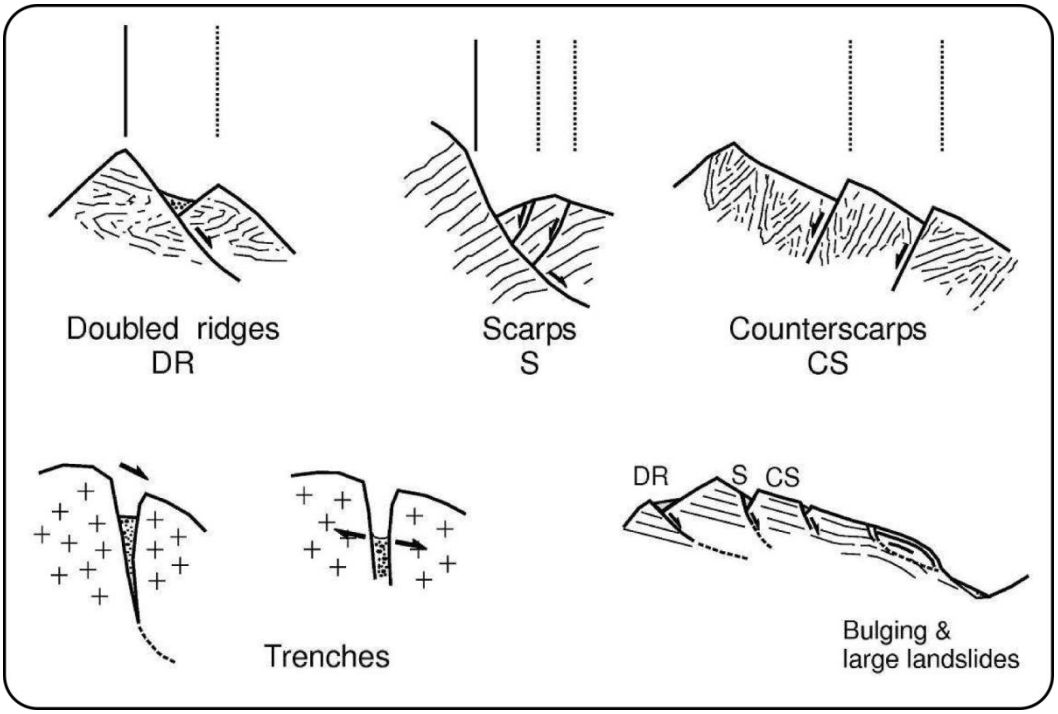


Figure I-18 Morphostructures caractéristiques des DSGSD. En trait continu, l'escarpement principal et, en trait pointillé, les escarpements secondaires. D'après *Agliardi et al,* 2001.

De nombreux travaux ont été réalisés pour expliquer les observations de surface [*Jahn*, 1964; *Zischinsky*, 1966; *Tabor*, 1971; *Hippolyte et al.*, 2006]. Pour ces mouvements bien identifiés en surface, les observations en profondeur restent cependant limitées et ne permettent pas de déterminer l'existence, la nature ou la localisation de la rupture en profondeur. Il est donc difficile pour ce genre de mouvement de déterminer les volumes affectés. Les récents travaux sur les DSGSD de *Bachmann et al,* [2006 et 2009] à partir de modèles analogiques ont cependant mis en évidence l'influence de la hauteur et de la topographie sur la surface de rupture (profondeur, géométrie) et donc sur les volumes affectés par les DSGSD.

Le versant de Colle-Longue, situé dans la vallée de la Tinée dans les Alpes Sud françaises (Massif Argentera-Mercantour), est un exemple de DSGSD (Figure I-19). Cette déformation de grande ampleur affecte le socle métamorphique sur une surface d'environ 45 km². Elle présente des déformations extensives du pied du versant jusqu'aux crêtes (Figure I-19) et quelques structures compressives uniquement au pied du versant. Ces morpho-structures caractéristiques du DSGSD présentes dans le versant correspondent à :

- des contrepentes pouvant atteindre 20m de hauteur, guidées par les plans de foliations orientés N120°E et de pendage 40°NE.

- des crevasses avec des ouvertures remplies de colluvions atteignant 15 m de largeur

Jomard [2006] propose une coupe interprétée du versant de Colle-Longue sur laquelle apparaissent les contrepentes qui sont connectées au système de failles N110-140°E ainsi que les crevasses associées géométriquement à des zones de failles normales ayant un pendage vers la vallée (Figure I-19). Aucune surface de rupture délimitant le DSGSD n'est cependant observée. Il

souligne également la présence d'un glissement rocheux emboité (Deep Slope landslide, DSL (paragraphe I.4.2.2)) dans la partie occidentale du pied du DSGSD (Figure I-19). Ce glissement de la Clapière représente l'évolution sur une épaisseur d'une centaine de mètres, de la partie inférieure du DSGSD de Colle-Longue vers un glissement rocheux [*Jomard,* 2006].

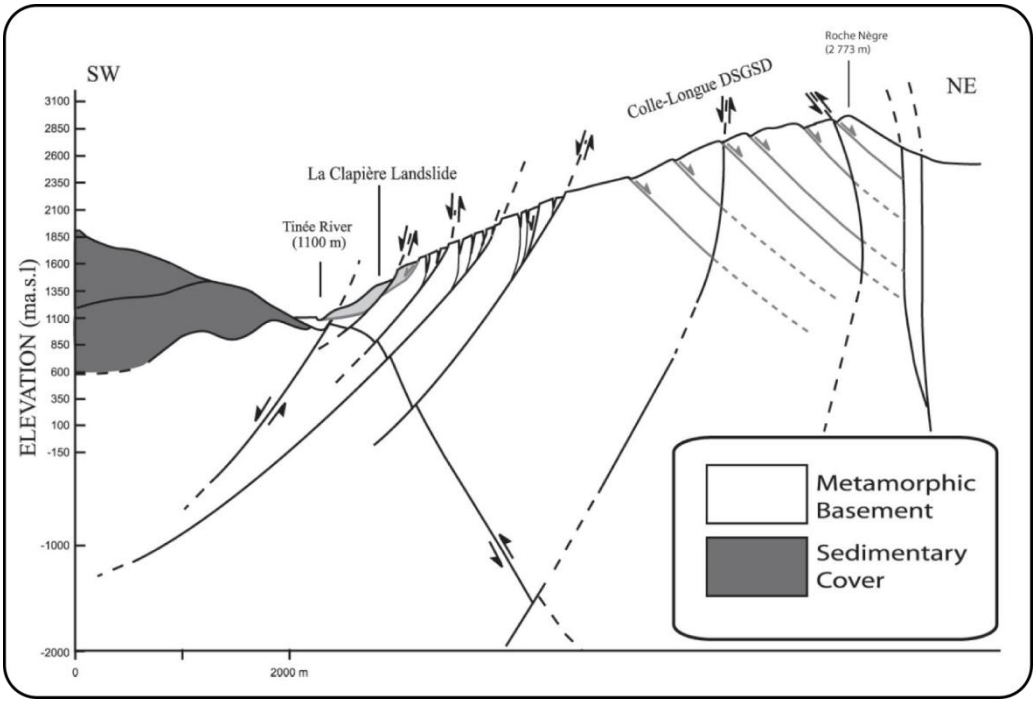


Figure I-19 Coupe interprétée de la déformation du versant de Colle Longue avec le glissement de La Clapière à la base du versant. D'après *Jomard,* 2006.

I.4.2 Glissement rocheux profonds (Deep Seated Landslides :DSL)

Les glissements rocheux de type DSL sont caractérisés par le mouvement d'une masse rocheuse le long d'une surface de rupture relativement profonde (dizaine à centaine de mètres [*Hutchinson*, 1989, 1995]). Ces mouvements ne doivent cependant pas être confondus avec les DSGSD, malgré des caractéristiques communes. En effet contrairement au DSGSD les DSL n'affectent qu'une partie du versant, et ne présentent aucune des morphostructures essentielles associées aux DSGSD. Les vitesses observées pour ce type de mouvement varient entre quelques dizaines de mm/an à plusieurs centaines de m/h voire km/h, lors de période de catastrophe majeure. Les volumes mobilisés sont proches du million de m^3 et peuvent atteindre plusieurs dizaines de millions de m^3.

Ces glissements peuvent être classés en deux types - translationnel ou rotationnel - selon la forme de la surface de rupture.

I.4.2.1 Glissement translationnel

L'origine des glissements rocheux translationnels est liée à la présence dans le versant de plans structuraux (stratifications, failles) ou mécaniques (transition calcaires-marnes) orientés dans la pente. Le versant de Beinn Spionnaidh en Écosse [*Sellier*, 2008]est affecté de nombreux glissements translationnels avec des formes de glissements élémentaires de dimensions décimétriques, des glissements collectifs de dimensions métriques et des glissements massifs de grandes tailles de

plusieurs centaines de mètres de longueur et de largeur(Figure I-20). Les masses mobilisées sont composées de blocs anguleux de taille métrique à plurimétriques qui donnent naissance à un champ de blocs à structure ouverte (*openwork*). Les formes décrites (Figure I-20) correspondent à des formes de distension dans la zone de départ et de compression dans la partie principale et frontale.

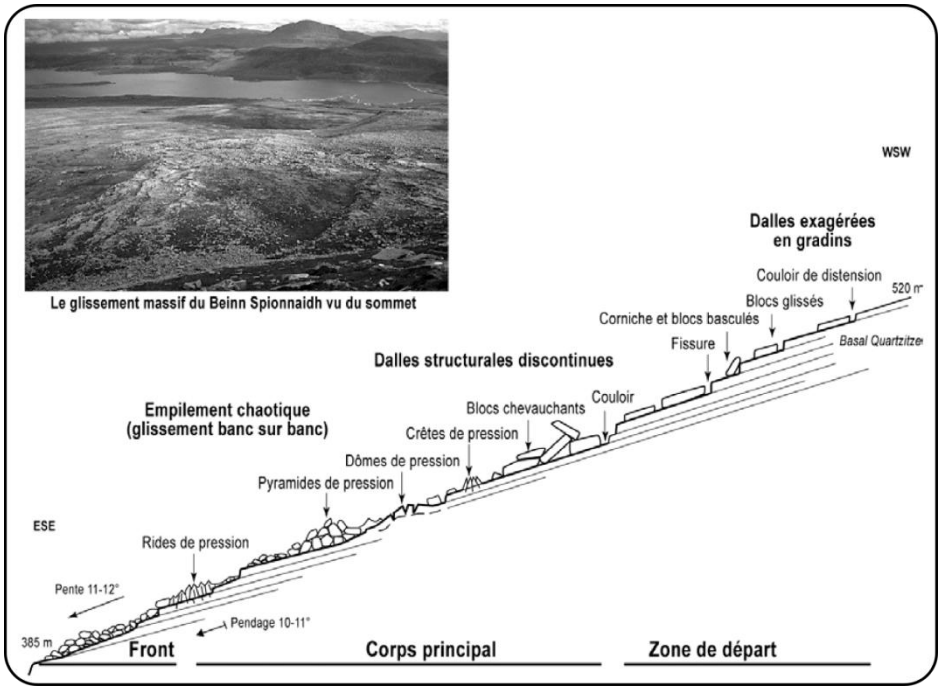


Figure I-20 Glissement massif paraglaciaire banc sur banc sur le revers monoclinal quartzitique du Beinn Spionnaidh, monts de Durness, Highlands du Nord-Ouest, Écosse. D'après *Sellier,* 2008.

I.4.2.2 Glissement Rotationnel

Le second type de glissement rocheux correspond aux glissements rotationnels. Selon *Hoek* [1970] et *Hoek and Bray* [1981], ce type de mouvement peut survenir en milieu rocheux si :

- Il n'y a pas de maille structurale persistante dans le versant. Le milieu peut alors être considéré comme homogène [*Varnes*, 1978] (par exemple un versant fortement fracturé sans orientation de discontinuité prédominante) ;

- Les particules élémentaires de roche sont négligeables par rapport à la taille du versant ;

- Les particules emboîtées ne forment pas des plans de discontinuité importants.

Le glissement de la Clapière, emboité dans le DSGSD de Colle-longue (Figure I-19) est un bon exemple de mouvement de type rotationnel, bien qu'il présente également une composante translationnelle moins importante [*Bois et al.*, 2008]. Ce mouvement, dont le volume est évalué à 60.10^6 m^3, est situé en rive gauche de la vallée glaciaire de la Tinée. Il affecte sur un dénivelé de 700m le versant de la Clapière composé de roches métamorphiques [*Julian*, 1991; *Gunzburger and Laumonier*, 2002] et découpé par un réseau de failles subverticales [*Guglielmi et al.*, 2005] (Figure I-21). Ce glissement est limité en amont (1600m) par un escarpement de 120 m de hauteur et de 800 m de largeur et recouvre à sa base les alluvions de la Tinée sur 1 km de large (Figure I-21). En profondeur, les données de résistivité électriques obtenues *Tric et al.,* [2010] permettent d'imager et

de placer la surface de rupture à 150 m ± 50 m de profondeur. Pour *Gugliemi et al.,* [2005] , le glissement de la Clapière correspondrait à la réactivation d'un mouvement ancien en basculement (paragraphe I.4.3) de colonnes de roches de 150 à 200 m d'épaisseur, limité par des failles majeures découpant le versant.

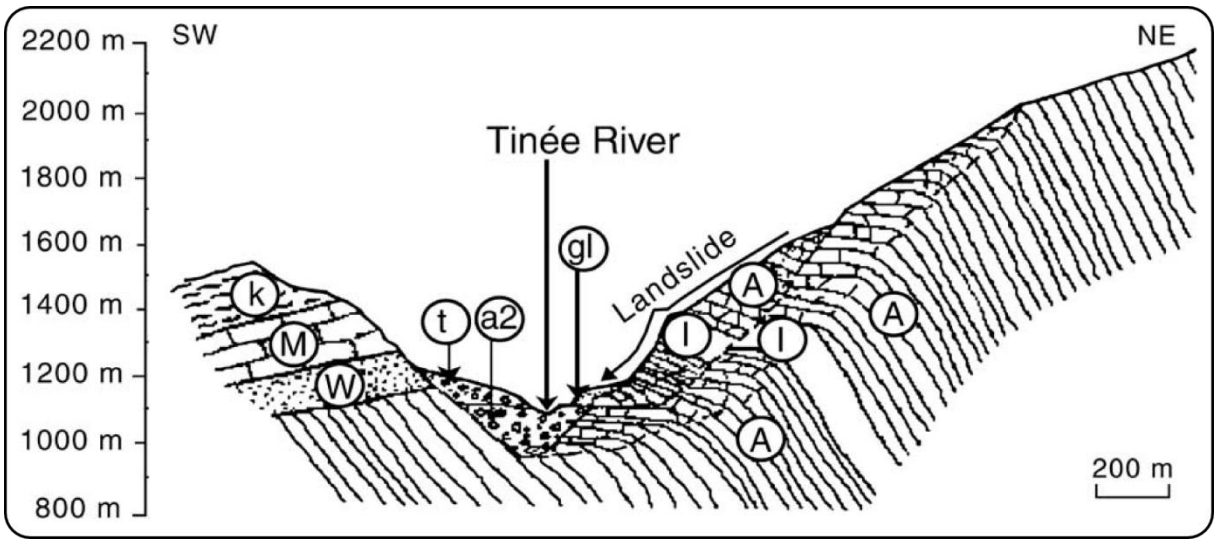


Figure I-21 Coupe géologique du mouvement AA'. D'après *Follaci,* 1987. Quaternary units: t = torrential ejecta; gl = fluvial and glacial deposits; a2 = alluvium. Sedimentary units: k = gypsum marls; M= Triassic limestone; W=Werfenian sandstone. Metamorphic units: A= migmatitic gneiss of Annelle; I = metadiorite of Iglière.

Bien qu'il existe des glissements rocheux avec une composante unique de déplacement (rotationnelle ou translationnelle), ces cas limites restent rarement observés. En effet comme pour l'exemple du glissement de la Clapière, les glissements rocheux résultent souvent de la combinaison de ces deux types de mouvements. De plus, ce mouvement peut se faire sur une ou plusieurs surfaces de rupture et peut également être progressif. La propagation de la rupture dans le versant va alors contrôler le développement du mouvement.

I.4.3 Basculement

Considéré comme caractéristique des versants paraglaciaires, le basculement ou « toppling » peut affecter des volumes faibles à très importants (plusieurs millions de m^3) [*Merrien-Soukatchoff et al.*, 2001]. Les versants doivent alors présenter des discontinuités pénétrant profondément dans le massif [*Goodman and Bray,* 1976]. Ce mécanisme fonctionne par rotation progressive des colonnes de roches, résultant du découpage du versant par des discontinuités fortement persistantes pouvant être des plans de stratification, des fractures ou la foliation. Il existe différents mécanismes de basculement [*Hoek and Bray*, 1981] (Figure I-22) d'origine gravitaire [*Goodman and Bray*, 1976]: basculement par flexion, basculement de blocs et basculement par flexion composé de blocs.

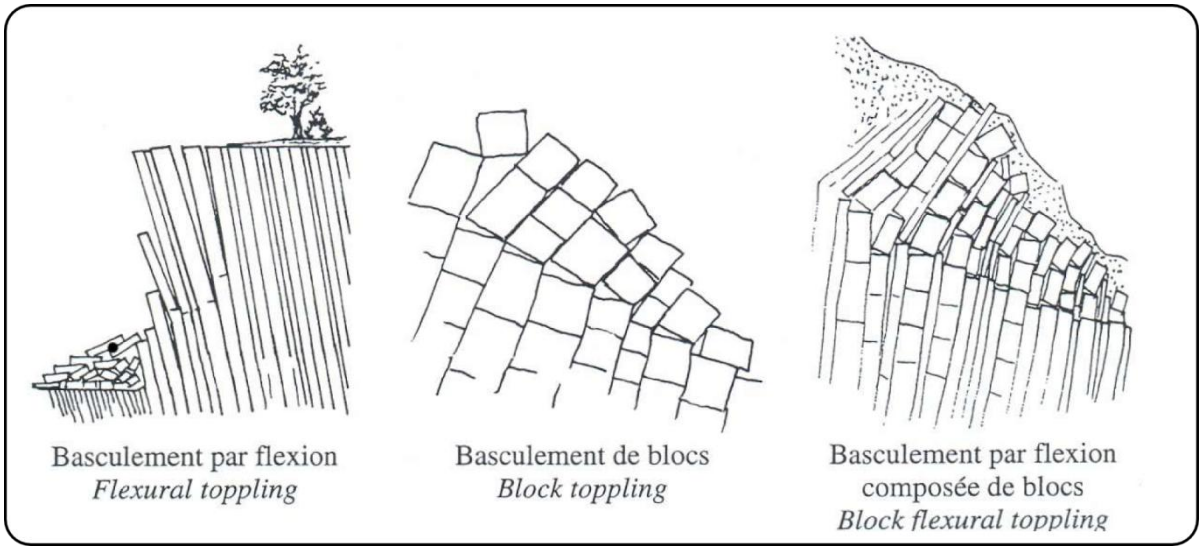


Figure I-22 Schéma des différents types de basculement. D'après *Hoek et Bray,* 1981.

Selon le type de discontinuités présentes dans le massif, un mécanisme sera plutôt activé qu'un autre. Ainsi, lorsqu'une seule famille de fracture est présente, c'est le mécanisme de basculement par flexion qui va intervenir alors que les deux autres mécanismes (basculement de blocs ou basculement par flexion composée de blocs) vont nécessiter la présence d'un second jeu de discontinuités horizontales (Figure I-22). Pour certains auteurs [*Tamrakar et al.*, 2002], le basculement est considéré comme un phénomène préliminaire au déclenchement de certains glissements rocheux [Figure I-26]. C'est notamment le cas pour le glissement de la Clapière décrit précédemment [*Guglielmi et al.*, 2005].

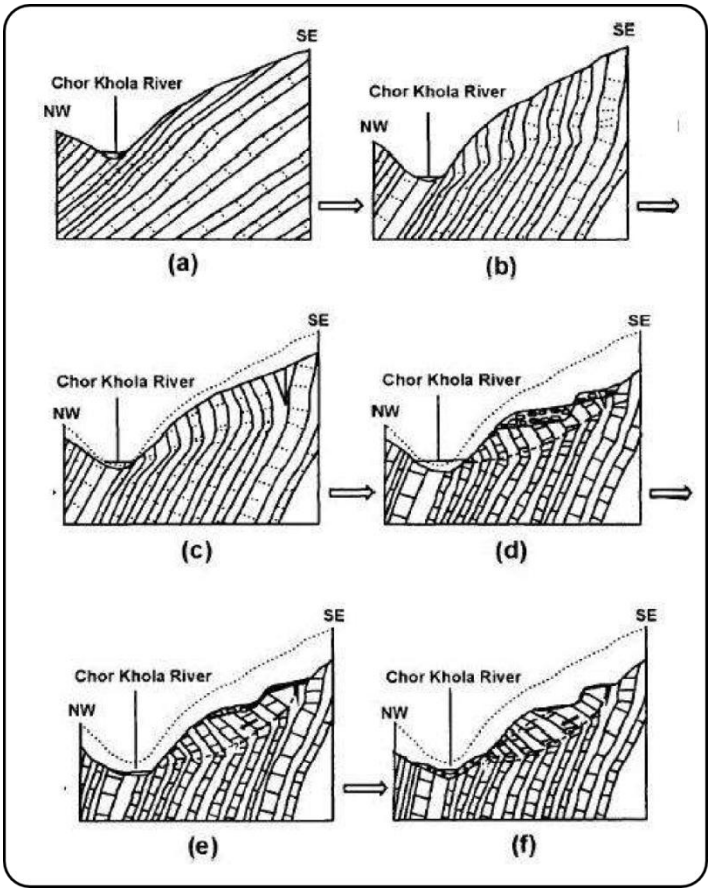


Figure I-23 Différentes étapes de (a) à (f) de l'évolution d'un basculement (Toppling) vers un glissement de grande ampleur. D'après *Tamrakar et al.,* 2002. En trait pointillé, profil initial du versant

I.4.4 Chutes de blocs Eboulement/Ecroulement

Les chutes de blocs sont décrites comme des mouvements très rapides (plusieurs dizaines à centaines de m/s) [*Paronuzzi*, 1987; *Azzoni et al.*, 1995], de masses de tailles très variables en milieu rocheux fissuré et fracturé [*Lebourg*, 2000]. Ce type de mouvement est en effet présent à différentes échelles allant de la chute de blocs isolés [*Hutchinson*, 1989] jusqu'à des éboulements ou écroulements rocheux de plusieurs milliers ou millions de m^3 [*Brueckl and Parotidis*, 2001; *Eberhardt et al.*, 2004]. On peut alors parler pour ces mouvements de grande ampleur d'avalanche rocheuses ou « sturzstrom « [*Hsü*, 1978; *Hutchinson*, 1989]. Toutefois, indépendamment de la taille, le mécanisme de départ reste le même et correspond à une rupture associée à une diminution progressive de la résistance d'une zone du versant. L'initiation se fait alors majoritairement à la faveur des fractures orientées favorisant l'appel au vide de la masse [*Evans and Hungr*, 1993]. Ce mécanisme, fortement conditionné par l'état de fracturation du versant, affectera donc préférentiellement les formations massives et fracturées, telles que les formations calcaires ou cristallines. De nombreuses avalanches de grande ampleur sont documentées dans la littérature. Dans les Alpes, on peut citer les exemples de l'écroulement de la Madeleine situé dans la vallée de la Haute-Maurienne ou de l'avalanche de Randa située dans les Alpes Suisses (Figure I-24). Ces deux mouvements ont respectivement mobilisé des volumes de roches de $10^8 m^3$ [*Hugonin*, 1988] et de

~30.10^6 m^3 (en deux épisodes successifs de 22 et 7. 10^6 m^3, Figure I-24) [*Sartori et al.*, 1999], générant dans les vallées d'importants dépôts. Les barrages ainsi formés ont entrainé la création de lacs en amont provoquant dans le second cas l'inondation du village de Randa.

Pour chacun de ces exemples, au delà de la fracturation favorable (Madeleine : [*Couture et al.*, 1997]; Randa : [*Schindler et al.*, 1993]), l'eau issue de la fonte nivale ou glaciaire semble avoir eu un rôle important notamment en saturant les versants [*Schindler et al.,* 1993 ; *Couture et al.,* 1997] (générant ainsi des surpressions dans les versants) mais également en diminuant progressivement la résistance du versant en altérant les discontinuités. Dans le cas de l'écroulement de la Madeleine, l'âge du mouvement supposé Tardiglaciaire [*Letourneur and MONJUVENT*, 1983] suggère également le rôle de la perte de support latéral du versant suite au retrait des glaciers de vallée comme facteur déterminant [*Couture et al.,* 1997] .

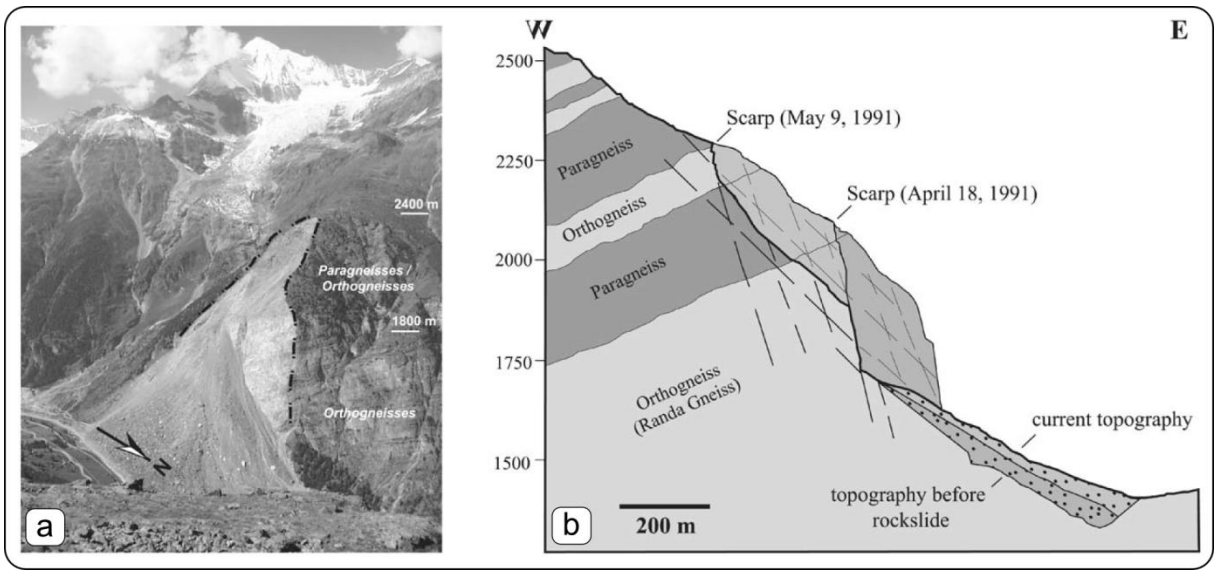


Figure I-24 a) Photographie b) Coupe géologique de l'avalanche rocheuse de Randa. D'après *Eberhardt et al.,* 2004.

I.5 Méthodes d'investigation

Dans le but de caractériser et d'étudier un mouvement de versant rocheux, plusieurs méthodes d'investigation peuvent être utilisées. Deux approches complémentaires sont alors employées :

- La première s'articule autour de la détermination des caractéristiques du mouvement : caractérisations géologique, structurale et géomécanique à partir d'études de terrain et de mesures en laboratoire, mais également une caractérisation temporelle au moyen de datations géochronologiques.

- Les informations ainsi acquises permettent d'alimenter la seconde approche qui consiste à réaliser des modèles analogiques ou numériques afin de déterminer les principaux paramètres influençant l'initiation et l'évolution du mouvement étudié.

Dans ce paragraphe sont présentées les méthodes et techniques qui seront employées au cours de ce travail de thèse afin de caractériser le mouvement de Séchilienne (présenté dans le chapitre 2).

I.5.1 Etudes de terrain

I.5.1.1 Caractérisation géologique et structurale

I.5.1.1.1 Méthodes cartographique et Instrumentation du versant

La cartographie précise des éléments structuraux et géomorphologiques à partir d'observation de terrain, de l'analyse de MNT, d'images satellitaires ou de photographies aériennes est essentielle pour caractériser la géométrie et la morphologie d'un mouvement de versant. Elle permet également de mettre en évidence les morphostructures caractéristiques ainsi que les éléments structuraux (failles, réseau de fractures) et morphologiques (pentes) pouvant contribuer à l'initiation ou au contrôle de l'évolution de la déstabilisation. En associant ces données à des méthodes d'auscultation : mesures de suivi cinématique par extensomètres, cibles ou points GPS permettant d'établir le champ de déplacement en surface, une première idée de la cinématique du mouvement peut être élaborée.

La Figure I-25 est un exemple de carte morpho-tectonique proposée par *Jomard et al.,* [2010], pour le glissement de la Clapière. Cette carte permet de mettre en évidence 4 principaux compartiments composant le mouvement et de reconstruire les mécanismes de rupture gravitaire pour les profils tracés CS1 à CS4 [*Jomard et al.*, 2010].

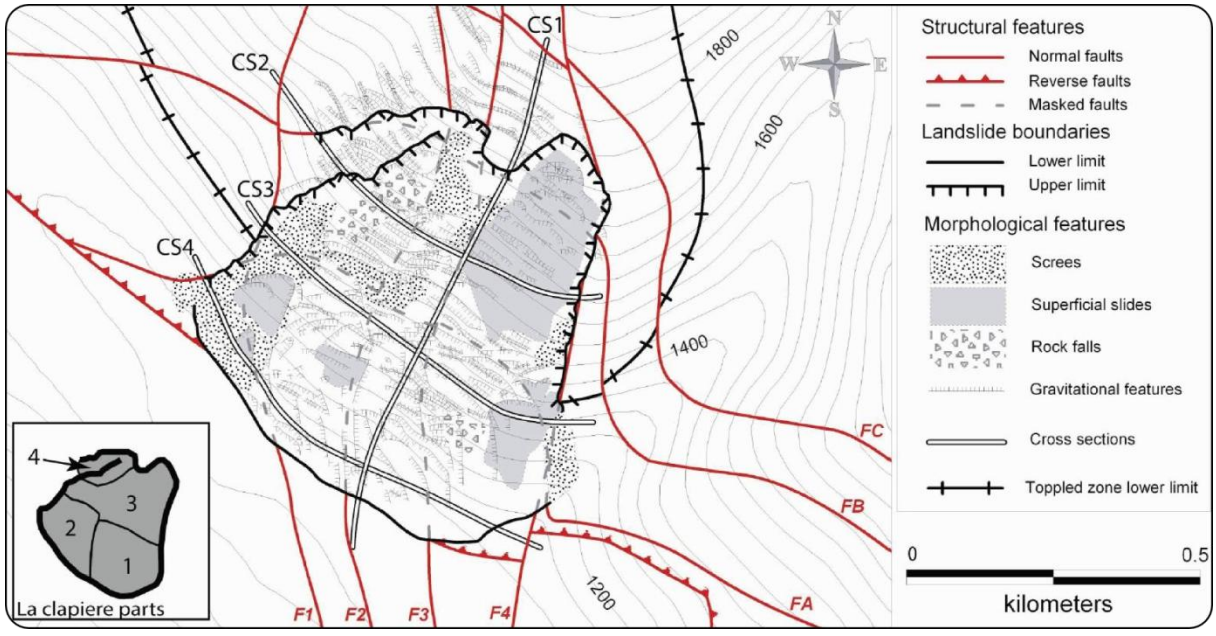


Figure I-25 Carte Morpho-tectonique du glissement de la Clapière. Les structures majeures superficielles divisent le mouvement en 4 compartiments principaux. Cette carte permet de reconstruire le mécanisme de la rupture gravitaire. 3 profils électriques ont été respectivement acquis le long des profils CS2 , CS3 et CS4. D'après *Jomard et al.,* 2010.

D'autres outils de mesures peuvent également être placés sur le versant, à sa surface ou dans des forages, tel que des capteurs pluvio et nivométriques afin de quantifier les apports d'eau dans le massif. Des stations sismologiques peuvent également être placées afin de localiser les microséismes générés par l'activité du mouvement [*Helmstetter and Garambois*, 2010].

I.5.1.1.2 Méthodes géophysiques

Limitées généralement à la surface, et toujours localisées dans le cas de forages ou de tunnels, les observations structurales ne sont généralement pas suffisantes pour caractériser la structure interne globale et les propriétés physiques du massif. Des méthodes de prospection géophysiques peuvent alors être utilisées (Tableau I-2). Réduites par le passé à quelques dizaines de mètres de profondeur [*Ferrucci et al.*, 2000], l'emploi de ces méthodes ne permettaient cependant pas d'acquérir dans le cadre de mouvements de grandes ampleurs des informations sur les limites en profondeur de la zone affectée. Le développement et l'application des méthodes de tomographie [*Lebourg et al.*, 2005; *Jomard et al.*, 2010] permet aujourd'hui d'atteindre des profondeurs de pénétration supérieures à la centaine de mètres. Le choix de la technique d'investigation et des dispositifs sera fonction de la profondeur d'investigation et de la résolution souhaitées, ainsi que des propriétés physiques désirées (Tableau I-2).

Deux grandes classes de méthodes sont distinguées [*Reynolds*, 2011] :

- les méthodes passives qui permettent de détecter des variations du champ naturel terrestre
- les méthodes actives qui vont générer un signal à l'intérieur du sol et mesurer en retour des modifications de ce signal aux moyens de détecteurs appropriés.

Méthode géophysique	Propriété physique	Applications		
		Etude géologique régionale	Etude géotechnique	Etude hydrogéologique
Gravitaire	Densité	1	2	2
Magnétique	Susceptibilité	1	2	-
Sismique réfraction	Module Elastique, densité	1	1	2
Sismique réflexion	Module Elastique, densité	1	2	2
Bruits de fonds sismique	Module Elastique	2	1	2
Electrique	Résistivité	+	1	1
Potentiel spontané	Différence de potentielle	-	+	1
Polarisation induite	Résistivité, capacitance	+	+	2
Electromagnétique	Conductance, inductance	+	+	2
Géoradar	Permittivité, conductivité	-	1	1

Tableau I-2 Méthodes géophysiques et applications principales. Modifié d'après *Reynolds,* 1997. 1 : méthode première ; 2 : méthode seconde ; + : méthode possible ; - : méthode inapplicable.

En reprenant l'exemple de la Clapière, des tomographies de résistivité électrique (Electrical Resistivity Tomograhy, ERT) (Figure I-26) [*Jomard et al.*, 2010] ont été réalisées le long des profils CS2, CS3 et CS4 localisés sur la Figure I-25). La comparaison entre ces tomographies et les profils géologiques interprétatifs respectifs (Figure I-26), révèlent pour le profil ERT n°1 une très bonne corrélation entre la structure gravitaire en surface et les informations électriques [*Jomard,* 2010].On observe ainsi en surface une zone conductrice superficielle qui peut être mise selon *Jomard et al.,* [2010] en correspondance avec un glissement secondaire superficiel. On retrouve sous ce glissement secondaire, une zone fortement résistive correspondant au corps principal du glissement. Cette importante résistivité est induite par l'état fortement déstructuré, déformé et insaturé de la masse affectée par le mouvement. Vers 80-90m la limite du mouvement peut être déterminée. Elle

correspond à un saut de résistivité entre la zone fortement conductrice du mouvement et la présence stable et saturée en dessous. Cette limite est cependant nettement moins marquée que celle observée sur le profil ERT n°2. Le profil ERT n°3, montre également bien les limites du glissement. Les différences ici observées sont induite par une structure géologique plus complexe (dépôts triasiques, sous sol métamorphiques). On a donc ici un bon exemple de l'utilisation de la géophysique pour mettre en évidence les limites d'un mouvement.

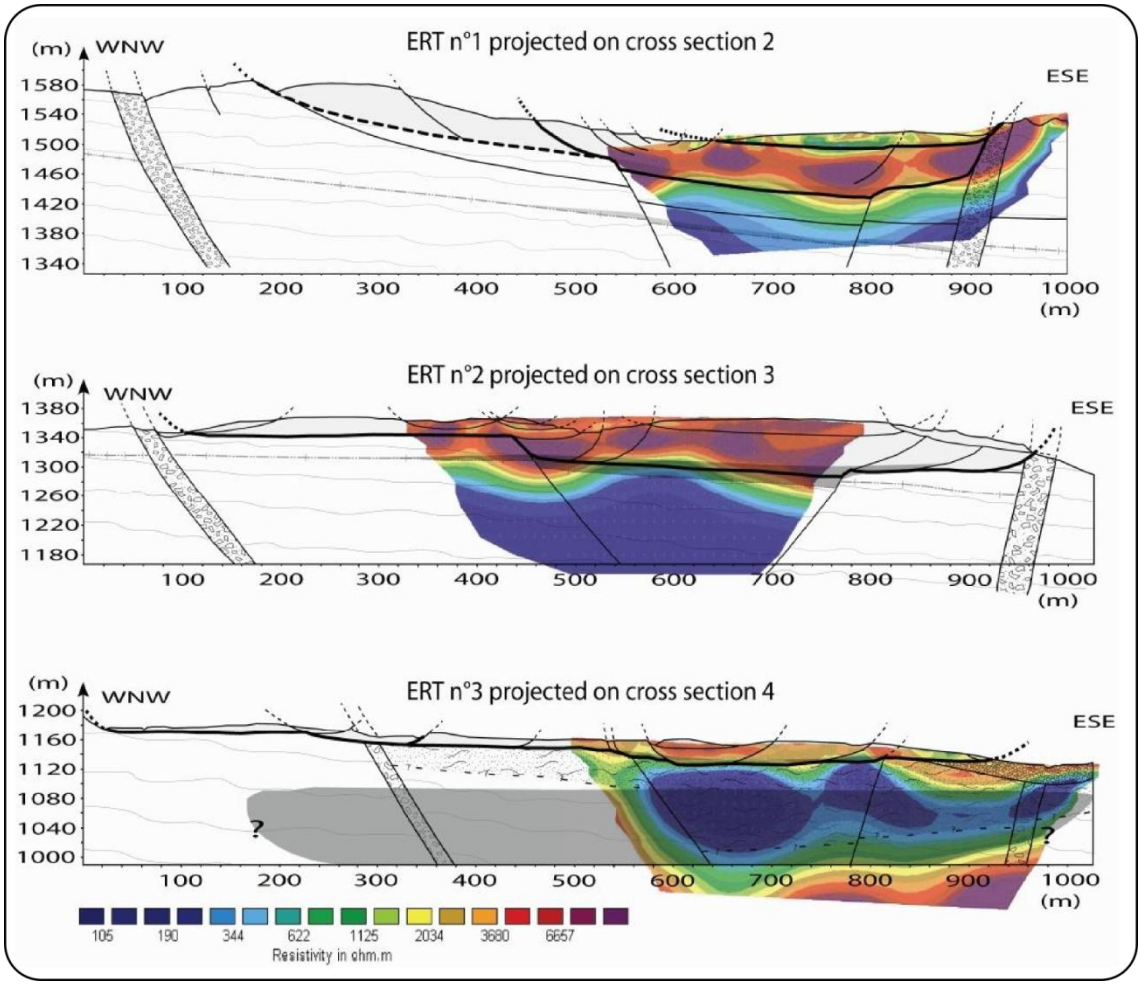


Figure I-26 Projection des profils ERT sur les profils géologiques sur le site de La Clapière. D'après *Jomard*, 2010.

I.5.1.1.3 Essais mécaniques en laboratoire

Les mesures et essais en laboratoire donnent accès aux propriétés mécaniques et physiques du ou des matériaux composant le massif (densité, porosité, module de Young, coefficient de Poisson, résistances à la compression et à la traction…). Le choix des échantillons prélevés sur le terrain doit être représentatif de la composition et de la structure du massif. Les échantillons prélevés étant de taille centimétrique à décimétrique, ils ne peuvent caractériser que des zones réduites d'un versant de taille hecto à plurikilométrique. Ces paramètres mécaniques doivent donc être extrapolés à l'échelle du versant par le biais de méthodes empiriques [*Bieniawski*, 1976; *Hoek and Brown*, 1980]. Les différentes valeurs ainsi obtenues pourront être utilisées comme paramètres d'entrée dans la modélisation de l'instabilité gravitaire.

I.5.1.2 Caractérisation temporelle

Pour mieux comprendre la cinématique, l'initiation et l'évolution du mouvement étudié des méthodes géochronologiques absolues peuvent être employées, qui permettent d'attribuer un âge absolu à l'objet daté. Les différentes méthodes applicables au mouvement de terrain selon la localisation de l'échantillon au dessus, en dessous ou dans le mouvement [*Schoeneich*, 1992] sont illustrées à la Figure I-27 [*Lang et al.*, 1999] :

- La datation par ^{14}C des éléments végétaux enfouis suite à l'activité du glissement : souches et troncs dans des mares créées par les irrégularités topographiques, développement de tourbe, sols, souches et troncs recouverts par les terrains glissés,… (Figure I-27a, c, d, f, i)
- La dendochronologie qui permet de déterminer l'âge des arbres qui se sont développés sur les terrains glissés ou qui ont été inclinés par le mouvement (Figure I-27a, c, h).
- La datation par la lichénométrie des thalles de lichen qui ont colonisés les éboulis résultant de l'instabilité (Figure I-27b)
- La datation par thermoluminescence (TL) et par luminescence stimulée optiquement (OSL) de dépôts de sédiments recouverts par les terrains glissés (Figure I-27c, d, e, f, g, i)

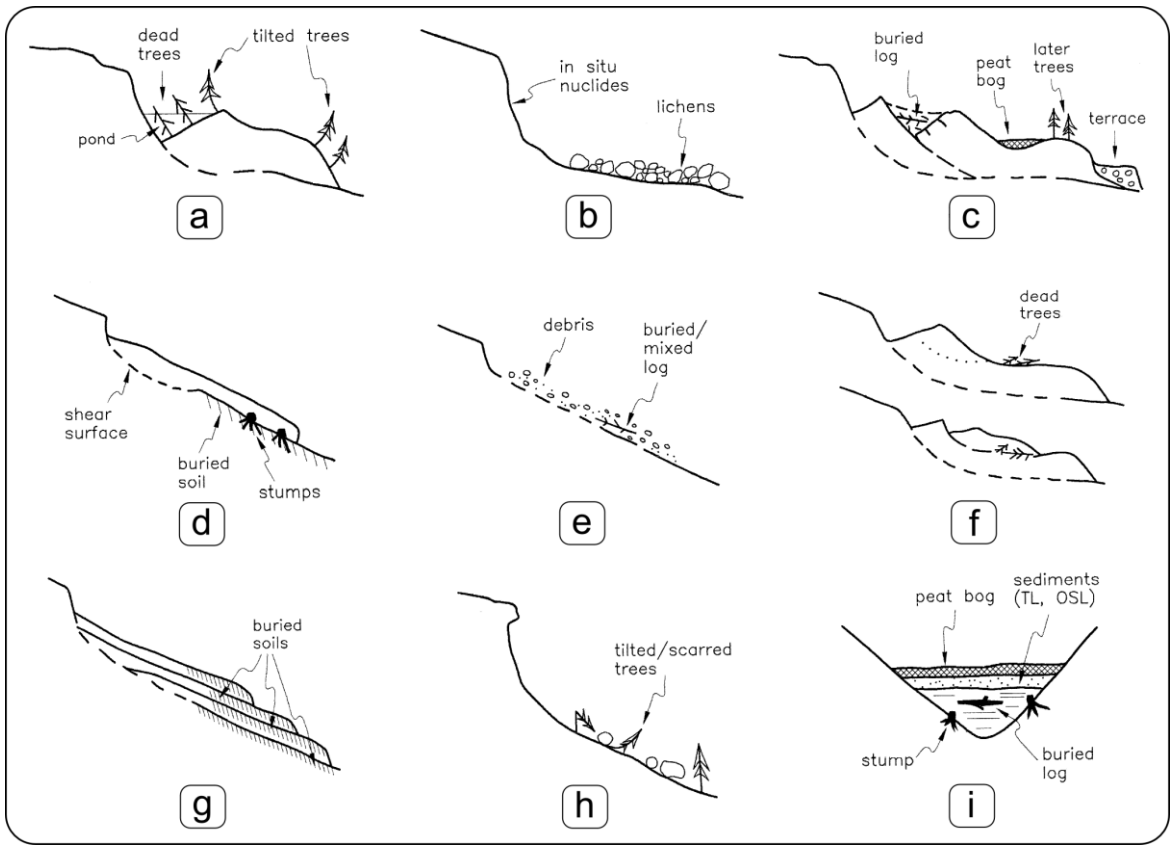


Figure I-27 Localisation des éléments de datation sur les mouvements de terrain. D'après *Lang et al.*, 1999

Mais également la datation par nucléides cosmogénique in situ (Figure I-27b). Cette méthode des cosmonucléides, développée il y a une dizaine d'années, se base sur la datation par temps

d'exposition (Cosmic ray exposure, CRE) utilisant les nucléides rares (3HE, 10Be, 21Ne, 26Al, 36Cl) résultant de l'interaction entre le rayonnement cosmique et les minéraux constituant les roches de surfaces. Elle trouve son application dans la détermination d'âge d'exposition ou de taux d'érosion de surfaces géomorphologiques [*Cerling and Craig*, 1994; *Siame et al.*, 2000; *Gosse and Phillips*, 2001]. Appliquée aux mouvements de terrain, elle constitue un puissant outil de datation [*Gosse and Phillips*, 2001] afin d'améliorer la compréhension de leur cinématique [*Ballantyne et al.*, 1998; *Ballantyne and Stone*, 2004; *Bigot-Cormier et al.*, 2005; *Sanchez et al.*, 2010…]. Dans le cas de mouvements de versant situés dans d'anciennes vallées glaciaires, l'application de cette méthode sur d'anciennes surfaces glaciaires peut également permettre de contraindre la chronologie de retrait du glacier et donc de déterminer le rôle éventuel de la déglaciation sur l'initiation de ces instabilités [*Le Roux et al.*, 2009].

Les glissements de la Clapière [*Bigot-Cormier et al.,* 2005] , de le Pra [*Sanchez ,* 2010] et du « Pré de Madame Carle » [*Cossart et al.,* 2008] sont des exemples de mouvements rocheux sur lesquels a été appliquée cette technique de datation par cosmonucléides. Dans le but de déterminer les relations entre tectonique, instabilités de pentes et changements climatiques, à l'échelle des alpes du Sud-Ouest, *Sanchez et al.,* [2010] ont effectué une étude de datation des failles actives , des glissements de terrain et des surfaces glaciaires, en prélevant des échantillons sur des escarpements gravitaires (mouvement de Le Pra), ainsi que sur des surfaces de faille et des surfaces glaciaires à proximité du mouvement . En prenant en compte les données d'une étude précédente sur le mouvement de la Clapière [*Bigot-Cormier et al,* 2005], ils ont daté les évènements suivants :

- entre 15 et 12 ^{10}Be ka, la dernière transition glaciaire/interglaciaire Holocène
- à 11 et 7-8 ka, l'activité tectonique principale. Cette activité succède rapidement aux épisodes principaux de déglaciation,
- 3 périodes successives de déstabilisation gravitaire à 11-12, 7-9 et 2,5-5,5 ^{10}Be ka.

Pour comprendre la cinématique générale, l'ensemble de ces données est placé sur la Figure I-28, avec des données climatiques à l'échelle globale depuis le dernier maximum glaciaire [*Alley*, 2004], ainsi qu'à l'échelle du massif de l'Argentera à partir d'études géomorphologiques [*Federici and Stefanini*, 2001] et des étude polliniques [*Ortu et al.*, 2008]. La proximité temporelle des âges de déglaciation et de l'activité tectonique suggère une relation entre ces événements. Ainsi le rebond glaciaire, associé à l'augmentation dans les pores de la pression hydrostatique, influencerait l'activité tectonique [*Sanchez et al.,* 2010]. Les phases de déstabilisation gravitaire à 11-12 et 7-9 ^{10}Be ka coïncident avec l'activité tectonique principale, suggérant que la sismicité liée à cette activité tectonique aurait agi comme un facteur déclenchant les déstabilisations. La dernière phase entre 2,5-5,5 ^{10}Be ka pourrait être attribuée à l'adoucissement du versant résultant de l'action de nombreux séismes de faibles magnitudes, ou de l'influence climatique durant l'Optimum climatique caractérisé par d'importantes précipitations et des températures élevés.

Pour de nombreux mouvements de terrain situés dans les Alpes (Flimms, Koefoel, Rognier, et Séchilienne ; [*Hippolyte et al.*, 2006; *Ivy-Ochs et al.*, 2009; *Le Roux et al.*, 2009]l'âge d'initiation est

compris entre 6 et 12^{10}Be ka, suggérant que ces grands mouvements de versant peuvent résulter de l'action combinée de l'activité tectonique et de la transition entre une période froide et sec à une période chaude et humide[*Sanchez et al.,* 2010]. Pour *Sanchez et al,* [2010] ces déstabilisations ne semblent donc pas liées au phénomène de décompression glaciaire. La même conclusion est faite par B*igot-Cormier et al,* [2005]. En effet la phase d'initiation principale du mouvement est datée entre 6,7 ± 1,0 10Be ka et 7,2 ± 0,5 10Be ka soit 5700 ans après le retrait du glacier de la Tinée daté à 13,3 ± 0,1 ^{14}C ka. Toutefois pour la vallée du Rabuons située à droite du mouvement de la Clapière, la phase de déstabilisation est datée à 10,3 ± 0,5 ^{10}Be ka et pourrait donc être liée à la décompression glaciaire datée à 11-12 ^{10}Be ka [*Bigot-Cormier et al,* 2005].

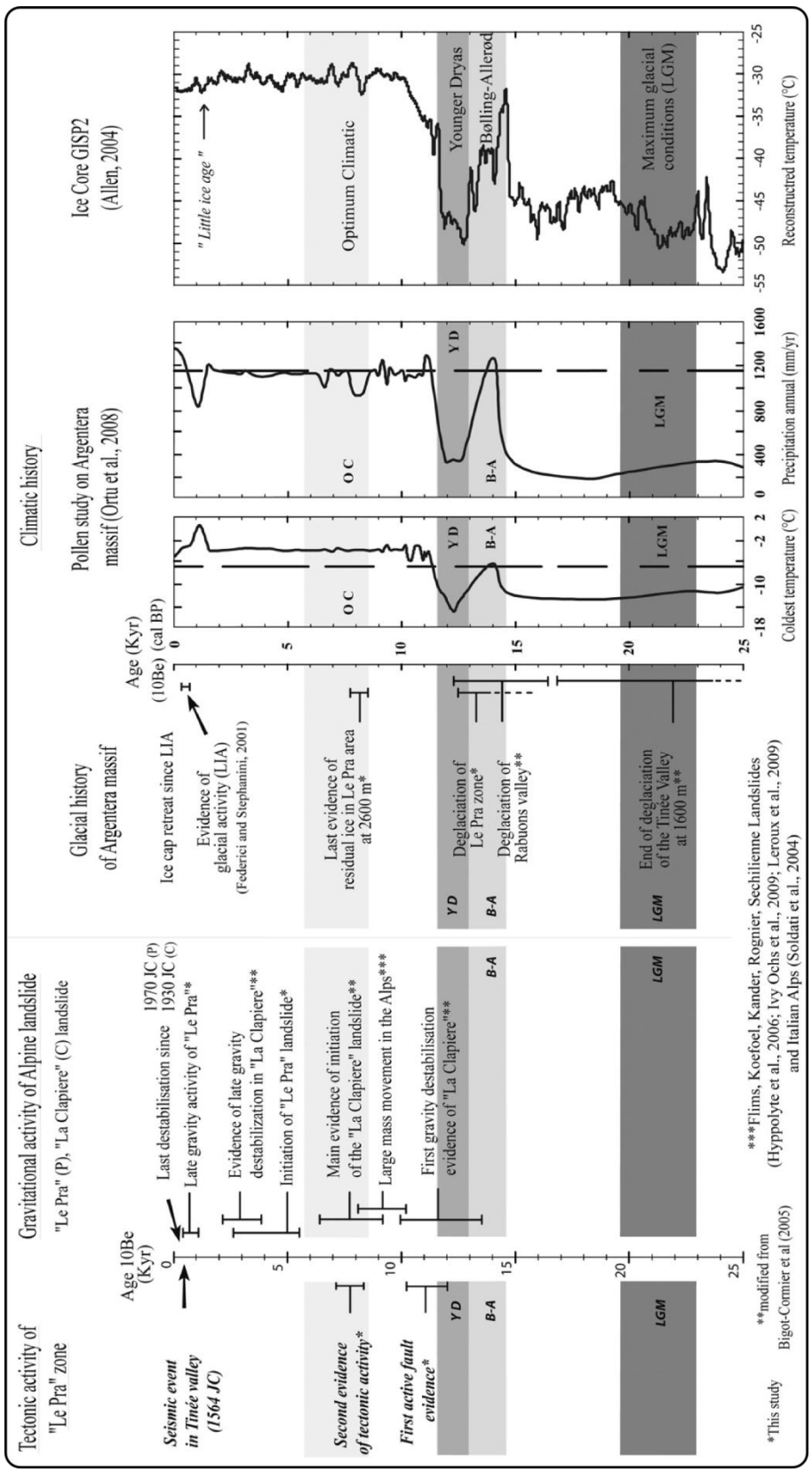


Figure I-28 Comparaison entre les événements tectoniques, l'initiation des mouvements de versants [*Bigot-Cormier et al.*, 2005] et les données climatiques à l'échelle globale depuis le dernier maximum glaciaire [*Alley,* 2004], et à l'échelle du massif de l'Argentera, à partir d'études géomorphologiques [*Frederici and Stephanini,* 2001] et des études polliniques [*Ortu et al.,* 2008]. LGM: Last Glacial Maximum; B-A: Bolling and Alleroid ; YD : Younger Dryas. D'après *Sanchez et al.,* 2010.

Cossart et al., [2008] ont réalisé des datations sur les mouvements de vallée de la Clarée et du pré de Madame Carle (bassin de la Haute-Durance) afin de déterminer à la fois la dynamique de retrait glaciaire et l'âge des déstabilisations gravitaires. A partir de datations cosmogéniques sur des surfaces glaciaires (surfaces polies, roches moutonnées), ils ont estimé l'extension des paléo-glaciers [Figure I-29]. Le retrait glaciaire progressif au cours de l'Holocène entre 7,5 ± 1,5 ^{10}Be ka et 10,5 ± 1,5 ^{10}Be ka [*Cossart et al.,* 2008] dans la partie haute de la vallée s'est accompagné dans la vallée de Clarée de nombreux basculements rocheux daté de manière synchrone avec la déglaciation de la vallée à 10.1 ± 2.1 10Be ka. Ces instabilités gravitaires ont donc probablement été initiées en réponse au relâchement des contraintes lié au retrait glaciaire [*Cossart et al.,* 2008]. Pour le site du pré de Madame Carle, les datations cosmogéniques de blocs erratiques issus d'un glissement rocheux important (volume estimé entre 1 et 10 millions de m3) suggèrent au minimum deux étapes de déstabilisation. La première (Stage 1, Figure I-29) est datée à 6,5 ± 1,9 ^{10}Be ka, indiquant que la partie basse du versant est devenue instable juste après la déglaciation de la vallée (Stage 0, Figure I-29) initiant alors une avalanche rocheuse en réponse à la décompression du massif (Cossart et al., 2008). Une seconde étape de déstabilisation (Stage 2, Figure I-29), estimée à 1,6 ± 0,5 ^{10}Be ka, est probablement liée à un réajustement de la partie supérieure du versant par des phénomènes d'éboulements rocheux ou de coulées boueuses (encore actifs aujourd'hui), suite à la première avalanche rocheuse.

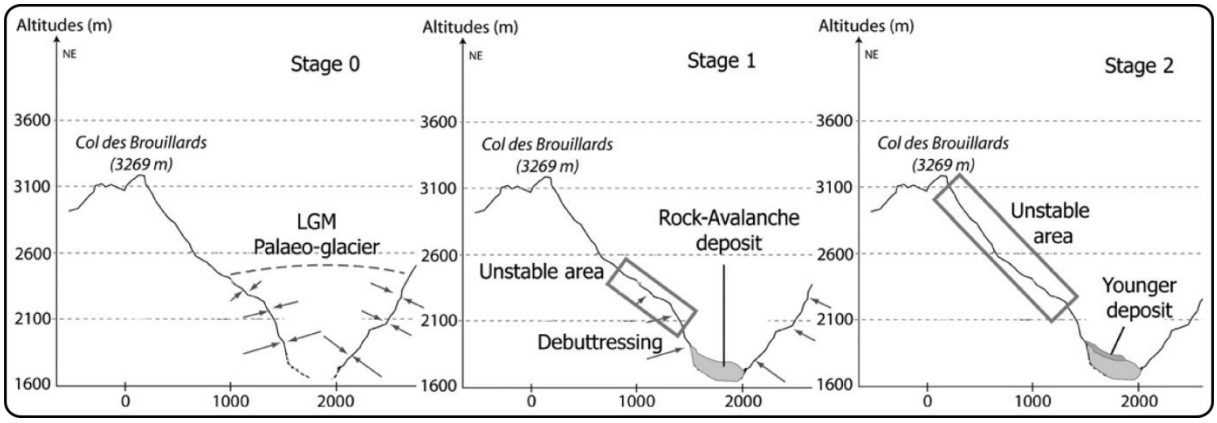


Figure I-29 Evolution schématique avant et après la déglaciation du versant NE au dessus du pré de Madame Carle. Stage 0 : extension maximale du glacier. Stage 1 : immédiatement après la déglaciation. Stage 2 : deuxième étape de déstabilisation gravitaire. D'après *Cossart et al.,* 2008.

I.5.2 Modélisation numérique des mouvements de versant

Pour représenter et comprendre les modalités de la rupture d'un massif et de son évolution, ou de l'évolution du pergélisol dans un versant, deux approches de modélisation peuvent être employées:

- la modélisation physique qui repose sur la représentation matérielle simplifiée et généralement à une échelle réduite du phénomène étudié
- la modélisation numérique, qui s'appuie sur des équations phénoménologiques (modèles à base physique) ou sur des schémas de fonctionnement (modèles conceptuels) ou *probabiliste* (stochastique).

Dans le cadre de ce travail de thèse ne sera employée que la modélisation numérique qui présente l'avantage de permettre de faire varier simplement les propriétés mécaniques ou thermiques du versant étudié. Elle permet également de s'affranchir des difficultés liées au respect de critère de similarité [*Chemenda et al.*, 2005]que l'on retrouve dans la modélisation physique. Les codes de calcul utilisés pour la modélisation mécaniques numérique de versants rocheux peuvent être classés en trois types [*Bois*, 2010] :

- les codes de calcul en éléments finis, considérant le milieu représenté comme un milieu continu
- les codes de calcul en éléments distincts qui considèrent le milieu représenté comme discontinu
- les codes de calcul dit mixtes. Ils combinent les deux premières méthodes en couplant milieu continu et discontinu.

I.5.2.1 Application de la modélisation numérique pour l'étude du mécanisme des mouvements de versants

Dans le cas de l'étude de mouvements de versant, les travaux de modélisation peuvent se répartir en deux catégories, une première qui s'intéresse à l'initiation de la déstabilisation et une seconde qui se focalise sur la propagation du mouvement. Ainsi, pour l'étude d'un même glissement comme celui de Randa (paragraphe I.4.4), plusieurs modélisations présentant des objectifs différents ont été réalisées [*Ferrero et al.,* 1996; *Sartori et al.,* 2003; *Eberhardt et al.,* 2004]. Parmi ces travaux, on s'intéressera au travail de modélisation numérique réalisé par *Eberhardt et al,* en 2004 qui ont étudié l'initiation de la rupture, en utilisant des codes à éléments finis ou distincts pour reproduire les séquences d'effondrements de l'avalanche de Randa ainsi que le rôle du glacier dans l'affaiblissement du massif.

Pour l'approche continue (EF), *Eberhardt et al,* [2004] ont pris en compte dans leurs modèles l'adoucissement du massif (endommagement progressif de la matrice rocheuse) en considérant une diminution de la cohésion et une augmentation de la friction en fonction de la déformation plastique cumulée [*Hajiabdolmajid and Kaiser*, 2002]. Les résultats obtenus présentés sur la Figure I-30, sont cohérents avec les observations et les données de terrain.

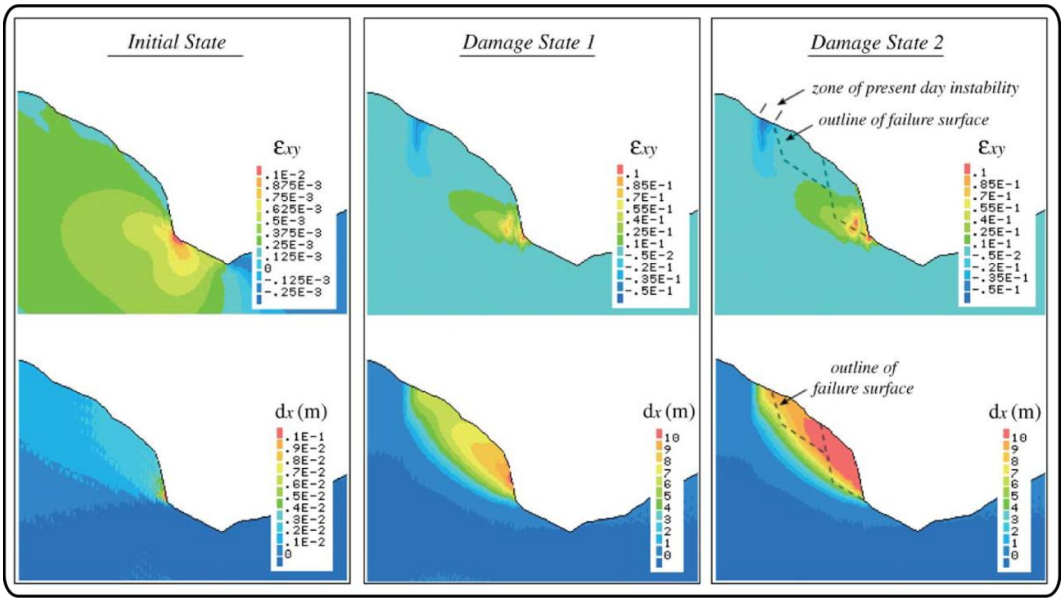


Figure I-30 Modélisation en éléments finis. Evolution de la déformation cisaillante (ε_{xy}) et des déplacements horizontaux (d_x) pour trois étapes de dégradation progressive de la résistance du matériau, conduisant à l'écroulement de la falaise de Randa [*Eberhardt et al.,* 2004]. En pointillées sont représentées les surfaces de ruptures des éboulements de 1991. D'après *Eberhardt et al.,* 2004.

Dans la seconde approche (ED), le versant est découpé par un certain nombre d'éléments correspondant à des blocs. Les interfaces entre les blocs correspondent à des fractures et sont traités comme des conditions limites plutôt que comme des éléments spéciaux du modèle. Au niveau de ces fractures sont appliquées la friction et la cohésion représentant la résistance existante au sein du massif. Au cours de cette simulation, seul la cohésion a été réduite, la friction étant considérée comme constante.

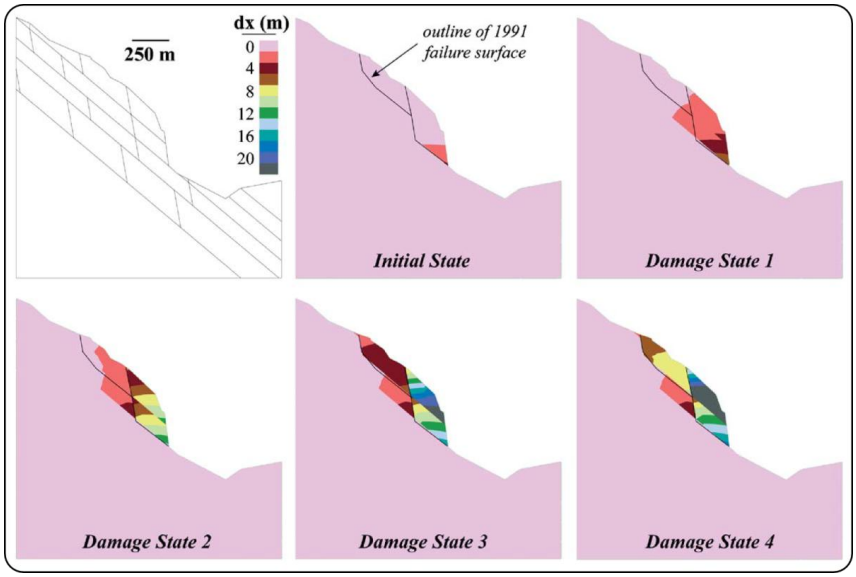


Figure I-31 Modélisation en éléments distincts de l'écroulement de la falaise de Randa, montrant les déplacements horizontaux des blocs pour une diminution progressive de la résistance au niveau des discontinuités. Dans ces modèles quelques hétérogénéités (fractures) sont introduites. D'après *Eberhardt et al.,* 2004.

Les résultats obtenus pour chacun de ces modèles révèlent leurs capacités à représenter certains aspects du développement progressif de la surface de rupture mais reste cependant limités en termes de modélisation des processus clés, lié à l'initiation et à la propagation de la rupture fragile. Pour dépasser ces limitations, une modélisation mixte couplant éléments finis et éléments distincts a été proposée par *Eberhardt et al.* [2004]. Les résultats [Figure I-32] montre par un endommagement du versant en plusieurs étapes le développement progressif d'une surface de glissement qui correspond à celle utilisée par l'éboulement de 1991.

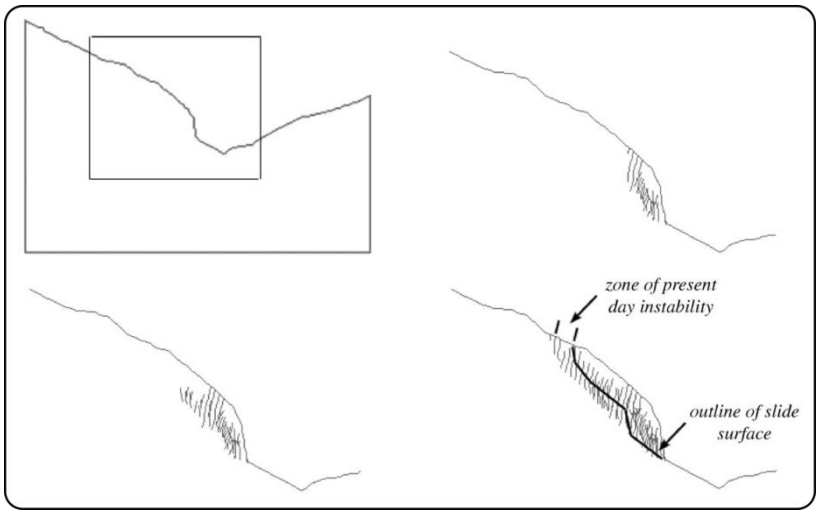


Figure I-32. Modèle hybride élément distincts/éléments finies montrant la modélisation du développement progressif de la surface de rupture des éboulements de 1991. D'après *Eberhardt et al.,* 2004.

I.5.2.2 Application de la modélisation numérique à l'étude de l'évolution du pergélisol

En raison de son invisibilité en surface, de la complexité de sa distribution et des coûts importants pour son suivi dans des versants fortement inclinés, le pergélisol a nécessité le développement d'outils de modélisation, dont le choix est conditionné par l'échelle d'étude : continentale, régionale ou locale [*Riseborough et al.,* 2008]. L'objet qui sera étudié dans cette thèse est le mouvement de Séchilienne, qui se développe à l'échelle locale d'un versant, celui du Mont Sec (Chapitre II). Lors de son étude sur l'évolution et la dynamique du permafrost dans le versant rocheux du « Konkordiaplatz » situé dans les Alpes Sud Suisses (Figure I-33). *Matthias Wegmann* [1998] a mis en évidence la progression du pergélisol comme une conséquence directe du retrait du glacier d 'Aletsch. Pour cela, il a utilisé des modèles de transfert de chaleur (Figure I-33a) prenant en compte la surface changeante du glacier (Figure I-33b, trait plein) et les températures de la roche en surface (Figure I-33, trait pointillé).

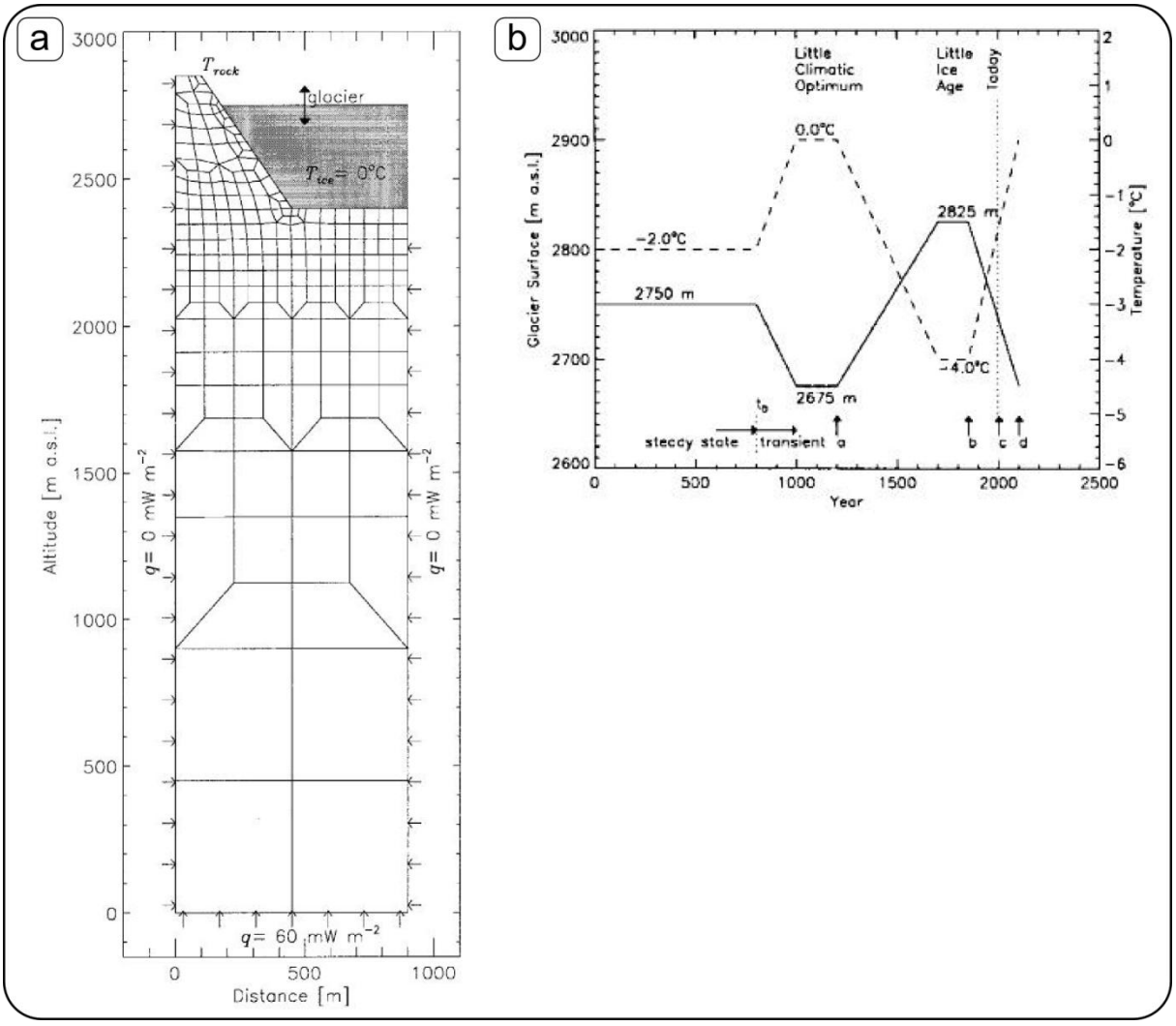


Figure I-33 a) Profil transversal simplifié à travers la face Nord de la crête de Konkordia avec le maillage et les conditions limites pour l'analyse de transfert thermique. Les conditions limites sont de 0°C (T_{ice}) à la base du glacier et passe à (T_{rock}) à la surface du glacier. Pour la roche exposée elle est égale à T_{rock}. D'après *Wegmann,* 1998 b) Présentation de l'histoire thermique T2 (trait en pointillé) avec la localisation des températures modélisées aux temps (a), (b), (c) et (d) et tracées à la Figure I-34. Présentation de l'évolution de l'altitude du glaicer en trait plein.

Les résultats obtenu pour l'histoire thermique T2 au temps a b c et d sont présenté à la Figure I-34. Outre la progression du pergélisol comme une conséquence directe du retrait du glacier *Wegmann [1998]* met également en évidence l'influence de la quantité d'eau sur le développement du pergélisol (Figure I-34, porosité 3 ou 6%). Les résultats de l'étude menée par *Wegmann [1998]* montrent de plus pour la base du pergélisol un délai de réponse de l'ordre d'un millénaire aux fluctuations de température. Ce modèle permet donc de prédire l'apparition de zone de pergélisol dans les décamètres proches de la surface et à la base du pergélisol. Ainsi le gel et le dégel de l'eau comprise dans ces roches va pouvoir y entrainer des dégâts (paragraphe I.3.2.2).

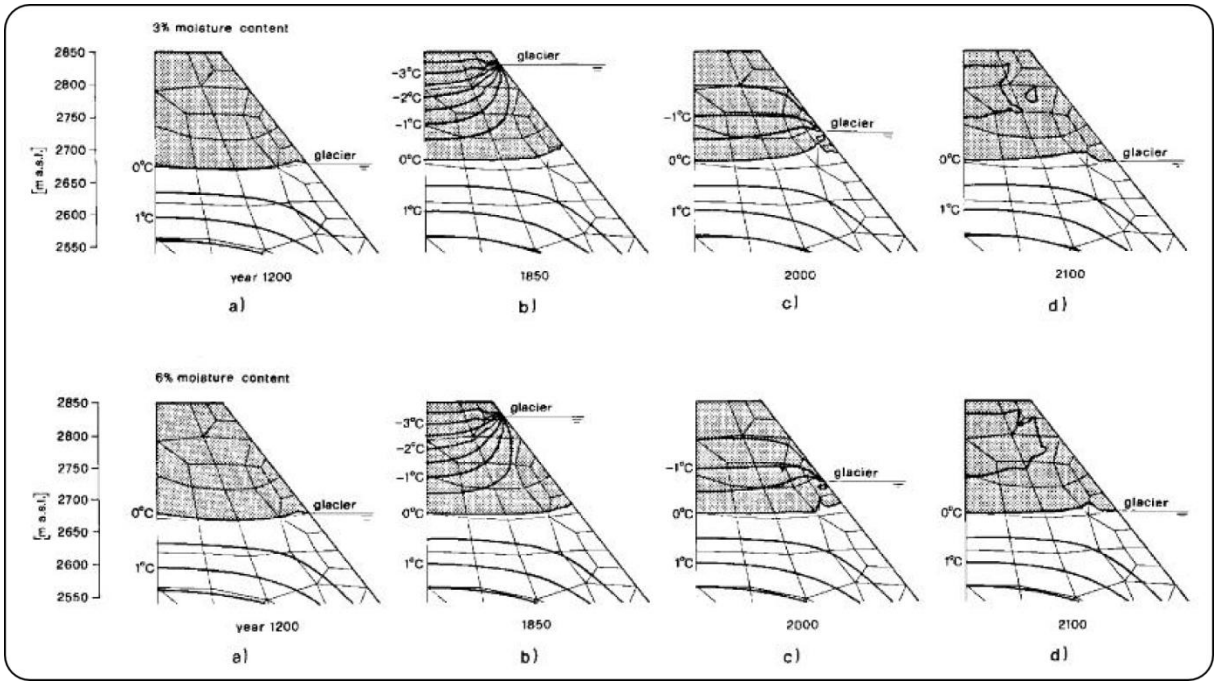


Figure I-34 Résultats de l'analyse de transfert thermique pour l'histoire thermique T2 (Figure I-33).Sont présentées les distributions de températures pour les années (a)1200, (b) 1850, (c) 2000 et (d)2100 avec 3 et 6% de porosité. Les zones grisées correspondent aux températures en dessous de 0°C et représentent donc la distribution du pergélisol. D'après *Wegmann,* 1998

I.6 Conclusions

La morphologie et l'évolution d'une vallée glaciaire alpine est le résultat de différents agent morphogéniques qui vont au cours des périodes glaciaire et interglaciaire successives agir de façon plus ou moins importante. Parmi ces agents le glacier et le pergélisol vont avoir durant ces périodes un rôle particulièrement important. En effet en période glaciaire (glaciation) les conditions climatiques étant favorables les glacier vont s'avancer et vont fortement englacer les vallées induisant:

- Une érosion glaciaire qui va en surcreusant la vallée raidir les pentes et l'approfondir le pied des versants (« oversteepening ») augmentant ainsi les contraintes de cisaillement s'exerçant dans la masse rocheuse ce qui va favoriser la rupture des versants rocheux altérés et déconsolidés durant ou après le retrait du glacier.

- Une augmentation du poids exercé par le glacier. L'augmentation des contraintes en fond de vallée et sur les versants rocheux va alors induire selon le principe d'action-réaction, une réaction opposé de l'encaissant qui sera de même valeur. Lors du retrait du glacier, cette contrainte de compression va diminuer, générant un processus de décompression.

Le pergélisol va quant à lui progressivement se mettre en place et s'épaissir en modifiant les propriétés thermiques, hydrauliques et mécaniques des versants rocheux. En effet lors de sa mise en place l'eau interstitielle et présente dans les fractures va geler. La glace ainsi formée joue alors le rôle

de ciment, générant un effet de cohésion [*Cruden,* 2003], augmentant ainsi la résistance mécanique de la roche et donc la stabilité du versant.

Lors de la déglaciation les glaciers vont progressivement se retirer et le pergélisol va se dégrader induisant en réponse des réajustements morphologiques complexes et dépendants du temps, qui peuvent intervenir des centaines ou des milliers d'années après la déglaciation. Ces réajustements peuvent prendre la forme d'une déformation lente à grande échelle du versant, pouvant évoluer en mouvements catastrophiques, d'une rupture de versant catastrophique de grande ampleur ou encore d'un éboulement rocheux correspondant à des ajustements rapides et périodiques.

C'est à ces mouvements de versants de grande ampleur : (1) déformation lente à grande échelle (Deep Seated Gravitational Slope Deformation, DSGSD) ou (2) glissement rocheux profonds (Deep Seated Landslides, DSL) pouvant évoluer en mouvements catastrophiques que nous nous intéressons. Afin de mieux comprendre et caractériser ce lien entre le retrait du glacier la dégradation du pergélisol et les mouvements de versants de grande ampleur nous avons fait le choix d'étudier le mouvement de Séchilienne. Pour sa caractérisation de nombreuses méthodes d'investigation dont celles présentées dans ce chapitre ont été mises en œuvre. Les informations obtenues sont présentées dans le chapitre suivant. C'est sur la base de ces informations et de celles que nous avons obtenues à partir de nouvelles études géologique, géomorphologique, de caractérisation temporelle (partie 2) que nous alimenteront la seconde approche qui consiste à réaliser des modèles numériques (partie 3). On pourra alors déterminer les principaux paramètres influençant l'initiation et l'évolution du mouvement de Séchilienne permettant ainsi d'établir le rôle du retrait du glacier et de la dégradation du permafrost.

Chapitre II. Présentation du mouvement de Séchilienne

II.1 Introduction

Soumise à des glaciations et déglaciations successives au cours du quaternaire la vallée glaciaire de la Romanche présente dans sa partie basse de nombreux indices de déstabilisations gravitaires probablement liées au réajustement des versants rocheux suite au retrait glaciaire. Parmi ces déstabilisations se trouve le mouvement de Séchilienne qui affecte le versant situé en rive droite de la Romanche. Le choix d'étudier ce mouvement majeur des Alpes françaises est motivé par sa localisation dans une vallée glaciaire alpine mais également en raison de l'importante documentation existante sur ce mouvement. En effet le mouvement de Séchilienne fait l'objet depuis les années 80 de nombreuses études et d'une surveillance continue en raison du fort risque qu'il représente.

Afin d'avoir une vision synthétique de l'ensemble des connaissances acquises sur le site de Séchilienne, un état des lieux de l'ensemble des travaux réalisés sera dressé dans ce chapitre.

II.2 Description du mouvement de Séchilienne

II.2.1 Localisation du mouvement

Le mouvement de Séchilienne est localisé dans la vallée de La Romanche, à une vingtaine de kilomètres au Sud-est de la ville de Grenoble (Figure II.1a). Il affecte une partie du versant nord, situé entre Séchilienne et Vizille (Figure II-1b) et appartenant à la bordure Sud du massif de Belledonne.

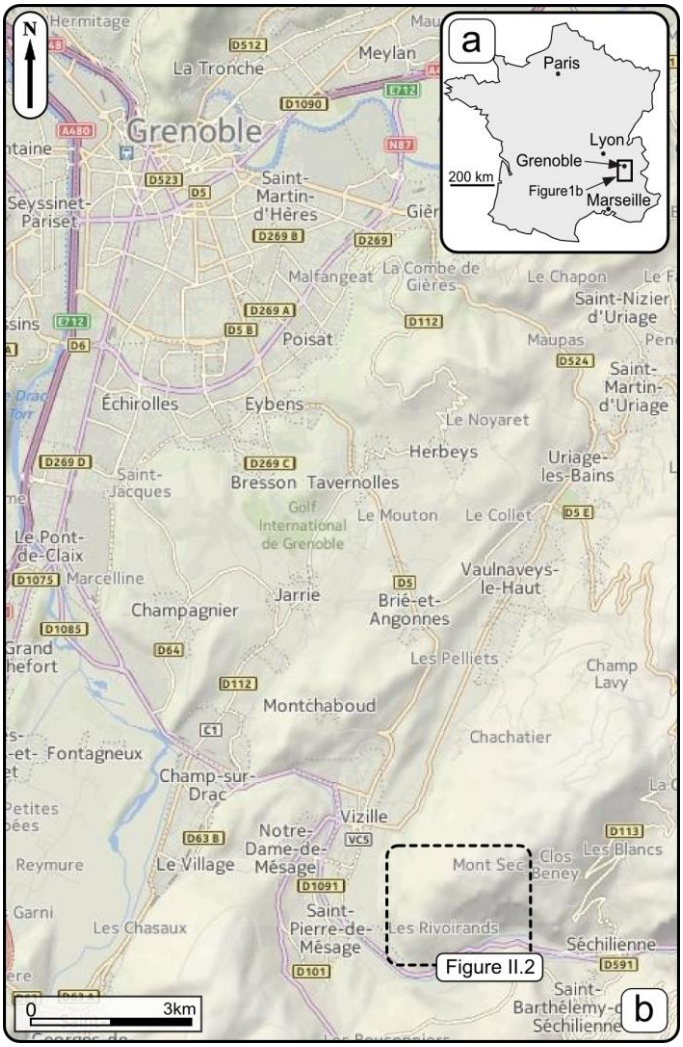


Figure II-1 Localisation du mouvement de Séchilienne a) en France b) au Sud-est de la ville de Grenoble, dans la vallée de La Romanche.

La zone déstabilisée présentée à la Figure II-2 (limites en vert) possède une superficie d'environ 0,7 km². Elle s'étend en rive droite de la Romanche, du village des Thiébauds à l'Est (ancien verrou glaciaire) au village des Rivoirands à l'ouest, entre 600m et 1140 m d'altitude. Cette limite à 1140m d'altitude correspond à l'escarpement sommital du Mont sec qui s'étire sur prés d'un kilomètre avec une hauteur atteignant par endroit une trentaine de mètres. On retrouve dans la partie Est de cette zone déstabilisée une zone plus active appelée « les Ruines de Séchilienne». Les Ruines de Séchilienne d'une superficie de 0,05 km² (limites en bleu, Figure II-2a et b) débute à mi-versant et s'étend entre 700 et 850m d'altitude. Cette zone est facilement identifiable en raison de la présence d'un important cône d'éboulis actif (Figure II-2a et b).

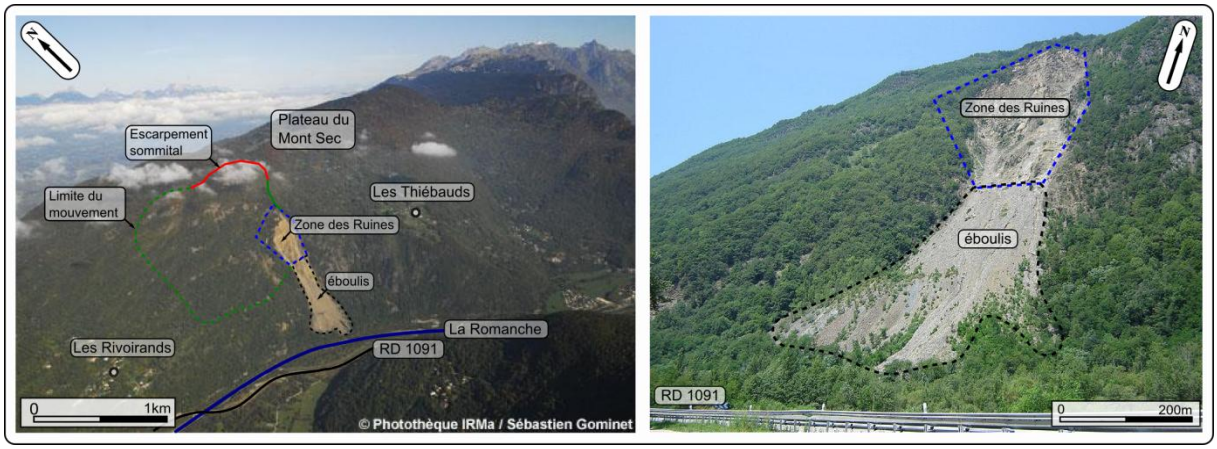


Figure II-2 a) Photographie de l'extrême sud du massif de Belledonne avec localisation du mouvement et de la zone des Ruines. b) photographie et limites de la zone des Ruines.

II.2.2 Historique des événements

Depuis plusieurs siècles, le site de Séchilienne est régulièrement affecté par des chutes de bloc (éboulements rapportés au cours des années 1726, 1762, 1794, 1833, 1906 [*Panet et al.*, 2000]), faisant de ce site un lieu reconnu comme dangereux. Ces événements réguliers, toutefois considérés comme mineurs, n'ont jamais alerté la population ou les pouvoirs publics, comme en témoignent les différents signes d'exploitation du versant : chemin et champs dispersés ainsi que les nombreuses mines anciennement en activité [*Chardon*, 1987]. A partir des années 80, les chutes de blocs vont cependant s'intensifier et menacer la route RD 1091 sous-jacente, provoquant la réaction des pouvoirs publics. En réponse, un remblai de protection a été érigé afin de contenir les blocs et de protéger la route passant au pied du versant. Lors de l'hiver 1985, ce remblai de protection a été cependant dépassé au cours d'un éboulement durant lequel des blocs de taille importante ont atteint la route. Suite à cet événement, des reconnaissances géologiques ont alors mis en évidence que ces chutes de blocs, jusque là considérés comme un simple processus d'érosion superficielle, était au contraire lié à un mouvement profond affectant le versant. Le site de Séchilienne a alors été sous surveillance [*Duranthon and Effendiantz*, 2004], avec la mise en place d'un dispositif de suivi et d'auscultation progressivement mis en œuvre et développé par le CETE de Lyon (paragraphe II.3.3.1). Depuis lors, de nombreux éboulements, avec des volumes compris entre 0,01m^3 ^{et} 40000 m^3 (novembre 2006) ont eu lieu [*Kasperski*, 2008]. Depuis Avril 2007, des milliers d'évènements sismiques, attribués à des éboulements, ont été enregistrés sur le versant [*Helmstetter and Garambois*, 2010]. Le dernier événement recensé est daté du 2 janvier 2013 avec un volume de 1000 m^3. En parallèle du dispositif de surveillance, de nombreuses études géologiques, géodésiques, géotechniques, géophysiques et hydrogéologiques [*Antoine et al., 1987*, *1994* et *1998*; *Giraud et al., 1990 ; Rochet et al., 1994*; *Pothérat, 1995*; *Alfonsi, 1997*; *Vengeon, 1998* ; *Vengeon et al., 1999 ; Pothérat & Alfonsi, 2001*; *Guglielmi et al., 2002 ; Alfonsi et al., 2004*; *Durville et al., 2004*; *Meric et al.,* 2005 ; *Kasperski,* 2008 ; *Leroux,* 2009] ont été réalisées afin de mieux comprendre et caractériser ce mouvement de versant.

II.2.3 Aléas, risques et enjeux

A partir de ces mesures d'auscultation et des nombreuses études réalisées, plusieurs scénarios d'évolution du versant ont été élaborés par le comité international d'expert mandaté par l'Etat. Nous présenterons dans ce paragraphe les différentes conclusions issues des rapports (Panet I, II et III) fournis par ce comité en 2000, 2003 et 2009 [*Panet et al.,* 2000, *2003 et 2009]* ainsi que celles issues du rapport d'expertise rédigé par *Durville et al*, en 2004. Ce dernier basé sur les rapports Panet I, II ainsi que sur de nouvelles expertises géologiques, hydrauliques et socio-économiques a eu pour objectif de préciser les aléas et les enjeux composant le risque de Séchilienne, et de proposer des parades techniques et juridiques susceptibles de réduire ou prévenir ce risque et les dommages associés.

II.2.3.1 Aléas

La notion d'aléa traduit la probabilité d'occurrence, en un point donné, d'un phénomène naturel de nature et d'intensité définie. La particularité du mouvement de Séchilienne est la combinaison selon le scénario d'évolution du versant [*Panet et al.,* 2000, 2003 et 2009] de plusieurs aléas : éboulement rocheux, hydrauliques et sismiques.

Aléa éboulement rocheux

Avant 1985, le volume mobilisable avait été estimé à quelques centaines de m^3. L'auscultation du versant et les études réalisées sur le site à partir de 1985 ont cependant conduit réévaluer le volume qui est passé de quelques centaines de m^3 à plusieurs dizaines de millions de m^3 [entre 50 - 100.10^6 m^3, *Panet et al.,* 2000, 2003 *et* 2009]. La totalité de ce volume n'est cependant pas susceptible de s'ébouler. Plusieurs scénarios de rupture ont donc été envisagés avec des volumes mobilisables variables. Les différents rapports d'expertise (Panet I, II et III,] ont tenté d'identifier les scénarios de rupture les plus probables présentés au Tableau II-1 :

1) A court terme, c'est-à-dire avec une probabilité d'occurrence de l'aléa dans les 10 prochaines années, deux scénarios peuvent être envisagés :

   a) des chutes de blocs ou des éboulements de quelques centaines à quelques centaines de milliers de mètre cubes au maximum, consécutifs aux réajustements résiduels qui se poursuivent encore actuellement et qui seraient liés à l'histoire passée du massif.

   b) un éboulement de la zone frontale qui représente un volume de 3.10^6 m^3. Cet éboulement pourrait se produire en une seule fois (monophasé) ou au cours de plusieurs épisodes (polyphasé) avec dans le cas d'un éboulement polyphasé, 3 éboulements consécutifs avec des volumes de l'ordre de 1.10^6 m^3. Ce second déroulement apparait aux yeux des experts [*Panet et al.,* 2000, 2003 *et* 2009] comme étant le plus probable.

2) A moyen terme (10 à 50 ans), l'aléa envisagé correspondrait à un éboulement avec un volume allant de 5.10^6 m^3 à 10.10^6 m^3.

3) A long terme (occurrence est supérieure à 50 ans), des éboulements de plusieurs millions de mètre cubes peuvent alors être envisagés, avec dans le cas d'un scénario catastrophique, un volume pouvant atteindre 20 à 25.106 m3.

Aléas hydraulique : inondation

Les études historiques sur la vallée de la Romanche n'ont recensé aucune obstruction de la partie de vallée au droit du mouvement de Séchilienne. D'autres secteurs de la vallée ont cependant connu au cours des siècles derniers (1219, 1612, 1666, 1783, 1852, 1868) une obstruction résultant de mouvements gravitaires. C'est notamment le cas du secteur de Bourg d'Oisans situé en amont de Séchilienne à la fin du XII^{ème} siècle. Ces exemples passés posent de ce fait la question d'une possible obstruction de la vallée de La Romanche au droit de Séchilienne. Pour les différents scénarios de rupture, des modélisations ont été réalisées par le CETE de Lyon [*Panet et al.,* 2000] afin d'évaluer la forme du dépôt d'éboulement et ainsi de prévoir la forme du barrage associée et le volume du lac de retenue. Par exemple, selon le scénario à court terme, un éboulement de 3 millions de m^3 générerait un dépôt susceptible de couper la RD 1091 et de former un barrage de 10m de hauteur dans la vallée, avec une rétention de 2.10^5 m^3 d'eau (Tableau II-1). Au cours de la formation de ce lac de retenue, une partie de la vallée en amont serait inondée, introduisant ainsi un nouvel aléa : l'aléa inondation. La hauteur du barrage et le volume d'eau retenu sont de ce fait reliés au scénario de rupture. Pour les différents scénarios de rupture, la hauteur du barrage et le volume d'eau retenue sont présentés dans le Tableau II-1. L'évaluation de ce nouvel aléa va donc en grande partie découler du volume éboulé [*Durville et al,* 2004].

La présence de ce lac de retenue engendre un second aléa hydraulique, associé à la rupture éventuelle du barrage ou à un éboulement rocheux dans la retenue (1.10^5 m^{3,}, rapport GAES [*Durville et al., 2004]*), qui pourrait générer une onde de crue en aval. En fonction de l'événement considéré, des études ont été respectivement menées par la SOGREAH (1997, 1999 et 2000) et le CEMAGREF afin de pouvoir évaluer l'ampleur de l'onde de crue (zone géographique affectée, hauteur, vitesse et délai d'arrivée de l'onde de crue).

Scénario		Volume de matériaux éboulés (m^3)	Hauteur du barrage (m)	Volume d'eau du lac retenue (m^3)
1. Court terme < 10 ans	1.a polyphasé	1+1+1.106	-	-
	1.b monophasé	3.10^6	10	2.10^5
2. 10 ans < Moyen terme < 50		5 à 10.10^6	25 à 35	3.10^6 à 9.10^6
3. Long terme > 50 ans		20 à 25.10^6	45	20.10^6

Tableau II-1 : Scénarios de rupture avec définition du volume de matériaux éboulés, hauteur du barrage formé et volume d'eau retenue. Modifié d'après *Durville et al,* 2004.

Aléa sismique

Le site de Séchilienne est localisé dans le canton de Vizille anciennement classé en zone sismique Ib (Zonage 1991) et, par application du nouveau zonage de 2011 [Article D563-8-1 du code de l'environnement] , est aujourd'hui reclassé en zone de sismicité 4 (moyenne). En 1999, un séisme de magnitude 3,5 (séisme de Laffrey) dont l'épicentre se situe à environ 6 km du mouvement de Séchilienne et à 1 km de profondeur a été enregistré [[*Panet et al.,* 2000]]. Ce séisme, qui est le plus gros mesuré dans la zone depuis une vingtaine d'années, n'a cependant eu que peu d'effet sur le site de Séchilienne comme l'indique la faible intensité mesurée IV-V et l'absence de mouvement dans la déstabilisation (mesures extensométriques et géodésiques). Des séismes plus forts, pouvant atteindre une magnitude 6, sont susceptibles de se produire le long de la faille bordière de Belledonne [*Thouvenot et al.*, 2003]. Dans ce contexte, l'incidence d'un séisme sur le mouvement de Séchilienne a été évalué en calculant la stabilité des pentes en pseudo statique [*Panet et al.,* 2000]. Cette étude s'est appuyée sur la réglementation alors en vigueur (Zonage de 1991), pour laquelle la valeur d'accélération nominale (aN) pour une zone sismique Ib est comprise entre 1,5 et 2,5 m/s^2. En appliquant au versant de Séchilienne une accélération horizontale correspondant à 0,5 aN et une accélération verticale de 0,3 aN (soit au maximum des accélérations de 1,25 m/s^2 et de 0,75 m/s^2), cette étude a montré que : (1) de telles accélérations seraient susceptibles de provoquer l'éboulement dans la zone active de quelques centaines à quelques milliers de m^3 de roches, (2) pour le reste du versant l'incidence serait nulle [*Panet et al.,* 2000]. La répétition de ces événements pourrait toutefois produire un effet de fatigue et ainsi affaiblir le massif [*Panet et al.,* 2000]. L'application du nouveau zonage de 2011 implique cependant une augmentation de cette valeur d'accélération nominale qui passe alors d'une valeur comprise entre 1,5 et 2,5 m/s^2 à une valeur comprise entre 1,6 et 3 m/s^2. Des études plus fines sur les mouvements du sol au niveau du site de Séchilienne intégrant d'une part (1) ces nouvelles valeurs d'accélération [*Durville et al., 2004]* et considérant d'autre part (2) le possible effet de site généré par la déstructuration du versant affecté par le mouvement et la chute de la rigidité associée (comme cela a été observé sur des mouvements de terrain en Italie [Bozzano et al., 2008]) sont donc de ce fait attendues.

II.2.3.2 Risques et enjeux

Le risque de Séchilienne combine donc plusieurs aléas qui font de ce risque non pas uniquement le résultat d'un éboulement rocheux mais d'une succession de phénomènes associés : création d'un barrage avec formation d'une retenue d'eau, inondation d'une partie de la vallée en amont, génération d'une onde de crue par rupture du barrage ou par éboulement rocheux dans le lac/barrage, avec impact sur les populations et industries situées en aval. Le risque de Séchilienne apparait donc comme un risque en chaine : du risque initial « éboulement » va s'initier une cascade de risques seconds (inondation, submersion, industriel). Ces risques seconds vont, selon des modalités distinctes et en fonction du scénario de rupture, menacer différents territoires.

Le risque premier d'éboulement menace directement la RD 1091 (scenario 1 à 3). Cet axe de communication qui assure l'accès aux vallées de l'Oisans (10 000 habitants permanents, 22 communes), abritant des espaces touristiques (Alpes d'Huez, Deux-Alpes) d'intérêt national (80 000 lits de capacité) mais également aux Hautes Alpes (Serre-Chevalier, La Grave) joue un rôle

économique très important. Les chiffres d'affaires induits par les activités (touristiques, ski, sport de montagne) de ces différents lieux sont annuellement de l'ordre de 250 à 300 M€ [*Durville et al.,* 2004]. Il apparait donc capital sur un plan économique de maintenir la communication sur la RD 1091.

Le risque second d'inondation (scénarios 2 et 3) de l'amont de la vallée lié à la formation d'un lac-barrage va menacer le Village de Séchilienne (670 habitants) ainsi que le lotissement du Grand-Serre. Pour le risque submersion par l'onde de crue, le territoire menacé en aval de la vallée varie en fonction de l'ampleur de l'onde de crue. Ainsi, pour les scénarios 1b à 3, le territoire affecté s'étendra respectivement jusqu'à Vizille ou jusqu'à Grenoble (Vizille, Jarie, Champagnier, Pont-de-Claix). Les dégâts alors estimés oscillent entre quelques centaines de millions d'euros à plusieurs milliards d'euros. La présence d'installations chimiques dans la zone sud de Grenoble (Champ sur Drac, Jarrie, Pont de Claix), pouvant être frappées par le passage de l'onde de crue soulève également la possibilité d'un risque industriel. L'endommagement et la rupture éventuelle de canalisations (chlore et phosgène) par l'onde de crue entraînerait en effet dans l'agglomération grenobloise une catastrophe sanitaire et écologique.

II.2.3.3 Parades techniques et Juridiques

Afin de réduire le risque et les dommages décrits précédemment, des parades techniques (routières ou hydrauliques) mais également juridiques (mesures conservatoires) ont été mises en place dès 1985(Figure II-3). Les parades techniques (dites routières) ont pour objectif d'assurer la continuité de la RD 1091 en cas d'éboulement (scénario 1 à 3). La première a été la construction d'un remblai de protection. Comme il s'est avéré rapidement insuffisant, des restrictions de circulation en mars 1985 par des feux de circulation ont alors été appliquées. En mars 1986, deux ouvrages de franchissement de la Romanche de 1400 m de long ont été réalisés pour dévier en rive gauche la RD 1091 qui passait alors au pied du versant. Parallèlement, un merlon de protection (Figure II-3) a été réalisé avec un objectif double : contenir un éboulement jusqu'à 1 millions de m^3 pouvant atteindre la RD 1091 et protéger le hameau de 90 maisons de l'île Falcon. Cette même année, un canal de dérivation de la Romanche de 1,2 km de long a été construit afin de maintenir son écoulement dans le cas d'un éboulement de faible volume (scénario 1.a). A cette parade hydraulique est venue s'ajouter en 2003 la construction d'une galerie de déviation (Figure II-3) en rive gauche, dimensionnée pour répondre aux scénarios 2 et 3. En cas d'obstruction de la vallée par un éboulement important, l'objectif de cette galerie est d'empêcher ou de limiter la formation d'un lac de retenue en permettant l'évacuation d'un débit de 50m^3/s. En plus de ces différentes parades techniques, des mesures conservatoires ont été appliquées, notamment suite aux premières études de 1997 considérant que l'éboulement était inéluctable. L'expropriation et l'évacuation des 94 personnes du hameau de l'ile Falcon ainsi que la fermeture d'une papeterie (51 employés) ont été décidées en application de la loi Barnier de 1995.

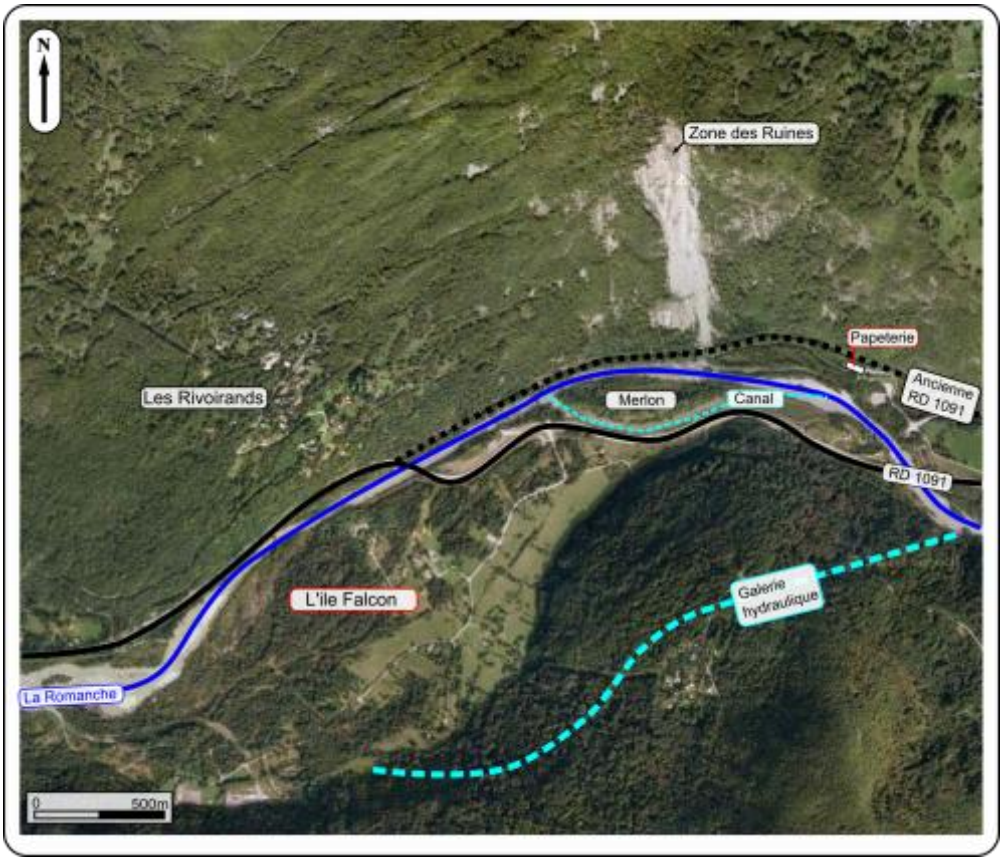


Figure II-3 Présentation et localisation des différentes parades technique appliquées (galerie hydraulique, merlon, canal) et des zones concernées par les mesures conservatoires (papeterie et hameau de l'ile Falcon).

II.3 Contexte géomorphologique et géologique

La compréhension du mouvement de Séchilienne passe par une meilleure connaissance du contexte géologique (terrain, structure) et géomorphologique à (1) l'échelle du versant qu'il affecte (échelle locale) mais également à (2) l'échelle du massif où il se développe (échelle régionale). Dans ce but, de nombreuses études ont été menées sur ce phénomène depuis une trentaine d'années. Elles sont synthétisées dans ce paragraphe.

II.3.1 Echelle régionale : Présentation du massif de Belledonne.

Le site de Séchilienne est situé sur la bordure sud du Massif de Belledonne appartenant aux Alpes occidentales françaises (Figure II-4). Ce massif, dont le modèle numérique est présenté à la Figure II-4, montre une extension Nord-Ouest/Sud-Ouest et s'étend sur une soixantaine de kilomètre de long et une dizaine de km de large. Il est bordé à l'Ouest par la large dépression de la vallée de l'Isère et fait face au massif de la Chartreuse. Au Sud, il est incisé par la vallée étroite et encaissée de la Romanche. Ce modèle numérique de terrain révèle également un relief adouci à l'ouest du massif qui va progressivement et fortement s'accentuer dans sa partie Est avec des sommets atteignant 3000 m (Figure II-4).

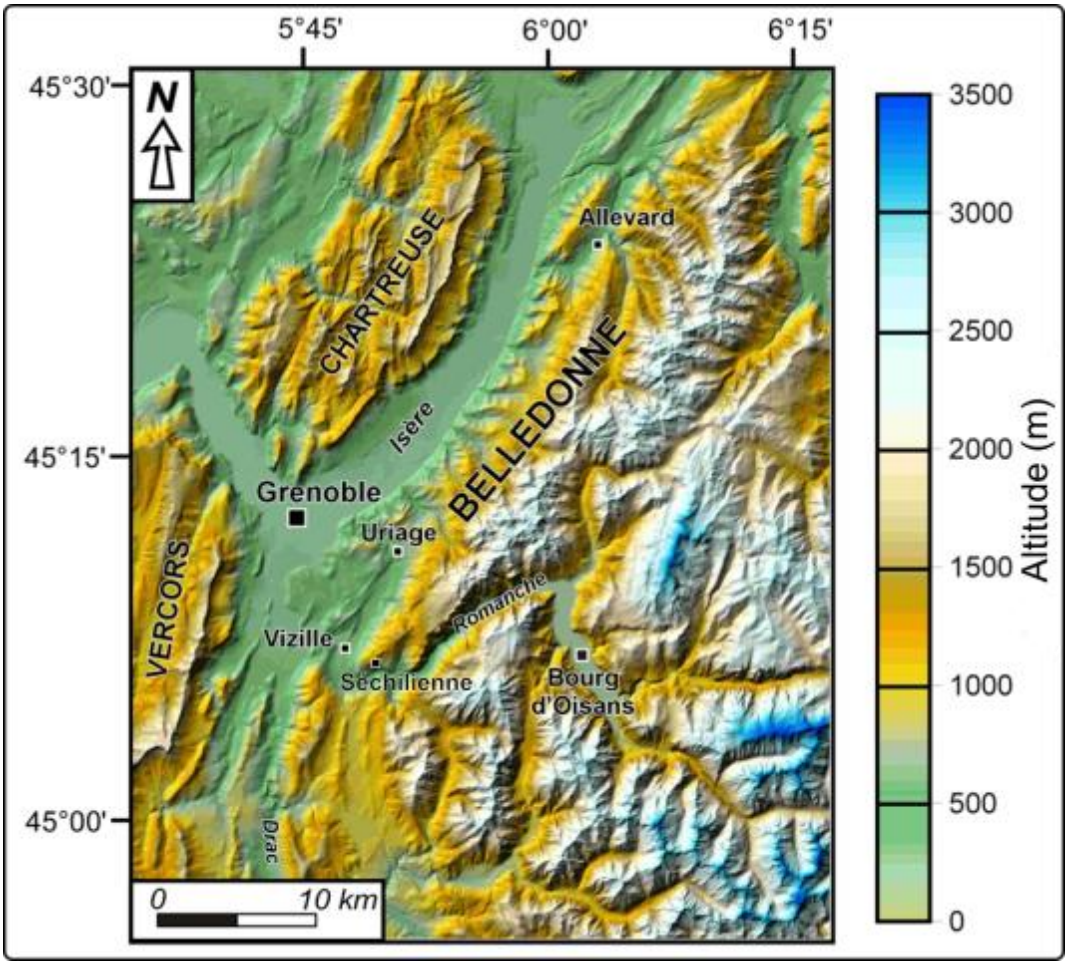


Figure II-4 Modèle numérique de terrain (IGN 50m avec localisation du mouvement de Séchilienne en sur la bordure du Massif.

Ce massif appartient à l'ensemble des massifs cristallins externes des Alpes formant la courbure de l'arc alpin. Il est composé de deux grands domaines : le domaine externe et le domaine interne [Antoine et al., 1998], séparés par l'Accident Médian de Belledonne (BMF, Faille Médiane de Belledonne). Comme le montre la Figure II-5, le domaine externe à l'Ouest de la BMF forme l'essentiel du massif de Belledonne. Selon Ménot [1988], ce domaine peut être divisé en deux sous-domaines (Nord-Est et Sud-Ouest), dont la limite est marquée par la zone de cisaillement senestre orientée Nord-Sud correspond à la faille de Rivier Belle Etoile (RBE, Figure II-5, [*Guillot et al.*, 2003]). Nous nous intéresserons ici uniquement au domaine interne Sud-ouest séparé du domaine externe à l'ouest par l'Accident Médian de Belledonne. Ce domaine interne Sud-Ouest présente une forte diversité lithologique avec des micaschistes et une succession tectonique de plusieurs unités formées d'amphibolites acides et basiques d'âge Cambrien à Dévonien [*Menot*, 1988; *Guillot and Ménot*, 1999] ainsi que de granitoïdes. Ces formations lithologiques étant très compétentes, ce domaine va être caractérisé d'un point de vue géomorphologique par un relief marqué (sommet 3000m) (Figure II-4). Le domaine externe situé à l'Est de la BMF forme une bande relativement étroite de reliefs mous et peu élevés (Figure II-4), en raison de la faible compétence de l'unique formation lithologique qui le constitue : la série satinée essentiellement constituée de micaschistes [*Fernandez et al.*, 2002]. C'est dans ce domaine qu'est situé le mouvement de Séchilienne (Figure II-5). C'est dans ce domaine que l'on retrouve le mouvement de Séchilienne (Figure II-5). La limite Est du domaine externe est

soulignée par la faille de Vizille (VF, Faille Vizille) qui marque le contact entre ce domaine et les collines bordières correspondent à une couverture sédimentaire mésozoïque (marne et calcaire) de direction Nord-ouest/Sud-est, délimitée à l'Est par la vallée de l'Isère.

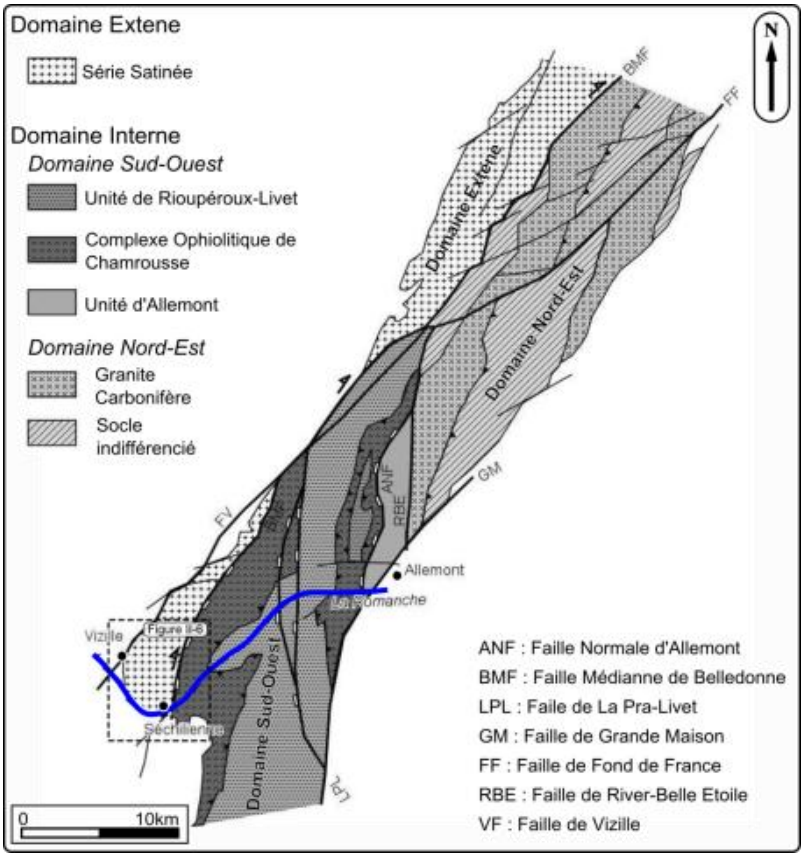


Figure II-5 Carte géologique et structurale du massif de Belledonne. Localisation des principales failles et des différents domaines. Modifiée D'après Ménot [1988].

La formation du massif de Belledonne s'est opérée en plusieurs phases :

- La première se déroule au cours de l'orogénèse hercynienne de -350 à -245 Ma. Durant celle-ci, le socle du massif constitué de roches formées du Précambrien au Carbonifère va être déformé et métamorphisé [*Menot*, 1988; *Von Raumer et al.*, 1993]. Au cours de cette même phase, de -300 (fin du Carbonifère) à -245 Ma (Permien) des sédiments détritiques vont être progressivement déposés, recouvrant ainsi le socle déformé et métamorphisé.

- Dés la fin du Permien (-245 Ma), va débuter la phase tectonique posthercynienne caractérisée par une extension qui va engendrer la création de failles normales. Le socle et la couverture de sédiments paléozoïques sont alors débités en blocs qui vont, lors de leur basculement, induire d'importantes et rapides variations d'épaisseur des couvertures sédimentaires liasiques et jurassiques qui se sont déposés sur ce substratum au cours du Mésozoïque.

- La dernière phase a lieu de -40 à -5 Ma. Elle correspond à l'orogénèse alpine. Durant celle-ci le massif de Belledonne va subir un raccourcissement crustal important induisant (1) un épaississement important dans les zones profondes du massif auquel sera associé un métamorphisme dont les conditions sont celles du faciès schistes verts [*Goffe et al.*, 2004] et

(2) un soulèvement tardif l'amenant à son altitude actuelle. Indépendamment de ce raccourcissement crustal, la couverture mésozoïque est, durant cette orogénèse, cisaillée vers l'ouest donnant ainsi naissance aux chaînes subalpines de la Chartreuse et du Vercors.

Données structurales

Des études structurales à grande échelle spatiale ont été réalisées par *Vengeon* [1998] et *Le Roux* [*Le Roux*, 2009 ; *Le Roux et al.,* 2010] à partir de l'étude stéréoscopique de photographies aériennes. Ces dernières, issues de différentes campagnes, permettent d'avoir une répartition de la fracturation dans les domaines externe et interne du massif de Belledonne (basse vallée de la Romanche). La photo interprétation réalisée par *Vengeon* [1998] à partir des missions IGN 1993 et APEI 1997 a permis de dégager 4 principales familles de fractures : (1) des fractures de direction N20/30° plus ou moins parallèles à la direction de la faille médiane de Belledonne, (2) des fractures N120°/140°, (3) des fractures N-S et (4) une famille majeure de direction N70°. Selon *Rochet* [1994] et *Vengeon* [1998], la majorité de ces fractures ont une origine hercynienne et ont été remobilisées au cours de la phase tectonique alpine. A partir de photographies aériennes plus récentes (IGN 2003), une nouvelle analyse structurale de la basse vallée de la Romanche a été proposée par Le Roux [*Le Roux*, 2009; *Le Roux et al.,* 2010] et est reportée sur la carte structurale de la Figure II-6a. Les fractures observées dans les domaines externe et interne sont représentées respectivement en bleu et en rouge, et leurs orientations sont données sous la forme de diagrammes en rosace (Figure II-6 b) et c)).

Les différentes orientations de fractures, précédemment mises en évidence, apparaissent de manière contrastée sur ces diagrammes. La famille de fractures N60° à N70° est prédominante dans les domaines interne et externe. Dans le domaine externe, la famille N30°/40° est également bien marquée, alors qu'elle n'apparait que de façon minoritaire dans le domaine interne. Au contraire, on retrouve la famille N120°/140° plus particulièrement dans le domaine interne. Enfin, une famille N90° est observée de façon ténue dans les deux domaines alors que les failles N/S apparaissent de façon plus anecdotique.

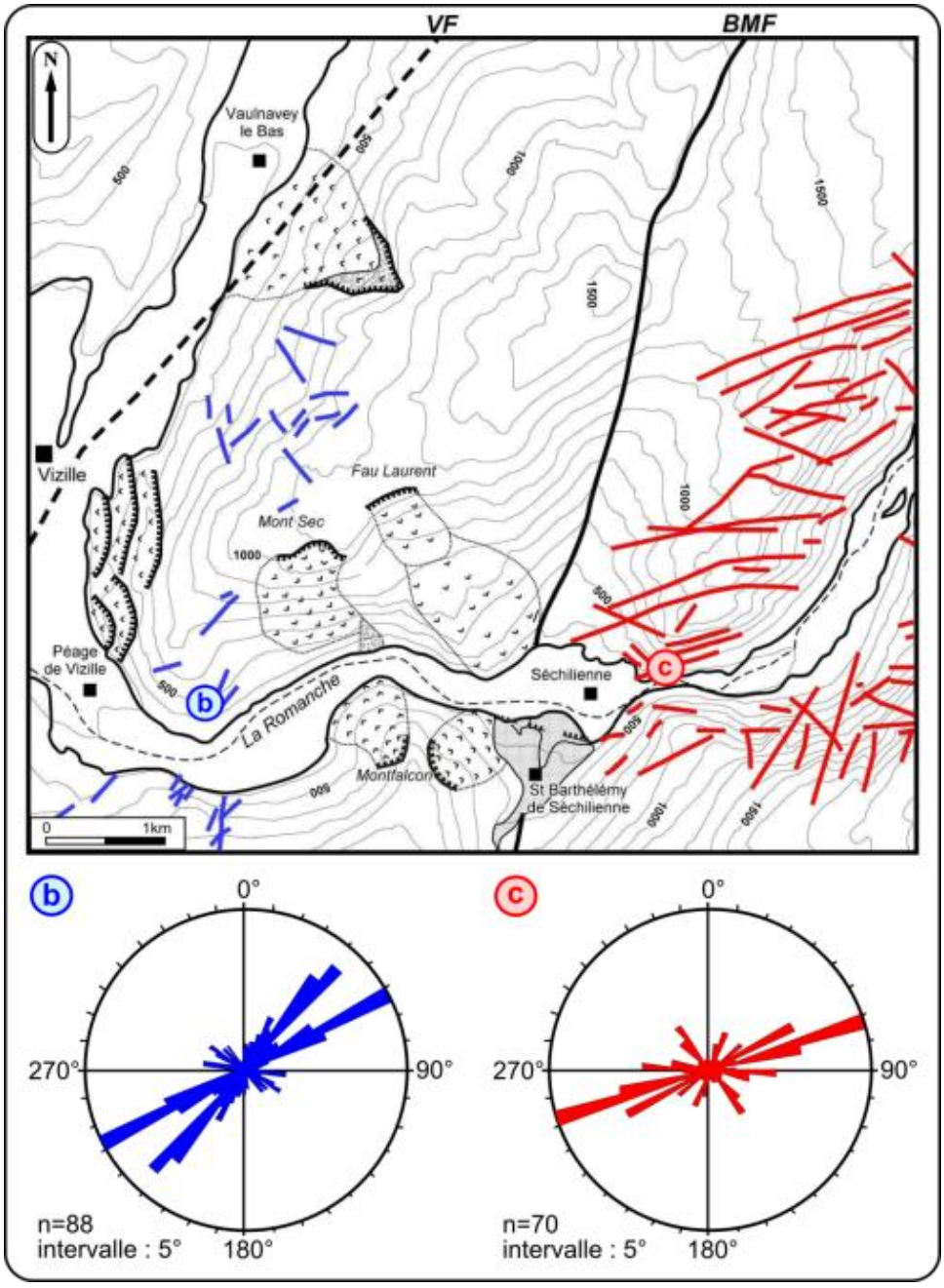


Figure II-6a Carte structurale de la bordure Sud du massif de Belledonne, d'après Le Roux [2009]. b) et c) Diagrammes en rosace des mesures d'orientation de la fracturation (b) domaine externe (c) domaine interne.

II.3.1.1 Géodynamique externe : action des glaciers

De nombreux éléments géomorphologique (épaulement, verrou glaciaire) et géologique (moraines) présents sur le massif de Belledonne témoignent de son histoire glaciaire passée et de son façonnement par l'érosion glaciaire. En effet, durant le Quaternaire (Chapitre I), le massif de Belledonne a connu plusieurs périodes glaciaires [*Monjuvent,* 1978]:

- De 300.000 à 130.000ans BP (glaciation du Riss), la quasi-totalité du massif est recouvert par les glaciers rissiens qui vont fortement contribuer au modelé actuel du massif.

- De 90.000 à 15.000 ans, les glaciers wurmiens vont induire un remodelage additionnel du relief du massif de Belledonne. Ces glaciers ont cependant eu une extension moindre qu'au Riss, avec une tendance à s'individualiser dans les grandes vallées intra-alpines. Cette période du Würm est constituée de plusieurs stades, dont un épisode principal (LGM, Last Glacial Maximum, autour de -20.000 ans BP). La Figure II-7 présente l'extension des glaciers de la Romanche et de l'Isère au cours de ce maximum. On observe qu'il ya 20000 ans la cuvette grenobloise et la plaine de Vizille, ainsi que le versant de Séchilienne, étaient recouverts jusqu'à une altitude proche de 1200m [*Monjuvent,* 1978].

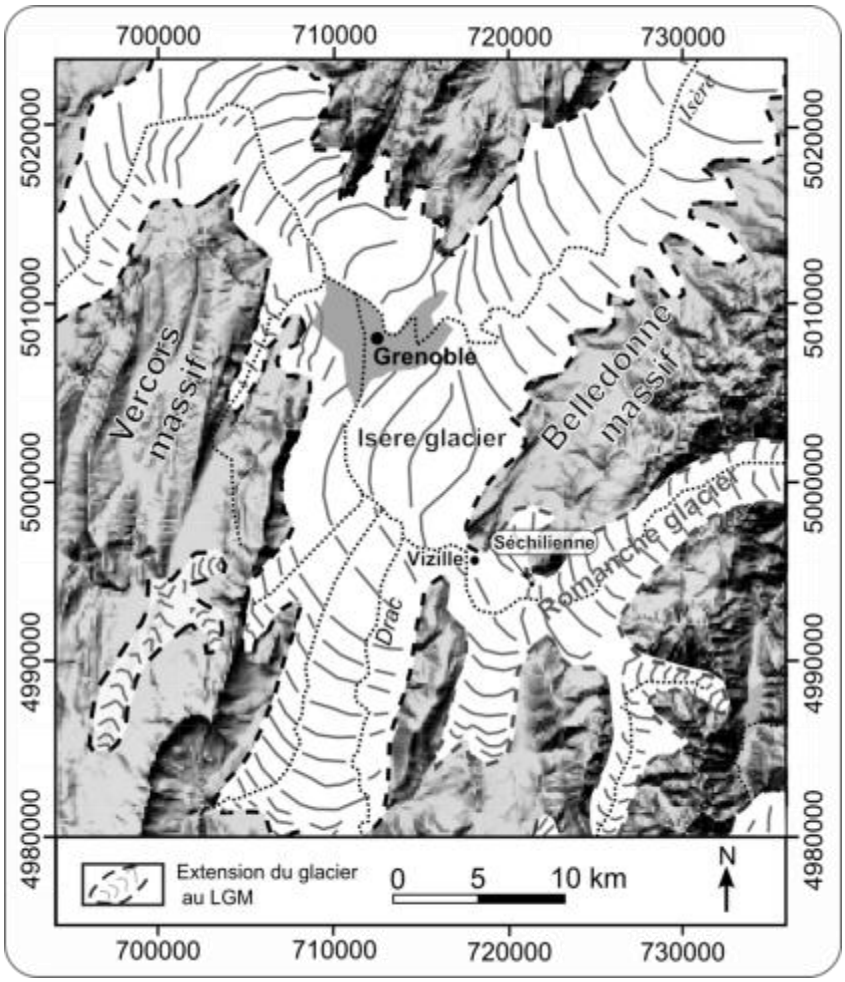


Figure II-7 Extension maximale des glaciers au Würm. D'après *Monjuvent,* 1978.

II.3.1.2 Contexte sismique

Depuis plus d'une dizaine d'années le réseau Sismalp (réseau sismologique des Alpes) enregistre la sismicité régionale. La localisation de ces événements durant la période de 1989 à 2000 permet de mettre en évidence (Figure II-8):

- une concentration de séismes de magnitudes faibles (ML < 3.5) et de faible profondeur (< 10 km) alignés parallèlement au bord Ouest du massif sur plus de 50 km [*Thouvenot et al.,* 2003]. Pour Thouvenot [*Thouvenot et al.,* 2003] cette activité sismique est à relier à la présence d'un

accident tectonique, la Faille Bordière de Belledonne (BBF, Belledonne Border Fault) caractérisée par un régime sismo-tectonique en décrochement dextre.

- un séisme de magnitude 3,5 (séisme de Laffrey, 1999) associé à des répliques alignées suivant une direction N122°, soit perpendiculairement à la BBF. L'analyse du mécanisme au foyer de ce séisme suggère un décrochement senestre selon une faille de cette direction (Figure II-8) [*Thouvenot et al.,* 2003].

Ces deux concentrations de séismes, alignées respectivement NNE et ESE peuvent être interprétées comme l'activité de deux failles conjuguées associée à un régime décro-chevauchant dextre de la chaîne de Belledonne. Ce régime sismo-tectonique résulterait d'un raccourcissement de direction Est–Ouest de la chaîne de Belledonne. Ces deux failles sismiques conjuguées n'ont cependant jamais été directement observées en surface. Toutefois, les taux de déformation géodésiques calculées sur la base de mesures GPS effectuées dans la région grenobloise montrent une bonne correspondance qualitative avec le régime sismo-tectonique du massif de Belledonne précédemment décrit (direction de raccourcissement Est – Ouest) [*Martinod et al.*, 1996, 2001; *Sue et al.*, 2007]. Les vitesses relativement élevées de ce raccourcissement (3-5 mm/an) suggèrent que cette déformation enregistrée par GPS découlerait essentiellement de mouvements lents et asismiques [*Martinod et al.,* 2001 ; *Sue et al.,* 2007].

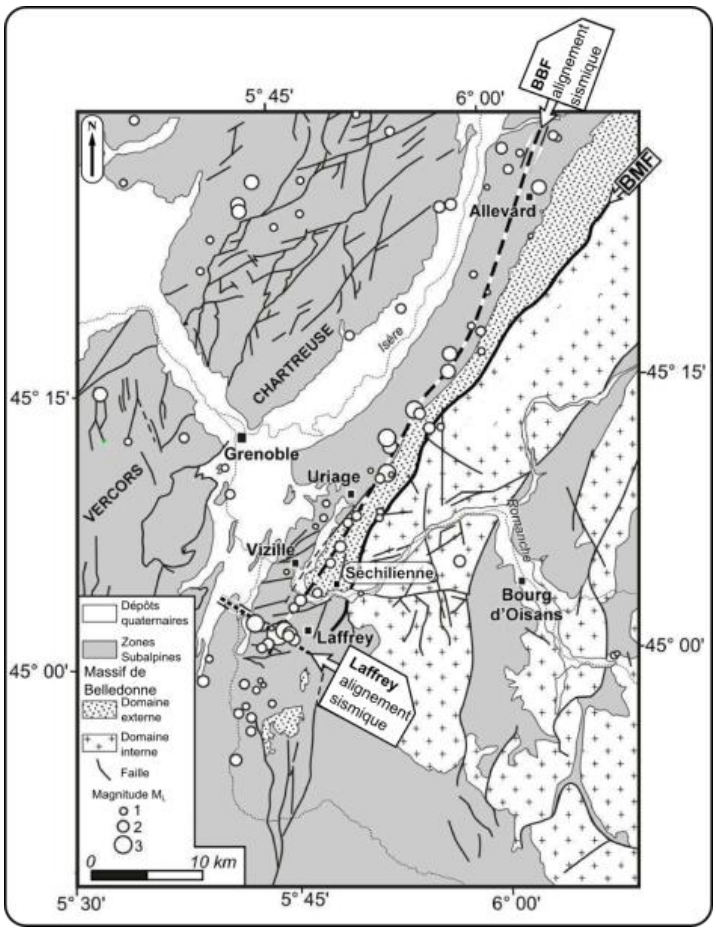


Figure II-8 Carte de la sismicité du Massif de Belledonne pour la période allant de 1989-2000. Modifiée d'après *Thouvenot et al,* [2003].

II.3.2 Contexte géologique local : présentation du versant de Séchilienne

Dans cette partie sud du domaine externe bordée par la Romanche, sept mouvements de terrain de grande ampleur ont été répertoriés sur une surface inférieure à 30 km² [*Barféty et al.*, 1970]. Parmi ces mouvements présentés à la Figure II-9a qui sont majoritairement inactifs, on retrouve le mouvement actif de Séchilienne qui affecte le versant Sud du Mont Sec en rive droite de la Romanche .

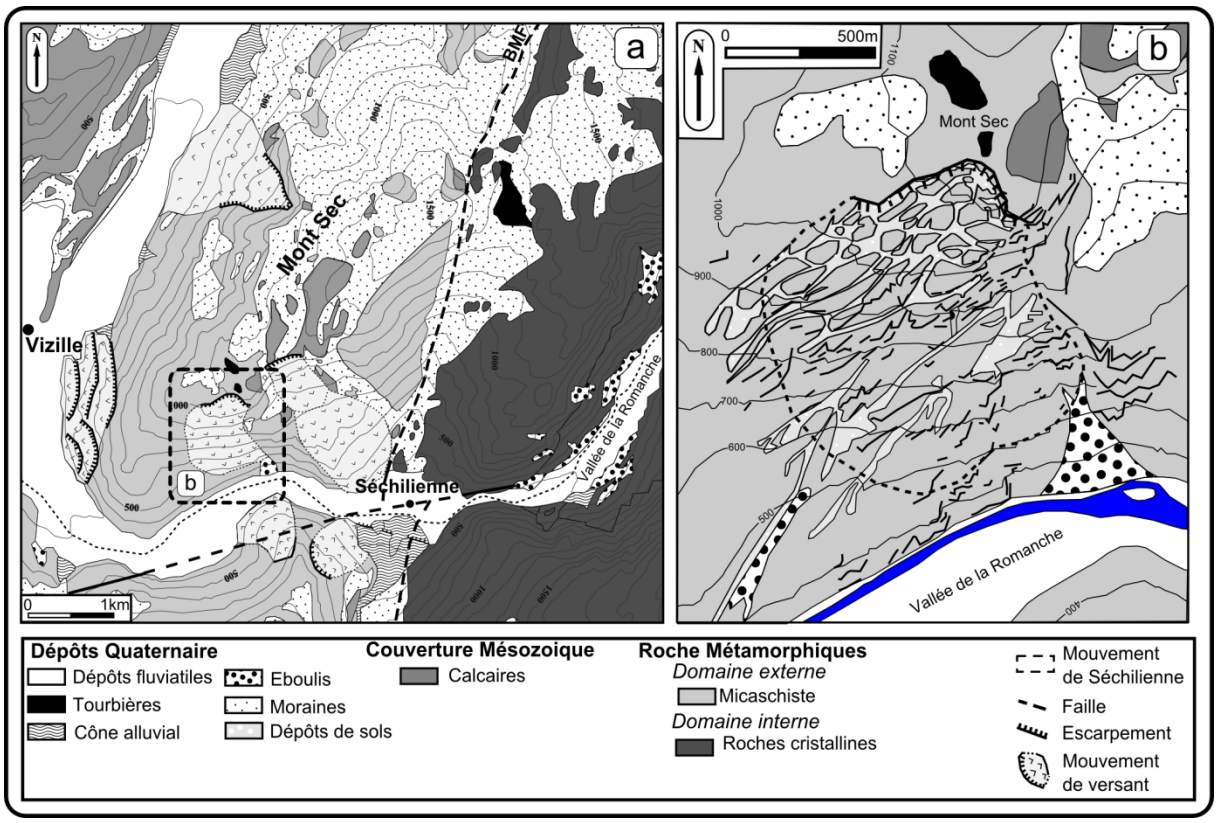


Figure II-9 Cartes géologique et géomorphologique a) de la bordure sud de Belledonne et b) du versant de Séchilienne.

II.3.2.1 Géologie du versant de Séchilienne

Les formations lithologiques rencontrées sur le versant étudié (Figure II-9b) appartiennent pour l'essentiel à la série satinée, formée quasi exclusivement de micaschistes (paragraphe 0). Cette série, bien visible entre Séchilienne et le Péage de Vizille, constitue majoritairement le substratum Paléozoïque recouvert par endroit par des formations lithologiques plus récentes d'âges mésozoïque et quaternaire. Les formations Mésozoïques sont représentées par des terrains liasiques constitués de calcaires surmontés de schistes pélitiques argileux noir à brun, associés à des terrains triasiques formés de dolomies et calcaires sur lesquels reposent des cargneules et du gypse. Le Quaternaire se caractérise par des formations superficielles présentes en fond de vallée (remplissage alluvial de la vallée de la Romanche), en pied de versant (éboulis) ou sur le versant et les replats glaciaires (moraines würmiennes). Les dépressions linéaires d'origine gravitaire sont comblées par des débris rocheux et de la terre végétale. De nombreux filons de quartz sont également présents sur les

versants de Séchilienne. Ces filons exploités pour le plomb-zinc par des mines (exemple des mines à la côte 585m, 670 et 900m) appartiennent à un important champ filonien quartzeux.

Données structurales en surface

En complément de l'étude structurale effectuée à l'échelle de la bordure Sud du massif de Belledonne, des études ont été réalisées à l'échelle du versant de Séchilienne, afin de caractériser et comprendre les mécanismes mis en jeu dans le mouvement de Séchilienne ainsi que le rôle de l'héritage tectonique. Ces études ont été menées à partir de mesures structurales de surface et en galerie. A partir de l'analyse structurale de photographies aériennes et d'un modèle numérique de terrain (MNT) à haute résolution spatiale (4m), quatre grandes familles de fracturation ont été identifiées [*Rochet et al.*, 1994; *Vengeon*, 1998; *Vengeon et al.*, 1999; *Pothérat and Alfonsi*, 2001; *Le Roux et al.*, 2009]. Ces quatre grandes familles, reportées sur la Figure II-10, correspondent à celles également observées à l'échelle du massif:

- Une famille orientée N60 ± 10°. Dans le mouvement de Séchilienne cette famille de fractures vient surligner les nombreux escarpements et dépressions linéaires présents ;

- Une famille orientée N30 ± 10°, correspondant à des failles décrochantes dextres, parallèles à l'accident médian de Belledonne (BMF) ;

- Une famille orientée N140 ± 10° conjuguée de la famille précédente. Elle correspond à des failles jouant en décrochement senestre.

- Une famille orientée N-S, principalement observée au niveau du couloir des Ruines et délimitant le mouvement à l'Est.

Un premier schéma structural du versant de Séchilienne a été proposé par *Vengeon,* [1998], et repris par *Pothérat et Alfonsi* [2001] à partir de la distribution et de la densité de ces fractures. Selon ce schéma (Figure II-10) le massif du Mont sec est découpé en 4 compartiments structurés différemment :

- Un compartiment A (situé en dehors du mouvement à l'Est de l'accident N-S) : fracturation rare et pas de fractures orientées N60 à N80° ;

- Un compartiment B (B1 + B2), majoritairement découpé en lanières par des accidents de direction N130±20°;

- Un compartiment C dans lequel les fractures sont majoritairement orientées N30 ± 10° et N60 ± 10°, tandis que les fractures N140 ± 10° sont quasi absentes ;

- Un compartiment D (D1+D2) affecté par une fracturation dense d'orientation N30 ± 20° et N60 ± 10°, alors que les accidents N140 ± 10° n'apparaissent pas.

L'analyse faite par *Le Roux* [2009] propose une caractérisation statistique de la fracturation sur l'ensemble du versant: pour un total de 134 fractures détectées, 43% sont orientées N60±10° ; 25% orientées N30±10° et 8% orientées N130±20°. Des observations ont également été réalisées sur des affleurements internes et externes au mouvement [*Rochet,* 1994 ; *Vengeon,* 1999 ; *Antoine,* 1998 ; *Le*

Roux, 2009] ou encore sur l'escarpement sommital [*Le Roux,* 2009] et permettent ainsi de conforter et compléter les analyses précédentes. Pour exemple l'inventaire détaillé de la fracturation mené par *Rochet* [1994] entre la croix du Moutet à l'aval de Rivoirands et le village de Séchilienne en amont confirme la présence des différentes familles de fractures présentées précédemment :

- des fractures N-S présentes dans l'ensemble du massif, mais avec une densité plus importante à l'extérieur du mouvement (zone A entre la zone instable et l'accident médian) ;
- des fractures N40° et N140° peu présentes dans la zone A mais bien représentées dans le mouvement.

Cet inventaire révèle également la présence dans le mouvement de fractures sub-verticales orientées N90° (peu observées en dehors de l'instabilité) et de fractures discontinues pentées vers la vallée (zone instable : 20-30° sud; zone A: 45° sud), reparties de façon homogène dans tout le versant de Séchilienne [*Rochet,* 1994]. Pour *Rochet,* [1994] ces fractures discontinues traduiraient pour les moins pentées un étirement de la masse rocheuse vers le haut lié à la phase de compression alpine. Pour les plus pentées elles trouveraient leurs origine dans la décompression du massif à proximité du versant et seraient accentuées par le retrait progressive du glacier du versant [*Rochet,* 1994].

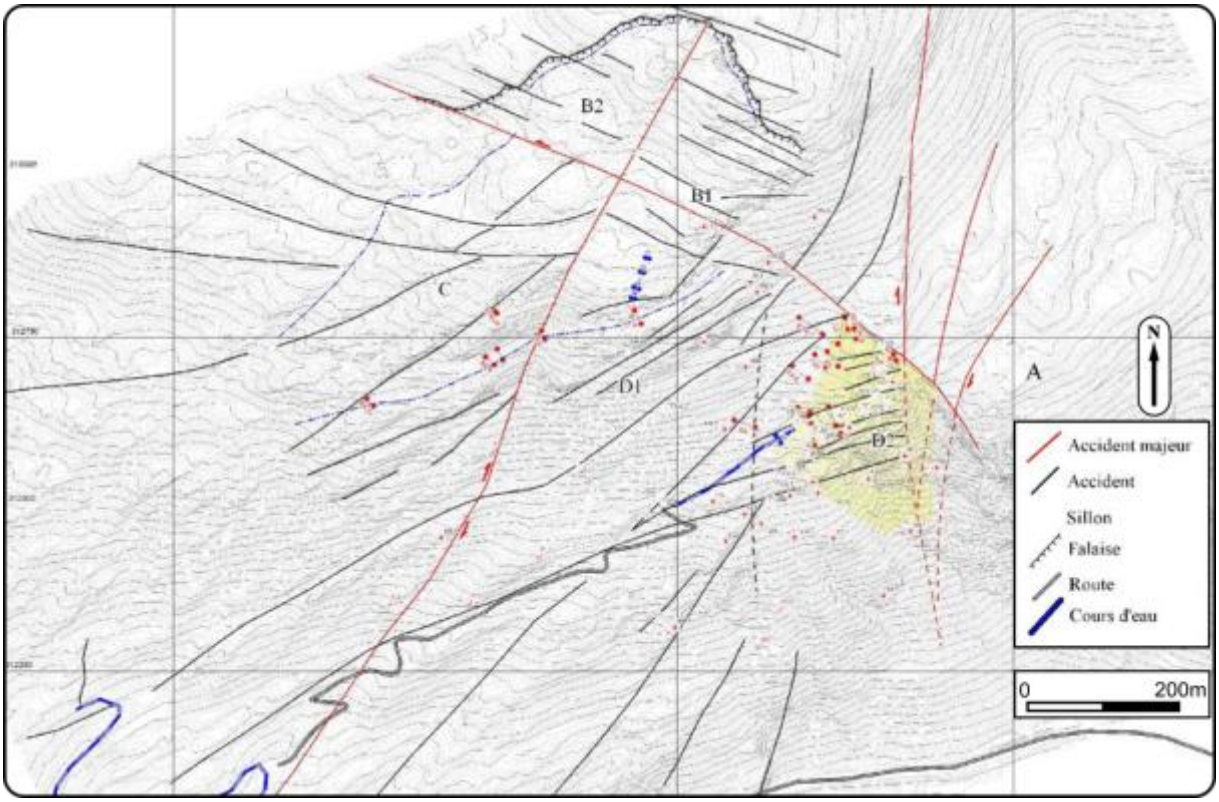


Figure II-10 Schéma structural du versant de Séchilienne. Modifié d'après *Pothérat*, 1995 et *Kasperski*, 2008.

L'analyse structurale réalisée par *Vengeon* [1994,1998] sur des affleurements à proximité de la zone active ou en pied de versant, confirme la présence des différentes familles de fractures et en particulier celle des fractures orientées N90° à pendage vers le sud (avec des inclinaisons de 30°, 45° et 60°). Pour *Vengeon* [1994,1998] et *Rochet* [1994], c'est la combinaison des fractures verticales

N90°, N40° et N70° qui découpent le versant en lanières et des fractures inclinées vers la vallée qui délimitent des blocs au sein des lanières qui crée les conditions nécessaires à la déstabilisation. L'association des fractures E-W et N40° jouerait également un rôle dans la localisation de l'escarpement sommital *[Rochet*, 1994] orientée globalement N60 ± 10°. Pour vérifier cette hypothèse, des relevés (mesure du pendage et de l'orientation de 135 fractures) ont été effectués par *Le Roux* [2009] sur l'ensemble de l'escarpement sommital. Les résultats de fracturation, présentés sous forme de rosace (figure II-11b), permettent de distinguer deux orientations principales de fractures sub-verticales N30 ± 10° et N140 ± 10° qui représentent 65% des plans mesurés. Ces résultats montrent que l'orientation de l'escarpement sommital (figure II-11a) ne résulte pas de fractures N70° mais de la déformation gravitaire se développant sur des fractures N30 ± 10° et N140 ± 10° certainement préexistantes (antérieures au mouvement [*Le Roux*, 2009]). En effet la présence de ces deux familles conjuguées (N30 ± 10° et N140 ± 10) également à l'échelle régionale confirmerait pour *Le Roux*, [2009] leur origine tectonique. En revanche les fractures N70° absentes à l'échelle de l'escarpement mais prédominantes dans la partie déstabilisée du versant (43% des fractures relevées), supposerait non pas une origine tectonique mais une origine liée à la déformation gravitaire [*Le Roux*, 2009].

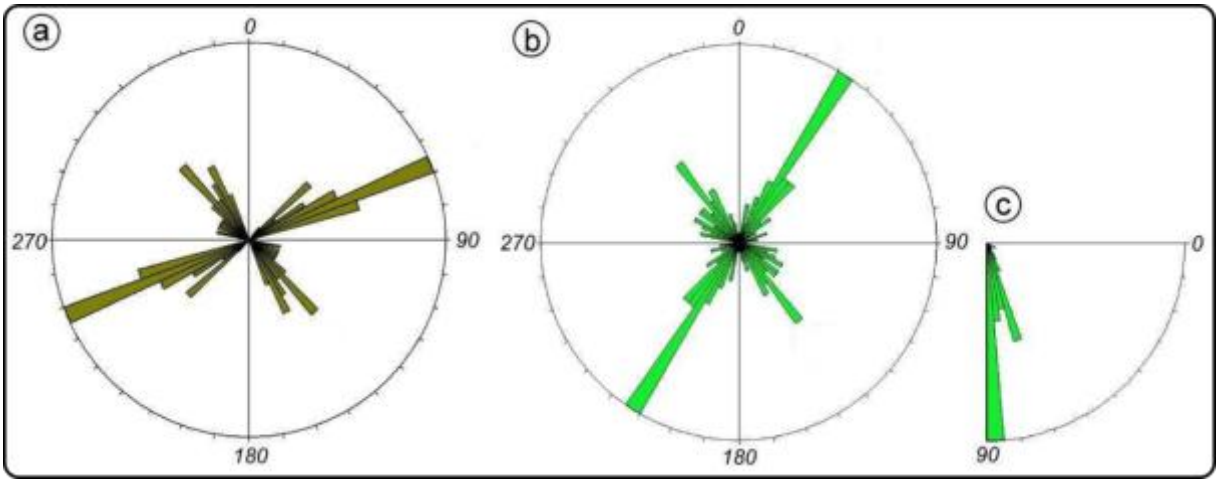


Figure II-11 Mesures des orientations reportées sur un diagramme en rosace (intervalle 5°) a) de la falaise du Mont Sec et b) des plans de fractures mesurés sur la falaise du Mont Sec. c) Pendage des plans de fractures mesurés sur la falaise du Mont sec. Modifiée d'après *Le Roux,* 2009.

Données structurales en profondeur.

Pour pouvoir observer la distribution des fractures en profondeur, des observations ont été faites dans 5 galeries. Parmi ces galeries 4 sont situées en rive droite de la Romanche dans la zone instable ou à proximité (Figure II-16). La dernière est la galerie de déviation hydraulique de la Romanche creusée en 2003 en rive gauche (paragraphe 0, Figure II-3). Pour les 4 premières galeries, trois sont des anciennes galeries de mines situées aux cotes 585, 670, et 900m, avec des longueurs respectives de 240, 88 et 60m, tandis que la quatrième est la galerie de reconnaissance géologique de 240m de long creusée à la cote 710 m. Cette dernière a été creusée en deux phases (1994-1995) par le CETE de Lyon.

Galerie de mine cote 585 m

Les observations faites dans la galerie située à la côte 585m au niveau de l'éboulis du couloir des Ruines révèlent un massif rocheux sain avec une foliation N20° subverticale et découpé par 3 principales familles de fractures: N115° verticales, N50°/60° subverticales et N90°/100° avec un pendage de 25 à 45° vers le Sud [*Kasperski,* 2008]. Les fractures à pendage sud présentent des ouvertures parfois très importantes (jusqu'à 20cm), pouvant être remplies de matériaux broyés. Au fond de la galerie deux filons verticaux non exploités et orientés E-W se prolongent jusqu'en surface et émergent non loin de l'escarpement de la zone des Ruines.

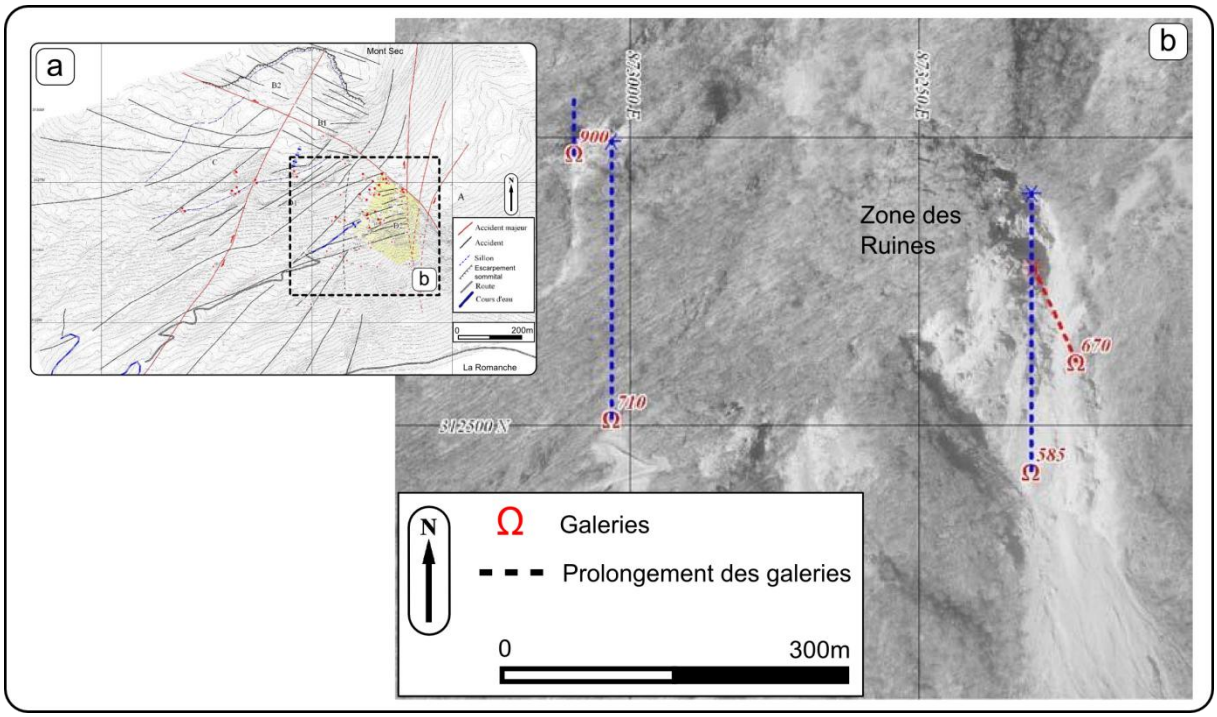


Figure II-12 a) Versant de Séchilienne avec la localisation de la photographie aérienne. B) Photographie aérienne de la zone des Ruines sur laquelle sont représentées les galeries. Modifié d'après *Kasperski*, 2008

Galerie de mine cote 670m

L'entré de la galerie 670m est située à la limite Est des Ruines dans la zone stable A. Elle traverse la partie amont des Ruines avec une direction N155°. L'orientation de la foliation globalement constante est identique à celle observée dans la galerie 585 avec toutefois quelques perturbations. Deux familles principales de fractures apparaissent dans cette galerie: N40° subverticale et N110° à pendage sud (50°S). Aucune fracture orientée N60° n'a été observée [*Kasperski,* 2008].

Galerie de mine cote 900m

La galerie de la cote 900m, avec ses ramifications latérales, permet essentiellement d'observer la charnière d'un pli hectométrique de direction N20° et de plongement axial N45° [*Pothérat,* 1995].

Galerie de reconnaissance cote 710m

La galerie de reconnaissance 710, longue de 240m révèle un massif très altéré et très déformé avec plusieurs zones [*Vengeon,* 1998] *:*

- dans les 150 premiers mètres, une zone fortement fracturée où apparaissent de nombreux indices d'ouvertures. La fracturation à pendage sud est orientée N75°/50°S (moins bien exprimée que dans la galerie de mine à la côte 585 m). Les fractures orientées N90° se caractérisent par un pendage variable, de vertical à 50° nord.

- au-delà de 180m, une zone comportant des parties fortement mylonitisées. Les zones mylonitisées sont orientées N50° en moyenne avec un pendage nord de 50 à 80°. La fracturation y est plus diffuse et est sensiblement E-W et N-S verticale.

Galerie Hydraulique

La galerie hydraulique a été creusée en rive gauche de la Romanche dans le versant de Montfalcon localisé dans le domaine externe du massif de Belledonne (à l'ouest de la BMF). Cette galerie longue de 1,9 km traverse les formations lithologiques de la série satinée formée quasi exclusivement de micaschistes. La description structurale réalisée le long de la galerie montre une forte similarité avec celle réalisée sur le versant de Séchilienne. On retrouve ainsi le long de la galerie 4 directions principales de failles : N20° dextre, N50° dextre et de façon plus discrète les familles N100° senestre et N140° senestre [*Effendiantz and Guillot,* 2000].

Forages

Dans le cadre du projet ANR SLAMS, des forages ont été réalisés par le CETE sur le mouvement de Séchilienne. Ces forages présentés à la Figure II-13 sont localisés en bordure Nord-Ouest de la zone active du mouvement.

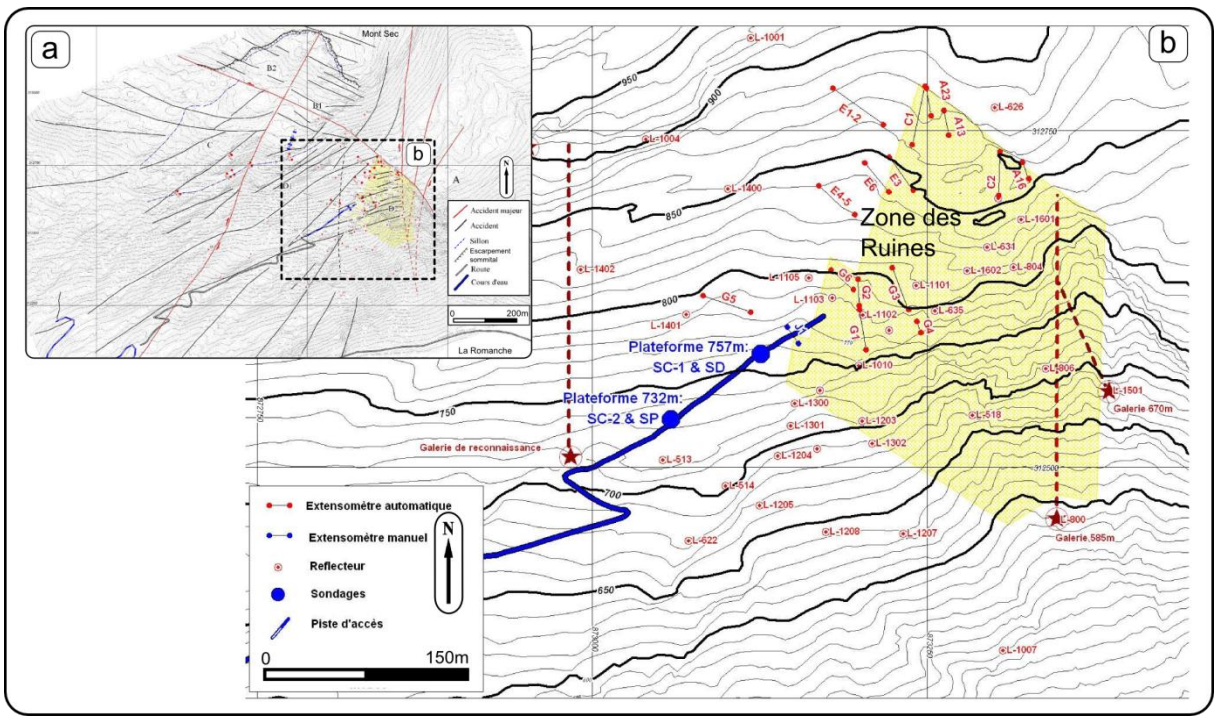


Figure II-13 a) Versant de Séchilienne avec la localisation du zoom. b) Zoom montrant la localisation des forages (Sc1, Sc2, Sp et SD). Modifié d'après *Kasperski,* 2008.

Pour deux de ces forages (Sc-1 et Sc-2) un sondage carotté vertical de 150m a été réalisé ainsi qu'une diagraphie différée.

Dans le sondage Sc-1, qui traverse des formations globalement gréseuses avec quelques niveaux schisteux, l'analyse structurale met en évidence jusqu'à 120 de profondeur (1) une famille de fracturation principale N60-80° avec un pendage de 40-70°S ainsi que (2) des familles de fracturation minoritaires orientées N10°/55°W, N80° sub-vertical, et N130°/70°N. Au-delà de 120m, la famille de fractures principale présente une orientation N20° avec un pendage sub-vertical. Pour les fractures N60-80° à pendage vers le Sud (40 à 70°, sub-parallèles à la topographie) leur origine est difficilement attribuable à des familles d'origine tectonique. L'hypothèse avancée par *Rocher* [1994] que ces fractures résulteraient de la décompression du massif apparait également peu probable compte tenu de l'orientation de la foliation (N0 à N20° avec des pendages redressés, centrés sur 75°) qui n'est pas dirigé selon ces plans de fractures et de leur absence au delà d'une certaine profondeur (120m).

Dans le sondage Sc-2, on retrouve également des terrains schisteux à gréseux avec cependant une prédominance de schistes. L'analyse structurale révèle une fracturation plus diffuse que pour le sondage Sc-1. Trois familles semblent toutefois s'individualiser sur l'ensemble du sondage : N0°/70°W, N0°/ 50°E et de façon moins évidente N20°/50°E.

Propriétés mécaniques

Afin de pouvoir caractériser mécaniquement la roche constituant le versant de Séchilienne, des essais mécaniques en laboratoire ont été réalisés par le CETE de Lyon sur :

- des échantillons prélevés dans la galerie hydraulique creusée dans le versant de Montfalcon située en rive gauche de la Romanche [*Effendiantz and Guillot,* 2000] ;

- des échantillons provenant du sondage SC-1 réalisé dans le mouvement de Séchilienne (Figure II-13).

Comme le versant de Séchilienne, le versant de Montfalcon appartient au domaine externe du massif de Belledonne à l'Ouest de la BMF. Les similarités lithologiques et structurales avec le versant de Séchilienne permettent donc de considérer les mesures réalisées sur les échantillons prélevés dans la galerie comme représentatives du versant de Séchilienne. Toutefois le versant de Montfalcon est un versant stable, les propriétés mécaniques obtenues pour les échantillons collectés doivent donc être mis en correspondance avec les propriétés mécaniques de la zone stable du versant de Séchilienne (zone A, Figure II-11) ou des zones du versant avant déstabilisation (zone B (B1+B2), C et D, Figure II-11). Les échantillons de roche prélevés dans cette galerie ont été classés en trois catégories selon le type de foliation (Tableau II-2). On retrouve ainsi :

- les échantillons de roches compacts qui ne présentent pas de foliation (brèches), ou à peine perceptible.

- les échantillons de roche avec une foliation perceptible ;

- et les échantillons de roche avec une foliation bien marquée (schiste).

Sur ces différents échantillons plusieurs essais ont été réalisés afin de déterminer : la masse volumique (10^3 kg/m^3), la porosité (%), la vitesse des ondes de compression (Vp, m/s), le module de young (MPa), la résistance à la compression uniaxiale (MPa) et à la traction indirecte (MPa). Les valeurs minimale, maximale et moyenne de ces résultats sont présentées dans le Tableau II-2. Pour compléter ces données et obtenir les propriétés mécaniques des roches affectées par la déstabilisation, le CETE de Lyon a effectué de nouvelles mesures [*Maiolino*, 2012] sur les échantillons provenant du sondage SC-1 réalisé au sein du mouvement de Séchilienne à la frontière de la zone des Ruines dans la zone D1 (Figure II-13). Ces mesures sont également présentées dans le Tableau II-2.

Echantillons		Mesure	Densité (10^3 kg/m3)	Porosité (%)	V_p (m/s)	Résistance à la compression uniaxiale (Mpa)	Module de young (Mpa)	Résistance à la traction (Mpa)
Galerie Hydraulique	Sans Foliation	min	2,67	0,5	4100	72,4	42300	4,5
		max	2,84	1,2	6100	255	75800	19,5
		moyenne	**2,71**	**0,8**	**4753**	**145,2**	**60550**	**12,8**
	Foliation perceptible	min	2,66	0,6	4330	33,4	69300	4,7
		max	2,87	1,2	5580	104	69300	15,9
		moyenne	**2,74**	**0,8**	**4833**	**75,1**	**69300**	**10,3**
	Foliation marquée	min	2,76	0,7	5000	17	38600	1
		max	2,82	1,9	5880	59	62500	6,1
		moyenne	**2,78**	**1,4**	**5475**	**32**	**50550**	**3,6**
Sondage Sc-1		min	2,65	0,4	4140	37,8	43900	6
		max	2,91	0,9	5680	163	112000	11,7
		moyenne	2,75	0,6	4898	104	72345	8,45

Tableau II-2 Mesures de caractérisation mécanique réalisées en laboratoire sur des échantillons prélevés dans la galerie hydraulique et dans le sondage Sc-1. [*Effendiantz and Guillot,* 2000 ; *Maiolino*, 2012]

Pour l'ensemble des échantillons, les mesures de :

- densité varient entre 2,66 et 2,91.103 kg/m3 avec des moyennes comprises entre 2,71 et 2,78.103 kg/m3 ;
- de porosité varient entre 0,4 et 1,9 % avec des moyennes comprises entre 0,6 et 1,4 % ;
- de Vp varient entre 4100 et 6100 $m.s^{-1}$ avec des moyennes comprises entre 4753 et 5475 $m.s^{-1}$;

Que ce soit pour des échantillons prélevés dans un massif stable (galerie hydraulique) ou dans un massif déstabilisé (sondage SC-1) les propriétés physiques de la roche ne montrent pas de différence significative. La gamme de valeur présentée (min et max) est en effet globalement identique (Tableau II-2). Ce même constat peut être fait pour la vitesse des ondes Vp mesurée dans les échantillons. On note toutefois au sein d'un même groupe d'échantillons des différences pouvant allez jusqu'à 2000 $m.s^{-1}$ (échantillons sans foliation).Pour cet exemple la variation semble selon les conclusions du rapport [*Effendiantz and Guillot,* 2000] être liée à l'orientation de la foliation même si celle-ci est à peine perceptible. Pour les propriétés mécaniques de la roche deux types d'essais ont été réalisés sur les deux séries d'échantillons : (1) des essais par compression et (2) des essais par traction, afin de déterminer la résistance de l'échantillon (à la compression et à la traction) ainsi que son module de Young. Les valeurs obtenues varient pour la résistance à la compression entre 17 et 255 Mpa avec des moyennes comprises entre 32 et 145,2 Mpa. Pour la résistance à la traction les valeurs varient entre 4,5 et 19,5 Mpa avec des moyennes comprises entre 3,6 et 12,8 Mpa. Les valeurs obtenues pour ces deux types d'essais pour les échantillons de la galerie montrent une bonne corrélation entre la foliation et la résistance à la compression ou traction. En effet plus la foliation est marquée plus la résistance de l'échantillon est faible. La foliation affaiblirait donc mécaniquement la roche. En plus de ces deux essais, des essais de cisaillement sur joint on également été effectués sur quatre échantillons provenant du sondage Sc-1. Les angles de frottements internes résiduels mesurés varient entre 20 et 27° avec une moyenne à 25,5° [*Maiolino*, 2012].

Synthèse géologique et structurale du versant de Séchilienne

A partir des études menées à différentes échelles et s'appuyant sur des observations de nature différentes on pourra retenir comme principaux traits géologiques et structuraux caractérisant le versant de Séchilienne :

- un versant constitué presque essentiellement de micaschistes avec des terrains schisteux et gréseux;
- une foliation globalement verticale orientée Nord-Sud à N20°, qui permettrait l'individualisation de blocs compte tenu de sa faible résistance à la traction ;
- un accident structural majeur à l'est des Ruines orienté N/S et limitant le mouvement ;
- trois principales familles de fractures continues N60° ± 10°, N30° ± 10° et N 140° ± 10° à pendage vertical à subvertical, qui découpent le versant en lanières. Les deux familles de fractures conjuguées N30 ± 10° et N140 ± 10 également présentes à l'échelle régionale correspondent à des structures préexistantes d'origine tectonique. Les fractures N70° prédominantes dans la partie déstabilisée du versant de Séchilienne mais absentes à l'échelle de l'escarpement résulteraient quant à elles de la déformation gravitaire [Le Roux, 2009].
- des fractures discontinues (métriques à décamétriques) pentées vers la vallée (30 à 70°S) et reparties de façon homogène dans l'ensemble du versant. Observées jusqu'une profondeur d'environ 120m (sondage Sc-1), ces fractures permettent de délimiter des blocs au sein des lanières. Difficilement attribuables à des familles d'origine tectonique ou à la décompression du massif, l'origine de ces fractures est incertaine.

II.3.2.2 Contexte hydrologique

Afin de répondre aux questions concernant l'origine des apports en eau dans le versant de Séchilienne et de leurs écoulements au sein du massif, plusieurs travaux ont été menés [*Vengeon,* 1998 ; *Guglielmi et al.,* 2002, *Meric,* 2005]. L'approche employée pour l'établissement du contexte hydrogéologique s'est appuyée sur des données hydrochimiques et isotopiques de l'eau [*Vengeon,* 1998, *Guglielmi et al.,* 2002] et hydrogéophysiques (*Meric,* 2005, mesure de polarisation spontanée PS).

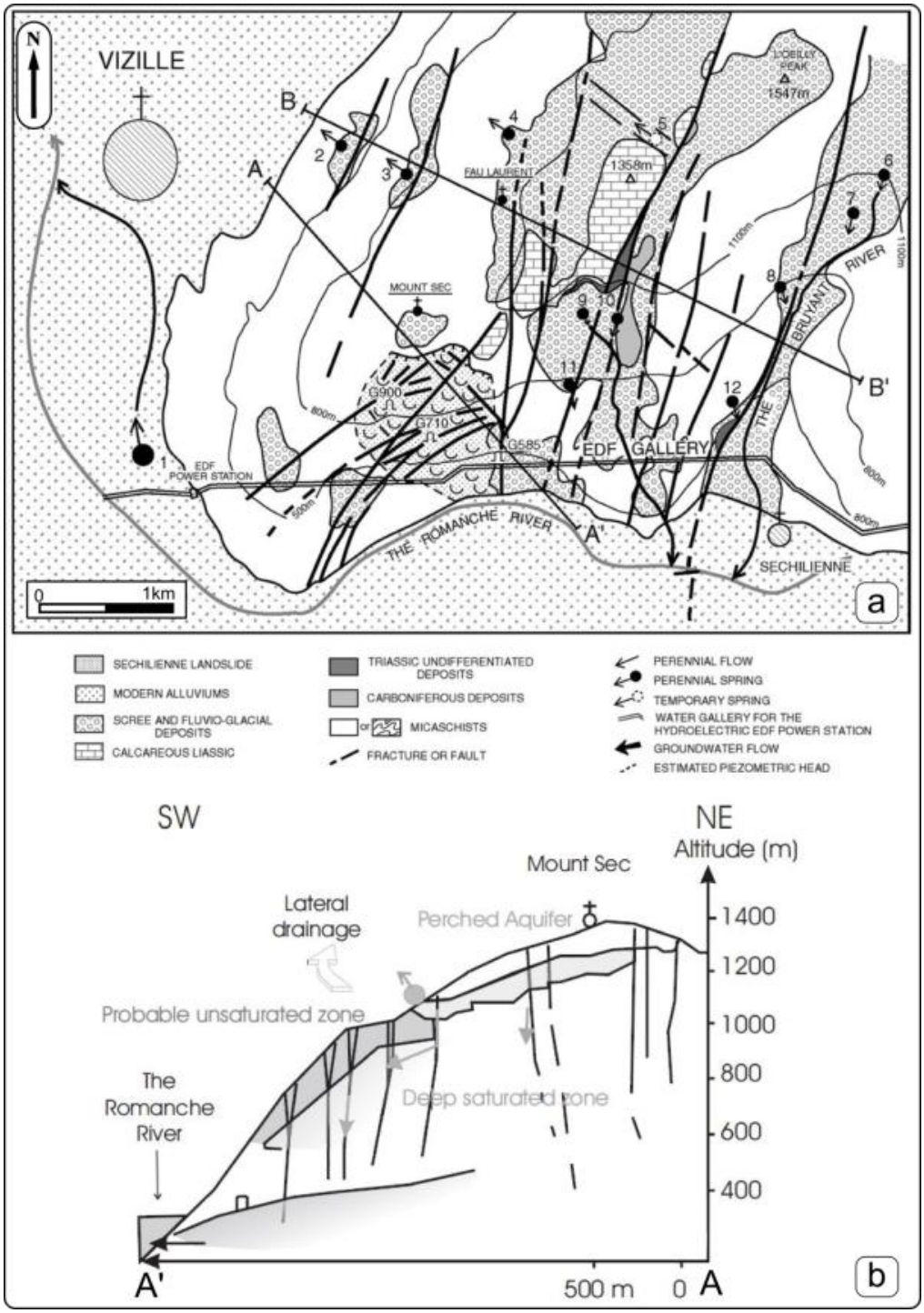


Figure II-14 a) Carte Hydrogéologique de la bordure du Massif de Belledonne avec localisation des sources. b) coupe hydrogéologique AA' du mouvement de Séchilienne. Modifié d'après *Guglielmi et al,* 2002.

Le levé des sources localisées entre 410 et 1300m ([*Guglielmi et al,* 2002]; Figure II-14a) et les analyses hydrochimiques et isotopiques menées sur ces sources et sur les faibles écoulements en galerie (710 et 585) par *Guglielmi et al,* [2002] ont permis de fournir un modèle hydrogéologique global [Figure II-14b]. Selon ce modèle, le versant serait compartimenté en deux zones: une zone saturée profonde et une zone non saturée en surface qui correspondrait à la zone affectée par la déstabilisation. La zone saturée en profondeur serait alimentée par un écoulement latéral provenant de la nappe perchée située au sommet du mouvement dans les terrains sédimentaires de Fau

Laurent localisés sous le Pic de l'Oeilly (Figure II-14a). Cet écoulement serait guidé par les failles N50° et N70°, qui jouent le rôle d'écran étanche dans leur direction transversale et de guide dans leur plan. La zone non saturée superficielle serait principalement alimentée par un apport local correspondant aux eaux s'infiltrant à la surface de la zone déstabilisée. Lors de fortes pluies, lorsque la zone saturée atteint la zone déstructurée, un phénomène de surverse peut se produire. Cette surverse, qui est permise par la disparition de la fonction d'écran étanche des failles N50/70° dans la zone déstructurée, va alors alimenter la zone non saturée. L'ensemble de ces écoulements rejoignent la nappe alluvionnaire de la Romanche. Pour compléter ce modèle hydrogéologique, des études sont actuellement réalisées dans le cadre du projet ANR SLAMS par les universités de Nice et de Besançon.

II.3.2.3 Géomorphologie du versant de Séchilienne

Comme nous l'avons vu dans le Chapitre I, c'est l'action combinée de l'érosion glaciaire et fluviatile qui a donné à La Romanche sa morphologie actuelle. Les indices de ces deux activités au niveau du versant de Séchilienne sont la présence : (1) d'un surcreusement important du fond de vallée de la Romanche remplie par un important remblayage alluvial de 80 à 100m d'épaisseur et (2) de modelés glaciaires caractéristiques tels que la présence de replats au niveau des villages des Thiébauds et des Rivoirands. On peut également ajouter la présence sur l'ensemble du versant de pentes relativement fortes (~45°) et assez homogènes.

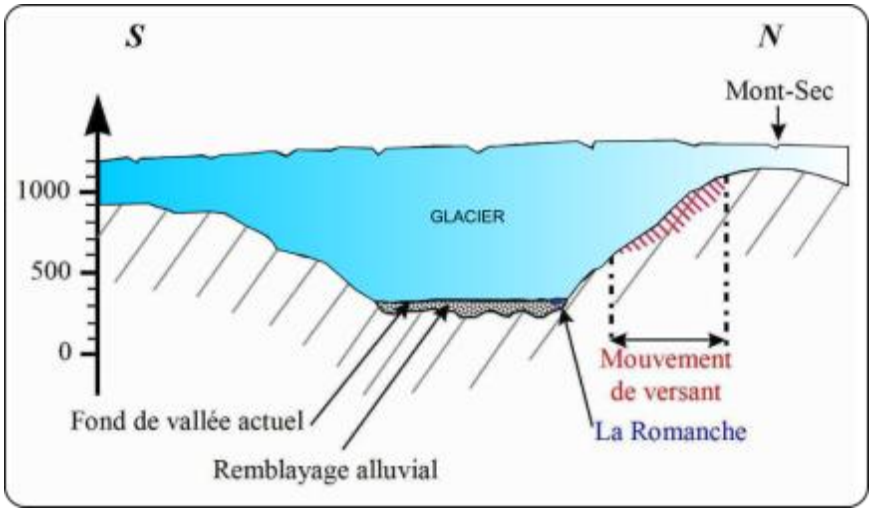


Figure II-15 Coupe N-S de la vallée de la Romanche au niveau du mouvement de Séchilienne (zone hachurée rouge) avec l'altitude maximale de la surface du glacier de la Romanche estimée par *Montjuvent* [1978] au LGM. Modifié d'après *Vengeon,* 1998.

L'analyse géomorphologique et les profils réalisés selon la ligne de plus grand pente du versant instable [*Vengeon,* 1998 ; *Rochet et al.,* 1994 ; *Le Roux,* 2009] révèlent :

- une pente moyenne assez homogène de 45° entre le fond de vallée (côte 325m) et la base de la déformation sommitale du Mont Sec ;
- une pente plus douce d'environ 20° connectée au plateau du Mont Sec

Cette différence de pente exprime un affaissement de la partie inférieure du Mont Sec. L'analyse plus détaillé de *Le Roux* [2009 à partir d'un MNT (modèle numérique de terrain) haute résolution (4m) a permis d'affiner ces précédentes observations et de mettre en évidence à partir d'une coupe N/S du versant (Figure II-16) :

- une première zone (zone 1, Figure II-16) limitée en amont par l'escarpement du Mont Sec (30m de haut). Cette zone correspond au tassement de la partie sommitale. Les variations locales d'inclinaison (courbe rouge) et d'orientation (courbe bleu) des pentes dans cette zone correspondent aux escarpements délimitant les blocs basculés, créant ainsi des dépressions [Le Roux, 2009] ;

- dans la zone 2, des contre pentes apparaissent. Elles résultent probablement de la flexion du versant qui provoque l'ouverture de fractures linéaires perpendiculaires aux déplacements gravitaires.

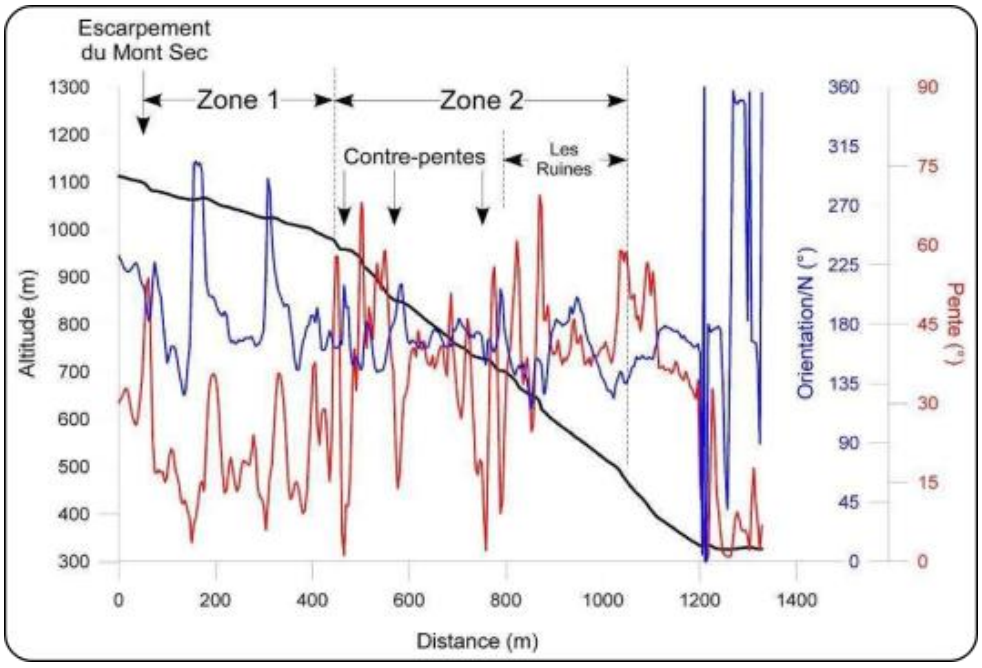


Figure II-16 Coupe Nord-Sud A-A' (Figure II-9) à travers le mouvement de Séchilienne. Trait noir : profil topographique. Trait rouge : profil de l'inclinaison des pentes. Trait bleu : profil de l'orientation des pentes. Zone 1 : zone en tassement. Zone 2 : zone en bombement.

II.3.3 Caractérisation cinématique du mouvement de Séchilienne

II.3.3.1 Mesures en surface

Depuis plus de 25 ans, le CETE de Lyon mesure les déplacements en surface du versant de Séchilienne au moyen de mesures extensométriques, de mesures topométriques par triangularisation et trilatération, de mesures inclinométriques, de mesures géodésiques et de mesures par radar hyperfréquence à partir du versant opposé [*Duranthon et al.,* 2003]. La carte des déplacements planimétriques présentée à la Figure II-17 permet d'établir un zonage cinématique du site avec la délimitation de plusieurs zones [*Giraud et al.,* 1990, *Kasperski,* 2008]:

- une zone sommitale (zone B de la Figure II-10), correspondant au tassement du Mont sec. Dans cette zone potentiellement instable, les vitesses de déplacement sont comprises entre 2 et 4 cm/an.

- Une zone très active (D2), correspondant à la zone des Ruines également appelée zone frontale, avec des vitesses de déplacements comprises entre 15 et + de 100 cm/an.

- Une zone D1, intermédiaire entre la zone frontale et la zone B, avec des taux de déplacements compris entre 2 et 10 cm/an.

- Enfin, la zone C localisé dans la partie ouest du mouvement, caractérisée comme la zone B par de faibles taux de déplacements (quelques cm/an).

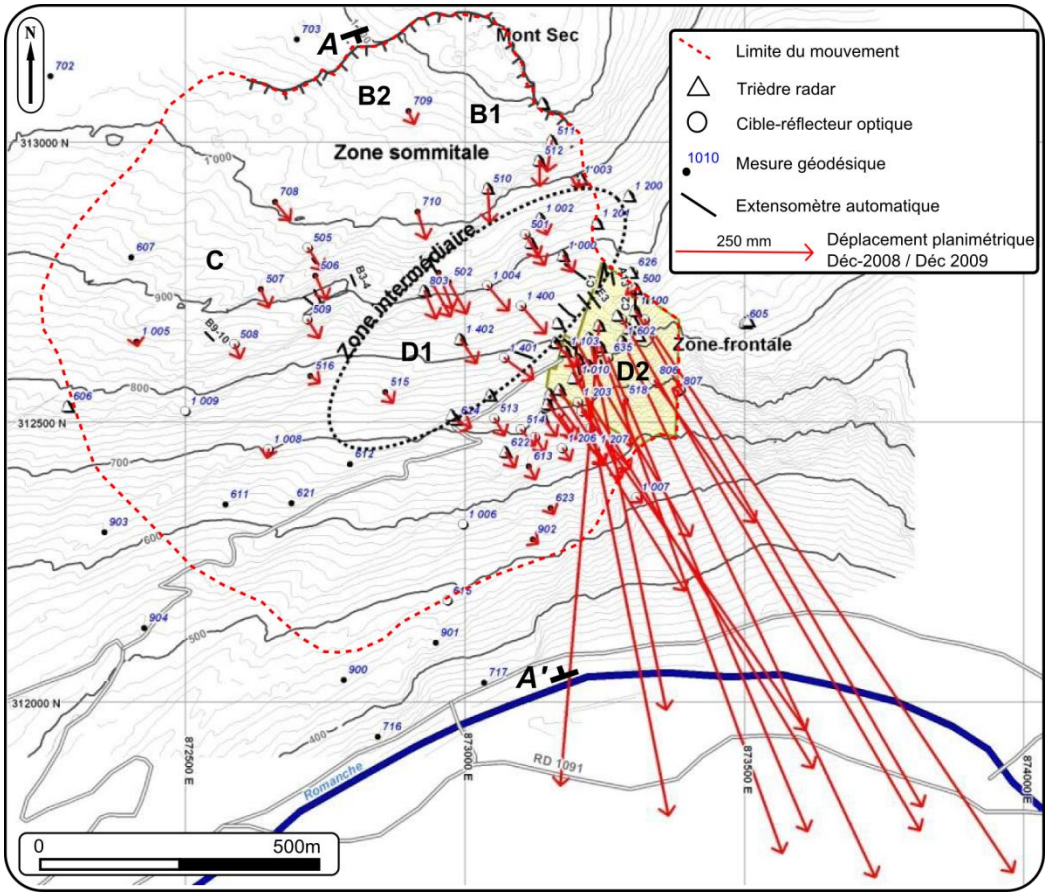


Figure II-17 Localisation des dispositifs de surveillance et valeurs de déplacements planimétriques (décembre 2008 à décembre 2009) et représentation de la limite du mouvement. Modifiée d'après *Kasperski et al,* 2010.

Ces mesures de déplacements permettent de définir les limites de l'instabilité, définies par des valeurs nulles des déplacements. Au Nord et à l'Est, ces limites correspondent à l'escarpement sommital et la faille bordière N/S. Les limites à l'Ouest et en aval sont moins marquées, notamment en raison de l'atténuation progressive des déplacements [Figure II-17). Les données de déplacement et l'absence de désordres sous la cote 500m semblent indiquer que le mouvement sortirait dans le versant. De plus la direction générale des vecteurs vitesses n'est pas dans la ligne de plus grande pente, mais est plutôt orientée NW-SE, ce qui suggèrent un contrôle structural de la déformation par

les fractures N50/N70°. La représentation de ces vecteurs vitesses sur une coupe (Figure II-18a) en travers du mouvement (coupe AA', Figure II-17) met en évidence la faible inclinaison des vecteurs 10 à 20° sur l'ensemble du massif. Ces observations contraignent fortement les mécanismes de déformation. Un glissement rotationnel (fort contraste de vitesse à l'aval et inclinaison variable des vecteurs vitesses, Figure II-18b) ou translationnel (fort contraste de vitesse à l'aval, Figure II-18c) ne semblent pas être les mécanismes appropriés dans le cas du mouvement de Séchilienne. Un mécanisme de déformation discontinue et progressive par rupture interne présenté au paragraphe II.3 est donc proposé [*Rochet,* 1994 ; *Vengeon,* 1998 et *Kasperski* 2008].

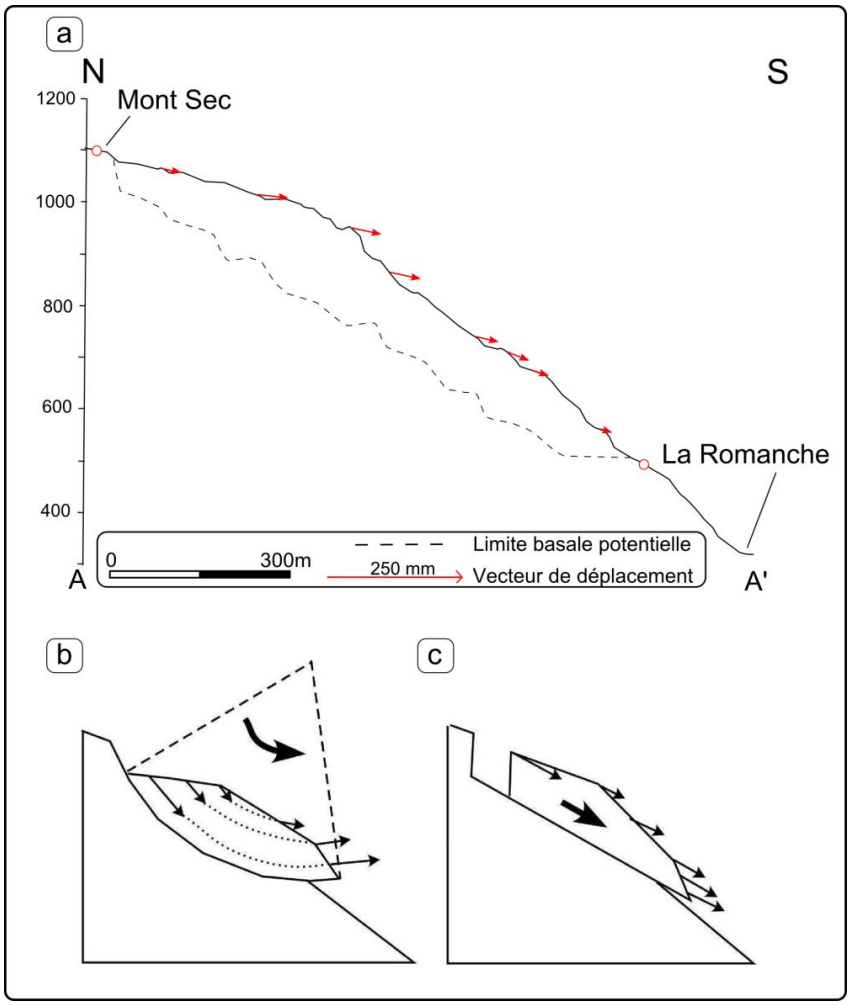


Figure II-18 Schéma simplifié des mécanismes a) rotationnel et b) translationnel. Les vecteurs déplacements sont ici représentés par les flèches fines, alors que la flèche épaisse matérialise le mouvement général de la masse mobilisée. Modifié d'après *Vengeon*, 1998 et *Le Roux,* 2009.

II.3.3.2 Mesures en profondeur

Les mesures en surface ont permis de délimiter la surface déstabilisée, mais il est important de pouvoir déterminer la limite en profondeur entre massif sain et massif déstructuré afin de mieux contraindre la masse de roche potentiellement mobilisable.

Mesures géophysiques

Plusieurs méthodes géophysiques on été appliquées sur le versant de Séchilienne au cours de ces dernières années. La première expérimentation menée en 1998 [*Vengeon,* 1998] s'est appuyée sur une technique de prospection électromagnétique transitoire (TEM-FAST). Les méthodes de géophysiques classiques (prospection électrique et sismique) étaient jugées inadaptées à cette époque en raison des difficultés techniques liées à la profondeur d'investigation nécessaire, à la faible conductivité électrique du massif et aux difficiles conditions d'accès. Les résultats de cette étude ont permis une première estimation grossière de l'épaisseur de la zone déstructurée entre 150 et 250m. Pour apporter plus de précision sur les limites de l'instabilité, *Meric et al.* [2005] ont appliqué sur le versant plusieurs techniques géophysiques (profil électromagnétique, tomographie électrique, potentiel spontanée, tomographie sismique et mesure de bruit sismique (Figure II-19)). Cette étude a montré que la partie du massif affectée par la déformation gravitaire est caractérisée par des valeurs de résistivité electriques élevées (> 3 kΩ) et des valeurs de vitesse d'ondes P (Vp) inférieures à celles mesurées dans la partie du massif non affectée (stable). Ces varaitions de paramètre physiques ont été associées à la fracturation induite par le mouvement gravitaire qui va augmenter l'indice des vides dans un milieu rocheux non saturé [*Meric et al.,* 2005]. Il est donc possible en connaissant ces caractéristiques de définir les limites du mouvement, en particulier à l'Ouest du glissement (marqueurs c e d , Figure II-19). Durant cette étude, plusieurs techniques geophysiques , electromagnétiques , PS et mesures de bruit de fonds ont été déployées le long d'un même profil EM2 transversal au mouvement (*Figure II-19*). Les résultats obtenus montrent une très bonne corrélation entre les variations spatiales de paramètres géophysiques et les taux de déplacements. Ces méthodes n'ont toutefois pas permis de delimiter la limite basale de la masse destructurée, celle-ci étant trop profonde [*Meric et al.,* 2005].

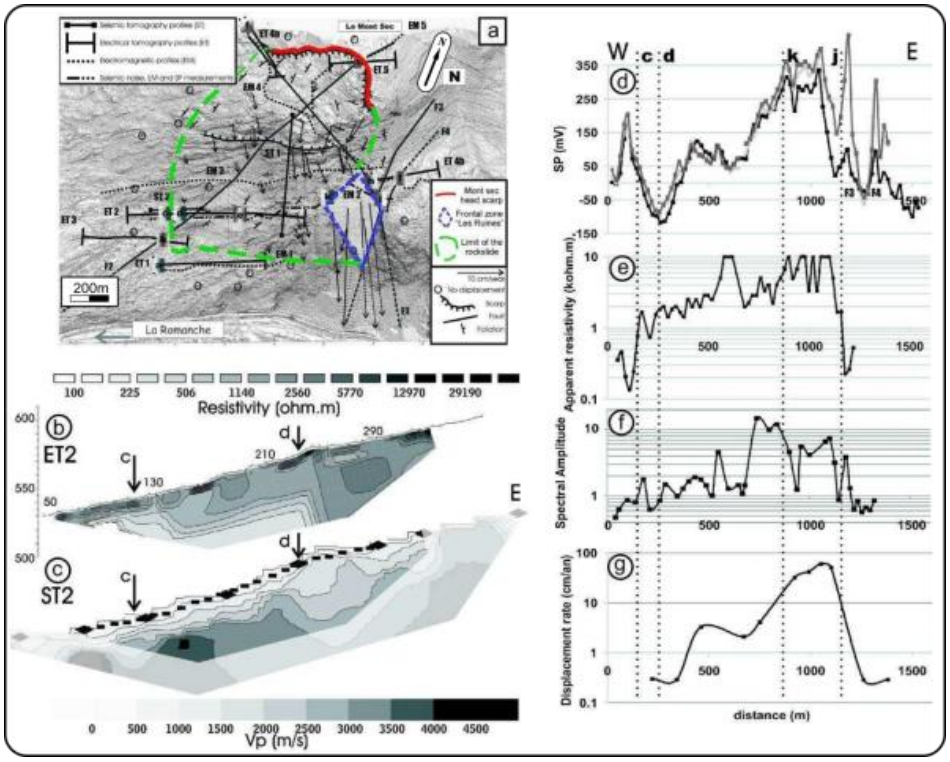


Figure II-19 (a) Carte de localisation des profils de prospection géophysique. (b) Tomographie électrique ET2, RMS = 5%. (c) Tomographie sismique en onde P SP2, RMS = 2%. (d) Potentiel spontané (SP) mesuré le long du profil EM2 à trois dates différentes. (e) Profil électromagnétique EM2. (f) Amplitude spectrale du bruit de fond sismique calculée entre 0.5 et 30 Hz. (g) Courbe du taux de déplacement le long du profil EM2. c et d : limites Ouest du mouvement. k : limite Ouest de la zone frontale. j : limite Est du mouvement. Tiré de *Meric et al,* 2005.

Données de la galerie de reconnaissance : côte 710m

Pour décrire la déformation au sein du massif rocheux, des mesures extensométriques et de nivellement ont été effectuées dans la galerie de reconnaissance à la côte 710 m. Cette galerie, longue de 240m, n'a cependant pas atteint la limite entre les massifs sain et déstructuré. En effet, des déplacements différentiels notables sont encore observables au fond de la galerie. Les mesures le long de la galerie montrent des déplacements discontinus, contrôlés par les grands accidents SW-NE verticaux présents dans la galerie et correspondant à un basculement croissant des blocs vers le sud, depuis le fond jusqu'à l'entrée de la galerie.

Données de forages

Dans les sondages Sc-1 et Sc-2, des tubes inclinométriques ont été mis en place. Le premier sondage Sc-1 a fait l'objet depuis décembre 2009 de mesures inclinométriques mensuelles. Pour le sondage Sc-2 les premières mesures ont débutées en juillet 2010. Les seules données disponibles pour le moment sont celles du sondage SC-1, pour lequel la mesure de février 2010 est considérée comme mesure de référence. Des déplacements sont observés jusqu'à 80m de profondeur avec une composante en basculement de la surface à 65m de profondeur. Ces mesures entre 65m et 80m demandent cependant à être confirmées [*Kasperski et al.,* 2010].

II.4 Mécanisme de déformation

II.4.1 Modèle cinématique

En associant les observations structurales et géologiques aux données de déplacement en surface et en profondeur, *Vengeon* [1998] puis *Kasperski* [2008] ont proposé un modèle cinématique, mettant en avant le caractère discontinu de la déformation du versant de Séchilienne. Au niveau spatial, ce caractère discontinu s'illustre par le découpage du mouvement de Séchilienne en plusieurs zones B (B1+B2), C et D (D1-D2) (Figure II-20), caractérisées par des vitesses ou des directions de déplacements différentes. On observe ainsi pour la zone amont composée des compartiments B1 et B2, une orientation N50°E des vecteurs de déplacement. Cette direction indique un contrôle important de la déformation par les fractures N140°. Ces fractures orientent en effet les déplacements vers le SW et fournissent ainsi une solution cinématique pour contourner le blocage rocheux présent au Nord-Est de la zone D. Cette zone B est également affectée par un affaissement en coin, de -20 à -40 mm/an [*Kasperski,* 2008], qui est rendu possible par la présence de fractures N90°E à très fort pendage vers le Sud. Pour les zones C et D, la direction des vecteurs déplacements correspond à une combinaison des normales aux fractures N30° et N60°. Cette orientation des déplacements est cependant majoritairement N130/150°, ce qui suggère un contrôle cinématique en grand partie supporté par les fractures N60°. Les fractures N30°, auraient plutôt un rôle dans le découpage latéral des compartiments rocheux favorisant ainsi leurs déplacements. Alors que la zone C présente des vitesses de déplacement faibles à nulles, la zone D s'illustre par des vitesses croissantes d'Ouest en Est. Cette zone peut être divisée en deux compartiments [*Kasperski,* 2008] (Figure II-20) :

- un premier compartiment D1 avec des vitesses de déplacements inférieures à 25cm/an
- un second compartiment D2 qui s'individualise et qui est caractérisé par des vitesses de déplacements pouvant dépasser 100cm/an.

Ce caractère discontinu s'exprime également dans le plan vertical. Le long d'un profil N/S, la déformation du versant apparait comme un basculement et un réarrangement de blocs en aval (galerie 710) sous la poussée générée par l'affaissement en coin de la partie amont.

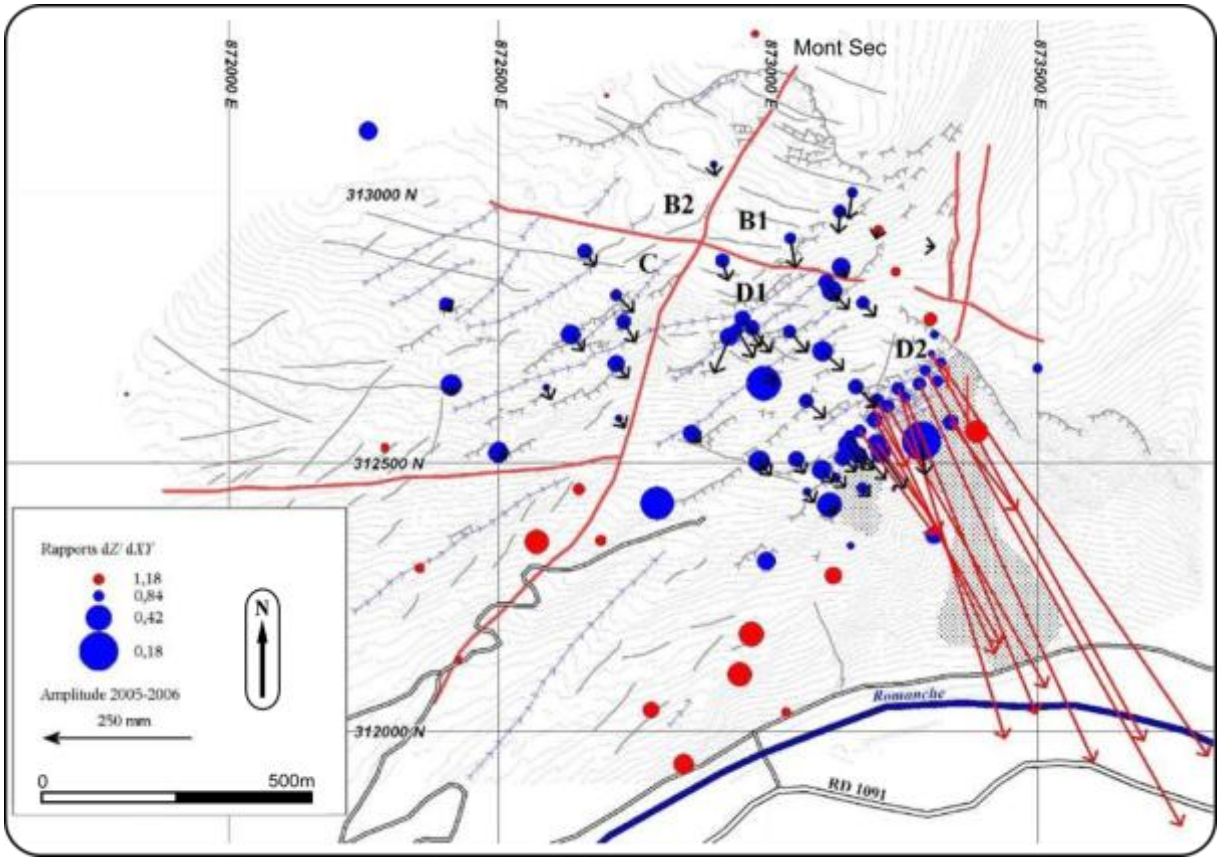


Figure II-20 Modèle cinématique du versant sud du Mont-Sec a partir des données annuelles de suivi géodésique. Modifié d'après *Kasperski,* 2008.

II.4.2 Contrôle de la pluviométrie, modèle hydrogéologique

En observant les fluctuations saisonnières (Figure II-21) des mesures de vitesses d'ouverture de capteurs extensométriques situés à l'amont de la zone frontale (D2, Figure II-20), l'influence de la pluviométrie a pu être mise en évidence. Les données montrent qu'en période sèche (été et automne) les vitesses d'ouverture sont en moyenne de 15 mm/mois contre 30 à 50 mm/mois en périodes pluvieuses ou de fonte de neige (hiver et printemps). Cette cyclicité moyenne de la vitesse d'ouverture (période d'environ un an) témoigne d'un contrôle de la déformation du versant de Séchilienne par une commande hydraulique.

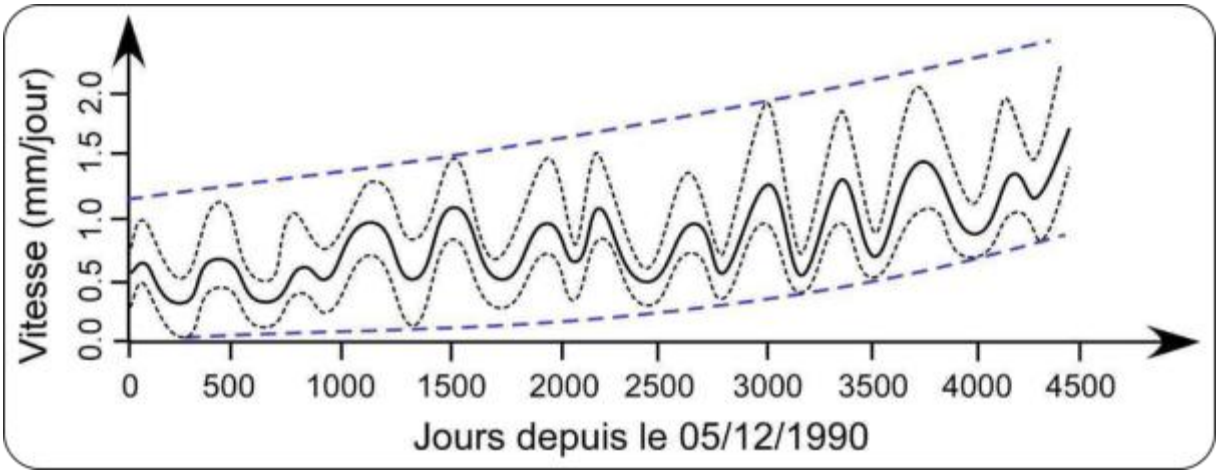


Figure II-21 Variation saisonnière de la vitesse d'ouverture d'un capteur extensométriques au niveau de la zone frontale (D2).

En corrélant les vitesses de déplacement et la pluviométrie, *Alfonsi* [1997] a pu préciser le fonctionnement de cette commande hydraulique. Pour entrainer une crise de déplacement nette, une forte pluviosité sur un cumul de 10 jours doit être associée à un apport de précipitations cumulé sur 45 jours important. Il existe donc un seuil de charge hydraulique au sein du massif, qui joue un rôle déterminant sur l'accroissement des vitesses [*Vengeon,* 1998]. Pour mieux comprendre la nature et l'action de cette commande hydraulique sur la déstabilisation de Séchilienne, un modèle hydrogéologique a été élaboré par Vengeon [1998] à partir de données hydro-chimiques et isotopiques de l'eau mais également des données géologiques et structurales. Ce modèle est présenté à la Figure II-22.

En période sèche (été et automne), le niveau d'eau dans les compartiments capacitifs composant la zone saturée profonde est peu élevé. Par contre, en période humide, ces compartiments capacitifs vont être alimentés par un écoulement latéral profond guidé par les fractures N60° (dans leur plan) depuis le pic de l'Oeilly et Fau Laurent. Le niveau d'eau va alors progressivement augmenter. Lorsque ce niveau atteint la zone instable, une surverse peut avoir lieu dans le haut du versant, car les failles N60° qui jouent le rôle de barrière étanche (dans la direction transversale), n'assurent plus cette fonction dans la zone instable supérieure. Si la période humide perdure suffisamment (45 jours) et qu'un épisode pluvieux intense (10 jours) se superpose, la surverse peut alors se généraliser à l'ensemble du versant. Malgré la forte conductivité hydraulique de la zone instable, une nappe de versant éphémère peut alors s'y former, ce qui va engendrer d'importantes augmentations de pressions hydrauliques. Ce mécanisme hydraulique à seuil pourrait expliquer les accélérations du mouvement observées en période de pluie intense.

Avec le même objectif de mieux comprendre le fonctionnement de cette commande hydraulique, une étude est actuellement menée par l'université de Sophia Antipolis dans le cadre du projet ANR SLAMS.

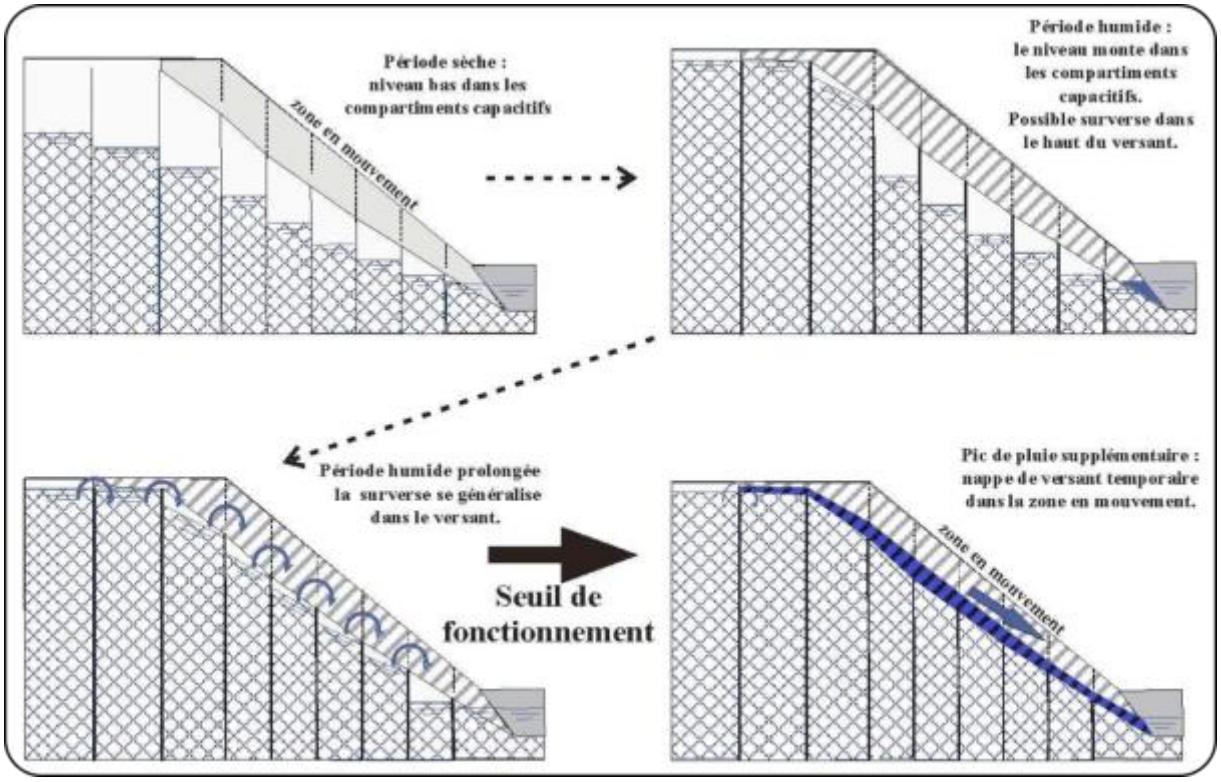


Figure II-22 Modèle hydraulique du mouvement de Séchilienne pouvant expliquer les fortes accélérations mesurées en période de crise. D'après Vengeon (1998).

II.4.3 Modélisation mécanique

Le modèle cinématique établi pour le mouvement de Séchilienne révèle que les mécanismes de mouvement classiques (translationnel ou rotationnel) ne permettent pas d'expliquer la déformation observée (paragraphe II.3.3.1). A partir de l'hypothèse formulée par *Rochet* [1994] d'un mécanisme par rupture interne, *Vengeon* [1998] a mené une approche s'appuyant sur la modélisation numérique dans le but d'une meilleure compréhension du problème. Cette approche combine deux études :

- une première de l'influence des discontinuités verticales lors du creusement d'une vallée ;
- une seconde sur le rôle de deux familles de fractures continues très redressées dans la déformation d'un versant.

II.4.3.1 Influence des discontinuités verticales

L'étude structurale du versant de Séchilienne a mis en évidence la présence d'une famille de fractures N60 verticales découpant le massif en lanières subparallèles à la vallée. Pour déterminer le rôle de ces structures dans la morphologie du versant, des simulations 2D on été menées avec un code de calcul par éléments distincts. La géométrie du modèle 2D utilisé (Figure II-23) correspond à un versant de 1000 m de haut incliné à 39,7°, 45° ou 63° et découpé par 10 discontinuités verticales semi-infinies avec un espacement de 100m (Figure II-23). Pour modéliser l'action du glacier, une excavation instantanée ou discontinue par paliers est implémentée.

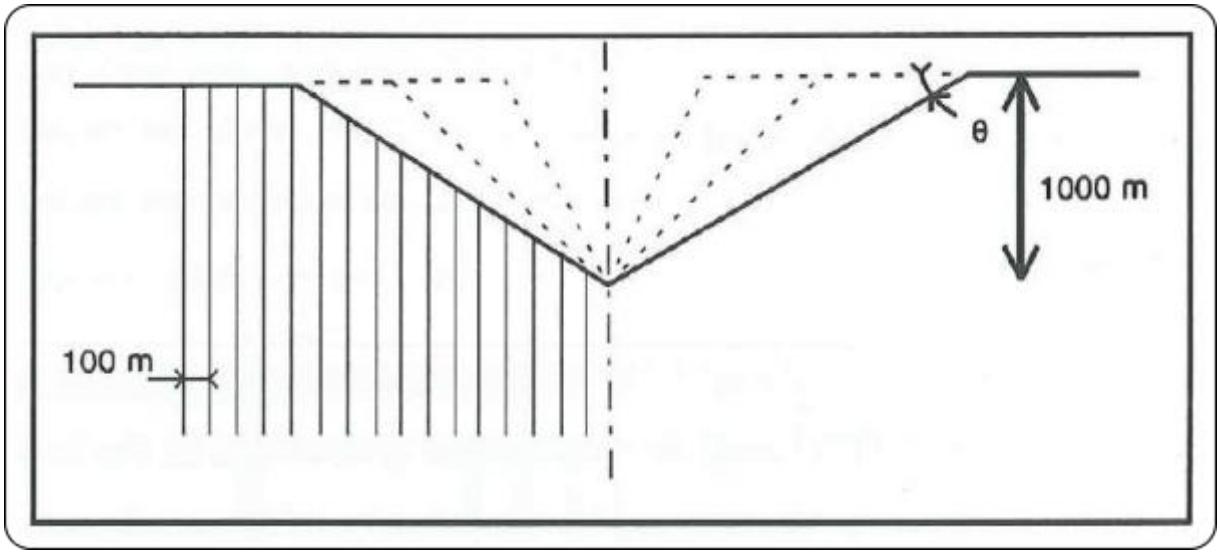


Figure II-23 Modèle géométrique pour les simulations du creusement d'une vallée en V pour différentes inclinaisons de versant étudiées : θ_1=63,4° , θ_2=45°, θ_3=39,7°. Tirée de *Vengeon,* 1998.

Les résultats obtenus montrent le contrôle qu'exercent les fractures verticales sur la déformation du massif en induisant une déformation complexe (Déformation en S, [*Vengeon*, 1998])combinant basculement, soulèvement et distorsion par rebond élastique en réponse à l'excavation de la vallée. Cette déformation s'accompagne comme en peut le voir sur la Figure II-24 de l'oscillation des isocontraintes en profondeur révélant une zone de flexion induite par le basculement et l'ouverture des lanières en surface.

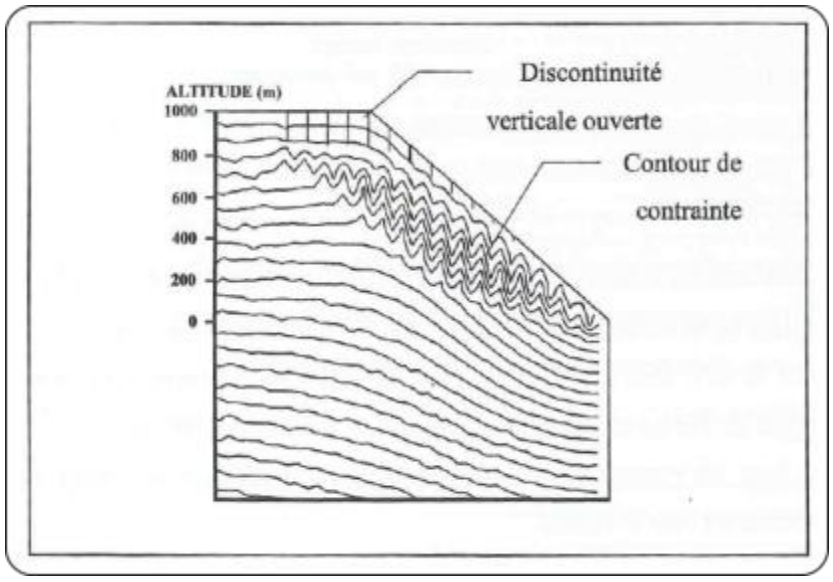


Figure II-24 Oscillations des contours d'isocontrainte verticale induites par le glissement sur les discontinuités verticales pour une inclinaison du versant θ= 39,7° et un angle de frottement et ϕ= 20°. Tiré de *Vengeon,* 1998.

Pour *Vengeon* [1998], ce schéma simple ne prétend pas rendre compte des déplacements mesurés sur le mouvement de Séchilienne, mais est cependant compatible avec les principales observations suivantes:

- Pas d'émergence d'une surface de rupture dans le versant

- Basculement des lanières, pouvant être matérialisées dans le versant par des vecteurs de déplacement peu inclinés

- Présence de dépressions correspondant aux discontinuités verticales en ouverture

- Tassement de la zone amont pouvant être associé à la composante de tassement générée par la déformation complexe.

De plus, l'apparition de contraintes de traction sur la face avant des lanières permettrait de créer ou de propager des fractures inclinées vers la vallée, comme celles observées dans le massif de Séchilienne. Le modèle proposé par *Vengeon* [1998] permettrait donc d'expliquer les grands traits du mécanisme de déformation du versant.

II.4.3.2 Modélisation d'un versant découpé par deux familles de fractures continues

Pour la seconde étude *Vengeon* [1998] propose de mener des simulations 2D par éléments distincts (UDEC, [*Vengeon,* 1998]) (Figure II-25), en s'appuyant sur un modèle structural simplifié (Figure II-25) prenant en compte :

- des fractures continues proches de la verticale (en noir) qui découpent le versant en lanières et des fractures continues inclinées vers la vallée de 63,4° (en rouge). Les deux familles qui délimitent des losanges;

- des fractures discontinues (en bleu) inclinées vers la vallée, qui délimitent des blocs au sein des lanières ;

- des fractures très discontinues(en vert) faiblement inclinées vers la vallée, qui ne peuvent scinder les blocs en deux qu'au niveau des extrémités.

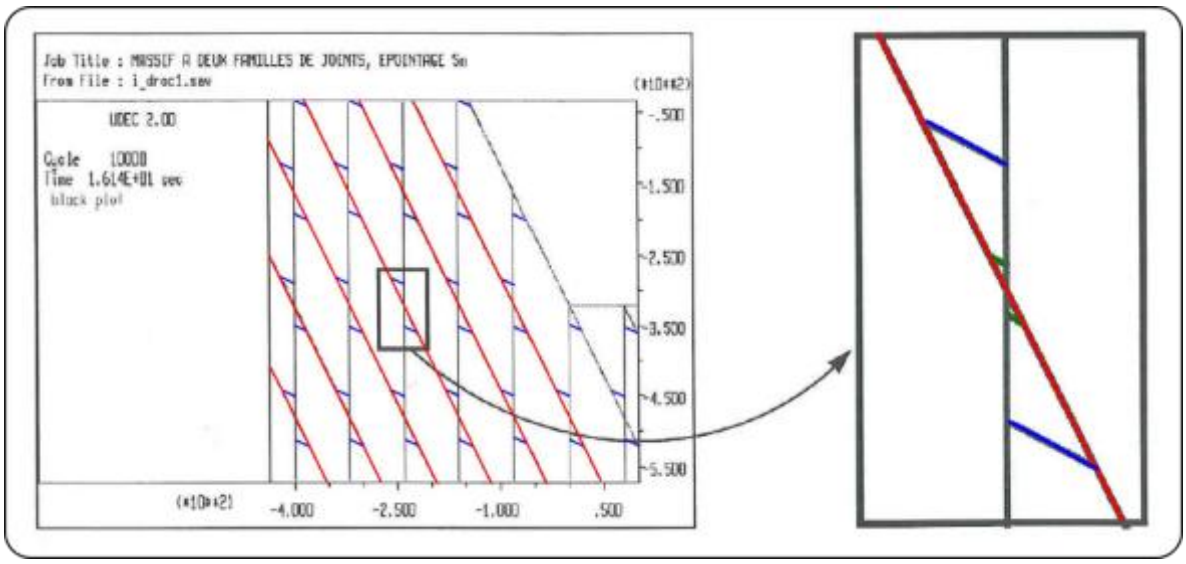


Figure II-25 Géométrie 2D et modèle structural simplifié. Tiré de *Vengeon,* 1998.

L'excavation de la vallée par l'action des glaciers est simulée dans ce cas par la suppression instantanée des conditions de contraintes correspondant au poids des terrains excavés sur le versant et le fond de vallée. Les résultats de ces simulations présentés à la Figure II-26 montrent deux zones :

- une zone en tassement dans la partie supérieure, qui s'accompagne de l'ouverture des blocs en surface, permettant la création de fossés d'effondrement.
- une zone en bombement avec la présence de contre-escarpements et de crevasses autorisés par la flexion des lanières du versant. La rotation des blocs voisins en profondeur est également observée comme dans la galerie de reconnaissance (cote 710).

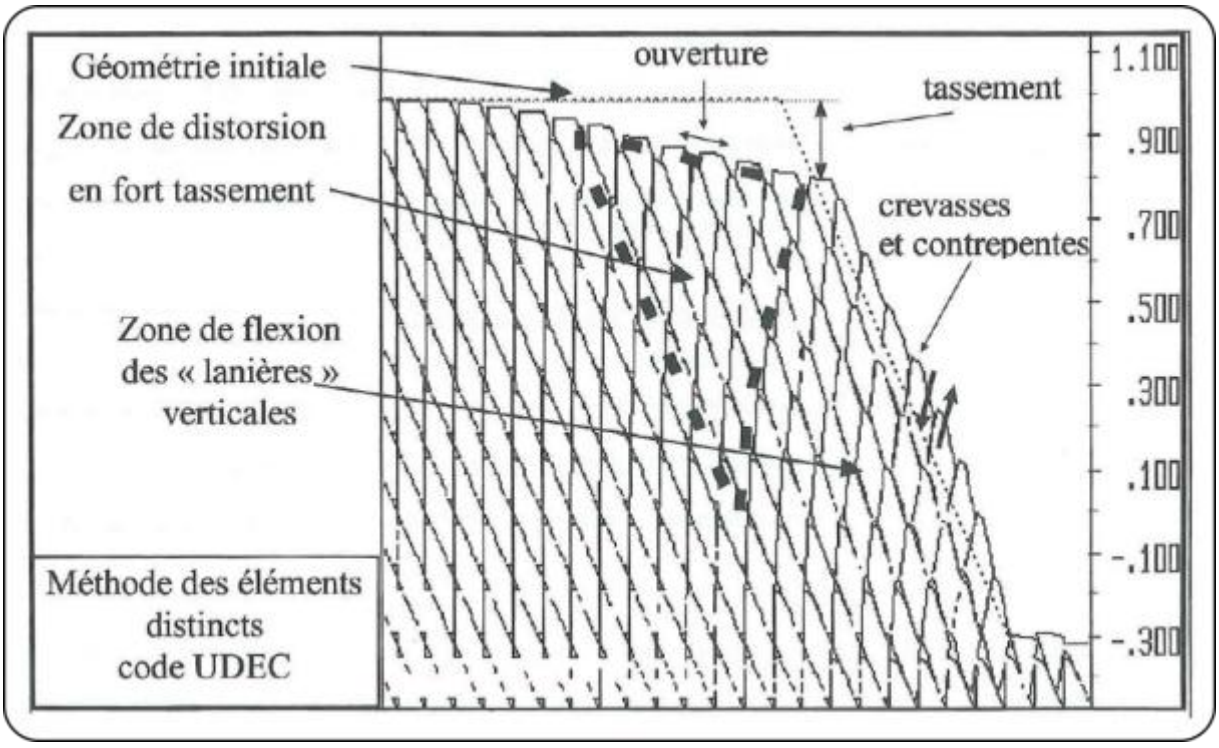


Figure II-26 Modélisation de la déformation d'un versant ans surface de rupture par la méthode des éléments distincts (code UDEC). Tiré de *Vengeon,* 1998.

Cette approche permet de mettre en évidence que la déformation actuelle peut être le résultat d'une rupture interne progressive qui ne nécessite pas de surface prédéfinie de glissement ou de rupture comme dans le cas de glissement translationnel ou rotationnel.

II.5 Contraintes temporelles : Datations cosmogéniques ^{10}Be

Comme nous l'avons vu dans la partie modélisation, le déchargement des pentes et le relâchement de contraintes lié à l'action des glaciers (érosion et retrait) sont généralement avancés comme les facteurs déclenchants de l'initiation de la déstabilisation de Séchilienne. Pour avoir une meilleure compréhension de la dynamique et du mécanisme de déstabilisation du mouvement de Séchilienne, des contraintes chronologiques ont été acquises par *Le Roux* et al, [2009] à partir des datations cosmogoniques au béryllium (^{10}Be). Ces datations ont été réalisées sur des échantillons prélevés sur deux types de morphologie (voir localisation à la Figure II-27a):

- des poli-glaciaires (pg1-1, pg1-2, pg2 et pg3) afin de déterminer la cinématique de retrait du glacier

- des profils verticaux (escarpement sommital) d'une trentaine de mètres de hauteur afin de pouvoir définir la cinématique d'initiation du glissement (Ps1, Ps2, Ps3).

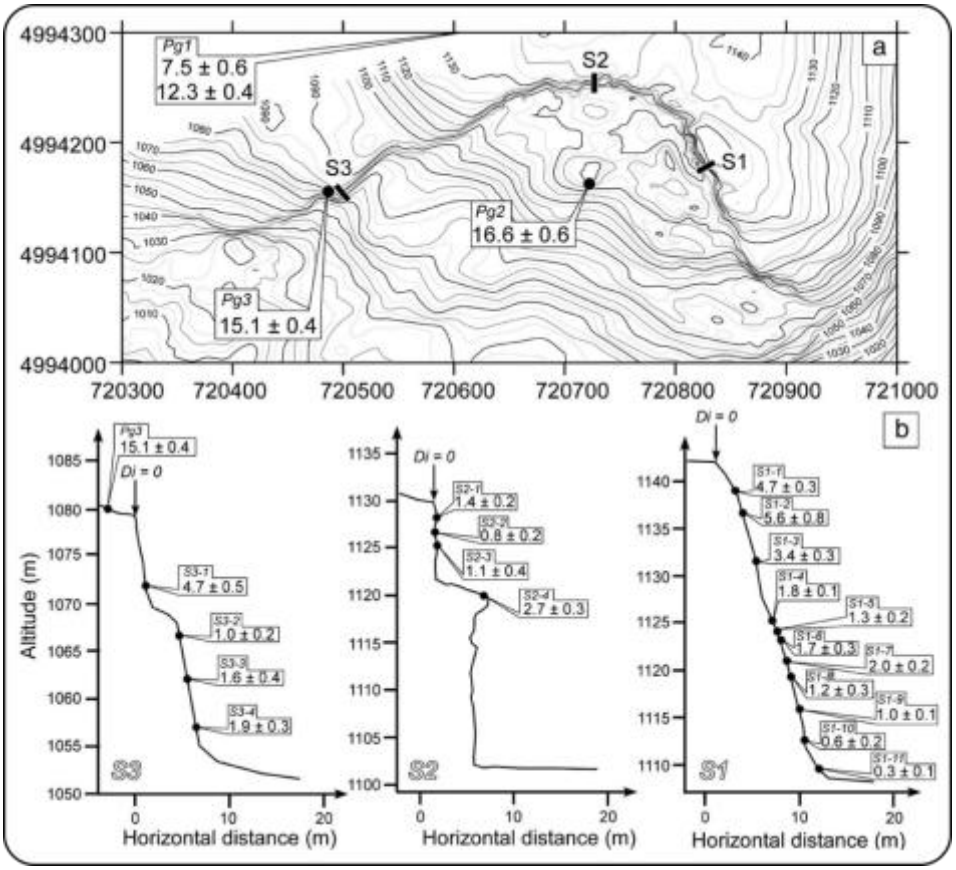


Figure II-27 a) Localisation des échantillons sur le versant de Séchilienne et b) âges d'exposition pour les 3 profils S1, S2 et S3 .

Les âges d'exposition obtenus pour les poli-glaciaires varient entre 7,5 et 16,6 ^{10}Be ka. Pour ces surfaces façonnées par le glacier, l'interprétation des âges d'exposition dépend de la présence d'un masque au rayonnement cosmique tel qu'une moraine ou une tourbière. Dans le cas où aucun dépôt n'est venu recouvrir la surface après le retrait du glacier, l'âge d'exposition obtenu correspond donc à l'âge de retrait du glacier de cette surface. Sur cette base, Le Roux et al, [2009] interprètent l'âge obtenu pour Pg2 (16,6 ^{10}Be ka) comme l'âge de retrait minimal du glacier de la Romanche à 1100 m au niveau de Séchilienne. En faisant certaines hypothèses sur la vitesse de retrait du glacier, Le Roux et al, [2009] suggèrent que la vallée de la Romanche a été totalement désenglacée à -13300ans BP. Pour les profils verticaux, dans le cas d'une dénudation et de la création d'un escarpement, des âges décroissants sont attendus du sommet de l'escarpement vers la base de l'escarpement. C'est ce qui est observé pour le profil S1 dont les âges varient entre 4,7 et 0,3 ^{10}Be ka. La comparaison avec les âges obtenu pour les profils S2 et S3 montre :

- des âges similaires ou proches pour les profils S2 et S3 suggérant que la formation de l'escarpement sommital c'est faite de façon synchrone en chaque point entre S1 et S3 entre 5 et 7.8 ^{10}Be ka.

- toutefois des âges plus jeunes ont été obtenus pour les 3 premiers échantillons de S2. Ce rajeunissement peut être interprété comme une chute de blocs.

En reportant sur la Figure II-28 les informations obtenues à partir des polis glaciaires et des profils verticaux *Le Roux et al.,* [2009] ont mis en évidence un délai de 5400 ans entre le retrait glaciaire et l'initiation du mouvement (Figure II-28b). Ce délai révèle donc que l'initiation du mouvement de Séchilienne n'est pas synchrone du retrait glaciaire. La décompression du massif à la suite du retrait du glacier de la Romanche ne serait donc pas l'élément déclencheur de la déstabilisation de Séchilienne. Selon *Le Roux et al,* [2009] cette initiation se serait plutôt produite au cours de l'optimum climatique (Figure II-28). Comme le montre le haut niveau d'eau des lacs, et le pourcentage important de pollen, l'optimum climatique correspond à une période chaude et humide (Figure II-28c). La commande hydraulique par le moyen des fortes précipitations aurait donc eu un rôle important dans le déclenchement de l'instabilité. L'enveloppe de dénudation déduite des âges obtenus pour les différents profils réalisés sur l'escarpement sommital montre également une dénudation continue depuis son initiation jusqu'à aujourd'hui avec entre 1 et 2 ka une accélération de la dénudation (Figure II-28a).

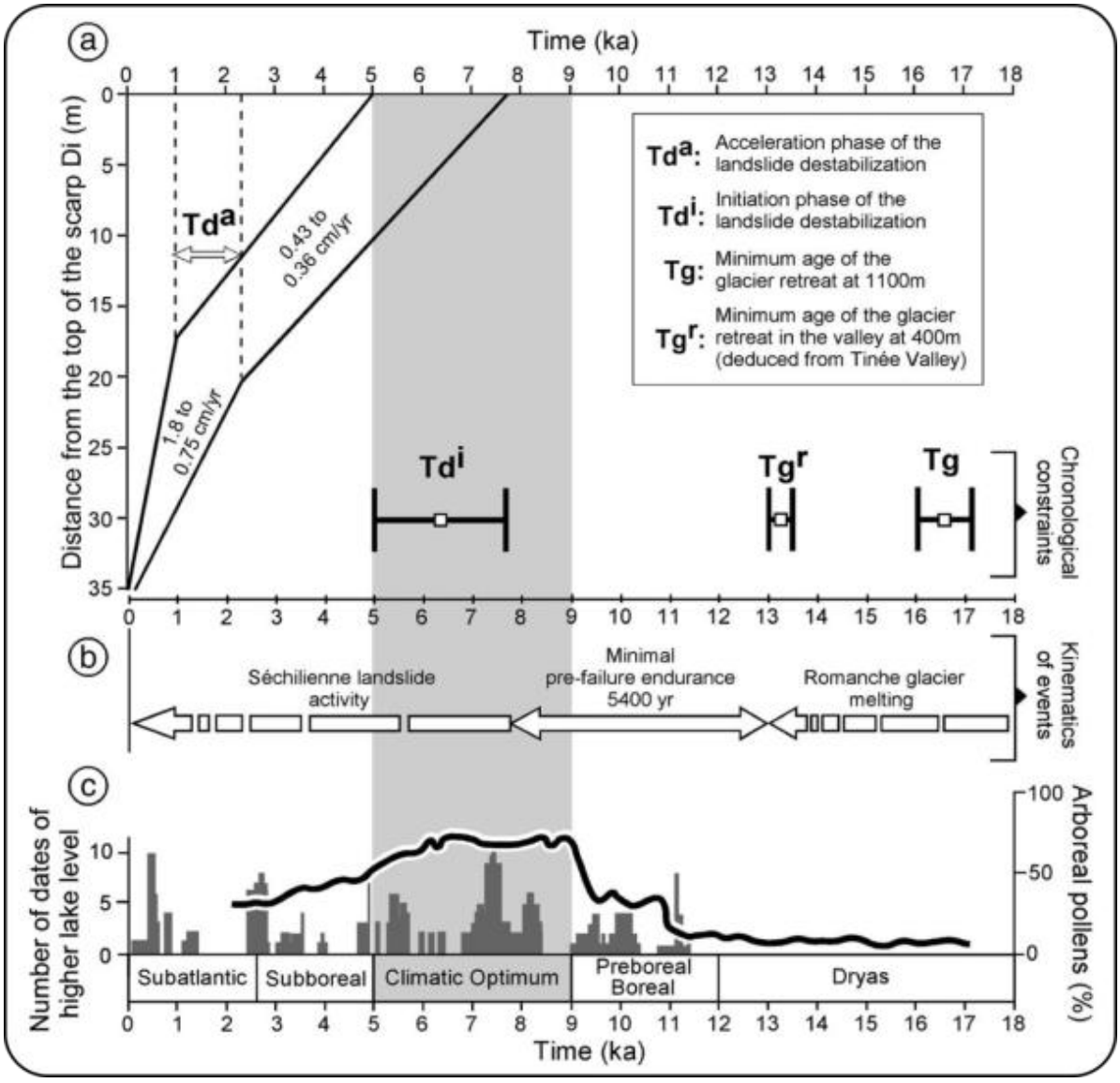


Figure II-28 a) Enveloppe des âges d'exposition pour le profil S1, tracé en fonction de la profondeur par rapport la surface. b) Cinématique des événements déduites de données chronologiques liées à la fonte du glacier et du mouvement de terrain permettant de mettre en évidence une période endurance minimal de pré-rupture. c) Distribution des dates du niveau haut des lacs dans les montagnes du Jura, les pré-Alpes françaises et le plateau Suisse (histogramme bleu), d'après *Magny* [2004 et 2007] et évolution du taux de pollen dans les Alpes du Sud (courbe verte) d'après *de Beaulieu* [1977]. Modifiée d'après *Le Roux et al,* 2009.

II.6 Conclusions et problématiques de la thèse

Les nombreuses études réalisées depuis une trentaine d'année : géologiques, géodésiques, géotechniques, géophysiques et hydrogéologiques ainsi que les nombreuses données d'auscultation liées au dispositif de surveillance sont des sources importantes d'informations permettant de mieux comprendre et caractériser ce mouvement de versant apportant ainsi une meilleure connaissance de la nature des aléas et des enjeux composant le risque de Séchilienne. Il existe toutefois certains manques notamment sur :

- la limite en profondeur entre massif sain et massif déstructuré ;
- l'origine des objets géomorphologiques présents dans le mouvement ;

- la raison du délai (5400 ans) entre le retrait du glacier et l'initiation du mouvement
- ou plus globalement sur la dynamique du mouvement depuis son initiation jusqu'à l'actuel.

Pour cela des études de caractérisation du mouvement et de modélisation ont été respectivement menées dans les parties II et III de cette thèse.

En effet bien qu'une limite potentielle a été proposée par *Vengeon* en 1998 et que des études géophysiques ont été menées par *Meric et al.,* en 2005 aucune limite en profondeur n'a pu être établie ne permettant donc pas de définir la géométrie du mouvement en profondeur et donc d'évaluer de façon précise son volume. Pour cela une étude géophysique présentée dans le chapitre III a été réalisée. Cette étude se base sur 4 grands profils sismiques (470 m) et électriques (960 m) qui permettent d'avoir des représentations géophysiques jusqu'à une profondeur de 150 m [*Le Roux et al.,* 2008 ; *Kaspersky et al,* 2010]. Les résultats de cette études ont ainsi permis de préciser (1) la limite entre massif sain et massif déstructurée, (2) l'état de déstructuration du mouvement et (3) le volume de la masse affectée par la déstabilisation. Ces résultats ont fait l'objet d'un article publié à Engineering Geology (Volume 120, Issues 1–4, 10 June 2011, Pages 18–31, http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2011.03.004). Pour apporter plus de précision au schéma structural du mouvement et mieux comprendre le rôle de l'héritage tectonique une analyse structurale détaillée du versant en surface à partir du MNT et en profondeur à partir de relevés de galeries a également été effectuée au Chapitre III. Ce chapitre est enfin complété par une caractérisation géomorphologique du mouvement de Séchilienne. L'objectif de cette étude est d'établir l'origine des différents objets géomorphologiques présents dans le mouvement : escarpements, sillons,… dans l'optique d'un échantillonnage pour les campagnes de datation cosmogéniques présentée dans le chapitre IV.

A partir des contraintes temporelles obtenues sur des surfaces glaciaires et sur l'escarpement sommitale *Le Roux et al.,* [2009] ont mis en évidence (1) un délai de 5400 ans entre le retrait complet du glacier de la vallée et l'initiation du mouvement sur l'escarpement sommitale (2) une dénudation continue sur l'escarpement sommital depuis sont initiation jusqu'à aujourd'hui avec toutefois une accélération entre 1 et 2 ka. Ces données temporelles sont toutefois limitées spatialement et ne permettent pas d'établir le modèle cinématique (1) du retrait du glacier le long du versant de Séchilienne et (2) de la déstabilisation depuis son initiation jusqu'à l'actuelle. Pour y répondre nous proposons dans le chapitre IV d'élargir l'application de la méthode de datation par cosmonucléides à d'autres surfaces glaciaires présentes dans le mouvement ainsi qu'à des escarpements internes. En confrontant ces contraintes temporelles acquises sur le retrait du glacier et sur l'évolution de la déstabilisation au contexte climatique régnant depuis la transition glaciaire/postglaciaire jusqu'à l'actuel on pourra ainsi étudier le rôle de la déglaciation et des eventuels forçages climatiques lors de l'Holocène (notament l'Optimum climatique) sur l'initiation et l'évolution du mouvement.

Pour comprendre le délai entre le retrait complet du glacier de la vallée et l'initiation du mouvement l'hypothèse de la persistance d'un pergélisol au sein du versant est suggérée. Pour l'étudier nous réaliserons dans le chapitre V, une modélisation thermique du versant de Séchilienne

au moyen d’un modèle d’évolution thermique du sol basé sur la courbe d'évolution des températures proposée depuis la dernière phase glaciaire quaternaire.

La combinaison de la caractérisation géométrique et structurale avec les contraintes cinématiques du mouvement et les forçages externes (changements climatiques, pergélisol) nous permettra de mieux appréhender la dynamique globale de l’instabilité et de proposer un cadre essentiel à la modélisation mécanique afin d’identifier les facteurs externes et internes déterminants pour la stabilité du massif rocheux au cours des derniers 21 ka.

Partie 2. Caractérisation géologique et structurale, géomorphologique et temporelle du mouvement de Séchilienne

Chapitre III. Caractérisation géométrique, structurale et géomorphologique du mouvement de Séchilienne

III.1 Introduction

A partir des mesures de déplacements à la surface du versant de Séchilienne (mesures extensométriques, géodésiques, topométriques…) et d'indices de terrain [*Giraud et al.,* 1990 ; *Durville et al.,* 2004 ; *Effendiantz and Duranthon,* 2004] les limites en surface de la zone affectée par la déstabilisation ont pu être établies (chapitre 2, paragraphe II.2.3.1). Avec pour objectif de déterminer la limite en profondeur entre massif sain et massif déstructuré, cinq méthodes géophysiques ont été appliquées sur le versant par *Meric et al.,* en 2005 (Chapitre II, paragraphe II.2.3.2). Bien que cette étude a permis de préciser les limites latérales de la zone instable, aucune limite en profondeur n'a pu être établie [*Meric et al.*, 2005]. Pour cela une nouvelle campagne géophysique comprenant 4 grands profils sismiques (470 m) et électriques (960 m) permettant d'avoir des représentations géophysiques jusqu'à une profondeur de 150 m a été menée en 2008 [*Le Roux et al.,* 2008 ; *Kaspersky et al,* 2010]. Les résultats et conclusions de cette étude sont présentés dans ce chapitre sous la forme d'un article publiée en 2011 dans Engineering Geology [*Le Roux et al.*, 2011] .

Nous avons vu dans le Chapitre II que plusieurs études structurales ont été mené sur le versant de Séchilienne, bien que celles-ci ont permis de mettre en évidence un certain nombre de famille principale de fractures celles-ci n'ont pas permis d'établir précisément le rôle et l'origine de la structuration du mouvement. Pour cela nous avons réalisé sur la base du MNT à 4m et des relevés de fracturation effectués dans les galeries présentes sur le mouvement une nouvelle analyse structurale en surface et en profondeur. Pour définir le rôle de l'héritage tectonique nous avons comparé ces analyses entre elles ainsi qu'à celle réalisée à l'échelle régionale par *Le Roux et al,* [2010].

Enfin, une caractérisation géomorphologique du mouvement a été effectuée afin de confirmer la nature des linéaments observés à la surface du mouvement mais également pour pouvoir distinguer l'origine des différents d'objets géomorphologiques présents dans le mouvement qui peuvent être liée à l'héritage tectonique et glaciaire mais également à la déstabilisation gravitaire affectant le versant.

III.2 Etude géophysique et structurale

Le travail mené dans cet article à pour objectif de déterminer (1) la limite entre massif sain et massif déstructurée, (2) l'état de déstructuration et (3) le volume de la masse affectée par la déstabilisation. Nous avons pour cela mis en relation au moyen de la loi de Wyllie [*Wyllie et al.,* 1956] les mesures de vitesses Vp issues des inversions des profils géophysiques avec les mesures en laboratoire (densité, porosité et Vp) réalisées sur des échantillons de micaschistes prélevés dans la galerie de déviation en rive gauche de la Romanche [*Effendiantz and Guillot,* 2000]. De cette façon nous avons obtenu pour chacun des profils sismiques des profils de porosité. En considérant une limite de porosité entre massif sain et massif déstructuré de 3,7 % (3500 $m.s^{-1}$) ou de 5,3 % (3000 $m.s^{-1}$), il est alors possible en extrayant pour chacun des profils les coordonnées de ces limites et en les injectant dans un logiciel de cartographie 3D de reconstruire la géométrie 3D de l'interface (mnt, modèle numérique de terrain). La soustraction du mnt de la surface du mouvement et de l'interface en profondeur permet alors de déterminer le volume du mouvement qui est donc compris entre 48 et 60 ± 10 × 10^6 m^3[*Le Roux et al.,* 2011].

Article publié à Engineering Geology (Volume 120, Issues 1–4, 10 June 2011, Pages 18–31, http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2011.03.004) sous le titre :

Deep geophysical investigation of the large Séchilienne landslide (Western Alps, France) and calibration with geological data

Olivier LE ROUX[1,2,6], Denis JONGMANS[1], Johan KASPERSKI[3], Stéphane SCHWARTZ[4], Pierre POTHERAT[3], Vincent LEBROUC[1], Richard LAGABRIELLE[5] and Ombeline MERIC[6]

1. Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (CNRS, UMR 5559), Observatoire des Sciences de l'Univers, Université Joseph Fourier, BP 53, F-38041, Grenoble cedex 09

2. Institut EGID-Bordeaux 3, Equipe d'accueil GHYMAC (EA 4134), Université Michel de Montaigne, 1 allée Daguin, F-33607 Pessac cedex

3, Centre d'Etudes Techniques de l'Equipement, Laboratoire de Lyon, 25 avenue François Mitterand, F-69674 Bron cedex

4. Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (CNRS, UMR 5025), Observatoire des Sciences de l'Univers, Université Joseph Fourier, BP 53, F-38041, Grenoble cedex 09

5. Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Centre de Nantes, F-44341 Bougenais

6. Association pour le Développement des Recherches sur les Glissements de Terrain, 2 rue de la Condamine, Z.I. de Mayencin, BP 17, F-38610 Gières

Abstract: A geophysical imaging campaign, including four 950 m electrical profiles and four 470 m long seismic profiles, was performed on the large Séchilienne landslide with the objective of constraining the depth and the volume of the affected zone. Compared to the undisturbed ground, the moving area exhibits lower velocity and higher resistivity values. Comparison with existing geodetic, geomorphic and geological data (investigation gallery and borehole) allowed showing that these geophysical parameter variations result from intense fracturing and the progressive development of air-filled voids within the moving mass. A maximum thickness of 150 m to 200 m was

found in the most deconsolidated zones. Locally, near-vertical very low resistivity anomalies were evidenced, related to cataclasis zones filled with clayey material. Applying the Wyllie's experimental law, rock mass porosity images were derived from seismic tomography profiles. Porosity between 30% and 4% was found from the top to the bottom of the deconsolidated zone, explaining the deep water table. Considering a porosity threshold of 3.7% for the sound bedrock, the total volume of the Séchilienne landslide was estimated to about 60±10×106m3, a more precise bracket than the previous estimations (20×10^6 to $100\times10^6 m^3$).

Keywords: Séchilienne landslide, Structural study, Seismic tomography, Electrical resistivity tomography, Porosity, Landslide volume

III.2.1 Introduction

Since the last deglaciation, in the mountainous domain, the slope evolution has been partly controlled by deep-seated gravitational slope deformations (DSGSD) [*Ballantyne,* 2002], which are characterized by a large-scale destabilized volume, a long-time evolution and diffuse deformation without clear slip surface [*Agliardi et al.,* 2001; *Brückl and Parotidis,* 2005; *Petley et al.,* 2005]. DSGSD were observed in all mountain belts, for various lithological contexts [*Dramis and Sorriso-Valvo,* 1994; *Agliardi et al.,* 2001] and inducing catastrophic landslides at a smaller scale [*Brückl and Parotidis,* 2005; *Chemanda et al.,* 2005; *Bachmann et al.,* 2008]. Recent studies have shown that the present-day active gravitational movements are often nested in a larger deformed zone [*Agliardi et al.,* 2001; *Brückl and Parotidis,* 2005; *Petley et al.,* 2005; *Bachmann et al.,* 2008]. The slope failure initiation mechanism, the affected volume and the evolution of gravitational deformation are still open and debated questions [e.g. *Le Roux et al.,* 2009; *Guglielmi and Cappa,* 2010; *Sanchez et al.,* 2010]. The surface affected by active gravitational movement can be well delimited using geodetic and/or remote sensing measurement [e.g. *Duranthon et al.,* 2003; *Metternicht et al.,* 2005; *Delacourt et al.,* 2007]. On the contrary, at larger scale, the volume affected by the gravitational destabilization is often poorly constrained. In a rock mass, electrical resistivity and seismic velocity can vary with the nature of the geological formation, the fracturing and weathering degree as well as with the presence of water [*Telford et al.,* 1990; *Reynolds,* 1997]. In the last two decades, geophysical prospecting methods have become a major tool to investigate the internal structure of landslides (for a review, see [*Jongmans and Garambois,* 2007]). Gravitational deformations usually modify the mechanical and hydrogeological ground characteristics, which in turn affect the measured geophysical parameters that can be used to map the landslide body. In rocks, seismic properties like P and S wave velocities (Vp and Vs) have been shown to be highly sensitive to fracturing and are extensively used for characterizing the rock quality [*Leucci and De Giorgi,* 2006; *Barton,* 2007]. Landslide-induced fracturing in rocks was mapped using P-wave tomography on the unstable mountain slope of Randa (Valais, Swiss Alps) and extremely low velocity values were found, resulting from the ubiquitous presence of dry cracks and fault zones [*Heincke et al.,* 2006]. Electrical resistivity (ρ) can also provide information about fracturing, which can generate an increase [*Meric et al.,* 2005]

or a decrease [*Lebourg et al.,* 2005; *Heincke et al.,* 2010] of the resistivity, in dry or saturated rocks, respectively. This study aims at determining the thickness of the mass and the corresponding volume affected by the Séchilienne gravitational movement (Belledonne Massif, French Alps). Seven long geophysical profiles (3 of them are electrical and 4 are seismic) were performed in summer 2008 on the Sechilienne landslide. Geological information gathered at the surface and in a survey gallery helped interpreting the geophysical data. The landslide volume was estimated from the geophysical data using empirical laws with a rock porosity threshold.

III.2.2 Geological, geomorphological and kinematic settings

The Séchilienne landslide is located in the southwestern part of the Belledonne Massif (western Alps) (Figure III-1). The massif, which extends over more than 120 km in an N30 direction with an altitude of 3000 m a.s.l., is bounded to the west by the large topographic depression of the Isère Valley (Figure 1b). The massif, one of the Palaeozoic External Crystalline Massifs of the French Alps, is part of the Hercynian orogen reworked during the Alpine orogenesis. These basement rocks consist of a complex of different metamorphic rocks (gneisses, amphibolites and micaschists, Figure III-1c) [*Ménot,* 1988]. The Belledonne massif is affected by a recurrent active deformation [*Martinod et al.,* 2001; *Thouvenot et al.,* 2003]. The localization of the seismic sources, provided for more than 10 years by the Sismalp seismological network, shows a concentration of earthquakes along an axis parallel to the western edge of the massif [*Thouvenot et al.,* 2003]. This alignment of seismic events with ML magnitudes lower than 3.5 and located at shallow depths (less than 10 km) extends on more than 50 km. This seismic activity restricted below the western limit of the Belledonne massif is suspected to reflect the tectonic activity of the so-called Belledonne Border Fault (BBF, Figure III-1b and c) [*Thouvenot et al.,* 2003]. However, this structure has never been observed at the surface through geological or morphological features [*Le Roux,* 2009]. The massif is divided into two major tectonic and lithological domains, the external domain to the west and the internal one to the east [*Guillot et al.,* 2010]. These two blocks are separated by a major Late Paleozoic near-vertical fault so-called Belledonne Middle Fault (BMF) (Figure III-1c). The external domain, which is carved by the east– west trending lower Romanche River (Figure III-1), features micaschists unconformably covered with Mesozoic sediments and Quaternary deposits (Figure III-1b and Figure III-2a). The valley morphology, resulting from the alternate activity of water and ice during Quaternary times [*Montjuvent and Winistorfer,* 1980; *Le Roux,* 2010], consists of a glacial plateau (1150 m a.s.l.) dominating steep slopes, around 35 to 40°, which extends down to the Romanche river. This slope is affected by active or paleo large-scale rock mass movements between 450 and 1150 m elevation [*Barféty et al.,* 1970] (Figure III-1c).

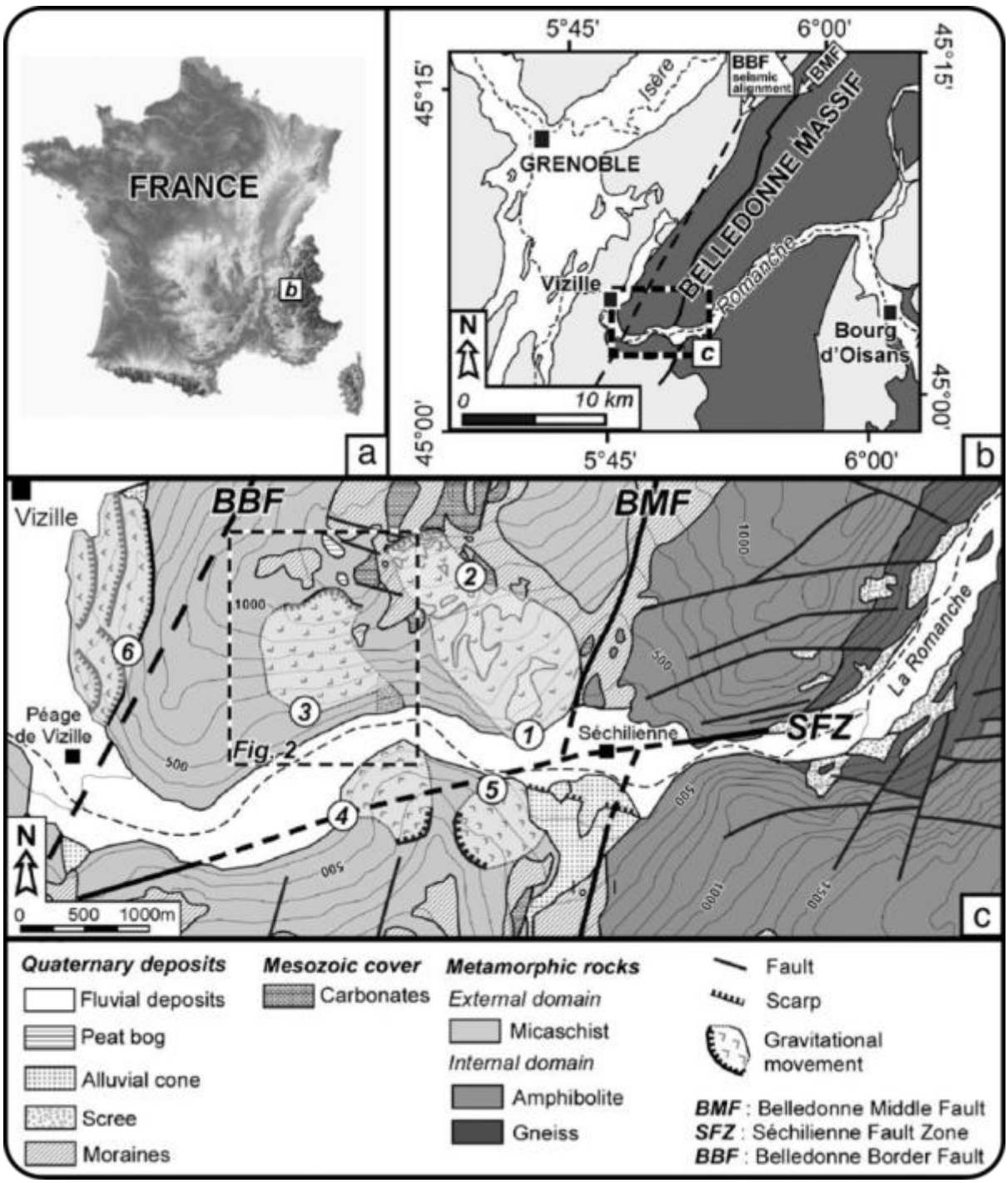


Figure III-1 (a) Location of the study area in France. (b) Structural map of the southwestern part of the Belledonne External Crystalline Massif centered on the lower Romanche Valley. The location of the Belledonne Border Fault (BBF) seismic alignment is inferred from Thouvenot et al. (2003). (c) Geological and structural map of the lower Romanche valley (modified from Barféty et al., 1972). Rock mass movements are labeled from 1 to 6. The Séchilienne landslide is number 3. The rectangle in dashed line locates Figure III-2.

The Séchilienne landslide is the most active gravitational movement at the present time in the area (Figure III-2) [*Duranthon et al.,* 2003]. To the north, it is delineated by a major head scarp (Mont Sec Head-scarp, MSH), several hundred meters wide and several tens of meters high, and to the east by a lateral scarp whose position is controlled by north–south oriented fault. Below the head scarp, a lowslope depletion zone (DZ) between 1100 and 950 m a.s.l. exhibits a series of large depressions and salient blocks (Figure III-2). The lower part of the landslide, between 950 and 450 m a.s.l., shows

steep convex slopes (N 40°, Figure III-2) interpreted as an accumulation zone (AZ) [*Vengeon,* 1998]. The western and lower limits of the landslide cannot be easily traced in the morphology. The mechanism usually suggested for the Séchilienne landslide triggering is the slope unloading and debutressing resulting from the late Würmian Romanche Glacier melting (15,000 years BP) [*Vengeon et al.,* 1999; *Potherat and Alfonsi,* 2001]. However, recent cosmic ray exposure data acquired along the Séchilienne head scarp [*Le Roux et al.,* 2009] indicated that the slope failure occurred at 6.4±4 ^{10}Be ka, more than 5400 years after the total deglaciation of the valley. The Sechilienne landslide then does not appear as an immediate consequence of debutressing in the Romanche valley.

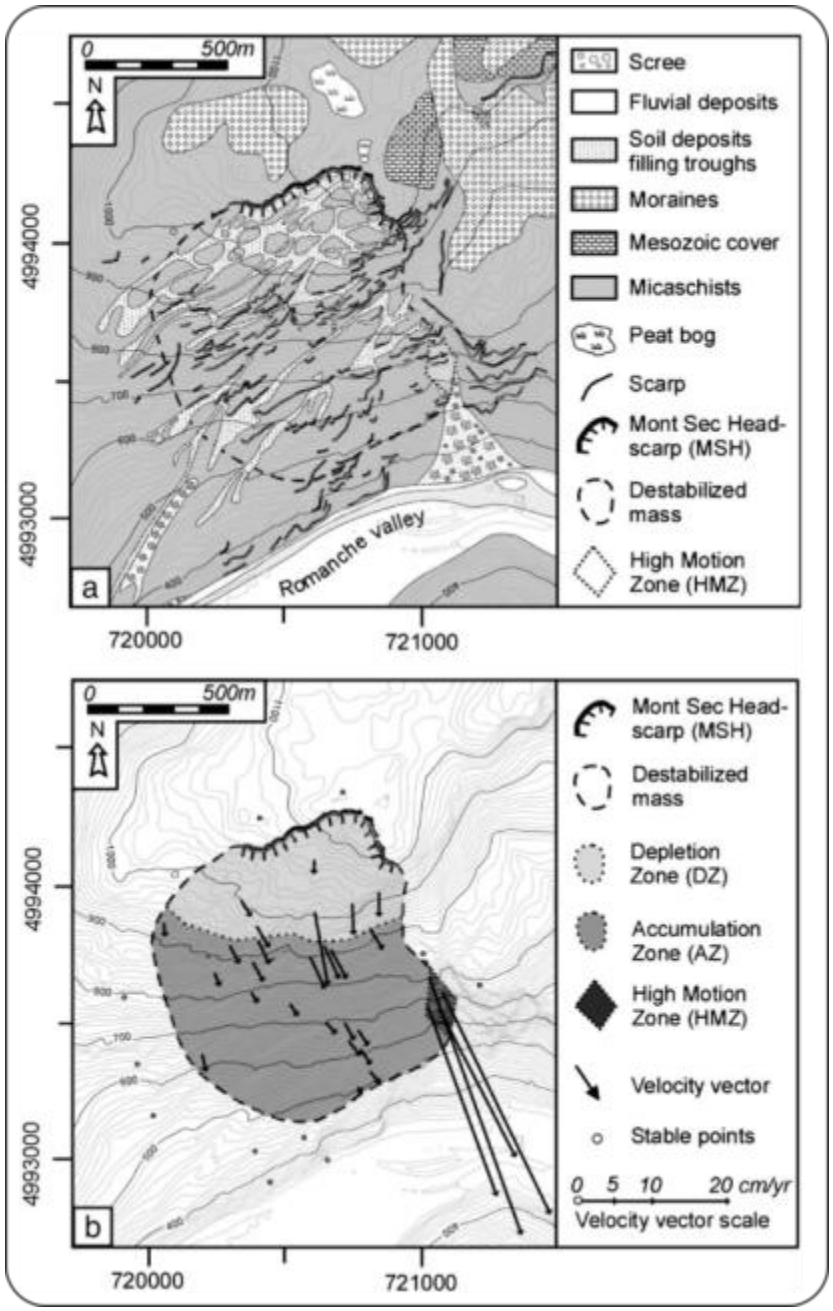


Figure III-2 (a) Geological and geomorphic structures of the Séchilienne landslide. (b) Kinematic map with the slide velocity vectors and the delineation of the accumulation, depletion and high motion Zones.

Since the 1980s, a monitoring system (extensometers, geodetic measurements, tacheometers and microwave radar) has been progressively installed by the Centre d'Etudes Techniques de

l'Equipement (CETE) of Lyon [*Evrard et al.,* 1990; *Vengeon et al.,* 1999; *Duranthon et al.,* 2003]. Monitoring results (Figure III-2b) show relatively homogeneous orientations (N140) and inclinations (10 to 20°) of displacement vectors over the two destabilized areas described above, with relatively low displacement rates (2 to 15 cm/year) [*Giraud et al.,* 1990; *Durville et al.,* 2004; *Kasperski et al.,* 2010]. To the west and to the south, those regularly decrease, allowing the landslide body to be approximately delineated (Figure III-2b). However, to the east, a particularly active zone can be distinguished in the lower part of the landslide. This high motion zone (HMZ), whose volume has been estimated to about $3\times10^6 m^3$ [*Durville et al.,* 2004], exhibits high sliding velocity vectors reaching a maximum of 150 cm/year (Figure III-2b). This frontal movement generates frequent rock falls. The displacement rate series in this zone displayed seasonal variations, with an increase by a factor of three during heavy rainfall and snow melting periods in winter and spring [*Rochet et al.,* 1994; *Alfonsi,* 1997; *Vengeon,* 1998; *Durville et al.,* 2004]. After 2006, this seasonal influence disappeared, associated with an increase in displacement rate [*Kasperski et al.,* 2010]. Several investigation campaigns have been performed in the last fifteen years. In 1993–1994, a 240 m long survey gallery (G710 in Figure III-3a) was excavated at 710 m a.s.l., revealing a succession of rigid moving blocks delimited by highly fractured zones [*Vengeon,* 1998]. This gallery did not reach the sound bedrock and did not answer the question of the existence of a deep rupture surface. A hydrochemical survey was conducted on the landslide [*Vengeon,* 1998; *Guglielmi et al.,* 2002]. Results suggested the existence of a deep phreatic zone extending into the fractured metamorphic bedrock, with a probable 100 m thick vadose zone above. With intensive rainfall and long-term water recharge (N 45 days), this vadose zone could be saturated during rainy periods, increasing the displacement rate (Vengeon, 1998). Recently, *Meric et al,* [2005] performed a geophysical survey on the Séchilienne landslide, which showed that the moving zone is identified by higher resistivities and lower P-wave velocities, compared to the stable area. They interpreted these results as the consequence of a high fracturing in dry micaschists. Combination of morphological features, displacement rate values and geophysical measurements allowed the moving mass to be delineated at the surface (Figure III-2). The area affected by the landslide has been estimated to about $1\times10^6 m^2$ [*Le Roux,* 2009].On the contrary, the depth of the sound bedrock was still poorly controlled, which made the total landslide volume assessment uncertain. Recently, three 150 m depth boreholes were drilled between the high-motion zone and the G710 gallery [*Kasperski et al.,* 2010]. Two of the boreholes were equipped with inclinometer casing (SD-1 and SD-2, Figure III-3a). For SD-1, monthly measurements between February and July 2010 indicate horizontal displacements from the surface to 80m depth. Piezometric measurements made in the third borehole (SP, Figure III-3a) showed that the water level is deep (below 130 m depth).

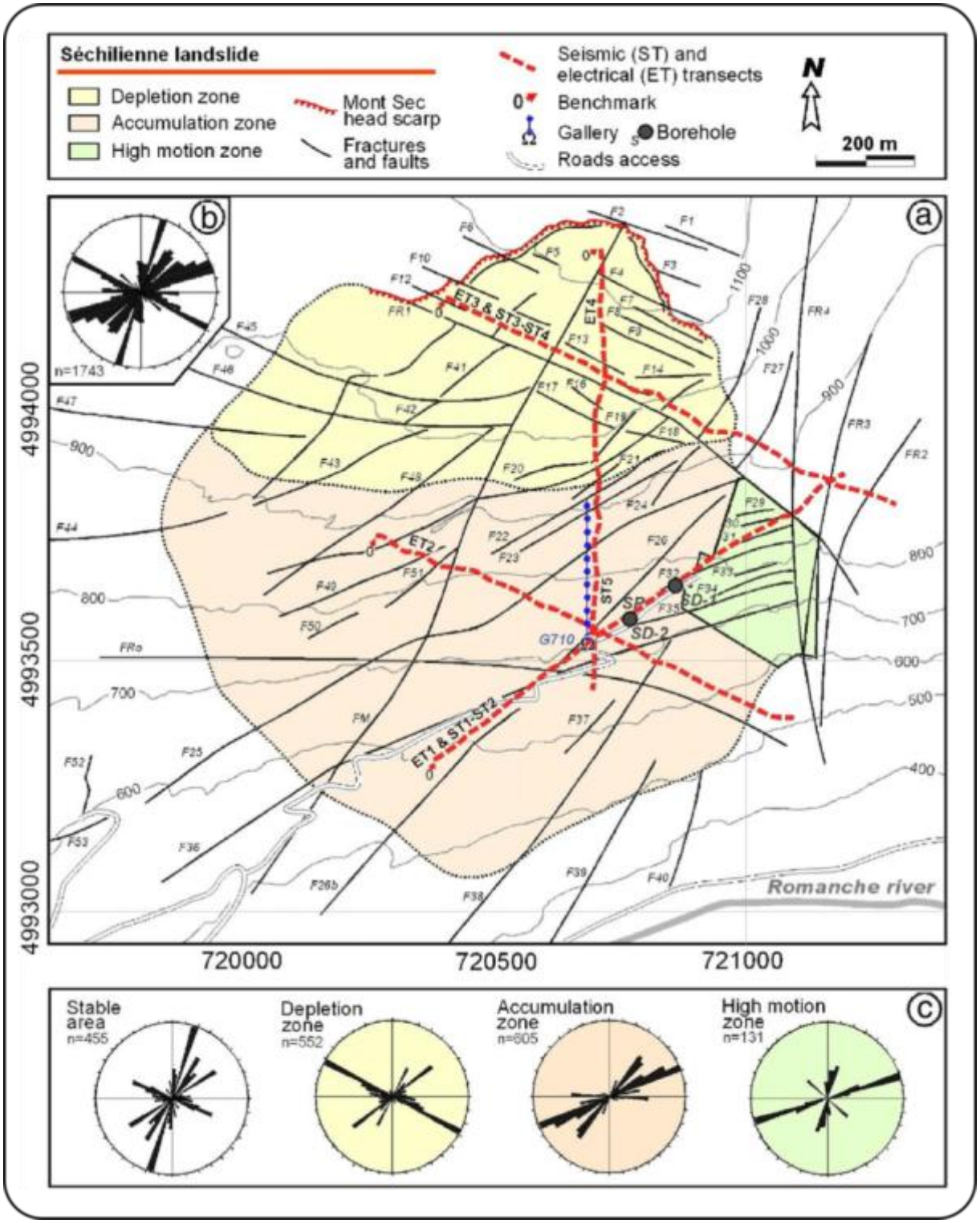


Figure III-3 (a) Structural sketch map of the Séchilienne slope (modified after *Potherat and Alfonsi,* 2001). The depletion, accumulation, high motion and stable zones are in yellow, pink, green and white, respectively. The 240 m long gallery is labeled G710. The location of the three boreholes is indicated by gray circles. (b) Rose diagram of structural data for the Séchilienne slope. (c) Rose diagrams (see text for detail) for the four morphological zones. The location of the electrical tomography profiles (labeled ET1 to ET4) and of the seismic tomography profiles (labeled ST1 to ST5) is given.

III.2.3 Methods

III.2.3.1 Structural analysis

Based on field work surveys, aerial photo interpretation and inner-rock information collected in exploration galleries, a structural sketch map showing the main detected fractures (or faults) at the scale of the Séchilienne slope was proposed by Potherat and Alfonsi [2001] (Figure III-3a). For this study, the fracture orientation data have been statistically reprocessed and weighted as a function of their length. These lineament orientations are then reported in rose diagrams at the scale of the whole slope (Figure III-3b) in order to determine the main fracture orientations. The dataset was also treated according to and for the four different morphological zones (stable area, depletion zone, accumulation zone and high motion zone) of the Séchilienne slope (Figure III-3c). Fracturing data were also collected and spatially analyzed in a near horizontal 240 m long gallery driven in 1993–1994 at an altitude of 710 m a.s.l. (G710, Figure III-3a).

III.2.3.2 Geophysical prospecting

Four 950 m long electrical tomography profiles (labeled ET1 to ET4, Figure III-3a) and four 470 m long seismic profiles (labeled ST1 to ST4, Figure III-3a) were conducted in the Séchilienne landslide. Along each electrical profile, 96 electrodes 10m apart were used with a Wenner–Schlumberger (for profiles ET1, ET3 and ET4) and Wenner (for profile ET2) arrays for their low noise sensitivity [*Dahlin and Zhou*, 2004]. The ground surface being locally very resistive, the contact between soil and electrode were improved by adding bentonite clay mixed with salt water, allowing to transmit a minimal current of 20 mA through the ground. Four measurements were stacked for each pair of current and potential electrodes. Measurements with a standard deviation greater than 1% were eliminated of the pseudo-section. The numbers of remaining points were respectively 1698, 1254, 2028 and 2199 for profiles ET1, ET2, ET3 and ET4. Finally, a median filter was applied to the apparent resistivity data sets to remove the influence of outliers. Apparent resistivity data were then inverted using the Res2dinv software [*Loke and Barker,* 1996; *Loke,* 1998] with the L1-normto get an image of the resistivity distribution in the ground. This robust inversion method was chosen to image the expected sharp boundaries and to minimize the effect of error measurements [*Claerbout and Muir,* 1973; *Loke,* 1998]. Due to the heterogeneity and the sharp vertical and horizontal variations of the data set, the initial damping factor, the vertical to horizontal flatness filter ratio and the number of nodes between adjacent electrodes were respectively fixed to 0.16, 1 and 4 [*Loke,* 1998]. The inversion process was stopped after 5 iterations. The inversion stability and robustness were controlled by applying a median filter and adding a random noise of ± 10% to the measured apparent resistivity and by modifying the starting model. Along each seismic profile, 20 explosive shots including 4 offset shots were recorded by 48 vertical receivers (4.5 Hz) 10m apart. First arrival times were picked and processed using the plus–minus method [*Hagendoorn,* 1959]. The obtained seismic models were then used as initial velocity sections for inverting the first arrival times, applying the SIRT method [*Dines and Lyttle*, 1979; *Demanet,* 2000] to get an image of the ground in P-wave velocity (Vp). ST1 and ST2were inverted together, as well as ST3 and ST4. The inversion process was stopped after 10 iterations. The robustness and stability of all images were tested by starting with

another initial model (homogeneous with a velocity of 4000 m/s) and by adding a random noise up to ± 10% on the first arrival times. Areas with poor resolution, i.e. low ray coverage, are superposed to the velocity section in order to determine the penetration depth of the seismic rays (white cross-hatching).

III.2.3.3 Porosity assesment

Geophysical methods only give indirect information — geophysical parameters — instead of geotechnical properties. Numerous mixture laws have been proposed to link Vp or ρ to the porosity Φ, mostly in saturated sedimentary rocks [*Mavko et al.,* 1998]. The geophysical properties of a mixture of grains and pores can be predicted knowing the volume fractions and the properties of the two phases, as well as the pore shape. For Vp, one of the simplest models is the empirical equation proposed by *Wyllie et al,* [1956] for fluid saturated rocks:

$$\frac{1}{Vp} = \frac{\Phi}{Vp_f} + \frac{1-\Phi}{Vp_m} \tag{3-7}$$

where Vp, Vp_f and Vp_m are the P-wave velocities of the saturated rock, of the pore fluid and of the mineral material composing the rock, respectively. This empirical relation, which hypotheses that the travel time is the sum of the transit time in the mineral material and the transit time in the pore fluid, cannot be justified theoretically and should be limited to isotropic, consolidated and fluid saturated rocks at high enough effective pressure [*Mavko et al.,* 1998]. According to these authors, this equation can however be used to estimate the porosity from measurements of seismic velocity and knowledge of the rock type and pore-fluid content. In the case of fractures in dry rocks, Vp_f is the air velocity and Φ is the fissure porosity. Although the isotropy and high effective pressure conditions are not fulfilled in such a shallow metamorphic rock, the Wyllie's law was applied with a rock porosity threshold in order to grossly estimate the thickness of the mass affected by the landslide activity from the seismic tomographies. The landslide volume was then estimated by interpolation between the three seismic images, one previous Vp profile [*Meric et al.,* 2005] and the landslide lateral limits. We used the Surfer software to reconstruct the landslide geometry, applying the Natural Neighbor gridding method [*Watson and Philip,* 1987]. The advantage of this technique is that it does not extrapolate contours beyond the convex hull of the data locations. The uncertainty of the landslide volume was estimated by applying other interpolation methods and porosity threshold.

III.2.4 Analysis of the landslide fracturing

Figure III-3a presents the structural sketch map of the Séchilienne landslide determined by *Potherat and Alfonsi* [2001]. At the scale of the slope (Figure III-3b), 3 main fracture orientations have been evidenced: N20 to N30, N70 and N110 to N140. The first set, which is major in the stable zone, includes the N20–N30 near-vertical faults (e.g. FM, FR2, FR3 in Figure III-3a) that are near-parallel to the main Palaeozoic Belledonne Middle Fault. Their orientation fits with the main foliation plane measured over the slope. The N70 set (F20 to F23, F29 to F36 in Figure III-3a) corresponds to a major regional fracture family evidenced on both sides of the BMF, as well as in the micaschists as in the amphibolites [*Le Roux et al.,* 2010] and is probably inherited from the regional tectonics (Figure

III-1b). In the high motion and accumulation zones where this set is dominant (Figure III-3c), the N70 trending fractures are open and delineate near vertical slabs toppling downslope. These open fractures have been progressively filled with coarse scree deposits and now appear as V-shaped troughs of various widths and depths (Figure III-4).

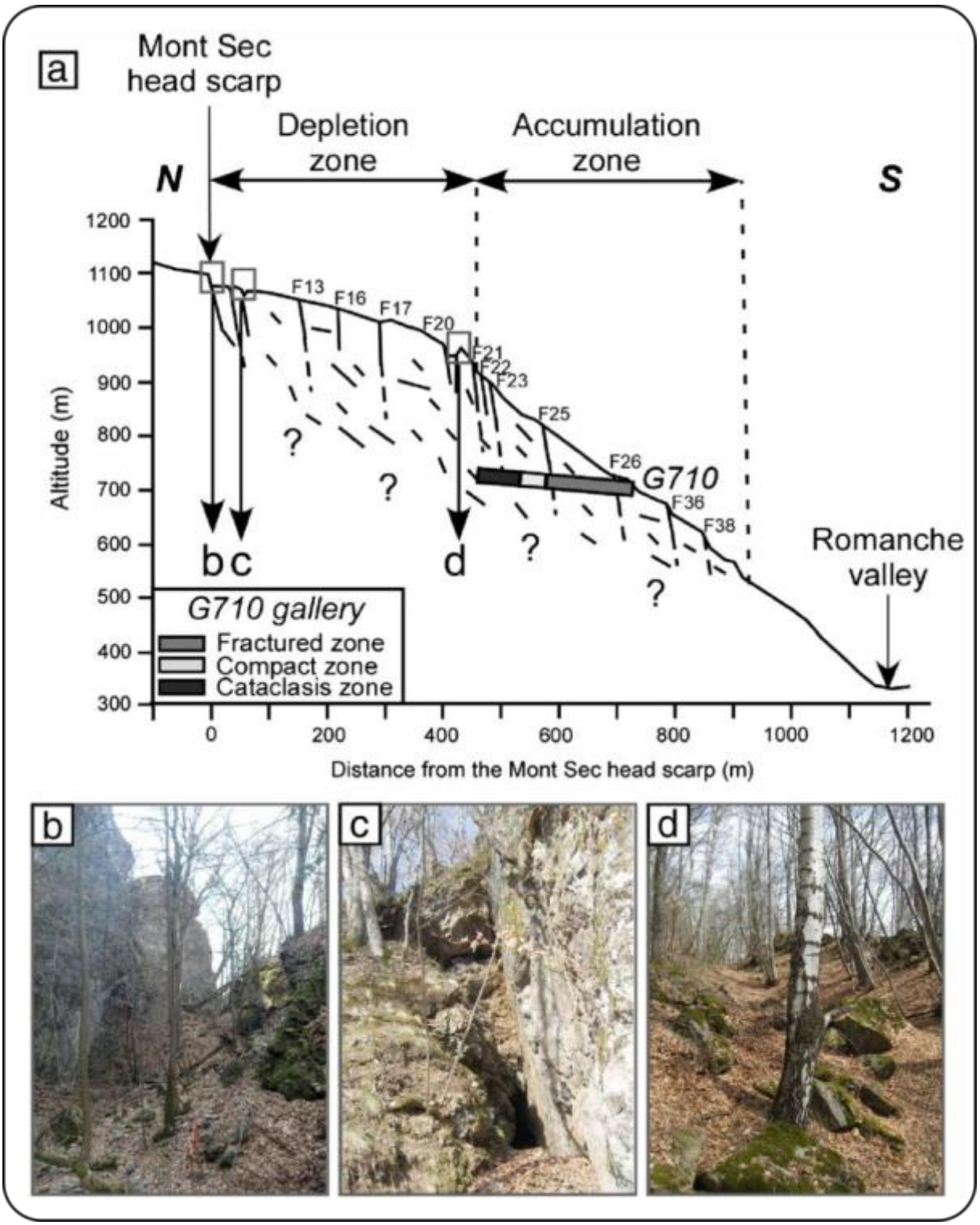


Figure III-4 (a) North–south cross section along profile ET4 (see location in Figure III-3) with the main fractures observed at the surface and the fracturing zones depicted into the G710 gallery (redrawn from Vengeon et al.,1999) (b) Photography of the Mont Sec head scarp. (c) Photography of a V-shaped through located downslope from the Mont Sec head scarp. (d) Photography of the major through delineating the

depletion zone to the north from the accumulation zone to the south. All pictures are taken from the west and their location is given in Figure III-4a.

In the high motion zone, toppling is very active and generates the numerous recorded rockfalls [*Helmstetter and Garambois,* 2010]. The N70 trending fractures then turned out to play a major role in the gravitational deformation in the accumulation and active zones and most of the displacement vectors measured in the two zones (Figure III-2) are perpendicular to the fracture trend. In the lower part of the Séchilienne slope the fracture orientation evolves fromN70 toN50 (F35 to F40 in Figure III-3a). Finally, the third fracture orientation, N110 to N140 (F1 to F18, FR1 in Figure III-3a), is dominant in the depletion zone (Figure III-3c). This fracture family is an inherited tectonic structure also observed at the regional scale by *Le Roux et al.* [2010]. The north–south oriented gallery (G710, Figure III-3a) crosses the near vertical foliation whose orientation varies from N170 to N20. Displacement measurements performed in the gallery showed that this latter did not reach the sound bedrock [*Vengeon,* 1998]. Fracturing is highly heterogeneous along the gallery and three zones can be distinguished (Figure III-4, [*Vengeon,* 1998]). From 0 to 140 m, the rock is intensively fractured and exhibits three sets of locally open fractures: a first family of near-vertical fractures oriented N90 to N135–150, a second set running N80/50°N and a third set oriented N75, dipping 50°S near-parallel to the slope. From 140 to 170 m, the rock is little fractured and constitutes a compact block. Beyond 170 m, the gallery crosses a succession of compact blocks and crushed zones (cataclasis). These meter-to-decameter thick zones, made of plastic clay materials, strike N50 to N70 with a dip of 50° to 80°NW. The sound blocks are affected by few near-vertical N0 and N90 fractures. Fracturing analysis at the surface and in the gallery both evidenced the set of fractures oriented N50–70 and dipping 50° to 80°NW, which appears as V-shaped troughs at the surface and as crushed zones in the gallery (see F22, F23 and F25 in Figure III-3 and Figure III-4a). This major fracture family cut the whole mass and has a predominant role in the deformation processes affecting the accumulation and high motion zones. On the contrary, the fracture set trending N75 and dipping 50°S, which was in the gallery, has little expression at the surface except at a local scale. However, these short fractures, parallel to the slope, may have played a role in the mass destabilization, as suggested by Figure III-4a.

III.2.5 Geophysical results

III.2.5.1 Location of the geophysical profiles

Four 950 m long electrical tomography profiles (labeled ET1 to ET4, Figure III-3a) were conducted in the Séchilienne landslide. Profile ET1 is SW–NE oriented (Figure III-3a). It starts in the south-western part of the accumulation zone (AZ), runs above the high motion zone (HMZ) and ends in the stable zone (SZ). Profile ET2, oriented N115, starts in the north-western part of the accumulation zone and finishes beneath the HMZ (Figure III-3a). Profile ET3 is approximately parallel to ET2 and crosses the Mont Sec head scarp (MHS) and the depletion zone (DZ), ending in the SZ above the AZ (Figure III-3a). Finally, Profile ET4 was carried out along the slope (oriented N0°), starting at the Mont Sec scarp foot and extending parallel to the survey gallery (G710) (Figure III-3a). Four 470 m long seismic profiles (labeled ST1 to ST4, Figure 3a) were performed parallel to the electrical ones. ST1

and ST2 are aligned along the ET1 profile, while ST3 and ST4 are acquired along the ET3 profile (Figure III-3a). The results of a previously acquired seismic profile (ST5; [*Meric et al.,* 2005]), running parallel to ET4 with geophone and sources located at the surface and in the survey gallery (G710), have also been used.

III.2.5.2 Seismic profiles

The three seismic images obtained after 10 iterations are presented in Figure III-5. For all images, RMS (Root Mean Square) values of the time residuals are lower than 1.7%, implying that each model is coherently consistent with its corresponding data set. Using another initial model (homogeneous with a velocity of 4000 m/s) and adding random noise on the dataset, inversion provided seismic models similar to those shown in Figure III-5 with RMS lower than 1.5%. Along profile ST1–ST2 (Figure III-5a), the seismic image shows a superficial low velocity layer (<2000 m/s) with a thickness of about 30 m between 0 and 550 m. This thickness dramatically increases to 100 m over the high motion zone, between 550 and 750 m (Figure III-2), highlighting the fracturing induced by the landslide activity. Below 100 m, Vp values increase from 2500 m/s to reach 3500 m/s at 150 m. That latter value characterizes the unweathered and compact micaschists, in agreement with the P-wave velocity measured outside the landslide, on the left bank of the Romanche River by *Le Roux et al,* [2010]. In the SZ, similar high velocities (>3500 m/s) were measured near the surface, suggesting that the compact bedrock is almost outcropping. P-wave velocities appear then to be correlated with the landslide activity and to be able to mark at depth the limit of the disturbed zone. For profile ST3–ST4, the upper part (0–500 m), located over the DZ, exhibits a low velocity zone (<2000 m/s) with a thickness varying from 70 m below the MSH to 150 m at the slope break. These low velocities can be interpreted as the consequence of the damaging effect of the landslide. Below this thick layer, a high velocity gradient is observed with velocities which rapidly reach up to 3500 m/s. The total thickness of the decompressed and fractured zone can thus be estimated below the DZ between 100 and 150 m. In the down part of the profile (500 to 750 m), located in the stable zone, high velocities (>3500 m/s) are measured directly below the surface, suggesting that the bedrock was not deconsolidated. The P-wave velocity image along profile ST5 (Figure III-5c) exhibits a superficial low velocity layer (<2000 m/s) with a thickness varying from 20 to 50 m. Below, the velocity increases heterogeneously to reach more than 3500 m/s at a depth between a few tens of m to 200 m. In particular, a strong lateral velocity gradient (from 2000 m/s to more than 3500 m/s) was observed between abscissa 475 to 525 m, showing that the fracturing degree is not only depth dependent but also varies laterally. A rise of the bedrock (Vp>3500 m/s) was also visibly close to the limit between the AZ and the DZ.

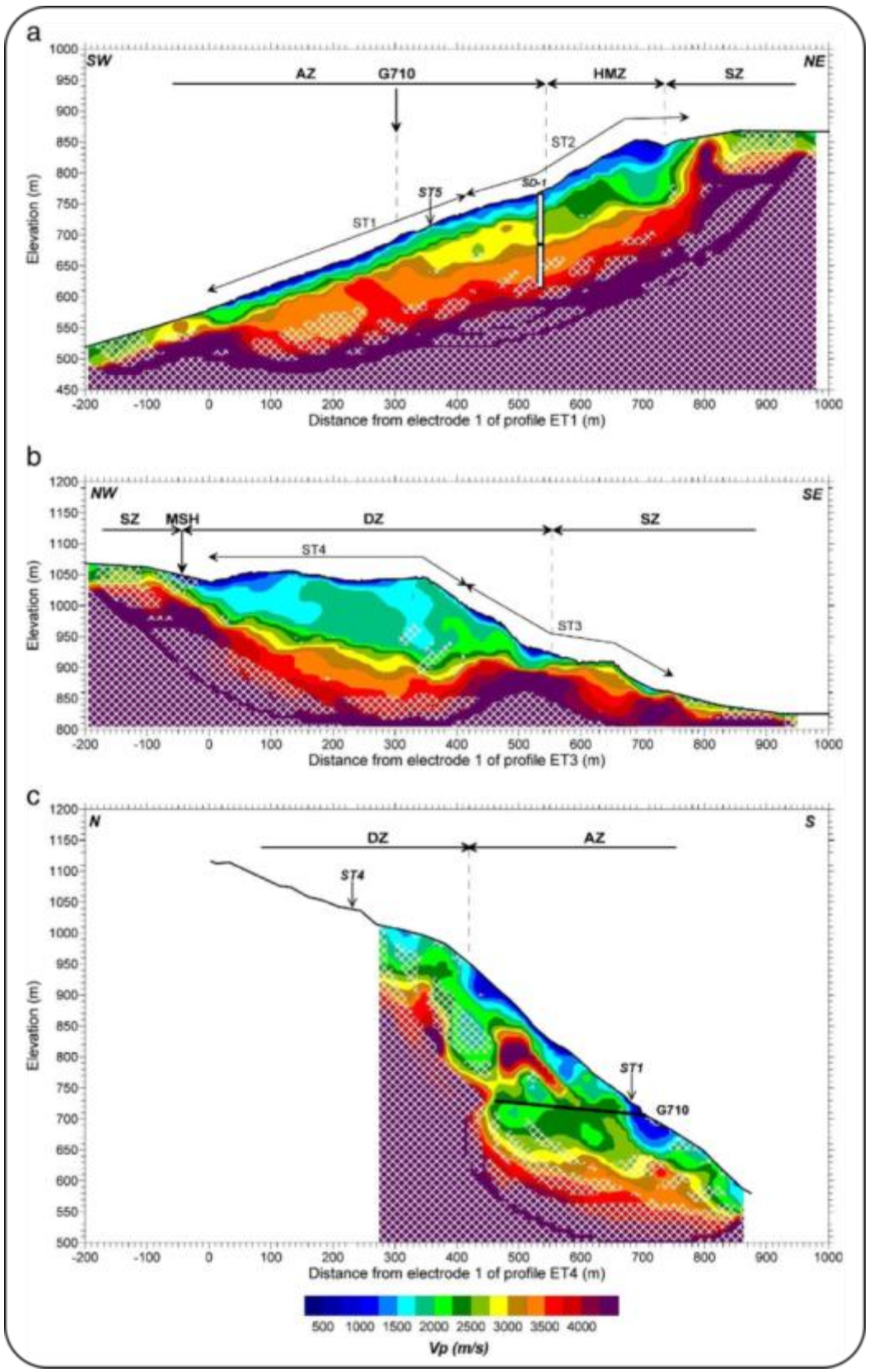


Figure III-5 Seismic refraction tomography sections with initial model inferred from plus–minus method interpretation. (a) Profile ST1–ST2, 10 iterations, RMS=1.0%. Borehole SD-1 is located with the limit of detected movements by inclinometer measurements (horizontal line). (b) Profile ST3–ST4, 10 iterations, RMS=1.2%. (c) Profile ST5, 10 iterations, RMS=1.7%. [*Meric et al.,* 2005]. White cross-hatching: low ray coverage area. SZ: Stable Zone. HMZ: High Motion Zone. MSH: Mont Sec Head scarp. DZ: Depletion Zone. AZ: Accumulation Zone. G710: survey gallery.

III.2.5.3 Electrical profiles

The four electrical images (ET1 to ET4), obtained after 5 iterations, are shown in Figure III-6. The sum of the normalized absolute resistivity residuals divided by the measurement number (absolute error) is lower than 5%. Modifying the starting model and the measured apparent resistivity yielded similar resistivity images, outlining the inversion robustness and stability, except for profile ET3. This issue will be discussed later. For profile ET1, the resistivity section (Figure 6a) shows a shallow resistive layer (thickness <10 m; resistivity >3200 Ωm), probably corresponding to scree deposits covering the slope. Below, significant resistivity contrasts are observed with respect to the different zones. In the stable zone (SZ), low resistivities (100–400 Ωm) were found. These values are in agreement with the measurements made in compact micachists on the left bank of the Romanche River [*Le Roux et al.,* 2010]. The contact between the SZ and the HMZ (high motion zone) is clearly visible with a dramatic increase in resistivity (1000–2000 Ωm). The thickness of this intensively fractured zone (F30, F31 and F32) reaches at least 100 m. In the accumulation zone (AZ), low resistivities (100–600 Ωm) characterizing compact micaschists were found at about 50 m depth, consistently with the ST1–ST2 seismic tomography. The sound bedrock is overlaid with a higher resistivity layer (800–1600 Ωm), which evidences the fracturing generated by the landslide. A higher near-vertical resistive zone (1200–1800 Ωm) and a local resistive zone (3200–6400 Ωm) is observed at a distance between 350 and 400 m, which are located in the extension of a major fault (F35) visible to the east of the profile. Profile ET2 is entirely located in the accumulation zone (Figure III-3). Below shallow resistive scree , the resistivity tomography (Figure III-6b) exhibits strong lateral resistivity variations in depth, with a central medium-resistivity part (300–800 Ωm) delineated by two 100 m thick conductive zones (resistivity lower than 200 Ωm), the location of which could fit with cataclasis faults F25 and F36. The lower and upper parts of the profile show higher average resistivity values, suggesting the increase in fracturing near the high motion (F38) and depletion zones (F51 and FM), respectively. Along profile ET4 (Figure III-6d), the depletion zone is clearly visible with high resistivity values (1600–6400 Ωm) to 100 m depth, highlighting the intense fracturing under the headscarp (F4, F9, F13, F16, F17, F20 and F21). Below, the rock resistivity is between 200 and 800 Ωm, characterizing low fractured micaschists. At the limit between the depletion and accumulation zones, the thickness of the resistive upper layer sharply decreases, in agreement with the bedrock rise observed along the PS5 seismic profile (Figure III-5d). Downward, the resistive layer (N800 Ω m) increases sharply to reach a vertical depth of at least 100m.The resistivity image ET3 (Figure III-6c) exhibits a high lateral resistivity contrast (from a few thousands ohm m to less than 800 Ωm) at the contact between the depletion and the accumulation zones. The thickness of the highly fractured rocks in the depletion zone could reach more than 200 m, in disagreement with the thickness of the low velocity layer (less than 150m) measured along the seismic profile ST3–4. As mentioned before, the inversion process for ET3was found to be unstable (a small change in data yielded different inverted models) and non-unique (different models were obtained for different starting models).

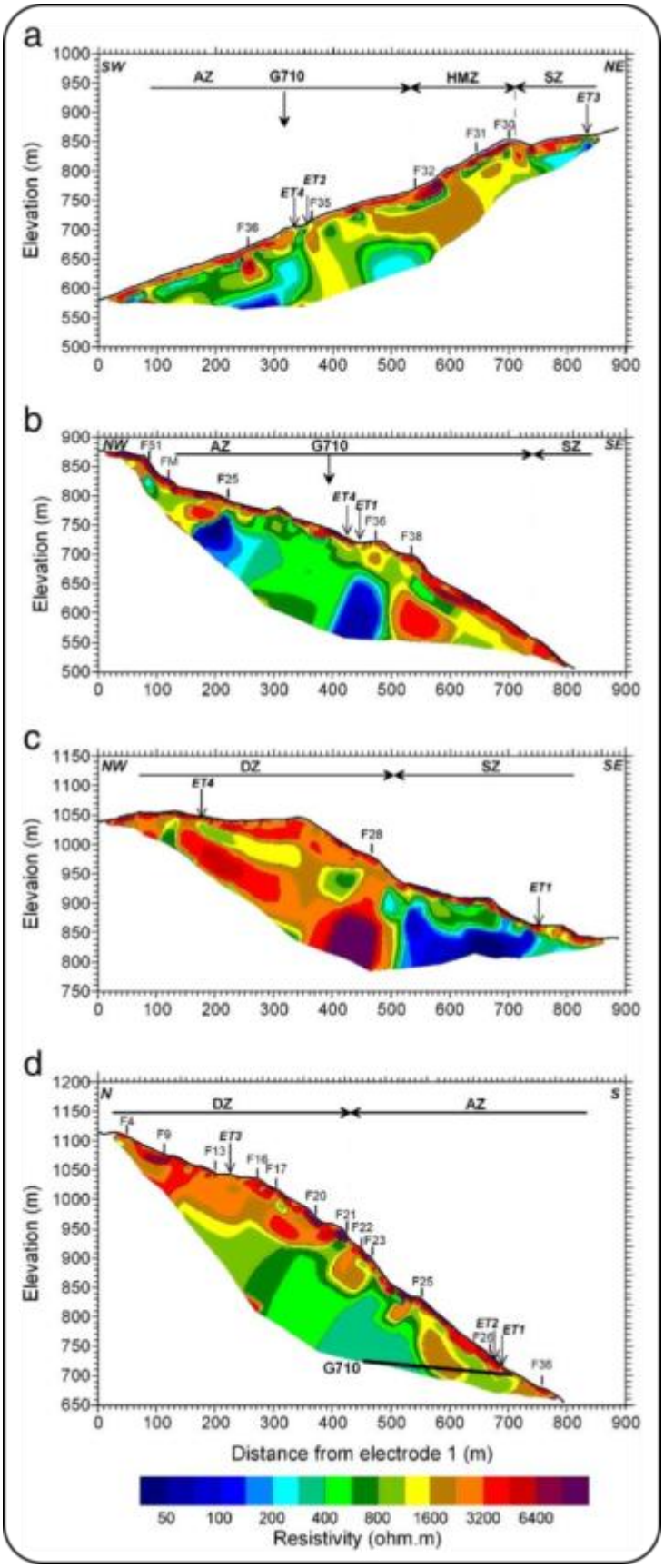


Figure III-6 Electrical tomography sections. (a) Profile ET1, 5 iterations, ABS=3.6%. (b) Profiles ET2, 5 iterations, ABS=3.3%. (c) Profile ET3, 5 iterations, ABS=4.7%. (d) Profile ET4, 5 iterations, ABS=3.6%. SZ: Stable Zone. HMZ: High Motion Zone. DZ: Depletion Zone. AZ: Accumulation Zone. G710: survey gallery

In order to get a more reliable solution, we imposed a starting model by fixing the resistivity values with a geometry derived from the seismic image as shown in Figure III-7a (resistivities of the decompressed and sound bedrock are respectively fixed to 5000 and 250 Ωm using the values measured in the other electrical profiles and from previous works for the sound bedrock [*Le Roux et al.,* 2010]). The damping factor of the fixed resistivity areas, which allows the program to change the resistivity of the region, is set to 2.5 (the larger the damping factor weight is used, the smaller is the change that is allowed in the resistivity of the fixed region [*Loke,* 1998]). The obtained resistivity image (Figure III-7b) explains equally well the data (ABS<5%) and is more consistent with the seismic image of Figure III-5b and the crossing electrical image ET4 (Figure III-6d). The vertical high resistive zone at the interface between the depletion and accumulation zones could be linked to the influence of the fault F28.

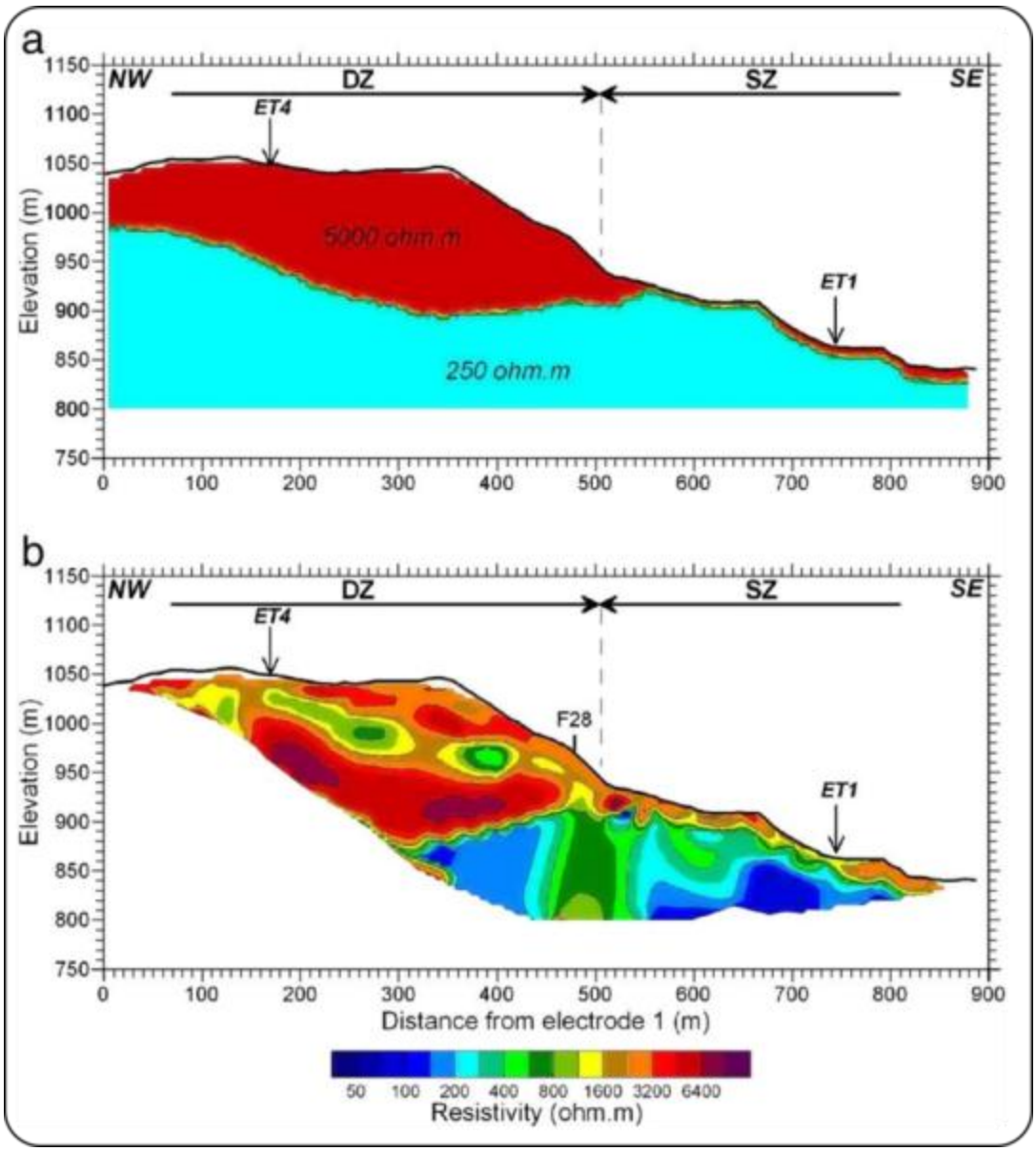


Figure III-7 Electrical tomography sections of profile ET3. (a) Initial resistivity model inferred from seismic interpretation. (b) Resistivity image obtained after 5 iterations, ABS=3.0%.SZ: Stable Zone. DZ: Depletion Zone.

III.2.6 Interpretation

Below a few meters thick very low velocity (Vp < 1500 m/s) and high resistivity (a few thousands ohm m) layer made of scree deposits covering the slope, the different deformation zones can be characterized through the geophysical investigation, using the P-wave velocity and the electrical resistivity. In the stable zone (SZ), high seismic velocities (Vp > 3500 m/s) and low resistivities (< 600 Ω m) were measured a few meters below the surface (profile ST1–ST2, Figure III-5a, profile ST3–ST4, Figure III-5b, profile ET1, Figure III-6a, and profile ET3, Figure III-7b). These values characterize the micaschists unaffected by the gravitational movement. Notably, Vp of 3500 m/s was proposed as a threshold to differentiate crystalline rocks with poor and fair RQD (Rock Quality Designation) values [*Sjøgren et al.,* 1979; *Barton,* 2007]. On the other hand, considering the inclinometer results with a depth of 80m for the sliding mass yields a Vp threshold of 3000 m/s, which is of a similar order of magnitude. In the depletion zone (DZ), a strong velocity decrease (Vp < 2000m/s), along with a significant resistivity increase (1600 to 6400 Ωm), was measured to a depth varying between 100 m and 150m (profile ST3–ST4, Figure III-5b; profile ET3, Figure III-7b and upper part of profile ET4, Figure III-6c). This significant change in geophysical parameters results from the landslide activity which intensively fractured the rocks and favored the presence of air-filled voids. The water has probably no influence on the geophysical parameters, as the table level was found deeper than 130 min a borehole. Below this layer, the P wave velocities sharply increase to reach 3500 m/s. Associated with a significant decrease in resistivity (200–800 Ωm), these values evidenced the undisturbed micaschists. In the high motion zone (HMZ), those were found at 150 m depth, below thick low-velocity and resistive layers (eastern part of profiles ST1–ST2, Figure III-5a and ET1, Figure III-6a). Resistivity values (1600–2000 Ωm) are lower than below the depletion zone. In the accumulation zone (AZ), the upper low-velocity (< 2000 m/s) and resistive layer is thinner (20 to 50 m; Figure III-5a and c) and overlays a layer with intermediate characteristics (Vp around 2000 to 3000 m/s and resistivity lower than 1600 Ωm on average) before reaching the compact bedrock at depths between 100 m and 200 m. This intermediate layer can be laterally heterogeneous (i.e. Figure III-5c and Figure III-6a, b and d) and exhibits vertical low to very low resistivity zones (50 to 300 Ωm). Moreover, the limit between the AZ and the DZ is characterized by a rise of the high-velocity (> 3000 m/s) and low resistivity (<800 Ω m) zone (between abscissa 300 and 500 m along profiles ST5, Figure III-5c, and ET4, Figure III-6d). The weathered bedrock thus only reaches a thickness of about 50 m in this transition zone. The G710 gallery allows the geophysical parameters to be correlated with the rock conditions (Figure III-4a). In the first 140 m, the gallery has encountered intensively fractured rocks (fractured zone, Figure III-4a) between the fractures F25 and F26, explaining the high resistivity values (from 800 to 2400 Ωm, Figure III-6d) and the relative low P-wave velocity (about 2500 m/s, Figure III-5c). In the last 100m of the gallery, resistivity and P-wave velocity decrease to reach values less than 400 Ωm (Figure III-6d) and 2000 m/s (Figure III-5c), respectively. This low resistivity and velocity zone correspond to the crushed rocks with clay filled fractures observed into the gallery (cataclasis zone, Figure III-4a) at the crossing with fractures F22 and F23. It then turned out that highly fractured rocks (and the corresponding fractures) could be resistive or conductive as also shown along other resistivity profiles. The resistive property depends on the rock weathering and the fracture filling (air or clay). The very low resistive zones observed on image ET2 probably coincide

with the tracing of clay-filled cataclasis zones. Numerous gradients in velocity or electrical resistivity are either near horizontal or perpendicular to the slope surface. This observation could highlight the role of the near-vertical and parallel-to-the-slope fracture sets on the rock mass sliding and deconsolidation, as sketched in Figure III-4a. The correlation between geophysical parameters and the rock fracturing degree has been used to derive the rock fissure porosity. Owing to the influence of the fracture filling material on the electrical resistivity, this latter was discarded for computing porosity. The P-wave velocity was considered, applying the Wyllie's law (Eq. 1). We benefited of laboratory measurements made on micaschists before the driving of an investigation gallery on the left bank of the Romanche river [*Effendiantz and Guillot,* 2000]. Density, porosity and Vp values were measured for 21 rock samples (Table 1) affected, slightly affected or non-affected by schistosity. In the same table are shown the mean and standard deviation values. A P-wave velocity of 4836 m/s was obtained for a porosity of 0.9% and a density of 2.73. The P-wave material velocity (Vp_m) computed from Eq. 1 is 5500 m/s. Using that value in the Wyllie's law (Eq. 1) we computed the fissure porosity from the measured velocity values, at the scale of the wavelength (a few tens of meters). The corresponding law is shown in Figure III-8a. Although this law is probably not fully adequate, it gives an order of magnitude of the porosity. The porosity images corresponding to the three seismic tomography profiles (Figure III-5) are shown in Figure III-8b to d. The velocity in the undisturbed micaschists (3500 m/s) matches a porosity of 3.7%. In the strongly fractured parts of the slope (depletion and high motion zones), porosity can reach values as high as 30%, highlighting the strong damaging effect of the gravitational movement. From these three seismic images, one previous Vp profile [*Meric et al.,* 2005] and the landslide lateral limits (see Figure III-9a for location on the slope DEM), the volume of the mass affected by the Séchilienne landslide was computed, considering a threshold in porosity of 3.7%. Applying the Natural Neighbor gridding method [*Watson and Philip,* 1987], we reconstruct the landslide geometry (Figure III-9b). Subtracting the two DEMs we found a volume of $63\times10^6 m^3$, a value bracketed by previous estimations (20×10^6 to $100\times10^6 m^3$, [*Antoine et al.,* 1994]). Applying two other interpolation methods yields a global volume between $61\times10^6 m^3$ and $69\times10^6 m^3$, indicating that the uncertainty resulting from the data scariness is about 10%. Considering a different Vp threshold value of 3000 m/s (corresponding to the interface at 80 m identified by recent inclinometer data, SD-1, Figure III-5a and Figure III-8b) yields a volume of about $48\times10^6 m^3$ using the Natural Neighbor method. Considering the different uncertainty sources, a volume of $60 \pm 10\times10^6 m^3$ could be estimated for the Séchilienne landslide. Notably, this global volume is different from the volume of the HMZ, which was estimated to $3\times10^6 m^3$. Two topographic cross-sections, drawn through the landslide (located in Figure III-9a and b), delineate the thickness of the moving mass inferred from the threshold in porosity of 3.7% (Figure III-9c). They show the lateral asymmetry of the affected volume which is thicker in the central eastern part (cross-section B–B', Figure III-9c) and the rise of the compact bedrock surface at the limit between the DZ and the AZ (cross-section A–A', Figure III-9c). The thickness of the mass affected by the Séchilienne landslide is quite similar in these two zones (about 150 to 200 m). However, the fracturing degree is significantly higher in the DZ and HMZ than in the AZ, as shown by the calculated porosity values (Figure III-8).

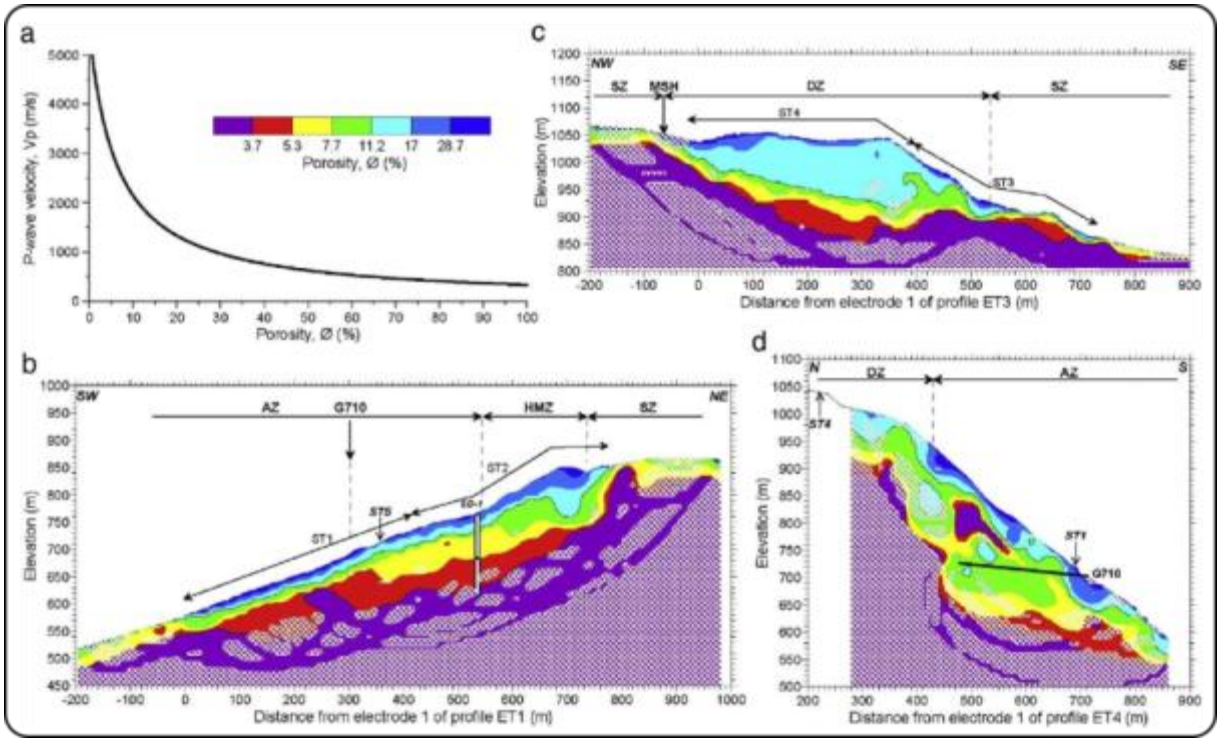


Figure III-8 (a) Vp-porosity empirical law used for the porosity image computation. (b) to (d) Porosity images for profiles ST1–ST2, ST3–ST4 and ST5. White cross-hatching: low ray coverage area. SZ: stable zone. HMZ: high motion zone. MSH: Mont Sec Head scarp. DZ: Depletion Zone. AZ: Accumulation Zone. G710: survey gallery. Borehole SD-1 is located with the limit of detected movements by inclinometer measurements (horizontal line).

III.2.7 Conclusion

Four long electrical and seismic tomography profiles performed across the Séchilienne landslide allowed the micaschists mass delineate the thickness of the moving mass inferred from the threshold in porosity of 3.7% (Figure III-9c). They show the lateral asymmetry of the affected volume which is thicker in the central eastern part (cross-section B–B', Figure III-9c) and the rise of the compact bedrock surface at the limit between the DZ and the AZ (cross-section A–A', Figure III-9c). The thickness of the mass affected by the Séchilienne landslide is quite similar in these two zones (about 150 to 200 m). However, the fracturing degree is significantly higher in the DZ and HMZ than in the AZ, as shown by the calculated porosity values (Figure III-8).

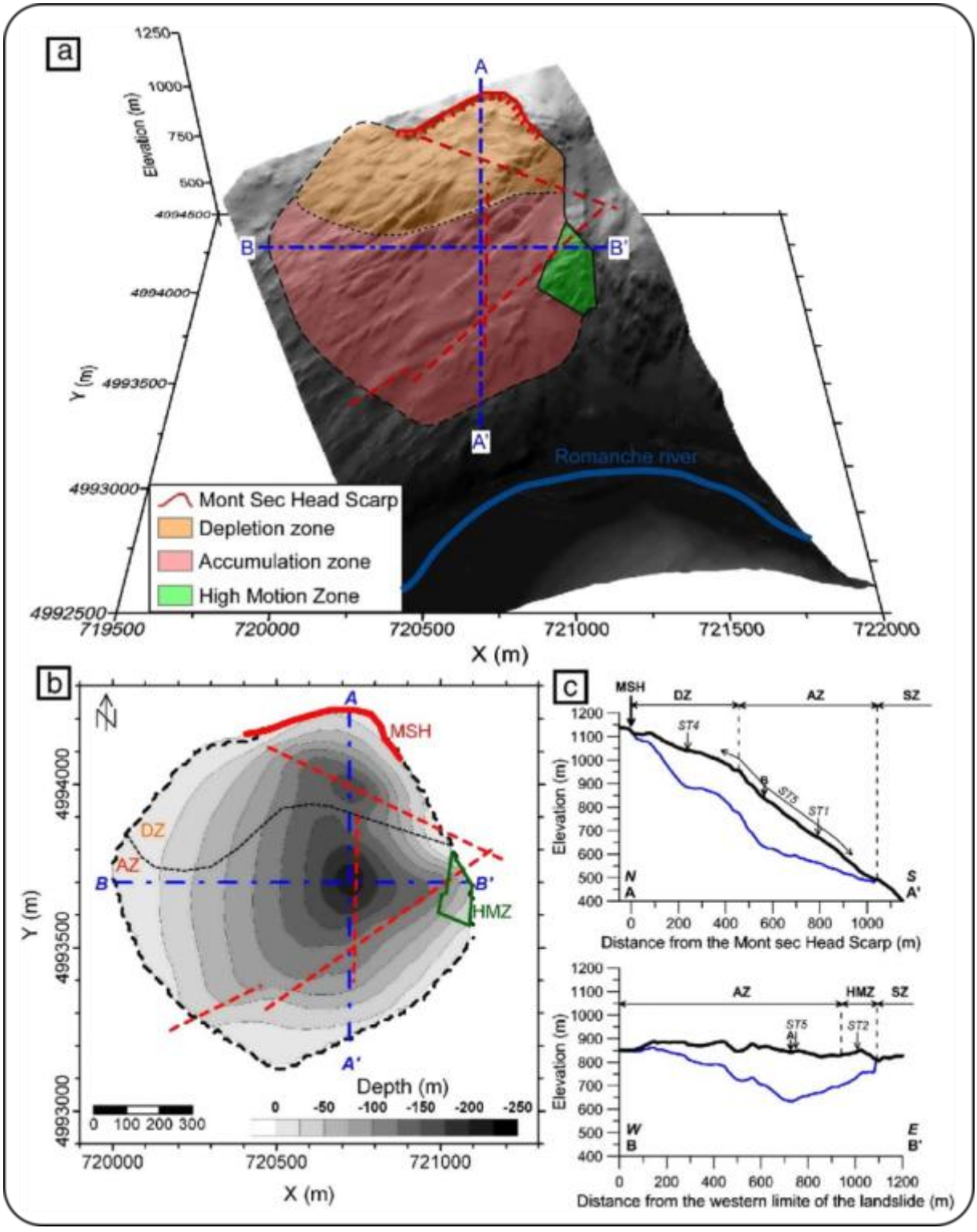


Figure III-9 (a) DEM of the Séchilienne slope with the limits of the landslide zones and the location of the seismic profiles (red dotted lines) and the two cross-sections (blue dotted lines).(b) 2D view of the landslide geometry with the limits of the landslide zones, the location of the seismic profiles (red dotted lines) and the two cross-sections (blue dotted lines). (c) AA' and BB' cross-sections with the limit of the mass affected by the landslide, considering a threshold of 3.7% in porosity (blue lines). MSH: Mont Sec Head Scarp. DZ: Depletion Zone. AZ: Accumulation Zone. HMZ: High Motion Zone. SZ: Stable Zone.

Acknowledgments

This work has been funded by the French ministry MEEDDM (Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du Développement Durable et de la Mer) and the ANR project SLAM (Séchilienne Land movement: Multidisciplinary Studies from Hazard assessment to associated risk and consequences). This study was initiated and enriched through numerous discussions with P. Desvarreux (SAGE Company) who unexpectedly died in August 2009. We also thank J.F. Gamond (ISTerre) for his valuable help about the interpretation of geological data.

III.3 Etude structurale détaillée

III.3.1 En Surface

L'analyse structurale en surface a été effectuée à partir du modèle numérique de terrain (MNT) à haute résolution (4 m) du versant de Séchilienne (Figure III-10a) fourni par le CETE de Lyon. Pour pouvoir mettre en évidence le plus grand nombre de linéaments (trait rouge, Figure III-10) l'ombrage appliqué à ce Mnt a été représenté pour 8 positions différentes de l'éclairage entre 0 et 315° (Figure III-10b à i). Ainsi pour chacune de ces représentations du MNT (Figure III-10b à i) les linéaments observés sont tracés.

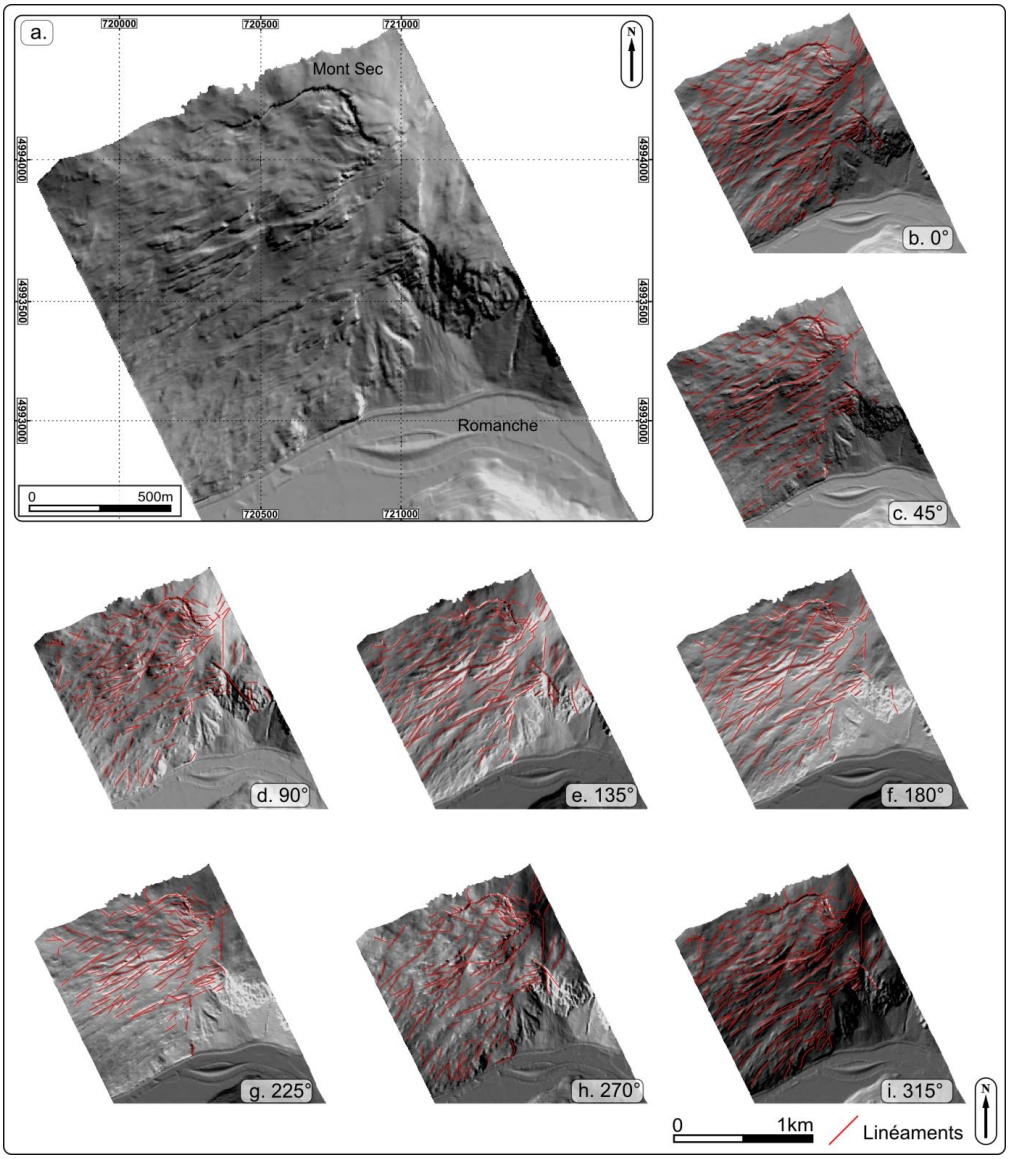


Figure III-10 Représentation en relief du MNT haute résolution (4 m) de Séchilienne (CETE Lyon) pour 8 orientations différentes de l'éclairage du versant (b à i).

Afin de ne retenir que les linéaments possédant une représentativité suffisante et ne résultant pas d'un d'artefact lié à l'éclairage, nous avons après superposition de l'ensemble des linéaments tracé conservé uniquement les linéaments visibles pour au minimum 4 positions différentes de l'éclairage. Le résultat final est présenté sur la Figure III-11a. Pour chacun de ces 182 linéaments nous avons déterminé (1) la longueur et (2) la direction. La longueur moyenne des linéaments tracés est de 120 m, sachant que les longueurs minimale et maximale sont respectivement de 20 m et 680 m. Les directions déterminées pour ces linéaments sont présentées dans le diagramme en rosace à la Figure III-11b. L'analyse de ce diagramme permet de mettre en évidence 5 directions. Trois de ces directions sont prédominantes N40 ± 10° (en jaune), N70 ± 10° (en bleu foncé) et N100 ± 10° (en bleu clair). En effet avec respectivement 26 %, 46 % et 19 % des linéaments ces directions représentent à elles seules 91% des linéaments observés (Tableau III-1). Deux autres directions bien que minoritaires avec seulement 4 et 5% des linéaments, ont également été identifiées N10 ± 10° (en rouge) et N130 ± 10°(en violet).

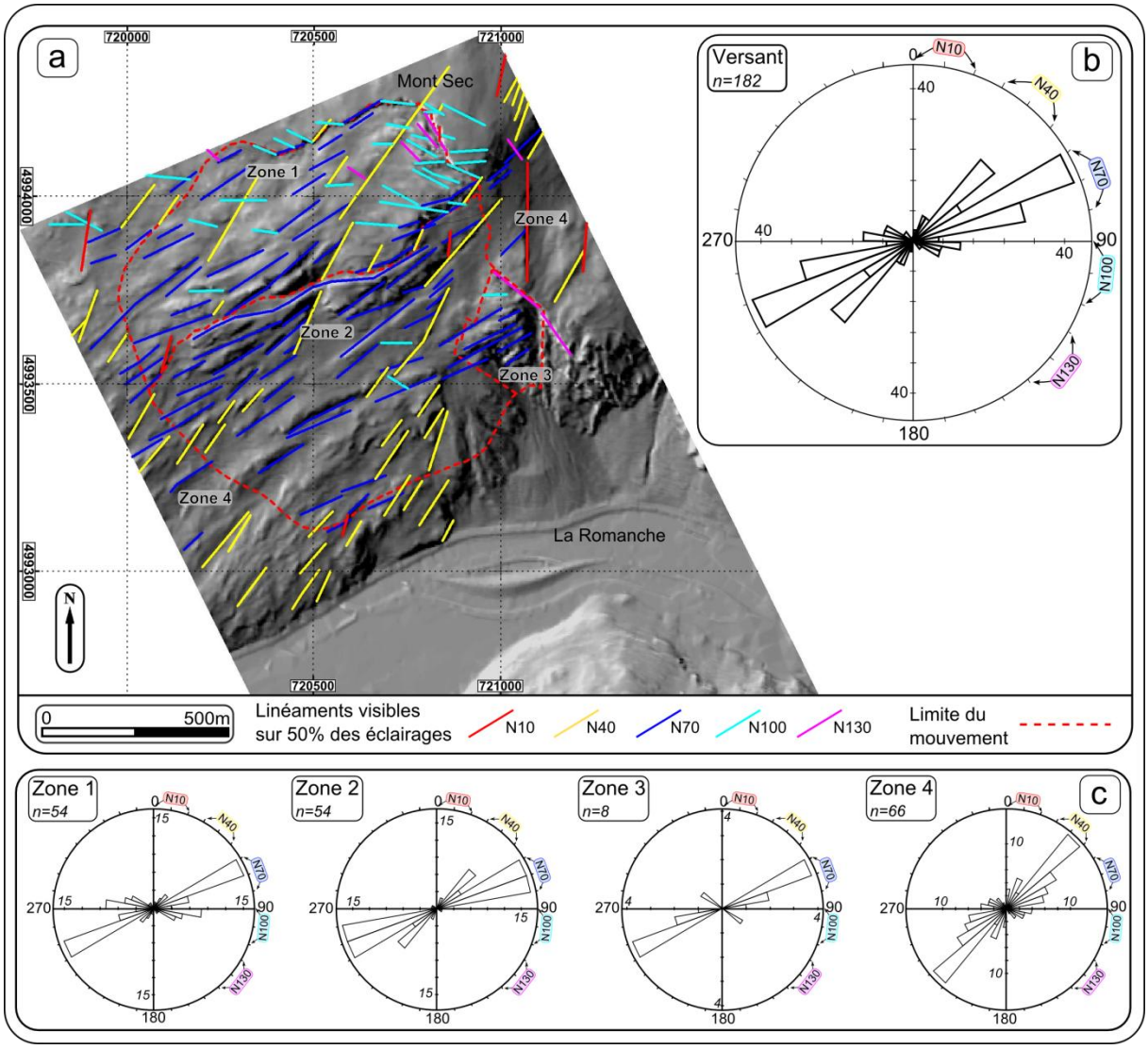


Figure III-11 a) Schéma structural du versant de Séchilienne obtenu à partir du MNT haute résolution (4 m). Les linéaments représentés sont visibles pour au minimum 50% des positions d'éclairages (Figure III-10). b) Mesure de l'orientation (diagramme en rosace, intervalle = 10°) des linéaments observés dans le versant de Séchilienne c) Mesure de l'orientation (diagramme en rosace, intervalle = 10°) des linéaments observés dans les différentes zones du versant de Séchilienne.

Orientation par rapport au N (°)	Pourcentage de linéaments (%)				
	Versant	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4
N10±10	4	2	2	0	9
N40±10	26	15	24	0	41
N70±10	46	43	68	75	26
N100±10	19	33	6	13	18
N130±10	5	7	0	12	6

Tableau III-1 Caractéristiques des linéaments observés dans le versant de Séchilienne et dans les différentes zones.

A partir d'une synthèse des données géophysiques, géodésiques et structurales un schéma structural du versant de Séchilienne avec un découpage en quatre zones différemment structurées a été proposé dans le paragraphe II.2.2. (Figure III-3). Nous avons sur le schéma structural présenté à la Figure III-11a replacé les limites de ces différentes zones tout en les renommant en zone 1, 2, 3 et 4.

Les zones 1 à 3 correspondent aux différentes zones du versant déstabilisé. La zone 1 représente la zone en tassement ou zone sommitale et possède une surface de 0,34 km². La zone 2 ou zone en accumulation comprend pour une surface totale de 0,48 km² la zone intermédiaire située entre les zones 1 et 3 ainsi que la partie basse du versant déstabilisé. Une modification a toutefois été apportée à la limite entre zone 1 (zone en tassement) et zone 2 (zone en accumulation). Nous proposons en effet que cette limite suive le sillon de la grande Combe (grand linéament bleu en forme de vague, Figure III-11a) qui est un bon marqueur d'un point de vue structural et géomorphologique de la transition entre ces deux zones. La zone 3 également appelée zone frontale ou zone des Ruines correspond à la plus petite zone du mouvement (0,05 km²) mais également à la plus active. La dernière zone, la zone 4 appartient quant à elle à la partie stable du versant et représente la zone directement située à la périphérie de la zone déstabilisée.

Pour chacune de ces zones, nous avons sur la base de l'analyse structurale réalisée précédemment recensé les fractures présentes et reporté leur direction dans un diagramme en rosace (Figure III-11c). Pour la Zone 1, on peut distinguer deux directions majeurs N70 ± 10° et N100 ± 10° qui représentent respectivement 43 % et 33 % des linéaments observés (Tableau III-1). Deux autres directions N40 ± 10° et N130 ± 10° sont également identifiées bien que moins bien exprimées (respectivement 15 et 7 %). On observe enfin de manière anecdotique une dernière direction N40 ± 10° avec uniquement 2% des linéaments. Pour la zone 2, 69% des linéaments recensés présentent une direction N70 ± 10°. Pour les linéaments restant ils adoptent majoritairement (24 % des linéaments) une direction N40 ± 10°, les dernier 8 % étant en effet repartis entre deux directions minoritaires N100 ± 10° (6 % des linéaments) et N10 ± 10° (2 % des linéaments). Aucun linéament orienté N130 ± 10° n'est observé dans cette zone. Pour la Zone 3, trois directions N70 ± 10°, N100 ± 10° et N130 ± 10° sont identifiées. Comme pour les zones précédentes (1 et 2) la direction prédominante est N70 ± 10° avec ici un pourcentage correspondant à 75 % des linéaments. Les 25 % de linéaments restant sont quant à eux partagés entre les deux directions N100 ± 10° et N130 ± 10°. Aucun linéament orienté N10 ± 10° ou N40 ± 10°n'a été recensé dans cette zone. Pour la dernière zone la Zone 4, la direction majoritairement adoptée est N40 ± 10° avec 41% des linéaments. On retrouve également dans cette zone, les quatre autre directions identifiées précédemment à savoir : les directions N70 ± 10° et N100 ± 10° relativement bien représentées avec respectivement 26 % et 18 % des linéaments et les directions minoritaires N10 ± 10° (9 %) et N130 ± 10° (6 %) qui se partagent les linéaments restant.

Pour pouvoir comparer les caractéristiques des linéaments observées dans les différentes zones, les données du Tableau III-1 ont été représentées sous la forme d'un histogramme à la Figure III-12.

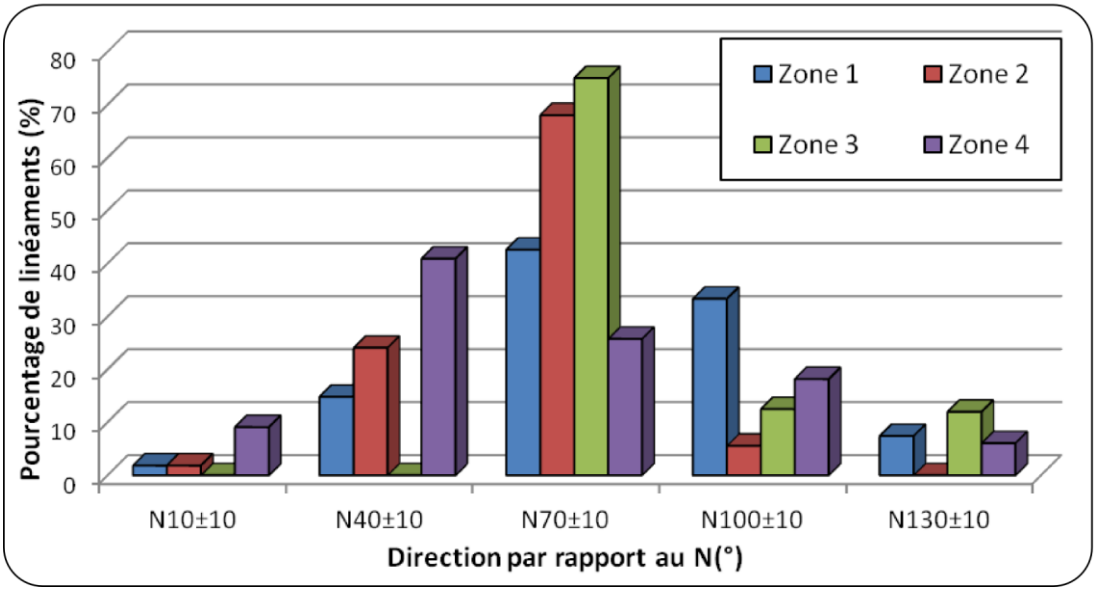


Figure III-12 Histogramme des caractéristiques des linéaments observés dans chacune des zones.

L'analyse de ce graphique montre :

- des linéaments N70±10° présent dans l'ensemble des zones mais de façon prédominante dans les zones 1 à 3 qui correspondent au versant déstabilisé ;
- des linéaments N40±10° globalement bien représentés (majoritaires dans la zone 4) bien qu'absent de la zone 3
- des directions présentes de façon importante que dans certaines zones du versant. Ceci est particulièrement bien observé pour les linéaments N100 ± 10° bien exprimés dans la zone 1 (Figure III-11a) ou encore pour les linéaments N10 ± 10° presque exclusivement observés dans la zone 4. On peut également souligner l'absence dans la zone 3 des linéaments N10±10° et N40±10° et des linéaments N130 ± 10° dans la zone 2.

III.3.2 Caractérisation structurale en profondeur

Sur la Figure III-13a sont localisées quatre galeries permettant d'observer la fracturation en profondeur. Trois de ces galeries sont d'anciennes galeries de mines situées aux cotes 585, 670, et 900m. Avec des entrées localisées dans la partie stable du versant (zone 4) les galeries 585 et 670 ont été respectivement creusées sur 240 et 88 m de long dans la zone très active du mouvement (zone 3). La galerie 900 longue de 60 m est quant à elle localisée à la limite entre les zones 1 et 2. La 4ème galerie située à la cote 710 m dans la zone 2 correspond à la galerie de reconnaissance géologique creusée sur une longueur de 240 m. Pour chacune de ces galeries des relevés de la fracturation ont été réalisés par le CETE [*Vengeon*, 1998; *Kasperski*, 2008]. Nous proposons ici de réaliser une analyse structurale sur la base de ces relevés.

Pour cela nous avons dans un premier temps représenté pour l'ensemble des fractures relevées dans ces quatre galeries (1) la direction de la fracture dans un diagramme en rosace (Figure III-13b), (2) la direction du pendage dans un graphique radar (Figure III-13c) et (3) son inclinaison

dans un diagramme en rosace (Figure III-13d). Cette première analyse permet de définir les tendances générales qui se dégagent pour la fracturation en profondeur à savoir les directions principales du plan de fractures et du pendage et les principales inclinaisons du pendage. Les directions de fractures présentées sur le diagramme en rosace (Figure III-13b) peuvent ainsi être regroupées autour des cinq mêmes directions mises en évidence par l'analyse structurale de surface. A ces directions on peut ajouter une 6ème direction N150 ± 10°. Avec 29 % de la fracturation (Tableau III-2) l'orientation N100±10° apparait comme l'orientation dominante. On retrouve pour les autres directions des pourcentages assez proches suggérant une distribution équivalente de la fracturation entre chacune de ces orientations (Tableau III-2). Les relevés réalisés dans ces galeries ont également fournis des données concernant l'orientation et l'inclinaison du pendage de ces fractures. Pour les directions de pendage reportées sur le graphique radar (Figure III-13c), trois directions principales sont identifiées N, NE et S. Elles représentent à elles trois 60% de la fracturation, le reste étant à peu près équi-réparti entre les cinq directions restantes (E, SE, SW, W et NW). Pour l'inclinaison de ces fractures, trois intervalles regroupant chacun 1/3 de la fracturation ont été définis : 30 à 60°, 60 à 80° (fractures subverticales) et 80 à 90° (fractures verticales).

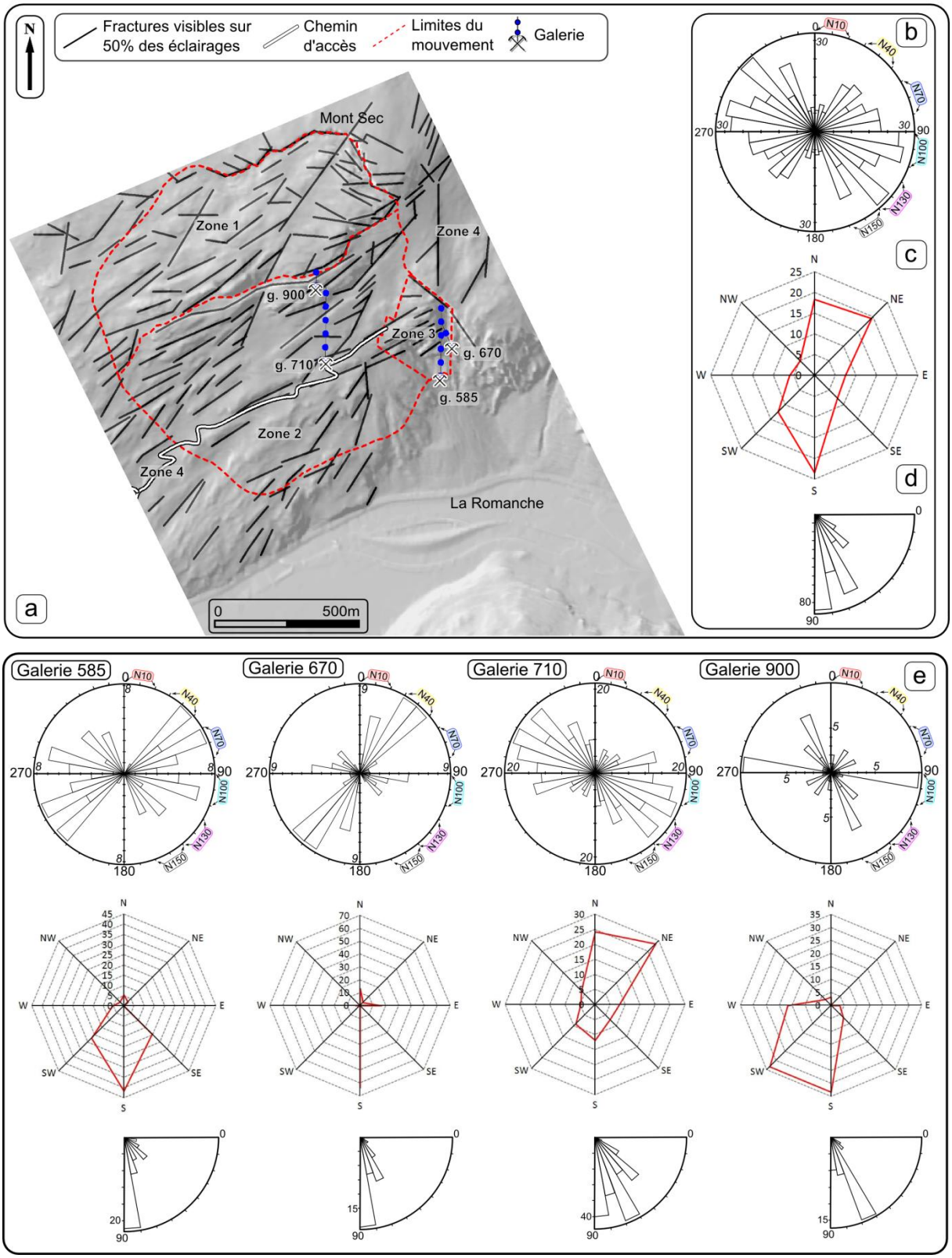


Figure III-13 a) Schéma structural du versant de Séchilienne avec localisation des quatre galeries (g.585, g.670, g.710, g.900). b) mesure de la direction des fractures (diagramme en rosace, intervalle = 10°) observées dans l'ensemble des galeries c) mesure de la direction du pendage (diagramme radar) des fractures observées pour chacune des galeries. d) inclinaison du pendage (diagramme en rosace, intervalle = 10°) des fractures observées pour chacune des galeries. e) ensemble des mesures (direction des fractures, direction du pendage, inclinaison du pendage) pour les galeries 585, 670, 710 et 900.

Caratéristiques de la fracturation		Pourcentage de fracturation (%)				
		Ensemble des galeries	Galerie 585	Galerie 670	Galerie 710	Galerie 900
Direction des fractures par rapport au N (°)	N10±10	10	0	20	11	11
	N40±10	16	24	43	9	9
	N70±10	14	28	4	13	11
	N100±10	29	26	20	23	31
	N130±10	20	15	13	22	17
	N150±10	10	7	0	9	20
Direction du pendage	N	18	6	13	24	3
	NE	20	3	3	28	0
	E	7	0	17	8	3
	SE	8	19	0	7	7
	S	23	42	63	12	33
	SW	12	22	0	9	33
	W	6	6	3	5	17
	NW	5	3	0	6	3
Inclinaison pendage (°)	30-60	32	31	20	38	19
	60-80	35	15	30	39	50
	80-90	33	54	50	23	31

Tableau III-2 Caractéristiques de la fracturation (direction de la fracture, direction et inclinaison du pendage) relevée dans les quatre galeries présentes sur le versant de Séchilienne.

Nous avons par la suite analysé chacune de ces galeries individuellement pour préciser les premières observations et mettre éventuellement en évidence des caractéristiques de la fracturation (directions de la fracture, direction ou inclinaison du pendage) propres à chacune des galeries :

Galerie 585 m : Les fractures relevées dans la galerie 585m sont majoritairement regroupées (environ 80%) autour de trois directions principales : N40 ± 10°, N70 ± 10° et N100 ± 10°. Deux directions moins importantes N130 ± 10° et N150 ± 10° avec respectivement 15 et 7 % ont également été identifiées. Aucune fracture N10 ± 10° n'a été relevée dans cette galerie. Le diagramme en radar Figure III-13e révèle pour cette fracturation un pendage Sud prédominant avec prés de la moitié de la fracturation relevée (42 %, Tableau III-2). A cette direction peuvent être associées les directions inter cardinaux Sud-Est (19 %) et Sud-Ouest (22 %). Pour l'inclinaison du pendage celle-ci est globalement verticale (intervalle 80 à 90°) avec plus de 50 % de la fracturation. Les fractures comprises entre 30 et 60° sont également nombreuses avec 31 % de la fracturation. Pour cet intervalle le maximum de fractures est observé entre 40 et 50°.

Galerie 670 m : Pour la galerie 670 localisée à proximité de la galerie 585 le diagramme en rosace associé met en évidence une direction N40 ± 10° majoritaire (43 % de la fracturation) à laquelle s'ajoutent deux directions secondaires N10 ± 10° et N100 ± 10° représentant chacune 20 % de la fracturation. A ces directions de fracturation s'ajoutent la direction N70 ± 10 minoritaire (4% de la fracturation) et N100±10° mieux exprimée (13 % de la fracturation). La fracturation présente dans cette galerie un pendage majoritairement Sud (63 % de la fracturation) avec toutefois 2 direction secondaires Nord (13 % de la fracturation) et Est (17 % de la fracturation). Les autres directions sont quant à elles minoritaires voir inexistantes. Avec 50% de la fracturation, les fractures à pendage verticales sont prédominantes. Pour la seconde moitié de la fracturation l'inclinaison du pendage est repartie entre les intervalles 30-60° (20 % de la fracturation) et 60-80° (30 % de la fracturation).

Galerie 710 m : on retrouve pour les fractures relevées dans la galerie de reconnaissance l'ensemble des directions identifiés dans les galeries 585 et 670. La majorité de la fracturation (65%) est toutefois située entre N100 ± 10° et N150 ± 10°. A noter la présence de nombreuses fractures avec une direction comprise entres les directions N100 ± 10° et N130 ± 10° (11%). Pour la fracturation restante, elle se repartie essentiellement entre les directions N70±10° (13%), N10±10° (11 %) et N40 ± 10° (9 %). Le diagramme radar associé à cette galerie montre un pendage globalement Nord à Nord-Est (52 % de la fracturation) avec une inclinaison allant de 30 à 90°. Les intervalles 30-60°, 60-80° et 80-90° représentent respectivement 38, 39 et 23 % de l'inclinaison adoptée par la fracturation. Pour les intervalles 30-60° et 60-80° on peut distinguer un maximum entre 40-50° et 60-70°

Galerie 900 m : la galerie 900 située au dessus de la galerie 710 présente une fracturation orientée majoritairement N100 ± 10° à N150 ± 10° (68 % de la fracturation) avec une direction N100 ± 10° bien exprimée. Le pourcentage restant de la fracturation est quant à lui partagé entre les directions N70 ± 10° (11%), N10 ± 10° (11 %) et N40 ± 10° (9 %). On retrouve pour cette galerie des fractures presque essentiellement pentées vers le Sud/Sud-Ouest (66 % des fractures) avec une inclinaison globalement comprises entre 60 et 80° (50 %).

Pour pouvoir comparer les caractéristiques de la fracturation observée dans chacune des galeries nous avons sur les histogrammes de la Figure III-14 représenté l'ensemble des données présentées dans le Tableau III-2.

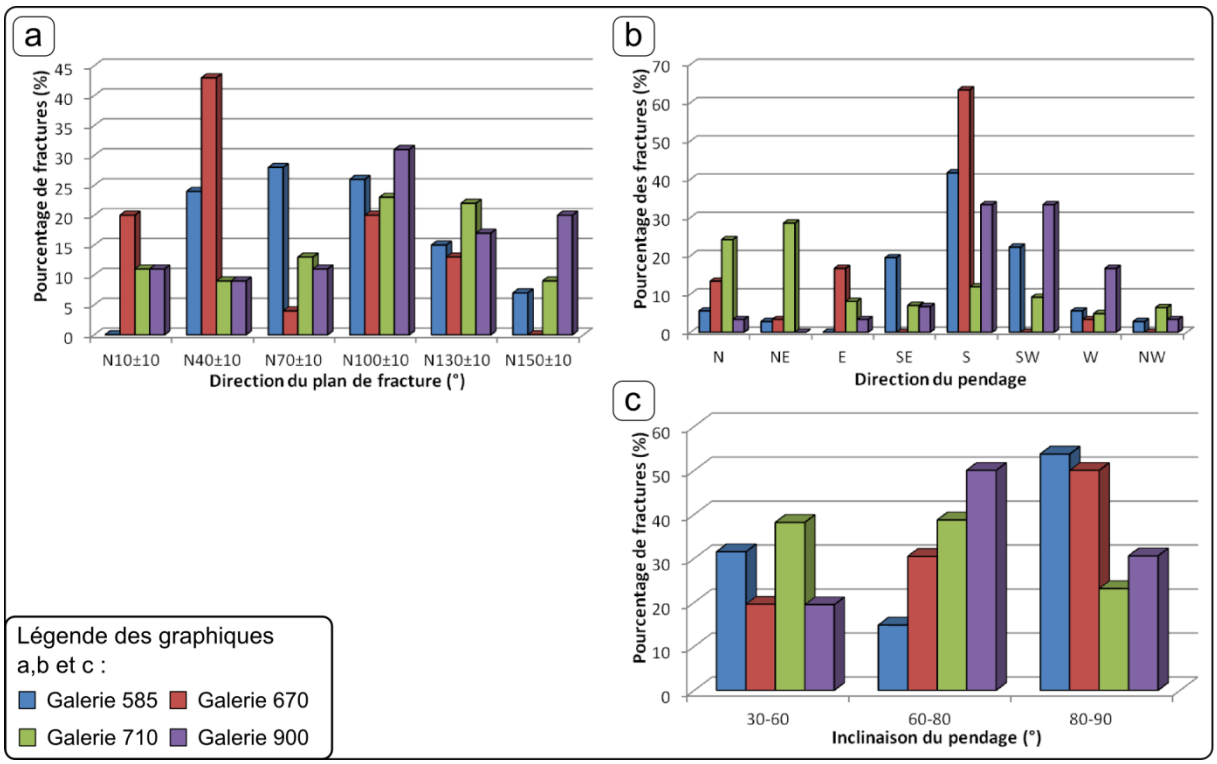


Figure III-14 Histogrammes des caractéristiques de la fracturation observée dans les galeries 585 (bleu), 670 (rouge), 710 (vert) et 900 (violet). a) direction de la fracturation b) direction du pendage et c) inclinaison du pendage.

Sur le graphique a de la Figure III-14, sont présentées les données concernant les directions adoptées par la fracturation relevée dans chacune des galeries. L'analyse de ce graphique montre tout d'abord que de façon assez générale la fracturation est assez bien repartie entre les différentes directions identifiées, ce qui explique que l'on n'observe pas pour l'ensemble des galeries de direction fortement prédominante. On peut également noter la bonne correspondance entre les galeries 710 et 900 qui présentent pour chacune des directions des pourcentages de fracturation assez proches. Cette observation est également faite entre l'ensemble des galeries pour les directions N100 ± 10° et N130 ± 10°. Ce graphique révèle de plus que des directions sont mieux exprimées dans certaines galeries. C'est notamment le cas des directions N10 ± 10° et N40 ± 10° mieux exprimées dans la galerie 670 ou encore N70 ± 10° dans la galerie 585.

Les données concernant la direction du pendage des fractures présentes dans les différentes galeries ont été représentées sur le graphique b (Figure III-14). Son analyse permet de mettre en évidence une direction de pendage globalement Sud pour la majorité des galeries à l'exception de la galerie 710 qui présente un pendage majoritairement penté vers le Nord.

Nous avons enfin représenté sur le graphique c (Figure III-14) les données d'inclinaison du pendage. On observe pour l'ensemble des galeries une fracturation majoritairement subverticale à verticale. Bien que moins importante une fracturation moins inclinée entre 30-60° est également présente dans chacune des galeries. On peut également noter la bonne correspondance entre les galeries situées à proximité 585-670 et 710-900.

III.3.3 Comparaison entre l'analyse structurale en surface et en profondeur

Afin d'établir le lien entre la fracturation observée à l'échelle régionale (paragraphe II.2.1), celle présente dans les galeries et les linéaments observés en surface nous avons rassemblé sur une même figure (Figure III-15a) les diagrammes en rosace présentant les directions adoptées par ces fractures et linéaments. A l'échelle régionale, l'étude réalisée par Le Roux et al, [2010] permet de distinguer (Chapitre II, paragraphe II.2.1) 5 directions principales pour la fracturation : (1) une direction de fractures N70° prédominante dans le domaine externe (2) une direction N40° également bien marquée 3) et des directions N/S, N100° ± 10° et N130° à N150°. La comparaison entre cette fracturation observée à l'échelle régionale et les linéaments que nous avons recensés à l'échelle du versant à partir du Mnt (paragraphe III.2.1) révèlent d'importantes similitudes dans les directions adoptées. On retrouve en effet pour les linéaments les cinq directions identifiées à l'échelle régionale avec une répartition assez semblable entre ces directions. La seconde comparaison est faite entre le diagramme en rosace obtenu à la surface du versant et celui obtenu pour la fracturation relevée dans les galeries. On retrouve pour la fracturation de galerie les différentes directions identifiées pour les linéaments de surface et à l'échelle régionale avec une répartition cependant différente.

En effet si l'on compare (Figure III-15a) cette répartition de la fracturation entre les différentes directions on peut s'apercevoir que contrairement à ce qui est observé pour le versant la fracturation de galerie présente pour l'ensemble des directions un pourcentage à peu près équivalent. Aucune direction réellement prédominante n'est donc observée.

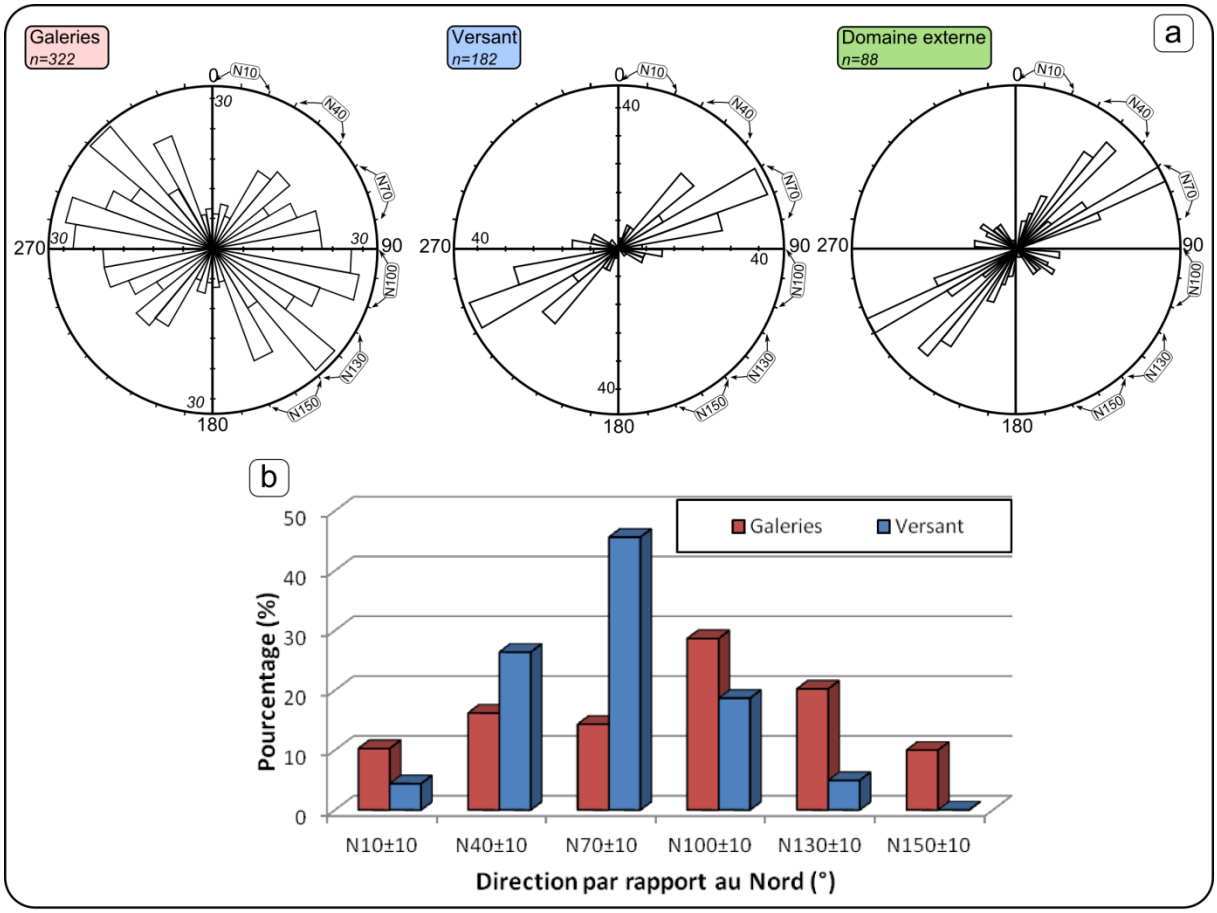


Figure III-15 a) Mesure de la direction des fractures et des linéaments (diagramme en rosace, intervalle = 10°) observées dans l'ensemble des galeries, à l'échelle du versant [*Le Roux et al.*, 2010] et à l'échelle régionale. b) Histogrammes des caractéristiques de la fracturation observée dans les galeries et des linéaments présents à la surface du versant.

Compte tenu du lien existant entre les linéaments de surface et la fracturation en profondeur (même directions adoptées), comment peut-on alors expliquer (1) les différences de répartition et (2) la présence d'une direction prédominante N°70 ± 10° uniquement pour les linéaments observés en surfaces ?

Nous avons vu dans le paragraphe III.2.1 que selon la direction adoptée les linéaments étaient d'avantage présent dans certaines zones du mouvement. Pour mieux comprendre cette répartition nous avons réalisé un comparatif par zone entre les linéaments observés en surface et la fracturation relevée dans les galeries sous la forme d'histogrammes (Figure III-16). On pourra ainsi comparer la fracturation des galeries 585 et 670 aux linéaments observés dans les zones 3 et 4 (Figure III-16a). Les galeries 710 et 900 seront quant à elles comparées aux linéaments présents des les zones 1 et 2 (Figure III-16b).

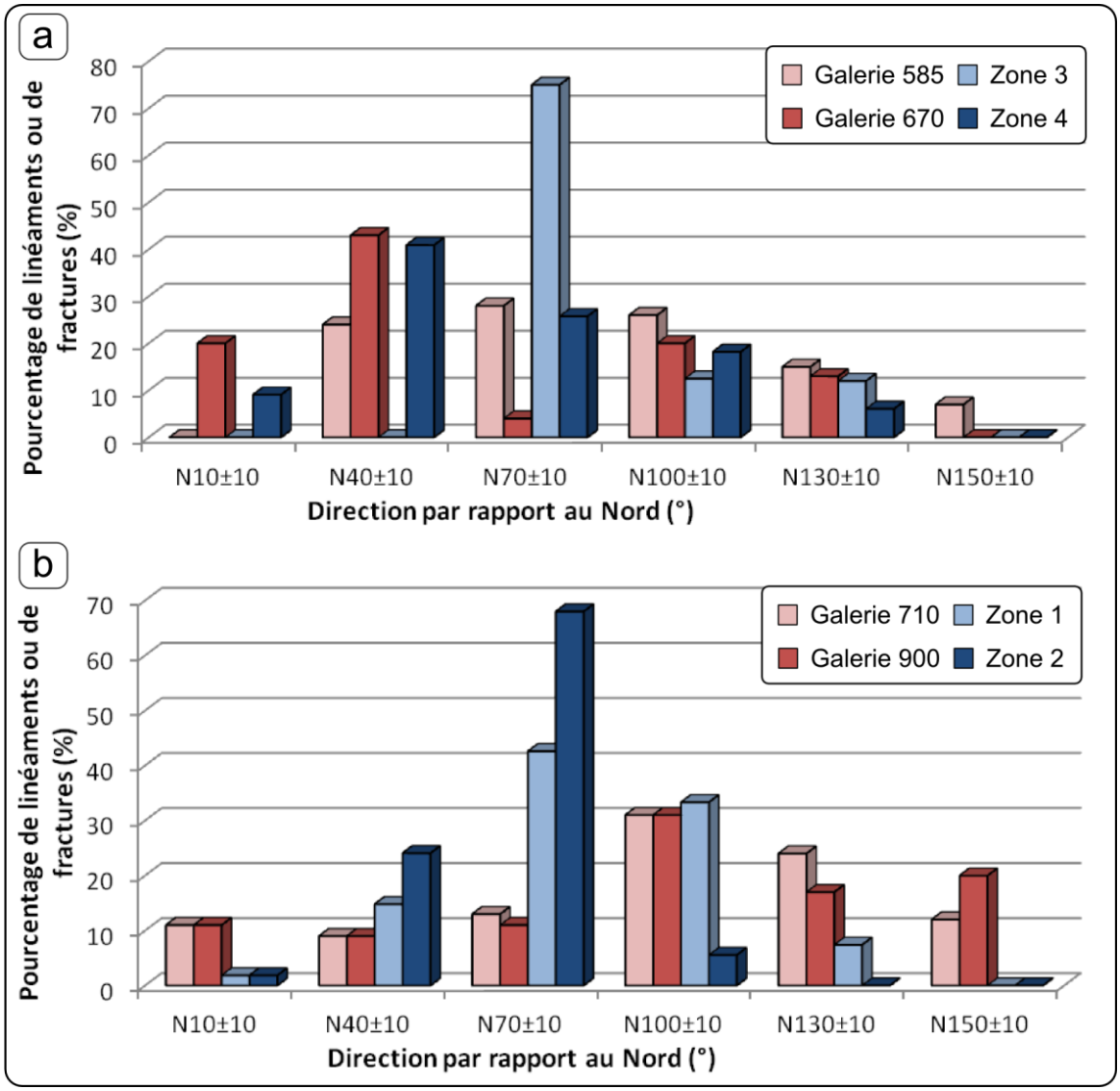


Figure III-16 Histogrammes des caractéristiques de la fracturation et des linéaments observés a) dans les galeries 585 et 670 et les zones 3 et 4 b) dans les galeries 710 et 900 et les zones 1 et 2.

L'analyse de la Figure III-16a permet de mettre en évidence :

- Une répartition globalement identique entre la fracturation et les linéaments pour les directions N100 ± 10°, N130 ± 10° et N40 ± 10°.

- une direction N10±10° absente de la zone 3 et de la galerie 585 alors qu'elle est bien exprimée dans la zone 4 et dans la galerie 670 pourtant située à proximité. Cette direction N/S uniquement observée dans la zone 4 et dans la galerie 670 peut être expliquée par la présence d'un accident majeur N/S et d'une fracturation N/S associée au niveau du couloir des Ruines. [*Rochet et al.*, 1994; *Vengeon*, 1998; *Vengeon et al.*, 1999; *Pothérat and Alfonsi*, 2001].

- une direction N70 ± 10° nettement prédominante pour les linéaments de la zone 3 (70 %) (zone des Ruines), alors qu'elle est minoritaire dans la galerie 670 et qu'elle représente moins de 30 % dans la zone 4 (zone stable) et dans la galerie 585.

L'analyse de la Figure III-16b montre :

- une orientation N70 ± 10° prédominante pour les linéaments présents dans les zones 1 et 2 (~40 et 70 %) alors qu'elle n'apparait que de façon minoritaire dans les galeries 710 et 900 ;
- une orientation N100 ± 10° bien adoptée pour les linéaments de la zone 1 et dans les galeries mais peu observée dans la zone 2.

Pour expliquer cette prédominance des linéaments de direction N70 ± 10° dans l'ensemble des zones du mouvement (zone 1 à 3) *Pothérat and Alfonsi* [2001] et *Le Roux* [2009] ont suggéré que ces linéaments résulteraient probablement de la déformation gravitaire affectant le versant. Contrairement aux linéaments orientées N30 ± 10° ou N140 ± 10° ils ne se seraient donc pas développés sur de structures tectoniques héritées.

Or nous avons vu que (1) des fractures orientées N70 ± 10° sont présentes à l'échelle régionale et dans la zone stable du versant (bien que moins bien exprimées) et (2) qu'en profondeur les fractures N70 ± 10° ne sont pas prédominantes (analyse galerie). De plus l'analyse de la Figure III-16b a révélé des linéaments N100 ± 10° bien exprimés dans la zone 1 et minoritaires dans la zone 2 alors que cette direction est fortement représentée dans les galeries 710 et 900 (zone 1). Les variations de la répartition des linéaments en surface ne sont donc pas corrélées à la fracturation en profondeur.

Sur le schéma structural présenté à la Figure III-17 les vecteurs de déplacements obtenus à partir de mesures géodésiques [*Vengeon*, 1998; *Meric et al.*, 2005; *Kasperski et al.*, 2010] ont été représentés. Cette figure montre des vecteurs de déplacements orientés vers le Sud pour la zone sommitale (zone 1) et N150° pour les zones 2 et 3 [*Kasperski et al,* 2010]. Ces vecteurs de déplacements sont donc perpendiculaires aux linéaments de directions N100 ± 10° dans la zone 1 et N70 ± 10° dans les zones 2 et 3. En admettant que le versant soit (1) découpé par cinq directions de fractures préexistantes (tectoniques) et que (2) les directions de déplacement observées actuellement soient représentatives du mouvement de la zone déstabilisée, on peut émettre l'hypothèse que les fractures tectoniques N70° ± 10° et N100° ± 10° subverticales à verticales ont été préférentiellement utilisées par la déstabilisation privilégiant ainsi le développement de linéaments N70 ± 10° dans l'ensemble du mouvement et de linéaments N100 ± 10° dans la partie sommitale (zone1).

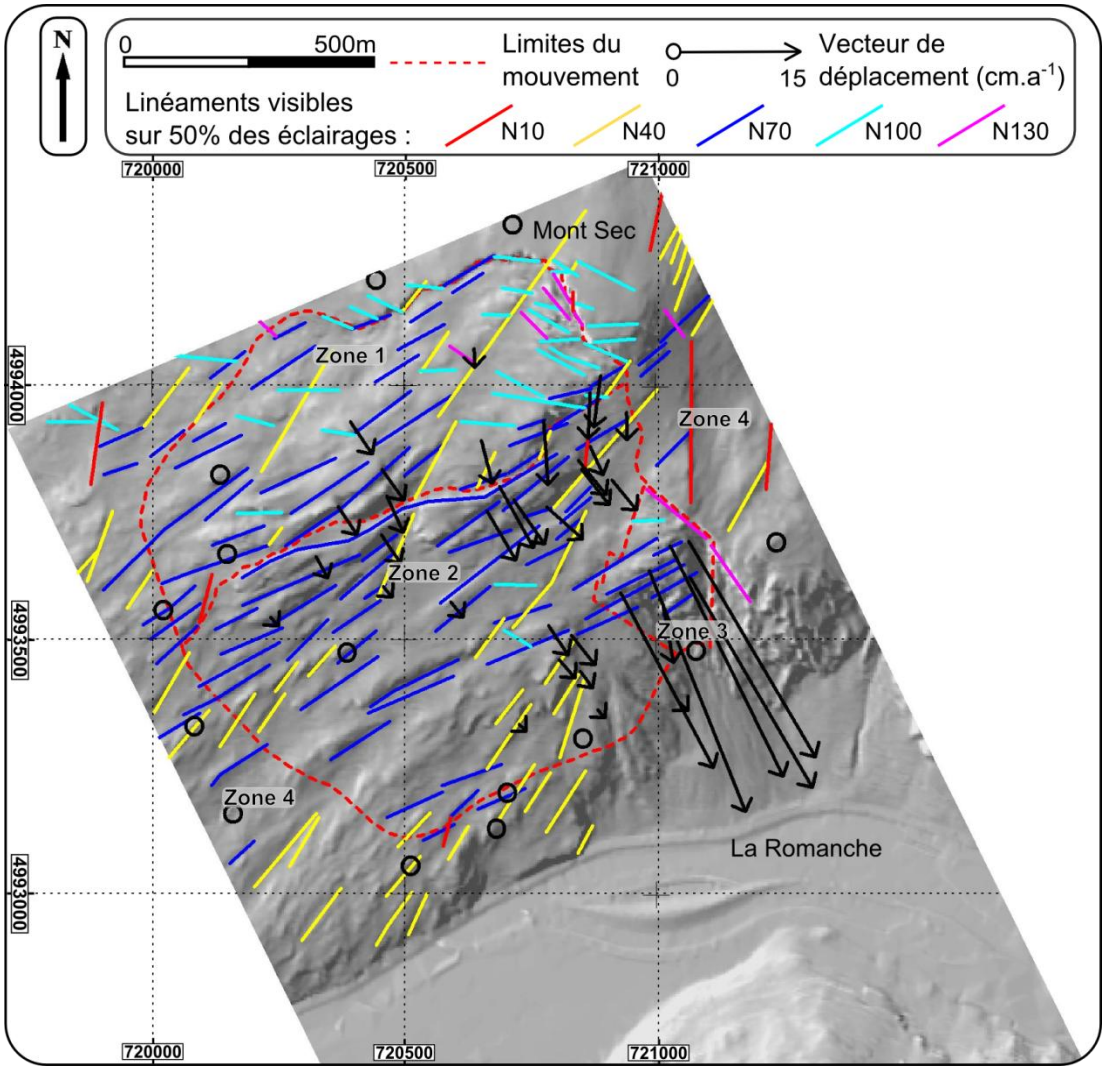


Figure III-17 Schéma structural du versant de Séchilienne obtenu à partir du MNT haute résolution (4m, CETE) , avec la représentation des limites du mouvement , des différentes zones et des vecteurs de déplacement [*Vengeon*, 1998; *Meric et al.*, 2005; *Kasperski et al.*, 2010].

III.3.4 Conclusion

L'analyse structurale réalisée à partir du Mnt à 4m a permis de proposer un schéma structural plus détaillé du versant de Séchilienne mais également des différentes zones (1 à 4) définies dans le mouvement. On peut retenir de cette analyse :

- des linéaments N70 ± 10° présent dans l'ensemble du versant mais de façon prédominante dans le mouvement (zone 1 à 3) ;
- des linéaments N100 ± 10° et N10 ± 10° respectivement bien exprimés dans la partie sommitale du mouvement (zone 1) et dans le versant stable (zone 4).

Ces observations viennent ainsi confirmer de façon statistique certaine des observations faites par *Vengeon,* [1998] et *Pothérat and Alfonsi* [2001] mettant en évidence un versant différemment structuré en surface.

Afin d'apporter des précisions à ce schéma structural nous avons par la suite effectué au moyen des relevés de fracturation réalisés dans quatre galeries présentes dans le mouvement une analyse permettant de mettre en évidence :

- une fracturation globalement homogène dans le versant est assez bien repartie entre les différentes directions identifiées N10° ± 10°, N40° ± 10°, N70° ± 10°, N100° ± 10° et N130° ± 10° auxquelles on peut associer la direction N150° ± 10°.

- Une fracturation avec une direction de pendage globalement Sud pour la majorité des galeries à l'exception de la galerie 710 qui présente un pendage majoritairement penté vers le Nord

- Une inclinaison de la fracturation comprise entre 30 et 90°.

La comparaison entre la fracturation observée à l'échelle régionale (paragraphe II.2.1), celle présente dans les galeries et les linéaments observés en surface a permis d'établir le lien entre les fractures observées dans le massif et les linéaments observés en surface. Ainsi bien que le versant soit découpé par une fracturation globalement homogène est présentant cinq directions principales, la prédominance de linéaments N70° dans l'ensemble du mouvement et de linéaments N100° ± 10° dans la zone 1 suggère que les linéaments se sont préférentiellement développés sur des fractures préexistantes orientées N70° et N100° ± 10°. Un développement préférentiel qui semble être lié à la déstabilisation gravitaire comme le suggèrent les déplacements en surface perpendiculaires aux fractures N70° ± 10° et N100° ± 10°.

La question se pose toutefois sur le rôle de la fracturation sur la déstabilisation ? Quel va être le rôle de la fracturation selon son orientation, son pendage (direction et inclinaison). A-t-on un contrôle de la fracturation sur la déstabilisation et son déplacement ou au contraire est-ce la déstabilisation qui selon son déplacement va privilégier certaine fracturations selon leurs directions ou pendage.

Bien que le lien semble avoir été établi entre les linéaments en surface et la déstabilisation suggérant une origine gravitaire à quoi correspondent ces structures sur le terrain. L'étude géomorphologique réalisée par Le Roux [2009] indique que ces linéaments correspondent à des escarpements ou à des dépressions linéaires. Pour préciser ces observations nous proposons dans le paragraphe suivant une caractérisation géomorphologique du mouvement de Séchilienne.

III.4 Caractérisation géomorphologique dans le mouvement de Séchilienne

Il existe dans le versant de Séchilienne une diversité d'objets géomorphologiques liés à l'héritage tectonique et glaciaire mais également à la déstabilisation gravitaire affectant le versant. Il est donc important de pouvoir caractériser ces différents objets géomorphologiques pour pouvoir déterminer leur origine. Pour ce travail nous nous baserons sur des données structurales obtenues dans le paragraphe II.2 ainsi que sur des observations de terrain.

III.4.1 Les paléo-surfaces glaciaires : héritages de l'érosion glaciaire

Lors du dernier maximum glaciaire (LGM), le glacier de la Romanche a recouvert le versant de Séchilienne jusqu'à l'altitude de 1200m [*Monjuvent*, 1978](Figure III-18a, dépôt de moraine au dessus du profil S3 ; Figure III-18b). L'activité érosive associée à son écoulement sur le versant et à la charge détritique présente dans la glace basale (paragraphe I.3.1.2) a alors façonné le substratum rocheux principalement composé de micaschistes (Figure III-18b1, tracée bleu). En résulte différentes formes d'érosion mineures (Figure III-18c, d, e et f) : roches moutonnées, surfaces striées, polis glaciaires, qui lors du retrait progressif du glacier ont été exposées à la surface et donc aux rayonnements cosmiques (Pg2, 16,6 ± 0,6 ^{10}Be kaFigure III-18). Présents sur l'ensemble du versant (du plateau à 1100m jusqu'au pied du versant à 380m) ces indices morphologiques sont dans la partie haute du versant principalement observés à la surface des blocs mis en relief et individualisés (Figure III-18b3) par la déstabilisation affectant le versant de Séchilienne. Sur la carte géomorphologique drapée sur le MNT (Figure III-18a), ces blocs peuvent facilement être identifiés dans la partie amont (zone 1) avec un relief caractéristique en forme de bute délimitée par des escarpements d'origine gravitaire (Figure III-18b3, tracé rouge) et par des sillons comblés par des dépôts de sols (débris rocheux, sol, résidus végétaux). Pour illustrer les différentes formes d'érosion glaciaires qui ont été observées sur le terrain, quatre exemples sont présentés sur les Figure III-18c, d e et f. Le premier exemple est situé dans la zone amont Figure III-18c et correspond à une roche moutonnée reconnaissable par sa morphologie convexe caractéristique et sa surface polie présentant localement quelques stries. Le contraste de morphologie entre le coté amont polie et arrondi et le coté aval abrupt permet de déterminer la direction et le sens (du SE vers le NW) dans lequel s'écoulait le glacier (flèche bleue, Figure III-18c). Des paléo-surfaces glaciaires horizontales et planes sont également présentes dans le mouvement. La Figure III-18d montre l'une de ces surfaces sur laquelle apparaissent de nombreuses stries. Ces stries de faibles largeurs (pluri-millimétriques) et de longueurs pluri-centimétriques, sont le résultat du frottement sur le substratum des débris rocheux présents à la base du glacier. Leur orientation (NE-SW) donne la direction dans laquelle s'écoulait le glacier. La dernière forme d'érosion glaciaire pouvant être rencontrée et le poli glaciaire (Figure III-18e et f). Ces surfaces lisses et aplanies ont un aspect luisant consécutif à l'abrasion de la surface par des débris fins. Les deux polis glaciaires présentés sur les Figure III-18e et f sont situés dans la zone plus interne du mouvement et sont respectivement observés sur une surface subhorizontale et verticale. Dans le second cas, la confusion pourrait être faite avec un escarpement d'origine gravitaire. Cependant la géométrie légèrement convexe de la surface avec vers le sommet une géométrie légèrement concave pouvant correspondre à une cannelure (sillons décimétriques à

métriques donnant une allure de tôle ondulée à la surface) ne laisse pas de doute sur l'origine glaciaire de cette surface. Un poli glaciaire ne donne aucune indication sur la direction et le sens d'écoulement glaciaire, il faut donc rechercher sur les surfaces où elles sont présentes d'autre formes glaciaires associées (stries, cannelures). Pour ces exemples e et f ce sont les stries (NE-SW) en surface dans le premier exemple et la cannelure (E-W) dans le second qui permettent de déduire la direction d'écoulement. A partir de ces données la direction de l'écoulement du glacier sur le versant de Séchilienne peut être déterminée. Cet écoulement varie d'Est en Ouest, avec à l'est du versant un écoulement vers le NW perpendiculaire au versant qui devient rapidement parallèle au versant avec une direction E-W pour finir NE-SW à l'Ouest du versant. En plaçant ces données sur une photographie aérienne du versant de Séchilienne (Figure III-18g), on peut mettre en évidence la similitude entre l'orientation de l'écoulement glaciaire et celle actuelle de la rivière de la Romanche et de la vallée. On retrouve dans ces trois directions (NW-SE ; E-W ; NE-SW) celles des principales familles de fractures observées à l'échelle régionale, ce qui dénote du contrôle structurale sur la mise en place de la vallée de la Romanche [*Debelmas and Sarrot-Reynauld*, 1960].

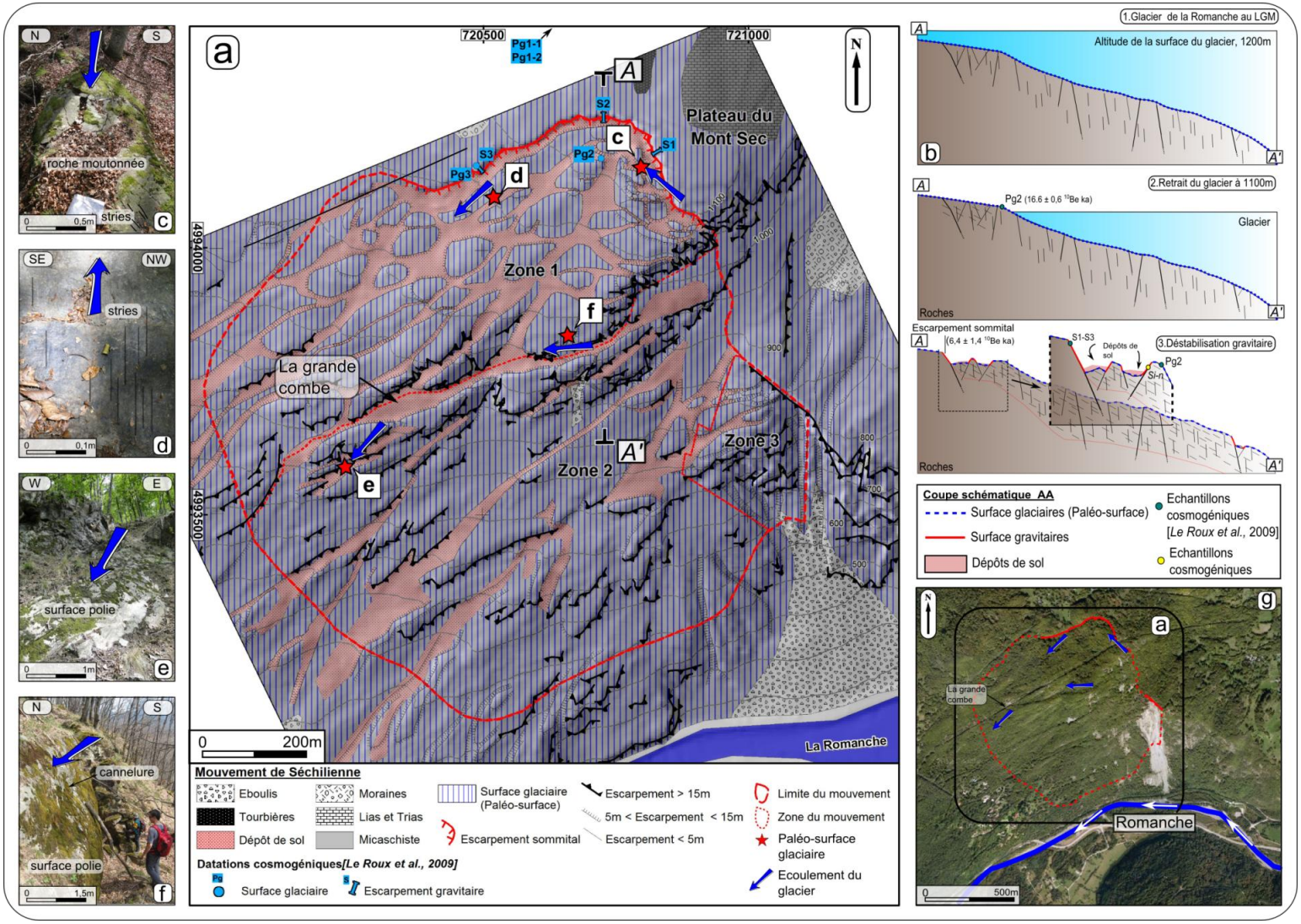


Figure III-18 Carte géomorphologique du mouvement de Séchilienne drapée sur le Mnt à 4m du mouvement (4m) avec localisation des échantillons prélevés par Le Roux et al., en 2009. Localisation des indices morphologiques caractéristiques d'une surface glaciaire (étoile rouge). Localisation de la coupe schématique AA'. B) Coupe schématique retraçant l'histoire du versant de Séchilienne du maximum glaciaire (LGM) jusqu'à l'initiation de l'escarpement sommital. Avec Indication des différentes surfaces pouvant être échantillonnées. Pgi : échantillons surfaces glaciaires ; Si-n : échantillons surfaces gravitaires ; tracé bleu : surfaces glaciaires ; tracé rouge : surfaces gravitaires. Photographies des différentes formes d'érosion glaciaire présentes dans le mouvement C) roche moutonnée d) surface striée e) surface polie subhorizontale f) surface polie verticale. g) Photographie aérienne du versant de Séchilienne [Image Cnes/Spot, ©2013 Google] avec la localisation des directions de l'écoulement glaciaire et de la rivière de la Romanche.

III.4.2 Les escarpements

Un escarpement est défini comme une rupture de pente reliant deux surfaces d'altitudes différentes. Sur la base du travail de caractérisation géomorphologique réalisé par *Vengeon* en 1998, et d'observations de terrain, nous avons classé en trois catégories (Figure III-19a) les escarpements présents dans le mouvement de Séchilienne :

1) les escarpements avec une hauteur supérieure à 15 m (majeurs) principalement observés dans la zone en bombement (zone 2) du mouvement ;

2) les escarpements avec une hauteur comprise entre 5 et 15 m (intermédiaires) ;

3) et les escarpements avec une hauteur inférieure à 5m (mineurs). Ces deux dernières catégories d'escarpements bien qu'observées dans l'ensemble du mouvement sont plus particulièrement présentes dans la zone en tassement (zone 1).

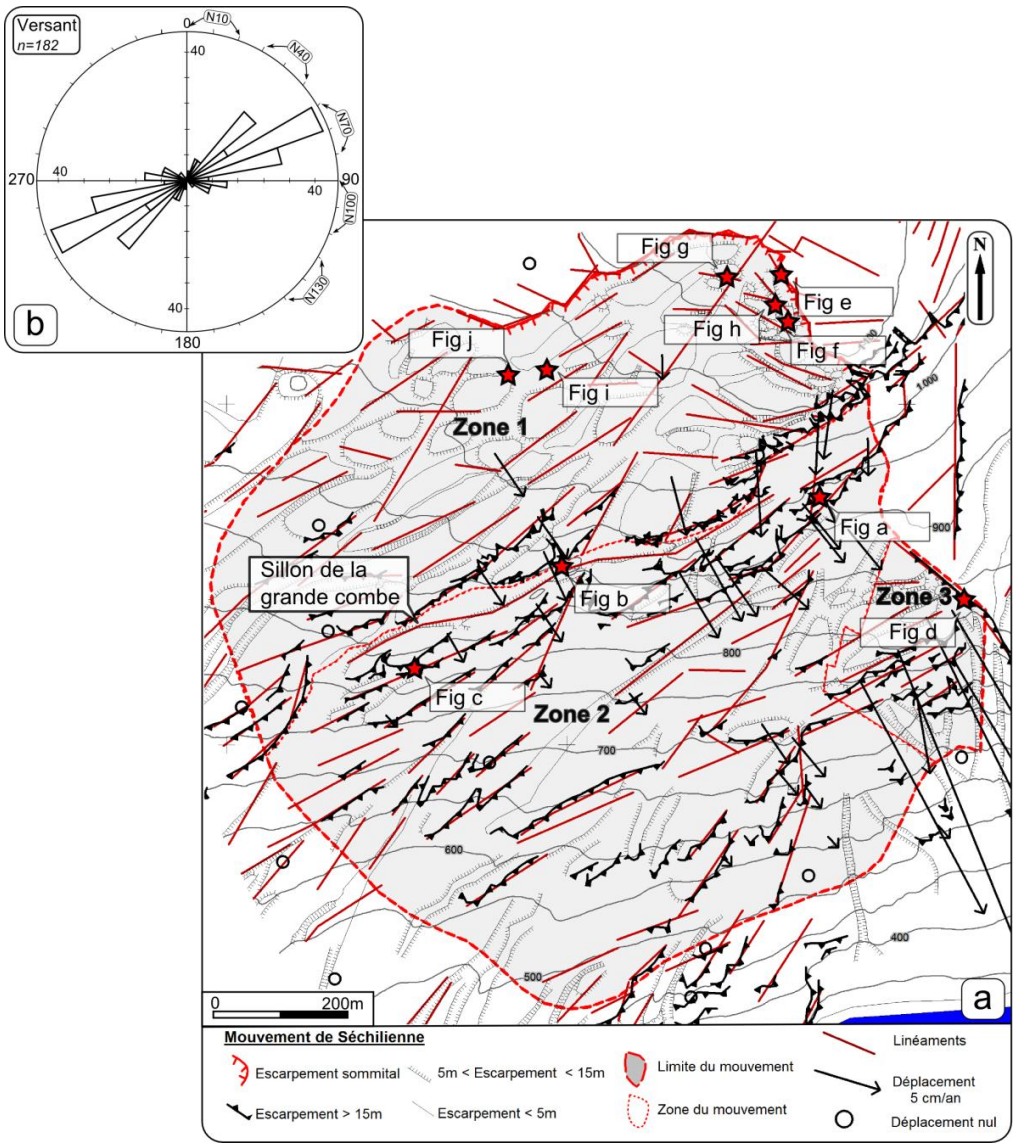


Figure III-19 a) Carte géomorphologique et structurale du mouvement de Séchilienne. Représentation des linéaments relevés à partir du Mnt à 4m du mouvement (CETE). Représentation des vecteurs de

déplacements obtenus par mesures géodésiques (CETE). Localisation des différents escarpements types présents dans le mouvement (étoile rouge). b à j photographies des escarpements observés sur le terrain avec direction de la pente (fond de la vallée).

Pour établir l'origine de ces escarpements nous avons dans un premier temps confronté sur une même carte (Figure III-19) ces escarpements ainsi que les linéaments résultant de l'analyse structurale du versant réalisée à partir du MNT à 4 m (Cete, Chapitre III) et les vecteurs de déplacement (données géodésiques du CETE). A ce premier travail d'analyse cartographique nous avons associé un travail de terrain avec la réalisation d'un inventaire d'escarpements types pouvant être observés dans la déstabilisation. La localisation de ces escarpements est reportée sur la Figure 2.

La représentation en rose-diagramme de l'analyse structurale met en évidence 3 directions principales pour les linéaments : N40 ± 10°, N70 ± 10° et N100 ± 10° (Figure III-19). La comparaison entre les linéaments N70 ± 10° prédominant dans le mouvement et les escarpements présents dans le mouvement montre une bonne correspondance entre ces linéaments et les escarpements majeurs (escarpement > 15m) présents dans l'ensemble du versant. Ces escarpements sont toutefois plus nombreux au niveau de la grande combe (grand sillon surligné par un grand linéament dessinant une vague, Figure III-19a) où ils marquent la transition entre la zone 1 et la zone 2. Ils sont également bien observés dans la zone 3 qu'ils découpent en lanières (Figure III-19). Si l'on s'intéresse aux vecteurs de déplacement, ils montrent pour ces zones 2 et 3 une direction générale N145-160° perpendiculaire aux escarpements N70 ± 10°et mettent ainsi en avant le contrôle structural de ces structures sur le mouvement. L'origine de ces escarpements majeurs N70 ± 10° est donc liée à la déstabilisation affectant le versant de Séchilienne.

Les Figure III-20a, b et c (localisés sur la Figure III-19) illustrent le type d'escarpement majeurs et N70 ± 10° que l'on peut observer à la bordure du sillon de la grande combe à la transition entre les zones 1 et 2. La principale observation faite pour ces escarpements au minimum d'une vingtaine de mètres de haut et l'importante activité érosive sur leurs surfaces (chutes de blocs, éboulement) qui est probablement induit par des déplacements plus importants (~5 cm) dans cette zone (Figure III-20a,c). On retrouve ainsi pour ces escarpements une morphologie assez irrégulière avec au pied de l'escarpement la présence de blocs ou d'éboulis qui viennent remplir et recouvrir le sillon situé en pied (Figure III-20c). L'ouverture de ce sillon associée au basculement des blocs permet la création de contre-escarpements en exposant la face arrière du bloc.

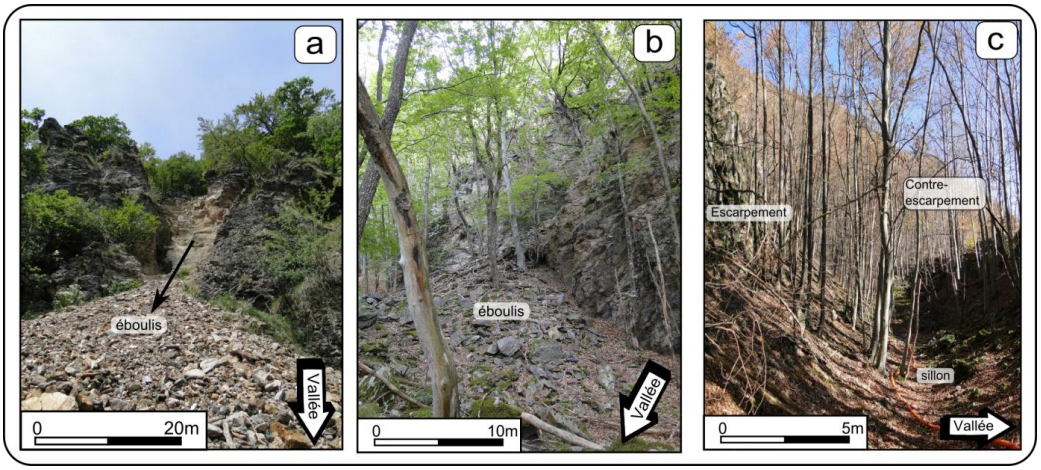


Figure III-20 a,b et c. Exemples d'escarpement gravitaire N70 majeurs observés aux niveaux du sillon de la grande Combe.

Les déplacements observés dans le mouvement ne se font cependant pas uniquement perpendiculairement aux escarpements N70 ± 10° ils s'orientent également selon les zones du mouvement (zone1, 2 ou 3) comme le montre les vecteurs de déplacement aux linéaments orientés N40 ± 10°, N100 ± 10° et N130 ± 10°. Sur le terrain ces linéaments correspondent majoritairement à des escarpements intermédiaires à mineurs. On retrouve cependant quelques exceptions comme cet escarpement présenté sur la Figure III-21.

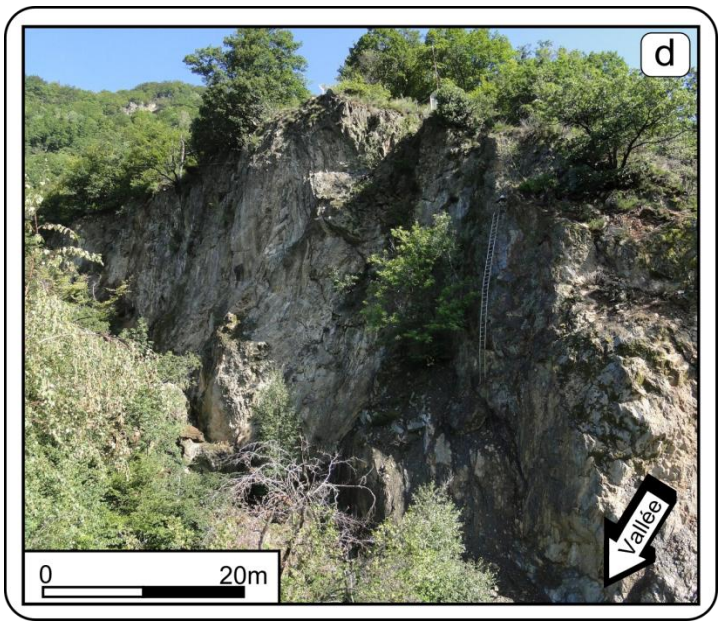


Figure III-21 Exemple d'un escarpement gravitaires majeurs utilisant une structure tectonique héritée orientée N120.

Cet escarpement majeur de 200m de long et de 30m de haut d'origine gravitaire réutilise un réseau de faille préexistant à l'est de la déstabilisation. Cet escarpement marque ainsi de façon franche à l'Est la limite entre la zone stable à l'Est (déplacements nuls) et la zone 3 caractérisée par d'importants déplacements (Figure III-19).

Le meilleur exemple de l'utilisation de ces structures tectoniques héritées par la déstabilisation est situé dans la partie amont du versant (Figure III-22).

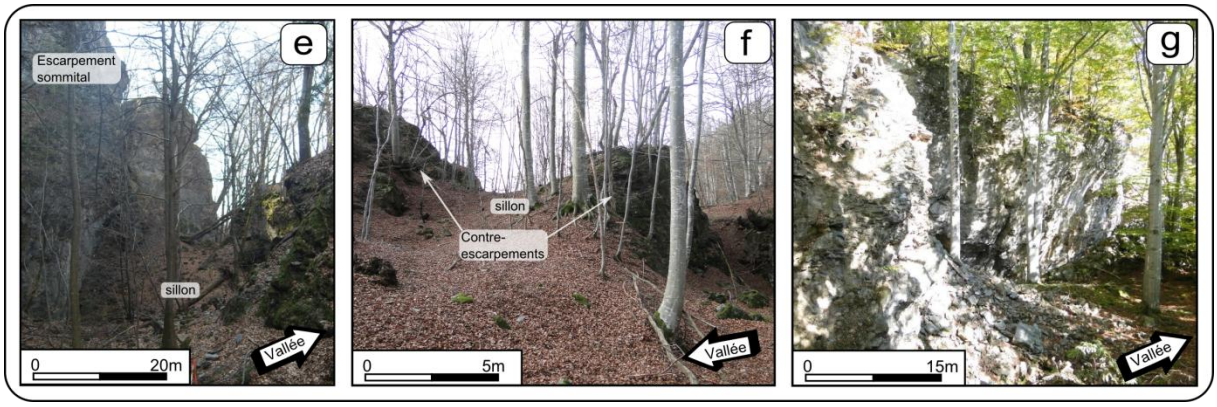


Figure III-22 Exemple d'escarpement gravitaires majeurs et intermédiaires utilisant des structures tectoniques héritées. E) Escarpement sommital f) contre –escarpement g) escarpement intermédiaire situé à l'aval de l'escarpement sommital.

Cet exemple correspondant à l'escarpement sommital (Figure III-22e) qui marque la limite amont entre zone stable et zone instable et sur lequel ont été réalisés les premiers profils d'échantillonnages, S1 à S3 [*Le Roux et al.*, 2009]. Cet escarpement de 30m de haut (majeur) et s'étendant sur environ 800m de long s'est développé sur des structures tectoniques en relais principalement orientées N40±10° et N130±10° lui donnant cette orientation principale N70 ± 10° [*Le Roux et al.*, 2009]. Il présente à son pied un large sillon (Partie 1, DGSD) témoin du basculement du bloc situé à droite du sillon (Figure III-22e). Sur la face avant de ce bloc on retrouve un nouvel escarpement (Figure III-22f) orienté dans la pente avec localement quelques traces d'activité notamment à gauche de la photo avec l'effondrement d'une partie de l'escarpement. Cet escarpement à la limite entre escarpement intermédiaire et majeur avec une hauteur d'environ 15m présente également à sa base un sillon. On retrouve donc ici une succession d'escarpements orientés vers la pente séparés par des sillons, suggérant (1) une succession de blocs basculés et (2) l'origine gravitaire de ces escarpements. La datation de ce type d'objets pourrait offrir des informations intéressantes sur l'évolution de la déstabilisation, notamment si l'évolution du mouvement c'est progressivement faite vers la vallée (prograde) ou vers le plateau du Mont Sec (rétrograde). A gauche de ces sites et toujours au pied de l'escarpement sommital, des contre escarpements (Figure III-22d) peuvent être observés. Comme le nom l'indique ces escarpements sont orientés dans le sens contraire de la pente et font donc face à l'amont du versant. Mais contrairement à des contre escarpements qui correspondent à la face arrière d'un bloc basculé (exemple Figure III-20a, escarpement à droite), pour les contre escarpements présentés à la Figure III-22f le bloc amont est situé plus bas que le bloc aval, ces contre escarpements seraient donc probablement associés à un phénomène de tassement qui affecte la zone 1.

Pour ces escarpements orientés N40 ± 10°, N100 ± 10°, ou N130 ± 10° la détermination de l'origine reste cependant moins évidente. En effet comme nous l'avons vu précédemment, le versant de Séchilienne a complètement été recouvert au LGM par le glacier de la Romanche (Figure III-18a et b), générant ainsi des formes mineures d'érosion glaciaire (roches moutonnées, cannelures, stries glaciaires,…). Son action ne se limite cependant pas uniquement à ces formes mineures d'érosion mais peut également être responsable de formes d'érosion à des échelles plus importantes. On s'intéressera ici aux formes d'érosion dites intermédiaires ou méso-formes et plus particulièrement

aux sillons glaciaires. Ces formes d'érosion d'échelles décamétrique à pluri-hectométrique sont décrites [*Beaudevin,* 2010] comme de courtes gorges aux flancs rocheux abrupts avec une largeur allant de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètre. Pour pourvoir identifier ces sillons glaciaires dans le mouvement de Séchilienne, des exemples de sillons glaciaires observés sur trois sites sont présentés sur les Figure III-23(a,b) et Figure III-24. Le premier site (Figure III-23a) situé dans la vallée du Vénéon à une dizaine de kilomètre de Séchilienne (Coordoonnées UTM WGS84 : X = 271098 Y = 4987487 Zone = 32 N) est localisé sur le col à la base du versant Est de Pied Moutet. On peut y observer de nombreux sillons qui présentent sur leurs flancs des stries glaciaires et dans lesquels on peut retrouver des blocs erratiques [*Beaudevin,* 2010]. Ces indices permettent de confirmer le passage du glacier (diffluence du glacier du Vénéon vers celui de la Romanche) dont le sens de circulation est représenté par les flèches blanches.

Le second site (Figure III-23b) est quant à lui situé à proximité du Pas de la Coche (Coordoonnées UTM WGS84 : X = 266768 Y = 5011417 Zone = 32 N. Il est marqué par la présence d'un sillon rocheux creusé par une diffluence du glacier de la Belle Étoile, affluent de l'Eau d'Olle, par dessus l'arête qui le séparait de la vallée de l'Isère. Les flancs rocheux et abrupts de ce sillon présentent une surface lisse et régulière caractéristique d'une surface polie par l'écoulement du glacier.

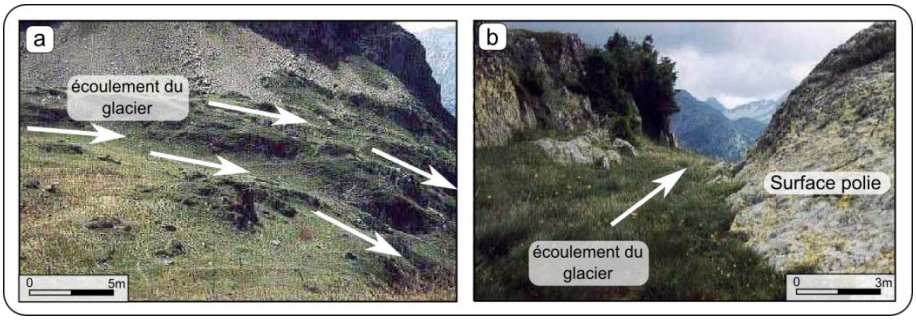


Figure III-23 Exemples de sillons glaciaires observés sur les sites a) Col sous le Pied Moutet b) Pas de la Coche. Modifié d'après Beaudevin [2010]. Photos Beaudevin [2010]

Des formes plus importantes peuvent également être observées telles que celles présentes sur le site des Rochers du Chatelard (1350m d'altitude) à quelques kilomètres au NE du versant de Séchilienne (Coordoonnée UTM WGS84 : X = 725128 Y = 4994942 Zone = 31 N).[*Beaudevin,* 2010 ; *Monjuvent,* 1979]. Comme le montre la photo aérienne de nombreux sillons (E-W) pour certain long d'un kilomètre ont été creusés par le passage du glacier de la Romanche par dessus l'arête (flèches).

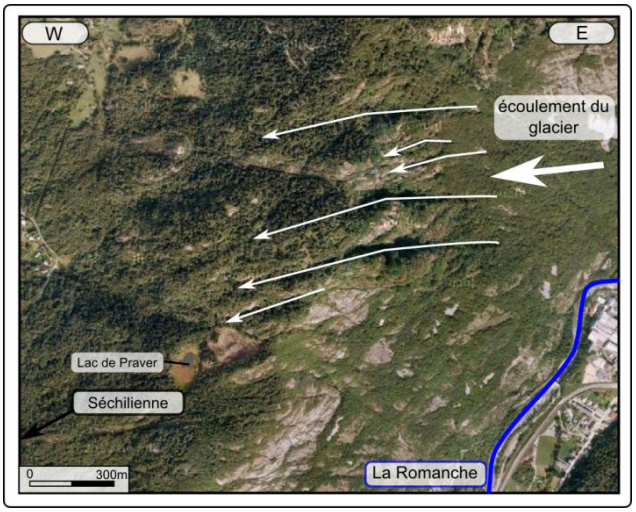


Figure III-24 Sillons glaciaires observés sur le site des Rochers du Chatelard. Photographie aérienne (Cnes Spot Image 2013).

Sur le versant de Séchilienne nous avons déterminé à partir d'indices collectés sur les formes mineures mineures d'érosion glaciaire (stries, roche moutonnée,… ; Figure III-18c, d, e, f

Figure III-18) la direction et le sens de l'écoulement glaciaire sur le versant de Séchilienne. Trois directions ont été mises en évidence NE-SW, E-W et NW-SE. Des directions qui correspondent également à l'orientation des principales familles de fractures à l'échelle régionale. Les sillons glaciaires se mettant en place dans la direction d'écoulement, on devrait donc retrouver sur le versant de Séchilienne des sillons glaciaires orientés NW-SE dans la partie Est du versant (Figure III-25h et i) et des sillons orientés E-W puis NE-SW dans la partie Ouest du versant (Figure III-25j et k).

Les Figure III-25h et i montre l'un de ces sillons rocheux NW-SE dans la partie amont du versant (Figure III-19). La Figure III-25h correspond au flanc rocheux gauche (aval) de ce sillon. Ce flanc abrupt présente une surface polie avec localement des stries glaciaires orientées NW-SE confirmant l'écoulement du glacier. On retrouve le flanc gauche (amont) sur la photographie de la Figure III-25i avec dans ce sillon la présence d'une roche moutonnée présentée précédemment dans les formes d'érosion glaciaire mineures (Figure III-18c).

Les Figure III-25j et k présentent deux sillons glaciaires situés dans la partie NW du mouvement et orientés NE-SW. On observe sur la Figure III-25j un sillon de quelques mètres de large bordé par des flancs avec une géométrie convexe sur lesquelles on peut retrouver des polis glaciaires mieux conservés. La Figure III-25k présente quant elle un sillon beaucoup plus large avec des flancs plus doux et recouvert par une mince couverture pédologique. On peut retrouver dans ce sillon quelques blocs morainiques indiquant l'écoulement du glacier.Les flancs de ces sillons sont cartographiés comme des escarpements mineurs et comme nous l'avons vu pour l'exemple de la Figure III-18f ils pourraient être confondus avec des escarpements d'origine gravitaire. Pour pouvoir déterminer l'origine de l'escarpement un travail de terrain et donc indispensable pour obtenir les indices nécessaires. Compte tenu de leurs directions ces sillons se sont mis en place sur des structures tectoniques héritées qui vont être utilisées par la déstabilisation. On pourra alors dans ce cas

observer vers le sommet de l'escarpement des indices d'une érosion glaciaire alors que le reste de l'escarpement sera lié à la dénudation sur l'escarpement.

Les exemples présentés correspondent à des formes plurimétriques à décamétriques, ces structures peuvent cependant être beaucoup plus importantes à l'image de ce qu'on l'on peut observer pour le site des Rochers du Chatelard. Sur la Figure III-19, dans la partie Ouest du mouvement au Nord de l'exemple g on peut observer des escarpements majeurs orientés NE-SW dans une zone avec des déplacements nuls permettant de suggérer l'idée que ces escarpements pourraient être le résultat de l'écoulement du glacier de la Romanche sur le versant de Séchilienne.

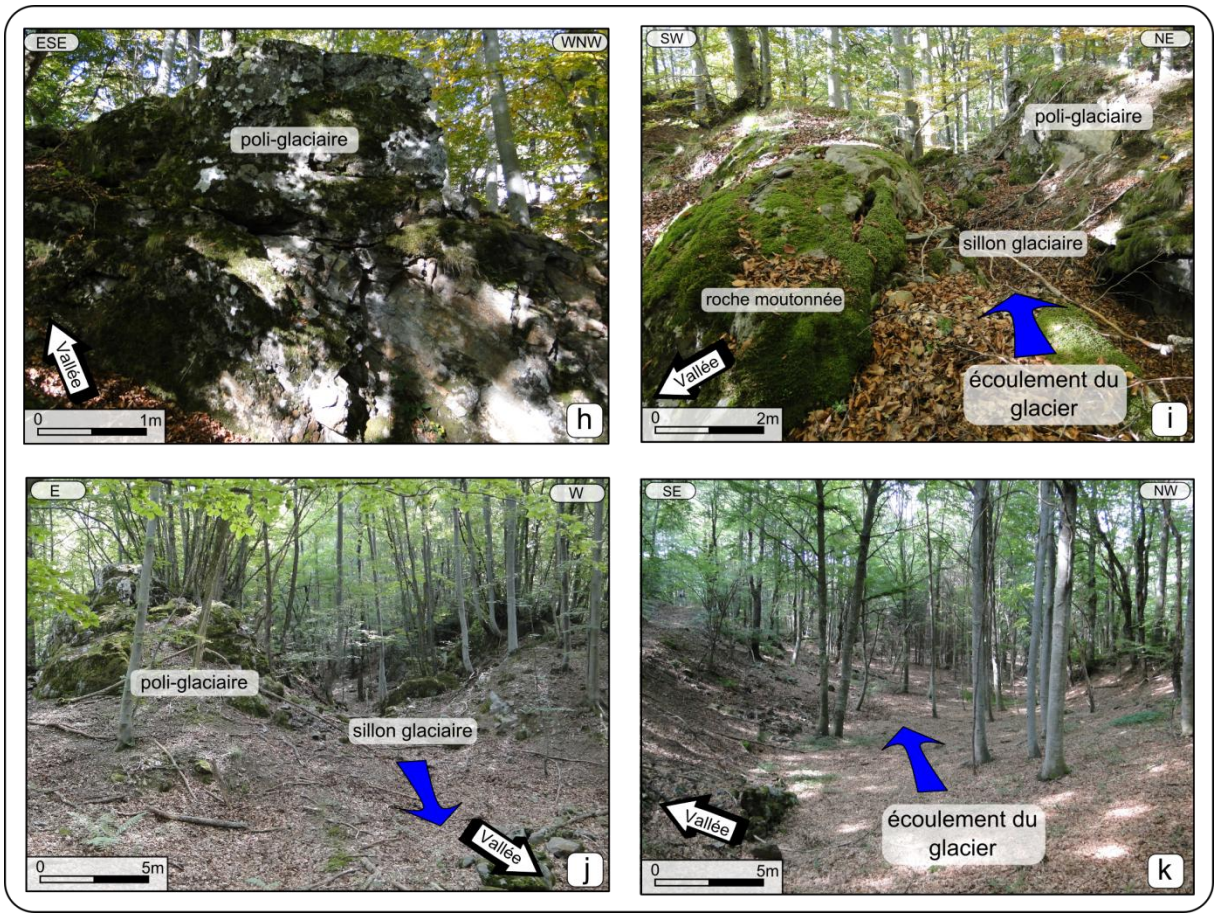


Figure III-25 Exemples de sillons glaciaires observés dans le versant de Séchilienne.

III.5 Conclusion

Le travail réalisé dans ce chapitre a permis d'apporter de nouvelles précisions sur la base du mouvement, sa profondeur ainsi que sa géométrie permettant ainsi d'évaluer de façon plus précise le volume affecté par la déstabilisation. En confrontant les analyses structurales réalisées en surface et en profondeur nous avons pu établir le lien entre les fractures observées dans le massif et les linéaments observées en surface. Ainsi bien que le versant soit découpé par une fracturation globalement homogène est présentant cinq directions principales, la prédominance de linéaments N70° dans l'ensemble du mouvement et linéaments N100° ± 10° dans la zone 1 suggère que les linéaments se sont préférentiellement développés sur des fractures préexistantes orientées N70° et

N100° ± 10°. La fracturation N70° ne semble donc pas avoir été créée par la déstabilisation gravitaire bien que celle-ci a permis un développement préférentiel comme le suggèrent les déplacements en surface perpendiculaires aux fractures N70° ± 10°.

La caractérisation géomorphologique a quant à elle permis d'identifier les différents objets géomorphologiques présents dans le mouvement et de dégager les indices et les informations nécessaires pour pouvoir déterminer leur origine qui peut être tectonique, glaciaire ou gravitaire. C'est à partir de ce travail de caractérisation que nous avons pu sélectionner les nouveaux escarpements ainsi que les surfaces glaciaires sur lesquelles nous avons appliqué la méthode de datation par nucléides cosmogéniques présentée au Chapitre IV.

Chapitre IV. Caractérisation de la cinématique du mouvement de Séchilienne : apport de la méthode de datation par cosmonucléides (CRE)

IV.1 Introduction

Développée depuis une vingtaine d'années, la méthode par temps d'exposition (Cosmic Ray exposure dating ou CRE) présente aujourd'hui de nombreuses applications en Science de la Terre ; notamment dans l'étude des mouvements gravitaires. Cette méthode basée sur l'utilisation des nucléides rares (^{3}He, ^{10}Be, ^{21}Ne, ^{26}Al, ^{36}Cl) produits par l'interaction du rayonnement cosmique avec les roches de surface, permet de dater l'exposition de différents types de surfaces morphologiques. Cette méthode a été pour la première fois appliquée au mouvement de Séchilienne par *Le Roux et al.,* en 2009 (Chapitre II) avec l'objectif de mieux comprendre la dynamique et le mécanisme de déstabilisation du mouvement. En obtenant des contraintes chronologiques sur l'escarpement sommital et sur des surfaces glaciaires présentes sur le versant de Séchilienne ils ont pu mettre en évidence (1) le délai important (au moins 5400 ans) entre la déglaciation complète de la vallée (13, 3 ± 0,1 ka BP) estimée à partir de l'âge de retrait du glacier (16,6 ± 0,6 ^{10}Be ka) à 1100 m et l'initiation du mouvement sur l'escarpement sommitale (6,4 ± 1,4 ^{10}Be ka) au cours de l'optimum climatique (période chaude et humide de l'Holocène). Ces données sont cependant limitées à la partie sommitale du mouvement de Séchilienne et ne permettent pas d'établir (1) le modèle cinématique du mouvement depuis son initiation jusqu'à son évolution actuelle et (2) la cinématique de retrait du glacier de la Romanche le long du versant de Séchilienne au cours du Tardiglaciaire [*Le Roux et al.*, 2009]. Pour répondre à cette problématique nous proposons d'élargir l'application de la méthode CRE à l'ensemble du mouvement en datant des escarpements internes ainsi que des surfaces glaciaires présentes à différentes altitudes dans le mouvement. Pour pouvoir discuter du rôle de la déglaciation et des éventuels forçages climatiques lors de l'Holocène (l'Optimum climatique) sur l'initiation et l'évolution du mouvement de Séchilienne, les contraintes temporelles acquises lors de ce travail seront par la suite replacées dans le contexte climatique depuis la transition glaciaire/postglaciaire jusqu'à l'actuel. La combinaison des contraintes cinématiques du mouvement avec (1) les forçages externes et (2) la caractérisation géométrique et structurale (Chapitre 3) permettra de mieux appréhender la dynamique globale de l'instabilité, cadre essentiel à toute modélisation numérique pertinente (Chapitres IV et VI).

La première partie de ce chapitre a pour objectif de présenter les principes de la méthode ainsi que le protocole expérimental et la méthodologie employée pour mesurer la concentration de ^{10}Be dans un échantillon et obtenir à partir de cette mesure l'âge d'exposition de l'échantillon. L'application de cette méthode de datation au mouvement de Séchilienne est présentée dans la seconde partie qui détaillera la stratégie d'échantillonnage mise en œuvre ainsi que les résultats obtenus. Dans la troisième partie de ce chapitre nous nous focaliserons tout d'abord sur l'interprétation des résultats obtenus (1) pour les paléo-surfaces glaciaires afin de proposer un

modèle cinématique du retrait du glacier de la Romanche le long du versant de Séchilienne, (2) pour les escarpements afin d'établir un modèle cinématique de l'initiation et de l'évolution du mouvement. Ces informations seront confrontées au contexte climatique régnant depuis la transition glaciaire/postglaciaire et le rôle des changements climatiques enregistrés durant 20000 ans sur la dynamique de l'instabilité sera discuté.

IV.2 Présentation de la méthode datation par cosmonucléides (CRE)

IV.2.1 Le rayonnement cosmique et la production in-situ de cosmonucléides

Le rayonnement cosmique d'origine galactique (plasmas interstellaires accélérés par des ondes de choc liées à l'explosion de supernova) et d'origine solaire bombarde en permanence et isotropiquement le sommet de l'atmosphère. Ce rayonnement cosmique dit primaire, se compose à 99% de particules chargées positivement : protons et noyaux d'hélium [*Lal and Peters*, 1967; *Lal*, 1988], et de 1% restant de noyaux lourds et d'électrons [*Reedy et al.*, 1983; *Dunai*, 2010].Lorsque ces particules primaires atteignent l'atmosphère terrestre, leur énergie est fortement dissipée au cours de réactions nucléaires avec les atomes présents dans l'atmosphère (azote, N et oxygène, O). Cette cascade d'interaction (Figure IV-1) génère des cosmonucléides atmosphériques ($^{14}C_{atmo}$ et le $^{10}Be_{atmo}$) ainsi qu'un flux secondaire appelé rayonnement cosmique secondaire [*Siame et al.*, 2000; *Vassallo et al.*, 2007]. Ces cosmonucléides créés dans l'atmosphère sont alors précipités à la surface de la terre (pluie, neige) où ils vont être absorbés par les minéraux des roches ou des sols en surface.

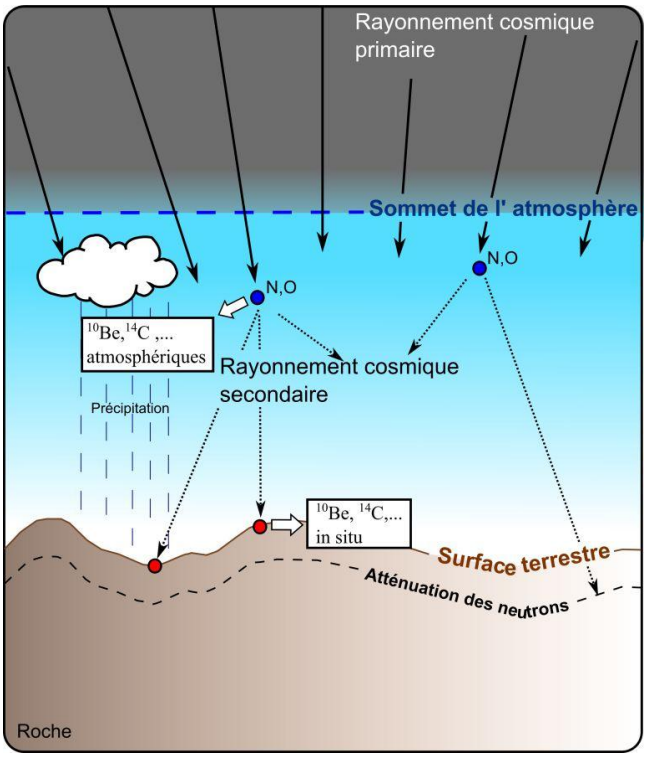


Figure IV-1 Schéma présentant le processus de production du ^{10}Be par le rayonnement cosmique dans les premiers mètres de la croûte terrestre. Modifiée d'après *Vassallo,* 2007.

En raison de l'atténuation exponentielle du rayonnement cosmique secondaire dans l'atmosphère (fonction de l'épaisseur traversée), seule 0,1% de ces particules atteignent avec assez d'énergie la surface terrestre pour induire des réactions nucléaires dans les minéraux des roches exposées en surface (Figure IV-1) [*Gosse and Phillips*, 2001]. Ces réactions nucléaires de trois types : spallation,

captures neutroniques ou muoniques vont en mettant en jeux des neutrons ou muons créer des cosmonucléides in situ (^{3}He, ^{10}Be, ^{21}Ne, ^{26}Al, ^{14}C, ^{36}Cl).

Pour ce travail de thèse, le choix du cosmonucléide à utiliser s'est porté sur le ^{10}Be en raison de sa période de désintégration assez importante ($T_{1/2}$ ^{10}Be est de 1,36 ± 0,07 10^{6} ans [*Nishiizumi et al.*, 2007]) nécessaire pour l'étude du mouvement de Séchilienne mais également en raison de sa production et de son accumulation dans le quartz. Le quartz est en effet composé des principales cibles indispensables à la production de ^{10}Be (atomes de silice, Si ; d'oxygène, O ; d'aluminium, Al ; de fer, Fe ou encore de magnésium, Mg). Il présente également les avantages d'être peu altérable, de posséder un réseau cristallographique serré minimisant les pertes par diffusion ainsi que les contaminations atmosphériques par le $^{10}Be_{atmo}$ (pouvant être de plusieurs ordres de grandeur plus abondante que la composante in situ) et d'être relativement abondant à la surface terrestre.

La production de ^{10}Be dans le quartz est le résultat de la contribution au cours des réactions nucléaires de trois types de particules neutrons (η), muons rapides (μf) et muons lents (μs). Cette contribution appelée contribution relative (p_i) a été estimée par *Braucher et al.,* [1998, 1998b] à partir de mesures de concentration en ^{10}Be en fonction de la profondeur sur des profils de latérites brésiliennes et africaines (Tableau IV-1).

Contribution relative p_i (%)	Type de particules		
	neutrons(η)	muons rapides (μf)	muons lents (μs)
p_η	97,85		
$p_{\mu f}$		0,65	
$p_{\mu s}$			1,5

Tableau IV-1 Contribution relatives (p_i) des trois types de particules [*Braucher et al.*, 1998a, 1998b].

IV.2.2 Détermination du taux de production de cosmonucléides

A une échelle globale, la quantité de rayonnement cosmique parvenant à la surface de la Terre est directement influencée par le champ magnétique terrestre (direction et intensité) et par l'atmosphère (épaisseur, pression). Il en résulte une dépendance du taux de production à la latitude et à l'altitude. Cette dépendance ne s'observe cependant pas à de hautes latitudes (>60°) et à 0 m d'altitude (niveau de la mer), ce qui permet de déterminer un taux de production standard (*Production* at Sea Level Height Latitude, P_{SLHL}). En multipliant ce taux de production référence par des facteurs d'échelles il devient alors possible de calculer pour un site d'échantillonnage un taux de production locale en surface prenant en compte les variations spatiales du rayonnement cosmique.

A plus petite échelle d'autres paramètres spécifiques au site d'échantillonnage et à l'échantillon (géométrie d'exposition, présence d'un masque (neige), profondeur d'échantillonnage,…) peuvent également influencer le taux de production. D'autres facteurs de correction sont alors appliqués au taux de production locale en surface pour prendre en compte ces diverses influences. La détermination du taux de production d'un échantillon exposé au rayonnement cosmique est comme nous le verrons dans la suite essentielle pour pouvoir déterminer son âge d'exposition.

IV.2.2.1 Variation Spatiale

La présence du champ magnétique et de l'atmosphère terrestre, vont respectivement défléchir et ralentir le rayonnement cosmique (primaire et secondaire). Il en résulte des variations latitudinales et altitudinales du taux de production à la surface (P_0) (Figure IV-2). Pour décrire cette variabilité spatiale, des facteurs d'échelles sont employés. Ces facteurs sont estimés à partir de calibrages expérimentaux (roches polies d'origine glaciaire par *Nishiizumi et al.,* [1989]) et modélisés sous la forme d'un polynôme de correction [*Lal and Peters*, 1967; *Lal*, 1991]. Ce modèle n'intègre cependant pas l'influence des variations de la pression atmosphérique sur le taux de production à la surface (P_0). *Stone* [2000] propose alors un nouveau modèle basé sur le polynôme de *Lal,* [1991] qui prend en compte la pression atmosphérique, améliorant ainsi la précision des taux de production à la surface. La variation temporelle du champ magnétique n'est cependant pas intégrée (paragraphe IV.2.2.2). Pour ce modèle l'altitude est donc exprimée en termes de pression atmosphérique moyenne (A(z)). On emploie ici A à la place de P afin d'éviter la confusion avec le taux de production de cosmonucléides désigné par la lettre P. Cette pression calculée à partir de l'altitude du site d'échantillonnage (z) et de la pression au niveau de la mer (A_s = 1013,25 hPa) s'exprime pour les latitudes moyennes selon la formule suivante :

$$A(z) = A_s e^{\left\{-\frac{gM}{R\xi}\left[\ln\left(T_s - \xi z\right)\right]\right\}} \tag{4-8}$$

où g est l'accélération gravitationnelle, M la masse molaire de l'air (28,96 $g.mol^{-1}$), R la constante universelle des gaz parfaits (8,31 $J.mol^{-1}.K^{-1}$), T_s la température standard au niveau de la mer (288,15 K) et ξ le gradient adiabatique (ξ = dT/dz = 0,0065 $k.m^{-1}$). L'altitude ainsi exprimée en pression atmosphérique peut être injectée dans les équations polynomiales permettant de calculer le facteur d'échelle ($F_\lambda(A)$). Ce facteur d'échelle intègre ainsi la contribution neutronique ($S_\lambda P$, Eq 4-2) qui varie spatialement et la contribution muonique ($M_\lambda P$, Eq. 4-3) qui dépend uniquement de l'altitude.

Latitude λ	a	b	c	d	e	$M_{\lambda,1013.25}$
0	31,8518	250,3193	-0,083393	7,43E-05	-2,2397E-08	0,587
10	34,3699	258,4759	-0,089807	7,95E-05	-2,37E-08	0,6
20	40,3153	308,9894	-0,106248	9,45E-05	-2,82E-08	0,678
30	42,0983	512,6857	-0,120551	1,18E-04	-3,88E-08	0,833
40	56,7733	649,1343	-0,160859	1,55E-04	-5,03E-08	0,933
50	69,072	832,4566	-0,199252	1,94E-04	-6,37E-08	1
>60	71,8733	863,1927	-0,207069	2,01E-04	-6,60E-08	1

Tableau IV-2 Coefficients des polynômes des équations 4-2 et 4-3 utilisées pour déterminer les facteurs d'échelles (Scaling factors). Les coefficients a, b, c , d, et e dépendant de la latitude sont utilisés pour définir la contribution neutronique. M au niveau de la mer permet de déterminer la contribution muonique. Modifié d'après *Stone*, 2000.

La contribution neutronique est définie par :

$$S_\lambda(A) = a + be^{\left[\frac{-A}{150}\right]} + cA + dA^2 + eA^3 \tag{4-9}$$

La contribution muonique s'écrit :

$$M_\lambda(A) = M_{\lambda,1013.25} e^{\left[\frac{(1013.25-A)}{242}\right]} \quad (4\text{-}10)$$

Il est alors possible de calculer le facteur de correction spatiale $F_\lambda(A)$ en additionnant les contributions neutronique et muonique respectivement pondérés par leurs contributions relatives p_η et p_μ ($p_\mu = p_{\mu f} + p_{\mu s}$) [*Braucher et al.*, 2003] :

$$F_\lambda(A) = p_\eta S_\lambda(A) + p_\mu M_\lambda(A) \quad (4\text{-}11)$$

Pour obtenir le taux de production en surface du site échantillonné P_0, on utilise alors la formule suivante :

$$P_0 = (F_\lambda(A))(P_{SLHL}) \quad (4\text{-}12)$$

où P_{SLHL} correspond au taux de production standard au niveau de la mer pour de hautes latitudes géomagnétiques (>60°). En suppose ce taux de production P_{SLHL} égale à 4,5 at.g^{-1} an^{-1} d'après les récentes corrections sur la demi-vie du ^{10}Be par *Nishiizumi et al.,* [2007].

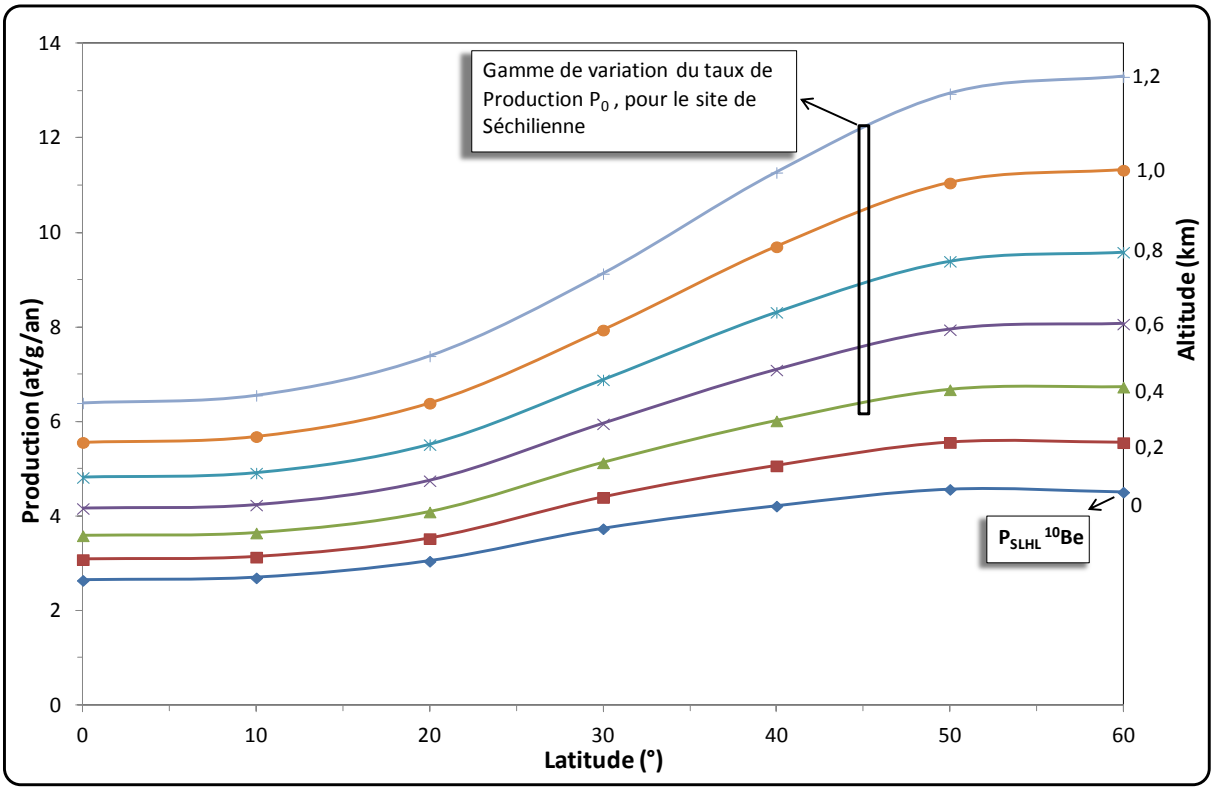


Figure IV-2 Variation du taux de production des cosmonucléides P_0 à la surface en fonction de la latitude géomagnétique (°) et de l'altitude (pression convertie) [*Stone*, 2000]. P_{SLHL} pour altitude =0 km et Latitude >60°. Détermination de la gamme de variation du taux de production P_0 à la surface pour le site de Séchilienne.

IV.2.2.2 Variation temporelle

Le champ géomagnétique terrestre présente des variations séculaires et millénaires d'intensité, ce qui affecte le taux de production de cosmonucléides. Pour mieux comprendre cette influence et

afin d'améliorer la précision absolue des âges d'exposition, des études sont actuellement en cours pour l'évaluer sur les dernières centaines de milliers d'années [*Frank*, 2000; *Carcaillet et al.*, 2003]. Toutefois aux échelles spatiale et temporelle de l'étude du mouvement de Séchilienne, l'influence des variations du champ magnétique sur le taux de production peut être considérée comme minime (~1 %) [*Masarik et al.*, 2001]. Elle ne sera donc pas pris en compte, le taux de production peut ainsi être considéré comme constant temporellement.

IV.2.2.3 Correction topographique

Pour un site donné, le relief environnant ou encore la pente de la surface échantillonnée peut en raison de l'atténuation rapide dans la matière (paragraphe IV.2.2.4) masquer une partie du rayonnement cosmique incident ce qui peut fortement influencer le taux de production[*Dunne et al.*, 1999].

Pour un échantillon exposé au rayonnement cosmique le taux de production est maximal pour une intensité maximale du rayonnement cosmique (I). Cette intensité est fonction de l'angle d'incidence des rayons cosmiques par rapport à l'horizontale (θ) et à l'angle azimutal (ϕ, angle solide sous lequel les rayons cosmiques bombardent la cible) [*Heidbreder et al.*, 1971] :

$$I(\theta,\phi) = I_0.\sin^m \theta \tag{4-13}$$

où I_0 correspond à l'intensité maximale et m = 2.3 à un coefficient expérimental [*Dunne et al.*, 1999].

L'intensité est alors maximale lorsque l'échantillon est exposé sur une surface horizontale avec un ciel ouvert à 100% (angle solide égal à 2 π stéradians).Cette géométrie d'exposition simple permet ainsi à l'échantillon de recevoir la totalité du flux de rayons cosmiques. Ce flux total (F_{max}) bombardant la surface peut être calculé en intégrant I (θ, ϕ) sur θ variant de 0 à π et ϕ variant de 0 à π/2 :

$$F_{\max} = \frac{2\pi.I_0}{m+1} \tag{4-14}$$

Il n'est cependant valable que pour une géométrie d'exposition simple. Lorsque des obstacles au rayonnement cosmique sont présents, ce flux va subir une diminution (δF). Pour un écran géométrique obstruant une partie du ciel de la cible avec une pente constante θ_0 s'étendant sur un angle solide $\Delta\phi_0$, *Dunne et al.,* [1999] proposent pour calculer cette part manquante de flux l'expression suivante :

$$\delta F = \left(\frac{\Delta\phi_0 I_0}{m+1}\right)\sin^{m+1}\left(\theta_0\right) \tag{4-15}$$

Ainsi dans le cas général de n masques (θ_{0i} ; $\Delta\phi_{0i}$) un facteur d'écran géomorphologique (St) peut être calculé comme le rapport du flux résiduel sur le flux maximum (F_{max}) :

$$St = \frac{F_{\max} - \delta F}{F_{\max}} = 1 - \frac{1}{2\pi}\sum_{i=1}^{n}\Delta\phi_i \sin^{m+1}\left(\theta_i\right) \tag{4-16}$$

IV.2.2.4 Profondeur et épaisseur de l'échantillon.

La production de cosmonucléides dépend fortement de l'épaisseur de la roche traversée par le rayonnement cosmique secondaire en raison de la rapide dissipation de l'énergie des particules cosmiques secondaires au cours des réactions nucléaires dans la roche. La production décroit ainsi exponentiellement avec la profondeur est peut être modélisée par une loi exponentielle de la forme suivante [*Lal and Peters,* 1967 ; *Lal,* 1991] :

$$P(x) = P_0 e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_i}} \qquad (4\text{-}17)$$

où P_0 est le taux de production en surface (at.g^{-1}.a^{-1}), Λ_i est la longueur d'atténuation des particules (g/cm^2), ρ la densité de la matière traversée (g.cm^{-3}) et x la profondeur (cm). Pour la roche cette densité peut être généralement prise entre 2,5 et 2,7 g.cm^{-3}.

La longueur d'atténuation est quant à elle fonction du type de particules (neutrons (*η*), muons rapides (*μf*) et muons lents (*μs*) *i*ntervenant dans la production de ^{10}Be. Pour chacune de ces particules la longueur d'atténuation a été estimée à partir de mesure de concentrations en ^{10}Be sur un profil à différentes profondeur [*Brown et al.*, 1995; *Braucher et al.*, 2003]. Ces valeurs sont présentées dans le tableau ci-dessous (Tableau IV-3) :

Longueur d'atténuation Λ_i (g.cm^{-2})	Type de particules		
	neutrons(η)	muons rapides (μf)	muons lents (μs)
Λ_η	150		
$\Lambda_{\mu f}$		5300	
$\Lambda_{\mu s}$			1500

Tableau IV-3 Longueurs d'atténuation (Λ_i) pour les trois types de particules intervenant [*Brown et al.,* 1995 ; *Braucher et al.,* 2003).

Pour un profil d'échantillonnage théorique en profondeur (Figure IV-3a), la Figure IV-3b présente en fonction de la profondeur l'évolution du rapport entre le taux de production relatif (P(x)) déterminée à partir de l'équation (Eq. 1-6) et le taux de production à la surface (P_0). Ce rapport ($P(x)/P_0$) exprimé en % (courbe bleu) montre une rapide décroissance, à 1,5 m il ne reste ainsi plus que 10% du taux de production en surface. Le taux de production (P(x)) est le résultat des différentes contributions neutroniques (courbe rouge) et muonique (courbe verte et violette) (Tableau IV-1). En surface la contribution neutronique est prédominante et est responsable de la majorité de la production totale (97,85 %) mais elle diminue rapidement en raison de la faible longueur d'atténuation des neutrons (Tableau IV-3). A 3 mètres la production neutronique (Pη) est près de 50 fois inférieure à celle observée en surface et c'est la contribution muonique qui devient alors dominante. C'est cette faible contribution qui va contrôler en profondeur la production de cosmonucléides alors qu'en surface la production est principalement contrôlée par les neutrons (forte corrélation entre la courbe Pη et P(x)).

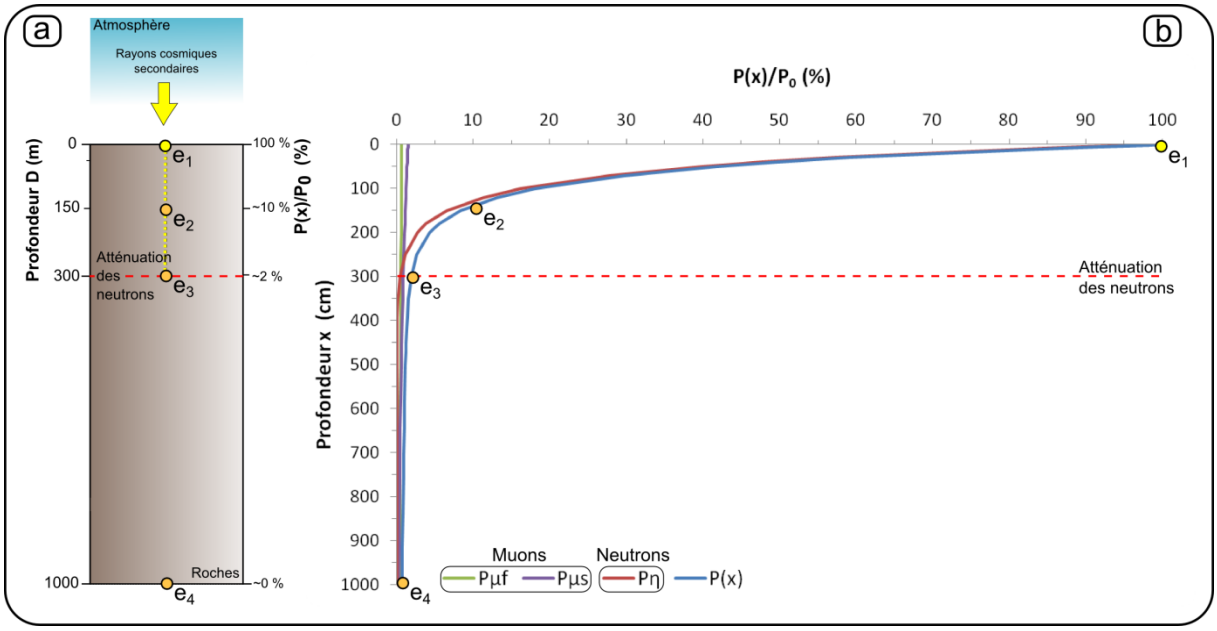


Figure IV-3 a) Profil d'échantillonnage théorique en profondeur b) Evolution du taux de production (P(x)) par rapport au taux de production à la surface (P_0) en fonction de la profondeur (x) pour une densité de 2,7 $g.cm^{-3}$, des contributions relatives (Tableau IV-1) et des longueurs d'atténuation (Tableau IV-3) neutroniques et muoniques. Pη : taux de production des neutrons ; Pμf : taux de production des muons rapides ; Pμs : taux de production des muons lents ; P(x) : taux de production total. Localisation des échantillons théorique sur la courbe (P(x)), (point jaune, 100 % de production ; point orange, production atténuée).

La production de cosmonucléides est donc principalement limitée à la surface et aux premiers décimètres d'un massif rocheux. C'est cette propriété particulièrement intéressante qui permettra de quantifier les processus géologiques de surface : érosion, enfouissement, création d'un escarpement de faille, création d'un escarpement gravitaire,…. C'est sur ce dernier processus que se focalisera principalement le travail de ce chapitre.

IV.2.2.5 Présence d'un masque

Durant l'histoire d'exposition d'un site d'échantillonnage, des objets présents temporairement dans le temps à sa surface, tel qu'un manteau neigeux, une moraine ou de la végétation peuvent se comporter comme un masque vis-à-vis du rayonnement cosmique. Cette atténuation du rayonnement cosmique, implique alors une diminution du taux de production et donc une diminution de la quantité de cosmonucléides accumulés in situ. Pour tenir compte de cette diminution, un facteur correctif selon la nature du masque peut être appliqué au taux de production. Le temps d'exposition d'un échantillon est déterminé à partir de la quantité de cosmonucléides présente dans l'échantillon et du taux de production du site échantillonné. Dans le cas de la présence d'un masque cette quantité de cosmonucléides est donc moins importante ce qui implique un rajeunissement de l'âge d'exposition (fonction de la durée de la présence du masque, de sa nature et de sa géométrie). En effet à taux de production équivalent plus la quantité de cosmonucléides dans un échantillon est faible, plus l'âge d'exposition calculé est jeune. Il est donc important d'appliquer cette correction au taux de production afin de prendre en compte cette diminution de la concentration et ainsi déterminer un âge d'exposition correct. Dans le cas de la présence d'un manteau neigeux, cette atténuation de la production va dépendre de la hauteur H_s, de la densité ρ_s,

de la persistance M du manteau neigeux, de la contribution et de l'atténuation des neutrons et muons. Un facteur correctif théorique appelé Ss peut alors être calculé à partir de l'équation suivante :

$$Ss = \left(1 - \frac{M}{12}\right) + \frac{M}{12}\left(p_n e^{\left(\frac{-\rho_s H_s}{\Lambda_n}\right)} + p_{\mu s} e^{\left(\frac{-\rho_s H_s}{\Lambda_{\mu s}}\right)} + p_{\mu f} e^{\left(\frac{-\rho_s H_s}{\Lambda_{\mu f}}\right)} \right) \quad (4\text{-}18)$$

L'application de ce facteur à un site d'échantillonnage, nécessite d'estimer pour celui-ci les paramètres caractérisant le manteau neigeux : densité, hauteur, et persistance en faisant l'hypothèse de l'invariabilité de ces paramètres durant son histoire d'exposition. En effet ce facteur Ss est sensible à ces paramètres qui sont susceptibles de varier spatialement et temporellement en raison du climat, de la topographie, de l'épaisseur ou de la maturité du manteau neigeux. L'évolution de ce facteur de correction pour une couverture neigeuse est représentée sur la Figure IV-4.

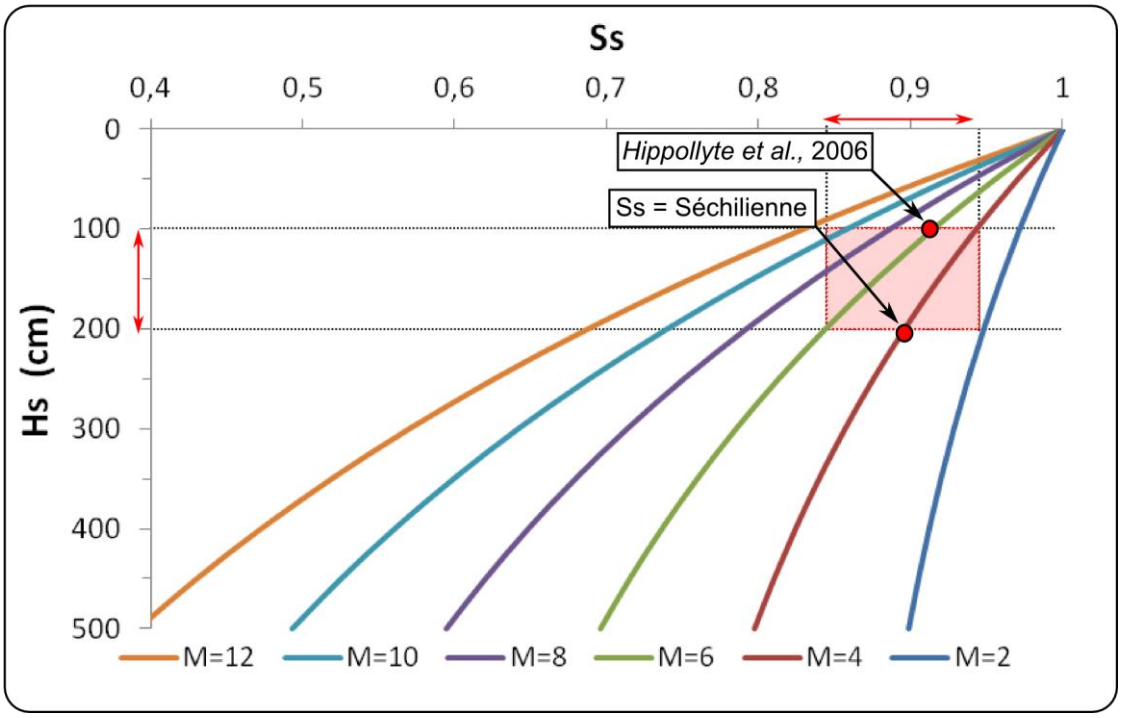


Figure IV-4 Evolution du facteur correctif lié à un masque de neige en fonction de la hauteur de neige en cm (Hs) , de la durée de l'enneigement en mois (M) pour une densité de la neige de ρ_s = 0,3 g.cm^{-3} et en considérant les contributions (Tableau IV-1) et les longueurs d'atténuations neutroniques et muoniques Tableau IV-3). Détermination du facteur de correction pour les surfaces horizontales sur le site de Séchilienne pour Hs = 2 m et M = 4 mois. Indication du facteur de correction proposé par *Hippolyte et al.* [2006] pour les Alpes occidentales Hs = 1m et M = 6mois.

La correction est nulle pour Hs = 0 cm et M = 0 mois. Pour des faibles valeurs d'épaisseur de la couverture neigeuse (Hs < 100 cm), ou de durée d'enneigement (M < 4 mois) ce facteur varie peu (0,8 < Ss ≤ 1). La correction devient par contre importante pour des hauteurs de neiges ou des durées d'enneigement conséquentes avec une diminution de plus de 50% du taux de production (Ss = 0,4 pour Hs = 500 cm et M = 12 mois).

IV.2.2.6 Conclusion sur le taux de production

Pour un site donné, le taux de production normalisé à la surface (P(x=0)) peut donc s'écrire de la façon suivante :

$$P(x=0) = P_0\ St\ Ss \tag{4-19}$$

Il correspond donc à un taux de production P_0 définie à la surface pour une latitude et une altitude donnée, corrigé des effets de masques géomorphologiques (St) et de neige (Ss). Pour un échantillon prélevé à une profondeur x (cm), le taux de production doit prendre en compte l'atténuation dans la matière traversée (paragraphe IV.2.2.4). Il s'écrit alors :

$$P(x) = P(0)e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_i}} \tag{4-20}$$

où P(0) correspond au taux de production normalisé à la surface (Eq. 1-12), Λ_i est la longueur d'atténuation des particules (g/cm^2) et ρ la densité de la matière traversée (g.cm^{-3}).

IV.2.3 Mesure du 10Be, présentation du protocole expérimental

IV.2.3.1 Préparation des échantillons

La préparation et la mesure des échantillons ont été réalisées au Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques (LN2C) du CEREGE d'Aix en Provence en collaboration avec Didier BOURLES et Laetitia LEANNI. L'objectif de la préparation est d'obtenir à partir des échantillons prélevés de l'oxyde de béryllium (BeO) afin de pouvoir l'analyser par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS). Cette préparation peut être résumé par trois grandes étapes successives : 1) extraction et purification du quartz ; 2) substitution de l'acide fluorhydrique (HF) par l'acide nitrique (HNO_3) ; 3) extraction du ^{10}Be sous forme d'oxyde de béryllium (BeO). L'extraction du béryllium se faisant toutefois sur des fractions granulométriques réduite (250-500 µm) les échantillons de roches collectés (plusieurs centimètres) vont donc dans un premier être broyés et tamisés. Une fois la fraction granulométriques obtenue la suite du protocole de préparation peut alors être appliquée.

IV.2.3.2 Utilisation de la méthode par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS)

IV.2.3.2.1 Principe de la méthode

Le principe de la méthode par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS) repose sur le comptage direct du nombre d'atomes d'un élément. Pour cela elle utilise le fait que (1) des particules caractérisées par une masse et un numéro atomique interagissent différemment lorsqu'elles sont soumises à un champ électromagnétique et (2) qu'elles perdent leurs énergies proportionnellement au carré de leur numéro atomique [*Bethe*, 1930] (Loi de Bethe Bloch) lorsqu'elles traversent une faible épaisseur de matière. Comparativement au comptage des décroissances radioactives cette méthode permet un abaissement du seuil de détection à 10^6. La mesure de l'isotope rare ^{10}Be, est réalisée en rapport avec l'isotope abondant ^{9}Be. Le rapport ^{10}Be/^{9}Be obtenu permet alors après correction par comparaison avec un standard dont le rapport isotopique ^{10}Be/^{9}Be est connu de

déduire la concentration en ^{10}Be. Pour cette mesure de ^{10}Be, la mesure par spectrométrie de masse seule n'est pas suffisante en raison de la présence de l'isobare ^{10}B. Cet atome de ^{10}B possède en effet la même masse atomique que le ^{10}Be et est naturellement plus abondant que celui-ci (au moins 10^8 fois). Pour pouvoir différencier et ne mesurer que l'élément ^{10}Be, une étape d'accélération est nécessaire. Durant cette étape, une énergie suffisante est fournie aux ions Be à analyser pour pouvoir appliquer les propriétés de la loi de Bethe Bloch [*Bethe*, 1930] et ainsi pouvoir discriminer l'isobare ^{10}B.

IV.2.3.2.2 Mesure de 10Be par Aster (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques)

Les mesures de ^{10}Be ont toutes été réalisées sur le spectromètre de masse ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques) construit par la société Hollandaise HVEE et situé au CERERGE d'Aix en Provence en France (Figure IV-5) [*Klein et al.*, 2008; *Arnold et al.*, 2010]. Cet instrument est composé de 5 parties : la source, l'aimant d'injection, l'accélérateur et le stripper, l'aimant d'analyse et le détecteur dans lesquelles vont se dérouler les étapes nécessaires à la mesure.

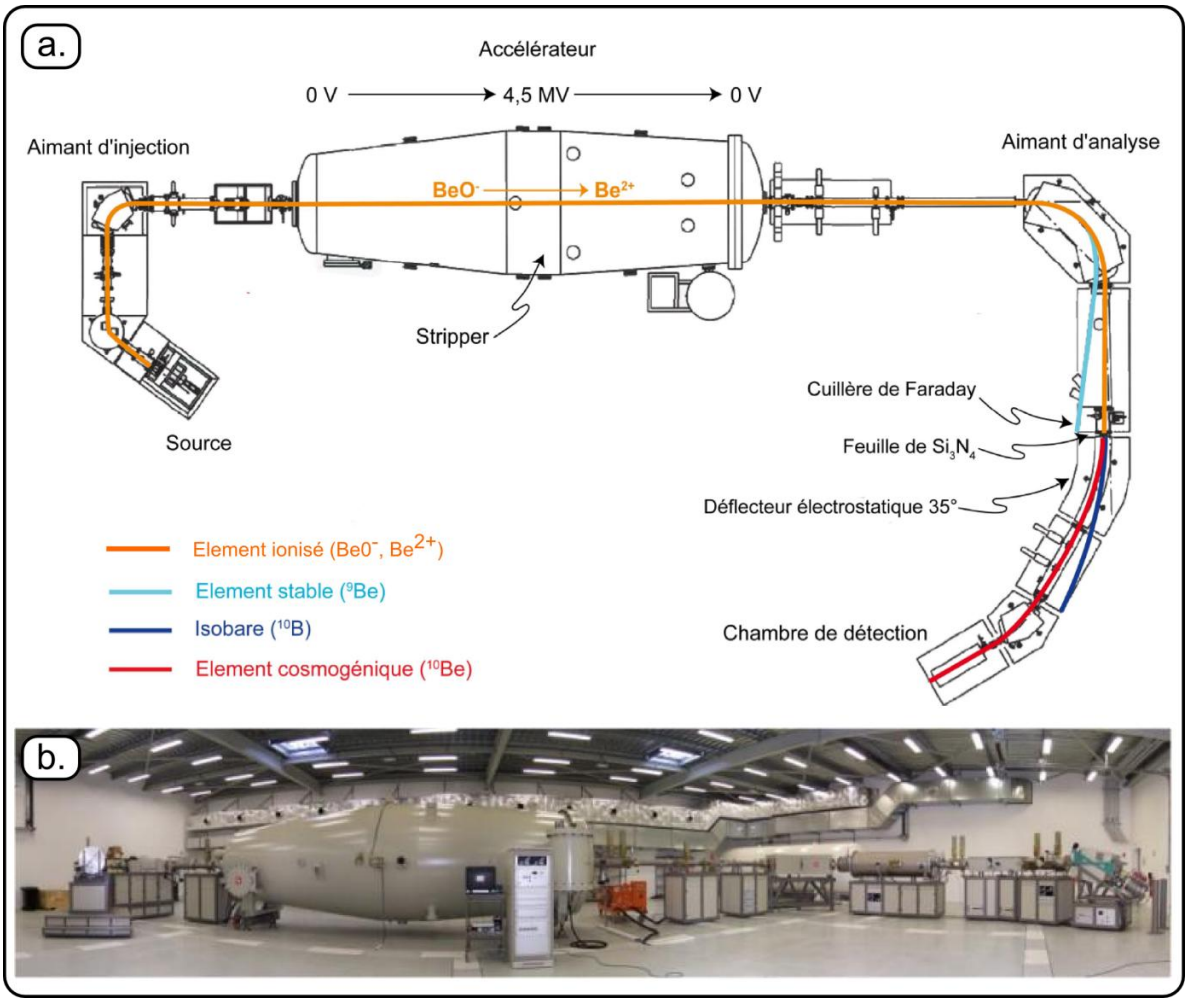


Figure IV-5 a) Schéma du spectromètre de masse par accélérateur ASTER (Cerege). Décomposition du trajet suivi par le faisceau d'ions de la source jusqu'à la chambre de détection. b) Photographie du spectromètre (http://www.cerge.fr).

La première étape est celle de l'ionisation du béryllium dans une chambre contenant du césium sous forme de vapeur (Source). Par bombardement d'ion césium à partir d'une différence de 7kV entre un ioniseur et la cathode contenant l'échantillon, des molécules ionisées d'oxydes de béryllium (BeO^-) vont être formées. Celles-ci sont ensuite extraites de la source par différence de potentiel entre l'échantillon et l'extracteur (22 kV). Le choix d'extraire préférentiellement BeO^- plutôt que Be^- est motivé par le fait que le béryllium possède un rendement d'ionisation moléculaire jusqu'à 200 fois supérieur à celui du rendement d'ionisation atomique.

Le faisceau d'ions BeO^- ainsi créé est focalisé et transporté jusqu'à l'aimant d'injection à 90° ou une première sélection en masse va être effectuée (Figure IV-5, tracé orange). L'aimant d'injection comporte en effet une chambre isolée où est appliqué un champ magnétique constant permettant l'injection alternative d'ions $^9BO^-$ pour la mesure de ^9Be et d'ions $^{10}BO^-$ pour la mesure de ^{10}Be.

A la suite de cet aimant, le faisceau d'ions BeO^- est injecté dans l'accélérateur Tandétron, où les ions subissent la phase d'accélération. Ils passent ainsi de la masse (0 V) à l'entrée de l'accélérateur à 4.5 MV au centre où est situé le stripper (canal d'épluchage). Le stripper se présente sous la forme d'un canal rempli d'argon à faible pression, permettant de casser les molécules de BeO^- en provoquant la perte d'électrons aux atomes. Il en résulte la formation de cations Be^{2+} qui sont accélérés de 4.5 MV à la masse en sortie de l'accélérateur.

A la sortie de l'accélérateur débute la ligne d'analyse où vont être comptés les atomes de masses différentes. Le faisceau d'ions positifs est alors dirigé vers l'aimant d'analyse qui présente un rayon de courbure correspondant au rayon de déviation des cations $^{10}Be^{2+}$. Les $^9Be^{2+}$ qui sont plus fortement déviés vont être interceptés par une cuillère de Faraday permettant la mesure du courant induits par ces ions (Figure IV-5, tracé bleu clair). En sortie de cet aimant est placée une mince feuille (1 µm) de nitrure de silicium (Si_3N_4) qui combinée à un déflecteur électrostatique va permettre de séparer les ions de masse 10 restants (cations B^{3+} (bore) et Be^{4+}). En effet, après avoir traversés la feuille de nitrure de silicium, les cations B^{3+} alors moins énergétiques que les ions Be^{4+} vont être moins déviés par le champ électrique appliqué dans le déflecteur électrostatique. Au cours de cette étape, l'isobare bore est réduit d'un facteur ~10^5 [*Klein et al.,* 2008] (Figure IV-5, tracé bleu foncé). Le faisceau ainsi « nettoyé » (Figure IV-5, tracé rouge) parvient alors au détecteur final composé de quatre chambres successives baignées dans un mélange gazeux. La pression de ce mélange gazeux est réglée de façon à laisser uniquement les ions bérylliums traverser chacune de ces quatre chambres. Après mesure de l'énergie résiduelle dans la dernière chambre, l'isotope ^{10}Be identifié n'est comptabilisé (n, événement) que s'il donne lieu à un enregistrement simultané d'un signal électrique dans les 4 chambres.

Pour le spectromètre Aster le protocole de mesure du rapport $^{10}Be/^9Be$ ($R_{10/9}$) est donc le suivant :

- trois mesures alternatives pendant 20 minutes, du nombre de coups en ^{10}Be (*n*) dans le détecteur et du courant en ^9Be mesuré sur la cuillère de Faraday (Figure IV-5);

- correction du rapport 10Be/9Be par comparaison de ces deux paramètres (10Be et 9Be) issus de l'échantillon à un étalon dont le rapport 10Be/9Be est connu. L'étalon utilisé par Aster pour ce calibrage est l'étalon standard NIST SRM 4325 du National Institute of Standards and

Technology dont les valeurs ont été récemment réévaluées par Nishiizumi et al., [2007] : un rapport 10Be/9Be du standard (R10/9NIST) de 2,79 ± 0,3 10-11 et une période de demi-vie du 10Be (T1/2) de 1,36 ± 0,07 106 ans, impliquant une décroissance radioactive pour ce cosmonucléide (λ) de 5,10 ± 0,26 10-7.

L'incertitude sur le rapport isotopique notée ($\sigma R_{10/9}$) est calculée selon la méthode de propagation des erreurs, considérant le nombre d'événements (n) et l'erreur analytique déterminée à partir de la mesure du rapport du standard effectuée un grand nombre de fois ($\sigma R_{10/9}^{NIST}$). Elle s'écrit :

$$\sigma R_{10/9} = \sqrt{\left(\frac{\sqrt{n}}{n}\right)^2 + \left(\sigma R_{10/9}^{NIST}\right)^2} \quad (4\text{-}21)$$

IV.2.4 Calcul de la concentration en ^{10}Be

IV.2.4.1 Conversion du rapport isotopique en concentration

Pour pouvoir calculer un âge d'exposition, il est nécessaire de convertir le rapport isotopique mesuré par AMS ($R_{10/9}$) en un nombre d'atomes de béryllium par gramme de quartz (N_{10}).

L'origine des atomes de ^{10}Be et de ^{9}Be mesurés sur l'échantillon passé dans ASTER est triple : 1) du quartz de l'échantillon (n_{10}^S et n_9^S) ; 2) de l'entraineur ajouté pendant la préparation de l'échantillon (n_{10}^C et n_9^C) ; 3) des acides et réactifs utilisés pour le traitement chimique ou de d'autres sources de pollutions involontaire (n_{10}^P et n_9^P). En considérant ces différentes sources le rapport isotopique ($R_{10/9}$) est donc :

$$R_{10/9} = \frac{n_{10}^S + n_{10}^C + n_{10}^P}{n_9^S + n_9^C + n_9^P} \quad (4\text{-}22)$$

Il est possible de simplifier cette équation en raison de :

- la part négligeable que représentent les atomes de ^{9}Be provenant de l'échantillon (n_9^S) et de l'ajout accidentel lors de la préparation chimique (n_9^P) (le béryllium étant un élément rare dans l'environnement) par rapport à la part ajoutée volontairement avec l'entraineur (n_9^C).

- la quantité d'entraineur étant similaire pour tous les échantillons (~300 µg), il est possible de considérer que les atomes de ^{10}Be ajoutés accidentellement (n_{10}^B, nombre d'atomes de ^{10}Be des blancs chimiques) correspondent à la somme de ceux provenant de l'entraineur (n_{10}^C) et des acides et réactifs utilisés (n_{10}^P). L'équation (1-15) peut alors être reformulée de la façon suivante :

$$R_{10/9} = \frac{n_{10}^S + n_{10}^B}{n_9^C} \quad (4\text{-}23)$$

Pour le nombre d'atomes de ^{9}Be ajoutés avec l'entraineur (n_9^C) il est possible de le calculer, connaissant la masse d'entraineur ajouté, le nombre d'Avogadro (N_A = 6,022 10^{23} at.mol^{-1}) et la masse molaire du béryllium (A_{Be} = 9,012 g.mol^{-1}) :

$$n_9{}^{C} = \frac{M_C + N_A}{A_{Be}} \tag{4-24}$$

La concentration en ^{10}Be d'un échantillon est quant à elle donnée par le rapport entre le nombre d'atomes de ^{10}Be dans l'échantillon et la masse de quartz de l'échantillon (M_q) :

$$N_{10} = \frac{n_{10}{}^{S}}{M_q} \tag{4-25}$$

En intégrant les équations (1-17) et (1-18) dans l'équation (1-16), il est possible de déterminer pour l'échantillon sa concentration en ^{10}Be (N_{10}) à partir de la mesure du rapport isotopique ($R_{10/9}$), de la connaissance de la masse de quartz de l'échantillon (M_q) et de la masse d'entraineur ajouté (M_C) :

$$N_{10} = \frac{1}{M_q}\left(\frac{R_{10/9} M_C N_A}{A_{Be}} - n_{10}{}^{B}\right) \tag{4-26}$$

Enfin pour s'affranchir des pollutions associées à l'étape de préparation chimique, il faut estimer le nombre d'atomes de ^{10}Be ajoutés par accident ($n_{10}{}^{B}$). Pour cela, un blanc chimique est réalisé pour chaque série d'échantillons analysés. En supposant que la pollution en béryllium et donc le nombre d'atomes de ^{10}Be ajoutés accidentellement est identique dans chaque échantillon et dans le blanc chimique, il devient alors possible de déterminer la part de ^{10}Be résultant de la pollution chimique au cours de la préparation.

En appliquant le même raisonnement que précédemment, le nombre d'atomes de ^{10}Be ajoutés par accident ($n_{10}{}^{B}$) se calcule donc par :

$$n_{10}{}^{B} = \left(\frac{R_{10/9}{}^{B} M_C{}^{B} N_A}{A_{Be}}\right) \tag{4-27}$$

A partir de la mesure du rapport isotopique du blanc analytique ($R_{10/9}{}^{B}$) et de la connaissance de la masse d'entraîneur ajouté dans ce blanc ($M_C{}^{B}$).

L'injection de l'équation (1-20) dans l'équation (1-19) permet d'obtenir finalement la concentration en ^{10}Be dans l'échantillon :

$$N_{10} = \frac{N_A}{M_q A_{Be}}\left(R_{10/9} M_C - R_{10/9}{}^{B} M_C{}^{B}\right) \tag{4-28}$$

Où

$$N_{10} = \frac{\left(R_{10/9} - R_{10/9}{}^{B}\right) N_9{}^{C}}{M_q} \tag{4-29}$$

IV.2.4.2 Incertitude sur la concentration en ^{10}Be

L'incertitude sur la concentration en ^{10}Be (σN_{10}) prend en compte différentes sources d'erreurs telles que les incertitudes sur les rapports isotopiques de l'échantillon ($\sigma R_{10/9}$) et du blanc

($\sigma R_{10/9}{}^{B}$) fournies par le laboratoire. Elle peut être calculée selon la méthode de propagation des erreurs :

$$\sigma N_{10} = \left(\sqrt{\left(\frac{\sqrt{\left(\sigma R_{10/9}\right)^2 + \left(\sigma R_{10/9}{}^{B}\right)^2}}{R_{10/9} - R_{10/9}{}^{B}} \right)^2} \right) \times N_{10} \qquad (4\text{-}30)$$

IV.2.5 Calcul de l'âge d'exposition

La concentration en ^{10}Be (Cx,t) dans un échantillon situé à une profondeur (x) va évoluer au cours du temps (t) comme la différence entre le gain du à la production (P(x,t) et les pertes par érosion (ε) et par décroissance radioactive (λ, constante de décroissance radioactive). Elle est donnée par l'équation différentielle suivante [*Lal,* 1991] :

$$\frac{dC(x,t)}{dt} = P(x) - \varepsilon \frac{dC(x,t)}{dx} - \lambda C(x,t) \qquad (4\text{-}31)$$

Pour obtenir l'évolution de la concentration en béryllium (Cx,t) au cours du temps , il faut intégrer l'équation (1-24). Elle devient alors (1-25) :

$$C(x,t) = C(x,0)e^{(-\lambda t)} + p_\eta \left(\frac{P(0)e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_\eta}}}{\frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_\eta} + \lambda} \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_\eta}\right)t} \right) \right) + p_{\mu f} \left(\frac{P(0)e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_{\mu f}}}}{\frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda} \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_{\mu f}}\right)t} \right) \right) + p_{\mu s} \left(\frac{P(0)e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_{\mu s}}}}{\frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda} \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_{\mu s}}\right)t} \right) \right) \qquad (4\text{-}32)$$

où *C(x,0)* est la concentration initiale de l'échantillon due à une pré-exposition éventuelle (héritage géologique) ; λ est la constante de décroissance radioactive du ^{10}Be ; p_η, $p_{\mu f}$ et $p_{\mu s}$ correspondent aux contributions relatives des neutrons et des muons rapides et lents (paragraphe IV.2.1) ; Λ_η, $\Lambda_{\mu f}$ et $\Lambda_{\mu s}$ sont les longueurs d'atténuation respectives des neutrons et des muons rapides et lents (paragraphe IV.2.2.4) ; ρ est la densité de la roche ; ε est le taux d'érosion ; P(0) est le taux de production normalisé à la surface ; *x* est la profondeur de l'échantillon sous la surface.

Cette équation (1-25) peut être simplifiée en considérant le coefficient d'absorption $\alpha_i = \frac{\rho}{\Lambda_i}$ (cm^{-1}) :

$$C(x,t) = C(x,0)e^{(-\lambda t)} + p_\eta \left(\frac{P(0)e^{-\varepsilon\alpha_n x}}{\varepsilon\alpha_n + \lambda} \left(1 - e^{-(\lambda + \varepsilon\alpha_n)t} \right) \right) + p_{\mu_f} \left(\frac{P(0)e^{-\varepsilon\alpha_{\mu_f} x}}{\varepsilon\alpha_{\mu_f} + \lambda} \left(1 - e^{-\left(\lambda + \varepsilon\alpha_{\mu_f}\right)t} \right) \right) + p_{\mu_s} \left(\frac{P(0)e^{-\varepsilon\alpha_{\mu_s} x}}{\varepsilon\alpha_{\mu_s} + \lambda} \left(1 - e^{-\left(\lambda + \varepsilon\alpha_{\mu_s}\right)t} \right) \right) \qquad (4\text{-}33)$$

Comme le montre la Figure IV-6, l'évolution de la concentration en ^{10}Be *C(x,t)* d'un échantillon au cours du temps peut être décrite par une augmentation jusqu'à un état stationnaire correspondant à un équilibre entre les gains par production et les pertes par érosion et décroissance [*Lal,* 1991 ; *Braucher,* 1998]. Cet équilibre est d'autant plus tardivement atteint que le taux d'érosion est faible (Figure IV-6). En effet pour un taux d'érosion nul (courbe 0 m/Ma), seul les pertes par décroissance radioactive vont équilibrer les gains par production. Le passage à l'état stationnaire marque la limite où la concentration mesurée peut être convertie en âge d'exposition (unicité de la solution), ainsi jusqu'à ce que la concentration atteigne cette valeur à l'équilibre son augmentation va impliquer une augmentation du temps d'exposition t_{min} (courbe 1/Ma). Cependant si la concentration mesurée est égale à la valeur à l'équilibre (courbe 10/Ma) elle ne donnera alors accès qu'au taux d'érosion qui est alors maximum (ε_{max}).

A partir de la mesure de concentration en cosmonucléides d'un échantillon couplée avec les hypothèses concernant l'héritage géologique et le taux d'érosion, un âge d'exposition peut être déterminé (Figure IV-6).

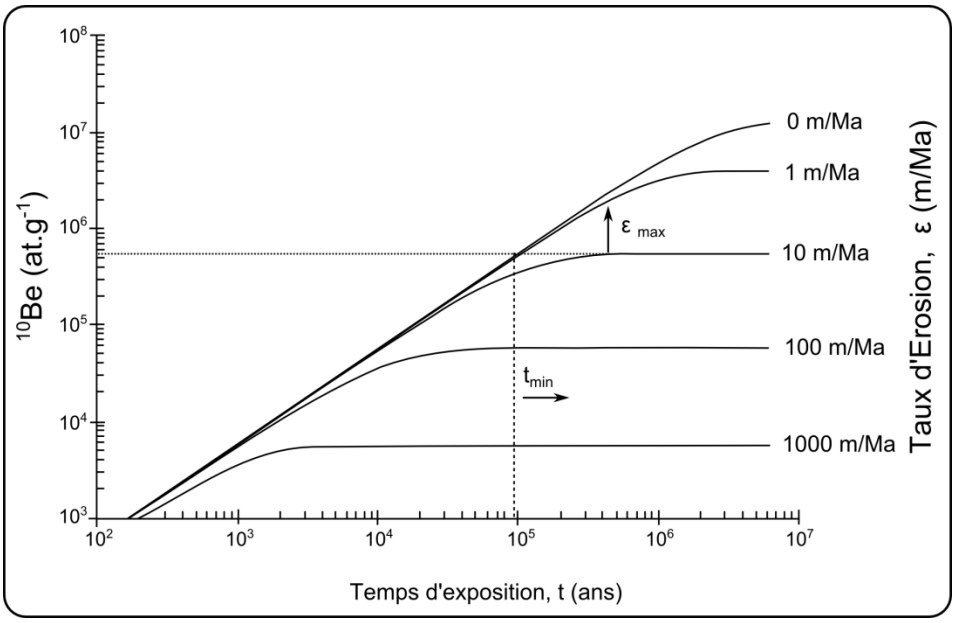


Figure IV-6 Evolution de la concentration en ^{10}Be (C(x,t)) en fonction du temps (t) et du taux d'érosion (ε). Modifiée d'après *Braucher,* 1998.

Avec l'hypothèse d'un héritage géologique nul *C(x,0)* impliquant aucune pré-exposition de l'échantillon au rayonnement cosmique et d'un taux d'érosion (ε) également nul, l'équation (1-26) peut être simplifiée :

$$C(x,t) = \frac{P(0)}{\lambda}\left(1 - e^{-\lambda t_{\min}}\right)\left(p_\eta e^{-\alpha_\eta x} + p_{\mu_f} e^{-\alpha_{\mu_f} x} + p_{\mu_s} e^{-\alpha_{\mu_s} x}\right) \quad (4\text{-}34)$$

L'âge d'exposition calculé est alors minimal (t_{min}). Le calcul est quant à lui réalisé par minimisation du carré de la différence des concentrations en ^{10}Be théoriques (C(x,t)) et celles mesurées par SMA (N_{10}, paragraphe IV.2.3.2.2) :

$$\left(C(x,t) - N_{10}\right)^2 \to 0 \quad (4\text{-}35)$$

Pour exprimer l'âge d'exposition de nos échantillons, la notation standardisée suivante « ^{10}Be ka » est utilisée.

L'incertitude sur l'âge d'exposition en ^{10}Be (σt_{min}) est uniquement déterminée à partir de l'incertitude en ^{10}Be (σN_{10}, eq. 1-23), sachant que cette dernière intègre déjà les incertitudes liées aux rapports isotopiques de l'échantillon ($\sigma R_{10/9}$) et du blanc ($\sigma R_{10/9}^{B}$). La relation suivante est utilisée pour pouvoir calculer cette incertitude sur l'âge d'exposition :

$$\sigma t_{\min} = t_{\min} \frac{\sigma N_{10}}{N_{10}} \tag{4-36}$$

IV.3 Application au mouvement de Séchilienne

Le précédent travail de datation cosmogénique sur le mouvement de Séchilienne a été réalisé par *Le Roux et al.,* en 2009. Pour ce travail ils se sont principalement focalisés sur l'échantillonnage de la partie amont de Séchilienne avec :

- le prélèvement de 4 échantillons sur des surfaces glaciaires héritées (Pg1 à Pg3) situées entre 1121 m et 1080 m, permettant d'évaluer le retrait du glacier à 1100 m (Pg2) dans la zone de Séchilienne à 16,6 ± 0,6 10Be ka (Figure IV-7) et d'estimer la déglaciation complète de la vallée à 13, 3 ± 0,1 ka BP.

- la réalisation de 3 profils verticaux (S1 à S3) sur l'escarpement sommital a permis de dater son initiation à 6,4 ± 1,4 10Be ka (Figure IV-10) au cours de l'Optimum climatique, qui correspond à une période chaude et humide de l'Holocène. Ces profils verticaux ont également mis en évidence une subsidence verticale et continue de l'escarpement sommital jusqu'à aujourd'hui avec toutefois une phase d'accélération entre 1000 et 2000 ans;

A partir de ces contraintes temporelles, un délai d'au moins 5400 ans entre le retrait glaciaire en fond de vallée et l'initiation de l'escarpement sommital est mis en évidence, suggérant que le retrait du glacier de la Romanche n'est pas le facteur déclenchant du mouvement sur l'escarpement sommital. L'initiation résulterait plutôt d'un forçage hydrologique, résultat des conditions climatiques chaudes et humides régnant durant l'Optimum climatique. Ces données, étant limitées à l'escarpement sommital et à la partie amont du mouvement de Séchilienne, ne permettent pas d'établir l'évolution spatiale et temporelle pour l'ensemble du versant de Séchilienne ainsi que la cinématique de retrait du glacier. Nous proposons donc d'étendre l'application de cette méthode à d'autres escarpements appartenant au mouvement de Séchilienne ainsi qu'à d'autres surfaces glaciaires présentes à différentes altitudes dans le versant.

Il existe cependant dans le versant de Séchilienne une grande diversité d'objets géomorphologiques liée d'une part à l'héritage tectonique et glaciaire et d'autre part à la déformation gravitaire qui affecte le versant. En fonction de l'information recherchée c'est-à-dire retrait du glacier ou de l'initiation de la déstabilisation, la surface échantillonnée sera différente. Il est donc nécessaire de pouvoir déterminer son origine. Pour cela nous nous baserons sur le travail de caractérisation géomorphologique présenté dans le paragraphe III.3 du chapitre 3.

A cela s'ajoute une activité érosive (écroulements et chutes de blocs) parfois importante sur ces surfaces qui va induire un rajeunissement de la surface et donc une diminution des âges d'exposition. Pour pouvoir dater l'exposition de la paléo-surface ou l'initiation de l'escarpement et non pas une activité érosive postérieure il est donc important de sélectionner et d'échantillonner des surfaces préservées de l'érosion.

IV.3.1 Stratégie d'échantillonnage

Les âges d'exposition sont calculés à partir du ^{10}Be in situ qui s'est s'accumulé dans le quartz. Il est donc nécessaire de prélever des échantillons comportant suffisamment de quartz. Des veines et fentes de quartz ou des roches contenant de grandes proportions de quartz telles que des quartzites ont donc été préférentiellement échantillonnées à la surface des escarpements gravitaires et des paléo-surfaces glaciaires sélectionnés. Pour ces échantillons, des masses de 0,5 à 1 kg de roches ont été prélevées au plus proche de la surface afin de minimiser les problèmes d'atténuation liés à la matière (paragraphe IV.2.2.4). Ils ont été ensuite envoyés pour analyse au CEREGE (paragraphe IV.2.3). Chaque échantillon a été localisé (altitude, latitude) au moyen d'un GPS, caractérisé par sa géométrie d'exposition (masques au rayonnement cosmique : topographie locale et alentour) à l'aide d'une boussole avec miroir de visé et clinomètre et par ses dimensions (dimensions moyennes des morceaux prélevés constituant l'échantillon) afin de pouvoir déterminer un taux de production spécifique à l'échantillon (Tableau IV-4). Pour un échantillon prélevé le long d'un escarpement, la distance par rapport au sommet de l'escarpement (D en m) a également été mesurée à l'aide d'un décamètre.

Au total, 64 échantillons ont été prélevés au cours de trois campagnes réalisées en 2010, 2011 et 2012. Afin de garder une cohérence avec le travail antérieur (Chapitre II, Paragraphe II-4), réalisé par *Le Roux et al.,* [2009], la même nomenclature a été utilisée pour les échantillons prélevés à savoir :

- Pg*i* : pour les échantillons issus de surfaces glaciaires avec *i* le numéro de l'échantillon.
- S*i*-*n* : pour les échantillons provenant d'escarpements avec *i* le numéro de l'escarpement et *n* le numéro de l'échantillon.

IV.3.1.1 Echantillonnage de paléo-surfaces glaciaires : Retrait du glacier du versant.

Pour obtenir des contraintes temporelles sur le retrait du glacier le long du versant de Séchilienne, 13 échantillons ont été collectés au cours des campagnes de 2010 et de 2011 (Figure IV-7) sur des paléo-surface glaciaires situées entre 873 m et 1122 m d'altitude (soit environ 250 m de dénivelé). Ces surfaces échantillonnées sont en majorité situées dans la zone 1, avec toutefois des surfaces échantillonnées à la limite entre les zones 1 et 2 (S14-0) et dans la zone 3 (S4-0). Ces surfaces ont été sélectionnées car elles présentent (1) des indices morphologiques caractéristiques d'une origine glaciaire (surface polie, stries, géométrie concave pour des roches moutonnées) et (2) peu de traces d'érosion, respectant ainsi l'hypothèse d'une érosion négligeable de la surface depuis le retrait du glacier. Pour 10 des 13 échantillons prélevés, la nomenclature S*i*-0 est utilisée car ces échantillons proviennent des paléo-surfaces glaciaires situées au sommet des escarpements sur lesquels ont été réalisés des profils verticaux (paragraphe IV.3.1.2). Pour les 3 autres échantillons la

nomenclature Pg*i* est adoptée. Les principales limitations que nous avons rencontrées lors de cet échantillonnage résultent (1) du faible nombre de ces surfaces à l'affleurement celles-ci étant recouvertes par des dépôts morainiques ou de sol (2) et de leurs faibles superficies diminuant ainsi les chances de pouvoir trouver du quartz. Les directions d'écoulement déterminées à partir des échantillons Pg4 et Pg6 (flèches bleues, Figure IV-7) sont également présentées sur la Figure IV-7 et viennent compléter les observations faites précédemment (flèches blanches, Chapitre 3, Paragraphe III.3.1).

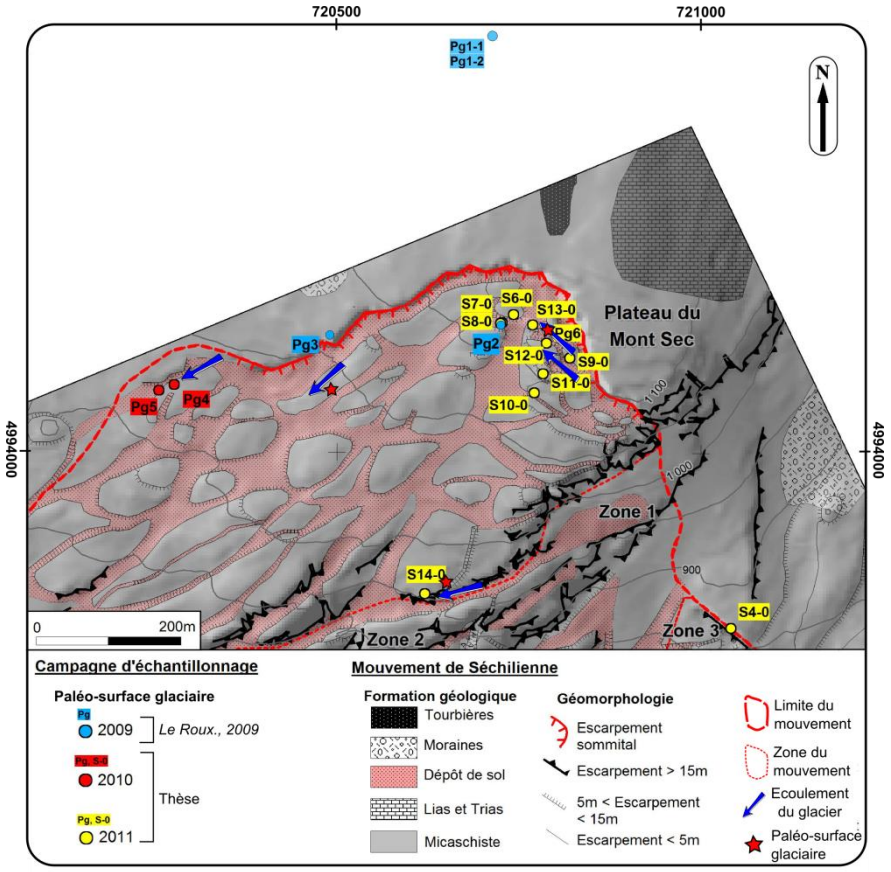


Figure IV-7 Localisations des échantillons prélevés sur des paléo-surfaces glaciaires durant ce travail de Thèse (rouge et jaune) et ceux prélevés par Le Roux et al. (2009) (bleue). Les directions d'écoulement glaciaire acquises au Chapitre III paragraphe III.3.1 et pour les paleo-surfaces glaciaires échantillonnées Pg4 et Pg6 sont représentées par les flèches bleues.

IV.3.1.1.1 Présentation des paléo-surfaces glaciaires échantillonnées

Les échantillons Pg4 et Pg5 ont été échantillonnés durant la première campagne de 2010 (Figure IV-7) sur des paléo-surfaces glaciaires localisées à proximité de la limite Nord-Ouest du mouvement (Zone 1) en bordure d'un sillon orienté NE-SW. Ces surfaces situées à 1025 et 1015 m d'altitude présentent respectivement des stries glaciaires subhorizontales orientées NE-SW (Pg4, Figure IV-8a) et une surface polie (Pg5, Figure IV-8b). Peu de traces d'érosion sont observées sur ces surfaces compte tenu de la bonne préservation des stries [*Nishiizumi et al.,* 1989 ; *Gosse et Phillips,* 2001] et du poli de la surface. Les deux échantillons suivant ont été prélevés au cours de la campagne de 2011. L'échantillon Pg6 (Figure IV-8c) a été collecté sur le flanc d'une roche moutonnée orientée WNW-ESE située à proximité du pied de l'escarpement sommital (Figure IV-7).

L'échantillon S6-0 (Figure IV-8d) appartient quant à lui à la série d'échantillons prélevés au sommet des escarpements. Comme pour l'ensemble des échantillons composant cette série, la paléo-surface glaciaire qui a été échantillonnée correspond à un poli-glaciaire. Pour cet échantillon S6-0, le prélèvement a été réalisé sur la partie la plus saine du poli-glaciaire c'est-à-dire la partie la moins altérée et qui ne présente pas de fractures.

Des informations sur l'orientation de l'écoulement glaciaire n'ont été obtenues que sur les échantillons Pg4 et Pg6. Ces informations présentées sur la Figure IV-7 permettent de confirmer les observations faites précédemment (Chapitre III paragraphe III.3.1) à savoir un écoulement vers le WNW à l'Est du versant et un écoulement orienté NE-SW à l'Ouest du versant.

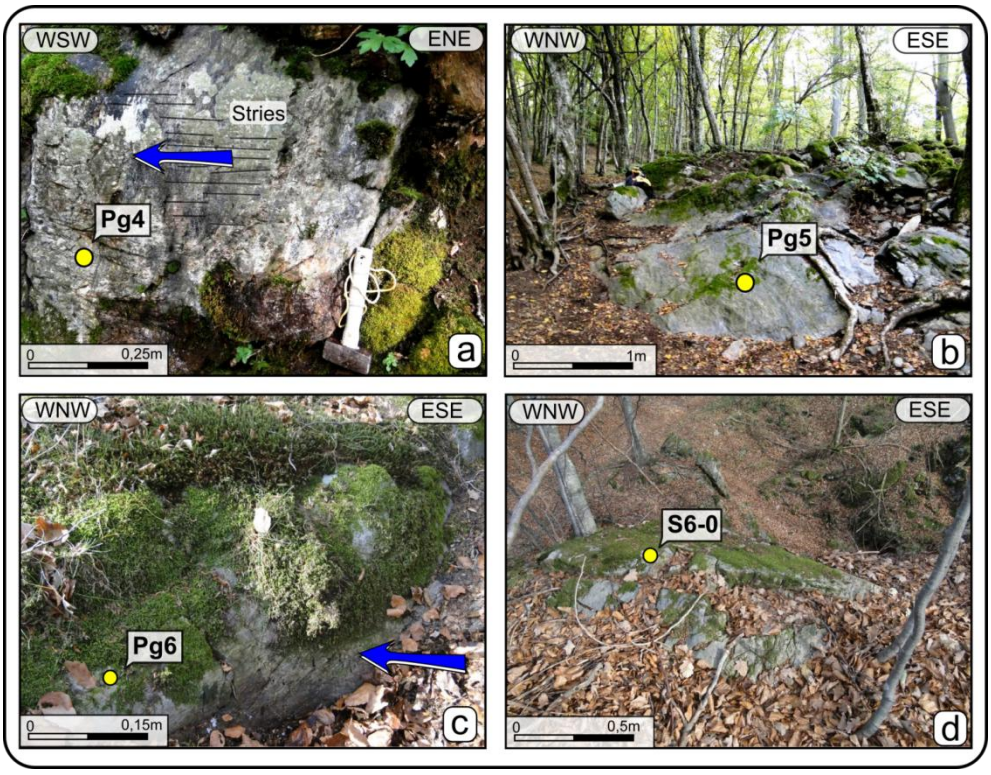


Figure IV-8 Photographies des surfaces glaciaires échantillonnées a) Pg4 prélevé sur une surface striée b) Pg5, prélevé sur une surface polie c) Pg6 prélevé sur une roche moutonnée d) S6-0, prélevé au sommet d'un escarpement sur une surface polie. Les flèches bleues indiquent la direction d'écoulement de la glace.

IV.3.1.2 Echantillonnage d'escarpements gravitaires internes : Evolution spatio-temporelle du mouvement.

L'échantillonnage des 12 escarpements présentés sur la Figure IV-10 a été réalisé au cours des campagnes d'échantillonnage de 2010, 2011 et 2012. C'est au total 52 échantillons qui ont été prélevés sur les escarpements sélectionnés à partir du travail de caractérisation géomorphologique présenté au Chapitre III (paragraphe III.3.2) mais également sur des critères liés à l'activité érosive. En effet contrairement à l'escarpement sommital, les escarpements internes présentent à leur surface des indices d'une activité érosive beaucoup plus importante (Figure IV-9a). Pour obtenir des âges d'exposition liés à l'initiation du mouvement et non à une activité postérieure d'érosion (chutes de blocs, éboulement, effondrement), il est donc important de sélectionner des surfaces préservées de l'érosion.

Pour cela un certain nombre de critère a été établi à partir d'observations de terrain faites (1) à la surface et (2) au pied des escarpements. A la surface de l'escarpement, les observations portent sur la rugosité de la surface (irrégularité de la surface), la présence de stries mécaniques (associés à la formation de l'escarpement), ou encore sur la patine de la roche (altération chimique de la roche soumise aux intempéries). Aux observations faites à la surface viennent s'ajouter celles faites au pied de l'escarpement notamment sur la présence de blocs et d'éboulis (cône ou tablier d'éboulis) dont la végétalisation ou non peut apporter des informations complémentaires sur l'ancienneté de l'activité.

Pour illustrer les types d'observations réalisées, deux escarpements sont présentés à la Figure IV-9.

Le 1er escarpement présenté précédemment dans le paragraphe III.3.2 (Figure III.20a) montre de nombreux indices d'une activité érosive importante et récente à sa surface. Comme on peut le voir sur la Figure IV-9a cet escarpement possède une surface avec une rugosité importante soulignée par endroit par la présence de végétation. Au centre de la photographie, l'escarpement présente une zone en retrait suggérant l'éboulement de cette partie de l'escarpement. Ce qui est confirmé par la présence au pied de cette zone source d'un cône d'éboulis. Cet éboulis non végétalisé et l'absence de patine de la roche affleurant dans la zone source (couleur beige de la roche) indiquent de plus que cette activité est récente.

Le second escarpement (Figure IV-9b), correspond à l'escarpement S6 sur lequel nous avons réalisé un profil vertical. Contrairement à l'escarpement précédent cet escarpement montre une surface avec une faible rugosité signe d'une activité érosive peu importante comme le confirme le faible nombre de blocs présents au pied de l'escarpement. La patine présente sur l'ensemble de la surface de cet escarpement suggère également que celle-ci n'a pas été récemment affectée par des chutes de blocs. Ce second escarpement remplit donc les critères de sélection pour un échantillonnage en présentant globalement une surface bien préservée de l'érosion comme le suggèrent les observations : faible rugosité de la surface, peu de blocs présents en pied de versant et une roche patinée.

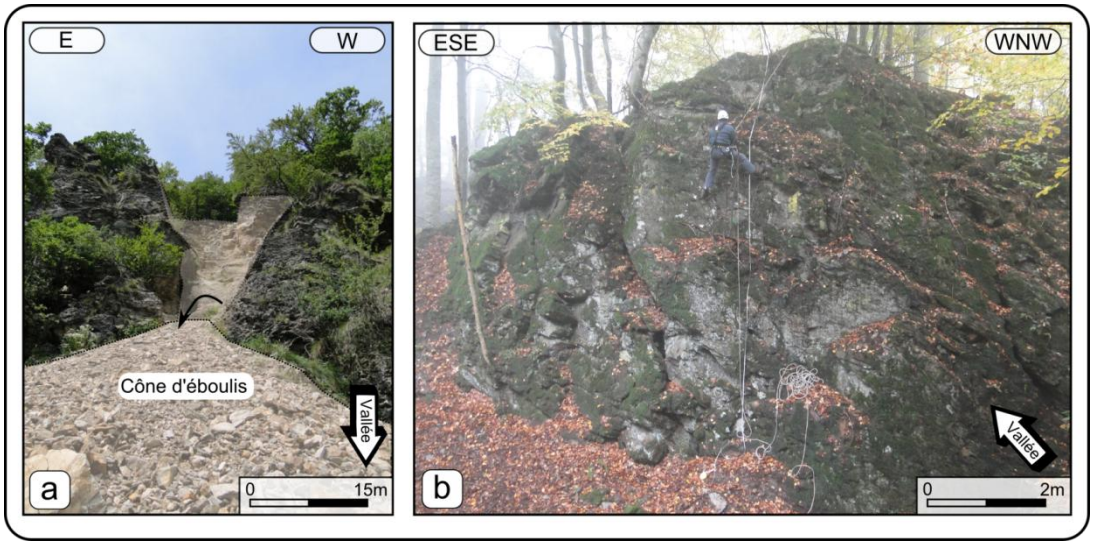


Figure IV-9 Exemples de deux escarpements présentant a) une activité érosive importante et b) une activité érosive globalement faible.

Les escarpements remplissant ces critères de sélection sont cependant peu nombreux à travers le versant. Un travail d'investigation a donc été nécessaire pour repérer les escarpements exploitables pour échantillonnage. Une fois les escarpements sélectionnés, l'échantillonnage a été réalisé sous la forme de profils verticaux (2 échantillons au minimum) le long de ces escarpements afin d'avoir une idée de la dynamique de création de l'escarpement. Compte tenu de leur hauteur parfois très importante (> 30m) l'échantillonnage a été réalisé sur corde. Certains de ces profils verticaux présentent un étalement horizontal assez important en raison d'une distribution aléatoire du quartz à la surface de l'escarpement, d'une géométrie parfois complexe de l'escarpement (surplomb) ou de l'activité érosive à la surface (certaines zones ayant été affectées par des chutes de blocs). A ces profils verticaux s'ajoute également un échantillonnage systématique au sommet des escarpements afin d'améliorer la calibration du taux de production.

Pour valider la stratégie d'échantillonnage et les critères choisis un premier échantillonnage a été effectué en 2010, durant lequel 6 escarpements ont été échantillonnés. Ces escarpements sont pour la plupart situés à proximité de l'escarpement sommital en raison de la facilité d'accès et de la faible activité érosive à leur surface. Les premiers résultats de concentration en ^{10}Be, ont révélé pour certains échantillons une faible concentration en ^{10}Be. Pour mieux calibrer le taux de production des profils verticaux nous avons donc réalisé durant la seconde campagne de 2011 un échantillonnage systématique des surfaces glaciaires présentes au sommet des escarpements. Au cours de cette campagne (2011) de nouveaux échantillons ont également été collectés sur les profils d'échantillonnage réalisés précédemment (2010) afin de les compléter. Ces premiers résultats ont surtout permis de valider et d'améliorer la stratégie d'échantillonnage et les critères de sélection permettant ainsi d'investiguer la partie plus interne du mouvement avec notamment l'échantillonnage de 5 nouveaux escarpements (S10-S14). La dernière campagne d'échantillonnage a été réalisée en 2012 avec un dernier profil échantillonné (S15) à proximité de la grande combe.

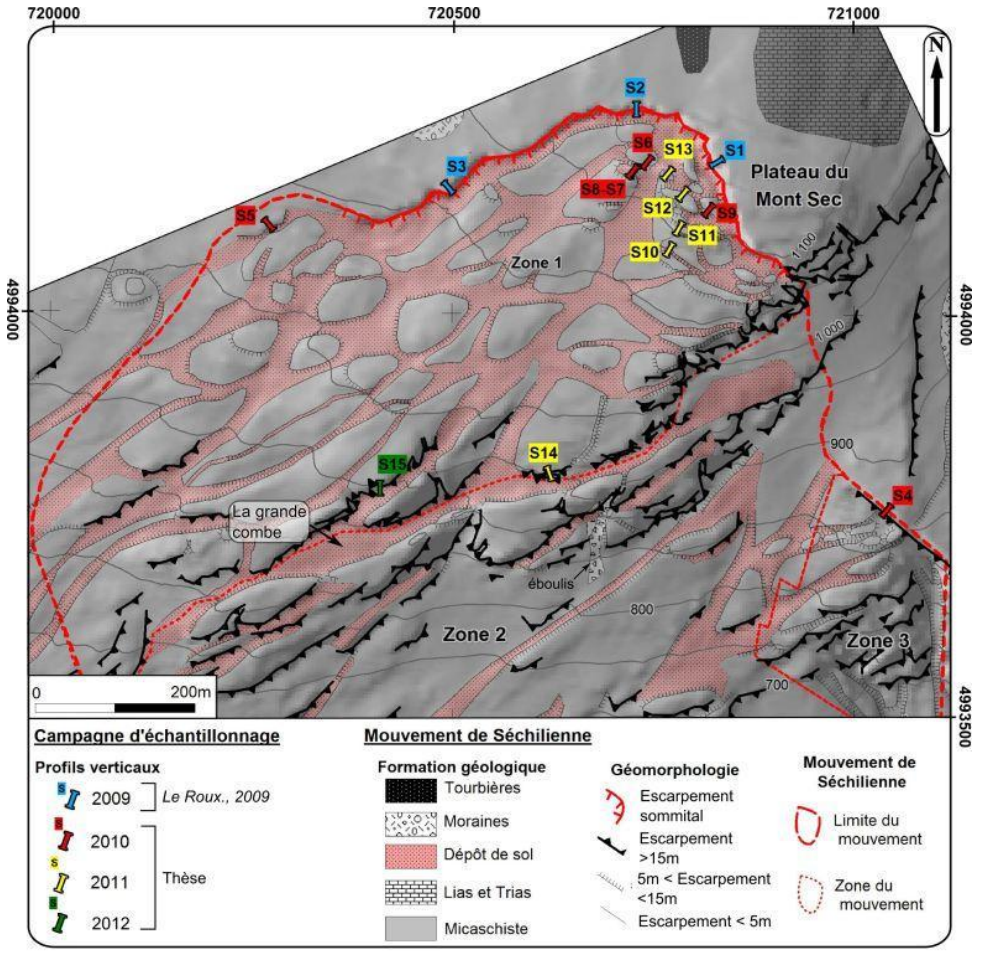


Figure IV-10 Localisation des profils verticaux échantillonnés sur des surfaces gravitaires. $^{Si-n}$ 2009 [*Le Roux et al.,* 2009] ; $^{S-n}$2010, 2011 et 2012 échantillons prélevés durant ce travail de thèse.

IV.3.1.2.1 Présentation des escarpements et des profils verticaux associés

Des profils d'échantillonnage verticaux ont donc été réalisés sur 12 escarpements que nous avons classés en 3 catégories :

4) La première regroupe les escarpements S4 et S5. Ces escarpements que nous appellerons sommitaux sont dans le prolongement de l'escarpement sommital et viennent délimiter partiellement à l'Est et à l'Ouest le mouvement.

5) la 2nd est constituée des escarpements S6 à S13 qui ont un tous un regard amont c'est à dire une orientation de leur surface dans le sens opposé à la pente. Ils correspondent donc à des contre-escarpements.

6) la dernière catégorie est composée des escarpements internes au mouvement, orientés dans la pente et qui se succèdent pour certain spatialement dessinant ainsi des gradins.

Pour chacun de ces escarpements et des profils d'échantillonnage verticaux associés, une présentation est faite dans ce paragraphe. Pour les échantillons composant ces profils, les données telles que la localisation, la nature des matériaux échantillonné, les dimensions moyennes des

morceaux de roches composant l'échantillon, les masques topographiques à 360° et le pendage de la surface échantillonné sont présentées dans le tableau correspondant à l'escarpement.

Les escarpements sommitaux

L'escarpement S4

Cet escarpement majeur (Figure IV-11) globalement orienté N120 matérialise une partie de la limite Est du mouvement de Séchilienne et délimite sur 200 m la zone stable de la zone 3 (Ruines de Séchilienne) très instable (Figure IV-10). Sur cet escarpement atteignant par endroit 33 m de hauteur, un profil vertical S4 a été réalisé. La surface échantillonnée a été sélectionnée car celle-ci est relativement bien préservée de l'érosion contrairement aux surfaces adjacentes sur lesquelles apparaissent des indices évidents de chute de blocs. Le long de cette surface pentée entre 70 à 80°, neuf échantillons ont été prélevés au cours des campagnes de 2010 et 2011. Ce profil vertical (Figure IV-11) s'étend sur une distance (D) de 24 m par rapport au sommet de l'escarpement et présente une dispersion horizontale des échantillons de quelques mètres par rapport à un profil vertical moyen en raison de l'absence de quartz dans les premiers mètres entre S4-0 et S4-3. De plus, il présente un léger surplomb après l'échantillon S4-5 qui rend l'échantillonnage difficile. Les données obtenues pour chacun des échantillons du profil sont présentées dans le Tableau IV-4. Le masque topographique est ici assez faible, car les reliefs environnant sont éloignés et n'ont qu'une faible influence.

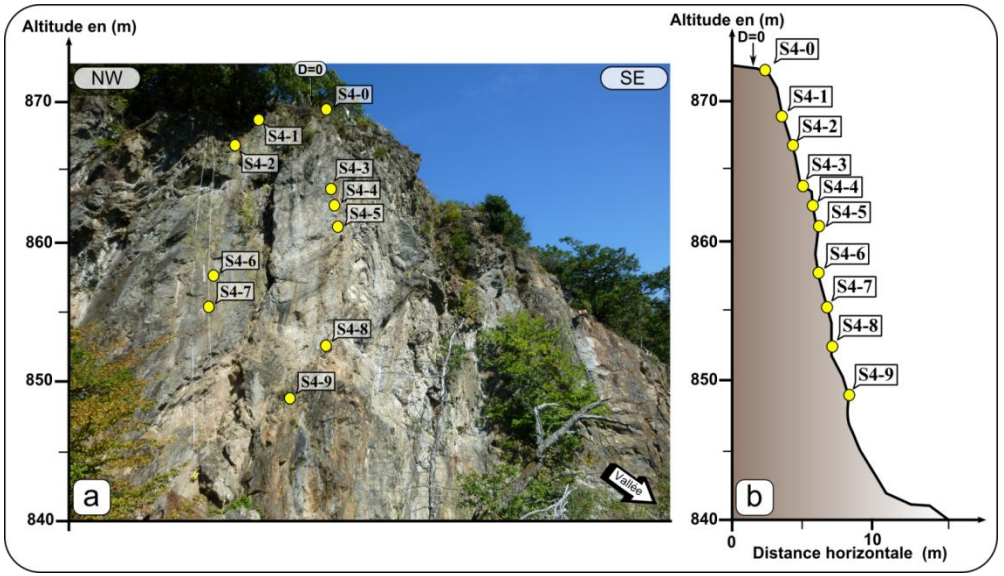


Figure IV-11 Photographie de l'escarpement S4 avec localisation des échantillons à la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S4 à l'échelle 1/1 avec la localisation des échantillons prélevés (point jaune).

Echantillon		Localisation WGS84 UTM 31N			D (m)	Materiau échantilloné	Dimensions moyennes de l'échantillon			Masque topographique à 360°												Observation sur l'escarpement		
N°	Campagne	X (m)	Y (m)	Z (m)			Longueur (cm)	Largeur (cm)	Epaisseur (cm)	θ (°)	Δφ (°)	θ (°)	Δφ (°)	θ (°)	Δφ (°)	θ (°)	Δφ (°)	θ (°)	Δφ (°)	θ (°)	Δφ (°)	Morphologie	Orientation	Zone du mouvement
S4-0	2011	721040	4993762	873,1	0	veine quartz	5	3	1	0	120	13	50	8	30	4	20	8	20	6	30	19	30	0	60	Escarpement majeur 33m	N120 70°S	3
S4-1	2011	721028	4993768	868,2	4,9	Quartzite + inclusions quartz	5	3	2	70	120	13	50	8	30	4	20	8	20	6	30	19	30	70	60	Escarpement majeur28m	N120 80°S	3
S4-2	2010	721028	4993768	866,7	6,4	Quartzite + inclusions quartz	5	4	3	70	120	13	50	8	30	4	20	8	20	6	30	19	30	70	60	Escarpement majeur 28m	N120 80°S	3
S4-3	2010	721040	4993762	864	9,1	veine quartz	3	2	1,5	70	120	13	50	8	30	4	20	8	20	6	30	19	30	70	60	Escarpement majeur 33m	N120 70°S	3
S4-4	2010	721040	4993762	862,4	10,7	Placage quartz	5	3	1,5	70	120	13	50	8	30	4	20	8	20	6	30	19	30	70	60	Escarpement majeur 33m	N120 80°S	3
S4-5	2010	721040	4993762	861,4	11,7	Gros cristaux quartz automorphes	12	6	3,5	70	120	13	50	8	30	4	20	8	20	6	30	19	30	70	60	Escarpement majeur 33m	N110 Subverticale	3
S4-6	2011	721028	4993768	857,3	15,8	Quartzite + inclusions quartz	4	6	2	70	120	13	50	8	30	4	20	8	20	6	30	19	30	70	60	Escarpement majeur 28m	N120 80°S	3
S4-7	2010	721034	4993764	855,1	18	Placage quartz + quelques cristaux automorphes	8	5	1,5	70	120	13	50	8	30	4	20	8	20	6	30	19	30	70	60	Escarpement majeur 28,3m	N120 80°S	3
S4-8	2010	721040	4993762	852,6	20,5	Quartzite + inclusions quartz	5	3	3	70	120	13	50	8	30	4	20	8	20	6	30	19	30	70	60	Escarpement majeur 33m	N120 Subverticale	3
S4-9	2011	721028	4993768	849,1	24	Quartzite + inclusions quartz	7	5	2,5	70	120	13	50	8	30	4	20	8	20	6	30	19	30	70	60	Escarpement majeur 28m	N120 80°S	3

Tableau IV-4 Données des échantillons prélevés à la surface de l'escarpement S4. X : latitude. Y : longitude. Z : altitude. D : distance entre le sommet de l'escarpement et l'échantillon. Nature du matériau échantillonné. Dimensions moyennes des morceaux de roches composant l'échantillon. Masque topographique de l'échantillon avec θ : la pente constante. Δϕ : angle solide. Morphologie, orientation et localisation dans le mouvement de l'escarpement.

Escarpement S5

L'escarpement S5 est situé au Nord-Est de la zone 1 après le virage de la terminaison Est de l'escarpement sommital (Figure IV-10). Bien que le tracé actuel de la limite du mouvement passe derrière l'escarpement, l'observation de la géomorphologie suggère un lien entre la terminaison de l'escarpement sommital et cet escarpement. S'étendant latéralement sur environ 70 m, avec une hauteur comprise entre 6 et 10 m, nous avons sur cet escarpement échantillonné la partie centrale d'une hauteur de 6,7 m. Le profil vertical réalisé sur cette surface pentée entre 70° et 80° SE est composé de 4 échantillons (Tableau IV-5) dont le plus distant est situé à 5,9 m du sommet. L'échantillonnage a été réalisé au cours des campagnes de 2010 et 2011 avec deux échantillons prélevés durant chaque campagne. Aucune paléo-surface glaciaire n'a pu cependant être échantillonnée pour ce profil en raison d'une couverture pédologique épaisse et omniprésente au sommet de l'escarpement.

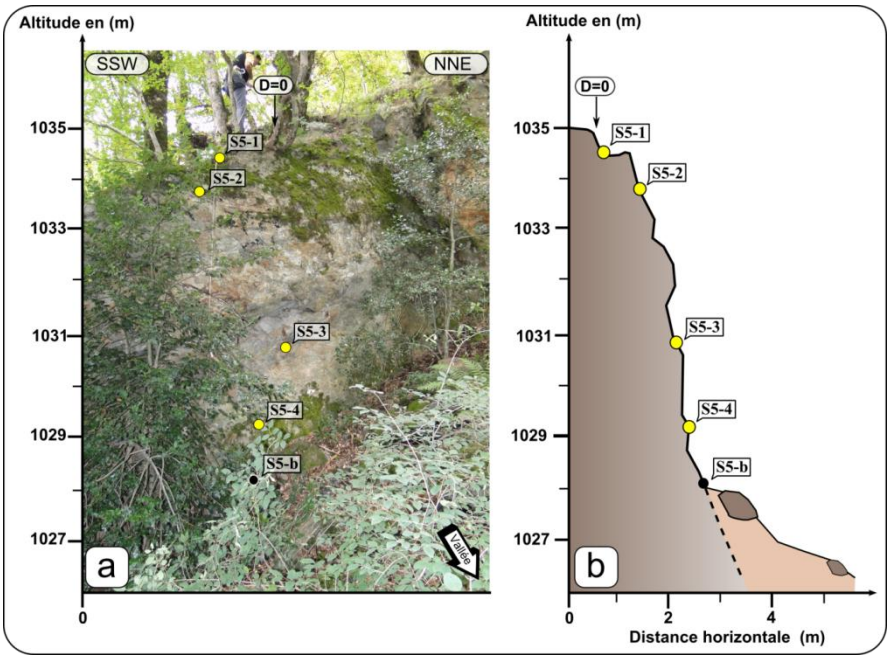


Figure IV-12 Photographie de l'escarpement S5 avec localisation des échantillons à la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S5 à l'échelle 1/1 avec la localisation des échantillons prélevés (point jaune).

Echantillon		Localisation WGS84 UTM 31N			D	Matériau	Dimensions moyennes de l'échantillon			Masque topographique à 360								Observation sur l'escarpement		
N°	Campagne	X (m)	Y (m)	Z (m)	(m)	échantilloné	Longueur (cm)	Largeur (cm)	Epaisseur (cm)	θ (°)	Δφ (°)	θ (°)	Δφ (°)	θ (°)	Δφ (°)	θ (°)	Δφ (°)	Morphologie	Orientation	Zone du mouvement
S5-1	2010	720271	4994113	1034,3	0,7	Schistes + inclusions quartz	4	3	1,5	72	30	6	30	10	150	72	150	Escarpement intermédiaire 6,7 m	N30 72°SE	1
S5-2	2010	720271	4994113	1033,8	1,2	Quartzite	7	7	4	80	30	6	30	10	150	80	150	Escarpement intermédiaire 6,7 m	N20 80°E	1
S5-3	2011	720271	4994113	1030,8	4,2	Quartzite	5	4	2	80	30	6	30	10	150	80	150	Escarpement intermédiaire 6,7 m	N20 80°E	1
S5-4	2011	720271	4994113	1029,1	5,9	Quartzite	6	3	2,5	80	30	6	30	10	150	80	150	Escarpement intermédiaire 6,7 m	N20 70°E	1

Tableau IV-5 Données des échantillons prélevés à la surface de l'escarpement S5. X : latitude. Y : longitude. Z : altitude. D : distance entre le sommet de l'escarpement et l'échantillon. Nature du matériau échantillonné. Dimensions moyennes des morceaux de roches composant l'échantillon. Masque

topographique de l'échantillon avec θ : la pente constante. Δϕ : angle solide. Morphologie, orientation et localisation dans le mouvement de l'escarpement.

Les contre-escarpements

Quatre contre-escarpements ont été échantillonnés dans la zone 1. Parmi ces 4 escarpements à regard amont, trois escarpements S6, S7 et S8 se succèdent spatialement (S6 étant le plus proche de l'escarpement sommital et S8 le plus éloigné) avec une altitude croissante vers la vallée (1115 à 1122 m). L'escarpement S13 est quant à lui situé au droit des ces escarpements (en regardant vers le Nord) au niveau de l'escarpement S7.

Contre-escarpement S6

L'escarpement S6 orienté N110 est donc situé à proximité de l'escarpement sommital (zone 1) (Figure IV-10). Peu étendu, environ une dizaine de mètres de long cet escarpement intermédiaire possède une hauteur moyenne de 8m. Sa surface pentée globalement à 74° vers le Nord présente vers le sommet (1115 m d'altitude) un léger replat. On peut également noter la présence à la surface de l'escarpement de quelques zones d'accumulation de sol et de matériel végétal signe d'une surface localement irrégulière (chutes de blocs) (Figure IV-13). Au pied de l'escarpement, un sillon est présent avec un remplissage de sol et de matériel végétal (feuille, branche, etc …) et la présence de quelques blocs. Ces blocs résultent probablement d'une activité érosive ancienne compte tenu de la couleur gris-sombre à l'escarpement induit par la patine de la roche. Un profil vertical composé de 4 échantillons (3 échantillons en 2010 et 1 échantillon en 2011, (Tableau IV-6)) a été réalisé sur cette surface, auquel on peut ajouter un échantillon prélevé sur la paléo-surface glaciaire au sommet de l'escarpement (Figure IV-8d). Ce profil s'étend sur une distance D de 5,8 m. Contrairement au profil S4, des valeurs plus élevées ont été obtenues pour le masque topographique (Tableau IV-6) en raison de la proximité de l'escarpement sommital, qui impose un écrantage important du rayonnement cosmique.

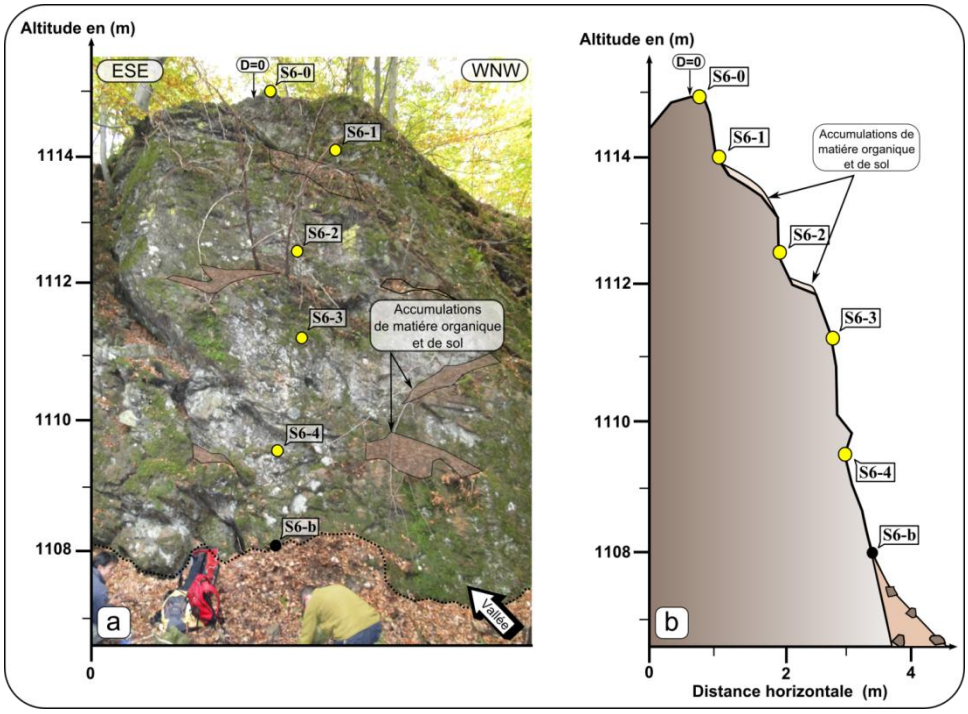


Figure IV-13 Photographie de l'escarpement S6 avec localisation des échantillons à la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S6 à l'échelle 1/1 avec la localisation des échantillons prélevés (point jaune).

Echantillon		Localisation WGS84 UTM 31N			D	Materiau	Dimensions moyennes de l'échantillon			Masque topographique à 360								Observation sur l'escarpement		
N°	Campagne	X (m)	Y (m)	Z (m)	(m)	échantillonné	Longueur (cm)	Largeur (cm)	Epaisseur (cm)	θ (°)	Δϕ (°)	θ (°)	Δϕ (°)	θ (°)	Δϕ (°)	θ (°)	Δϕ (°)	Morphologie	Orientation	Zone du mouvement
S6-0	2011	7E+05	4994190	1115	0	veine quartz	5	4	2,1	27	110	8	46	0	132	12	32	27	40	Escarpement intermédiaire 8m	N110 74°NW	1
S6-1	2010	7E+05	4994190	1114	1	Placage quartz + quelques cristaux automorphes	5	4	2,5	27	110	8	46	74	132	12	32	27	40	Escarpement intermédiaire 8m	N110 74°NW	1
S6-2	2011	7E+05	4994190	1113	2,5	Quartzite + inclusions quartz	4	3	2	27	110	8	46	74	132	12	32	27	40	Escarpement intermédiaire 8m	N110 74°NW	1
S6-3	2010	7E+05	4994190	1111	3,9	Quartzite + inclusions quartz	4	4	2	27	110	8	46	74	132	12	32	27	40	Escarpement intermédiaire 8m	N110 74°NW	1
S6-4	2010	7E+05	4994190	1109	5,8	Quartzite + inclusions quartz + cristaux automorphes	6	7	4,5	27	110	8	46	74	132	12	32	27	40	Escarpement intermédiaire 8m	N110 74°NW	1

Tableau IV-6 Données des échantillons prélevés à la surface de l'escarpement S6. X : latitude. Y : longitude. Z : altitude. D : distance entre le sommet de l'escarpement et l'échantillon. Nature du matériau échantillonné. Dimensions moyennes des morceaux de roches composant l'échantillon. Masque topographique de l'échantillon avec θ : la pente constante. Δϕ : angle solide. Morphologie, orientation et localisation dans le mouvement de l'escarpement.

Contre-escarpement S7

Séparé par un sillon (Figure IV-10), l'escarpement S7 (1120 m d'altitude) succède à l'escarpement S6. Cet escarpement également peu étendu, fait une dizaine de mètre de long avec une hauteur variable atteignant par endroit presque 9 m. Comme pour S6 cet escarpement est également orienté N110 mais présente une surface avec un pendage moins important de 60° vers le Nord. Au pied de l'escarpement on peut relever la présence de quelques blocs et d'un dépôt de sol assez important, la couleur de l'escarpement et la surface globalement régulière n'indique cependant pas d'activité récente.

Quatre échantillons ont été collectés (dont la moitié en 2010 et l'autre en 2011) à la surface en prenant soin d'éviter les parties en relief signe probable d'une ancienne chute de bloc. Ce profil vertical couvre ainsi 7,2 m et est complété par un échantillon au sommet de l'escarpement. Le masque topographique défini pour chacun des échantillons de cet escarpement est également important en raison de la proximité et de la géométrie de l'escarpement sommital. (Tableau IV-7)

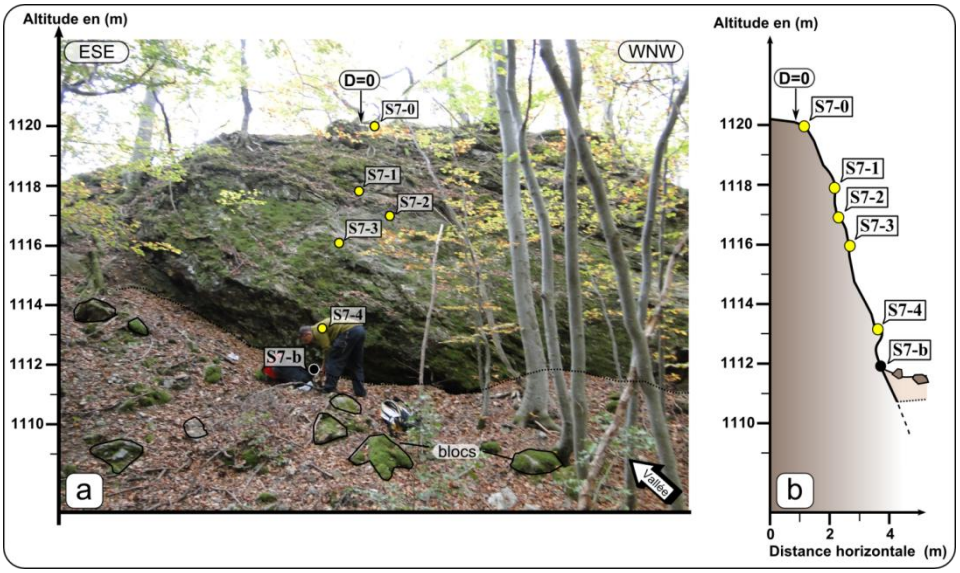


Figure IV-14 Photographie de l'escarpement S7 avec localisation des échantillons à la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S7 à l'échelle 1/1 avec la localisation des échantillons prélevés (point jaune).

Echantillon		Localisation WGS84 UTM 31N			D (m)	Materiau échantilloné	Dimensions moyennes de l'échantillon			Masque topographique à 360°										Observation sur l'escarpement		
N°	Campagne	X (m)	Y (m)	Z (m)			Longueur (cm)	Largeur (cm)	Epaisseur (cm)	θ (°)	Δϕ (°)	θ (°)	Δϕ (°)	θ (°)	Δϕ (°)	θ (°)	Δϕ (°)	θ (°)	Δϕ (°)	Morphologie	Orientation	Zone du mouvement
S7-0	2011	720727	4994179	1120	0	Quartzite + inclusions quartz	3	4	1,5	23	100	6	30	0	158	4	32	23	40	Escarpement intermédiaire 8,8m	N110 60°NW	1
S7-1	2010	720727	4994179	1118	2	Quartzite + inclusions quartz	4	2,5	2	23	100	6	30	60	158	4	32	23	40	Escarpement intermédiaire 8,8m	N110 60°NW	1
S7-2	2011	720727	4994179	1117	3	Quartzite + inclusions quartz	4	5	3	23	100	6	30	60	158	4	32	23	40	Escarpement intermédiaire 8,8m	N110 60°NW	1
S7-3	2011	720727	4994179	1116,1	3,9	Quartzite + inclusions quartz	3	6	2	23	100	6	30	60	158	4	32	23	40	Escarpement intermédiaire 8,8m	N110 60°NW	1
S7-4	2010	720727	4994179	1112,8	7,2	Quartzite + inclusions quartz	4,5	4	2,5	23	100	6	30	60	158	4	32	23	40	Escarpement intermédiaire 8,8m	N110 60°NW	1

Tableau IV-7 Données des échantillons prélevés à la surface de l'escarpement S7. X : latitude. Y : longitude. Z : altitude. D : distance entre le sommet de l'escarpement et l'échantillon. Nature du matériau échantillonné. Dimensions moyennes des morceaux de roches composant l'échantillon L : longueur l : largeur. E : épaisseur. Masque topographique de l'échantillon avec θ : la pente constante. Δϕ : angle solide. Morphologie, orientation et localisation dans le mouvement de l'escarpement.

Contre-escarpement S8

L'escarpement S8 (1122 m d'altitude) correspond au dernier contre escarpement formant le triplet S6-S7 et S8 (Figure IV-10). Il présente une orientation N120 proche des deux escarpements précédents et une surface avec un pendage subvertical. N'ayant pas accès verticalement à toute la surface de l'escarpement, le profil réalisé est étalé horizontalement, les échantillons ont toutefois bien été prélevés à différentes distances D du sommet de l'escarpement (Figure IV-15). Le profil composé de 3 échantillons (2 en 2010 et 1 échantillon en 2011) s'étend ainsi sur une distance de 4,7 m. A ce profil, on peut ajouter l'échantillon prélevé sur la surface glaciaire au sommet de

l'escarpement. Les données obtenues pour chacun des échantillons du profil sont présentées dans le Tableau IV-8

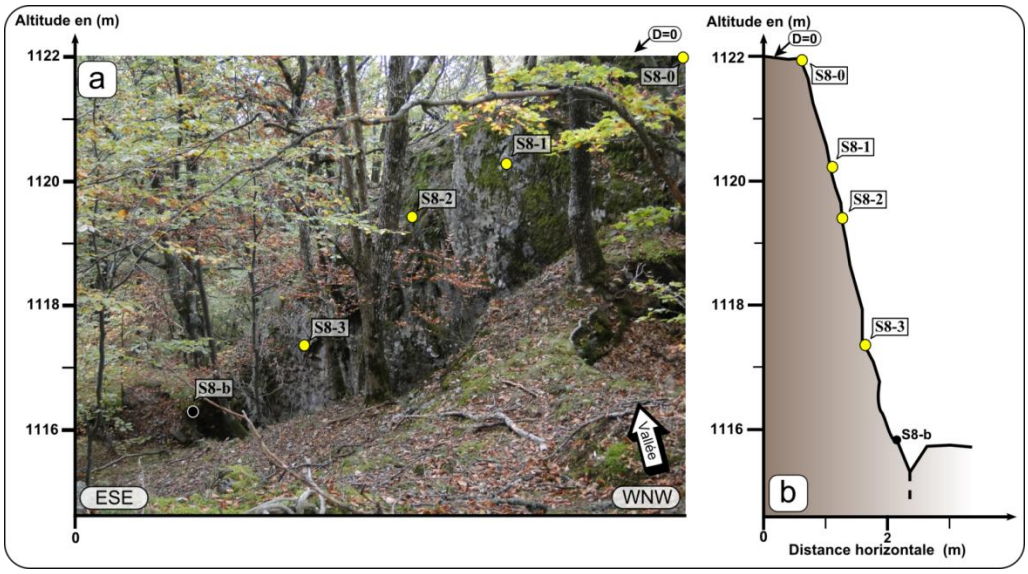


Figure IV-15 Photographie de l'escarpement S5 avec localisation des échantillons à la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S5 à l'échelle 1/1 avec la localisation des échantillons prélevés (point jaune).

Echantillon		Localisation WGS84 UTM 31N			D (m)	Materiau échantilloné	Dimensions moyennes de l'échantillon			Masque topographique à 360°										Observation sur l'escarpement		
N°	Campagne	X (m)	Y (m)	Z (m)			Longueur (cm)	Largeur (cm)	Epaisseur (cm)	θ (°)	Δϕ (°)	θ (°)	Δϕ (°)	θ (°)	Δϕ (°)	θ (°)	Δϕ (°)	θ (°)	Δϕ (°)	Morphologie	Orientation	Zone du mouvement
S8-0	2011	720725	4994178	1122	0	veine quartz	4	6	1,5	20	120	4	40	0	128	4	32	20	40	Escarpement intermédiaire 6,1m	N120 90°	1
S8-1	2010	720725	4994178	1120,2	1,8	Placage quartz +schistes	7	6	1,5	20	120	4	40	90	128	4	32	20	40	Escarpement intermédiaire 6,1m	N120 90°	1
S8-2	2011	720725	4994178	1119,4	2,6	Quartzite + inclusions quartz	4,5	4	2	20	120	4	40	90	128	4	32	20	40	Escarpement intermédiaire 6,1m	N120 90°	1
S8-3	2010	720725	4994178	1117,3	4,7	Quartzite + inclusions quartz	3	3	1,5	20	120	4	40	90	128	4	32	20	40	Escarpement intermédiaire 6,1m	N120 90°	1

Tableau IV-8 Données des échantillons prélevés à la surface de l'escarpement S8. X : latitude. Y : longitude. Z : altitude. D : distance entre le sommet de l'escarpement et l'échantillon. Nature du matériau échantillonné. Dimensions moyennes des morceaux de roches composant l'échantillon L : longueur l : largeur. E : épaisseur. Masque topographique de l'échantillon avec θ : la pente constante. Δϕ : angle solide. Morphologie, orientation et localisation dans le mouvement de l'escarpement.

Contre-escarpement S13

L'escarpement S13 situé au droit des escarpements précédents (Figure IV-10) présente une surface orientée N120 et pentée à 80° vers le Nord. Cet escarpement (Figure IV-16) s'étend sur une vingtaine de mètres avec une hauteur moyenne de 8 m. A son pied on peut relever la présence de nombreux blocs et de débris rocheux probablement issus des zones situées aux extrémités droites et gauches de l'escarpement. En effet ces zones montrent des traces (surfaces irrégulières, relief en retrait avec un tablier de débris rocheux en pied) de chutes de blocs et d'un éboulement localisé (Figure IV-16). La partie centrale présente toutefois une surface plane avec peu de trace d'activité érosive. C'est sur cette surface qu'un profil composé de 3 échantillons et couvrant une distance D de 5m a été réalisé en 2011 (Tableau IV-9). Pour compléter ce profil un échantillon a été collecté au sommet de l'escarpement.

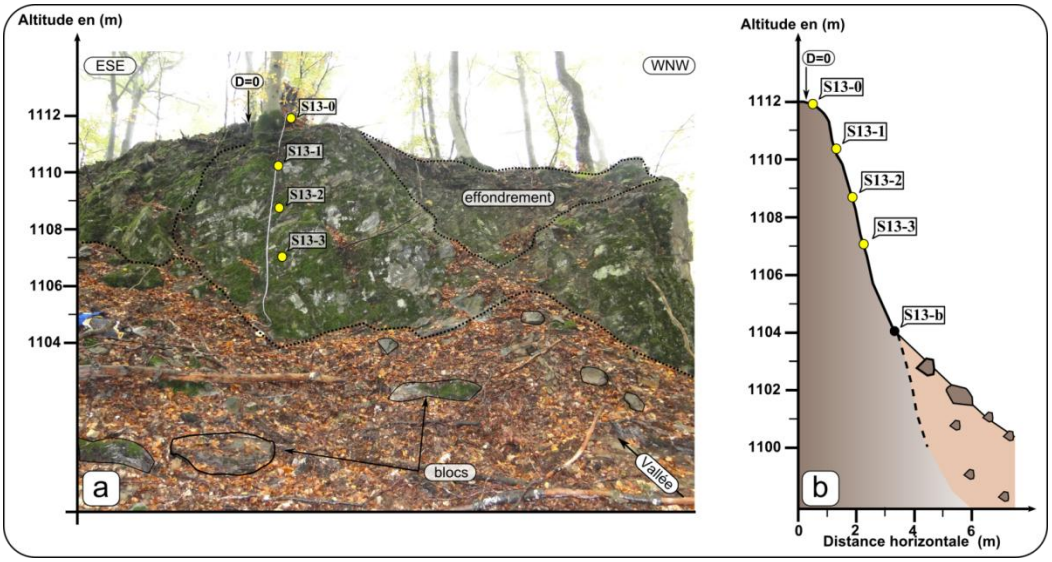


Figure IV-16 Photographie de l'escarpement S13 avec localisation des échantillons à la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S13 à l'échelle 1/1 avec la localisation des échantillons prélevés (point jaune).

Echantillon		Localisation WGS84 UTM 31N			D (m)	Materiau échantilloné	Dimensions moyennes de l'échantillon			Masque topographique à 360°				Observation sur l'escarpement		
N°	Campagne	X (m)	Y (m)	Z (m)			Longueur (cm)	Largeur (cm)	Epaisseur (cm)	θ (°)	Δφ (°)	θ (°)	Δφ (°)	Morphologie	Orientation	Zone du mouvement
S13-0	2011	720769	4994176	1112	0	Placage quartz +schistes	5	4	2,1	6	40	0	20	Escarpement intermédiaires 7,9m	N120 80°N	1
S13-1	2011	720769	4994176	1110,2	1,8	Quartzite + inclusions quartz	6	7	4,5	40	200	80	160	Escarpement intermédiaires 7,9m	N120 80°N	1
S13-2	2011	720769	4994176	1108,4	3,6	Placage quartz +schistes	5	4	2,5	40	200	80	160	Escarpement intermédiaires 7,9m	N120 80°N	1
S13-3	2011	720769	4994176	1107	5	veine quartz	2	2	1	40	200	80	160	Escarpement intermédiaires 7,9m	N120 80°N	1

Tableau IV-9 Données des échantillons prélevés à la surface de l'escarpement S13. X : latitude. Y : longitude. Z : altitude. D : distance entre le sommet de l'escarpement et l'échantillon. Nature du matériau échantillonné. Dimensions moyennes des morceaux de roches composant l'échantillon L : longueur l : largeur. E : épaisseur. Masque topographique de l'échantillon avec θ : la pente constante. Δϕ : angle solide. Morphologie, orientation et localisation dans le mouvement de l'escarpement.

Escarpements internes

Ces six escarpements S9 à S12 et S14-S15 sont internes au mouvement et sont tous orientés dans la pente. Ils sont également tous perpendiculaires au vecteur de déplacement ce qui suggère un contrôle de ces structures sur le mouvement de Séchilienne. Toutefois pour deux de ces escarpements leur origine est incertaine. En effet bien qu'ils soient perpendiculaires au vecteur de déplacement suggérant une origine gravitaire la présence de certains indices morphologique et géométrique (présentés dans les paragraphes de description respectifs des escarpements S12 et S15) suggèrent pour ces escarpement une possible origine glaciaire. Ainsi alors que l'échantillonnage des quatre escarpements se succédant à différentes altitudes (S9, S11, S10 et S14) dans le mouvement devrait permettre d'établir une chronologie de la déstabilisation et de déterminer l'évolution du mouvement de Séchilienne avec l'hypothèse d'un mouvement prograde (du plateau du Mont Sec vers la vallée) ou rétrograde (de la vallée vers le plateau du Mont-Sec), l'échantillonnage des escarpements S12 et 15 devrait permettre d'établir le retrait du glacier le long de ces escarpements.

Escarpement S9

L'escarpement S9 (Figure IV-17) orienté N120 est situé au pied de l'escarpement sommital, séparé par un sillon (Figure IV-10). Cet escarpement intermédiaire à majeur avec une hauteur pouvant atteindre par endroit 17 m s'étend sur une quarantaine de mètre. Sa surface présente peu de traces d'activité avec toutefois un relief légèrement en retrait vers le sommet de l'escarpement. Au pied de l'escarpement, un large sillon (Figure IV-17) est présent avec un remplissage composé de dépôts de sol et de débris et de blocs de roches.

Le profil vertical d'échantillonnage a été réalisé en 2010 et a été complété par un échantillon prélevé au sommet de l'escarpement en 2011. Pour ce profil 5 échantillons ont été collectés sur une distance D de 8,4 m soit environ la moitié de l'escarpement. Le bas de l'escarpement n'a pas été échantillonné en raison de la morphologie de sa surface (sous-cavée, Figure IV-17). Contrairement aux échantillons des contre-escarpements, pour les échantillons obtenus sur cet escarpement (Tableau IV-10), le masque topographique défini est inférieur car l'escarpement sommital étant situé à l'arrière de cet escarpement il ne bloque donc pas le rayonnement cosmique qui arrive face à l'escarpement.

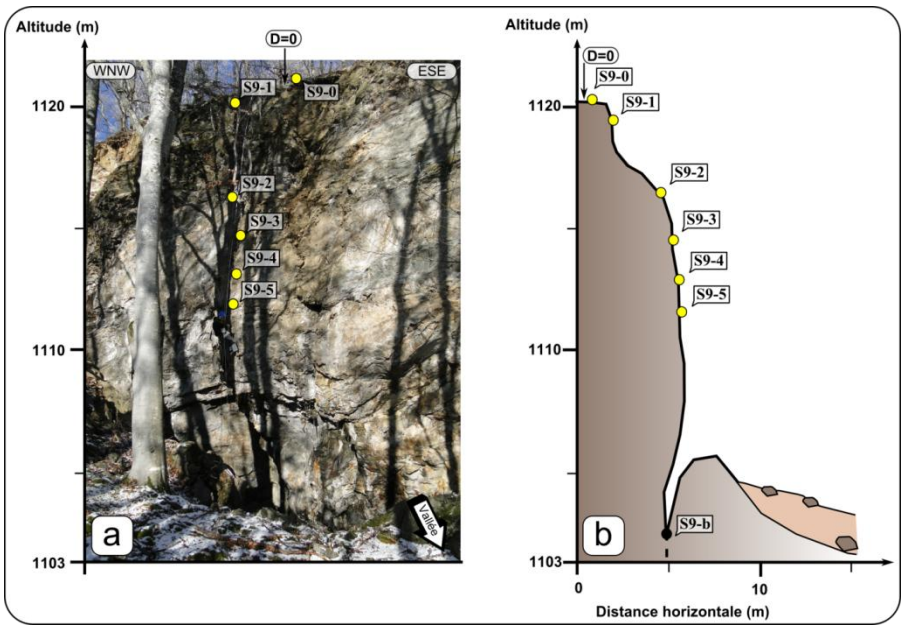


Figure IV-17 Photographie de l'escarpement S9 avec localisation des échantillons à la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S9 à l'échelle 1/1 avec la localisation des échantillons prélevés (point jaune).

Echantillon		Localisation WGS84 UTM 31N			D	Materiau	Dimensions moyennes de l'échantillon			Masque topographique à 360°										Observation sur l'escarpement		
N°	Campagne	X (m)	Y (m)	Z (m)	(m)	échantilloné	Longueur (cm)	Largeur (cm)	Epaisseur (cm)	θ (°)	Δφ (°)	θ (°)	Δφ (°)	θ (°)	Δφ (°)	θ (°)	Δφ (°)	θ (°)	Δφ (°)	Morphologie	Orientation	Zone du mouvement
S9-0	2011	720820	4994131	1120	0	veine quartz	4	5	2	4	130	12	50	34	180	4	80			Escarpement majeur 33m	N120 90	1
S9-1	2010	720820	4994131	1119,6	0,4	Quartzite + inclusions quartz	7	4	4,5	4	130	90	50	90	100	90	30	4	50	Escarpement majeur28m	N120 90	1
S9-2	2010	720820	4994131	1116,6	3,4	Quartzite + inclusions quartz	2	2	1	4	130	90	50	90	100	90	30	4	50	Escarpement majeur 28m	N120 90	1
S9-3	2010	720820	4994131	1114,2	5,8	Quartzite + inclusions quartz	2	2	1	4	130	90	50	90	100	90	30	4	50	Escarpement majeur 33m	N120 90	1
S9-4	2010	720820	4994131	1112,8	7,2	Quartzite + inclusions quartz	13	7	4,5	4	130	90	50	90	100	90	30	4	50	Escarpement majeur 33m	N120 90	1
S9-5	2010	720820	4994131	1111,6	8,4	Quartzite + inclusions quartz	4	3	2	4	130	90	50	90	100	90	30	4	50	Escarpement majeur 33m	N120 90	1

Tableau IV-10 Données des échantillons prélevés à la surface de l'escarpement S9. X : latitude. Y : longitude. Z : altitude. D : distance entre le sommet de l'escarpement et l'échantillon. Nature du matériau échantillonné. Dimensions moyennes des morceaux de roches composant l'échantillon L : longueur l : largeur. E : épaisseur. Masque topographique de l'échantillon avec θ : la pente constante. Δϕ : angle solide. Morphologie, orientation et localisation dans le mouvement de l'escarpement.

Escarpement S10

L'escarpement S10 situé dans la zone 1 (Figure IV-10), s'étend sur une cinquantaine de mètres dans une direction N120. Cet escarpement de 8 m (Figure IV-17) de hauteur présente une surface assez irrégulière avec une roche affleurant de couleur beige à gris clair suggérant des chutes de blocs récentes. Ces blocs peuvent être observés au pied de l'escarpement. Cet escarpement présente toutefois des surfaces planes et bien conservées avec une patine plus sombre. C'est sur ces surfaces de l'escarpement que nous avons en 2011 réalisé un profil vertical long de 7,2 m et composé de 4 échantillons (Tableau IV-9). L'échantillon S10-2 de ce profil est quelque peu excentré en raison du replat présent entre S10-1 et S10-3.

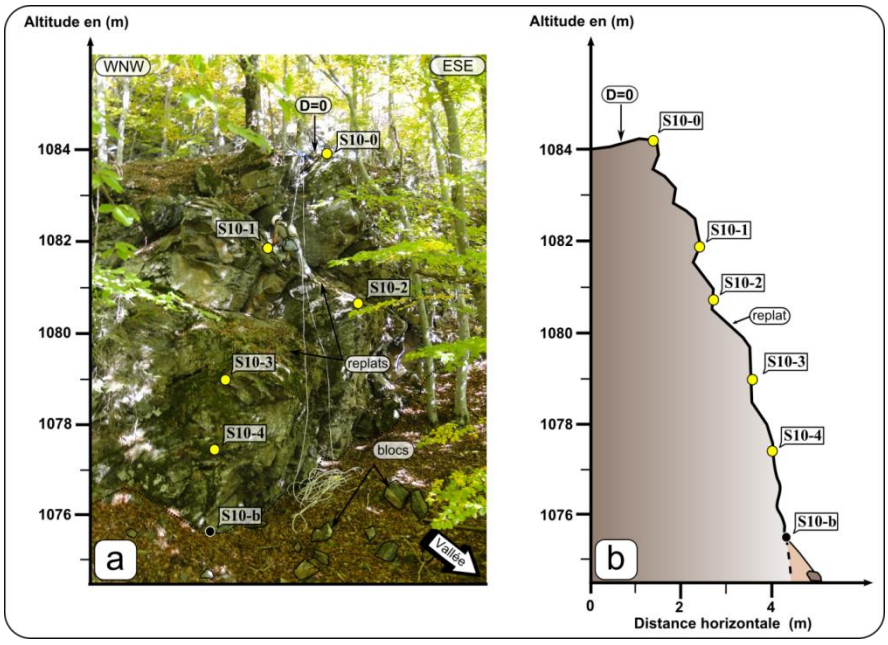


Figure IV-18 Photographie de l'escarpement S10 avec localisation des échantillons à la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S10 à l'échelle 1/1 avec la localisation des échantillons prélevés (point jaune).

Echantillon		Localisation WGS84 UTM			D	Materiau	Dimensions moyennes de l'échantillon			Masque topographique à 360°						Observation Escarpement		
N°	Campagne	X (m)	Y (m)	Z (m)	(m)	échantilloné	Longueur (cm)	Largeur (cm)	Epaisseur (cm)	θ (°)	Δϕ (°)	θ (°)	Δϕ (°)	θ (°)	Δϕ (°)	Morphologie	Orientation	Zone du mouvement
S10-0	2011	720771	4994083	1084	0	Placage quartz +schistes	4	6	2	40	120	10	90	0	150	Escarpement intermédiaires 8,3m	N120 80°SSW	1
S10-1	2011	720771	4994083	1081,9	2,1	Quartzite + inclusions quartz	7	6	4,5	80	130	13	80	0	150	Escarpement intermédiaires 8,3m	N120 80°SSW	1
S10-2	2011	720771	4994083	1080,9	3,1	Quartzite + inclusions quartz	3	3	1	80	130	15	80	0	150	Escarpement intermédiaires 8,3m	N120 80°SSW	1
S10-3	2011	720771	4994083	1079	5	Quartzite + inclusions quartz	3	3	1	80	130	20	80	0	150	Escarpement intermédiaires 8,3m	N120 80°SSW	1
S10-4	2011	720771	4994083	1076,8	7,2	Quartzite + inclusions quartz	5	5	1	80	130	20	80	0	150	Escarpement intermédiaires 8,3m	N120 80°SSW	1

Tableau IV-11 Données des échantillons prélevés à la surface de l'escarpement S10. X : latitude. Y : longitude. Z : altitude. D : distance entre le sommet de l'escarpement et l'échantillon. Nature du matériau échantillonné. Dimensions moyennes des morceaux de roches composant l'échantillon L : longueur l : largeur. E : épaisseur. Masque topographique de l'échantillon avec θ : la pente constante. Δϕ : angle solide. Morphologie, orientation et localisation dans le mouvement de l'escarpement.

Escarpement S11

L'escarpement S11 également situé dans la zone 1 (Figure IV-10), est localisé entre les escarpements S10 et S9. Il s'étend sur une dizaine de mètres avec une direction N120 et un pendage subvertical. Cet escarpement à la limite entre escarpement mineur et intermédiaire avec une hauteur de 6m, présente un léger surplomb à proximité du sommet et une surface assez irrégulière avec une roche affleurant de couleur beige à gris clair (Figure IV-19). A sa base, on peut observer l'ouverture d'un sillon. Seul 2 échantillons ont été prélevés en 2011 le long du profil vertical qui s'étend sur 4,1 m à la surface de l'escarpement (Tableau IV-10).

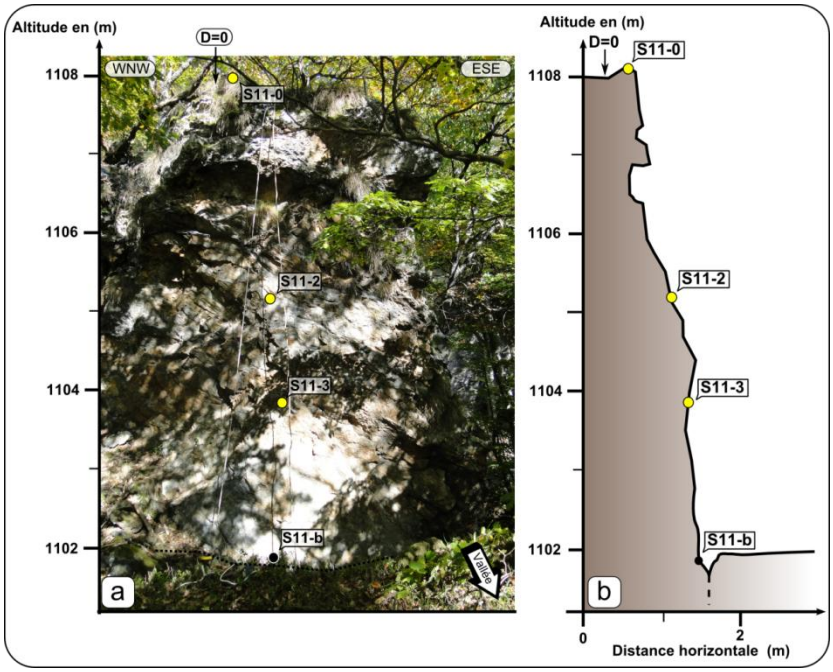


Figure IV-19 Photographie de l'escarpement S11 avec localisation des échantillons à la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S5 à l'échelle 1/1 avec la localisation des échantillons prélevés (point jaune).

Echantillon		Localisation WGS84 UTM 31N			D (m)	Materiau échantilloné	Dimensions moyennes de l'échantillon			Masque topographique à 360°						Observation sur l' escarpement		
N°	Campagne	X (m)	Y (m)	Z (m)			Longueur (cm)	Largeur (cm)	Epaisseur (cm)	θ (°)	Δφ (°)	θ (°)	Δφ (°)	θ (°)	Δφ (°)	Morphologie	Orientation	Zone du mouvement
S11-0	2011	720783	4994109	1108	0	Quartzite + inclusions quartz	6	7	4,5	5	40	0	110	40	210	Escarpement intermédiaires 6m	N120 90°	1
S11-1	2011	720783	4994109	1105,2	2,8	veine quartz	4	4	2	7	40	0	110	90	2010	Escarpement intermédiaires 6m	N120 90°	1
S11-2	2011	720783	4994109	1103,9	4,1	Quartzite + inclusions quartz	5	4	2,5	8	40	0	110	90	2010	Escarpement intermédiaires 6m	N120 90°	1

Tableau IV-12 Données des échantillons prélevés à la surface de l'escarpement S11. X : latitude. Y : longitude. Z : altitude. D : distance entre le sommet de l'escarpement et l'échantillon. Nature du matériau échantillonné. Dimensions moyennes des morceaux de roches composant l'échantillon L : longueur l : largeur. E : épaisseur. Masque topographique de l'échantillon avec θ : la pente constante. Δϕ : angle solide. Morphologie, orientation et localisation dans le mouvement de l'escarpement.

Escarpement S12

L'escarpement S12 est situé entre les escarpements S9 et S13 dans la zone 1 (Figure IV-10) à l'aval du sillon glaciaire dans lequel a été observée la roche moutonnée (Chapitre III, Figure III-25). Cet escarpement intermédiaire avec une hauteur de 7m et une trentaine de mètres de long présente globalement une direction N120 et un pendage à 80° vers le Sud. Toutefois contrairement à la partie droite de l'escarpement qui présente une rupture franche au sommet de l'escarpement marquant la transition entre la surface au sommet de l'escarpement et la surface vertical de l'escarpement, on observe pour la partie gauche de l'escarpement une surface convexe qui progressivement se verticalise (Figure IV-20, zone encadrée en pointillé). Cette surface lisse et patinée (Figure IV-20) présente les caractéristiques morphologiques d'une surface polie par le glacier, ce qui laisse supposer pour cette partie de l'escarpement une origine glaciaire. On observe également sur cet escarpement quelques zones géométriquement irrégulières avec une patine plus claire indiquant la chute de blocs (observés au pied de l'escarpement). Le profil vertical réalisé sur cet escarpement s'étend sur 5,6 m et est composé de 2 échantillons qui ont été tout deux prélevés en 2011 (Tableau IV-11).

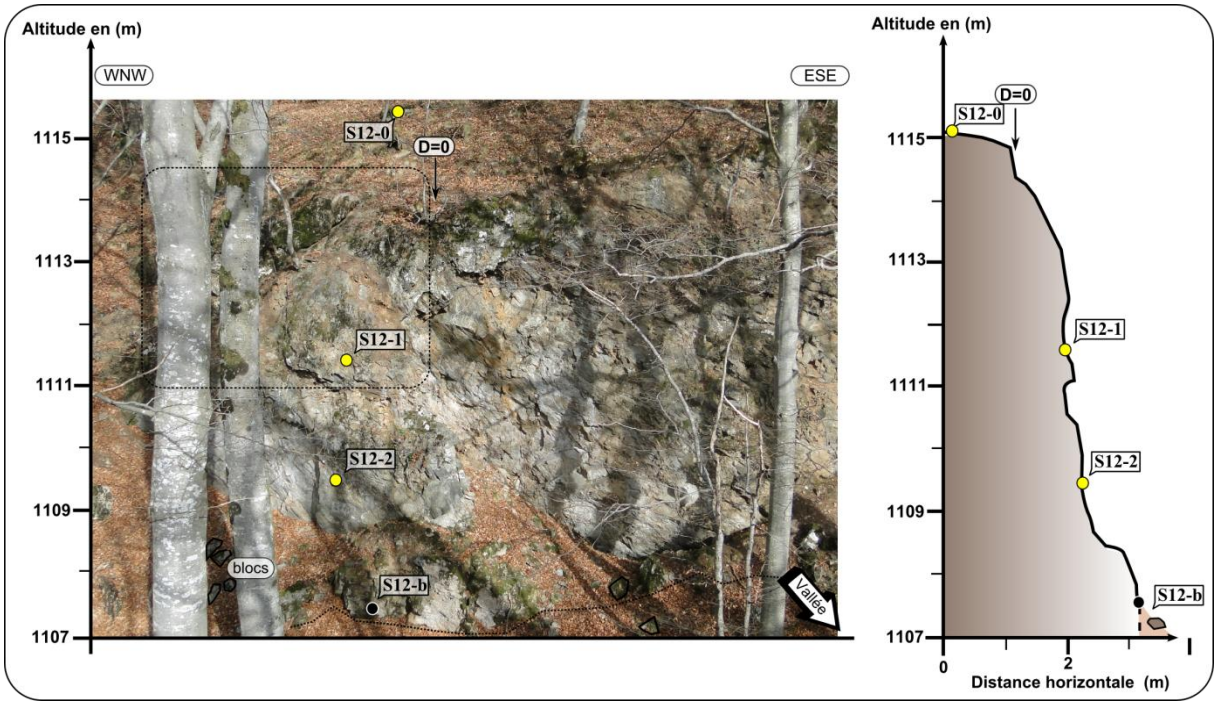


Figure IV-20 Photographie de l'escarpement S12 avec localisation des échantillons à la surface (point jaune). La surface convexe présentant les caractéristiques d'un poli-glaciaire est encadrée en pointillé. b) Profil de l'escarpement S12 à l'échelle 1/1 avec la localisation des échantillons prélevés (point jaune).

Echantillon		Localisation WGS84 UTM 31N			D (m)	Materiau échantilloné	Dimensions moyennes de l'échantillon			Masque topographique à 360°				Observation sur l'escarpement		
N°	Campagne	X (m)	Y (m)	Z (m)			Longueur (cm)	Largeur (cm)	Epaisseur (cm)	θ (°)	Δφ (°)	θ (°)	Δφ (°)	Morphologie	Orientation	Zone du mouvement
S12-0	2011	720788	4994151	1115	0	Quartzite + inclusions quartz	2	2	1	38	180	10	60	Escarpement intermédiaires 7,3m	N120 80°S	1
S12-1	2011	720788	4994151	1111,6	3,4	Quartzite + inclusions quartz	2	2	1	80	180	11	60	Escarpement intermédiaires 7,3m	N120 80°S	1
S12-2	2011	720788	4994151	1109,4	5,6	Quartzite + inclusions quartz	13	7	4,5	80	120	12	60	Escarpement intermédiaires 7,3m	N120 80°S	1

Tableau IV-13 Données des échantillons prélevés à la surface de l'escarpement S12. X : latitude. Y : longitude. Z : altitude. D : distance entre le sommet de l'escarpement et l'échantillon. Nature du matériau échantillonné. Dimensions moyennes des morceaux de roches composant l'échantillon L : longueur l : largeur. E : épaisseur. Masque topographique de l'échantillon avec θ : la pente constante. Δϕ : angle solide. Morphologie, orientation et localisation dans le mouvement de l'escarpement.

Escarpement S14

L'escarpement S14 est situé à la limite des zones 1 et 2 (Figure IV-10). Cet escarpement majeur d'une hauteur de 26 m s'étend sur une cinquantaine de mètres dans la direction N90 (Figure IV-21) et domine le sillon de la grande combe (Figure IV-10). La surface sur laquelle a été réalisé le profil vertical peut être divisée en 2 parties :

- une première partie de 7 m jusqu'au replat (946 m) sur laquelle 2 échantillons ont été prélevés

- une seconde partie d'une vingtaine de mètres jusqu'au pied de l'escarpement sur laquelle 5 échantillons ont été prélevés

Cette surface est globalement pentée de 80° vers le Sud, et présente contrairement aux nombreux escarpements surlignant la grande combe une activité érosive moins importante.

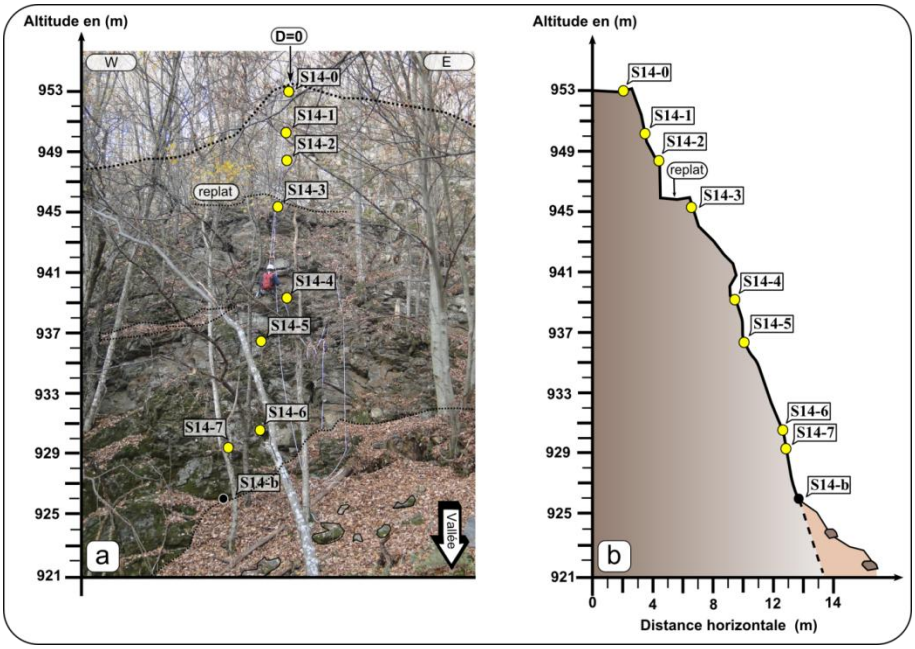


Figure IV-21 Photographie de l'escarpement S14 avec localisation des échantillons à la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S14 à l'échelle 1/1 avec la localisation des échantillons prélevés (point jaune).

Echantillon		Localisation WGS84 UTM 31N			D (m)	Materiau échantilloné	Dimensions moyennes de l'échantillon			Masque topographique à 360°				Observation sur l'escarpement		
N°	Campagne	X (m)	Y (m)	Z (m)			Longueur (cm)	Largeur (cm)	Epaisseur (cm)	θ (°)	Δϕ (°)	θ (°)	Δϕ (°)	Morphologie	Orientation	Zone du mouvement
S14-0	2011	720620	4993807	953	0	Placage quartz +schistes	3	4	1,5	20	180	0	180	Escarpement majeur 25,90m	N90 80°S	1-2
S14-1	2011	720620	4993807	950,2	2,8	Quartzite + inclusions quartz	4,5	4	2,5	80	180	0	180	Escarpement majeur25,90m	N90 80°S	1-2
S14-2	2011	720620	4993807	948,6	4,4	Quartzite + inclusions quartz	4	2,5	2	80	180	0	180	Escarpement majeur25,90m	N90 80°S	1-2
S14-3	2011	720620	4993807	945,2	7,8	Quartzite + inclusions quartz	4	5	3	80	180	0	180	Escarpement majeur25,90m	N90 80°S	1-2
S14-4	2011	720620	4993807	939,1	14	Placage quartz +schistes	5	4	2,1	80	180	0	180	Escarpement majeur25,90m	N90 80°S	1-2
S14-5	2011	720620	4993807	936,5	17	Quartzite + inclusions quartz	6	7	4,5	80	180	0	180	Escarpement majeur25,90m	N90 80°S	1-2
S14-6	2011	720620	4993807	930,7	22	Quartzite + inclusions quartz	5	4	2,5	80	180	0	180	Escarpement majeur25,90m	N90 80°S	1-2
S14-7	2011	720620	4993807	929,2	24	Quartzite + inclusions quartz	6	7	4,5	80	180	0	180	Escarpement majeur25,90m	N90 80°S	1-2

Tableau IV-14 Données des échantillons prélevés à la surface de l'escarpement S14. X : latitude. Y : longitude. Z : altitude. D : distance entre le sommet de l'escarpement et l'échantillon. Nature du matériau échantillonné. Dimensions moyennes des morceaux de roches composant l'échantillon L : longueur l : largeur. E : épaisseur. Masque topographique de l'échantillon avec θ : la pente constante. Δϕ : angle solide. Morphologie, orientation et localisation dans le mouvement de l'escarpement.

Escarpement S15

Comme l'escarpement S14, l'escarpement S15 est également situé à la limite des zones 1 et 2 (Figure IV-10). Celui-ci ne borde cependant pas la grande combe mais est au contraire localisé à la bordure d'un sillon orienté NE-SW venant se connecter au sillon de la grande combe (Figure IV-10) et appartenant à une succession de sillon NE-SW. Cet escarpement majeur de 35 m de haut s'étend sur

une vingtaine de mètres dans une direction E-W et correspond à l'un des segments composant l'escarpement orienté NE-SW qui s'étend sur presque toute la longueur du sillon soit environ 200 m. Au pied de l'escarpement, un large sillon est présent avec à un remplissage composé de dépôts de sol et de débris/blocs rocheux. Pour le profil vertical trois échantillons ont été collectés sur une distance (D) de 14 m soit environ la moitié de l'escarpement. Bien que les vecteurs de déplacement actuels qui sont perpendiculaires au sillon dans lequel est localisé l'escarpement S15 suggérent un mouvement gravitaire sur cet escarpement sont origine reste difficile à établir. En effet comme on peut le voir à la Figure IV-10 il existe en amont de ce sillon dans la zone Ouest du mouvement présentant des déplacements faibles à nuls des sillons parallèles à celui-ci et orientés NE-SW. Une orientation qui d'après les directions déterminées à partir des formes mineures d'érosion glaciaires correspond à celle de l'écoulement du glacier dans la partie Ouest du mouvement, ce qui implique pour cet escarpement S15 une possible origine glaciaire.

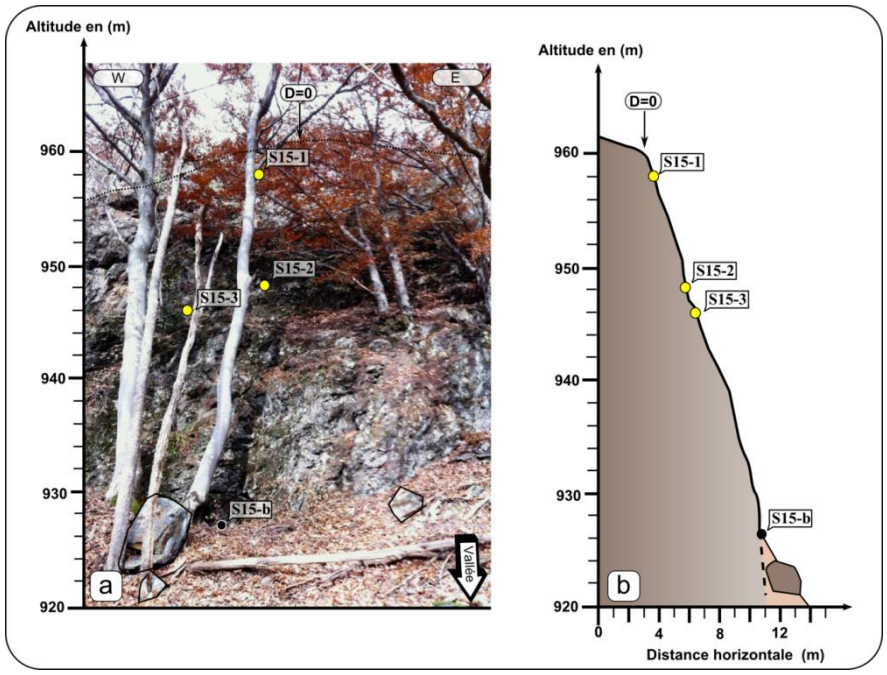


Figure IV-22 Photographie de l'escarpement S15 avec la localisation des échantillons prélevés à la surface (point jaune) b) Profil de l'escarpement S15 à l'échelle 1/1 avec la localisation des échantillons prélevés (point jaune).

Echantillon		Localisation WGS84 UTM 31N			D (m)	Materiau échantilloné	Dimensions moyennes de l'échantillon			Masque topographique à 360°								Observation sur l'escarpement		
N°	Campagne	X (m)	Y (m)	Z (m)			Longueur (cm)	Largeur (cm)	Epaisseur (cm)	θ (°)	Δϕ (°)	θ (°)	Δϕ (°)	θ (°)	Δϕ (°)	θ (°)	Δϕ (°)	Morphologie	Orientation	Zone du mouvement
S15-0	2012	720410	4993786	960	0	Quartzite + inclusions quartz	-	-	-	20	180	0	180	-	-	-	-	Escarpement majeur 35m	N90 70°S	1
S15-1	2012	721028	4993786	958	2	Quartzite + inclusions quartz	-	-	-	70	60	20	35	10	85	70	180	Escarpement majeur 35m	N90 70°S	1
S15-2	2012	721028	4993786	948	12	Quartzite + inclusions quartz	-	-	-	70	60	20	35	10	85	70	180	Escarpement majeur 35m	N90 70°S	1
S15-3	2012	721040	4993786	946	14	Quartzite + inclusions quartz	-	-	-	10	60	20	35	10	85	70	180	Escarpement majeur 35m	N90 70°S	1

Tableau IV-15 Données des échantillons prélevés à la surface de l'escarpement S15. X : latitude. Y : longitude. Z : altitude. D : distance entre le sommet de l'escarpement et l'échantillon. Nature du matériau échantillonné. Dimensions moyennes des morceaux de roches composant l'échantillon L : longueur l : largeur. E : épaisseur. Masque topographique de l'échantillon avec θ : la pente constante. Δϕ : angle solide. Morphologie, orientation et localisation dans le mouvement de l'escarpement.

IV.3.2 Résultats des concentrations mesurées

Les données obtenues pour l'ensemble des échantillons prélevés sur le mouvement de Séchilienne sont présentées dans le Tableau IV-16. A partir des données de localisation (latitude, longitude et altitude) et en prenant un taux de production standard (PSLHL) égale à 4,5 at.g-1.an-1 [*Nishiizumi et al.,* 2007] un taux de production P0 en surface a été déterminé (paragraphe IV.2.2.1) pour chaque échantillon. Pour nos échantillons cette valeur du taux de production P0 en surface (Figure IV-2) est comprise entre 9,19 at.g-1.an-1 (S4-9) et 11,45 at.g-1.an-1 (S8-0). Cette variation de la production P0 résulte principalement de la différence d'altitude entre les échantillons ~273 m (S4-9 = 849,1 m et S8-0= 1122 m), la variation de la latitude entre les échantillons étant négligeable ~500 m (Y(m), Tableau IV-16), sachant que 111 km équivaut à 1° de latitude. Ce taux de production P0 est ensuite corrigé des effets de masque topographique (St) et de la couverture neigeuse (Ss) (paragraphe IV.2.2.3 et IV.2.2.5). Les plus fortes corrections liées au masque topographique sont celles appliquées aux échantillons prélevés sur les escarpements en raison du fort écrantage généré par l'escarpement. En effet, les escarpements échantillonnés présentent pour la plupart une pente constante (θ0) proche de 90° et s'étendant sur un angle solide (Δϕ) d'environ 180°. La moitié du ciel étant obstruée, 50 % du rayonnement cosmique se retrouve ainsi bloqué (paragraphe IV.2.2.3), divisant ainsi par deux le taux de production. L'effet du relief environnant est quant à lui moins important. Son influence peut être évaluée à partir des échantillons de surfaces. Ainsi pour l'échantillon S11-0 qui présente la correction la plus importante, elle est d'environ 14 %. Pour la couverture neigeuse l'hypothèse prise est la même que celle suggérée par Le Roux et al, [2009] soit une hauteur de neige de 2 m et une persistance de 4 mois. Ce qui semble raisonnable au regard de l'enneigement actuel mesurée dans les Alpes du Nord à savoir une couverture neigeuse de 1 m avec une persistance de 4 à 5 mois. Au cours de l'Holocène cet enneigement était probablement plus important durant les périodes plus froides, les valeurs prises peuvent donc être considérées comme moyennes sur la période de temps que nous étudions. Ce facteur correctif Ss n'est appliqué qu'aux surfaces horizontales (Pgi et Si-0). Après normalisation à la surface (latitude et altitude, P0) et correction de la géométrie d'exposition (St) et de la couverture neigeuse (Ss), un taux de production P(0) peut alors être défini pour chaque échantillon (Tableau IV-4) *:*

$$P(0) = P_0 \, St \, Ss \qquad (4\text{-}37)$$

La concentration et l'incertitude en ^{10}Be (at.g^{-1}) sont calculées pour chacun des échantillons à partir des différentes mesures AMS obtenues du CEREGE *(*Tableau IV-16*)*: masse de quartz, nombre de coup (n), rapport ^{10}Be/^{9}Be, nombre d'atomes de ^{9}Be ajouté avec l'entraineur (^{9}Be^{C}), mesures des blancs analytique des campagnes 2010 et 2011 et l'erreur sur la mesure AMS. La démarche utilisée pour convertir ces données en concentration est présentée et détaillée dans le paragraphe IV.2.4 .

Les données de l'échantillon Pg2 prélevé par *Le Roux et al,* en 2009 sur une surface glaciaire située à l'intérieur du mouvement sont également présentées dans le Tableau IV-16. Cet échantillon est utilisé comme échantillon référence car il présente la concentration en ^{10}Be la plus importante mesurée sur le mouvement de Séchilienne et permet de dater à 16,6 ± 0,6 ^{10}Be ka l'âge de retrait du glacier de la Romanche à l'altitude 1100 m [*Le Roux et al.,* 2009].

Echantillon			Localisation WGS84 UTM 31N			D (m)	P_0 (at.g^{-1}.yr^{-1})	St	Ss	P(x) (at.g^{-1}.yr^{-1})	Masse quartz dissout (g)	Nombre de coup (n)	Rapport $^{10}Be/^{9}Be$	Erreur AMS(%)	$^{9}Be^{C}$ (at)	^{10}Be (at.g^{-1})	^{10}Be error (at.g^{-1})
Surface	N°	Campagne	X (m)	Y (m)	Z (m)												
Pg	Pg4	2010	720277	4994092	1023	0	10,58	0,881	0,902	8,404	39,1701	152	3,2832E-14	9,7318	2,0272E+19	15718	1698
	Pg5	2010	720256	4994084	1015	0	10,51	0,965	0,902	9,144	40,1189	564	9,1149E-14	4,3556	2,0307E+19	44890	2044
	Pg6	2011	720788	4994151	1117	0	11,41	0,985	0,902	10,128	21,0843	796	1,3011E-13	3,9201	2,0286E+19	123154	4947
S4	S4-0	2011	721040	4993762	873,1	0	9,37	0,997	0,902	8,42	24,4331	903	1,4687E-13	3,5403	2,0289E+19	120202	4351
	S4-1	2011	721028	4993768	868,2	4,9	9,33	0,589	1,000	5,50	23,4850	69	1,4802E-14	12,0991	2,0274E+19	10957	1645
	S4-2	2010	721028	4993768	866,7	6,4	9,32	0,589	1,000	5,49	38,3504	68	1,4954E-14	12,1778	2,0327E+19	6621	1042
	S4-3	2010	721040	4993762	864	9,1	9,30	0,589	1,000	5,48	37,6594	185	3,5278E-14	8,3236	2,0307E+19	17694	1633
	S4-4	2010	721040	4993762	862,4	10,7	9,29	0,589	1,000	5,48	34,7764	136	2,5164E-14	8,9405	2,0390E+19	13310	1389
	S4-5	2010	721040	4993762	861,4	11,7	9,28	0,589	1,000	5,47	37,8200	92	1,9086E-14	12,5595	2,0284E+19	8916	1346
	S4-6	2011	721028	4993768	857,3	15,8	9,25	0,589	1,000	5,45	24,8479	43	6,3835E-15	15,2976	2,0371E+19	4 837	-
	S4-7	2010	721034	4993764	855,1	18	9,23	0,589	1,000	5,44	38,0544	43	6,5027E-15	15,8397	2,0353E+19	2 161	679
	S4-8	2010	721040	4993762	852,6	20,5	9,21	0,589	1,000	5,43	35,1868	22	4,1252E-15	22,0005	2,0371E+19	962	679
	S4-9	2011	721028	4993768	849,1	24	9,19	0,589	1,000	5,42	14,6220	8	1,8458E-15	35,3760	2,0343E+19	1 445	-
S5	S5-0	2010	720271	4994113	1035	0	10,67	1,000	0,902	9,62	-	-	-	-	-	-	-
	S5-1	2010	720271	4994113	1034,3	0,7	10,68	0,575	1,000	6,14	28,1730	376	5,8357E-14	5,2761	2,0388E+19	40448	2292
	S5-2	2010	720271	4994113	1033,8	1,2	10,67	0,523	1,000	5,59	33,3573	139	4,6992E-14	8,5785	2,0369E+19	27192	2503
	S5-3	2011	720271	4994113	1030,8	4,2	10,65	0,523	1,000	5,57	13,1812	29	5,2821E-15	19,4481	2,0291E+19	7465	-
	S5-4	2011	720271	4994113	1029,1	5,9	10,63	0,523	1,000	5,56	4,8563	33	3,6021E-15	18,7947	2,0295E+19	11782	-
S6	S6-0	2011	720743	4994190	1115	0	11,39	0,969	0,902	9,94	25,2315	472	7,3871E-14	4,7588	2,0278E+19	57674	2873
	S6-1	2010	720743	4994190	1114	1	11,37	0,647	1,000	7,35	38,7498	244	4,3531E-14	7,1125	2,0218E+19	20139	1597
	S6-2	2011	720743	4994190	1112,5	2,5	11,34	0,647	1,000	7,33	23,9044	221	2,5839E-14	6,8344	2,0289E+19	11095	1153
	S6-3	2010	720743	4994190	1111,1	3,9	11,35	0,647	1,000	7,34	34,4966	221	3,8483E-14	6,9945	2,0313E+19	21210	1644
	S6-4	2010	720743	4994190	1109,2	5,8	11,38	0,647	1,000	7,36	37,7647	161	2,3067E-14	8,7023	2,0335E+19	21427	1661
S7	S7-0	2011	720727	4994179	1120	0	11,43	0,982	0,902	10,13	21,5676	777	1,2171E-13	3,7855	2,0256E+19	112327	4370
	S7-1	2010	720727	4994179	1118	2	11,42	0,709	1,000	8,10	36,9141	266	5,4359E-14	6,2318	2,0238E+19	28452	1901
	S7-2	2011	720727	4994179	1117	3	11,41	0,709	1,000	8,09	22,0225	138	2,5651E-14	8,5979	2,0315E+19	21715	2121
	S7-3	2011	720727	4994179	1116,1	3,9	11,40	0,709	1,000	8,09	23,8278	149	2,2369E-14	10,6581	2,0464E+19	17399	2122
	S7-4	2010	720727	4994179	1112,8	7,2	11,37	0,709	1,000	8,06	28,1633	106	1,4433E-14	9,7765	2,0497E+19	8712	1161
S8	S8-0	2011	720725	4994178	1122	0	11,45	0,987	0,902	10,19	24,2187	995	1,0682E-13	3,3926	2,0268E+19	87628	3081
	S8-1	2010	720725	4994178	1120,2	1,8	11,44	0,632	1,000	7,22	36,3212	208	4,3097E-14	8,0020	2,0531E+19	22969	1994
	S8-2	2011	720725	4994178	1119,4	2,6	11,43	0,632	1,000	7,22	23,7231	122	1,2439E-14	9,1338	2,0317E+19	8846	1121
	S8-3	2010	720725	4994178	1117,3	4,7	11,41	0,632	1,000	7,21	34,3471	70	1,5194E-14	12,0041	2,0382E+19	7554	1169
S9	S9-0	2011	720820	4994131	1120	0	11,43	0,958	0,902	9,88	20,8470	399	8,0889E-14	5,3143	2,0337E+19	76852	4241
	S9-1	2010	720820	4994131	1119,6	0,4	11,43	0,500	1,000	5,71	39,1603	240	4,4986E-14	6,5504	2,0303E+19	22046	1576
	S9-2	2010	720820	4994131	1116,6	3,4	11,40	0,500	1,000	5,70	36,9788	221	3,6849E-14	7,3590	2,0282E+19	18860	1542
	S9-3	2010	720820	4994131	1114,2	5,8	11,38	0,500	1,000	5,69	39,2050	192	4,8997E-14	7,5832	2,0323E+19	24122	1964
	S9-4	2010	720820	4994131	1112,8	7,2	11,37	0,500	1,000	5,68	32,5652	135	2,3028E-14	8,6784	2,0274E+19	17802	1907
	S9-5	2010	720820	4994131	1111,6	8,4	11,36	0,500	1,000	5,68	33,2877	110	3,1679E-14	9,5995	2,0282E+19	12803	1327

Echantillon			Localisation WGS84 UTM 31N			D (m)	P_0 ($at.g^{-1}.yr^{-1}$)	St	Ss	P(x) ($at.g^{-1}.yr^{-1}$)	Masse quartz dissout (g)	Nombre de coup (n)	Rapport $^{10}Be/^{9}Be$	Erreur AMS(%)	$^{9}Be^{C}$ (at)	^{10}Be ($at.g^{-1}$)	^{10}Be error ($at.g^{-1}$)
Surface	N°	Campagne	X (m)	Y (m)	Z (m)												
S10	S10-0	2011	720771	4994083	1084	0	11,11	0,922	0,902	9,23	21,1924	635	7,7755E-14	4,1482	2,0280E+19	72389	3149
	S10-1	2011	720771	4994083	1081,9	2,1	11,09	0,655	1,000	7,27	19,1955	90	1,2383E-14	10,6099	2,0468E+19	10954	1563
	S10-2	2011	720771	4994083	1080,9	3,1	11,08	0,654	1,000	7,25	24,3128	129	1,5933E-14	8,8870	2,0282E+19	11531	1300
	S10-3	2011	720771	4994083	1079	5	11,07	0,650	1,000	7,20	22,8805	87	1,2931E-14	11,3140	2,0244E+19	9574	1417
	S10-4	2011	720771	4994083	1076,8	7,2	11,05	0,650	1,000	7,18	22,5578	63	1,0327E-14	12,6566	2,0351E+19	7413	1317
S11	S11-0	2011	720783	4994109	1108	0	11,32	0,864	0,902	8,82	22,1806	922	1,0574E-13	3,5874	2,0345E+19	95054	3530
	S11-1	2011	720783	4994109	1105,2	2,8	11,30	0,417	1,000	4,71	22,8805	87	1,2931E-14	11,3140	2,0244E+19	9574	1417
	S11-2	2011	720783	4994109	1103,9	4,1	11,29	0,417	1,000	4,70	22,6811	96	1,3655E-14	10,9069	2,0325E+19	10345	1456
S12	S12-0	2011	720788	4994151	1115	0	11,39	0,899	0,902	9,23	18,4014	944	7,8411E-14	3,4717	2,0268E+19	84041	3083
	S12-1	2011	720788	4994151	1111,6	3,4	11,36	0,524	1,000	5,95	17,8370	331	4,4062E-14	5,6277	2,0289E+19	47718	2916
	S12-2	2011	720788	4994151	1109,4	5,6	11,34	0,524	1,000	5,94	21,6106	126	3,4352E-14	10,6811	2,0289E+19	30269	3498
S13	S13-0	2011	720769	4994176	1112	0	11,36	0,984	0,902	10,08	22,4835	911	1,4266E-13	3,6631	2,0303E+19	126916	1402
	S13-1	2011	720769	4994176	1110,2	1,8	11,34	0,448	1,000	5,09	23,3216	141	1,6570E-14	8,5077	2,0349E+19	12617	1355
	S13-2	2011	720769	4994176	1108,4	3,6	11,33	0,448	1,000	5,08	22,9474	120	1,5159E-14	9,3627	2,0317E+19	11553	1382
	S13-3	2011	720769	4994176	1107	5	11,32	0,448	1,000	5,07	21,4407	98	1,1369E-14	10,3647	2,0264E+19	8750	1272
S14	S14-0	2011	720620	4993807	953	0	10,00	0,986	0,902	8,89	20,6309	596	1,0244E-13	4,2947	2,0246E+19	98462	4365
	S14-1	2011	720620	4993807	950,2	2,8	9,98	0,525	1,000	5,24	23,4176	274	2,8220E-14	6,3515	2,0317E+19	22652	1654
	S14-2	2011	720620	4993807	948,6	4,4	9,97	0,525	1,000	5,23	23,8054	125	1,5503E-14	9,0255	2,0309E+19	11425	1316
	S14-3	2011	720620	4993807	945,2	7,8	9,94	0,525	1,000	5,21	21,0502	566	5,8745E-14	4,3735	2,0291E+19	54590	2555
	S14-4	2011	720620	4993807	939,1	13,9	9,89	0,525	1,000	5,19	20,8155	221	3,0079E-14	6,8344	2,0468E+19	27502	2120
	S14-5	2011	720620	4993807	936,5	16,5	9,87	0,525	1,000	5,18	21,1075	110	1,7673E-14	9,6109	2,0349E+19	15004	1754
	S14-6	2011	720620	4993807	930,7	22,3	9,82	0,525	1,000	5,15	21,1049	391	4,7116E-14	5,1995	2,0343E+19	43381	2443
	S14-7	2011	720620	4993807	929,2	23,8	9,81	0,525	1,000	5,15	21,0791	218	2,9788E-14	6,8798	2,0392E+19	26775	2080
S15	S15-0	2012	720410	4993786	960	0	10,06	0,986	0,902	8,94	-	-	-	-	-	-	-
	S15-1	2012	721028	4993786	958	2	10,04	0,453	1,000	4,55	23,6165	401	7,2138E-14	5,4612	2,0250E+19	60659	3420
	S15-2	2012	721028	4993786	948	12	9,96	0,453	1,000	4,52	26,4699	308	6,3235E-14	5,8257	2,0319E+19	47469	2868
	S15-3	2012	721040	4993786	946	14	9,94	0,589	1,000	5,85	24,3201	635	9,9957E-14	4,1496	2,0299E+19	82263	3501
Blanc analytique	Blanc -1	2010										11	2,4628E-15	30,1725	2,0424E+19		
	Blanc -2	2011										12	2,1106E-15	30,8317	2,0297E+19		
	Blanc -3	2012										5	1,3956E-15	44,7378	2,0297E+19		
Pg2.ref		2009	720725	4994175	1121,0	0	11,44	0,98	0,95	10,67						176621	6140

Tableau IV-16 Données cosmogéniques 10Be. X : latitude ; Y : Longitude ; Z : altitude. D : distance entre l'échantillon et le sommet de l'escarpement ; St : facteur de correction de la topographique ; Ss : facteur de correction de la neige ; P(x) : Taux de production normalisé et corrigé ; Selon la campagne le blanc analytique utilisé est celui de 2010, 2011 ou 2012. Pour les quatre échantillons surlignés en bleu, l'incertitude n'a pas pu être calculée car la valeur du rapport $^{10}Be/^{9}Be$ est très proche de celle du blanc. Pas d'échantillons prélevés pour les données surlignés en rouge. La limite supérieure du rapport a donc été calculé selon la formule suivante : ($^{10}Be/^{9}Be$) mesure échantillon + ($^{10}Be/^{9}Be$) erreur mesure échantillon - (($^{10}Be/^{9}Be$) mesure blanc-($^{10}Be/^{9}Be$) erreur mesure blanc). Les concentrations en 10Be calculées sont donc des concentrations maximales, supérieures à la concentration réelle, ce qui va se répercuter sur la détermination des âges d'exposition qui seront de ce fait surévalués.

La Figure IV-23 présente dans un graphique (Figure IV-23a) en log-log les concentrations en ^{10}Be (Tableau IV-16) en fonction de la profondeur (D). Sur ce même graphique sont également tracées en fonction de la profondeur les courbes d'évolution théorique de la concentration (C(D,t)) pour les échantillons Pg2 et Pg4 qui présentent respectivement le taux de production normalisé et corrigé à la surface le plus élevé (P(0) = 10,67 at.g^{-1}.an^{-1}) et le plus faible (P(0) = 8,40 at.g^{-1}.a^{-1}). Ces courbes correspondent donc aux concentrations minimum (courbe en pointillé noire, Figure IV-23) et maximum (courbe en trait plein noir, Figure IV-23a) attendues pour nos échantillons. Avec l'hypothèse d'un héritage géologique (pré-exposition de l'échantillon à la surface) et d'un taux d'érosion nul, ces courbes théoriques peuvent être construites à partir de l'équation suivante :

$$C(D,t) = \frac{P(0)}{\lambda}\left(1 - e^{-\lambda t_{\min}}\right)\left(p_\eta e^{-\alpha_n D} + p_{\mu_f} e^{-\alpha_{\mu_f} D} + p_{\mu_s} e^{-\alpha_{\mu_s} D}\right) \quad (4\text{-}38)$$

où D est la profondeur, P(0) correspond au taux de production normalisé à la surface et corrigé de Pg2 ou Pg4 (10,67 at.g^{-1}.an^{-1} ou 8,40 at.g^{-1}.an^{-1}), λ = 5,10 ± 0,26 10^{-7} correspond à la constante de décroissance radioactive du ^{10}Be, p_η, $p_{\mu f}$ et $p_{\mu s}$ correspondent aux contributions relatives des neutrons et des muons rapides et lents (paragraphe IV.2.1) et $\alpha_i = \frac{\rho}{\Lambda_i}$ est le coefficient d'absorption dans les micaschistes avec ρ=2,7 g.cm^{-3}. Pour t_{min} qui correspond à l'âge minimal d'exposition de l'échantillon, la valeur utilisée est celle du retrait du glacier à 1121 m soit celle de l'échantillon référence Pg2 avec t_{min} = 16,628 ± 0,578 ^{10}Be ka [*Le Roux et al.,* 2009]. La comparaison entre les concentrations en 10Be et les courbes théoriques de concentration min et max, met en évidence (1) un déficit parfois important de concentration pour les échantillons en surface et à proximité de la surface (D < 1 m) situés à gauche des courbes (zone rouge, déficit de concentration (Figure IV-23) et (2) un excès de concentration pour les échantillons situés plus en profondeur (D > 1 m) (zone bleue, Figure IV-23a) alors que les concentrations obtenues devraient être comprises entre les courbes de concentration min et max.

Comment expliquer ce déficit ou cet excès de concentration de 10Be dans les échantillons ?

Les concentrations obtenues pour les courbes théoriques min et max, ont été calculées en supposant un modèle d'exposition simple (modèle 2, Figure IV-23b) où l'accumulation de 10Be dans les échantillons est fonction du temps d'exposition tmin aux rayonnements cosmiques (C) et du taux de production P(0) normalisé (latitude et altitude) et corrigé des effets induis par un masque topographique (St) et une couverture neigeuse (Ss). En raison de l'atténuation du rayonnement cosmique en profondeur (D), la production et donc la concentration vont subir une décroissance exponentielle. A 3 m de profondeur il ne reste alors que 2 % de la concentration en surface (C(x)/C(0)). Ce modèle d'exposition ne permet cependant pas d'expliquer les concentrations obtenues. Si l'on se place en surface, ou si l'on compare des concentrations à une même profondeur l'équation (4.31) peut alors être simplifiée car D = 0 ou D = constant. Elle s'écrit alors *:*

$$C(0,t) = \frac{P(0)}{\lambda}\left(1 - e^{-\lambda t_{\min}}\right) \quad (4\text{-}39)$$

Dans cette équation seuls deux paramètres peuvent varier, (1) le taux de production (P(0)) et (2) le temps d'exposition (t_{min}). La diminution ou l'augmentation de ces paramètres, va donc faire varier la concentration.

Déficit de concentration en ^{10}Be des échantillons

Dans le cas d'un déficit de concentration celui-ci peut donc être expliqué par une diminution du taux de production (P(0)) ou du temps d'exposition (tmin). Si l'on considère le modèle d'exposition 2(Figure IV-23b), une diminution du temps d'exposition, suppose que la valeur de tmin utilisée est trop importante. Cette valeur étant associée au retrait du glacier à 1100 m (tmin, Pg2 = 16,628 ± 0,578 ^{10}Be ka [*Le Roux et al.,* 2009]), une diminution du temps d'exposition signifie donc un retrait plus tardif du glacier de ces surfaces (Figure IV-23b)et donc des valeurs de tmin moins importantes. Pour le taux de production P(0) défini pour chaque échantillon de nombreuses corrections ont déjà été appliquées, une diminution de sa valeur nécessite donc l'ajout d'une correction supplémentaire. Cette correction peut être le résultat de la présence sur la surface échantillonnée d'un masque ponctuel (paragraphe IV.2.2.5) (formation superficielle et/ou couverture pédologique) qui va atténuer le rayonnement cosmique et donc la production et la concentration dans l'échantillon. Le modèle d'exposition 2 n'est donc pas adapté dans ce cas. Un nouveau modèle d'exposition est proposé (modèle 1,Figure IV-23b).Pour ce modèle (modèle 1, Figure IV-23b), le masque présent à la surface va plus ou moins atténuer le rayonnement cosmique (paragraphe IV.2.2.4) selon (1) sa nature (densité du matériau), (2) sa géométrie (hauteur du masque) et (3) son temps de persistance. La production à la surface de la roche qui était alors proche de 100 % va donc diminuer, induisant de fait un déficit de concentration en surface mais également en profondeur. En effet la production en profondeur étant directement reliée à la production en surface, tout déficit de production en surface est donc propagé en profondeur. Comme on a pu le voir dans le paragraphe IV.2.2.5 , la production en surface et à faible profondeur est principalement contrôlée par la contribution neutronique dont l'atténuation croit exponentiellement avec l'épaisseur de matière traversée. L'ajout d'un masque à la surface va donc augmenter l'épaisseur de matière traversée ce qui va (1) fortement influencer la production dans les premiers mètres et (2) diminuer dans la roche la profondeur d'atténuation des neutrons (limite d'atténuation qui remonte, modèle 1, Figure IV-23b). En présence d'un masque le déficit de production sera donc important dans les premiers mètres, a contrario ce déficit sera moins important en profondeur. En effet en profondeur la production est contrôlée par la contribution muonique qui est peu influencée par le masque en raison de sa longueur d'atténuation importante (au minimum 10 fois plus importante que la longueur d'atténuation des neutrons, Tableau IV-3). Ce second modèle d'exposition permet donc d'expliquer le déficit de concentration observé pour les échantillons en surface et à proximité de la surface.

Excès de concentration en ^{10}Be des échantillons

Dans le cas des échantillons en profondeur, l'excès de concentration observé paraît incompatible avec les observations faites pour les échantillons en surface et à proximité de la surface. En effet alors qu'un déficit de concentration suggère un taux de production et un temps d'exposition inférieur à ceux de Pg4 et Pg2, un excès de concentration suggère au contraire un taux de production ou un

temps d'exposition plus important en surface. Le taux de production en surface de Pg2 (10,67 at.g^{-1}.an^{-1}) est proche de sa valeur sans correction P0 = 11,45 at.g^{-1}.an-1, qui est théoriquement le taux de production maximum qu'il est possible d'appliquer aux échantillons. L'hypothèse d'un taux de production plus important en surface n'est donc pas valable. En utilisant dans l'équation (4-31) un temps d'exposition plus important (tmin = 20000 ans) et en gardant le taux de production maximum (Pg2 = 10,67 at.g^{-1}.an^{-1}) nous avons calculé une courbe d'évolution théorique de la concentration appelé LGM (dernier maximum glaciaire). Cette courbe est représentée en pointillé rouge sur la

Figure IV-23. Un temps d'exposition de 20000 ans suppose un retrait du glacier de ces surfaces au cours du maximum glaciaire (LGM), ce qui est impossible. L'intérêt de cette courbe est de montrer que même pour un temps d'exposition beaucoup plus important il est impossible d'expliquer l'excès de concentration des échantillons en profondeur. Pour expliquer cet excès, le modèle d'exposition 3 est proposé (modèle 3,Figure IV-23b) Ce modèle est basé en partie sur le modèle 1 afin de pouvoir expliquer le déficit des échantillons en surface et à de faibles profondeurs et introduit une contribution supplémentaire (C+) qui est apportée lors de la création de l'escarpement. En effet l'abaissement du compartiment placé au devant va permettre d'exposer l'échantillon aux rayonnements cosmiques. Le déficit des échantillons proches de la surface pouvant être très important, la contribution supplémentaire peut ne pas être suffisante pour combler ce déficit. Au contraire pour les échantillons en profondeur la production étant très faible, l'ajout de cette nouvelle contribution va induire un excès de concentration. Un modèle d'exposition (modèle 3, Figure IV-23b) intégrant la formation d'un escarpement est donc nécessaire pour pouvoir expliquer les excès de concentration obtenus pour nos échantillons.

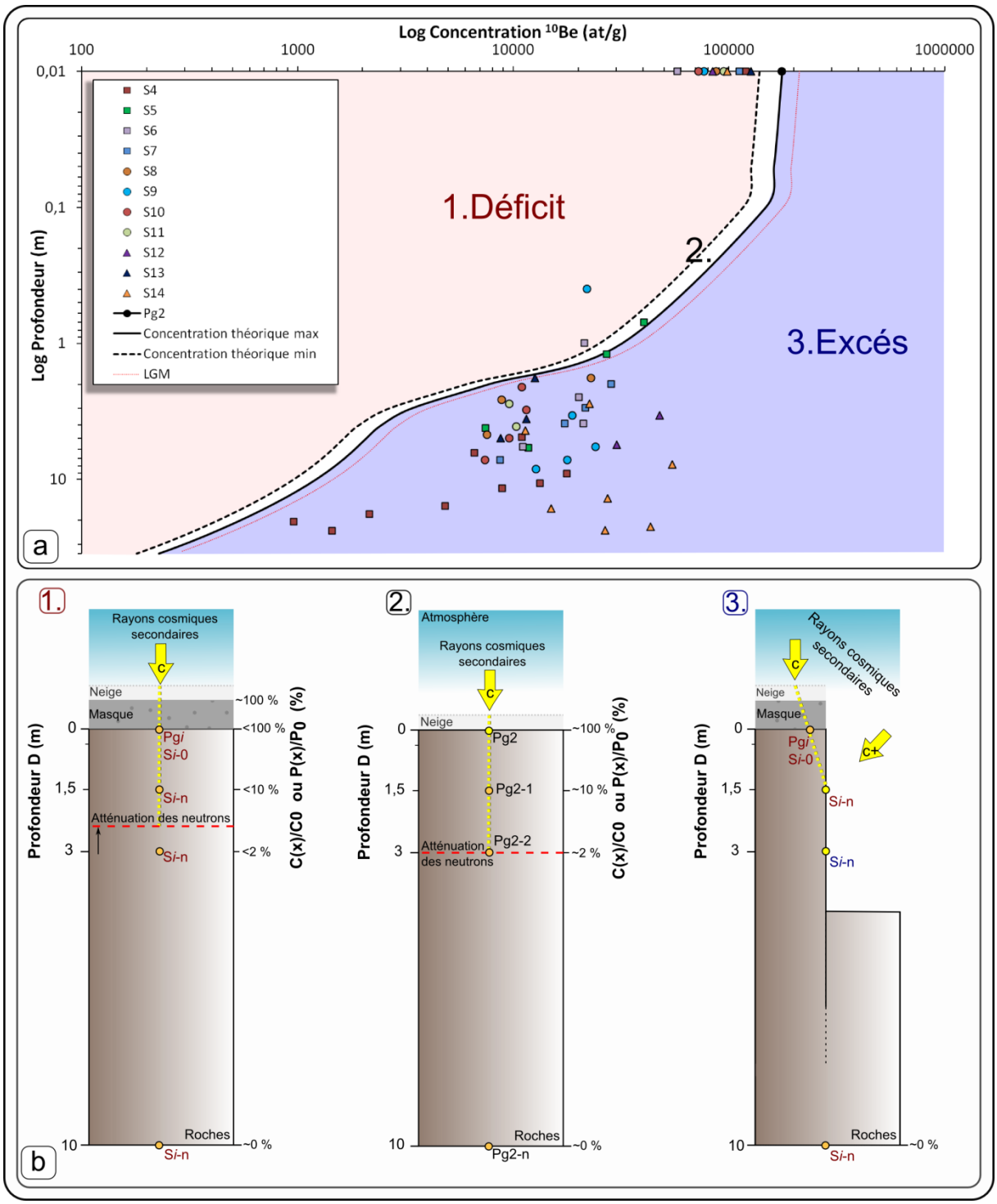


Figure IV-23 a) Concentrations en 10Be (at/g) mesurées sur les échantillons en fonction de la profondeur. La courbe théorique max tracée en trait noir continue correspond à la courbe théorique de la décroissance de la concentration en fonction de la profondeur déterminée pour le taux de production maximum (Pg2). La courbe théorique min tracée en trait pointillé noir correspond à la courbe théorique de la décroissance de la concentration en fonction de la profondeur déterminée pour le taux de production minimum (Pg4). Trois zones sont délimitées à partir de ces deux courbes théoriques max et min : une zone rouge (1) où les échantillons présentent un déficit de concentration, une zone bleue(3) où les échantillons présentent un excès de concentration et une zone blanche ou l'on devrait retrouver l'ensemble des échantillons. La courbe théorique LGM tracée en pointillé rouge correspond à la courbe théorique de la décroissance de la concentration en fonction de la profondeur déterminée pour le même taux de production que (Pg2) mais pour un temps d'exposition de 20000ans correspondant au dernier maximum glaciaire (LGM). b) modèles d'exposition: (1) pour des échantillons présentant un déficit de concentration (échantillons zone rouge), (2) pour des échantillons présentant une concentration comprise entre les courbes de concentration min et max (échantillons zone blanche) et (3) pour des échantillons présentant un excès de concentration (échantillons zone bleue). Ces modèles sont discutés plus en détail dans le texte.

IV.4 Interprétation des données de paléo-surfaces glaciaires.

Pour établir un modèle cinématique du retrait du glacier de la Romanche le long du versant de Séchilienne, nous avons dans un premier temps déterminé pour différentes altitudes l'âge de retrait du glacier en appliquant aux 760 m de dénivelés depuis le sommet du plateau du Mont Sec (1140 m) jusqu'en fond de vallée de la Romanche (380 m) un taux d'ablation vertical de la glace, obtenu par de récentes données cosmogéniques réalisées dans la vallée voisine du Vénéon [*Delunel*, 2010]. A partir de ces âges, l'évolution de la surface du glacier a été reconstituée permettant ainsi de proposer un premier scénario de retrait du glacier. Pour valider ce scénario des échantillons ont été prélevés sur des paléo-surfaces glaciaires présentes à différentes altitudes le long du versant de Séchilienne. En faisant l'hypothèse d'une histoire d'exposition simple pour ces échantillons (début d'exposition lié au retrait du glacier : modèle d'exposition 1) les concentrations en ^{10}Be mesurées dans ces échantillons ont été converties en âges d'exposition. La majorité de ces âges se révèlent cependant trop jeunes pour pouvoir être associés au retrait du glacier décrit par le premier scénario. Compte tenu de la faible différence avec les âges de retrait seuls les âges d'exposition calculés pour les échantillons Pg3 (15,1 ± 0,4 ^{10}Be ka ; 1080 m) et S4-0 (14,6 ± 0,5 ^{10}Be ka 873 m)) apparaissent compatibles avec le retrait du glacier le long du versant. Ces âges d'exposition sont toutefois un peu plus jeunes et suggèrent un retrait plus tardif du glacier à 1080 m et 873 m d'altitude. L'apport de ces nouvelles contraintes temporelles permet ainsi de calculer de nouveaux taux d'ablation et donc de préciser la cinématique de retrait du glacier. Deux nouveaux scénarios de retrait peuvent ainsi être proposés (Tableau IV-19):

7) Un scénario 2 dans lequel les contraintes temporelles apportées par les échantillons Pg3 à 1080 m et S4-0 à 873 m sont utilisées pour contraindre le taux d'ablation vertical du glacier de 1121 m jusqu'au fond de la vallée (380 m).

8) Un scénario 3 pour lequel seul la contrainte temporelle apportée par l'échantillon S4-0 à 873m est utilisée.

Pour déterminer parmi ces trois scénarios le plus réaliste et discuter du lien entre le retrait du glacier et les variations du climat, nous avons confronté ces différents scénarios au contexte climatique régnant depuis le maximum glaciaire (LGM, ~20,0 ka) jusqu'à l'actuel. Par la suite nous avons à partir des âges de retrait déterminés pour le scénario 2, calculé les concentrations en ^{10}Be attendues aux différentes altitudes ceci afin de comprendre la nature du déficit en concentration mis en évidence dans le paragraphe IV.1.1 entre l'échantillon référence Pg2 et les autres échantillons prélevés en surface. La comparaison entre les concentrations calculées et celles mesurées dans les échantillons montre ainsi l'influence du temps d'exposition associé au retrait progressif du glacier sur le déficit. Cette influence ne permet cependant pas seule d'expliquer les faibles concentrations mesurées et leur variabilité. Des variations du taux de production sont en effet indispensables. Ces variations ne sont donc pas associées à l'altitude ou à la longitude de la surface échantillonnée ni au masque topographique induit par le relief environnant mais à la présence sur ces surfaces échantillonnées d'un masque temporaire qui va en fonction de sa nature et de sa géométrie

(notamment son épaisseur) atténuer de façon plus ou moins importante le rayonnement cosmique et donc diminuer le taux de production.

Un nouveau modèle d'exposition intégrant la présence de ce masque est alors proposé. Pour chacun des échantillons nous avons alors calculé pour différentes natures (moraine, sol) et évolution (constant ou érosion) du masque sa hauteur. En prenant en compte ce masque un nouveau facteur correctif permettant de retrouver les concentrations mesurées dans les échantillons et d'obtenir des âges d'exposition cohérents et réalistes avec le retrait du glacier peut ainsi être proposé.

IV.4.1 Scénario 1 : reconstitution du retrait du glacier de la Romanche à partir du taux d'ablation verticale du glacier du Vénéon.

La vallée du Vénéon située à une trentaine de kilomètres au Sud-Est de Séchilienne (Figure IV-24a) est un affluent de rive gauche de la Romanche. Au cours du dernier maximum glaciaire (LGM) (Figure IV-24a) le glacier du Vénéon a recouvert les versants de cette vallée jusqu'à l'altitude de 2200 m [*Delunel,* 2010] (Figure IV-24b). Les datations cosmogéniques au ^{10}Be réalisées sur les surfaces glaciaires présentes le long du versant [*Delunel,* 2010] mettent ainsi en évidence un abaissement vertical progressif de la surface du glacier sur 670 m pour un taux d'ablation vertical (τ_g) compris entre 0,304 m.a^{-1} et 0,37 m.a^{-1} (τ_g moyen = 0,338 ± 0,03 m.a^{-1}).

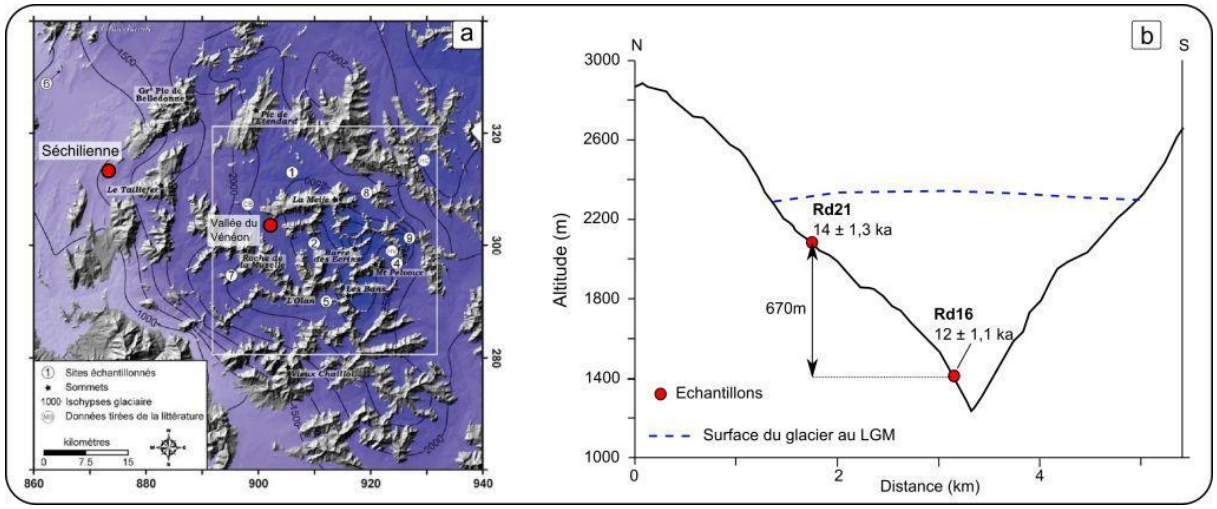


Figure IV-24 a) Reconstruction de la paléogéographie glaciaire lors du dernier maximum glaciaire (LGM). Localisation du site de Séchilienne et de la Vallée du Vénéon (point rouge). B) Profil vertical réalisé dans la vallée du Vénéon avec localisation et âges d'exposition des échantillons prélevés (point rouge). Trait pointille bleu représente la surface

En appliquant ce taux d'ablation moyen (τ_g = 0,338 ± 0,03 m.a^{-1}) au glacier de la Romanche, l'âge de retrait (t_{gi}) du glacier à différentes altitudes (Z_i) peut être calculé avec l'équation suivante :

$$t_{gi} = t_{gPg2} - \left(\frac{Z_{Pg2} - Z_i}{\tau_g} \right) \quad (4\text{-}40)$$

Sachant que l'âge du retrait du glacier de la Romanche à 1121 m d'altitude (Z_{Pg2}) dans le versant de Séchilienne est égale à 16,6 ± 0,6 ka (t_{gPg2}). L'incertitude sur les âges de retrait est calculée comme la différence entre l'âge moyen et les âges min et max calculés pour les valeurs max ou min du taux d'ablation (τ_{gmax} = 0,37 m.a^{-1} ou τ_{gmin} = 0,304 m.a^{-1}) à laquelle on ajoute l'incertitude sur l'âge de Pg2.

Les âges de retrait calculés pour différentes altitudes Zi sont présentés dans le Tableau IV-17. Les altitudes que nous avons choisies pour calculer les âges de retrait correspondent à celles des surfaces échantillonnées dans le versant et à l'altitude du fond de la vallée (380 m). Pour des altitudes comprises entre 1122 m (S8-0) et 873 m (S4-0), les âges varient respectivement entre 16,6 ka et 15,9 ± 0,1 ka. Le désenglacement du fond de la vallée situé à 380 m d'altitude est quant à lui estimé à 14,4 ± 0,2 ka.

Echantillons	Z(m)	t_{g1} (a)	σt_{g1} (a)
Pg2(réf.)	**1121**	**16628**	**578**
Pg1-1	1120	16625	578
Pg1-2	1120	16625	578
Pg3	1078	16500	591
Pg4	1023	16335	610
Pg5	1015	16312	613
Pg6	1117	16616	579
S4-0	873	15888	659
S6-0	1115	16610	580
S7-0	1120	16625	578
S8-0	1122	16631	578
S9-0	1120	16625	578
S10-0	1084	16518	590
S11-0	1108	16589	582
S12-0	1115	16610	580
S13-0	1112	16601	581
S14-0	953	16127	633
Fond de la Vallée	380	14438	821

Tableau IV-17 Ages de retrait du glacier (t_{g1}, a) et l'incertitude (σt_{g1}, a) calculés pour différentes altitudes Zi (m) correspond aux altitudes des surfaces échantillonnées (Pgi et Si-0) et du fond de la vallée de la Romanche.

Pour représenter le retrait du glacier les âges de retrait (t_{gi}) et les échantillons sont reportés en fonction de l'altitude sur un profil N-S à travers le versant de Séchilienne (Figure IV-25).

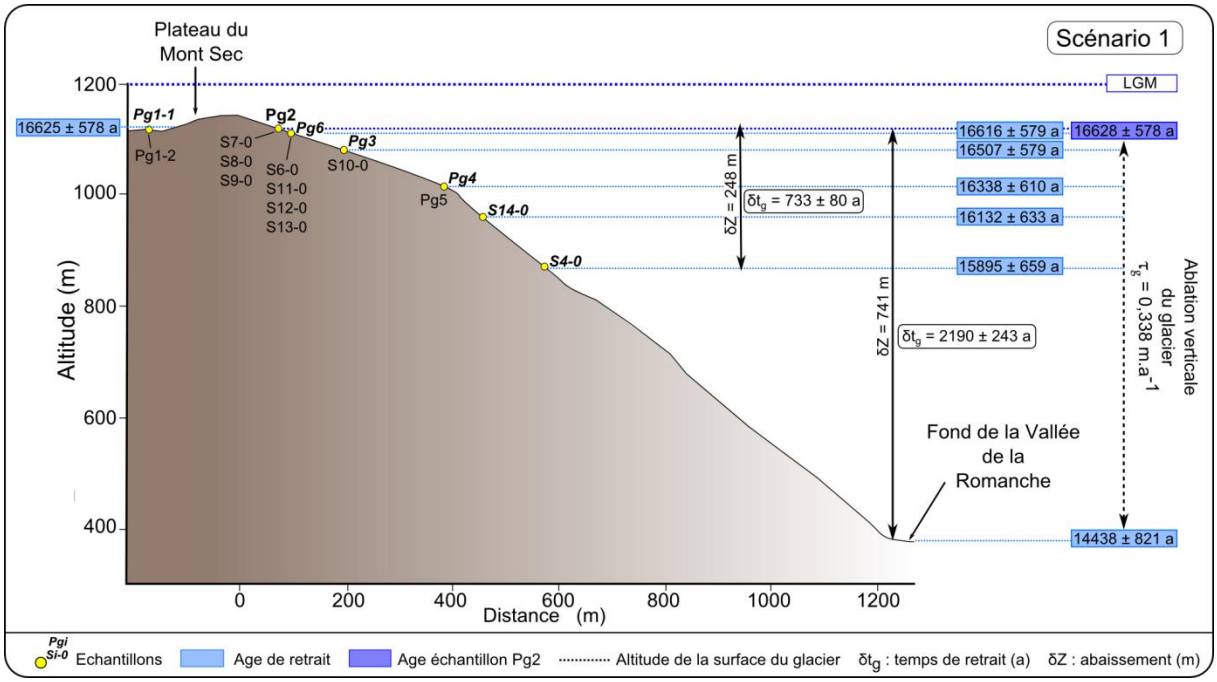


Figure IV-25 Ages de retrait du glacier à différentes altitudes et localisation des échantillons en fonction de l'altitude sur un profil Nord-Sud du versant de Séchilienne. En bleu foncé l'âge de référence du retrait à 1121m par datation cosmogénique (Pg2, [*Le Roux et al,* 2009]. En bleu clair les âges de retrait du glacier calculés en utilisant un taux d'ablation vertical du glacier de 0,338 ± 0,03 $m.a^{-1}$. L'abaissement de la surface

du glacier (δZ) entre 1121m (Pg2) et 873 m ou le fond de la vallée durant le temps de retrait δtg est également reporté.

On peut ainsi mettre en évidence, une diminution des âges avec l'altitude qui s'inscrit logiquement dans une dynamique de retrait du glacier le long du versant. Une dynamique qui semble cohérente si l'on compare l'âge de retrait calculé à 953 m d'altitude (16,1 ± 0,05 ka, S14-0) à celui obtenu (15,9 ± 1,5 ka) par *Delunel* en [2010] sur un bloc erratique prélevé à 940 m d'altitude sur le Néron qui est situé au droit de la ville de Grenoble à une trentaine de kilomètres au Nord-Ouest de Séchilienne. Entre 1121 m (Pg2) et 873m d'altitude (S4-0), le glacier c'est donc abaissé de 248 mètres (δZ) en 0,7 ± 0,6 ka (δt_g). Un délai qui apparait cependant négligeable, compte tenu de l'incertitude sur l'âge de retrait du glacier à 1100 m qui est de 0,6 ka [*Le Roux et al.,* 2009]. La faible différence entre les âges de retrait calculés pour les altitudes comprises entre 1121 m et 873 m supposent donc un temps d'exposition (t_{min}) quasi identique pour les échantillons prélevés entre ces altitudes et donc des valeurs de concentrations en ^{10}Be proches de celle obtenue pour l'échantillon Pg2. L'âge de désenglacement complet de la vallée est estimé à 14,4 ± 0,2 ka. Ce sont donc 741 m (δZ) de glace recouvrant le versant de Séchilienne qui ont disparus en 2,2 ± 0,3 ka (δt_g). Un âge de désenglacement qui apparait plus ancien (1,1 ka) que celui précédemment estimé à 13,3 ± 0,1 ka [*Le Roux et al.,* 2009]. En se basant sur ces âges de retrait un premier scénario du désenglacement total du versant de Séchilienne peut donc être proposé (Figure IV-25). Ce scénario permet d'avoir une idée de la cinématique de retrait du glacier et des âges d'exposition attendus pour les échantillons prélevés le long du versant.

IV.4.2 Conversion de la concentration en ^{10}Be mesurée dans les échantillons de paléo-surface glaciaire : Model d'exposition 1

Pour convertir la concentration en ^{10}Be mesurée dans les échantillons collectés sur des paléo-surfaces glaciaires en âge d'exposition les hypothèses suivantes sont posées :

- La première hypothèse considère un héritage géologique nul. L'héritage géologique correspond à une concentration initiale dû à une pré-exposition éventuelle de l'échantillon au rayonnement cosmique or pour les surfaces échantillonnées (formées par l'érosion glaciaire) on suppose qu'elles n'ont été exposées au rayonnement cosmique que lors du retrait du glacier.

- La seconde hypothèse considère un taux d'érosion nul sur les surfaces échantillonnées. Cette hypothèse peut être acceptée car selon *Nishiizumi et al.,* [1989] et *Gosse et Phillips,* [2001] la présence de stries sur une morphologie glaciaire implique une érosion négligeable. Pour les autres surfaces la bonne préservation de la morphologie, du poli de la surface ou encore la faible altération en surface sont autant d'indices d'une faible érosion.

Ces hypothèses seules ne sont cependant pas suffisantes et un modèle d'exposition décrivant l'évolution du taux de production au cours du temps est nécessaire. La comparaison réalisée entre les concentrations en ^{10}Be et les courbes d'évolution théoriques min et max de la concentration en

fonction de la profondeur a mis en évidence un déficit de concentration pour les échantillons de surface suggérant :

9) par rapport à Pg2 un retrait plus tardif du glacier des surfaces échantillonnées

10) la présence en surface d'un masque (moraine, couverture pédologiques : tourbe, dépôts de sols post-glaciaires).

Ces informations doivent donc être intégrées dans un modèle d'exposition, afin de pouvoir déterminer des âges d'exposition réalistes. Ce premier modèle d'exposition considéré pour décrire la production de ^{10}Be dans les échantillons de paléo-surface glaciaire est présenté à la Figure IV-26. Pour ce modèle, la production (P(0)) et l'accumulation de ^{10}Be dans l'échantillon ne débute qu'après la déglaciation (t_g). En effet avant la déglaciation (t_g), le glacier présent en surface va fortement atténuer le rayonnement cosmique rendant ainsi la production en surface (P(0)) négligeable.

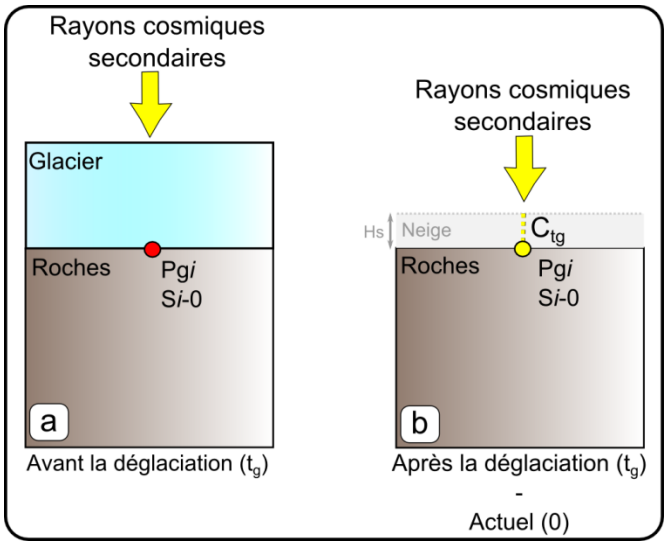


Figure IV-26 Modèle d'exposition 1. a) Avant déglaciation (t_g), la concentration dans l'échantillon en surface est nulle (point rouge) b) Après déglaciation (t_g) et jusque l'actuel, accumulation de ^{10}Be dans l'échantillon en surface (point jaune).

La concentration (C_{tg}) en ^{10}Be accumulée dans un échantillon en surface depuis la déglaciation est donc donnée par l'équation *:*

$$C_{t_g} = \frac{P(0)}{\lambda}\left(1 - e^{-\lambda t_g}\right) \qquad (4\text{-}41)$$

Où P(0) est la production normalisée et corrigée du masque topographique et de la couverture neigeuse, et λ = 5,10 ± 0.26 10^{-7} correspond à la constante de décroissance radioactive du ^{10}Be. En remplaçant la concentration C_{tg} par celle mesurée dans les échantillons (^{10}Be, Tableau IV-18), et en appliquant le taux de production défini pour chacun d'eux (P(0), Tableau IV-18), un âge d'exposition t_{min} peut être calculé pour chaque échantillon. *Les* âges *(t_{min})* calculés pour ce modèle d'exposition sont présentés dans le Tableau IV-18. Les incertitudes calculées sur les âges sont assez faibles (comprises entre 0,2 ka et 0,5 ka) en raison de la faible incertitude sur les concentrations en ^{10}Be.

Echantillons		Localisation WGS84 UTM 31N			P(0)	^{10}Be	σ ^{10}Be	t_g	σt_g	t_{min}	σt_{min}	t_g-t_{min}
		X (m)	Y (m)	Z(m)	(at.g^{-1}.a^{-1})	(at.g^{-1})	(at.g^{-1})	(a)	(a)	(a)	(a)	(a)
2009	**Pg2**	**720 725**	**4 994 175**	**1121**	**10,67**	**176621**	**6140**	**16628**	**578**	**16628**	**578**	**-**
	Pg1-1	720 720	4 994 570	1120	10,31	77437	5812	16625	578	7526	496	9099
	Pg1-2	720 720	4 994 570	1120	10,31	126746	4534	16625	578	12334	397	4291
	Pg3	**720 490**	**4 994 160**	**1080**	**9,30**	**139574**	**4028**	**16507**	**591**	**15059**	**435**	**1448**
2010	Pg4	720 256	4 994 084	1023	8,40	15708	1698	16338	610	1921	208	14417
	Pg5	720 277	4 994 092	1015	9,14	44883	2044	16315	613	5047	230	11267
2011	Pg6	720 788	4 994 151	1117	10,13	123154	4947	16616	579	12415	499	4201
	S4-0	**721 040**	**4 993 762**	**873**	**8,42**	**120202**	**4351**	**15895**	**659**	**14583**	**528**	**1312**
	S6-0	720 743	4 994 190	1115	9,94	57674	2873	16610	580	6017	300	10593
	S7-0	720 727	4 994 179	1120	10,13	112327	4370	16625	578	11422	444	5203
	S8-0	720 725	4 994 178	1122	10,19	87628	3081	16631	578	8849	311	7782
	S9-0	720 820	4 994 131	1120	9,88	76852	4241	16625	578	8076	446	8549
	S10-0	720 771	4 994 083	1084	9,23	72389	3149	16519	590	8139	354	8380
	S11-0	720 783	4 994 109	1108	8,82	95054	3530	16590	582	11696	434	4894
	S12-0	720 788	4 994 151	1115	9,23	84041	3083	16610	580	9293	341	7317
	S13-0	720 769	4 994 176	1112	10,08	126916	1402	16601	581	13116	491	3485
	S14-0	720 620	4 993 807	953	8,89	98462	4365	16132	633	11411	506	4720

Tableau IV-18 Données cosmogéniques 10Be et présentation des âges de retrait et des âges d'exposition. X : latitude ; Y : Longitude ; Z : altitude. P(x) : Taux de production normalisé et corrigé ; ^{10}Be : concentration de béryllium 10 mesurée dans l'échantillon ; σ^{10}Be : Incertitude sur la concentration en ^{10}Be ; t_g : âge de retrait du glacier à l'altitude Z de l'échantillon calculé pour le scénario 1, σt_g : Incertitude sur l'âge t_g ; t_{min} : âge minimum d'exposition de l'échantillon calculé pour le modèle d'exposition 1, σt_g : Incertitude sur l'âge d'exposition t_{min}. t_g-t_{min} : différence entre l'âge de retrait du glacier t_g et l'âge d'exposition t_{min}. Les échantillons en gras sont compatibles avec le retrait du glacier.

Les âges d'exposition (t_{min}) et les âges de retrait du glacier (t_g) obtenus pour le scénario 1 (Tableau IV-18) sont reportés sur le même graphique (Figure IV-27) en fonction de l'altitude afin de pouvoir les discuter. Pour faciliter la comparaison entre ces âges la même étiquette (n° échantillon) en fonction de l'altitude est appliquée aux âges d'exposition et aux âges de retrait.

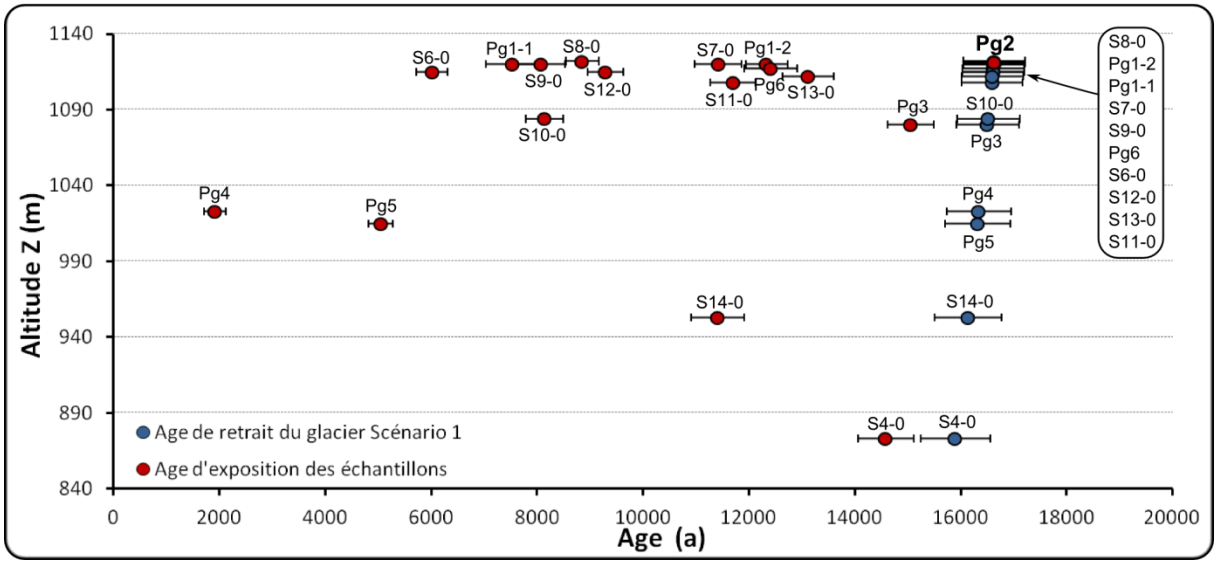


Figure IV-27 Présentation des âges d'exposition et des âges de retrait obtenus pour le scénario 1 en fonction de l'altitude (Z). L'échantillon Pg2 étant considéré comme référence l'âge de retrait et l'âge d'exposition sont confondus.

Les âges d'exposition obtenus pour les échantillons prélevés entre 1122 m (S8-0) et 873 m (S4-0) sont représentés en rouge sur la Figure IV-27. Ces âges varient entre 15,1 ± 0,4 (Pg3) et 1,9 ± 0,2 ^{10}Be

ka (Pg4) mais ne présentent pas de diminution avec l'altitude. On obtient en effet pour les échantillons Pg3 prélevé à 1080 m et S4-0 échantillonné à l'altitude la plus faible (873 m) les âges d'exposition les plus importants. Ces âges sont respectivement de 15,1 ± 0,4 et 14,6 ± 0,5 ^{10}Be ka. Les âges les plus jeunes sont quant à eux obtenus pour les échantillons Pg4 (1,9 ± 0,2 ^{10}Be ka) et Pg5 (5 ± 0,2 ^{10}Be ka) collectés respectivement à 1023 et 1015 m d'altitude. La variabilité des âges d'exposition ne montre donc pas de logique spatiale. On observe cependant pour des échantillons prélevés à la même altitude une forte variabilité des âges d'exposition. C'est notamment le cas pour les échantillons Pg4 et Pg5, Pg3 et S10-0 ou pour les dix échantillons prélevés à la même altitude que Pg2 dont les âges sont compris entre 6 ± 0,3 (S6-0) et 13,1 ± 0,2 ^{10}Be ka (S13-0).

Avec l'hypothèse d'une histoire d'exposition simple (Model 1, Figure IV-26) les valeurs des âges d'exposition pour les paleo-surfaces glaciaires échantillonnées devraient être identiques aux âges de retrait du glacier calculés aux mêmes altitudes (scénario 1). La comparaison entre les âges d'exposition et les âges de retrait révèle cependant pour une même altitude des différences allant de 3,5 ka (S13-0) à 14,4 ka (Pg4) (Tableau IV-18). Les âges de retrait en bleu sur la Figure IV-27 montrent en effet pour les différentes altitudes d'échantillonnage des âges plus vieux compris entre 16,6 ± 0,6 ka (112 1m) et 15,9 ± 0,6 ka (873 m). Les âges d'exposition trop jeunes ne peuvent donc pas pour la majorité d'entre eux être interprétés comme des âges de retraits. Deux échantillons Pg3 (15,1 ± 0,4 10Be ka à 1080 m) et S4-0 (14,6 ± 0,5 10Be ka à 873 m) montrent toutefois des âges d'exposition proches des âges de retrait calculés aux altitudes de 1080 (16,5 ± 0,6 ka) et 873 m (15,9 ± 0,6 ka). Les différences entre ces âges ne sont effectivement que de 1,4 ka ± 0,6 ka.

La comparaison entre les âges de retrait et les âges d'exposition met également en évidence une différence dans la variabilité des âges. En effet dans le cadre du retrait du glacier et donc de l'abaissement de la surface du glacier, les âges de retrait montrent une diminution en fonction de l'altitude. On retrouve ainsi l'âge le plus vieux à 1122 m d'altitude (S8-0, 16,6 ± 0,6 ka) et le plus jeunes à 873 m d'altitude (S4-0, 15,9 ± 0,6 ka). Or pour les âges d'exposition, l'âge obtenu pour l'échantillon S4-0 prélevé à l'altitude la plus faible (873 m) est plus important que celui obtenu pour la majorité des échantillons prélevés plus haut dans le versant. Seul l'échantillon Pg3 prélevé à 1080 m montre un âge plus important que S4-0. On ne peut donc inclure dans une dynamique de retrait du glacier que ces deux échantillons Pg3 et S4-0. Les âges d'exposition obtenus pour ces échantillons sont toutefois plus jeunes que les âges de retrait calculés aux mêmes altitudes ce qui suggèrent un retrait plus tardif du glacier de ces surfaces échantillonnées.

Ces deux échantillons apportent donc de nouvelles contraintes temporelles à la dynamique de retrait du glacier de la Romanche le long du versant de Séchilienne et permettent ainsi d'affiner le scénario de retrait initialement proposé. Sur un profil N-S à travers le versant de Séchilienne les échantillons et les âges d'exposition obtenus sont reportés en fonction de l'altitude (Figure IV-28). On peut ainsi facilement mettre en évidence les âges d'exposition en rouge qui ne sont pas liés au retrait du glacier. Les âges en bleu sont quant à eux proches des âges théoriques calculés avec un

taux d'ablation vertical de la glace de 0,338 ± 0,03 m.a-1 (scénario 1) et peuvent donc être associés au retrait du glacier

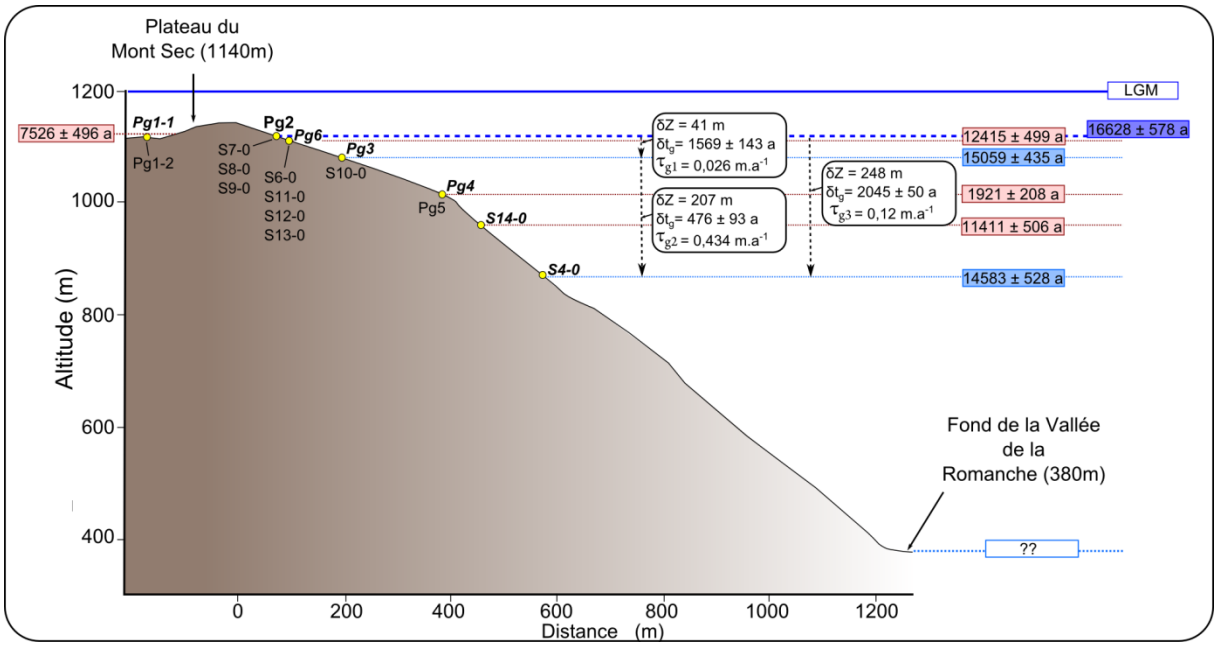


Figure IV-28 Localisation des échantillons et des âges de retrait du glacier en fonction de l'altitude sur un profil Nord-Sud du versant de Séchilienne. En bleu foncé l'âge référence de Pg2, en bleu clair les âges compatibles avec un retrait du glacier, en rouge les âges aberrants. L'abaissement de la surface du glacier (δZ) entre 1121 m (Pg2) et 1080 m (Pg3) , 1080 m et 873 m (S4-0) ou entre 1121 m et 873 m (Pg3) et le fond de la vallée durant la durée δt_g est également reporté.

En intégrant ces nouvelles contraintes temporelles à la cinématique de retrait du glacier deux nouveaux scénarios peuvent être proposés :

Un scénario 2 : dans ce scénario le retrait du glacier est contraint par les données de Pg2, Pg3 et S4-0. Le retrait se ferait donc en deux étapes avec pour chacune d'elles un taux d'ablation différents. Durant la première étape entre 16,6 ± 0,6 ^{10}Be ka (Pg2) et 15,1 ± 0,4 ^{10}Be ka (Pg3), la surface du glacier stagne vers 1100 m et ne s'abaisse donc que de 41 m en 1,6 ± 0,15 ka. Ce qui correspond à un taux d'ablation vertical $\tau_{gS2\text{-}1}$ de 0,026 ± 0,002 m.a^{-1}. Lors de la seconde étape entre 15,1 ± 0,4 ^{10}Be ka (Pg3) et 14,6 ± 0,5 ^{10}Be ka (S4-0) la surface du glacier va fortement s'abaisser (207 m), passant de 1080 m à 873 m en 0,5 ± 0,09 ka soit un taux d'ablation $\tau_{gS2\text{-}2}$ (0,434 ± 0,1 m.a^{-1}) 16 fois supérieur à celui de la première étape.

Un scénario 3 : si l'on considère l'éventualité que l'âge obtenu par Pg3 est trop jeune et qu'il n'est de ce fait pas représentatif de l'âge de retrait du glacier, seules les données de Pg2 et S4-0 peuvent alors être utilisées. Le retrait du glacier se fait donc en une seule étape. Ainsi entre 16,6 ± 0,6 ^{10}Be ka (Pg2) et 14,6 ± 0,5 ^{10}Be ka (S4-0) la surface du glacier va s'abaisser de 248 m en 2 ± 0,05 ka. Ce qui correspond à un taux d'ablation vertical τ_{gS3} de 0,12 ± 0,002 m.a^{-1}.

Aucun échantillon n'ayant pu être prélevé en fond de vallée, l'âge de désenglacement total de la vallée pour ces deux scénarios a donc été déterminé au moyen de l'équation 4-33 présenté dans le paragraphe tout en considérant :

11) comme âge de référence, l'âge de retrait du glacier obtenu pour l'échantillon S4-0 à 873 m (14,6 ± 0,5 ka) ;

12) que le taux d'ablation vertical appliqué précédemment au glacier jusqu'à 873m (S4-0) reste inchangé jusqu'à son retrait en fond de vallée.

Pour le scénario 2 on applique ainsi aux 493 m de glace restant entre S4-0 (1080 m) et le fond de la vallée situé à 380 m d'altitude le taux d'ablation vertical $\tau_{gS2\text{-}2}$ (0,434 ± 0,1 m.a^{-1}) déduit entre Pg3 et S4-0. Pour le scénario 3 le taux d'ablation vertical τ_{gS3} (0,12 ± 0,003 m.a^{-1}) déterminé entre Pg2 et S4-0 est appliqué au glacier jusqu'à son retrait en fond de la vallée. Les âges de désenglacement total de la vallée calculés pour ces deux scénarios sont respectivement de 13,4 ± 0,8 ka et 10,5 ± 0,7 ka. Les âges de retrait utilisés pour établir ces scénarios ainsi que les âges de retrait du glacier en fond de vallée sont présentés dans le Tableau IV-19.

Données Echantillons		Données Scénario 1		Données Scénario 2		Données Scénario 3	
Nom	Z (m)	t_g (a)	σt_g (a)	t_{g2} (a)	σt_{g2} (a)	t_{g3} (a)	σt_{g3} (a)
Pg2(réf.)	1121	16628	578	16628	578	16628	578
Pg3	1080	16500	591	15059	435		
S4-0	873	15888	659	14583	528	14583	528
Fond de vallée	380	14438	821	13449	843	10515	727

Tableau IV-19 Contraintes temporelles utilisées pour les scénarios 1 à 3. Z : altitude de l'échantillon (m) ; tg : age de retrait du glacier de la surface échantillonnée correspondante (a) ; σtg : incertitude sur l'âge de retrait du glacier (a).

Pour pouvoir comparer ces différents scénarios et déterminer celui qui semble le plus réaliste nous avons sur la Figure IV-29 présentant le contexte climatique régnant depuis le LGM jusqu'à l'actuel reporté pour chacun d'eux en fonction de l'altitude les contraintes temporelles obtenues.

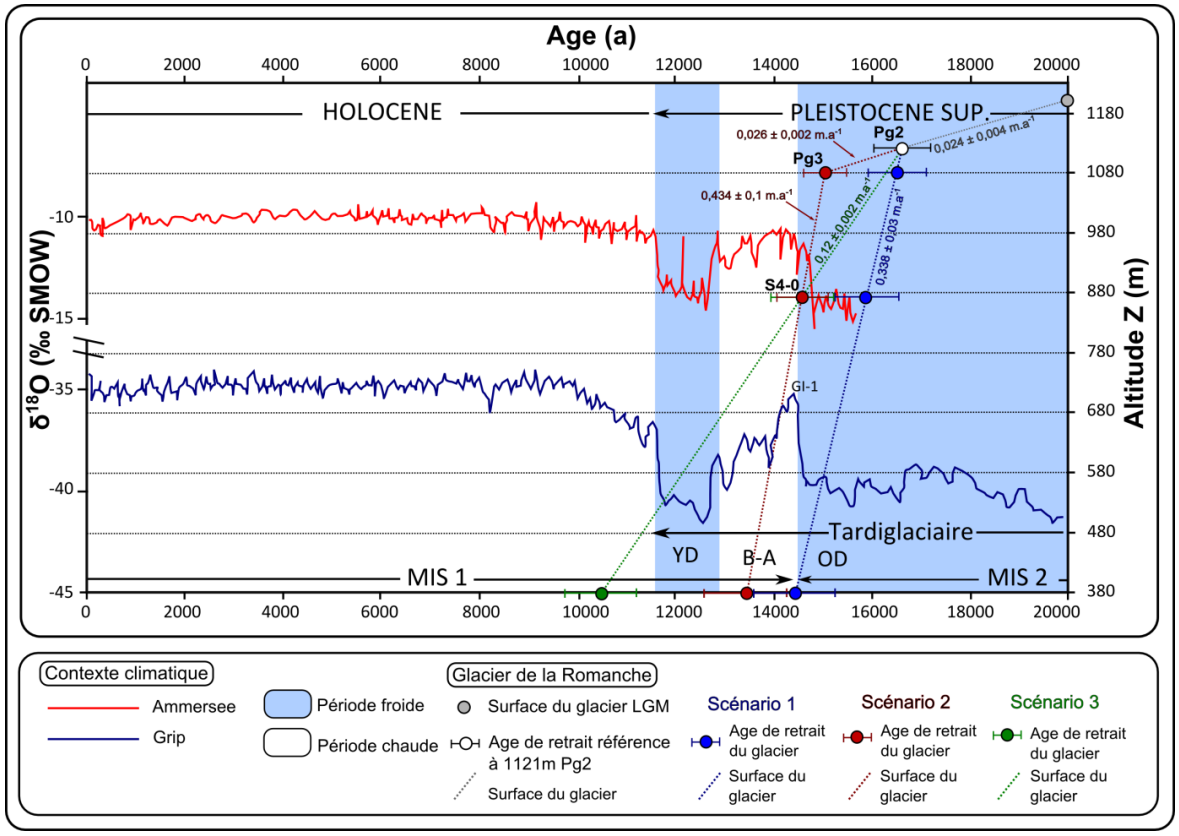


Figure IV-29 Présentation en fonction de l'altitude des contraintes temporelles pour les scénarios 1, 2 et 3 associées au retrait du glacier du versant de Séchilienne en relation avec le contexte climatique globale lors de la transition Pléistocène supérieur /Holocène. Le contexte climatique est représenté à partir des courbes d'évolution temporelles du $\delta^{18}O$ des précipitations enregistré dans les glaces du forage GRIP (courbe bleu, [*Johnsen et al.,* 1997]) et reconstitué à partir des ostracodes du lac Ammersee (courbe rouge, [*von Grafenstein et al.,* 1999]). Indication des stades isotopiques marins (MIS) et de l'interstade groenlandais (GI-1) d'après *Swensson et al,* 2006. Les différentes périodes climatiques caractéristiques du Tardiglaciaire et de la fin de la glaciation alpine du Würm sont indiquées : Dryas ancien (OD), le Bølling-Allerød (B-A) et le Dryas récent (YD).

Lors du dernier maximum glaciaire mondial (LGM) situé vers ~20 ka [*Monjuvent,* 1978 ; *Svensson et al.,* 2006] le glacier de la Romanche recouvrait le versant de Séchilienne jusqu'à l'altitude de 1200m [*Monjuvent,* 1978]. Le retrait de la surface du glacier à 1121 m déterminé à partir de la datation de l'échantillon Pg2 [*Le Roux et al,* 2009] implique de ce fait un abaissement de la surface du glacier d'environ 80 m entre 16,6 ± 0,6 ka et 21 ka. Ce retrait assez lent (taux d'ablation verticale τ_{gi}= 0,018 ± 0,003 m.a^{-1}) s'initie donc durant le Dryas ancien (OD) caractérisé par l'atténuation progressive du froid marquée sur la Figure IV-29 par l'augmentation du $\delta^{18}O$ des précipitations enregistrées dans les glaces du forage GRIP (courbe bleu, [*Johnsen et al.,* 1997]).

Pour les scénarios 1 et 3 le retrait du glacier se serait accéléré à 16,6 ± 0,6 ^{10}Be ka avec un taux d'ablation vertical devenant 5 à 14 fois plus important (τ_{gS3} 0,338 ± 0,03 m.a^{-1} et τ_{gS1}= 0,12 ± 0,003 m.a^{-1}). Au contraire, le scénario 2 suppose quant à lui un maintien du retrait ($\tau_{gS2\text{-}1}$ 0,026 ± 0,002 m.a^{-1}) ce qui semble compte tenu du contexte climatique plus réaliste. En effet comme le montre les courbes de $\delta^{18}O$ aucunes variations importantes synonymes de réchauffement et pouvant expliquer une accélération du retrait du glacier ne sont observées à 16,6 ± 0,6 ka.

Cette accélération est observée plus tardivement pour le scénario 2. A 15,1 ± 0,4 ^{10}Be ka (Pg3) le taux d'ablation vertical est multiplié par 16 environ passant de 0,026 ± 0,004 m.a^{-1} à 0,434 ± 0,1 m.a^{-1}. Cette augmentation du taux d'ablation vertical peut être mise en relation avec la brusque augmentation du δ^{18}O vers 14,5 ka BP correspondant aux épisodes chauds du Bølling-Allerød (B-A). La valeur du taux d'ablation $\tau_{gS2\text{-}2}$ (0,434 ± 0,1 m.a^{-1}) plus importante que celle déduite (τ_g moyen = 0,338 ± 0,03 m.a^{-1}) des mesures comogéniques de *Delunel* pourrait s'expliquer par l'altitude plus faible de la vallée de la Romanche au droit de Séchilienne par rapport à celle du Vénéon. En effet l'altitude étant moins importante les variations de température sont plus importantes et la réponse ablative du glacier donc plus forte. Les scénarios 1 et 3 ne présentent quant à eux aucune variation du taux d'ablation.

Pour des altitudes inférieures à 870 m nous appliquons des taux d'ablations constants. Alors que le désenglacement complet de la vallée à lieu durant la période chaude du Bølling-Allerød pour le scénario 2 (13,4 ± 0,8ka), on observe pour le scénario 1 un retrait complet du glacier à 14,4±0,8 ka à la transition entre la période froide du Dryas ancien (OD) et la période chaude du Bølling-Allerød (B-A). Pour le scénario 3, le désenglacement complet de la vallée se serait produit à l'Holocène (10,5 ± 0,7 ka) qui succède à la période froide du Dryas récent (YD) caractérisée par une chute brusque des températures vers 12,5 ka BP.

L'âge de désenglacement complet de la vallée obtenu pour le scénario 2 peut être mis en relation avec celui estimé (13,3 ± 0,1 ka) par [*Le Roux et al.,* 2009] à partir de datations cosmogéniques obtenues par *Bigot-Cormier et al.,* 2005 dans la vallée de la Tinée. Par rapport aux scénarios 1 et 3, le scénario 2 semble le plus réaliste vis à vis du contexte climatique. Ce scénario peut donc être considéré comme représentatif de la cinématique du retrait du glacier de la Romanche le long du versant de Séchilienne depuis le dernier maximum glaciaire jusque son retrait complet de la vallée au Bølling-Allerød.

IV.4.3 Déficit de concentration en ^{10}Be dans les échantillons de paléo-surface glaciaire.

Pour ce scénario 2 les âges de retrait (tg2) du glacier à différentes altitudes (Zi,) et au fond de la vallée ont été calculés en utilisant l'équation 4-33 et en appliquant les nouveaux taux d'ablation ($\tau g_{S2\text{-}1}$ et $\tau g_{S2\text{-}2}$) au glacier de la Romanche. En gardant comme référence l'échantillon Pg2 (16,6 ± 0,6 ^{10}Be ka) à 1121 m tout en ajoutant comme références les points Pg3 et S4-0 à 1080 m et 873 m nous avons appliqué le taux d'ablation vertical $\tau g_{S2\text{-}1}$ (0,026 ± 0,002 m.a^{-1}) de 1120 m à 1080 m puis le taux d'ablation vertical $\tau g_{S2\text{-}2}$ (0,434 ± 0,1 m.a^{-1}) aux 700 m de glace restant entre le point Pg3 (1080 m) et le fond de la vallée (380 m). Les âges (t_{g2}) calculés pour les différentes altitudes d'échantillonnages varient ainsi entre 16,7 ± 0,6 ka (S8-0, 1122 m) et 14,6 ± 0,5 ka (S4-0, 873 m). Dans le même tableau (Tableau IV-20) sont présentés les âges d'exposition obtenus pour l'ensemble des échantillons et les âges de retrait calculés aux différentes altitudes d'échantillonnage pour le scénario 2. L'apport de nouvelles contraintes temporelles avec les âges de Pg3 et S4-0, permet (1) de préciser le modèle de retrait du glacier du versant mais également (2) de réduire la différence entre les âges de retrait et

les âges d'exposition. En effet la comparaison entre les âges de retrait obtenus pour les scénarios 2 et les âges d'exposition montre des différences inférieures de 0,2 à 1,4ka par rapport à celles calculés entre les âges de retrait du scénario 1 et les âges d'exposition (Tableau IV-18). Ces différences entre âges d'exposition et âges de retrait (scénario 2) restent toutefois très importantes avec des valeurs allant de 3,2 ka (S13-0) à 13,0 ka (Pg4).

Mesures Echantillons				Données Scénario 2		Comparaison
Echantillon	Z (m)	t_{min} (a)	σt_{min} (a)	t_{g2} (a)	σt_{g2} (a)	t_{g2}-t_{min} (a)
Pg2(réf.)	**1121**	**16628**	**578**	-	-	-
Pg1-1	1120	7526	496	16590	581	9063
Pg1-2	1120	12334	397	16590	581	4256
Pg3	**1080**	**15059**	**435**	**15059**	**435**	-
Pg4	1023	1921	208	14928	461	13006
Pg5	1015	5047	230	14909	464	9862
Pg6	1117	12415	499	16475	592	4060
S4-0	**873**	**14583**	**528**	**14583**	**528**	-
S6-0	1115	6017	300	16398	599	10381
S7-0	1120	11422	444	16590	581	5167
S8-0	1122	8849	311	16666	581	7817
S9-0	1120	8076	446	16590	581	8514
S10-0	1084	8139	354	15212	707	7073
S11-0	1108	11696	434	16131	623	4435
S12-0	1115	9293	341	16398	599	7105
S13-0	1112	13116	491	16284	609	3167
S14-0	953	11411	506	14767	492	3355

Tableau IV-20 Comparaison entre les âges d'exposition (t_{min}) et les âges de retrait calculés pour le scénario 2(t_{g2}). Les âges références sont notés en gras. Z : altitude de l'échantillon (m) ; t_{min} : âge d'exposition minimum σt_{min} : incertitude sur l'âge d'exposition t_{min} ; t_g : âge de retrait (en année) du glacier de la surface échantillonnée correspondante ; σt_g : incertitude (en anneé) sur l'âge de retrait du glacier t_g .

Le report de l'ensemble de ces âges dans un graphique en fonction de l'altitude (Figure IV-30) permet de mettre en évidence pour une même altitude ces différences entre les âges de retrait et les âges d'exposition, mais également cette différence dans la variabilité des âges. En effet alors qu'une logique spatiale est observée pour les âges de retrait du scénario 2 (Figure IV-30) avec une diminution des âges avec l'altitude, pour les âges d'exposition cette logique spatiale n'apparait pas à l'exception des âges d'exposition obtenus pour les échantillons Pg2, Pg3 et S4-0.

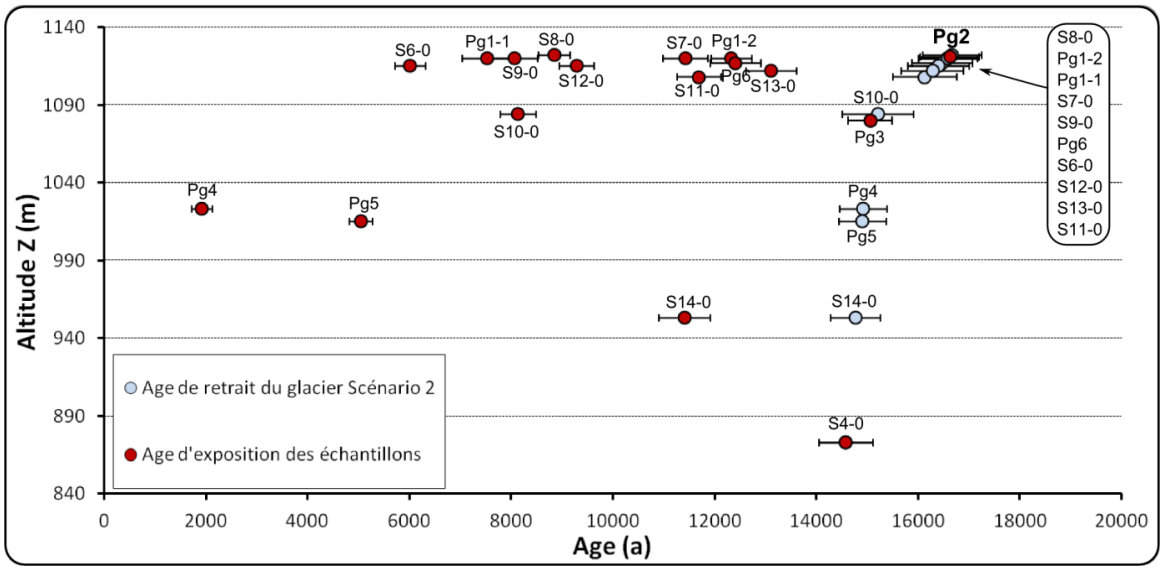


Figure IV-30 Présentation des âges d'exposition et des âges de retrait du scénario 2 en fonction de l'altitude (Z). Les âges d'exposition et de retrait de Pg2, Pg3 et S4-0 sont confondus.

Un retrait plus tardif suggéré pour le scénario 2 permet d'interpréter les âges d'exposition des échantillons Pg3 et S4-0 comme des âges liés au retrait du glacier, il existe cependant toujours des surfaces glaciaires trop jeunes et qui ne peuvent donc pas être associées au retrait du glacier. En utilisant dans l'équation 4-34 les âges de retrait (t_{g2}) du glacier aux différentes altitudes déterminés pour le scénario 2, et le taux de production (P(0)) défini pour chaque échantillon nous avons calculé la concentration en ^{10}Be (C_{tg}) qui s'est théoriquement accumulée dans les paléo-surfaces glaciaires présentes aux différentes altitudes d'échantillonnage. Les concentrations calculées sont présentées dans le Tableau IV-21 ainsi que celles mesurées dans les échantillons.

	Mesures Echantillons								Données Scénario 2				Comparaison
	Echantillons	Z (m)	E (cm)	P(0) (at.g^{-1}.a^{-1})	^{10}Be$_m$ (at.g^{-1})	σ ^{10}Be$_m$ (at.g^{-1})	t_{min} (a)	σt_{min} (a)	t_{g2} (a)	σt_{g2} (a)	^{10}Be$_2$ (at.g^{-1})	σ ^{10}Be$_2$ (at.g^{-1})	^{10}Be$_2$ - ^{10}Be$_m$ (at.g^{-1})
	Pg2(réf.)	**1121**		**10,67**	**176621**	**6140**	**16628**	**578**	-	-	-	-	-
2009	Pg1-1	1120	0	10,31	77437	5812	7526	496	16590	581	170319	1550	92882
	Pg1-2	1120	0	10,31	126746	4534	12334	397	16590	581	170319	1550	43573
	Pg3	**1080**	**0**	**9,30**	**139574**	**4028**	**15059**	**435**	**15059**	**435**	**139571**	**1347**	-
2010	Pg4	1023	1,5	8,40	15708	1698	1921	208	14928	461	121713	1228	106005
	Pg5	1015	1,5	9,14	44883	2044	5047	230	14909	464	132269	1338	87386
2011	Pg6	1117	1	10,13	123154	4947	12415	499	16475	592	163261	1525	40107
	S4-0	**873**	**1**	**8,42**	**120202**	**4351**	**14583**	**528**	**14583**	**528**	**120198**	**1254**	-
	S6-0	1115	2,1	9,94	57674	2873	6017	300	16398	599	156485	1499	98812
	S7-0	1120	1,5	10,13	112327	4370	11422	444	16590	581	162927	1522	50600
	S8-0	1122	1,5	10,19	87628	3081	8849	311	16666	581	164710	1532	77082
	S9-0	1120	2	9,88	76852	4241	8076	446	16590	581	157533	1485	80681
	S10-0	1084	2	9,23	72389	3149	8139	354	15212	707	135055	1406	62666
	S11-0	1108	4,5	8,82	95054	3530	11696	434	16131	623	130947	1334	35893
	S12-0	1115	1	9,23	84041	3083	9293	341	16398	599	148028	1390	63987
	S13-0	1112	2,1	10,08	126916	1402	13116	491	16284	609	157437	1520	30521
	S14-0	953	1,5	8,89	98462	4365	11411	506	14767	492	127306	1311	28843

Tableau IV-21 Comparaison entre les concentrations en béryllium 10 mesurée (^{10}Be$_m$) dans les échantillons et celles calculées pour le scénario 2(^{10}Be$_2$). Les données références sont notées en gras. Z : altitude ; E : Epaisseur de l'échantillon ; P(x) : Taux de production normalisé et corrigé ; ^{10}Be$_m$: concentration de béryllium 10 mesurée dans l'échantillon ; σ^{10}Be$_m$: Incertitude sur la concentration en ^{10}Be ; t_{min} : âge minimum d'exposition de l'échantillon calculé pour le modèle d'exposition 1 ; σt_{min} : Incertitude sur l'âge minimum d'exposition ; t_{g2} : âge de retrait du glacier à l'altitude Z de l'échantillon calculé pour le scénario 2, σt_{g2} : Incertitude sur l'âge t_{g2} ; ^{10}Be$_2$: concentration de béryllium 10 calculée dans l'échantillon ; σ^{10}Be$_2$:

Incertitude sur la concentration en $^{10}Be_2$; t_g-t_{min} : différence entre l'âge de retrait du glacier t_g et l'âge d'exposition t_{min}.

Dans le paragraphe IV.1.1, la comparaison entre les concentrations mesurées dans les différents échantillons et celle mesurée dans l'échantillon Pg2 a mis en évidence un déficit de concentration en ^{10}Be de ces échantillons par rapport à Pg2. Un déficit qui comme on peut le voir dans le Tableau IV-21 est pour certain échantillons très important (Pg4, Pg5, S6-0). Deux explications ont été avancées pour expliquer ce déficit : (1) une diminution du temps d'exposition induit par le retrait plus tardif du glacier ou (2) une diminution du taux de production par la présence sur la surface échantillonnée d'un masque correspondant à une formation superficielle et/ou une couverture pédologique ou un résidu de glace.

Dans le cadre de l'abaissement progressif de la surface du glacier le long du versant, on peut noter la diminution des âges de retrait avec l'altitude (Figure IV-30) impliquant de ce fait une diminution du temps d'exposition. L'accumulation en ^{10}Be étant fonction du temps d'exposition, une décroissance de la concentration en fonction de l'altitude est alors observée (Figure IV-31). Le retrait plus tardif du glacier à des altitudes inférieures à Pg2 permet donc d'expliquer en partie le déficit de concentration observée pour les échantillons par rapport à Pg2. Les concentrations calculées restent cependant nettement supérieures à celles mesurées malgré le fait que ces concentrations intègrent les nouvelles contraintes temporelles apportées par le scénario 2.

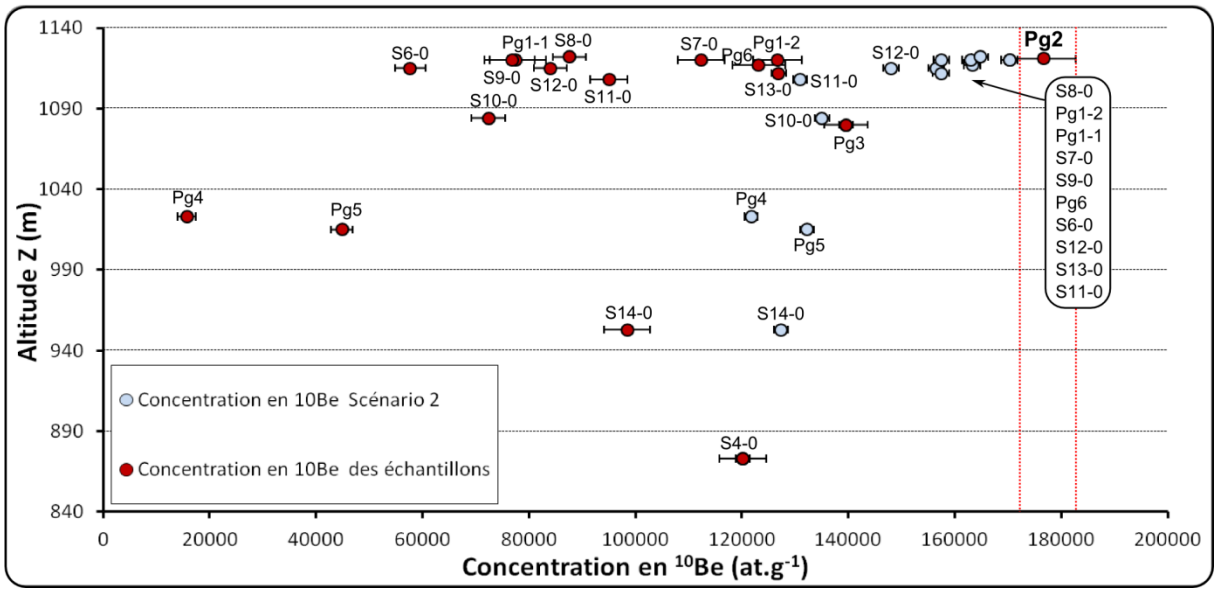


Figure IV-31 Présentation des concentrations mesurées dans les échantillons et celles calculées pour le scénario 2 en fonction de l'altitude (Z). Pour les échantillons Pg2, Pg3 et S4-0 les concentrations mesurées et calculées pour le Scénario 2 sont confondues.

En observant plus attentivement les concentrations calculées Pg4, S10-0, S11-0 et S12-0 pour le scénario 2 on peut remarquer que ces concentrations ne sont pas alignées avec les autres concentrations calculées mais qu'elles présentent des valeurs plus faibles que celles déterminées pour des altitudes inférieures. Cette variabilité est induite par le taux de production. En effet pour calculer les concentrations à chaque altitude nous avons utilisé dans l'équation 4-34 les taux de productions définis pour les échantillons à ces mêmes altitudes. Des taux de production qui sont

corrigés de l'altitude et de la longitude de la surface exposée mais également du relief environnant (masque topographique (St, Tableau IV-16). On peut ainsi obtenir pour une même altitude des taux de production variables. Pour un même temps d'exposition et pour une même altitude plus ce taux est important plus la concentration en 10Be accumulée sera donc importante et vis-versa. C'est ce qui explique que les concentrations calculées pour Pg4, S10-0, S11-0 et S12-0 pour le scénario 2 soient plus faibles que celles calculées pour des altitudes proches ou inférieures.

Cette variabilité apparait également pour les concentrations mesurées dans les échantillons. Les concentrations mesurées sont cependant à l'exception de Pg3 et S4-0 (scénario 2) bien moins importantes que celles calculées aux mêmes altitudes. Calculer des concentrations équivalentes à celles mesurées dans les échantillons implique donc (1) des temps d'exposition moins importants ou (2) des taux de production plus faibles. Les temps d'exposition étant contraints, seule une diminution du taux de production permettrait de retrouver les mêmes concentrations que celles mesurées. Mise à part pour les échantillons Pg2, Pg3 et S4-0 le modèle d'exposition 1 (Figure IV-26) ne permet donc pas décrire la production de ^{10}Be dans les échantillons prélevés sur des paléo-surface glaciaires et ce malgré la contrainte supplémentaire apportée sur le temps d'exposition par les âges de retrait (tg2). En effet, les différences entre les concentrations mesurées et calculés restent trop importantes et nécessitent une diminution des taux de production.

IV.4.4 Conversion de la concentration en ^{10}Be mesurée dans les échantillons de paléo-surfaces glaciaires : Model d'exposition 2

IV.4.4.1 *Influence d'un masque ponctuel (moraine/sol) sur la concentration en 10Be : Modèle d'exposition 2*

Le temps d'exposition étant contraint, seule la diminution du taux de production (P(0)) peut donc expliquer les faibles concentrations en ^{10}Be mesurées. Cette diminution du taux de production implique l'ajout d'un facteur correctif supplémentaire pouvant (1) être appliqué à l'ensemble des surfaces échantillonnées et (2) varier localement de façon importante (échelle de la surface échantillonnée) ceci afin de décrire la variabilité des concentrations mesurées. Les caractéristiques de ce facteur correctif abondent dans le sens de la présence sur les surfaces échantillonnées, d'un masque temporaire qui va en fonction de sa nature et de sa géométrie (notamment son épaisseur) atténuer de façon plus ou moins importante le rayonnement cosmique et donc diminuer le taux de production.

Plusieurs histoires d'exposition peuvent donc être envisagées pour un échantillon prélevé sur une paléo-surface glaciaire (Figure IV-32) :

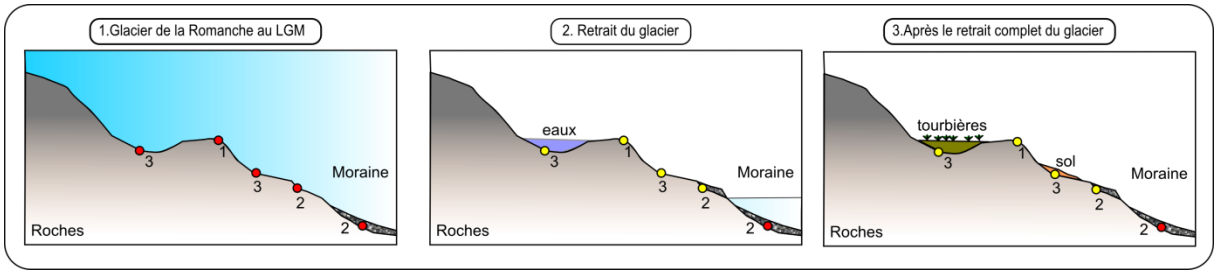


Figure IV-32 Histoire d'exposition pour des échantillons de surface glaciaires. Point rouge : échantillon non exposé au rayonnement cosmique. Point jaune échantillon exposé au rayonnement cosmique.

La première (échantillon 1, Figure IV-32) correspond à celle du modèle d'exposition 1 présenté précédemment (paragraphe IV.4.2) est peut être appliquée aux échantillons Pg2, Pg3 et S4-0.

Dans les autres cas la surface échantillonnée va être recouverte par un masque qui compte tenu des indices présents sur le versant (dépôts de moraine, dépôts de sol, présence de tourbières)) et du contexte glaciaire et climatique passé peut avoir :

13) une origine glaciaire (échantillon 2, Figure IV-32). Ce masque correspond alors aux moraines de fond situées à la base du glacier ou à des débris rocheux présents dans la glace qui vont lors du retrait du glacier être laissés sur place. Dans ces deux cas la mise en place de ce masque morainique va être synchrone au retrait du glacier. Le glacier ayant recouvert la totalité du versant au LGM, ces dépôts ont donc pu se faire sur l'ensemble du versant (Chapitre III).

14) une origine postglaciaire (échantillon 3, Figure IV-32) dans le cas d'un dépôt de sol. Ce sol peut être constitué d'un dépôt de tourbe ou résulter de la désagrégation des roches et de la décomposition d'organismes vivants.

Dans le premier cas celui d'un dépôt de tourbe, ce dépôt va être produit dans une tourbière qui correspond à une zone humide qui s'est mise en place quelques milliers d'années après le retrait du glacier. Selon sa genèse cette tourbière peut être distinguée en plusieurs types : soligène, topogène, limnogène ou fluviogène [*Dupieux*, 1998; *Manneville et al.*, 1999]sachant qu'il existe des cas intermédiaires.

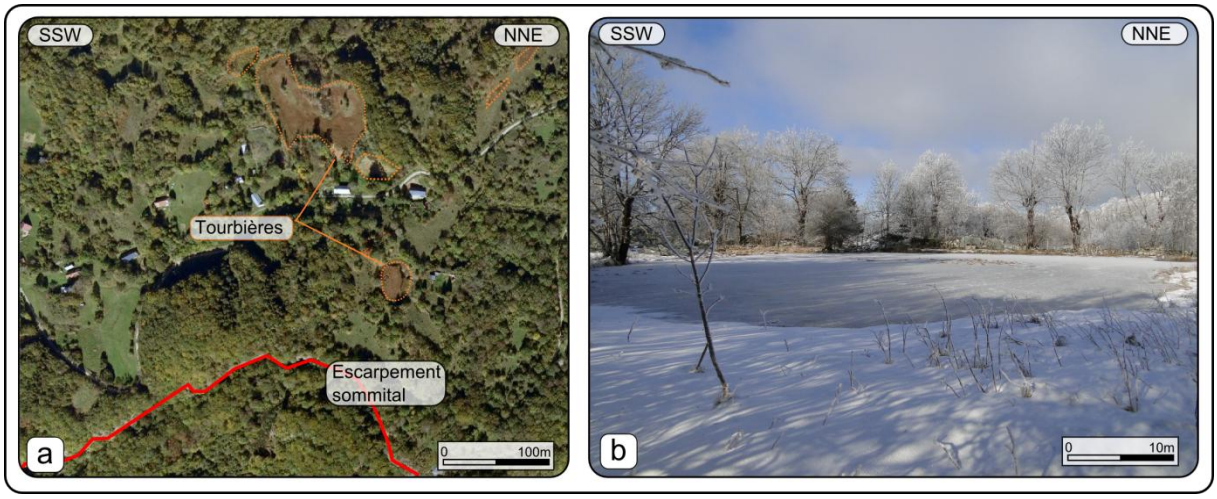


Figure IV-33 Tourbières présentes sur le plateau du Mont Sec a) Localisation des tourbières du Mont Sec sur une photographie aérienne (Google).

Des tourbières sont actuellement présentes comme on peut le voir sur la Figure IV-33 sur le plateau du Mont-Sec. Il n'existe cependant pas de données bibliographiques sur ces tourbières. Un inventaire a toutefois été réalisé en 2007 sur la commune de Séchilienne par le conservatoire Rhône Alpes des espaces naturels (CREN) dans le cadre du recensement des tourbières présentes sur le massif de Belledonne. Trois types de tourbières ont ainsi été recensés : les tourbières limnogènes, topogènes et soligènes (Figure IV-34).

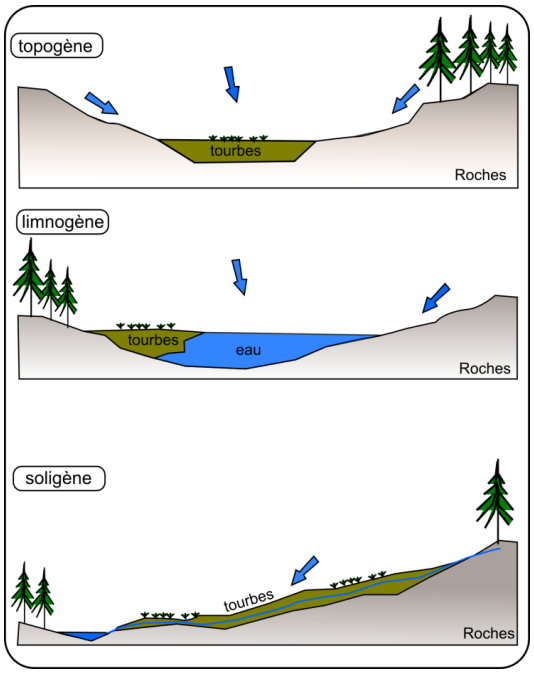


Figure IV-34 Les différentes types de tourbières présentes sur le versant de Séchilienne. Modifiée d'après *Manneville et al.,* 2006.

Les tourbières topogènes résultent de l'accumulation des eaux d'une nappe affleurante ou de ruissellements dans les dépressions formées par l'érosion glaciaire. Les tourbières limnogènes sont quant à elles le résultat de l'atterrissement progressif d'un plan d'eau par le développement de radeaux végétaux flottants. Pour ces deux types de tourbières, les dépressions abandonnées et tapissées d'argile vont progressivement se remplir d'eau et vont être colonisées par la végétation. La

faible décomposition de cette végétation va alors entrainer une accumulation progressive de matière organique non décomposée (essentiellement végétale 80 à 90%) qui associée à un tassement va contribuer à la formation de la tourbe (tourbification). Le troisième type de tourbière correspond aux tourbières soligènes. Elles se développent le long des pentes suite à un écoulement lent et continu le long de cette même pente. Des dépôts de tourbes ont donc pu se mettre en place sur l'ensemble du versant. Dans le second cas, ce sol va être formé par la fragmentation physique et l'altération chimique du substratum rocheux ou d'une formation superficielle (moraines) et par la décomposition de la matière organique (humification) présente à la surface. Pour un masque lié à la présence d'un dépôt de sol l'histoire d'exposition est bien plus complexe à transposer en un modèle d'exposition. En effet la tourbification et la pédogénèse, sont des processus très lents qui se déroulent sur plusieurs milliers d'années durant lesquelles les propriétés physiques (notamment la densité) et l'épaisseur de tourbe et de sol vont évolués ce qui va influer sur l'atténuation du rayonnement cosmique. L'évolution de ces paramètres étant difficile à contraindre, nous proposons pour prendre en compte l'effet de ces masques la même hypothèse que pour un dépôt morainique à savoir une mise en place synchrone avec le retrait du glacier. Un second modèle d'exposition pour les échantillons prélevés sur des paléo-surface glaciaires est proposé (Figure IV-35). Lors du retrait du glacier (t_g), l'accumulation de ^{10}Be dans l'échantillon démarre (C_{tg}). La production (P(0)) va cependant être atténuée en raison de la présence d'un masque mis en place dés le retrait du glacier à la surface de l'échantillon (Pg*i*, S*i*-0). Actuellement (t=0) aucun masque n'est présent sur les surfaces que nous avons échantillonnées. Le masque a donc été érodé après sa mise en place.

Pour intégrer cette érosion du masque dans le modèle d'exposition, une érosion constante et continue ($\varepsilon_m = H_m / t_g$) est appliquée au masque de hauteur (H_m) depuis sa mise en place lors du retrait du glacier (t_g) et ce jusque sa disparition à l'actuel (t = 0).

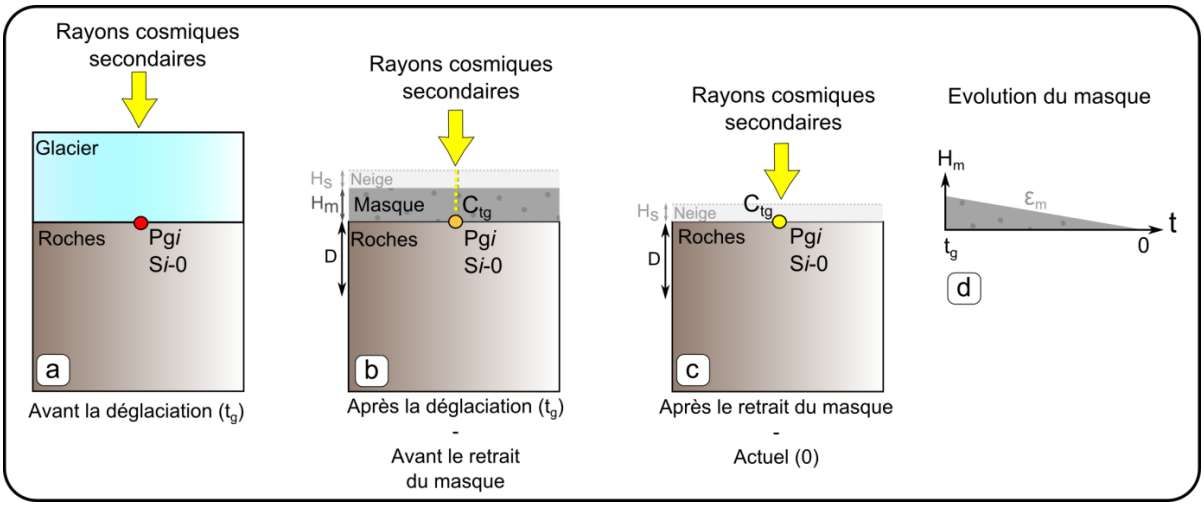


Figure IV-35 Modèle d'exposition pour un échantillon en surface recouvert par un masque de hauteur (H_m) progressivement érodée (ε_m) depuis le retrait du glacier (t_g) jusque sa disparition à l'actuel (t = 0). a) Avant la déglaciation (t_g), la concentration dans l'échantillon en surface est nulle (point rouge) b) Après la déglaciation (t_g) l'accumulation de ^{10}Be dans l'échantillon en surface démarre (point orange). La présence d'un masque de hauteur (H_m) déposé après le retrait du glacier va atténuer le rayonnement cosmique (trait jaune pointillé) jusqu'à son retrait à l'actuel. c) Le masque ayant disparu, le rayonnement cosmique n'est

alors plus atténué (point jaune). d) présentation de l'évolution du masque (ou érosion du masque) depuis sa mise en place lors du retrait du glacier (t_g) jusqu'à sa disparition à l'actuel (t = 0).

Pour un échantillon prélevé sur une paléo-surface glaciaire recouverte par un masque mis en place après le retrait du glacier et disparu à l'actuel la concentration (C_{tg}) accumulée dans l'échantillon depuis (t_g) est donnée par l'équation suivante (4-35) :

$$C(t_g) = P(0)\left(\left(p_\eta\left(\frac{1-e^{-\left(\alpha_\eta H_m+\lambda t_g\right)}}{\lambda+\frac{\left(\alpha_\eta H_m\right)}{t_g}}\right)\right)+\left(p_{\mu s}\left(\frac{1-e^{-\left(\alpha_{\mu s} H_m+\lambda t_g\right)}}{\lambda+\frac{\left(\alpha_{\mu s} H_m\right)H_m}{t_g}}\right)\right)+\left(p_{\mu f}\left(\frac{1-e^{-\left(\alpha_{\mu f} H_m+\lambda t_g\right)}}{\lambda+\frac{\left(\alpha_{\mu f} H_m\right)}{t_g}}\right)\right)\right) \quad (4\text{-}42)$$

Où $C(t_g)$ est la concentration mesurée dans l'échantillon, P(0) est la production normalisée et corrigée du masque topographique et de la couverture neigeuse, t_g correspond à l'âge de retrait du glacier à l'altitude Z_i calculé pour le scénario 2, p_η, $p_{\mu f}$ et $p_{\mu s}$ correspondent aux contributions relatives des neutrons et des muons rapides et lents (paragraphe IV.2.1), λ = 5,10 ± 0.26 10^{-7} correspond à la constante de décroissance radioactive du ^{10}Be, $\alpha_i = \rho / \Lambda_i$ est le coefficient d'absorption dans le masque avec ρ la densité du matériau traversé (moraine ou sol) et H_m la hauteur du masque en cm lors du retrait du glacier.

En connaissant la concentration ($C(t_g)$), l'âge de la déglaciation (t_g) calculé pour le scénario 2 et le taux de production (P(0)), la hauteur H_m du masque après le retrait du glacier peut être déterminée en résolvant l'équation différentielle (4-35).

IV.4.4.2 Résultats de hauteurs des masques calculées

En fonction de la nature du masque moraine ou sol, la densité *ρ* du matériau est appliquée dans l'équation d'absorption $\alpha_i = \rho / \Lambda_i$. Pour un masque de type morainique cette densité a été fixée à *ρ* = 2,0 ± 0,4 g.cm^{-3} [*Taylor and Blum*, 1995]. Pour un sol, il est plus difficile de définir une valeur de densité en raison de la forte variabilité de cette propriété en fonction de la composition du sol (matière organique, minéraux, eau) [*Keller and Håkansson*, 2010; *Chambers et al.*, 2011] et de sa compacité [*Håkansson and Lipiec*, 2000]. Pour représenter cette variabilité une valeur moyenne de *ρ* = 1,0 ± 0,6 g.cm^{-3} est proposée. Ainsi pour l'ensemble des échantillons la hauteur du masque a été calculée pour une densité de *ρ* = 2,0 ± 0,4 g.cm^{-3} (moraine) et de *ρ* = 1,0 ± 0,6 g.cm^{-3} (sol). Les hauteurs obtenues sont présentées dans le Tableau IV-22.

Echantillons		Z (m)	P(0) ($at.g^{-1}.a^{-1}$)	^{10}Be ($at.g^{-1}$)	t_g (a)	H_m (m)		ε_m ($mm.a^{-1}$)	
						Moraine	Sol	Moraine	Sol
	Pg2(réf.)	**1121**	**10,67**	**176621**	**16628**	**-**		**-**	
2009	Pg1-1	1120	10,31	77437	16590	1,4	2,9	0,09	0,17
	Pg1-2	1120	10,31	126746	16590	0,5	1,0	0,03	0,06
2010	Pg4	1023	8,40	15708	14928	6,7	13,4	0,45	0,90
	Pg5	1015	9,14	44883	14909	2,2	4,4	0,15	0,30
2011	Pg6	1117	10,13	123154	16475	0,5	1,0	0,03	0,06
	S6-0	1115	9,94	57674	16398	2,0	4,1	0,12	0,25
	S7-0	1120	10,13	112327	16590	0,7	1,3	0,04	0,08
	S8-0	1122	10,19	87628	16666	1,2	2,3	0,07	0,14
	S9-0	1120	9,88	76852	16590	1,4	2,7	0,08	0,16
	S10-0	1084	9,23	72389	15212	1,2	2,3	0,08	0,15
	S11-0	1108	8,82	95054	16131	0,7	1,3	0,04	0,08
	S12-0	1115	9,23	84041	16398	1,0	2,0	0,06	0,12
	S13-0	1112	10,08	126916	16284	0,4	0,8	0,03	0,05
	S14-0	953	8,89	98462	14767	0,5	0,9	0,03	0,06
					Moyenne	1,4	2,9	0,09	0,18
					Ecart type	1,6	3,1	0,10	0,21

Tableau IV-22 Hauteur (H_m) et taux d'érosion (ε_m) du masque (moraine, sol) présent à la surface des paléo-surfaces glaciaires échantillonnées après le retrait du glacier. ^{10}Be : concentration de béryllium 10 mesurée dans l'échantillon. P(0) : taux de production à l'actuelle de la paléo-surface glaciaire échantillonnée. t_g : âge de retrait du glacier.

IV.4.4.2.1 Masque moraines

Pour un masque morainique mis en place et progressivement érodé entre le retrait du glacier (t_g) et l'actuel (t=0), les hauteurs calculées (H_m) varient entre 0,4 (S13-0) et 6,7 m (Pg4) avec une hauteur moyenne de 1,4 m. Les taux d'érosions (ε_m) associés à ces hauteurs de masque (H_m) sont compris entre 0,03 et 0,45 $mm.a^{-1}$ avec un taux d'érosion moyen de 0,09 $mm.a^{-1}$. L'étude réalisée par *Vivian et Ricq de Bouard* [1969] sur les moraines de versant recouvrant le plateau de St-Nizier (30 km au Nord-Ouest de Séchilienne) placé au point de confluence des glaciers quaternaires de la Romanche et l'Isère a mis en évidence des dépôts morainiques discontinus avec des épaisseurs variant de 0,5 m à 10 m.

Les hauteurs de masque morainiques calculées, comprises entre 0,5 et 6,7 m semblent donc cohérentes et réalistes avec ce qui peut être observé régionalement. De nombreuses études se basant sur des observations de terrain ou des modèles d'érosion et d'exhumation basés sur la production in-situ de nucléides cosmogéniques ont été réalisés pour contraindre le taux d'érosion dans les moraines [*Schaller et al.*, 2009b]. Les valeurs moyennes du taux d'érosion dans les moraines qui se dégagent de ces études sont comprises entre 0 et 0,70 $mm.a^{-1}$ [*Hallet and Putkonen*, 1994; *Putkonen and Swanson*, 2003; *Schaller et al.*, 2009a, 2009b]. Les valeurs de taux d'érosion (ε_m) que l'on obtient sont donc encore une fois réalistes et représentatives de ce qui peut être observé pour l'érosion de matériaux morainiques.

IV.4.4.2.2 Masque sol

En faisant l'hypothèse d'une couverture pédologique qui s'est déposée lors du retrait du glacier (t_g) et qui a été progressivement érodée entre sa mise en place (t_g) et l'actuel (t=0), les hauteurs calculées varient entre 0,8 (S13-0) et 13,4 m (Pg4) avec une hauteur moyenne de 2,9 m. Les taux d'érosions (ε_m) associés à ces hauteurs de masque (H_m) sont compris entre 0,05 et 0,90 mm.a^{-1} avec un taux d'érosion moyen de 0,18 mm.a^{-1}. La formation du sol par fragmentation physique et altération chimique du substratum rocheux est très lente entre 0,02 et 0,1 mm d'épaisseur de sol par an et ne permet donc pas d'expliquer à elle seule les hauteurs de masque calculées. Sachant que 8 à 40 ka sont nécessaires à la formation d'un masque de 0,8 m d'épaisseur (S13-0). La caractérisation de la paléotopographie de la tourbière du Luitel située au Nord-Est du Mont Sec par *Desplanque et Garambois* [2010] au moyen de méthodes géophysiques montre que l'épaisseur de cette tourbière peut atteindre par endroit une dizaine de mètres. Une épaisseur maximale qui est donc globalement supérieure à celles que nous avons calculées et qui est du même ordre de grandeur que celle mesurée pour Pg4. Les hauteurs calculées ne semblent donc pas éloignées de la réalité. Toutefois la formation de tourbe reste un processus lent avec une vitesse d'accumulation comprise entre 0,5 à 0,9 mm.a^{-1}, plusieurs milliers d'années ont donc parfois été nécessaires pour atteindre ces hauteurs calculées. En effet pour des dépôts de tourbes variant entre 0,8m (S13-0) et 13,4 m (Pg4) 1,2 ± 0,3 ka à 20,8 ± 5,9 ka sont nécessaires. En utilisant la concentration de nucléides cosmogéniques produits in situ (^{10}Be) mesurée dans l'échantillon prélevé dans les sédiments de la Romanche, *Delunel et al,* [2010] ont pu quantifier le taux de dénudation du versant de Séchilienne. Ils obtiennent ainsi des taux de dénudation moyen compris entre 0,38 ± 0,07 mm.a^{-1} et 0,51 ± 0,09 mm.a^{-1}. Que ce soit pour un masque de type moraine ou sol les valeurs que nous avons calculées sont donc globalement inférieures à l'exception de Pg4 qui dans le cas d'un dépôt de sol de 13,4 m montre un taux d'érosion de 0,90 mm.a^{-1}.

IV.4.4.2.3 Synthèse des résultats et interprétation

Les hauteurs de masque ont été calculées pour un seul type de matériel à la fois moraine ou sol, le masque recouvrant ces surfaces échantillonnées peut cependant combiner ces deux types de matériaux avec en profondeur un matériel morainique et en surface une formation pédologique. La hauteur de masque calculée pour les différents échantillons montre une variabilité qui est fonction :

- De la concentration mesurée : en effet la hauteur du masque est d'autant plus importante que la concentration mesurée est faible ;
- De sa nature (moraine ou sol) : ainsi pour un même échantillon pour un masque de type sol la hauteur calculée est deux fois plus importante ;

Le masque présent à la surface va en effet atténuer le taux de production (P(0)) de façon à obtenir le taux de production nécessaire pour accumuler durant le temps d'exposition (tg) la quantité de ^{10}Be mesurée dans les échantillons (C_{tg}). Ainsi plus la concentration mesurée en ^{10}Be est faible (C_{tg}), plus l'atténuation et donc la hauteur du masque devra être important. Cette atténuation n'est cependant pas que fonction de la hauteur du masque. Elle dépend également de la densité (ρ) du matériau

traversé. Ainsi pour une moraine qui possède une densité 2 fois supérieure à celle du sol, la hauteur nécessaire pour une atténuation équivalente du rayonnement cosmique sera donc deux fois moins importante. L'érosion progressive du masque durant le temps t_g et donc la diminution de la hauteur (H_m), implique de plus une diminution de l'atténuation du rayonnement cosmique sachant que cette atténuation est maximal à $t = t_g$ et quelle va progressivement diminuer pour devenir nulle à l'actuel ($t = 0$). Pour un même déficit en concentration, la hauteur (H_m) du masque à appliquer dépendra donc également du taux d'érosion affectant ce masque, en effet plus ce taux d'érosion est important plus la hauteur de masque initiale devra être importante. Pour avoir un aperçu de la distribution des hauteurs de masques sur le versant et pour pourvoir discuter des valeurs obtenues, nous avons présenté conjointement sur la Figure IV-36 : la carte de localisation des échantillons (Figure IV-36a), les histogrammes des hauteurs de masques (H_m, Figure IV-36b) et du taux d'érosion (Figure IV-36d) ainsi que la photo du site d'échantillonnage de Pg4 et Pg5 (Figure IV-36e). La distribution des hauteurs de masques présentée sur la Figure IV-36 ne montre pas de corrélation avec la localisation de l'échantillon (altitude, Z ou latitude, Y) mais est comme nous l'avons vu pour la variabilité des concentrations plutôt spécifique à chaque échantillon et surface échantillonnée. En effet pour des échantillons proches spatialement on peut observer une forte variabilité de la hauteur du masque. Si l'on prend l'exemple des échantillons Pg6 et S12-0 qui sont situés à quelques mètres l'un de l'autre, on obtient pour S12-0 une hauteur de masque (H_m) environ deux fois plus grande. La même observation peut être faite pour les échantillons S6-0, S7-0 et S8-0 situés à une dizaine de mètres les uns des autres et pour lesquels on obtient des hauteurs respectives de masque morainiques de 0,8 ; 0,3 et 0,5 m (H_m moraine; Figure IV-36b). Ces distributions suggèrent donc une couverture morainique ou pédologique sur l'ensemble du versant avec une épaisseur qui va varier localement de 0,4 m à 6,7 m dans le cas d'une couverture morainique et de 0 à 13,4 m dans le cas d'une couverture pédologique. Si l'on compare les hauteurs de masque à la moyenne déterminée pour l'ensemble des échantillons 3 échantillons se démarquent de l'ensemble : les échantillons Pg4, Pg5 et S6-0 qui présentent des hauteurs nettement supérieures à la moyenne. Les échantillons Pg4 et Pg5 (Figure IV-36a) ont été prélevés sur des paléo-surfaces glaciaires situées sur les flancs d'un sillon rocheux dans lequel s'écoulait le glacier (paragraphe IV.1.2.1.1). Une grande quantité de matériel morainique transporté par le glacier a donc probablement été délesté et stocké dans ce sillon lors du retrait du glacier. Ce sillon représente également un lieu préférentiel d'accumulation de sol ou de matériel superficiel qui va être déplacé par l'érosion hydrique après le retrait du glacier. La paléotopographie locale a donc probablement eu un rôle très important dans la mise en place et la géométrie des masques.

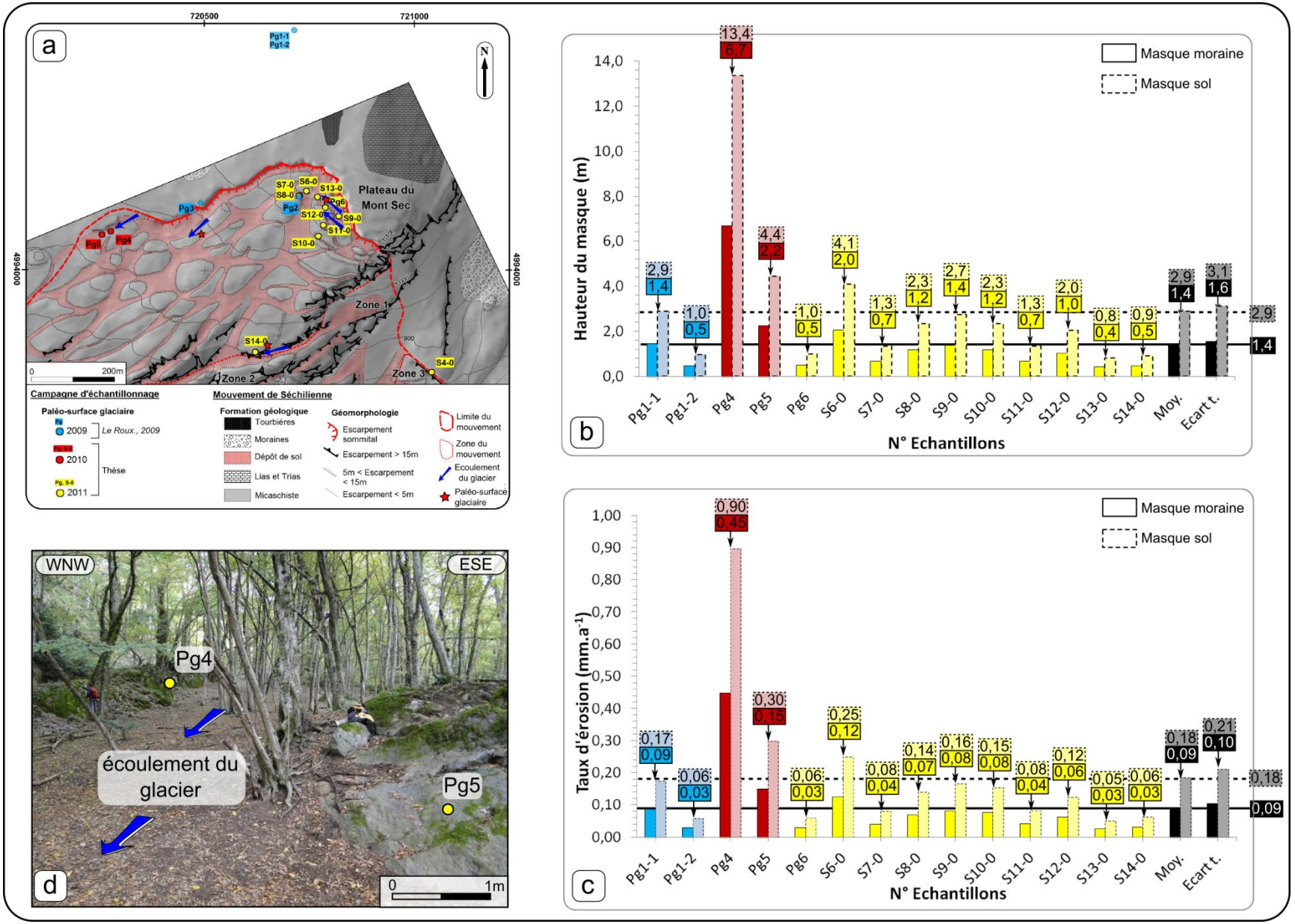


Figure IV-36 a) Localisation des échantillons prélevés sur des paléo-surfaces glaciaire b) Hauteur du masque (H_m, valeur indiquée dans les étiquettes) selon sa nature (moraine en train plein et sol en trait pointillé) lors du retrait du glacier (t_g) c) Taux d'érosion estimé pour le masque (selon sa nature : moraine en train plein et sol en trait pointillé) déposé à la surface de l'échantillon associé (ε_m, mm.a^{-1}) d) Photographie de la zone d'échantillonnage des échantillons Pg4 et Pg5.

Pour chiffrer l'influence de ce masque sur le taux de production à la surface des paléo-surface glaciaires échantillonnées un nouveau facteur correctif *Sm* est introduit. En extrapolant la formule de Lal [1991], on peut écrire :

$$Sm = \left(p_n e^{\left(\frac{-\rho_m H_m}{\Lambda_n}\right)} + p_{\mu s} e^{\left(\frac{-\rho_m H_m}{\Lambda_{\mu s}}\right)} + p_{\mu f} e^{\left(\frac{-\rho_m H_m}{\Lambda_{\mu f}}\right)} \right) \quad (4\text{-}43)$$

Avec p_η, $p_{\mu f}$ et $p_{\mu s}$ qui correspondent aux contributions relatives des neutrons et des muons rapides et lents (paragraphe) ; Λ_η, $\Lambda_{\mu f}$ et $\Lambda_{\mu s}$ sont les longueurs d'atténuation respectives des neutrons et des muons rapides et lents (paragraphe IV.2.2.4) ; ρ_m la densité du masque avec ρ = 2,0 ± 0,4 g.cm^{-3} pour une moraine et ρ = 1,0 ± 0,6 g.cm^{-3} pour un sol ; et H_m la hauteur du masque en cm. Cette hauteur (H_m) n'étant pas constante durant la période t_g en raison de l'érosion progressive du masque, le facteur Sm va donc progressivement diminuer passant d'une valeur maximale lors du retrait du glacier à une valeur nulle à l'actuel. Cette correction (Sm) étant appliquée au taux de production sa diminution au cours de la période t_g implique de ce fait une augmentation du taux de production au cours de cette même période. La concentration (C_{tg}) en ^{10}Be accumulée dans un échantillon en surface depuis la déglaciation est donnée par l'équation 4-34 en considérant sur cette période un taux de production P(0) constant. La valeur du taux de production doit donc être représentative de l'évolution du taux de production durant la période t_g pour cela une valeur moyenne de Sm intégrée sur la période t_g est calculée et appliquée au taux de production P(0). On obtient ainsi une valeur moyenne de la production ($P(0)_m$) corrigée de l'atténuation sur la période t_g. Les taux de production corrigés de cet effet de masque ($P(0)_m$) sont présentés dans le Tableau IV-23. A partir des concentrations mesurées dans les échantillons et en appliquant les nouveaux taux de production dans l'équation (4-34), on peut alors calculer de nouveaux âges d'exposition liés au retrait du glacier et qui intègrent l'atténuation liée à la présence d'un masque en surface. Ces âges sont présentés dans le Tableau IV-23:

Echantillons		Localisation WGS84 UTM 31N			P_0 (at.g^{-1}.a^{-1})	St	Ss	Sm	P(0) (at.g^{-1}.a^{-1})	$P(0)_m$ (at.g^{-1}.a^{-1})	^{10}Be (at.g^{-1})	σ^{10}Be (at.g^{-1})	T_{min} (a)	σT_{min} (a)	T_{gm} (a)	σT_{gm} (a)
		X (m)	Y (m)	Z(m)												
2009	Pg2	720 725	4 994 175	1121	11,44	0,98	0,95	1,00		10,67	176621	6140	16628	523	16628	578
	Pg1-1	720 720	4 994 570	1120	11,43	1,00	0,90	0,45	10,31	4,68	77437	5812	7526	496	16590	1094
	Pg1-2	720 720	4 994 570	1120	11,43	1,00	0,90	0,74	10,31	7,66	126746	4534	12334	397	16590	534
	Pg3	720 490	4 994 160	1080	11,06	0,93	0,90	1,00	9,30	8,50	139574	4028	15059	435	15059	435
2010	Pg4	720 277	4 994 092	1023	10,51	0,96	0,90	0,13	9,14	2,76	15718	1698	5047	230	14928	1613
	Pg5	720 256	4 994 084	1015	10,58	0,88	0,90	0,33	8,40	0,97	44890	2044	1921	208	14909	679
2011	Pg6	720 788	4 994 151	1117	11,41	0,98	0,90	0,74	10,13	7,44	123154	4947	12415	499	16475	662
	S4-0	721 040	4 993 762	873,1	9,37	1,00	0,90	1,00	8,42	7,60	120202	4351	14583	528	14583	528
	S6-0	720 743	4 994 190	1115	11,39	0,97	0,90	0,35	9,94	3,49	57674	2873	6017	300	16398	817
	S7-0	720 727	4 994 179	1120	11,43	0,98	0,90	0,67	10,13	6,78	112327	4370	11422	444	16590	645
	S8-0	720 725	4 994 178	1122	11,45	0,99	0,90	0,52	10,19	5,29	87628	3081	8849	311	16666	586
	S9-0	720 820	4 994 131	1120	11,43	0,96	0,90	0,47	9,88	4,64	76852	4241	8076	446	16590	916
	S10-0	720 771	4 994 083	1084	11,11	0,92	0,90	0,52	9,23	4,40	72389	3149	8139	354	15212	662
	S11-0	720 783	4 994 109	1108	11,32	0,86	0,90	0,67	8,82	5,76	95054	3530	11696	434	16131	599
	S12-0	720 788	4 994 151	1115	11,39	0,90	0,90	0,56	9,23	5,08	84041	3083	9293	341	16398	602
	S13-0	720 769	4 994 176	1112	11,36	0,98	0,90	0,78	10,08	7,67	126916	4755	13116	491	16284	610
	S14-0	720 620	4 993 807	953	10,00	0,99	0,90	0,75	8,89	6,13	98462	4365	11411	506	14767	655

Tableau IV-23 IV-24 Ages d'exposition des échantillons prélevés sur les paléo-surfaces glaciaires calculés sans (T_{min}, en noir) et avec (T_{gm}, en rouge) la correction liée au masque déposé lors du retrait du glacier et progressivement érodé jusqu'à l'actuel. X : latitude ; Y : Longitude ; Z : altitude; P_0 : Taux de production normalisé à la surface ; St : facteur de correction de la topographique ; Ss : facteur de correction de la neige ; Sm : facteur de correction lié à un masque (moraine, sol) ; P(x) : Taux de production normalisé et corrigé ; $P(x)_m$: Taux de production P(x) corrigé du masque ; ^{10}Be : concentration de béryllium 10 mesurée dans l'échantillon ; ^{10}Be error : Incertitude sur la concentration en ^{10}Be ; t_g âge d'exposition calculé avec P(x) ; σt_g :

incertitude sur l'âge t_g ; t_{gm} âge d'exposition calculé avec $P(x)_m$; σt_{gm} : incertitude sur l'âge t_{gm}. Les données en rouge sont liées au masque.

IV.5 Interprétation des données des profils verticaux

Comme pour les échantillons de paléo-surface glaciaires, la conversion de la concentration en ^{10}Be mesurée dans les échantillons prélevés à la surface des escarpements nécessite de poser certaines hypothèses :

15) Un héritage géologique nul. On considère en effet que l'accumulation de ^{10}Be dans l'échantillon ne débute qu'après le retrait du glacier.

16) Un taux d'érosion nul sur les surfaces échantillonnées. Pour obtenir des âges d'exposition liés à la dénudation de l'escarpement et non à l'activité érosive (chutes de blocs, éboulement, effondrement), pouvant à posteriori l'affecter, nous avons sélectionné et échantillonné les escarpements présentant les surfaces les mieux préservées de l'érosion (paragraphe IV.1.2.2). L'hypothèse d'une érosion négligeable sur ces surfaces peut donc être formulée sur la base de ce travail.

Ces hypothèses seules ne sont cependant pas suffisantes et un modèle d'exposition décrivant l'évolution du taux de production au cours du temps pour ces surfaces est également indispensable. En effet contrairement à un échantillon issu d'une paléo-surface glaciaire l'histoire d'exposition d'un échantillon prélevé sur un escarpement gravitaire est plus complexe. Il nécessite comme nous l'avons vu dans le paragraphe IV.1 un modèle prenant en compte la présence éventuelle d'un masque au sommet de l'escarpement (moraine, sol) ainsi que la contribution supplémentaire apportée à l'échantillon lors de son exposition à la surface par la création de l'escarpement.

Ce modèle d'exposition ainsi que les âges d'exposition obtenus pour l'ensemble des échantillons collectés à la surface des escarpements gravitaires seront présentés dans un premier temps. Nous nous intéresserons par la suite à chacun des 12 profils d'échantillonnage réalisés. Pour ces profils regroupés par catégorie en fonction du type d'escarpement échantillonné : escarpement sommital, contre-escarpement ou escarpement interne une présentation et une interprétation des âges d'exposition par escarpement puis pour l'ensemble des escarpements composant la catégorie seront effectuées afin de définir le modèle de dénudation et d'obtenir de nouvelles informations sur la cinématique de la déstabilisation de Séchilienne. Pour avoir une vision de la cinématique de la déstabilisation à l'échelle du mouvement, l'ensemble des informations obtenues seront regroupées et comparées.

IV.5.1 Modèle d'exposition pour une surface gravitaire

Le modèle d'exposition proposé pour décrire la production de ^{10}Be dans un échantillon (Si-n) prélevé à la surface d'un escarpement gravitaire est présenté à la Figure IV-37.

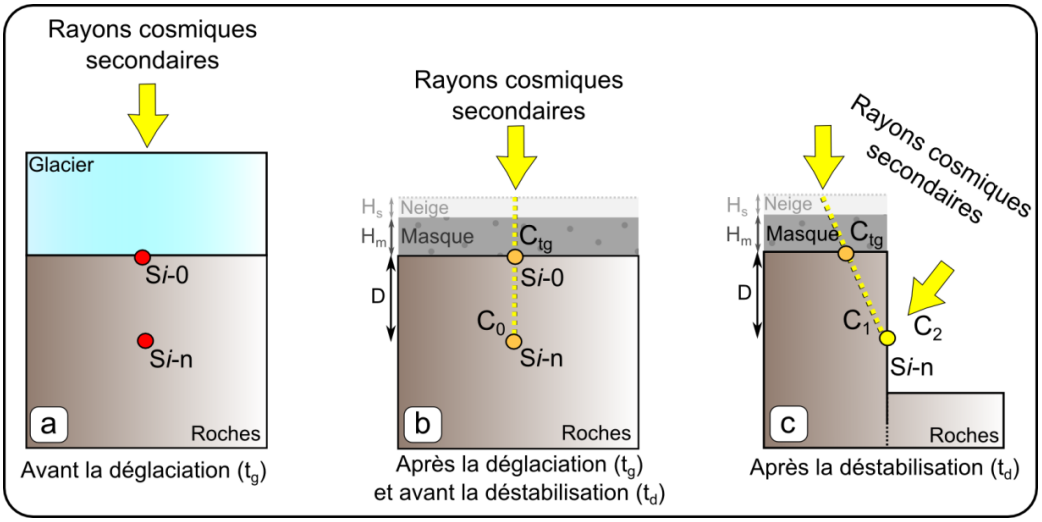


Figure IV-37 Modèle d'exposition pour un échantillon prélevé à la surface d'un escarpement (Si-n) et au sommet de l'escarpement (Si-0). a) Avant la déglaciation (t_g), la concentration dans l'échantillon en surface et en profondeur est nulle (point rouge). b) Après la déglaciation (t_g) démarre l'accumulation de ^{10}Be dans les échantillons en surface et en profondeur (point orange). La présence d'un masque de hauteur (H_m) à la surface va toutefois atténuer le rayonnement cosmique (trait jaune pointillé). Jusqu'à la déstabilisation (t_d) la concentration qui va s'accumuler dans l'échantillon en profondeur est C_0. c) Après déstabilisation et jusqu'à l'actuel la concentration qui va s'accumuler dans l'échantillon en profondeur va résulter de deux contributions C_1 (atténuée) et C_2 (directe). Pour l'échantillon en surface la concentration de ^{10}Be qui s'est accumulée est notée C_{tg}.

Pour ce modèle la production de ^{10}Be dans l'échantillon (Si-0) en surface ou (Si-n) situé à la profondeur (Di) par rapport au sommet de l'escarpement ne démarre qu'après le retrait (t_g) du glacier. Pour l'échantillon situé en profondeur cette production va être atténuée par l'épaisseur (D) de roche traversée mais également par le masque présent au sommet de l'escarpement mis en place lors du retrait du glacier et progressivement érodé jusque l'actuel (t=0). Entre la déglaciation (t_g) et l'exposition en surface de la surface échantillonnée lors de la formation de l'escarpement par la déstabilisation gravitaire (t_d) une concentration C_0 en ^{10}Be va s'accumuler dans l'échantillon. Cette concentration C_0 s'écrit :

$$C_0 = \frac{P_{Si-0}}{\lambda}\left(1-e^{-\lambda\left(t_g-t_d\right)}\right)\left\{p_\eta e^{-\alpha_\eta Di} + p_{\mu s} e^{-\alpha_{\mu s} Di} + p_{\mu f} e^{-\alpha_{\mu f} Di}\right\} \qquad (4\text{-}44)$$

Où Di est la distance par rapport au sommet de l'escarpement, $\lambda = 5{,}10 \pm 0{,}26\ 10^{-7}$ correspond à la constante de décroissance radioactive du 10Be, p_η, $p_{\mu f}$ et $p_{\mu s}$ correspondent aux contributions relatives des neutrons et des muons rapides et lents (paragraphe IV.2.1) et $\alpha_i = \rho / \Lambda_i$ est le coefficient d'absorption dans les micaschistes avec ρ=2,7 g.cm-3 et P_{Si-0} est la production au sommet de l'escarpement normalisée et corrigée du masque topographique, de la couverture neigeuse et de la présence en surface d'un masque (moraine ou de sol). Pour déterminer cette production P_{Si-0} et notamment l'atténuation liée à la présence d'un masque en surface, un échantillonnage

systématique a été effectué sur des paléo-surface glaciaires situées au sommet des escarpements échantillonnés. Ce sont les valeurs de production obtenues pour ces échantillons (($P(0)_m$, paragraphe IV.4.4.2.3) qui seront utilisées dans cette équation (4-37).

A l'initiation de la déstabilisation (t_d) et au cours de son développement jusque que l'actuel (t=0) la concentration en ^{10}Be qui va s'accumuler dans l'échantillon (Si-0) en profondeur va résulter d'une double contribution. Une première contribution consécutive au rayonnement cosmique qui pénètre au sommet de l'escarpement. La concentration C_1 qui en résulte correspond alors à la moitié de production au sommet de l'escarpement (P_{Si-0}) atténuée par l'épaisseur D de roche traversée entre le sommet et l'échantillon. Cette concentration C_1 s'écrit :

$$C_1 = \frac{1}{2}\frac{P_{Si-0}}{\lambda}\left(1-e^{-\lambda(t_d)}\right)\left\{p_\eta e^{\frac{-\rho Di}{\Lambda_\eta}} + p_{\mu s} e^{\frac{-\rho Di}{\Lambda_{\mu s}}} + p_{\mu f} e^{\frac{-\rho Di}{\Lambda_{\mu f}}}\right\} \quad (4\text{-}45)$$

La seconde contribution résulte quant à elle du rayonnement cosmique qui vient frapper directement la surface de l'escarpement exposée par la déstabilisation gravitaire. La concentration en ^{10}Be qui en résulte est notée C_2 et s'écrit:

$$C_2 = \frac{P_{Si-n}}{\lambda}\left(1-e^{-\lambda(t_d)}\right) \quad (4\text{-}46)$$

Avec P_{Si-n} la production à la surface de l'escarpement normalisée et corrigée du masque topographique environnant.

La concentration mesurée dans les échantillons prélevés à la surface des escarpements gravitaires correspond donc aux concentrations résultant des trois contributions différentes :

$$C_s = C_0 + C_1 + C_2 \quad (4\text{-}47)$$

Connaissant l'âge de la déglaciation (t_g), déterminée dans le paragraphe IV.4.4.2.3 à partir de (1) la concentration mesurée dans les échantillons Si-0 prélevés sur les paléo-surfaces glaciaires situées au sommet des escarpements ou de (2) l'équation (4-33) lorsque qu'aucun échantillonnage n'a pu être réalisé au sommet de l'escarpement, il est donc possible à partir de cette équation de déterminer l'âge de la déstabilisation t_d. Cet âge est calculé par minimisation du carré de la différence des concentrations en ^{10}Be théorique (C(x,t)) et celle mesurée dans les échantillons. Compte tenu des hypothèses faites sur l'héritage géologique et le taux d'érosion ces âges sont considérés comme des âges d'exposition minimum (t_{min}). Les âges obtenus pour l'ensemble des échantillons prélevés à la surface des escarpements sont présentés dans le Tableau IV-25, ainsi que les données indispensables à la conversion de la concentration en ^{10}Be en âge d'exposition c'est-à-dire les taux de production au sommet (P_{Si-0}) et à la surface de l'escarpement (P_{Si-n}) et l'âge de retrait du glacier (t_g) du sommet de l'escarpement. Les âges d'exposition varient entre 0,01 ka (S4-8) et 14,8 ^{10}Be ka (S15-3) avec une incertitude sur l'âge d'exposition relativement faible (0,1 ka à 0,7 ka) évaluée à partir de l'incertitude sur la concentration en ^{10}Be. Pour quatre des échantillons aucune incertitude sur l'âge n'a pu être calculée car l'incertitude sur la concentration en ^{10}Be n'a pu être déterminée pour ces échantillons. Pour ces échantillons l'âge d'exposition sera donc considéré comme maximal. Les âges d'expositions obtenus peuvent donc être comparés entre eux mais pour

une comparaison avec des âges absolus, il faudra rajouter 15% d'incertitude supplémentaire [*Gosse et al.,* 1995 ; Brown et al., 1998]. Nous avons également calculé pour chacun de ces échantillons les concentrations C_0, C_1 et C_2 liées aux différentes contributions ainsi que le pourcentage que ces concentrations représentent par rapport à la concentration totale mesurée (Cs). Il apparait ainsi au regard des valeurs de concentration de C_2, qui représentent jusqu'à 99% de la concentration mesurée, que la majeure partie de la concentration mesurée dans les échantillons résulte de la contribution liée au rayonnement cosmique venant frapper directement la surface de l'escarpement créée par la déstabilisation gravitaire.

Echantillons		Localisation WGS84 UTM 31N			D (m)	E (cm)	P_0 ($at.g^{-1}.a^{-1}$)	St	Ss	Sm	P(0) ($at.g^{-1}.a^{-1}$)	^{10}Be ($at.g^{-1}$)	$\sigma^{10}Be$ ($at.g^{-1}$)	C0	C_0/N_{10} (%)	C1	C_1/N_{10} (%)	C2	C_2/N_{10} (%)	t_{min} (a)	σt_{min} (a)
		X (m)	Y (m)	Z (m)																	
S4	**S4-0**	**721040**	**45,06281**	**873,1**	**0**	**1**	**9,37**	**1,00**	**0,90**	-	**8,42**	**120202**	**4351**	-	-	-	-	-	-	**14583**	**528**
	S4-1	721028	45,06286	868,2	4,9	2	9,33	0,59	1,00	-	5,50	10957	1645	1223	11,2	87	0,8	9646	88,0	1817	273
	S4-2	721028	45,06286	866,7	6,4	3	9,32	0,59	1,00	-	5,49	6621	1042	1072	16,2	42	0,6	5507	83,2	1057	166
	S4-3	721040	45,06281	864	9,1	1,5	9,30	0,59	1,00	-	5,48	17694	1633	671	3,8	93	0,5	16930	95,7	3173	293
	S4-4	721040	45,06281	862,4	10,7	1,5	9,29	0,59	1,00	-	5,48	13310	1389	610	4,6	59	0,4	12640	95,0	2372	248
	S4-5	721040	45,06281	861,4	11,7	3,5	9,28	0,59	1,00	-	5,47	8916	1346	589	6,6	37	0,4	8290	93,0	1612	243
	S4-6	721028	45,06286	857,3	15,8	2	9,25	0,59	1,00	-	5,45	4 837	0	436	9,0	13	0,3	4388	90,7	834	-
	S4-7	721034	45,06282	855,1	18	1,5	9,23	0,59	1,00	-	5,44	2 161	679	381	17,6	4	0,2	1775	82,2	335	105
	S4-8	721040	45,06281	852,6	20,5	3	9,21	0,59	1,00	-	5,43	962	679	323	33,6	1	0,1	638	66,3	124	87
	S4-9	721028	45,06286	849,1	24	2,5	9,19	0,59	1,00	-	5,42	1 445	0	255	17,6	2	0,1	1189	82,2	229	-
S5	**S5-0**	**720271**	**4994113**	**1035**	**0**	-	**10,68**	**1,00**	**0,90**	-	**9,62**	-	-	-	-	-	-	-	-	**14955**	**598**
	S5-1	720271	4994113	1034,3	0,7	1,5	10,68	0,57	1,00	-	6,14	40448	3118	3118	8	1121	3	37340	92	6255	354
	S5-2	720271	4994113	1033,8	1,2	4	10,67	0,52	1,00	-	5,59	27192	2503	1585	6	390	1	25611	94	4926	453
	S5-3	720271	4994113	1030,8	4,2	2	10,65	0,52	1,00	-	5,57	7465	0	210	3	10	0	7255	97	1349	0
	S5-4	720271	4994113	1029,1	5,9	2,5	10,63	0,52	1,00	-	5,56	11782	0	154	1	13	0	11628	99	2185	0
S6	**S6-0**	**720743**	**4994190**	**1115**	**0**	**0**	**11,39**	**0,97**	**0,90**	**0,35**	**3,49**	**57674**	**2873**	-	-	-	-	-	-	**16398**	**817**
	S6-1	720743	4994190	1109,2	5,8	4,5	11,38	0,65	1,00	-	7,36	21427	1661	9370	43,7	11535	53,8	127	0,6	1639	127
	S6-2	720743	4994190	1114	1	2,5	11,37	0,65	1,00	-	7,35	20139	1597	1266	6,3	18751	93,1	210	1,0	2644	210
	S6-3	720743	4994190	1111,1	3,9	2	11,35	0,65	1,00	-	7,34	21210	1644	648	3,1	20492	96,6	224	1,1	2893	224
	S6-4	720743	4994190	1112,5	2,5	2	11,34	0,65	1,00	-	7,33	11095	1153	530	4,8	10537	95,0	162	1,5	1557	162
S7	**S7-0**	**720727**	**4994179**	**1120**	**0**	**0**	**11,43**	**0,98**	**0,90**	**0,67**	**6,80**	**112327**	**4370**	-	-	-	-	-	-	**16590**	**645**
	S7-1	720727	4994179	1118	2	2	11,42	0,71	1,00	-	8,10	28452	1901	3943	14	451	2	24058	85	3080	206
	S7-2	720727	4994179	1117	3	3	11,41	0,71	1,00	-	8,09	21715	2121	1779	8	164	1	19772	91	2578	252
	S7-3	720727	4994179	1116,1	3,9	2	11,40	0,71	1,00	-	8,09	17399	2122	1344	8	95	1	15960	92	2046	250
	S7-4	720727	4994179	1112,8	7,2	2,5	11,37	0,71	1,00	-	8,06	8712	1161	909	10	29	0	7773	89	1008	134
S8	**S8-0**	**720725**	**4994178**	**1122**	**0**	**1,5**	**11,45**	**0,99**	**0,90**	**0,52**	**5,28**	**87628**	**3081**	-	-	-	-	-	-	**16666**	**586**
	S8-1	720725	4994178	1120,2	1,8	1,5	11,44	0,63	1,00	-	7,22	22969	1994	4068	18	383	2	18518	81	2635	229
	S8-2	720725	4994178	1119,4	2,6	2	11,43	0,63	1,00	-	7,22	8846	1121	1995	23	62	1	6789	77	975	124
	S8-3	720725	4994178	1117,3	4,7	1,5	11,41	0,63	1,00	-	7,21	7554	1169	973	13	29	0	6552	87	934	144

Echantillons		Localisation WGS84 UTM 31N			D (m)	E (cm)	P_0 ($at.g^{-1}.a^{-1}$)	St	Ss	Sm	P(0) ($at.g^{-1}.a^{-1}$)	^{10}Be ($at.g^{-1}$)	$\sigma^{10}Be$ ($at.g^{-1}$)	C0	C_0/N_{10} (%)	C1	C_1/N_{10} (%)	C2	C_2/N_{10} (%)	t_{min} (a)	σt_{min} (a)
		X (m)	Y (m)	Z (m)																	
S9	**S9-0**	**720820**	**4994131**	**1120**	**0**	**0**	**11,43**	**0,96**	**0,90**	**0,47**	**4,65**	**76852**	**4241**	-	-	-	-	-	-	**16590**	**916**
	S9-1	720820	4994131	1119,6	0,4	4,5	11,43	0,50	1,00	-	5,71	22046	1576	8727	39,6	735	3,3	12584	57,1	2386	170
	P9-2	720820	4994131	1116,6	3,4	1	11,40	0,50	1,00	-	5,70	18860	1542	259	1,4	32	0,2	18569	98,5	3318	271
	P9-3	720820	4994131	1114,2	5,8	1	11,38	0,50	1,00	-	5,69	24122	1964	155	0,6	27	0,1	23940	99,2	4287	349
	P9-4	720820	4994131	1112,8	7,2	4,5	11,37	0,50	1,00	-	5,68	17802	1907	142	0,8	17	0,1	17642	99,1	3218	345
	P9-5	720820	4994131	1111,6	8,4	2	11,36	0,50	1,00	-	5,68	12803	1327	132	1,0	11	0,1	12660	98,9	2415	250
S10	**S10-0**	**720771**	**4994083**	**1084**	**0**	**0**	**11,11**	**0,92**	**0,90**	**0,52**	**4,78**	**72389**	**3149**	-	-	-	-	-	-	**15212**	**662**
	S10-1	720771	4994083	1081,9	2,1	4,5	11,09	0,66	1,00	-	7,27	10954	1563	2559	23,4	113	1,0	8281	75,6	1234	176
	S10-2	720771	4994083	1080,9	3,1	1	11,08	0,65	1,00	-	7,25	11531	1300	1169	10,1	62	0,5	10301	89,3	1447	163
	S10-3	720771	4994083	1079	5	1	11,07	0,65	1,00	-	7,20	9574	1417	749	7,8	33	0,3	8791	91,8	1244	184
	S10-4	720771	4994083	1076,8	7,2	1	11,05	0,65	1,00	-	7,18	7413	1317	584	7,9	20	0,3	6809	91,9	965	171
S11	**S11-0**	**720783**	**4994109**	**1108**	**0**	**0**	**11,32**	**0,86**	**0,90**	**0,67**	**5,92**	**95054**	**3530**	-	-	-	-	-	-	**16131**	**599**
	S11-1	720783	4994109	1105,2	2,8	2	11,30	0,42	1,00	-	4,71	9574	1417	1782	18,6	110	1,1	7682	80,2	1768	262
	S11-2	720783	4994109	1103,9	4,1	2,5	11,29	0,42	1,00	-	4,70	10345	1456	1086	10,5	78	0,8	9180	88,7	2024	285
S12	**S12-0**	**720788**	**4994151**	**1115**	**0**	**0**	**11,39**	**0,90**	**0,90**	**0,56**	**5,14**	**84041**	**3083**	-	-	-	-	-	-	**16398**	**602**
	S12-1	720788	4994151	1111,6	3,4	1	11,36	0,52	1,00	-	5,95	47718	2916	679	1,4	324	0,7	46715	97,9	8007	489
	S12-2	720788	4994151	1109,4	5,6	4,5	11,34	0,52	1,00	-	5,94	30269	3498	587	1,9	144	0,5	29538	97,6	5393	623
S13	**S13-0**	**720769**	**4994176**	**1112**	**0**	**0**	**11,36**	**0,98**	**0,90**	**0,78**	**7,82**	**126916**	**1402**	-	-	-	-	-	-	**16284**	**180**
	S13-1	720769	4994176	1110,2	1,8	4,5	11,34	0,45	1,00	-	5,09	12617	1355	7860	62,3	246	1,9	4511	35,8	955	103
	S13-2	720769	4994176	1108,4	3,6	2,5	11,33	0,45	1,00	-	5,08	11553	1382	1800	15,6	125	1,1	9628	83,3	1976	236
	S13-3	720769	4994176	1107	5	1	11,32	0,45	1,00	-	5,07	8750	1272	1373	15,7	68	0,8	7309	83,5	1465	213
S14	**S14-0**	**720620**	**4993807**	**953**	**0**	**0**	**10,00**	**0,99**	**0,90**	**0,75**	**6,69**	**98462**	**4365**	-	-	-	-	-	-	**14767**	**654**
	S14-1	720620	4993807	950,2	2,8	2,5	9,98	0,52	1,00	-	5,24	22652	1654	1997	8,8	378	1,7	20277	89,5	4171	305
	S14-2	720620	4993807	948,6	4,4	2	9,97	0,52	1,00	-	5,23	11425	1316	1385	12,1	115	1,0	10607	92,8	2040	235
	S14-3	720620	4993807	945,2	7,8	3	9,94	0,52	1,00	-	5,21	54590	2555	274	0,5	390	0,7	53926	98,8	10966	513
	S14-4	720620	4993807	939,1	13,9	2,1	9,89	0,52	1,00	-	5,19	27502	2120	367	1,3	106	0,4	27029	98,3	5437	419
	S14-5	720620	4993807	936,5	16,5	4,5	9,87	0,52	1,00	-	5,18	15004	1754	371	2,5	48	0,3	14584	97,2	3074	359
	S14-6	720620	4993807	930,7	22,3	2,5	9,82	0,52	1,00	-	5,15	43381	2443	125	0,3	92	0,2	43164	99,5	8783	495
	S14-7	720620	4993807	929,2	23,8	4,5	9,81	0,52	1,00	-	5,15	26775	2080	174	0,7	53	0,2	26548	99,2	5603	435
S15	S15-0	720410	4993786	960	0	-	10,06	0,99	0,90	-	8,94	-	-	-	-	-	-	-	-	**14683**	**632**
	S15-1	720410	4993786	958	2	2,5	10,04	0,453	1,000	-	4,55	60659	3420	686	1,1	2494	4,1	57479	94,8	13000	733
	S15-2	720410	4993786	948	12	2	9,96	0,453	1,000	-	4,52	47469	2868	186	0,4	253	0,5	47030	99,1	10813	653
	S15-3	720410	4993786	946	14	3	9,94	0,589	1,000	-	5,85	82263	3501	0	0,0	290	0,4	81975	99,6	14814	630

Tableau IV-25 Ages d'exposition calculés pour les échantillons prélevés à la surface et au sommet des 12 escarpements échantillonnés. X : latitude ; Y : Longitude ; Z : altitude. D : distance entre l'échantillon et le sommet de l'escarpement ; E (cm) épaisseur moyen de l'échantillon ; P_0 : Taux de production normalisé à la surface ; St : facteur de correction de la topographique ; Ss : facteur de correction de la neige ; Sm : facteur de correction lié à un masque (moraine, sol) ; P(x) : Taux de production normalisé et corrigé ; ^{10}Be : concentration de béryllium 10 mesurée dans l'échantillon ; ^{10}Be error : Incertitude sur la concentration en ^{10}Be ; C_0 : concentration en ^{10}Be dans l'échantillon accumulée entre t_g et t_d liée à la contribution au sommet de l'escarpement ; C_1 : concentration en ^{10}Be dans l'échantillon accumulée entre t_d et l'actuel (t=0) liée à la contribution au sommet de l'escarpement; C_2 : concentration en ^{10}Be dans l'échantillon accumulée entre t_d et l'actuel (t=0) liée à la contribution à la surface de l'escarpement.

IV.5.1.1.1 Escarpement sommitaux S4 et S5

Escarpement S4

Présentation des résultats

Pour cet escarpement dix échantillons ont été prélevés dont neuf échantillons à la surface de l'escarpement et un échantillon au sommet de l'escarpement (Figure IV-38a). L'âge d'exposition déterminé pour l'échantillon S4-0 collecté sur la paléo-surface glaciaire présente au sommet de l'escarpement est de 14,5 ± 0,5 ^{10}Be ka (Figure IV-38b). Cet âge est considéré comme l'âge de retrait du glacier (t_g) au sommet de l'escarpement. Les données obtenues pour cet échantillon permettent d'appliquer au sommet de l'escarpement un taux de production ($P_{S4\text{-}0}$) de 8,42 at.g^{-1}.a^{-1}. A partir de cette information les âges d'exposition ont été calculés pour les échantillons du profil vertical. Ces âges d'exposition varient entre 0,1 ± 0,1 ^{10}Be ka (S4-8) et 3,2 ± 0,3 ^{10}Be ka (S4-3) (Figure IV-38b). En reportant sur un graphique (Figure IV-38c) ces âges en fonction de la distance par rapport au sommet de l'escarpement (D), on peut mettre en évidence une diminution plus ou moins constante de la valeur des âges d'exposition du sommet vers la base de l'escarpement. Exception faite des échantillons S4-1, S4-2 qui montrent des âges d'exposition plus jeunes que ceux obtenus pour des échantillons plus éloignés du sommet. En effet les âges obtenus pour ces échantillons sont jusqu'à ~2 ka plus jeunes que celui obtenu pour S4-3.

Interprétation des résultats

Les âges plus jeunes des échantillons S4-1 et s4-2 suggèrent un rajeunissement de la surface sur laquelle ils ont été échantillonnés. Si on observe attentivement la surface de l'escarpement présenté à la Figure IV-39a, on peut noter que les échantillons S4-1, S4-2, S4-6 et S4-7 sont sur une surface légèrement en retrait par rapport à la surface sur laquelle sont localisés les échantillons S4-3, S4-4, S4-5, S4-8 et S4-9. Les âges plus jeunes de S4-1 et S4-2, résulteraient donc du rajeunissement de la surface échantillonnée par l'éboulement d'un pan de l'escarpement (une vingtaine de mètre de haut sur une dizaine de mètre de large, Figure IV-39a et Figure IV-39b). Bien que ce rajeunissement ne soit pas directement observé pour les âges de S4-6 et S4-7, la géométrie résiduelle actuelle suggère que le pan d'escarpement éboulé recouvrait également ces échantillons (Figure IV-39a). Sur la Figure IV-39c, les âges d'exposition sont présentés en fonction de la distance par rapport au sommet de l'escarpement (D). Pour l'interprétation de la dénudation de l'escarpement les âges d'exposition des échantillons S4-1, S4-2, S4-6 et S4-7 ont été exclus. Ces âges ne sont en effet pas associés à la création de l'escarpement mais à l'activité érosive postérieure qui l'a affecté. Pour les cinq échantillons restant la diminution de l'âge d'exposition en fonction de la distance au sommet (D) suggère, un affaissement progressif et continu jusqu'à l'actuel du compartiment situé à l'Ouest de l'escarpement. Pour représenter au mieux ce mouvement une droite de régression linéaire passant par la base de l'escarpement (S4-b) est tracée pour ces données (Figure IV-39c). L'équation linéaire de cette droite de régression suggère un taux de dénudation constant de l'escarpement (τ_d) de 0,09 cm.a^{-1} avec un coefficient de détermination R^2 = 0,440. Comme le montre cette faible valeur du coefficient de détermination, une dénudation constante et linéaire n'est pas représentative de

l'évolution de la dénudation le long de cet escarpement. L'alignement des points suggère en effet une variation du taux de dénudation dans le temps avec une accélération de la dénudation à la moitié de l'escarpement. Pour rendre compte de cette variation du taux de dénudation, deux droites de régression linéaire sont tracées. La première est tracée pour les échantillons (S4-3, S4-4 et S4-5) situés dans la première moitié de l'escarpement (D<15m) et présente un taux de dénudation constant (τ_d) de 0,17 cm.a^{-1} avec une valeur satisfaisante du coefficient de détermination (R^2 = 0,986). La seconde droite passant par la base de l'escarpement (S4-b) et quant à elle tracée pour les échantillons S4-8 et S4-9 prélevés dans la seconde moitié de l'escarpement (D>15m). Le taux de dénudation obtenu pour cette partie de l'escarpement et de 5,3 cm.a^{-1} avec un R^2 de 0,461. La faible valeur du coefficient R^2 pour cette seconde droite, peut s'expliquer par les âges très jeunes mesurés. On atteint en effet, les limites de cette méthode de datation comme on peut le voir pour l'échantillon S4-8 dont l'incertitude bien que faible 0,08 ka est quasiment équivalent à l'âge mesuré. Le taux de dénudation calculé est cependant en accord avec les vitesses d'affaissements actuelles entre 5 et 10 cm.a^{-1} [*Kasperski,* 2008] mesurées par géodésie dans la zone 3 au pied de l'escarpement. Le manque de donnée entre 12 et 20 m ne permet toutefois pas de déterminer précisément l'âge de l'accélération de la dénudation, une gamme temporelle peut cependant être donnée par les limites des âges de S4-5 et S4-9 soit entre 0,2 ka et 1,8 ka (Figure IV-39c). Pour déterminer l'âge d'initiation de l'escarpement les données de S4-3, S4-4 et S4-5 sont utilisées, bien que des données supplémentaires à proximité du sommet de l'escarpement soient nécessaires pour bien contraindre l'âge d'initiation. Compte tenu de la valeur satisfaisante de R^2 et de la faible incertitude sur les âges d'exposition l'enveloppe de l'âge de dénudation passant par les extrémités des barres d'erreur min et max est tracée. On obtient ainsi à titre indicatif un âge d'initiation de l'escarpement de 8,4 ± 0,4 ka.

Cet escarpement présenterait donc deux phases de dénudation :

17) Une première phase entre 8,4 ka et 1,8-0,2 ka durant laquelle l'escarpement subit un taux de dénudation constant de 0,17 cm.a^{-1}.

18) La seconde phase débute entre 1,8-0,2 ka lorsque l'escarpement a atteint une hauteur comprise entre 12 et 20m et se prolonge jusqu'à l'actuel. Durant cette seconde phase on a une accélération du taux de dénudation qui atteint alors une vitesse moyenne de 5,3 cm.a^{-1}.

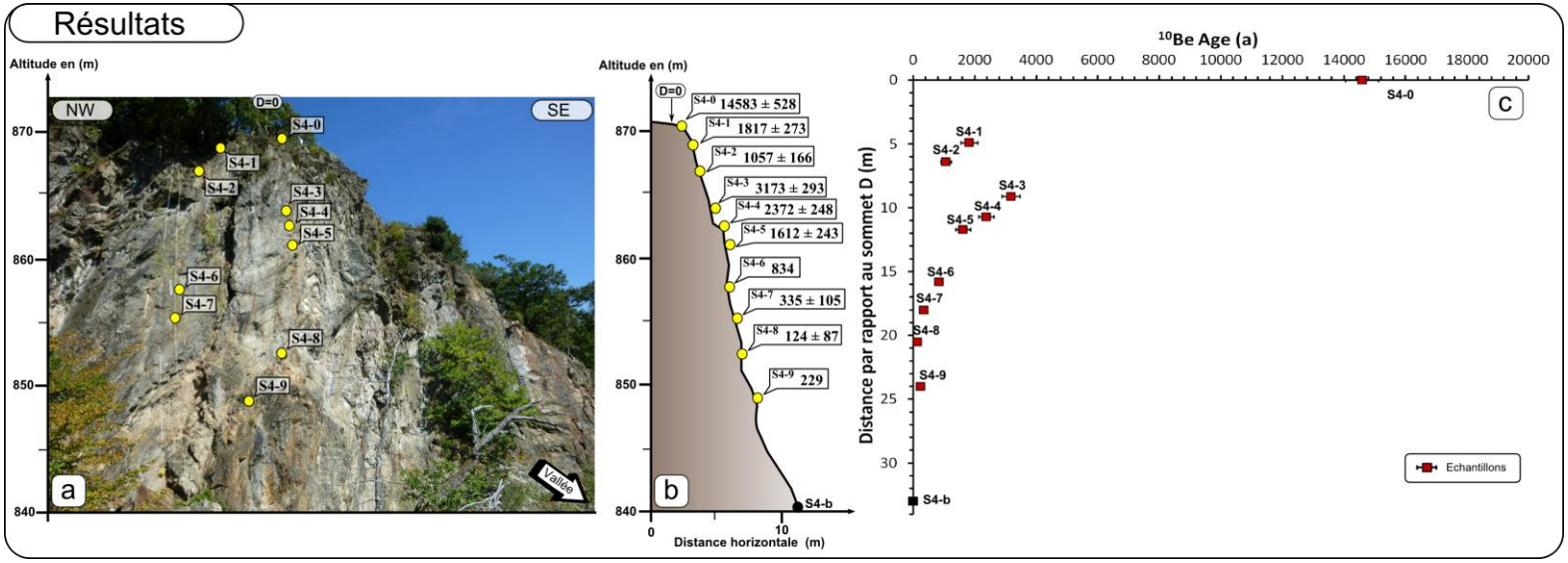


Figure IV-38 Résultats obtenus pour l'escarpement S4. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des échantillons prélevés. b) localisation des échantillons et présentation des âges d'exposition associés sur le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1. c) Présentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement.

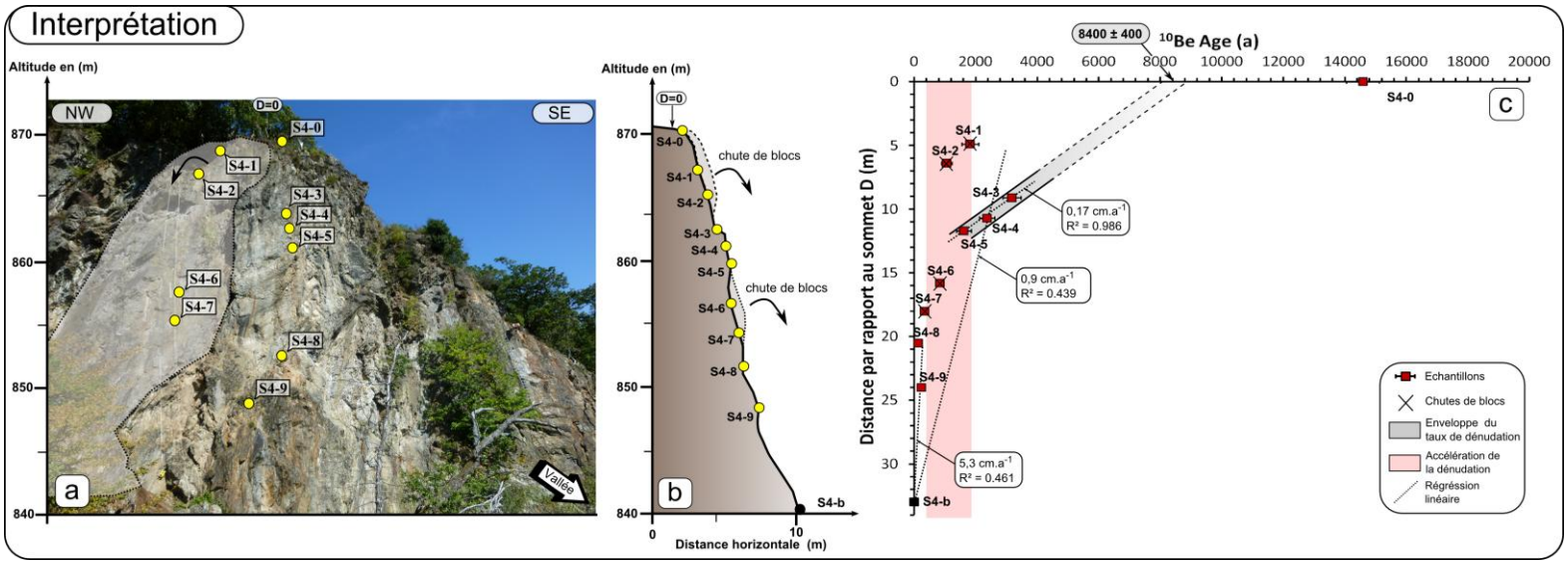


Figure IV-39 Interprétation des résultats obtenus pour l'escarpement S4. A) Photographie de l'escarpement avec la localisation des zones affectées par une activité érosive B) Localisation de ces zones affectées par une activité érosive le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1 c) Représentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interprétation de la cinématique de dénudation de l'escarpement.

Escarpement S5

Présentation des résultats

Pour l'escarpement S5, 4 échantillons ont été prélevés à la surface de l'escarpement (Figure IV-41a). Aucun échantillon n'a pu être prélevé au sommet de l'escarpement en raison de l'absence de paléo-surface affleurante à cause d'une couverture pédologique omniprésente. Connaissant l'altitude du sommet de l'escarpement S5 (1035m), l'âge de retrait du glacier (t_g) peut être calculé en appliquant l'équation (4-33). On évalue ainsi le retrait du glacier au sommet de l'escarpement S5 à 14,9 ± 0,6 ka. Ces données sont cependant insuffisantes et ne permettent pas de définir la correction à appliquer à la production en surface ($P_{S5\text{-}0}$) qui est liée à la présence d'un masque en surface. En effet à partir du taux de production défini au sommet de l'escarpement ($P_{S5\text{-}0}$) et de l'âge de retrait (t_g), nous avons tracé en fonction de la profondeur (D) un profil de concentration théorique (Figure IV-40). Si l'on reporte sur ce profil les valeurs de concentration mesurées sur les échantillons du profil S5 on peut observer pour l'échantillon S5-1 un déficit de concentration suggérant la présence d'un masque au sommet de l'escarpement.

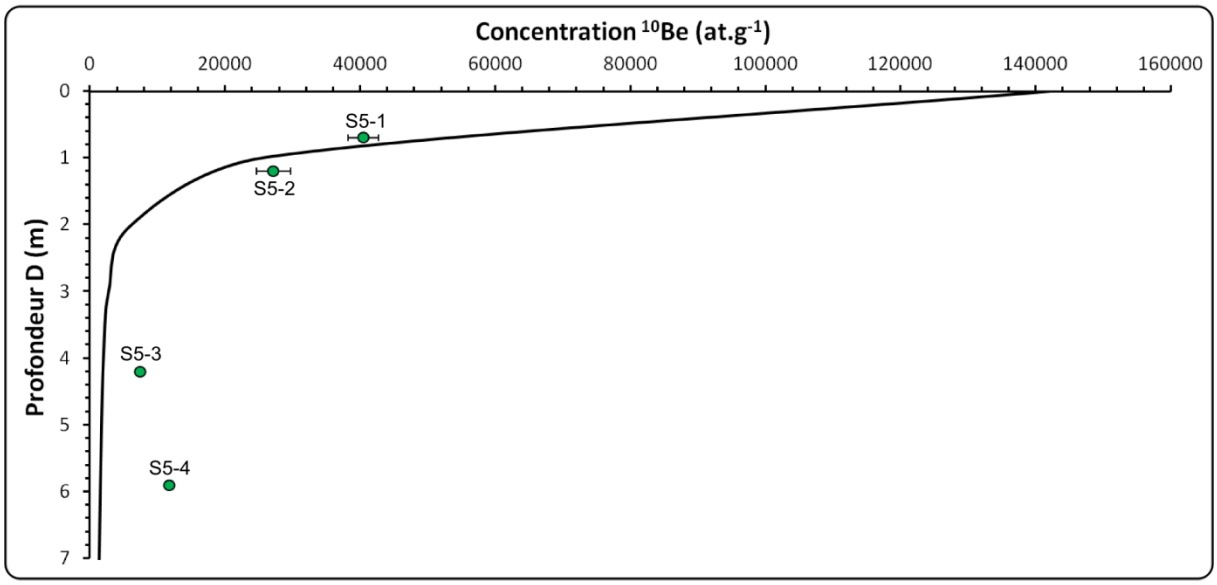


Figure IV-40 Courbe de l'évolution théorique de la concentration en fonction de la profondeur déterminée pour le taux de production PS5-0 et représentation en fonction de la profondeur des concentrations en 10Be mesurées pour les échantillons du profil S5.

Pour corriger la production de l'effet de ce masque un facteur correctif (Sm) a été appliqué. Les valeurs que nous avons utilisées pour ce facteur correctif sont Sm_1 = 0,13 ; Sm_2= 0,47 et Sm_3= 0,78. Ces valeurs correspondent à une correction liée à un dépôt morainique de hauteur H_{m1} = 6,7 m, H_{m2}= 1,4 m et H_{m3}= 0,4 m. Des hauteurs qui correspondent respectivement à celle du masque de l'échantillon Pg4 qui est situé à proximité de l'escarpement S5, celle d'un masque moyen déterminé pour l'ensemble des échantillons (paragraphe IV.4.4.2) et la hauteur de masque la plus faible déterminée sur le versant (S13-0) (Tableau IV-22). Les âges d'exposition obtenus pour ces facteurs correctifs sont présentés sur la Figure IV-41c avec en vert foncé les âges d'exposition pour H_{m1}, en vert clair les âges d'exposition pour H_{m2} et en vert pâle les âges d'exposition pour H_{m3}. Pour H_{m1}, les

âges d'exposition varient entre 6,2 ± 0,3 ^{10}Be ka (S5-1) et 1,3 ^{10}Be ka (S5-3) (Figure IV-41b). En reportant ces âges sur un graphique (Figure IV-41c) en fonction de la distance par rapport au sommet de l'escarpement (D), on peut mettre en évidence la diminution plus ou moins constante de la valeur des âges d'exposition du sommet vers la base de l'escarpement. L'âge d'exposition de S5-3 étant toutefois plus jeune (environ 0,8 ka) que celui de S5-4. Pour H_{m2}, les âges d'exposition varient entre 4,4 ± 0,2 ^{10}Be ka (S5-1) et 1,2 ka (S5-3) (Figure IV-41b). Le report de ces âges sur la Figure IV-41c montre comme pour les âges de H_{m1} une diminution du sommet vers la base de l'escarpement, avec pour l'échantillon S5-3 un âge plus jeune que pour S5-4 (environ 0,4 ka). Enfin pour H_{m3} les âges d'exposition varient entre 3,0 ± 0,3 ^{10}Be ka (S5-2) et 1,1 ^{10}Be ka (S5-3) (Figure IV-41b). Contrairement à ce qui a été observé pour les âges obtenus pour H_{m1} et H_{m2} le report des âges de H_{m3} sur la Figure IV-41c ne montre pas de diminution du sommet vers la base de l'escarpement. En effet les âges obtenus pour S5-1 ou S5-3 sont plus jeunes que ceux obtenus pour les échantillons qui les succèdent. La comparaison entre les âges d'exposition obtenus pour les différentes hauteurs de masques H_{m1}, H_{m2} et H_{m3} met en évidence des différences importantes pour les échantillons les plus proches du sommet c'est-à-dire S5-1 et S5-2. En effet alors que pour S5-3 et S5-4 les âges obtenus sont quasi-identiques, pour les échantillons S5-1 et S5-2 les différences peuvent atteindre plusieurs milliers d'années.

Interprétation des résultats

Avant tout interprétation des résultats en termes de dénudation, nous allons tout d'abord nous intéresser aux différences observées entre les âges d'exposition obtenus pour les échantillons S5-1 et S5-2 pour différentes hauteurs de masque. Comme le montre la Figure IV-41c, ces différences ne sont observées que pour les échantillons proches du sommet indiquant ainsi l'influence importante d'un masque sur les échantillons prélevés à proximité du sommet. Ces différences importantes sont liées à l'atténuation de la production (exponentielle avec la hauteur du masque (paragraphe IV.2.2.5)) et donc des concentrations C_0 et C_1 par le masque présent en surface. Au delà d'une certaine profondeur (environ 2,5 m) cette atténuation va avoir peu d'importance ce qui explique que les âges d'exposition calculés pour les échantillons S5-3 et S5-4 restent quasiment identiques quelque soit la hauteur du masque au sommet. Pour déterminer le taux de dénudation de l'escarpement S5 est son âge d'initiation, une droite de régression linéaire passant par la base de l'escarpement est tracée pour les différentes hauteurs de masques. Pour ces trois hauteurs l'âge obtenu pour l'échantillon S5-3 n'a pas été considéré en raison du rajeunissement de la surface échantillonnée. En effet si l'on observe la surface de l'escarpement S5 sur laquelle a été prélevé l'échantillon S5-3 on peut remarquer la présence d'un surplomb (Figure IV-42a et b). Ce surplomb associé à un âge d'exposition plus jeune de l'échantillon S5-3 par rapport à S5-4 suggère une érosion postérieure de la surface induisant son rajeunissement. L'âge obtenu n'est donc pas lié à la dénudation. Pour la hauteur de masque la moins importante H_{m3} (0,4m) l'âge calculé pour S5-1 a également été exclu. En effet cet âge étant plus jeune que celui obtenu pour les échantillons S5-2 et S5-4, il ne peut s'inscrire dans une dynamique de dénudation. Pour cette hauteur de masque (H_{m3}) seuls les âges de deux échantillons S5-2 et S5-4 peuvent donc être utilisés. Pour obtenir le modèle de dénudation pour cette hauteur de masque, une simple droite de régression linéaire passant par les points S5-2 et S5-4 et la base de

l'escarpement ne serait pas suffisante car elle ne serait pas représentative de l'alignement des points. En effet l'alignement des points et de la base suggère plutôt une dénudation de l'escarpement en deux phases, nécessitant alors deux droites de régression. La première droite de régression tracée entre les points S5-2 et S5-4 marque la première phase de dénudation qui affecte les six premiers mètres de l'escarpement (D = 5,9m pour S5-4). Pour cette première phase le taux de dénudation constant est de 0,48 cm.a^{-1}. La seconde droite de régression tracée entre la base de l'escarpement et le point S5-4, représente la seconde phase de dénudation qui affecte le dernier mètre de l'escarpement jusqu'à la base. Le taux de dénudation pour cette seconde phase montre une diminution. En effet on passe d'une dénudation de 0,48 cm.a^{-1} pour les six premiers mètres de l'escarpement (phase 1) à 0,04 cm.a^{-1} à la base de l'escarpement (phase 2). Quelque soit la hauteur du masque présent en surface (H_{m1} = 6,7 m; H_{m2} = 1,4 m ; H_{m3} = 0,4 m), on retrouve cette diminution et ce taux de dénudation de 0,04 cm.a^{-1} à la base de l'escarpement. La dénudation des six premiers mètres de l'escarpement présente quant à elle des différences selon la hauteur du masque présent à la surface. Ainsi bien que l'on retrouve également pour une hauteur H_{m2}, une première phase de dénudation constante et continue pour les six premiers mètres de l'escarpement, le taux de dénudation est dans ce second cas moins important. En effet pour la droite de régression passant par les points S5-2 et S5-4 mais également S5-1 (qui présente un âge d'exposition compatible avec une dénudation) on obtient un taux de dénudation deux fois moins important 0,23 cm.a^{-1} avec un coefficient de détermination de R^2 satisfaisant (0,922). Pour une hauteur de masque H_{m3} de 0,4 m, on n'observe pas une seule phase de dénudation mais deux phases dans les six premiers mètres de l'escarpement. La première phase affectant le premier mètre de l'escarpement, est représentée par la droite de régression linéaire passant par S5-1 et S5-2. On obtient pour cette première phase de dénudation le même taux que celui observé dans le dernier mètre de l'escarpement c'est-à-dire 0,04 cm.a^{-1}. La seconde phase concerne quant à elle la portion de 4,7 m entre S5-2 et S5-4. Pour cette portion de l'escarpement le taux de dénudation déterminé par la droite de régression passant par les points S5-2 et S5-4 est de 0,17 cm.a^{-1}. Un taux de dénudation qui marque donc l'augmentation de la vitesse de dénudation lors de la seconde phase sur cette portion. Ce taux de dénudation reste toutefois inférieur à ce qui est observé sur la même portion pour des hauteurs de masque plus importantes (H_{m1} et H_{m2}). Connaissant la hauteur de l'escarpement (6,7m) est les taux de dénudation (τ) dans la partie sommitale de l'escarpement, l'âge de formation de l'escarpement pour différente hauteur de masque (H_{m1}, H_{m2} et H_{m3}) peut être calculé ($t=H/\tau$). Il correspond alors à l'intersection entre la droite de régression linéaire au sommet de l'escarpement et le sommet de l'escarpement (D = 0 m). On obtient ainsi pour la hauteur de masque H_{m3} qui présente la valeur la plus forte du taux de dénudation au sommet de l'escarpement (0,48 cm.a^{-1}) un âge d'initiation de 3,3 ka. Pour une hauteur de masque H_{m2} la valeur du taux de dénudation au sommet de l'escarpement (0,23 cm.a^{-1}) permet de définir un âge d'initiation de 4,7 ka. Pour le masque de hauteur H_{m1} qui présente la valeur la plus faible du taux de dénudation au sommet de l'escarpement (0,04 cm.a^{-1}) on obtient un âge d'initiation de 7,9 ka. Ainsi plus la hauteur du masque va être importante à la surface plus l'âge d'initiation du mouvement sur l'escarpement sera ancien. On a donc 4,6 ka de différence entre la hauteur de masque la plus importante (H_{m1} = 6,7 m) et la plus faible (H_{m3} = 0,4 m). Bien que ces âges permettent d'avoir une gamme temporelle pour l'initiation de l'escarpement, ils doivent être considérés avec

prudence compte tenu de l'influence de la correction apportée au taux de production en surface (hauteur de masque) sur les âges des échantillons situés à proximité du sommet de l'escarpement et donc sur l'âge de formation de l'escarpement. On peut toutefois affirmer que l'âge d'initiation de l'escarpement est au minimum de 2,1 ka soit l'âge de l'échantillon S5-4.

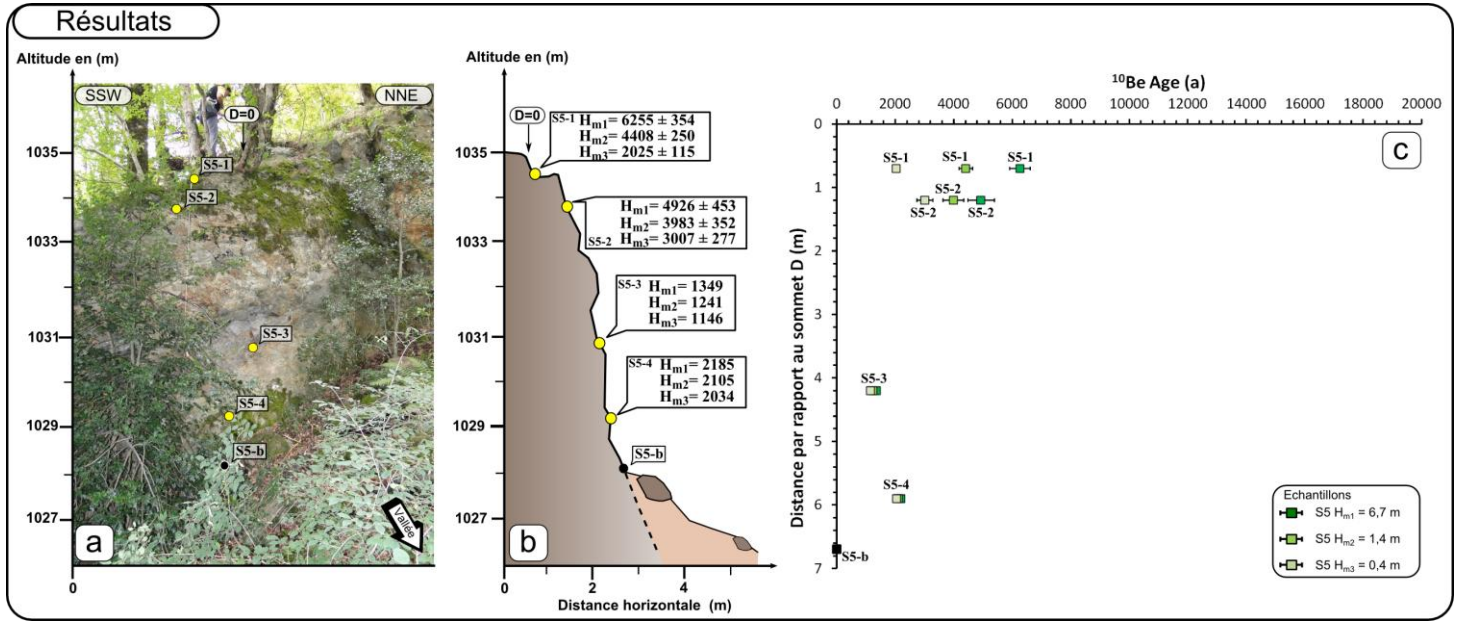


Figure IV-41 Résultats obtenus pour l'escarpement S5. A) Photographie de l'escarpement avec la localisation des échantillons prélevés. B) localisation des échantillons et présentation des âges d'exposition associés sur le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1. c) Présentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement

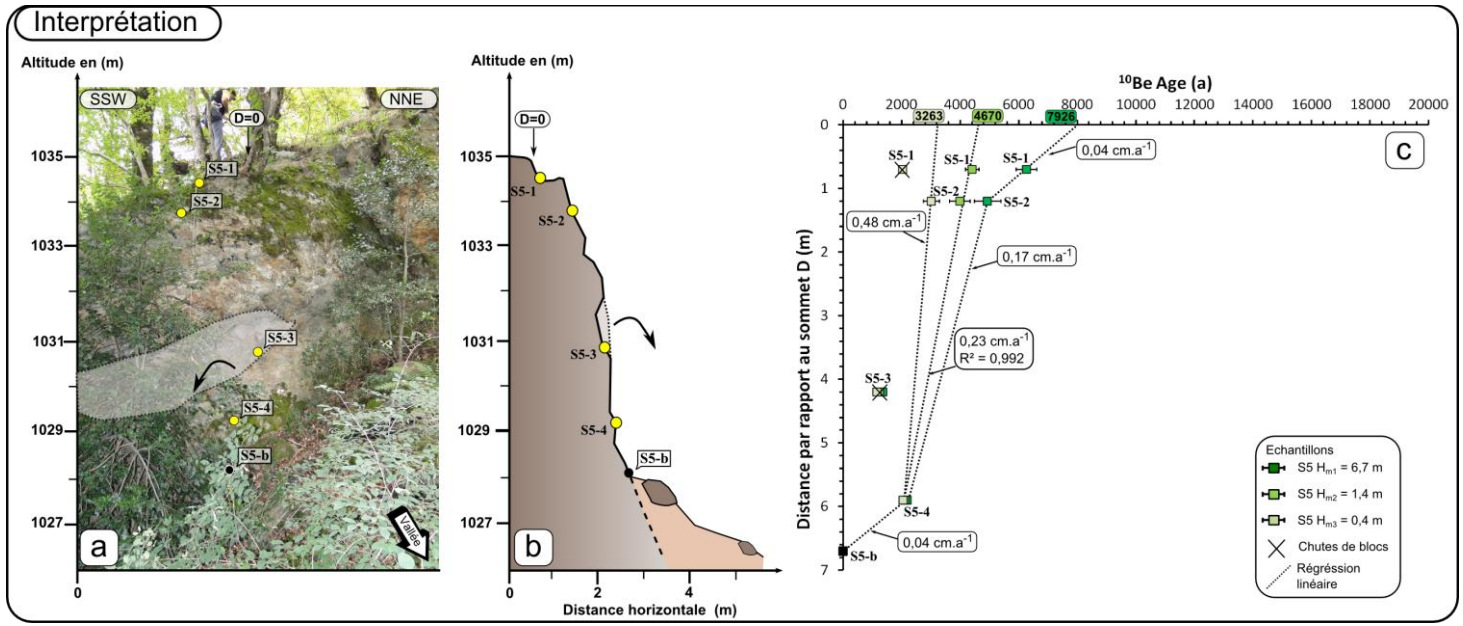


Figure IV-42 Interprétation des résultats obtenus pour l'escarpement S5. A) Photographie de l'escarpement avec la localisation des zones affectées par une activité érosive B) Localisation de ces zones affectées par une activité érosive le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1 c) Représentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interprétation de la cinématique de dénudation de l'escarpement.

Interprétation S4-S5 et cinématique

Les 2 profils verticaux présentés dans ce paragraphe ont été échantillonnés sur les escarpements S4 (1, Figure IV-43a) et S5 (3, Figure IV-43a) situés dans le prolongement de l'escarpement sommital (2, Figure IV-43a). Bien qu'aucune structure les reliant à l'escarpement sommital ne soit observée en surface, ces escarpements matérialisant les limites du mouvement peuvent être considérés comme les terminaisons Sud-Est et Ouest de l'escarpement sommital. Comme pour l'escarpement sommital on retrouve pour l'escarpement S4 un escarpement majeur atteignant par endroit 33 m de hauteur. Cet escarpement orienté N120 délimite sur un peu plus de 200m la zone stable du versant de la zone des Ruines très active. L'escarpement S5 moins important que l'escarpement sommital ou S4 matérialise quant à lui sur une longueur de 70m et avec une hauteur bien inférieure comprise entre 6 et 10m, une partie de la limite Ouest. Pour pouvoir comparer les âges d'initiation de ces escarpements et les cinématiques de dénudation observées à leurs surfaces, nous avons sur le graphique de la Figure IV-43b reporté en fonction de la distance par rapport au sommet (D) les âges d'exposition obtenues pour les profils S4 et S5 ainsi que l'enveloppe de dénudation de l'escarpement sommital définie à partir des mesures réalisées sur les profils S1, S2 et S3 [*Le Roux et al.,* 2009].

Pour les escarpements S4 et S5 les âges d'initiation du mouvement à leur surface ont été déterminés graphiquement à partir de l'intersection de l'enveloppe de dénudation ou des droites de régression linéaire avec le sommet de l'escarpement. On obtient ainsi pour l'escarpement S4 un âge d'initiation de 8,4 ± 0,4 ka. Pour S5 cet âge varie entre 3,3 (H_m3) et 7,9 ka (H_m1) selon la valeur du taux de dénudation au sommet de l'escarpement qui est lui-même dépendant de la hauteur du masque en surface compris entre H_m1= 6,7m et H_m3 = 0,4m.

La confrontation de ces âges d'initiation avec l'âge d'initiation de l'escarpement sommital 6,4 ± 1,4 ka met en évidence une initiation un peu plus ancienne pour l'escarpement S4 alors que celui de l'escarpement S5 serait synchrone ou plus jeune selon la hauteur du masque appliquée. Cette variation spatiale des âges d'initiation suggère un démarrage de l'initiation sur la terminaison Sud-Est avec une propagation progressive vers l'Ouest en passant par l'escarpement sommital pour terminer à la terminaison Ouest matérialisée par l'escarpement S5 (Figure IV-43a). Ces nouvelles données sur la propagation de l'initiation doivent toutefois être prises avec prudence en raison de l'absence (1) d'échantillon proche de la surface pour l'escarpement S4 (permettant de mieux contraindre la dénudation à proximité du sommet de l'escarpement) et (2) de l'échantillonnage d'un poli-glaciaire au sommet de l'escarpement S5 (afin de contraindre la hauteur du masque en surface permettant ainsi de définir le taux de production au sommet de l'escarpement). Bien plus que l'initiation du mouvement sur ces escarpements la représentation sur la même figure (Figure IV-43b) des droites de régression linéaires tracées pour les profils S4 et S5 et de l'enveloppe de dénudation déterminée pour l'escarpement sommital [*Le Roux et al.,* 2009] permet de comparer l'évolution au cours du temps de la dénudation sur ces escarpements. On peut ainsi observer pour chacun de ces escarpements une dénudation en plusieurs phases. Pour l'escarpement sommital ces phases de dénudation sont mises en évidence par une accélération du taux de dénudation entre 1 et 2,3 ka[*Le Roux et al.,* 2009]. En effet au cours de la première phase qui s'étend de 6,4 ±1,4 ka (initiation)

jusqu'à 1, 6 ± 0,6 ka (accélération), les 17 à 20 premiers mètres de l'escarpement ont été affectés par une dénudation comprise entre 0,36 et 0,43 cm.a^{-1}. A partir de 1,6 ± 0,6 ka cette dénudation va fortement augmentée atteignant des taux compris entre 0,75 et 1,8 cm.a^{-1}. Ces taux de dénudation plus importants caractérisent la seconde phase qui débute à 1,6 ± 0,6 ka et s'étend jusqu'à l'actuel. Ils s'appliquent donc aux 18 à 15 deniers mètres de l'escarpement jusqu'à la base.

On distingue également pour l'escarpement S4 deux phases de dénudation qui sont comme pour l'escarpement sommital mises en évidence par une accélération de la dénudation. Cette accélération est cependant assez mal contrainte temporellement et spatialement en raison de l'absence de données exploitables entre 11,7 et 20,5 m du sommet (échantillons affectés par des chutes de blocs, Figure IV-43b). Il est toutefois possible à partir des autres données acquises sur l'escarpement de proposer un intervalle spatiale (entre 11,7 et 20,5 m du sommet) et temporelle (entre 0,2 et 1,8ka) (Figure IV-43b) dans lequel a eu lieu cette accélération. Comme on peut le voir à la Figure IV-43b, cette période comprise entre 0,2 et 1,8 ka recouvre en partie celle définie pour l'accélération de la dénudation sur l'escarpement sommital. Il y aurait donc entre 0,2 et 2,3 ka un événement favorable à l'accélération de la dénudation sur ces escarpements mais également aux chutes de blocs car comme on peut le constater à la Figure IV-43b, l'ensemble des échantillons affectés par des chutes de blocs (5 à 6 sur 13 échantillons au total, soit 38 à 46% des échantillons) sont situés dans cette gamme temporelle. Bien que la dénudation sur ces escarpements présente une cinématique similaire avec une accélération de la dénudation dans une même gamme temporelle, les taux de dénudations présentent quant à eux des différences. En effet la première phase de dénudation de l'escarpement S4 est caractérisée par un taux de dénudation deux fois moins important que celui de l'escarpement sommital (0,17cm.a^{-1} contre 0,36 à 0,43 cm.a^{-1}) alors que dans la seconde phase le taux de dénudation pour l'escarpement S4 est cinq fois plus important (5,3cm.a^{-1} contre 0,75 à 1,8cm a^{-1}). Cette importante différence observée dans la seconde phase concorde avec le modèle cinématique actuel en surface du mouvement. En effet l'escarpement S4 borde la zone des Ruines qui correspond actuellement à la zone la plus active du mouvement avec des vitesses de déplacements altimétriques de 5 à 25 cm.a-1 [*Kasperski,* 2008]) soit cinq à dix fois supérieure à l'affaissement de la zone bordée par l'escarpement sommital (Zone 1).

Pour l'escarpement S5, le modèle d'évolution de la dénudation est comme nous avons pu le voir au paragraphe IV.5.1.1.1 dépendant de la hauteur du masque appliqué en surface. Ainsi pour une hauteur de masque de 0,4 m (H_{m3}) ou 1,4m (H_{m2}) on retrouve comme pour l'escarpement sommital et l'escarpement S4 un modèle avec deux phases de dénudation. Ces phases ne sont cependant pas mises en évidence par l'augmentation du taux de dénudation mais au contraire par une diminution de celui-ci. En effet alors que le taux de dénudation durant la première phase affectant les six premiers mètres de l'escarpement S5 est respectivement de 0,48 (H_{m3}) ou 0,23 cm.a^{-1}(H_{m2}) selon la hauteur du masque celui-ci va à ~2,1 ka fortement diminuer atteignant alors une valeur de 0,04 cm.a^{-1}. Pour une hauteur de masque plus importante 6,7 m (H_{m1}), cette diminution à ~2,1 ka est également observée, le taux de dénudation passant alors de 0,17 cm.a^{-1} à 0,04 cm.a^{-1}. Cependant à la différence du modèle de dénudation obtenu pour les hauteurs de masque H_{m3} ou H_{m2} qui présente

deux phases de dénudation celui déduit pour la hauteur de masque H_{m1} montre une phase de dénudation supplémentaire. Cette phase de dénudation qui s'étend de 7,9 ka (initiation du mouvement) à 4,9 ka est caractérisée par un taux de dénudation identique à celui déterminé à la base de l'escarpement, c'est-à-dire 0,04 cm.a^{-1}. A partir de 4,9 ka le taux de dénudation va augmenter pour atteindre la valeur de 0,17 cm.a^{-1} avant de diminuer à ~2,1 ka et de retrouver le même taux de dénudation que lors de la première phase de dénudation ou que celui obtenu pour les hauteurs H_{m3} ou H_{m2} (0,04 cm.a^{-1}). Si l'on exclut la phase de dénudation supplémentaire observée uniquement pour H_{m1} on peut noter que le taux de dénudation obtenu pour l'escarpement S5 avant diminution (~2,1) ka est selon la hauteur du masque H_{m1} (0,17 cm.a^{-1}), H_{m2} (0,23 cm.a^{-1}) ou H_{m3} (0,48 cm.a^{-1}) similaire au taux de dénudation caractérisant la première phase de dénudation de l'escarpement S4 ou l'escarpement sommital. Alors que l'on observe pour les escarpements S4 et sommital une accélération de la dénudation au cours de la période comprise entre 0,2 et 2,3 ka (Figure IV-43b), pour l'escarpement S5 et ce quelque soit la hauteur du masque (H_{m1}, H_{m2} ou H_{m3}) une diminution du taux de dénudation est observée. En réponse à l'accélération du mouvement dans la partie Est du mouvement, se produirait dans la partie Ouest du mouvement une diminution du mouvement. Cette diminution est cohérente avec les vitesses de déplacements altimétriques actuelles (0 à 1 cm.a^{-1}) [*Kasperski,* 2008] qui indiquent qu'actuellement cette zone du mouvement à l'Ouest (Chapitre II, paragraphe II.2.3) est peu affectée par la déstabilisation.

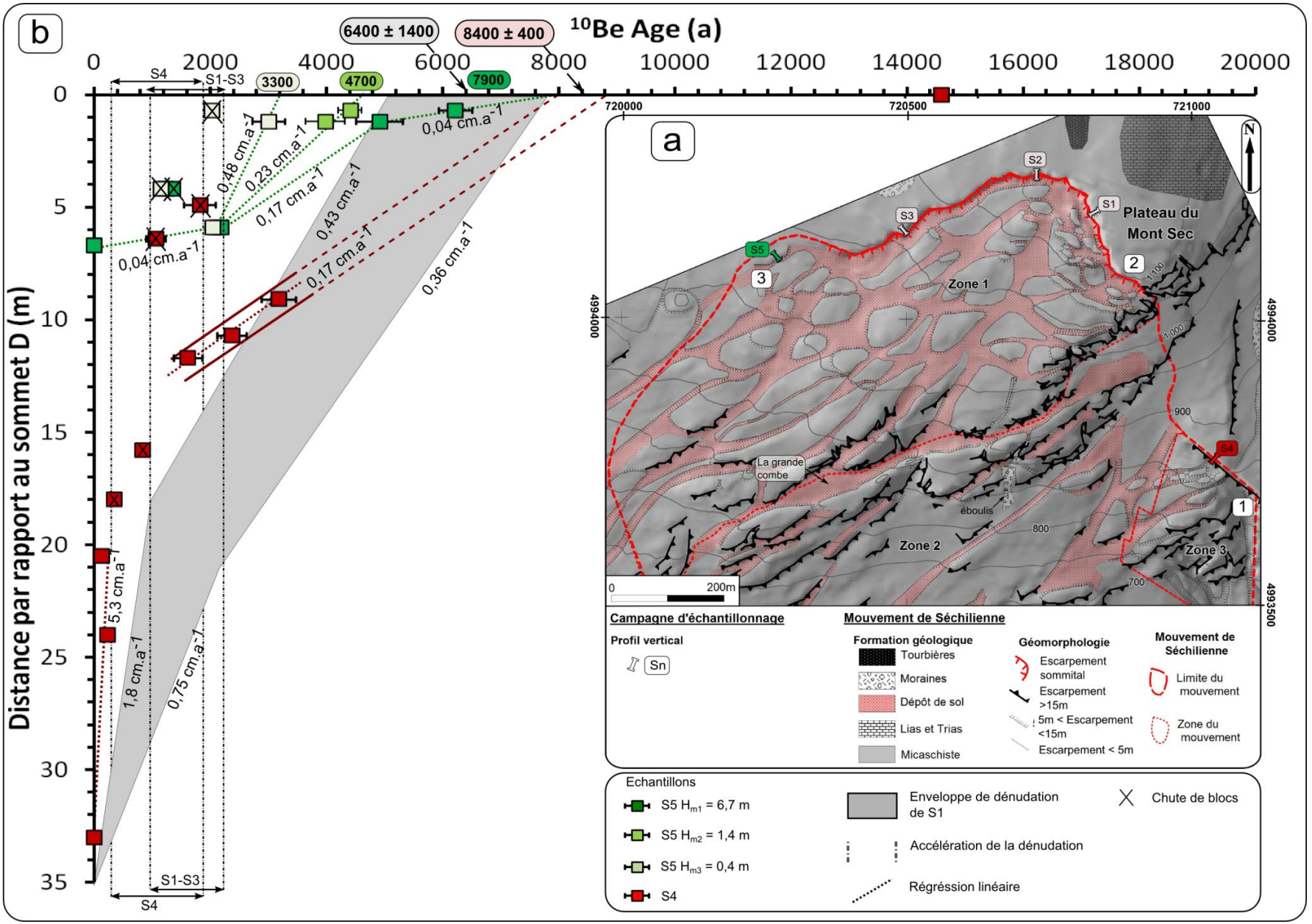


Figure IV-43 a) Localisation des profils verticaux échantillonnés b) Représentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interprétation de la cinématique de dénudation de l'escarpement.

IV.5.1.1.2 Contre-escarpements

Contre-escarpement S6

Présentation des résultats

Pour le profil d'échantillonnage réalisé sur le contre-escarpement S6, cinq échantillons ont été collectés dont quatre à la surface de l'escarpement et un au sommet (Figure IV-44a). Au moyen de cet échantillon collecté sur une paléo-surface glaciaire présente au sommet de l'escarpement, nous avons pu déterminer l'âge de retrait du glacier de cette surface (16,4 ± 0,8 ^{10}Be ka) (Figure IV-44b) ainsi que le facteur correctif (Sm = 0,35) lié à un masque morainique de 2m de haut (Hm, Tableau IV-22). A partir de ces informations l'âge d'exposition a été calculé pour chacun des échantillons du profil vertical. Ces âges varient entre 2,9 ± 0,2 ^{10}Be ka (S6-3) et 1,6 ± 0,1 ^{10}Be ka (S6-4) (Figure IV-44b). Sur le graphique de la Figure IV-44c ces âges sont présentés en fonction de la distance par rapport au sommet de l'escarpement (D). On note ainsi pour les échantillons S6-1 et S6-2 proches de la surface des âges d'exposition plus jeunes que celui de S6-3, alors que l'on devrait observer des âges décroissants avec la distance D. Cette décroissance des âges d'exposition n'est observée qu'entre les deux derniers échantillons : S6-3 et S6-4.

Interprétation des résultats

L'observation attentive de la morphologie de la surface de l'escarpement S6, permet de remarquer que la surface sur laquelle ont été échantillonnés S6-1 et S6-2 présente un léger retrait par rapport à celle échantillonnée pour les échantillons S6-3 et S6-4 (Figure IV-45a). On peut également noter la présence d'un replat sous ces 2 échantillons S6-1 et S6-2 souligné par la présence d'une accumulation de matériel végétal. Le rajeunissement des âges de ces deux échantillons serait donc lié à une ancienne activité érosive (Figure IV-45a et b) sur cet escarpement. Ces âges ne sont donc pas gardés pour le tracé de la droite de régression linéaire qui passe par la base de l'escarpement à 8m. On obtient ainsi une dénudation constante et linéaire de 0,14 cm.a^{-1} qui décrit bien la distribution des âges avec un coefficient R^2 de 1. Si l'on trace l'enveloppe du taux de dénudation passant par les extrêmes de ces âges on obtient des valeurs comprises entre 0,13 cm.a^{-1}(min) et 0,15 cm.a^{-1}(max). L'intersection entre les lignes de cette enveloppe et le sommet de l'escarpement D=0 permet de proposer un âge d'initiation du mouvement sur l'escarpement de 5,7 ± 0,5 ka.

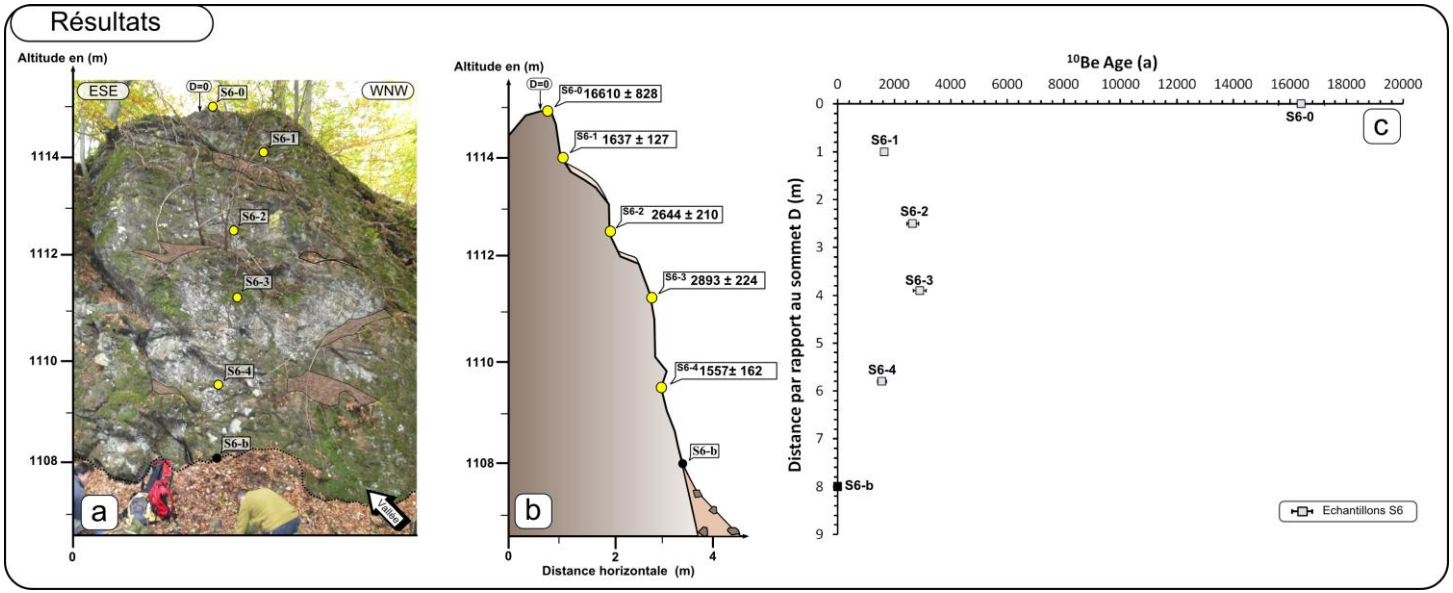


Figure IV-44 Résultats obtenus pour l'escarpement S6. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des échantillons prélevés. b) localisation des échantillons et présentation des âges d'exposition associés sur le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1. c) Présentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement.

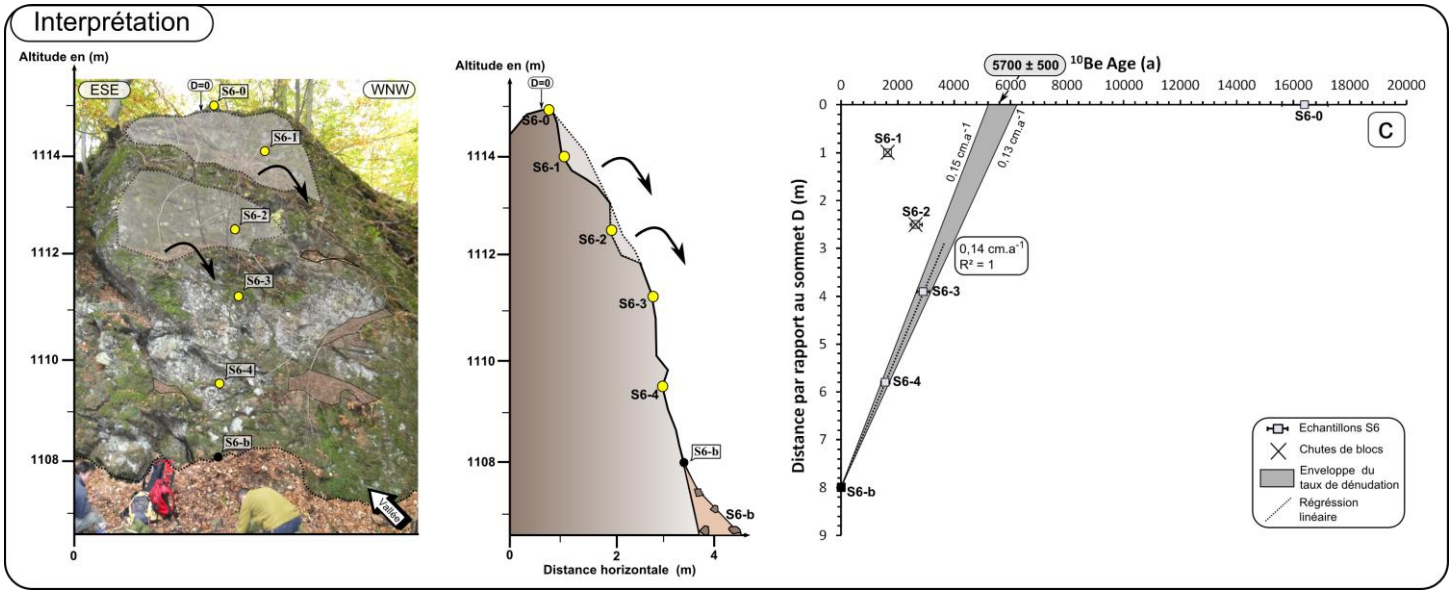


Figure IV-45 Interprétation des résultats obtenus pour l'escarpement S6. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des zones affectées par une activité érosive b) Localisation de ces zones affectées par une activité érosive le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1 c) Représentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interprétation de la cinématique de dénudation de l'escarpement.

Contre-escarpement S7

Présentation des résultats

Pour cet escarpement S7 ce sont au total cinq échantillons qui ont été prélevés (S7, Figure IV-46a), dont quatre à la surface (S7-1 à S7-4) et un au sommet de l'escarpement (S7-0). L'échantillon S7-0 ayant été prélevé sur un poli-glaciaire, l'âge de retrait du glacier du sommet a pu être déterminé à 16,6 ± 0,6 ^{10}Be ka en appliquant au taux de production un facteur correctif (Sm) de 0,67 lié à la présence du dépôt de moraine de 0,7m lors du retrait du glacier. Connaissant l'âge de déglaciation et le taux de production au sommet, les âges d'exposition des quatre autres échantillons du profil ont pu être calculés. Ces âges varient entre 3,1 ± 0,2 ^{10}Be ka (S7-1) et 1,0 ± 0,1 ^{10}Be ka (S7-4) (Figure IV-46b). La représentation de ces âges sur la Figure IV-46c en fonction de la distance par rapport au sommet de l'escarpement (D) montre une diminution plus ou moins constante des âges d'exposition avec l'augmentation de la distance D.

Interprétation des résultats

Cette diminution de l'âge d'exposition corrélée à l'augmentation de la distance (D) suggère, un affaissement progressif et continu et ce jusqu'à l'actuel du compartiment situé actuellement au pied de l'escarpement. Pour représenter au mieux ce mouvement une droite de régression linéaire passant par la base de l'escarpement (S7-b) et les données des échantillons prélevés à sa surface est tracée (Figure IV-47c). L'équation linéaire de cette droite de régression suggère un taux de dénudation constant de l'escarpement (τ_d) de 0,22 cm.a^{-1} avec un coefficient de détermination (R^2) de 0,984. Cette valeur du coefficient de détermination proche de 1 suggère qu'un modèle de dénudation constante et linéaire est représentatif de l'évolution de la dénudation le long de l'escarpement S7. Compte tenu du bon alignement des valeurs (R^2 proche de 1) est des faibles erreurs sur les âges, l'âge d'initiation de l'escarpement (4 ka) peut être défini à l'intersection entre la droite de régression et le sommet de l'escarpement (D=0) (Figure IV-47c).

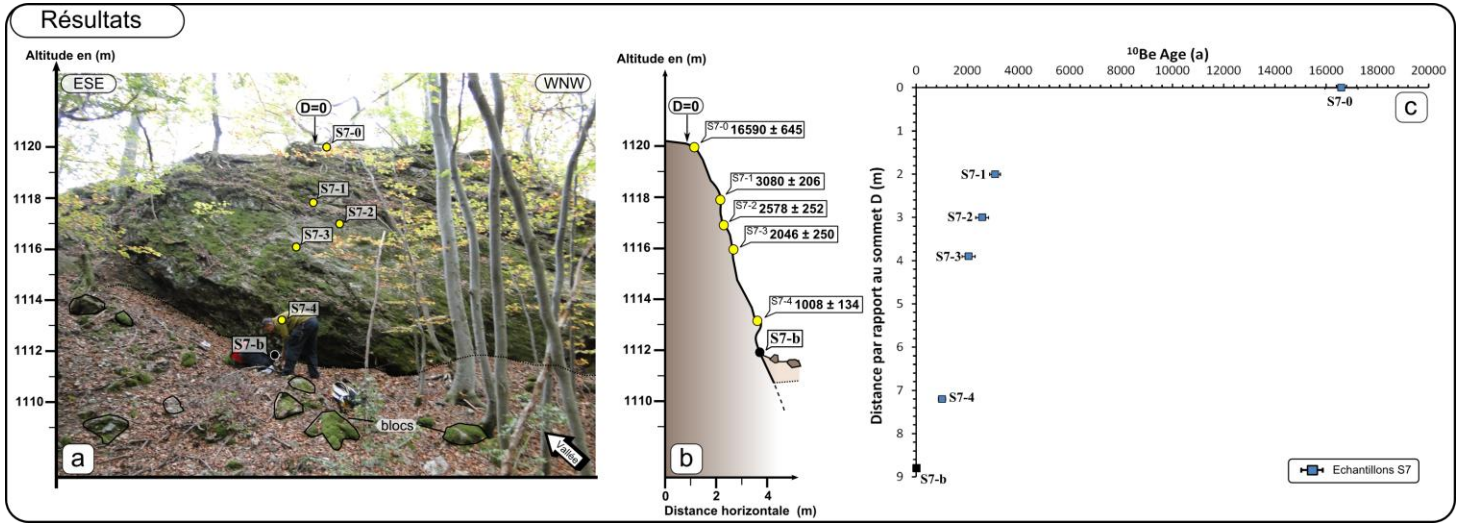


Figure IV-46 Résultats obtenus pour l'escarpement S7. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des échantillons prélevés. b) localisation des échantillons et présentation des âges d'exposition associés sur le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1. c) Présentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement.

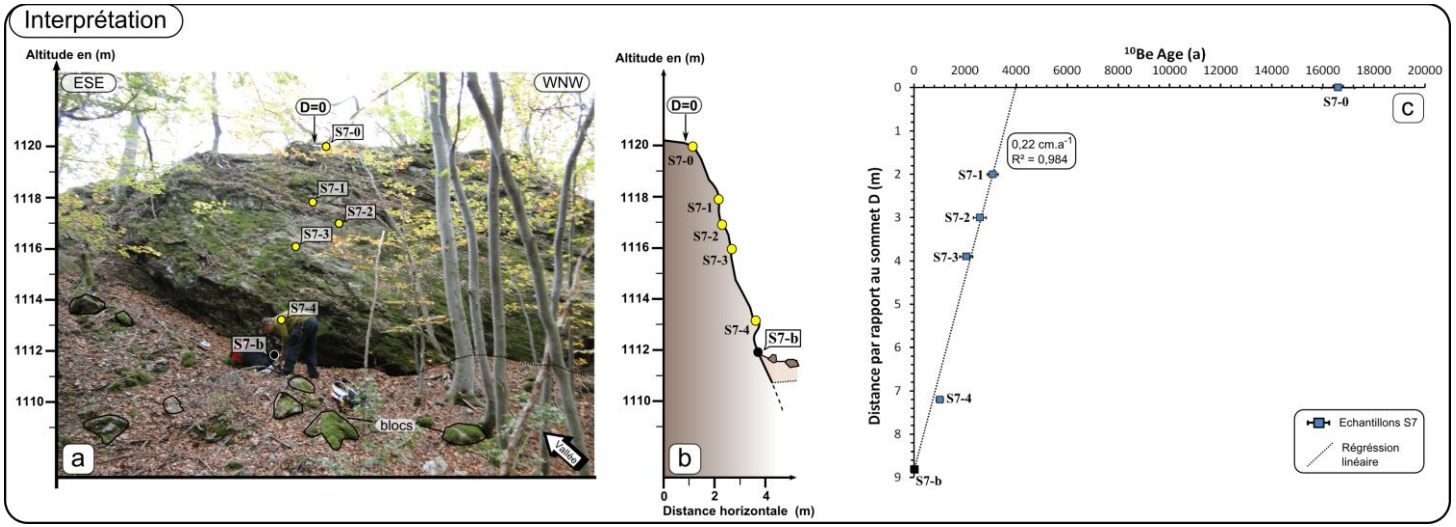


Figure IV-47 Interprétation des résultats obtenus pour l'escarpement S7. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des zones affectées par une activité érosive b) Localisation de ces zones affectées par une activité érosive le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1 c) Représentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interprétation de la cinématique de dénudation de l'escarpement.

Contre-escarpement S8

Présentation des résultats

Pour le profil vertical réalisé sur cet escarpement trois échantillons ont été prélevés à sa surface (Figure IV-48a). Afin d'obtenir les informations indispensables au calcul des âges d'exposition de ces échantillons, un échantillon (S8-0) a été prélevé au sommet de l'escarpement (Figure IV-48). Ainsi après avoir défini au moyen de cet échantillon l'âge de retrait du glacier du sommet (16,6 ± 0,6 ^{10}Be ka, Figure IV-48b) et le taux de production PS8-0 qui intègre notamment la correction (Sm =0,52) liée à un dépôt morainique de 1,2m, les âges d'exposition du profil vertical ont pu être déterminés. Ces âges sont compris entre 2,6 ± 0,2 ^{10}Be ka (S8-1) et 0,9 ka ± 0,1 ^{10}Be ka (S8-3) (Figure IV-48b). En les reportant en fonction de la distance par rapport au sommet de l'escarpement (D) sur la Figure IV-48c, on peut mettre en évidence une diminution des âges d'exposition du sommet de l'escarpement vers la base. On peut toutefois noter la faible différence entre les échantillons S8-2 (0,975 ka ± 0,124 ^{10}Be ka) et S8-3 (0,934 ka ± 0,144 ^{10}Be ka) qui est inférieure à l'erreur calculée pour ces âges.

Interprétation des résultats

Pour déterminer le modèle de dénudation du profil S8, une droite de régression linéaire passant par la base de l'escarpement (S8-b) et l'ensemble des âges d'exposition obtenus à la surface de l'escarpement est tracée (Figure IV-49c). On obtient ainsi une dénudation constante de 0,18 cm.a^{-1} avec un coefficient de détermination (R^2) de 0,713. Cette valeur du coefficient R^2 assez éloignée de 1 indique que le modèle proposé ne permet pas de bien rendre compte de l'évolution de la dénudation sur cet escarpement. En effet si l'on regarde la droite de régression, celle-ci passe bien par les valeurs de S8-1 et S8-3 mais n'intègre pas la valeur de S8-2 au modèle de dénudation. Un modèle de dénudation présentant une vitesse de dénudation plus faible entre S8-1 et S8-2 puis une accélération de la dénudation jusque la base de l'escarpement permettrait de tenir compte de l'ensemble des valeurs. Les âges de S8-2 et S8-3 pouvant être considérés comme identiques (erreurs supérieures à la différence entre les âges) cette dénudation se ferait donc de façon quasi instantanée entre ces deux points. Afin de valider ce modèle une observation plus attentive de la surface sur laquelle a été échantillonnée S8-2 et S8-3 a été réalisée. Si la surface sur laquelle a été prélevé l'échantillon S8-3 présente une surface bien plan avec quelques stries celle de l'échantillon S8-2 présente une géométrie plus accidentée avec quelques zones en retraits signe d'une activité érosive (Figure IV-49a et b). Cette activité ayant probablement rajeuni la surface et donc l'âge d'exposition de l'échantillon S8-2, celui-ci est donc écarté du modèle de dénudation. Si l'on trace la droite de régression linéaire pour les points S8-1 et S8-3 passant par la base de l'escarpement on retrouve une dénudation constante et progressive de 0,16 cm.a^{-1} avec un coefficient de R^2 de 1 (Figure IV-49c). La droite de régression tracée précédemment (0,18 cm.a^{-1}) passant par les extrémités minimales des barres d'erreurs peut être associée à une droite passant par les extrémités maximales des barres d'erreurs permettant ainsi de définir pour le profil S8 une enveloppe de dénudation. On obtient ainsi pour cet escarpement un âge d'initiation de 3,7 ka ± 0,3 ka.

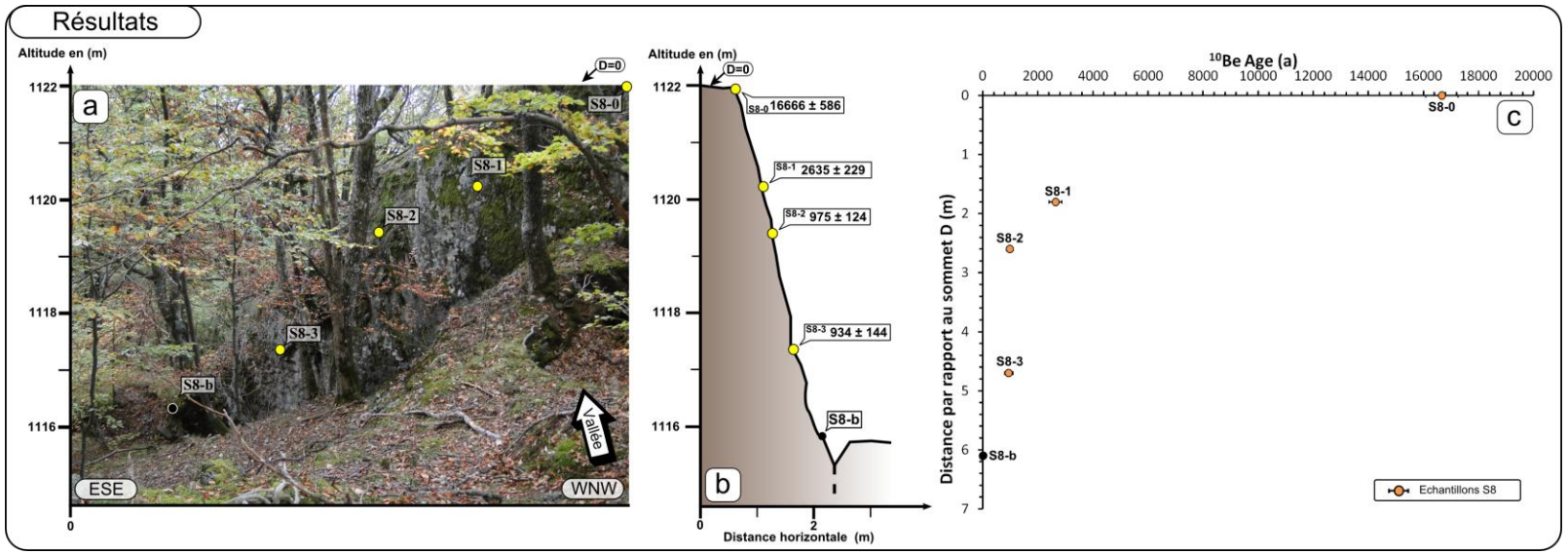


Figure IV-48 Résultats obtenus pour l'escarpement S8. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des échantillons prélevés. b) localisation des échantillons et présentation des âges d'exposition associés sur le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1. c) Présentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement

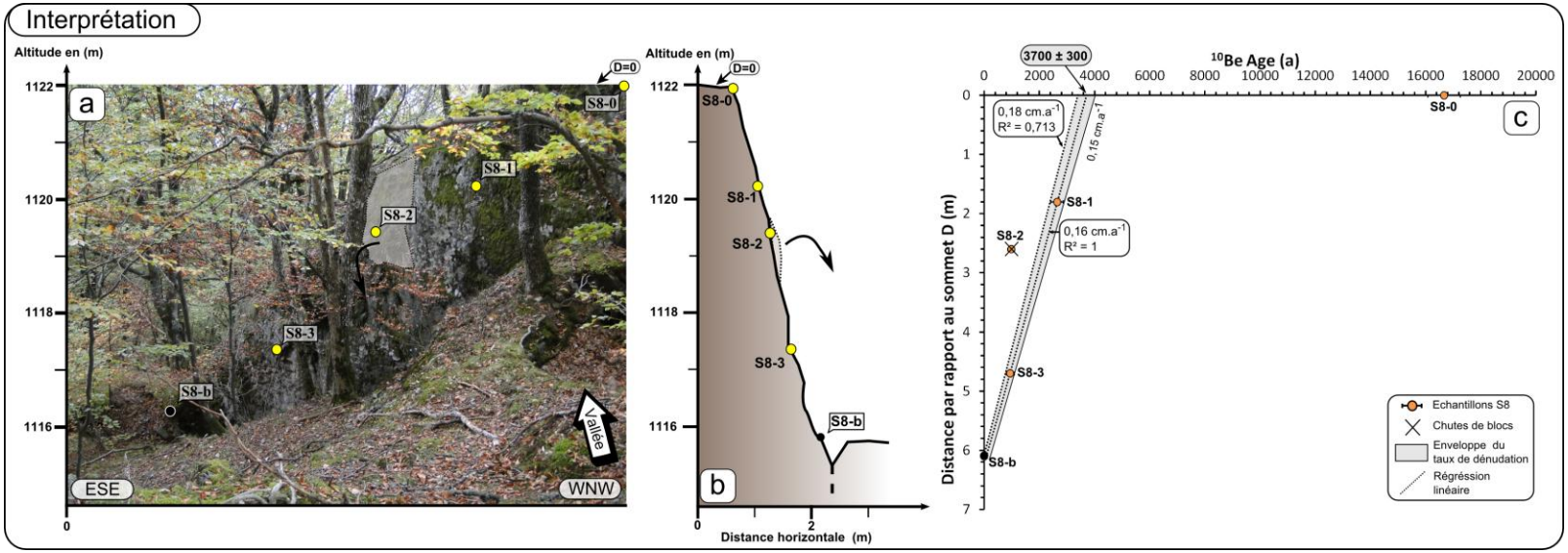


Figure IV-49 Interprétation des résultats obtenus pour l'escarpement S8. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des zones affectées par une activité érosive b) Localisation de ces zones affectées par une activité érosive le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1 c) Représentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interprétation de la cinématique de dénudation de l'escarpement.

Contre-escarpement S13

Présentation des résultats

Le profil réalisé à la surface de l'escarpement S13 est composé de 3 échantillons. Pour le calcule des âges d'exposition de ces échantillons, un échantillon supplémentaire (S13-0) à été collecté au sommet de l'escarpement. Cet échantillon permet de déterminer l'âge de retrait du glacier au sommet de l'escarpement (16,2 ± 0,2 ^{10}Be ka) ainsi que le taux de production corrigé de la présence d'un masque morainique de 0,4m laissé lors du retrait du glacier (Sm = 0,78). A partir de ces données, les âges d'exposition des échantillons collectés à la surface de l'escarpement ont été calculés. Ils varient entre 2 ± 0,2 ^{10}Be ka et 0,9 ± 0,1 ^{10}Be ka. La représentation de ces âges en fonction de la distance à la Figure IV-50c montre (1) un âge d'exposition plus jeune pour l'échantillon S13-1 (2) une diminution de l'âge d'exposition pour les échantillons S13-2 et S13-3 avec l'augmentation de la distance D.

Interprétation des résultats

Dans le cas de la création progressive d'un escarpement, une diminution des âges d'exposition du sommet vers la base de l'escarpement est attendue. Or pour l'échantillon S13-1 prélevé à proximité du sommet un âge d'exposition plus jeune que le reste des échantillons a été obtenu. Pour l'expliquer, l'hypothèse d'un rajeunissement de la surface échantillonnée est proposée. Pour vérifier cette hypothèse une observation plus attentive de cette surface a été effectuée. Elle permet de mettre en évidence dans la partie haute de l'escarpement une surface en retrait dont la géométrie résulte probablement d'une chute de blocs. Cet échantillon ne sera donc pas utilisé pour la détermination du modèle de dénudation de l'escarpement. Pour établir ce modèle une droite de régression linéaire passant pas la base de l'escarpement et les échantillons S13-2 et S13-3 est tracée. On obtient alors une dénudation constante de 0,21 cm.a^{-1} avec un coefficient de détermination (R^2) de 0,994. Ce coefficient proche de 1 indique qu'un modèle de dénudation constant permet de bien rendre compte de la création de l'escarpement. Afin de déterminer l'âge d'initiation de l'escarpement l'enveloppe de dénudation passant par les extrémités des barres d'erreur est tracée. L'intersection des droites de dénudation mininum (0,18 cm.a^{-1}) et maximum (0,24 cm.a^{-1}) avec l'axe des abscisses passant par le sommet de l'escarpement D=0 permet de définir un âge d'initiation de 3,8 ± 0,6 ka.

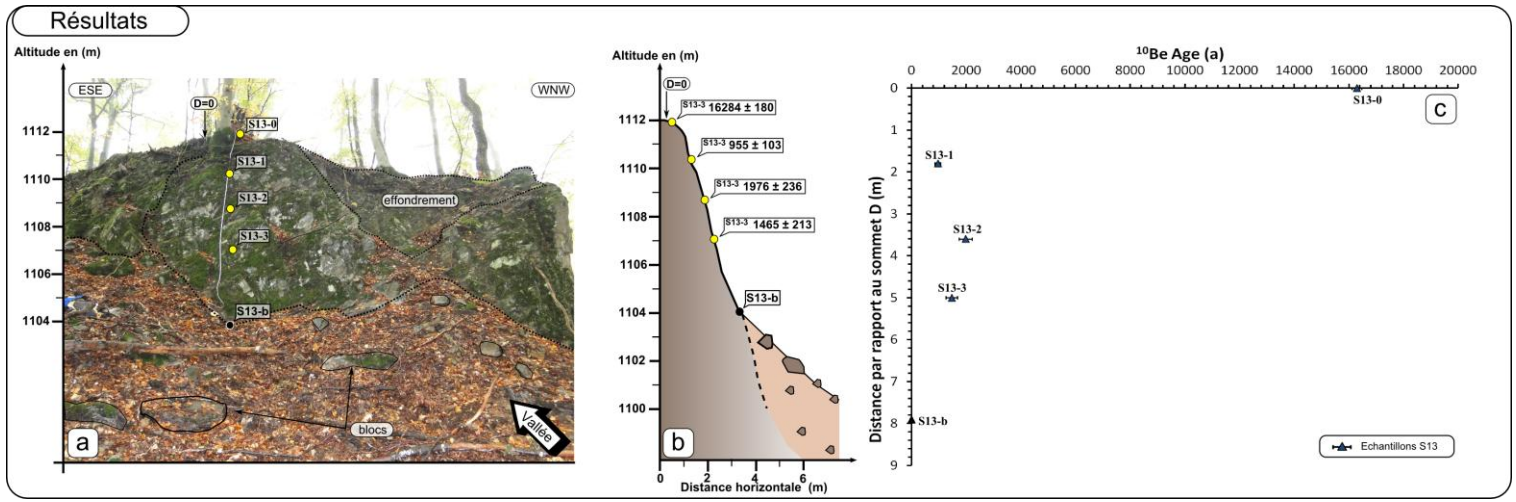


Figure IV-50 Résultats obtenus pour l'escarpement S13. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des échantillons prélevés. b) localisation des échantillons et présentation des âges d'exposition associés sur le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1. c) Présentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement

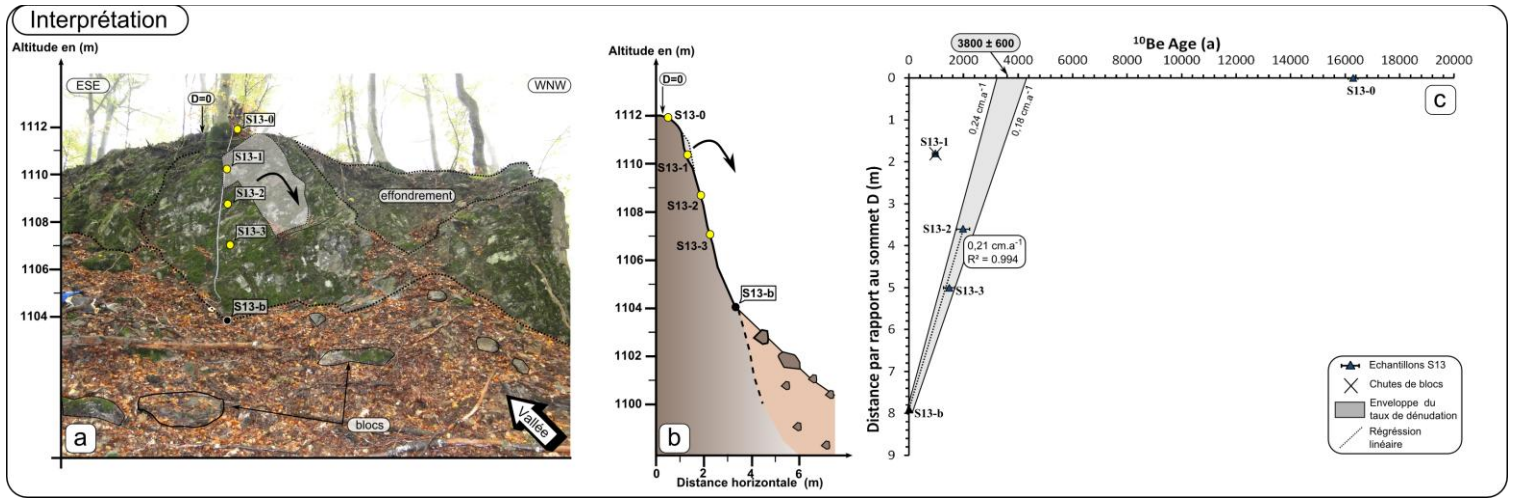


Figure IV-51 Interprétation des résultats obtenus pour l'escarpement S13. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des zones affectées par une activité érosive b) Localisation de ces zones affectées par une activité érosive le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1 c) Représentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interprétation de la cinématique de dénudation de l'escarpement.

Interprétation S6-S13 et cinématique

On retrouve pour cette catégorie, quatre contre-escarpements S6, S7, S8 et S13. L'ensemble de ces escarpements localisés sur la Figure IV-52a sont situés dans la zone sommitale au pied de l'escarpement du Mont Sec. Trois de ces escarpements se succèdent spatialement : S6, S7 et S8. L'escarpement S13 est quant à lui situé au droit de l'escarpement S7. Pour chacun de ces escarpements un profil d'échantillonnage vertical a été réalisé afin de caractériser la dénudation qui les affecte. Nous avons présenté précédemment pour chacun de ces escarpements les âges d'exposition et déterminé pour chacun d'eux (1) le modèle de dénudation à partir de la droite de régression linéaire passant par la base de l'escarpement et par les échantillons du profil et (2) l'âge d'initiation du mouvement à leur surface à partir de l'intersection entre la droite de régression et le sommet de l'escarpement. Ces résultats sont présentés en fonction de la distance au sommet (D) à la Figure IV-52b. La comparaison entre ces différents profils (Figure IV-52b) montre pour les quatre escarpements échantillonnés (1) une dénudation lente comprise entre 0,14 $cm.a^{-1}$(S6) et 0,22 $cm.a^{-1}$(S7), continue et constante depuis l'initiation jusqu'à l'actuel et (2) des âges d'initiations compris entre 5,7 ± 0,5 ka et 3,7 ± 0,3 ka.

Afin d'intégrer ces âges d'initiation dans une vision spatiale de la déstabilisation deux coupes l'une passant par l'escarpement sommital et les escarpements S6, S7 et S8 (AA', Figure IV-52a) et l'autre par l'escarpement sommital et l'escarpement S13 (BB', Figure IV-52a) ont été tracées. La coupe AA' présentée à la Figure IV-52c met en évidence :

- la décroissance des âges d'initiation de l'amont vers l'aval. En effet pour l'escarpement S8 situé le plus en aval on obtient l'âge d'initiation le plus jeune (3,7 ± 0,3 ka) alors que l'escarpement S6 situé le plus en amont (au pied de l'escarpement sommital) présente quant à lui l'âge le plus ancien (5,7 ± 0,5 ka).

- des âges d'initiation plus jeunes que celui déterminé pour l'escarpement sommitale.

Sur la coupe BB' à la Figure IV-52c, est présentée l'escarpement S13. Pour cet escarpement situé à l'aval d'un premier contre-escarpement (non échantillonné) et à la même latitude que les escarpements S7 et S8 un âge d'initiation proche de celui des escarpements S7 et S8 et donc inférieur à celui de l'escarpement sommital a été déterminé.

Les âges d'initiation plus jeunes pour ces quatre contre-escarpements suggèrent un mouvement de dénudation sur ces escarpements postérieur à celui sur l'escarpement sommital. Les deux coupes présentées aux Figure IV-52c et Figure IV-52d permettent d'illustrer le mécanisme du mouvement sur ces contre-escarpement qui consiste en l'affaissement des blocs situés à l'amont des contre-escarpements. Cet affaissement qui se propage progressivement vers l'aval depuis 5,7 ± 0,5 ka démarre assez rapidement après le mouvement sur l'escarpement sommital (6,4 ± 1,4 ka). L'escarpement S13 bien que ne succédant par aux escarpements S6 à S8, suggère de plus par sa position géographique (à l'aval d'un premier contre escarpement et à la même latitude que S7 et S8)

ainsi que par son âge d'initiation proche de celui des escarpements S7 et S8, une relation entre ces escarpements. Le mouvement d'affaissement ne se limiterait donc pas qu'aux escarpements S6 à S8 mais s'étendrait également spatialement (latéralement). Ce mouvement continue et d'extension spatiale sur les contre-escarpements permettrait donc d'accommoder le mouvement sur l'escarpement sommital et participerait à la formation de la zone sommitale affaissée.

En effet connaissant la hauteur des contre-escarpements (H_{Sn}), il est possible de reconstituer pour les coupes AA' et BB' la paléotopographie. Pour cela on remonte de la hauteur (H) égale au déplacement vertical sur les contre-escarpements la surface des blocs découpés par les contre-escarpements. Exemple pour la coupe AA', la première étape consiste à remonter la surface entre l'escarpement sommital et S6 d'une hauteur H_{S6} de 7,2 m. Après avoir répété cette action pour les surfaces entre S6-S7 et S7-S8, on se retrouve avec une paléotopographie remontée de 16m, ce qui est inférieure au déplacement vertical observée sur l'escarpement sommital (~21m). La différence restante (~5m) peut s'expliquer par un mouvement qui a démarré plus tôt sur l'escarpement sommital ou/et par des vitesses de dénudation plus importantes sur l'escarpement sommital (0,36 à 1,8 $cm.a^{-1}$ pour l'escarpement sommital contre 0,14 à 0,22cma^{-1} pour la dénudation sur les contre-escarpements). Dans le cas de la première hypothèse, l'affaissement des 5 m de différence nécessiterait 1,2 ka, impliquant une initiation sur l'escarpement sommital à 6,9 ka ce qui compte tenu de l'âge de l'initiation sur l'escarpement sommital (6,4 ka) et de l'erreur (± 1,4 ka) apparait cohérent. Cette reconstitution de la paléotopographie met également en évidence un déplacement vers la vallée de la surface affaissée résultant essentiellement du mouvement sur l'escarpement sommital. Pour la coupe BB', la même méthode est utilisée pour la reconstruction de la paléotopographie. Après avoir remonté la topographie de la hauteur du déplacement vertical (~12,5m) sur le contre-escarpement non échantillonné et sur l'escarpement S13, on a pu noter une différence importante (~8,5m) avec le déplacement sur l'escarpement sommital (~21m). Comme pour la coupe AA' cette différence peut s'expliquer par un mouvement qui a démarré plus tôt sur l'escarpement sommital ou/et par des vitesses de dénudation plus importantes sur l'escarpement sommital. Dans le cas d'un déplacement antérieur sur l'escarpement sommital, avec une vitesse de dénudation de 0,43 $cm.a^{-1}$ (taux de dénudation maximum de la première partie de l'escarpement), environ 2 ka seraient nécessaire à un affaissement de 8,5m ce qui impliquerait une initiation du mouvement à 5,7 ka sur le premier contre-escarpement (non échantillonné). Un âge qui concorde parfaitement avec l'initiation du mouvement sur l'escarpement S6 et qui souligne l'extension spatiale (latérale) du mouvement sur ces contre-escarpements. A noter parmi l'ensemble des échantillons prélevés sur ces contre-escarpements (14 échantillons), quatre échantillons marqués d'une croix (Figure IV-52b) soit environ 28% des échantillons ne sont pas à relier à la dénudation sur ces escarpements. En effet ces échantillons prélevés vers le sommet des contre-escarpements S6, S13 et S8 présentent des âges d'exposition plus jeunes que les échantillons prélevés plus bas dans l'escarpement suggérant un rajeunissement de la surface échantillonnée. Ce rajeunissement serait le résultat d'une activité érosive (chutes des blocs) postérieure à la dénudation sur ces surfaces. Les âges liés à cette activité érosive sont compris entre 0,9 ± 0,1 ka (S13) et 2,6 ± 0,2 ka (S6).

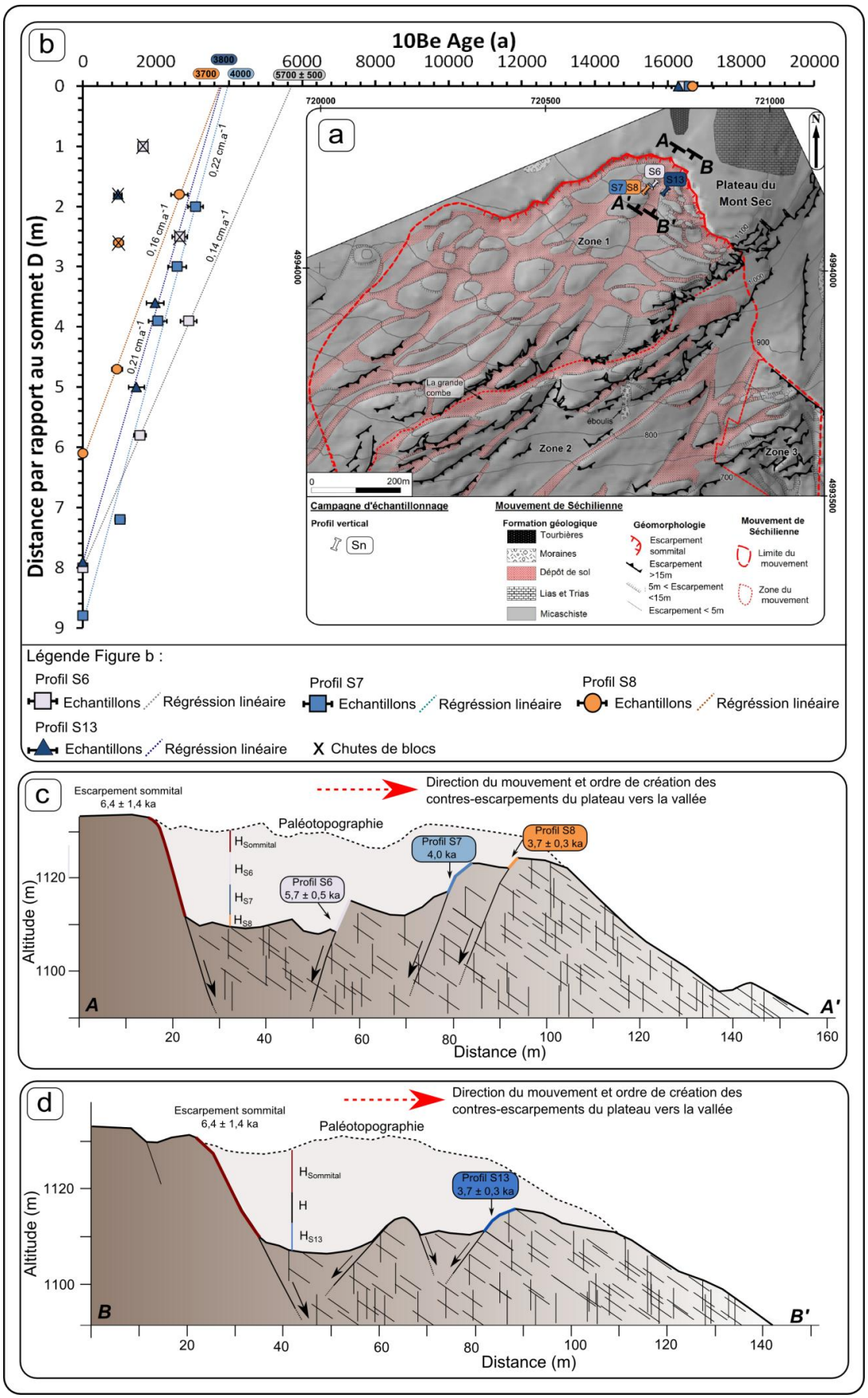


Figure IV-52 a) Localisation des profils verticaux échantillonnés b) Représentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interprétation de la cinématique de dénudation de l'escarpement. c et d) coupe passant par les profils échantillonnés, avec la localisation des escarpements échantillonnées et leur âge d'initiation et la reconstruction de la paléotopographie à partir des hauteurs du déplacement vertical (H) sur les contre-escarpement et l'escarpement sommital. La flèche en rouge indique la direction du mouvement et l'ordre de création des contres-escarpements.

IV.5.1.1.3 Escarpements internes: S9-S12 et S14-S15

Escarpement S9

Présentation des résultats

Six échantillons ont été prélevés pour cet escarpement, dont cinq à sa surface et un à son sommet. En raison de l'absence de poli-glaciaire situé directement à l'aplomb de l'escarpement, l'échantillon S9-0 a été prélevé sur un poli-glaciaire situé à quelques mètres à l'arrière de l'aplomb de l'escarpement. Après avoir mesuré dans cet échantillon la concentration en ^{10}Be intégrant l'atténuation liée à un masque de moraine (H_m1) de 1,4 m de hauteur déposé lors du retrait du glacier ,un profil de concentration théorique partant de cette concentration en surface a été tracé en fonction de la profondeur (D) (Figure IV-53). Si l'on reporte sur ce profil les valeurs de concentration mesurées sur les échantillons du profil S9 on peut observer pour l'échantillon S9-1 un déficit de concentration suggérant la présence au sommet de l'escarpement d'un masque plus important que celui défini précédemment (H_m1 = 1,4 m).

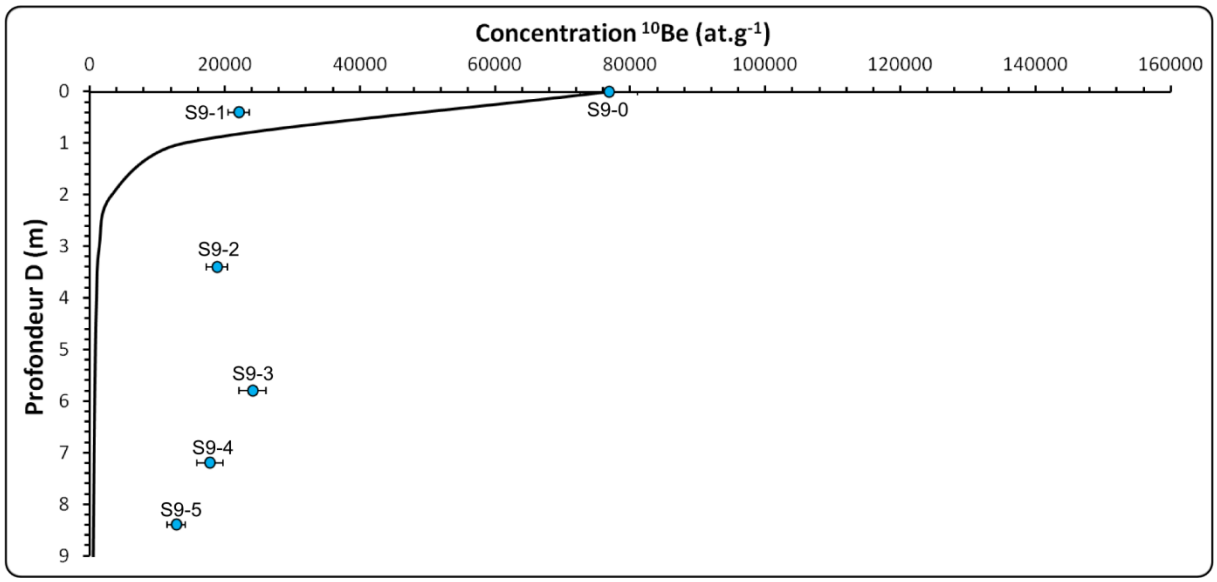


Figure IV-53 Courbe de l'évolution théorique de la concentration en fonction de la profondeur déterminée pour le taux de production PS9-0 corrigé d'un masque morainique de 1,4 m et représentation en fonction de la profondeur des concentrations en ^{10}Be mesurées pour les échantillons du profil S9.

Un facteur correctif (Sm) plus important que celui précédemment utilisé (Sm_1 = 0,47) doit donc être appliqué au taux de production en surface. Pour cela nous proposons d'utiliser un facteur correctif Sm_2 égale à 0,13 et qui correspond à un dépôt morainique de hauteur H_{m2} = 6,7 m (échantillon Pg4). Les âges d'exposition obtenus pour ces 2 facteurs correctifs sont présentés à la Figure IV-41c avec en bleu clair les âges d'exposition pour H_{m1} et en bleu foncé les âges d'exposition pour H_{m2}. Pour H_{m1}, les âges d'exposition varient entre 4,2 ± 0,3 ^{10}Be ka (S9-3) et 2,3 ± 0,2 ^{10}Be ka (S9-5) (Figure IV-54b). La présentation de ces âges sur le graphique de la Figure IV-54c en fonction de la distance par rapport au sommet de l'escarpement (D), montre à l'exception de l'échantillon S9-2 une diminution plus ou moins constante de la valeur des âges d'exposition du sommet vers la base de l'escarpement. Pour H_{m2}, on retrouve à quelques centaines d'années près les mêmes âges que ceux

obtenus pour H_{m1} soit 4,3 ± 0,3 ^{10}Be ka (S9-3) et 2,4 ± 0,2 ^{10}Be ka (S9-5). Cependant contrairement à H_m1 un âge d'exposition cohérent peut être calculé pour S9-1. On obtient ainsi d2,4 ± 0,2 ^{10}Be ka pour l'âge d'exposition de cet échantillon. Comme pour H_{m1} la présentation des âges obtenus pour H_{m2} sur le graphique de la Figure IV-54c en fonction de la distance par rapport au sommet de l'escarpement (D), montre à l'exception des échantillons S9-2 et S9-1 une diminution plus ou moins constante de la valeur des âges d'exposition du sommet vers la base de l'escarpement. En effet pour les échantillons S9-1 et S9-2 la tendance inverse est observée.

Interprétation des résultats

L'analyse de la morphologie (Figure IV-55a) de la partie amont de l'escarpement (0 à 3,4 m) montre par rapport au reste de l'escarpement une zone rugueuse et fortement en retrait. Ces observations caractéristiques d'une surface affectée par des chutes de blocs suggèrent un rajeunissement de cette partie de l'escarpement (Figure IV-55b). L'activité érosive sur cette partie de l'escarpement permet donc d'expliquer pourquoi des âges d'exposition plus jeunes sont obtenus pour les échantillons S9-1 et S9-2 par rapport à S9-3 pourtant situé à distance plus importante du sommet de l'escarpement. Ces deux échantillons ne sont donc pas utilisés pour déterminer le modèle de dénudation de l'escarpement S9. Pour établir ce modèle seul les données des échantillons S9-3 à S9-5 sont exploitées. En traçant une droite de régression linéaire passant par ces échantillons et la base de l'escarpement, on obtient un taux de dénudation constant de 0,27 cm.a^{-1} avec un coefficient de détermination (R^2) de 0,950 (Figure IV-55c). Bien que la valeur du coefficient R^2 soit satisfaisante pour ce premier modèle de dénudation celui-ci ne permet pas de rendre compte de l'alignement des échantillons S9-3 à S9-5. En effet si l'on trace une droite de régression linéaire pour les échantillons S9-3 à S9-5 on obtient un taux de dénudation de 0,14 cm.a^{-1} (moins important que celui obtenu précédemment) avec un coefficient R^2 de 1. Ce taux de dénudation moins important dans la première partie de l'escarpement (0 à 8,4 m) implique pour la seconde partie de l'escarpement (8,4 à 16,4 m) une augmentation importante du taux de dénudation (environ le double avec 0,27 cm.a^{-1}). On aurait donc pour ce second modèle deux phases de dénudation. Les échantillons prélevés à proximité du sommet (S9-1 et S9-2) ne fournissant pas d'informations sur la dénudation de l'escarpement dans les premiers mètres, l'âge d'initiation de l'escarpement peut alors être défini par:

19) L'intersection de la droite de régression (0,27 cm.a^{-1}) avec l'axe des abscisses passant par le sommet de l'escarpement D=0. L'âge d'initiation serait alors de 6 ka.

20) L'intersection de l'enveloppe de dénudation passant par les extrémités des barres d'erreurs des échantillons S9-3 à S9-5 avec l'axe des abscisses passant par le sommet de l'escarpement D=0. L'âge d'initiation serait alors de 8,5 ± 0,5 ka.

La première partie de l'escarpement (0 à 8,4 m) étant mieux contraint par le second modèle, l'initiation de l'escarpement à 8,5 ± 0,5 ka apparait alors plus probable. Cet âge reste toutefois indicatif car le manque de donnée à proximité du sommet ne permet pas de déterminer de façon plus précise l'âge de l'initiation de cet escarpement S9.

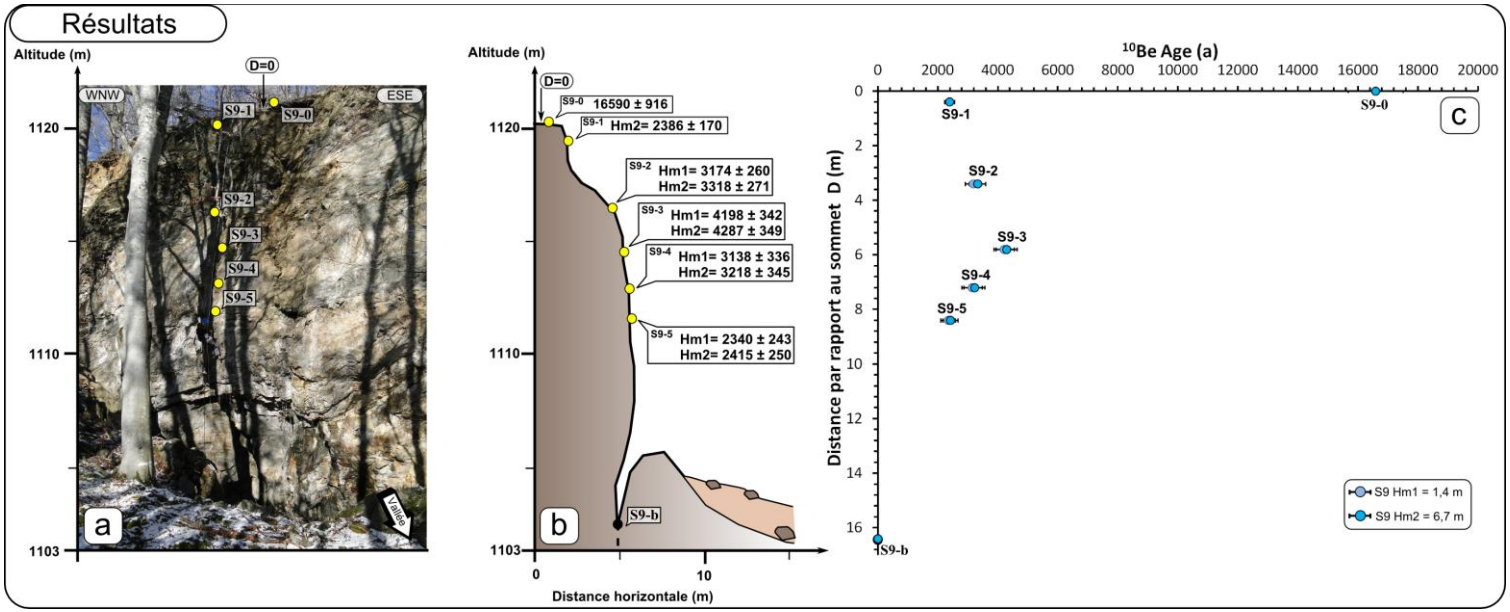


Figure IV-54 Résultats obtenus pour l'escarpement S9. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des échantillons prélevés. b) localisation des échantillons et présentation des âges d'exposition associés sur le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1. c) Présentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement

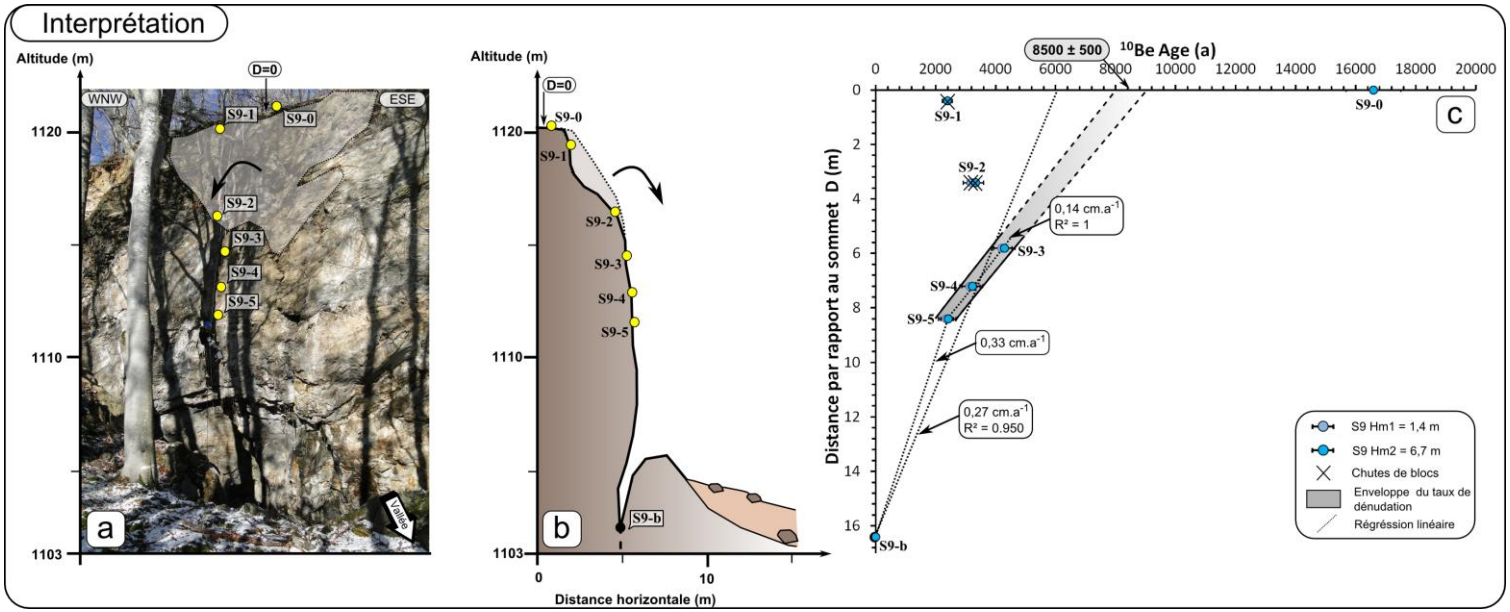


Figure IV-55 Interprétation des résultats obtenus pour l'escarpement S9. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des zones affectées par une activité érosive b) Localisation de ces zones affectées par une activité érosive le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1 c) Représentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interprétation de la cinématique

Escarpement S10

Présentation des résultats

Le profil réalisé à la surface de l'escarpement S10 est composé de 4 échantillons (Figure IV-56a). Pour pouvoir calculer leurs âges d'exposition, un échantillon complémentaire (S10-0) a été collecté au sommet de l'escarpement. Cet échantillon permet d'obtenir des données indispensables à la détermination des âges d'exposition à savoir (1) l'âge de retrait du glacier au sommet de l'escarpement (15,2 ± 0,7 ^{10}Be ka, Figure IV-56b) et (2) le taux de production corrigé de la présence d'un masque morainique de 1,2m (Sm = 0,52). Les âges d'exposition obtenus à partir de ces données varient entre 1,4 ± 0,2 ^{10}Be ka et 1 ± 0,2 ^{10}Be ka (Figure IV-56b). La représentation de ces âges d'exposition en fonction de la distance à la Figure IV-56c ne met pas en évidence de décroissance des âges d'exposition avec l'augmentation de la distance D. Elle montre au contraire des âges d'exposition sensiblement équivalents (la différence entre les âges est comprise dans les barres d'erreurs) et ce quelque soit la distance par rapport au sommet.

Interprétation des résultats

La dénudation progressive d'un escarpement implique un temps d'exposition décroissant de la surface de l'escarpement du sommet vers la base de l'escarpement. Les âges d'exposition des échantillons collectés devraient donc présenter cette décroissance or les âges obtenus à différentes distance D sont quasiment identiques (Figure IV-56b). Dans le cas de la création d'un escarpement cela peut être interprété comme une dénudation quasi instantanée des sept premiers de l'escarpement jusqu'à l'échantillon S10-4 (D= 7,2 m). Pour la partie de l'escarpement comprise entre la base de l'escarpement et l'échantillon S10-4, l'alignement des points implique un taux de dénudation compris entre 0,07 cm.a^{-1} et 0,14 cm.a^{-1}. En traçant l'enveloppe de dénudation passant par les extrémités des barres d'erreurs, il est possible à partir de l'intersection de ses droites avec le sommet de l'escarpement D=0 de déduire l'âge d'initiation. On obtient ainsi un âge de à 1,1 ± 0,4 ^{10}Be ka pour le début de la dénudation. Compte tenu de l'âge d'initiation et de la cinématique de la dénudation supposée (quasi-instantanée sur presque la totalité de l'escarpement), on devrait retrouver pour cet escarpement une surface bien plan et bien conservée. Or l'observation de la surface et du pied de l'escarpement (Figure IV-57a) révèlent de nombreux indices tels qu'une forte rugosité de la surface, des zones en surface présentant une patine clair ou encore la présence de nombreux blocs au pied de l'escarpement suggérant de ce fait une activité érosive importante. Compte tenu de ces observations et des âges d'exposition récents, il nous apparait plus juste d'interpréter ces âges d'exposition comme des âges associés à des chutes de blocs ayant affecté la surface de l'escarpement après sa formation. Un échantillon supplémentaire prélevé à la base de l'escarpement et présentant un âge plus vieux permettrait de valider cette seconde interprétation qui semble la plus réaliste.

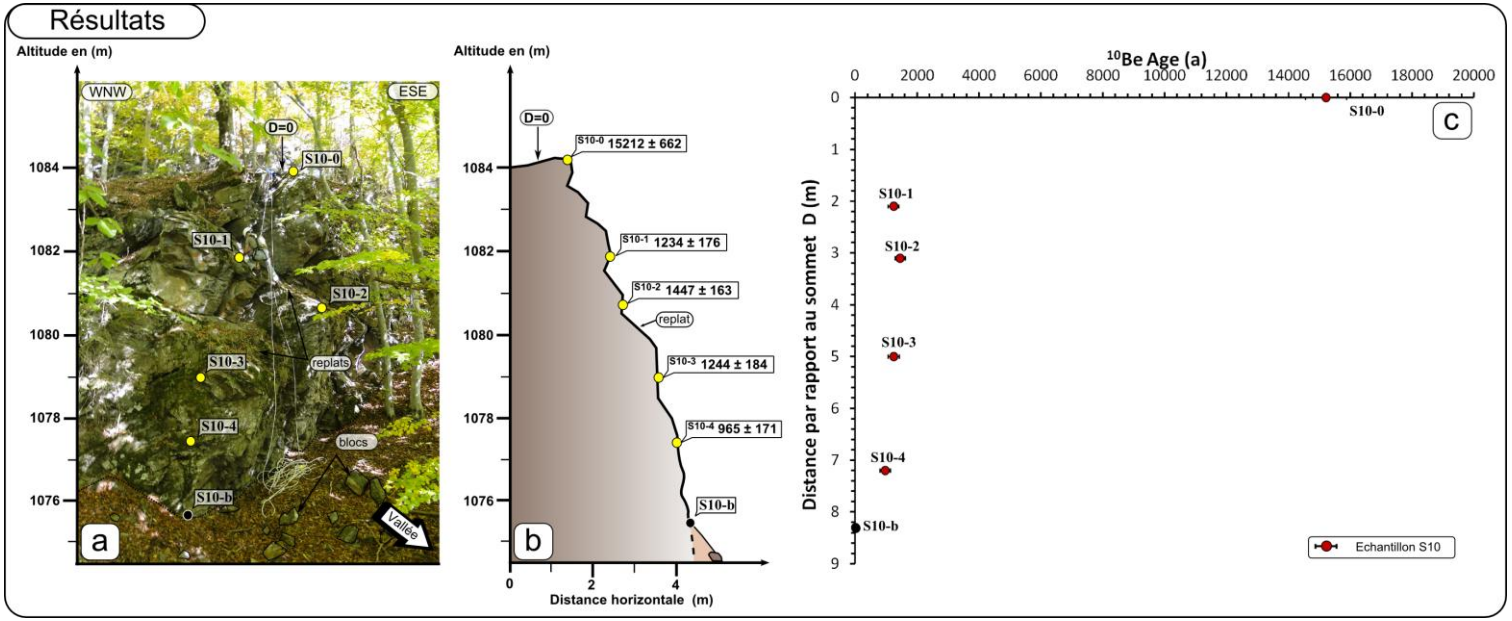


Figure IV-56 Résultats obtenus pour l'escarpement S10. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des échantillons prélevés. b) localisation des échantillons et présentation des âges d'exposition associés sur le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1. c) Présentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement

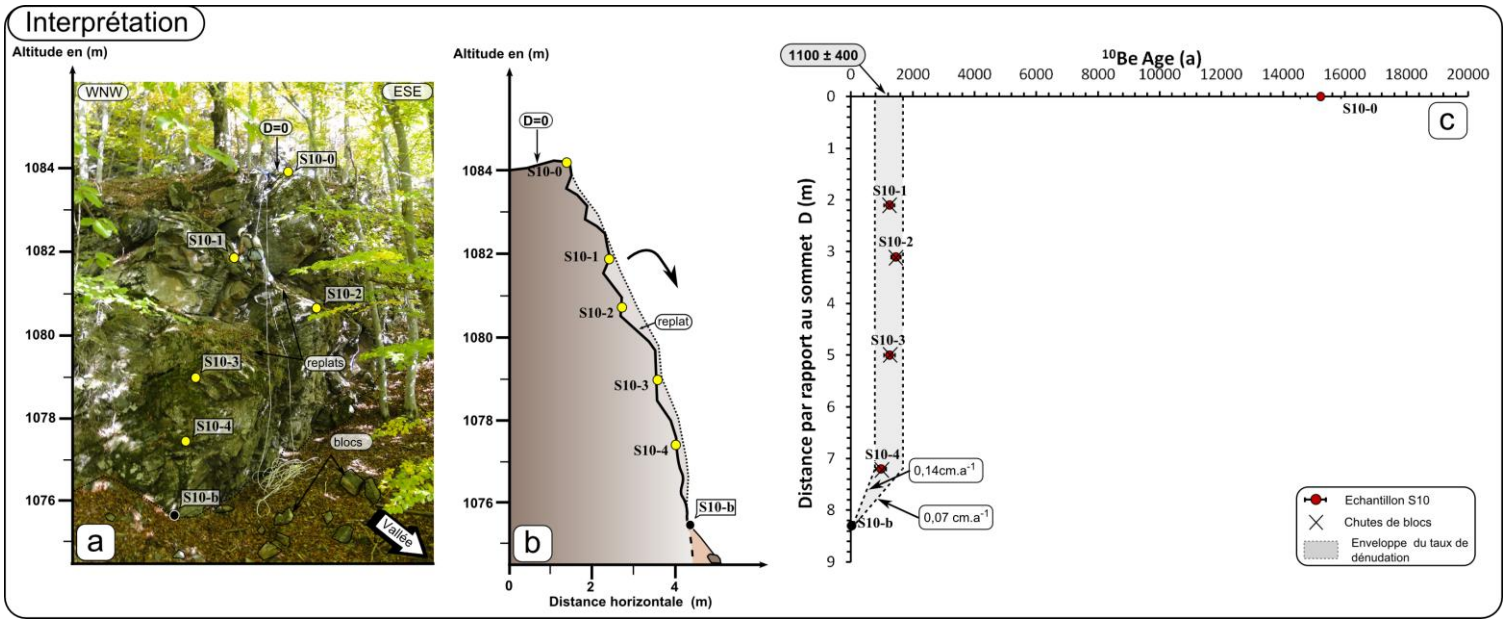


Figure IV-57 Interprétation des résultats obtenus pour l'escarpement S10. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des zones affectées par une activité érosive b) Localisation de ces zones affectées par une activité érosive le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1 c) Représentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interprétation de la cinématique

Escarpement S11

Présentation des résultats

Pour l'escarpement S11 ce sont au total trois échantillons qui ont été collectés. Deux échantillons ont été prélevés à la surface de l'escarpement et un à son sommet. Pour l'échantillon S11-0 prélevé au sommet nous avons déterminé (1) son âge d'exposition 16,1 ± 0,6 ^{10}Be ka qui correspond à l'âge de retrait du glacier du sommet de l'escarpement (2) le taux de production associé auquel nous avons appliqué un facteur correctif Sm de 0,67 correspondant à un masque morainique de 0,7 m d'épaisseur. Avec ces données, les âges d'exposition des échantillons S11-1 (1,8 ± 0,3 ^{10}Be ka) et S11-2 (2 ± 0,3 ^{10}Be ka) ont pu être déterminés. La représentation de ces âges sur le graphique de la Figure IV-58c en fonction de la distance D, met en évidence pour différentes distances D des âges globalement équivalents (la différence entre les âges (0,2 ka) étant comprise dans les barres d'erreur (0,3 ka)).

Interprétation des résultats

Comme pour l'escarpement S10, on retrouve pour l'escarpement S11 des âges d'exposition quasiment identiques pour des distances D différentes. Deux interprétations peuvent donc être proposées (Figure IV-59):

21) Dans le cas d'une dénudation de l'escarpement, celle-ci serait donc instantanée pour les quatre premiers mètres de l'escarpement jusqu'à l'échantillon S11-2 (D = 4,1 m). La partie de l'escarpement comprise entre l'échantillon S11-2 et la base de l'escarpement, serait quant à elle affectée par un taux de dénudation compris entre 0,08 cm.a^{-1} et 0,13 cm.a^{-1}. En traçant l'enveloppe de dénudation passant par les extrémités des barres d'erreurs, l'âge d'initiation peut être déduit comme l'intersection de ses droites avec le sommet de l'escarpement D = 0. La dénudation débuterait donc à 1,8 ± 0,4 ka sur l'escarpement S11.

22) Cependant alors que l'on devrait pour cet escarpement observer une surface bien plan et bien conservée en raison d'un âge d'initiation récent et d'une dénudation instantanée des premiers mètres, l'observation de la surface montre une rugosité importante ainsi que l'absence de patine. Ces observations suggèrent donc plutôt qu'une dénudation, une importante activité érosive (des chutes de blocs) à la surface de l'escarpement. Ces âges d'initiations ne seraient donc pas associés à la dénudation mais aux chutes de blocs qui auraient affecté la surface de l'escarpement après sa formation.

Comme pour l'escarpement S10, c'est cette seconde interprétation qui nous apparait la plus réaliste à la vue des données.

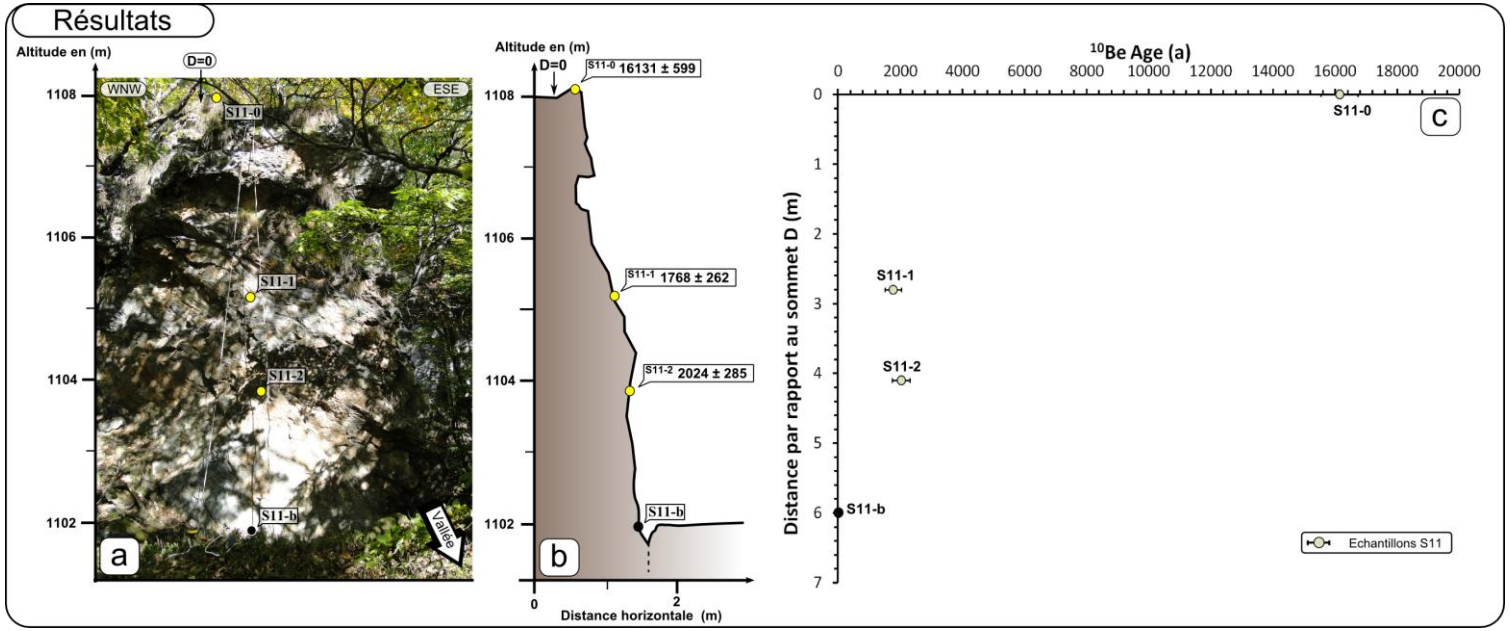


Figure IV-58 Résultats obtenus pour l'escarpement S11. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des échantillons prélevés. b) localisation des échantillons et présentation des âges d'exposition associés sur le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1. c) Présentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement

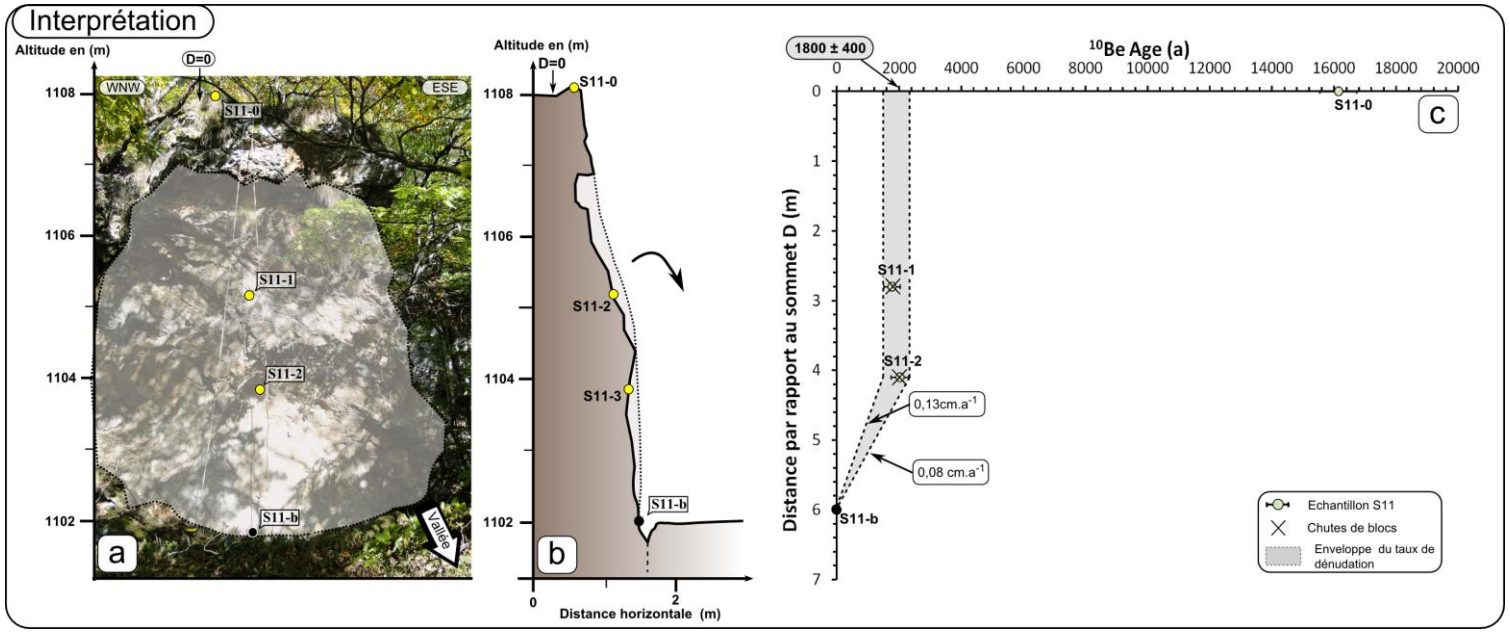


Figure IV-59 Interprétation des résultats obtenus pour l'escarpement S11. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des zones affectées par une activité érosive b) Localisation de ces zones affectées par une activité érosive le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1 c) Représentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interprétation de la cinématique

Escarpement S14

Présentation des résultats

Sur cet escarpement S14 ce sont au total huit échantillons qui ont été prélevés. Pour pouvoir calculer les âges d'exposition des sept échantillons composant le profil vertical réalisé à la surface de l'escarpement (Figure IV-60a), un échantillon S14-0 a été prélevé au sommet de l'escarpement. Cet échantillon ayant été prélevé sur un poli-glaciaire il permet de déterminer l'âge de retrait du glacier au sommet (14,7 ± 0,6 ^{10}Be ka) ainsi que le taux de production (6,13 at.g^{-1}.a^{-1}) corrigé de l'atténuation liée au masque morainique de 0,5 m d'épaisseur laissé lors du retrait du glacier. Connaissant l'âge de retrait du glacier et le taux de production au sommet, les âges d'exposition des échantillons du profil vertical ont pu être déterminés. Les âges obtenus sont compris entre 11 ± 0,5 ^{10}Be ka (S14-3) et 2 ± 0,2 ^{10}Be ka (S14-2). La représentation de ces âges en fonction de la distance D sur la Figure IV-60c ne montre pas de décroissance des âges d'exposition du sommet vers la base de l'escarpement. On observe toutefois pour des groupes d'échantillons : S14-1 et S14-2, S14-3 à S14-5 ou S14-6 et S14-7 et donc des portions d'escarpement une diminution des âges en fonction de la distance D.

Interprétation des résultats

L'interprétation du profil vertical réalisé sur l'escarpement S14 est rendu compliquée en raison de la variation importante des âges d'exposition le long du profil. Toutefois si l'on considère une dénudation progressive et donc une décroissance des âges d'exposition avec la distance D seuls les âges s'inscrivant dans cette dynamique peuvent être conservés. C'est notamment le cas des échantillons S14-3 et S14-6 et S14-7 situés respectivement à 7,8, 22,3 et 23,8 m. Ces échantillons présentent en effet les âges les plus anciens du profil avec 11 ± 0,5 ^{10}Be ka pour S14-3, 8,8 ± 0,5 ^{10}Be ka pour S14-6 et 5,6± 0,4 ^{10}Be ka pour S14-7. Les âges d'exposition des échantillons situés au dessus de S14-3 (D < 7,8 m) devraient donc être supérieurs à 11 ± 0,5 ^{10}Be ka alors que ceux situés entre S14-3 et S14-6 devraient être inférieurs à 11 ± 0,5 ^{10}Be ka et supérieurs à 8,8 ± 0,5 ^{10}Be ka et 5,6± 0,4 ^{10}Be ka. Compte tenu de la disposition des âges S14-3, S14-6 et S14-7 sur le graphique Figure IV-61c, une unique droite de régression linéaire passant par la base de l'escarpement et ces trois points ne peut rendre compte de l'alignement des âges (taux de dénudation 0,11 cm.a^{-1} avec un R² de 0,561) et n'apparait donc pas adéquat pour établir le modèle de dénudation. Deux étapes sont donc proposées pour la dénudation :

23) une première étape de 0 à 22,3 m pour laquelle on retrouve un taux de dénudation de 0,66 cm.a^{-1} (la droite de régression passant par les points S14-3 et S14-6, Figure IV-61c).

24) Une seconde étape de 22,3 m à la base de l'escarpement à 25,9 m. Le taux de dénudation déterminé pour cette partie de l'escarpement à partir de la droite de régression passant par et S14-6, S14-7 et la base de l'escarpement est de 0,04 cm.a^{-1}.

On aurait donc une diminution de la dénudation vers la base de l'escarpement. Pour déterminer l'âge de l'initiation de la dénudation sur cet escarpement, nous avons tracé l'enveloppe de dénudation passant par les extrémités des barres d'erreurs des échantillons S14-3 et S14-6.

L’intersection de ces droites avec le sommet de l’escarpement permet de définir un âge d’initiation de 12,2 ± 0,5 ka.

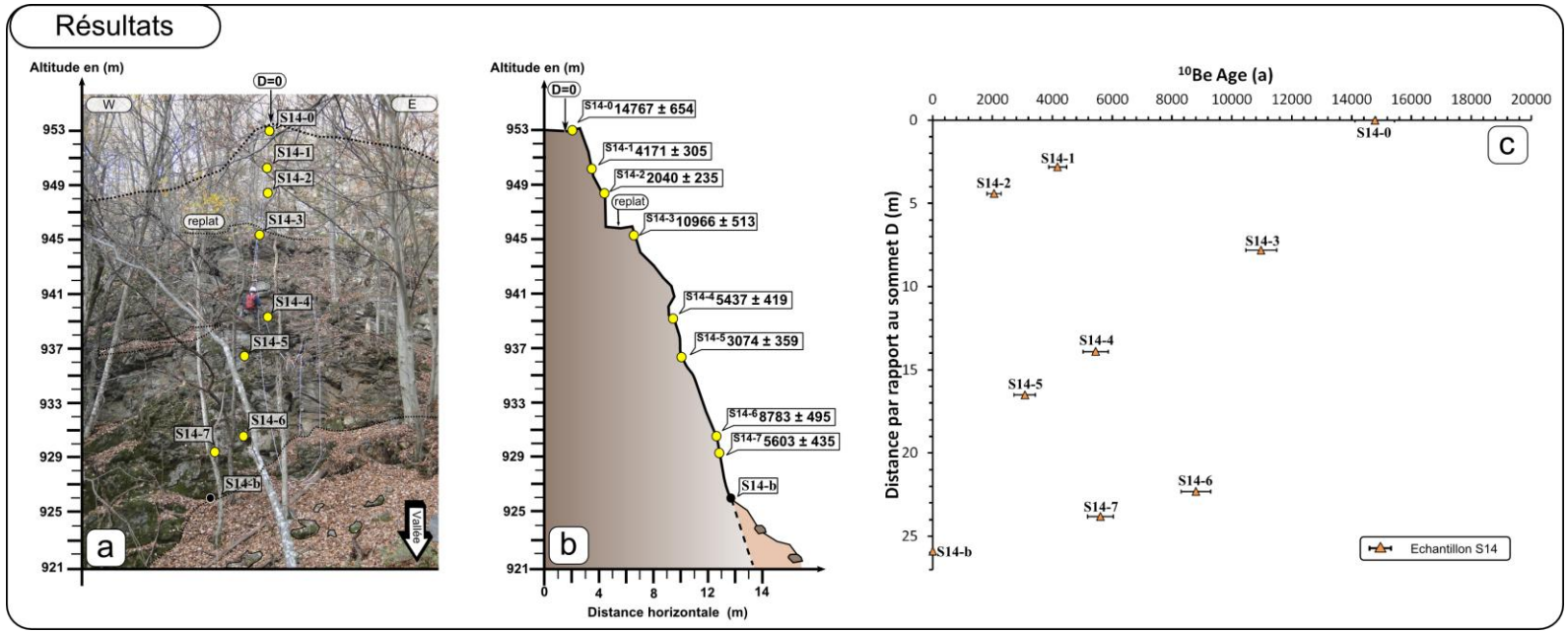


Figure IV-60 Résultats obtenus pour l'escarpement S14. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des échantillons prélevés. b) localisation des échantillons et présentation des âges d'exposition associés sur le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1. c) Présentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement

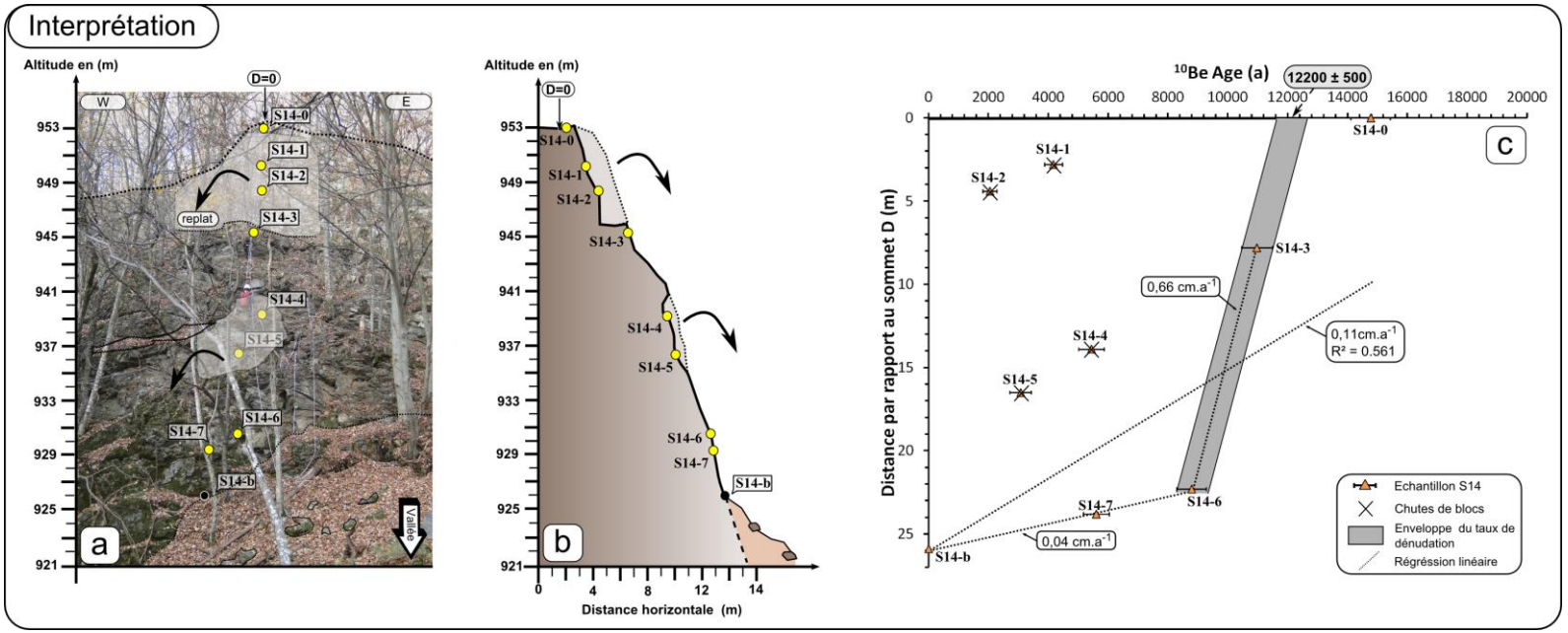


Figure IV-61 Interprétation des résultats obtenus pour l'escarpement S14. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des zones affectées par une activité érosive b) Localisation de ces zones affectées par une activité érosive le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1 c) Représentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interprétation de la cinématique

Escarpement S12 et S15

Modèle d'exposition

Pour les deux deniers escarpements S12 et S15 appartenant à cette catégorie, il est difficile d'établir l'origine gravitaire ou glaciaire. La description de ces escarpements dans le paragraphe IV.3.1.2.1 montre en effet que ces escarpements pourraient être le résultat de l'érosion glaciaire induit par la présence du glacier de la Romanche sur le versant de Séchilienne. Ces escarpements correspondraient alors au flanc abrupt d'un sillon glaciaire. Selon l'origine de l'escarpement les âges d'exposition des échantillons des profils S12 et S15 pourraient donc être liés à la formation de l'escarpement ou au retrait du glacier le long de celui-ci. Il est donc important d'intégrer cette information dans le modèle d'exposition à appliquer pour décrire correctement la production de ^{10}Be dans les échantillons prélevés à la surface de ces escarpements. Dans le cas d'un escarpement gravitaire le modèle d'exposition à appliquer pour décrire la production de ^{10}Be dans un échantillon prélevé à la surface de l'escarpement correspond au modèle à la Figure IV-62 (présenté en détail au paragraphe IV.5.1). Pour un échantillon prélevé à la surface d'un escarpement progressivement exposé par le retrait du glacier, un nouveau modèle d'exposition (modèle b, Figure IV-62) est proposé pour décrire la production de ^{10}Be dans celui-ci. Comme pour le modèle a pour ce modèle b la production de ^{10}Be dans l'échantillon (Si-0) en surface ou (Si-n) situé à la profondeur (Di) par rapport au sommet de l'escarpement ne démarre qu'après le retrait (t_g) du glacier. Pour l'échantillon situé en profondeur cette production va être atténuée par l'épaisseur (D) de roche traversée mais également par le masque présent au sommet de l'escarpement mis en place lors du retrait du glacier et progressivement érodé jusque l'actuel (t=0). Entre la déglaciation (t_{gt}) au sommet de l'escarpement et l'exposition de la surface de l'escarpement échantillonné par le retrait progressif du glacier (t_{gs}) une concentration C_0 en ^{10}Be va s'accumuler dans l'échantillon. Pour cela on admet que compte tenu de l'épaisseur de glace en jeu, le rôle du glacier présent à la surface de l'escarpement (modèle b) sur l'atténuation du rayonnement cosmique serait analogue à celui du compartiment aval (modèle b) qui va progressivement s'affaisser. Comme pour le modèle a cette concentration C_0 est donc donnée par l'équation (4-37) sachant que les âges t_g (déglaciation) et t_d (déstabilisation gravitaire) dans cette équation sont remplacés par t_{gt} et t_{gs} qui correspondent respectivement à l'âge de retrait du glacier du sommet de l'escarpement et à l'âge du retrait du glacier de la surface de l'escarpement. Après le retrait du sommet de l'escarpement (t_{gt}), le glacier va progressivement se retirer de la surface de l'escarpement. La concentration en ^{10}Be qui va s'accumuler jusqu'à l'actuel dans l'échantillon Si-n résulte alors d'une double contribution C1 et C2 données par les équations (4-38) et (4-39). Dans ces équations l'âge t_d est remplacé par t_{gs}. La concentration mesurée dans les échantillons prélevés à la surface d'escarpements d'origine glaciaire (Cs) correspondrait donc aux concentrations résultant des trois contributions différentes à avoir C0, C1 et C2 (4-40). Connaissant l'âge de la déglaciation (t_g), déterminé dans le paragraphe IV.4.4.2.3 à partir de (1) la concentration mesurée dans les échantillons Si-0 prélevés sur les paléo-surfaces glaciaires situées au sommet des escarpements ou de (2) l'équation (4-33) lorsque qu'aucun échantillonnage n'a pu être réalisé au sommet de l'escarpement, il est donc possible à partir de l'équation (4-40) de déterminer l'âge de retrait du glacier t_{gs}. Dans ce modèle d'exposition (modèle b) le glacier à la surface de l'escarpement

va donc jouer le même rôle que le compartiment aval dans le modèle a qui s'affaisse lors de la déstabilisation. Ainsi que ce soit le modèle d'exposition a ou b qui est appliqué aux échantillons les âges d'expositions calculés seront les mêmes. Ils seront cependant associés selon le modèle ou à la déstabilisation ou au retrait du glacier.

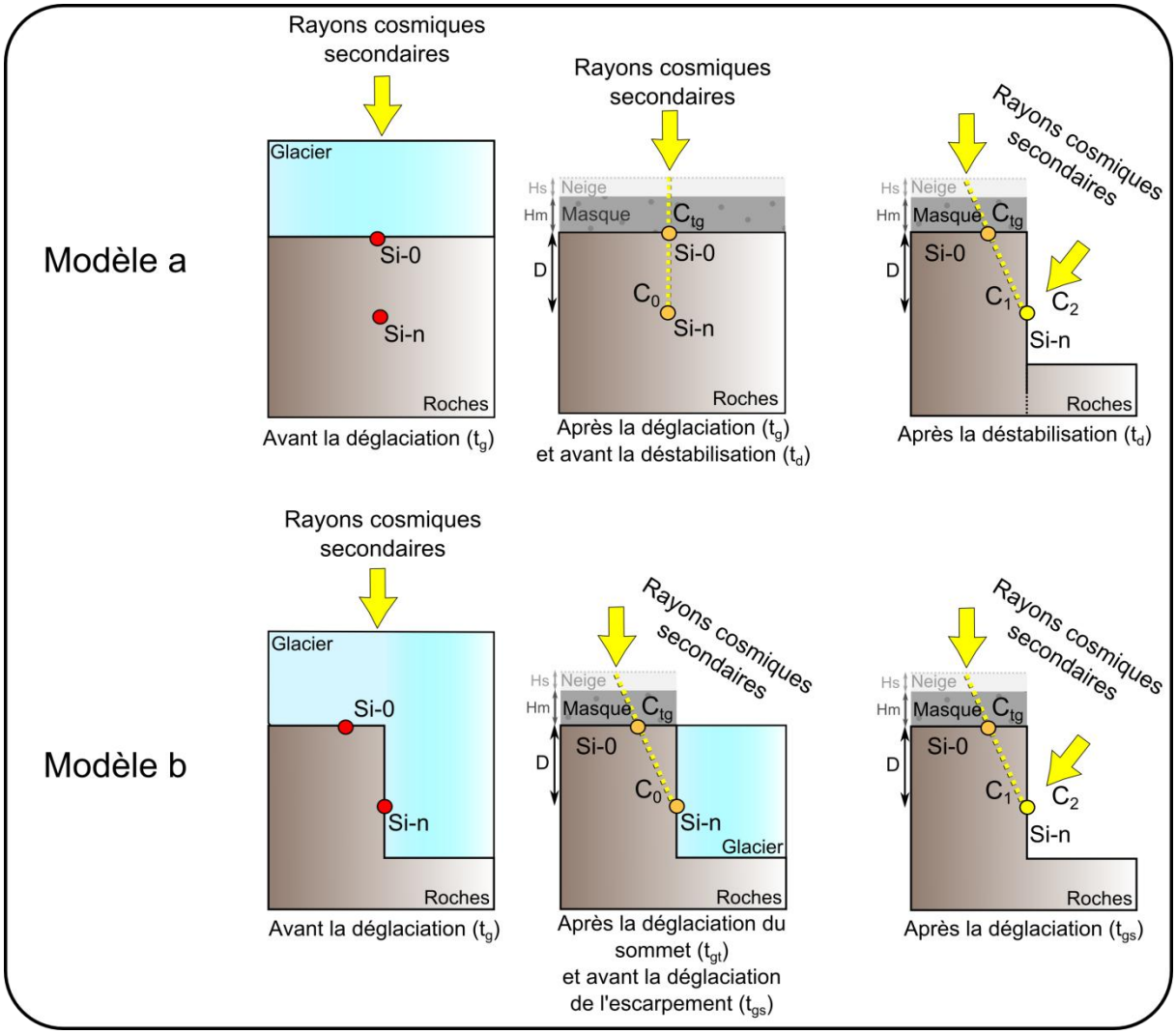


Figure IV-62 Modèle d'exposition pour le calcul des âges d'exposition des échantillons prélevés sur l'escarpement S15. a) modèle d'exposition gravitaire b) modèle d'exposition lié au retrait du glacier.

Présentation des résultats de l'escarpement 12

Le profil vertical (S12) réalisé sur cet escarpement est composé de 2 échantillons S12-1 et S12-2 (Figure IV-64a). L'âge de retrait du glacier et le taux de production au sommet de l'escarpement indispensables pour le calcul des âges d'exposition de ces échantillons ont été déterminés à partir de l'échantillon S12-0 prélevé au sommet de l'escarpement. Ainsi avec un retrait du glacier déterminé à 16,4 ± 0,6 ^{10}Be ka et un taux de production de 5,08 at.g^{-1}.a^{-1} corrigé de l'atténuation lié à un masque morainique de 1,0 m d'épaisseur on obtient pour les échantillons S12-1 et S12-2 les âges d'exposition respectif 8,0 ± 0,5 ^{10}Be ka et 5,4 ± 0,6 ^{10}Be ka (Figure IV-64b). La représentation de ces âges en fonction de la distance D (Figure IV-64c) montre une diminution des âges avec l'augmentation de la distance D.

Interprétation des résultats de l'escarpement S12

La présence à gauche de l'escarpement d'une surface lisse et régulière caractéristique d'une surface polie par l'écoulement du glacier suggère pour cet escarpement une origine glaciaire (Figure IV-63a). Comme dans le cas d'une dénudation progressive d'un escarpement, les âges d'exposition liés au retrait du glacier le long de l'escarpement doivent également présentés une décroissance du sommet vers la base de l'escarpement. Bien qu'une décroissance soit bien observée à la Figure IV-63c pour les âges d'exposition des échantillons S12-1 et S12-2, la représentation sur cette même figure du retrait du glacier le long de l'escarpement calculé à partir de l'âge de retrait du glacier au sommet (S12-0 = 16,4 ± 0,6 ka) et du taux de dénudation déterminé au paragraphe IV.4.1 (0,026 $m.a^{-1}$) montre que ces âges (S12-1 = 8,0 ± 0,5 ^{10}Be ka et S12-2 = 5,4 ± 0,6 ^{10}Be ka) sont trop jeunes pour pouvoir être associés au retrait du glacier. En effet le retrait du glacier le long de l'escarpement étant compris entre 16,4 ± 0,6 ^{10}Be ka (retrait au sommet) et 16,1 ± 0,6 ka (retrait à la base de l'escarpement), des âges d'exposition proches de ces âges de retrait sont donc attendus pour les échantillons S12-1 et S12-2. Pour expliquer les différences de plusieurs milliers d'année entre les âges de retrait et d'exposition, l'hypothèse d'un rajeunissement des surfaces échantillonnées induit par une activité érosive post-retrait du glacier à la surface de l'escarpement peut être proposée. L'observation des surfaces de l'escarpement sur lesquelles ont été prélevés les échantillons S12-1 et S12-2 révèlent effectivement des signes caractéristiques (rugosité et patine peu importante voir absente) d'une activité érosive post-retrait du glacier (Figure IV-63a et b).

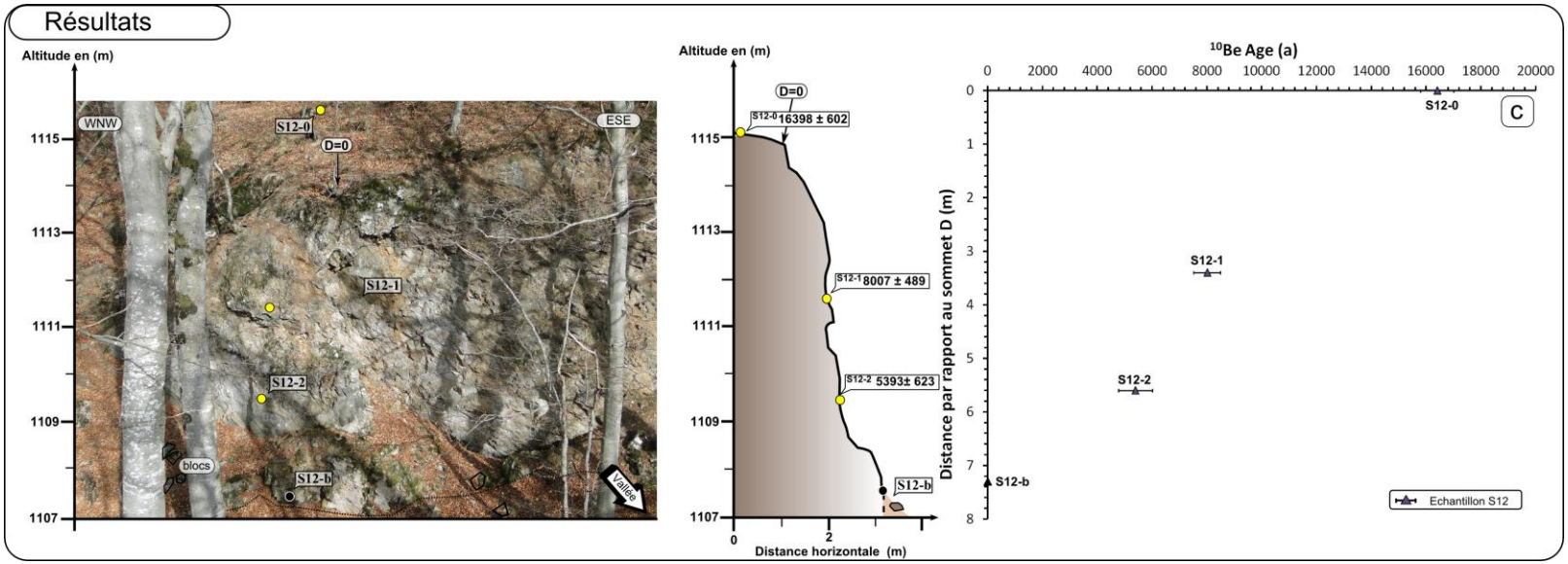


Figure IV-64 Résultats obtenus pour l'escarpement S12. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des échantillons prélevés. b) localisation des échantillons et présentation des âges d'exposition associés sur le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1. c) Présentation des âges

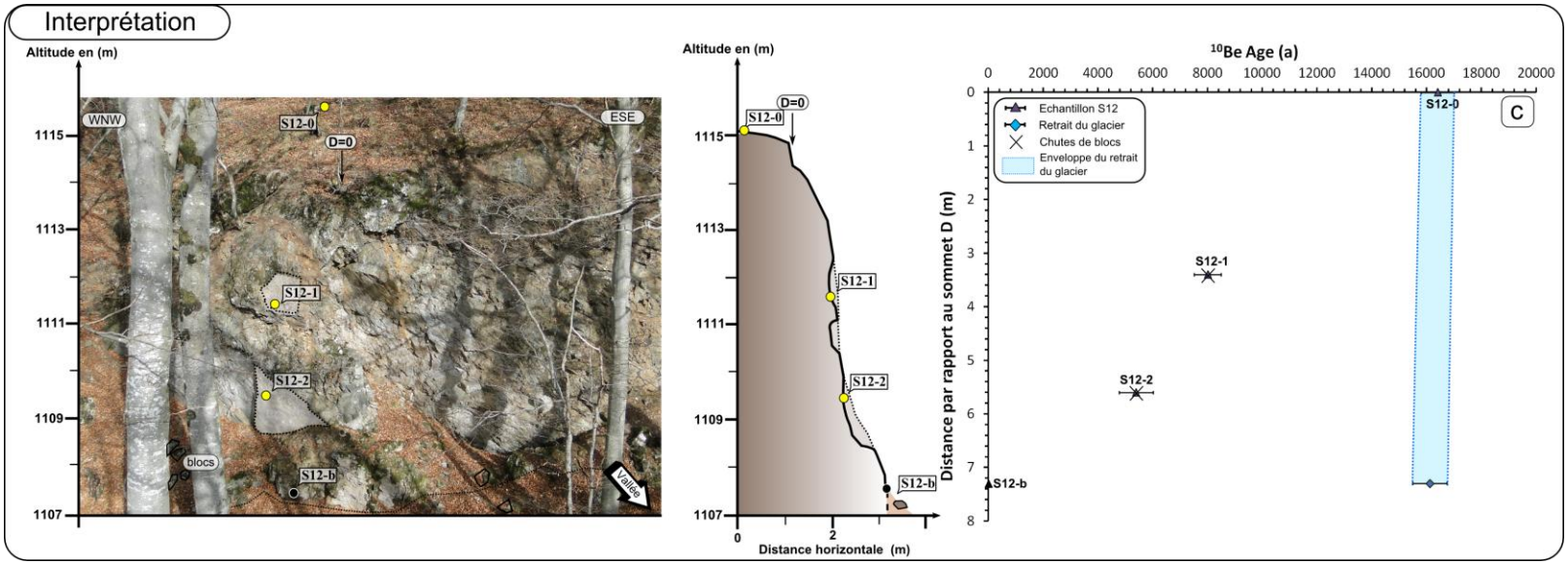


Figure IV-63 Résultats obtenus pour l'escarpement S12. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des échantillons prélevés. b) localisation des échantillons et présentation des âges d'exposition associés sur le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1. c) Présentation des âges

Présentation des résultats de l'escarpement 15

Pour l'escarpement S15 aucun échantillon n'a été prélevé au sommet de l'escarpement. Pour déterminer (1) l'âge de retrait du glacier (t_g) et (2) le taux de production au sommet de l'escarpement tout deux indispensables au calcul de l'âge d'exposition des échantillons collectés à la surface de l'escarpement nous avons :

25) appliqué l'équation (4-33), connaissant l'altitude du sommet de l'escarpement S15 (1035m) et le taux de dénudation du glacier (0,434 ± 0,1 $m.a^{-1}$, paragraphe IV.4.1)

26) défini selon l'altitude et la latitude et les effets de masque géomorphologiques (St) et de neige (Ss) le taux de production au sommet de l'escarpement

On obtient ainsi pour t_g un âge de 14,8 ± 0,6 ka et pour le taux de production au sommet une valeur de 8,94 $at.g^{-1}.a^{-1}$. Les âges d'exposition obtenus pour les 3 échantillons collectés (Figure IV-65a) avec ces paramètres sont compris entre 14,8 ± 0,6 ^{10}Be ka (S15-3) et 10,8 ± 0,6 ^{10}Be ka (S15-2) (Figure IV-65b). La représentation de ces âges en fonction de la distance D sur la Figure IV-65c ne montre pas de décroissance du sommet vers la base de l'escarpement.

Interprétation des résultats de l'escarpement S15

L'origine gravitaire ou glaciaire est pour cet escarpement difficile à établir. Cependant que ce soit pour des âges d'exposition liés à la formation d'un escarpement ou au retrait du glacier le long de l'escarpement, une décroissance des âges d'exposition du sommet vers la base de l'escarpement est attendue. Or comme nous pouvons le voir à la Figure IV-65c l'âge le plus vieux est obtenu pour l'échantillon S15-3 prélevé à la distance (D) la plus importante. Les surfaces sur lesquelles ont été échantillonnées S15-1 et S15-2 ont donc probablement subit un rajeunissement résultant de l'activité érosive à leur surface après exposition. Seul l'échantillon S14-3 peut donc être exploité. Sur la Figure IV-66c nous avons également représenté le retrait du glacier le long de l'escarpement. Ce retrait compris entre 14,8 ± 0,6 ka (retrait au sommet) et 14,7 ± 0,6 ka (retrait à la base de l'escarpement) a été calculé à partir de l'âge de retrait du glacier au sommet de l'escarpement (14,8 ± 0,6 ka déterminé avec l'équation 4-33) et du taux de dénudation déterminé au paragraphe IV.4.1 (0,434 ± 0,1 $m.a^{-1}$). On remarque ainsi que l'âge d'exposition déterminé pour l'échantillon S15-3 (14,8 ± 0,6 ^{10}Be ka) à D = 14 m est bien compris dans l'enveloppe de retrait du glacier. Il apparait donc peut probable que cet âge d'exposition soit lié à la formation d'un escarpement car cela impliquerait que cette portion de l'escarpement S15 a été exposée et donc dénudée alors que le glacier était encore présent à cette altitude. L'âge d'exposition obtenu pour l'échantillon S15-3 semble donc cohérent avec le retrait du glacier de cette portion de l'escarpement formée par érosion glaciaire.

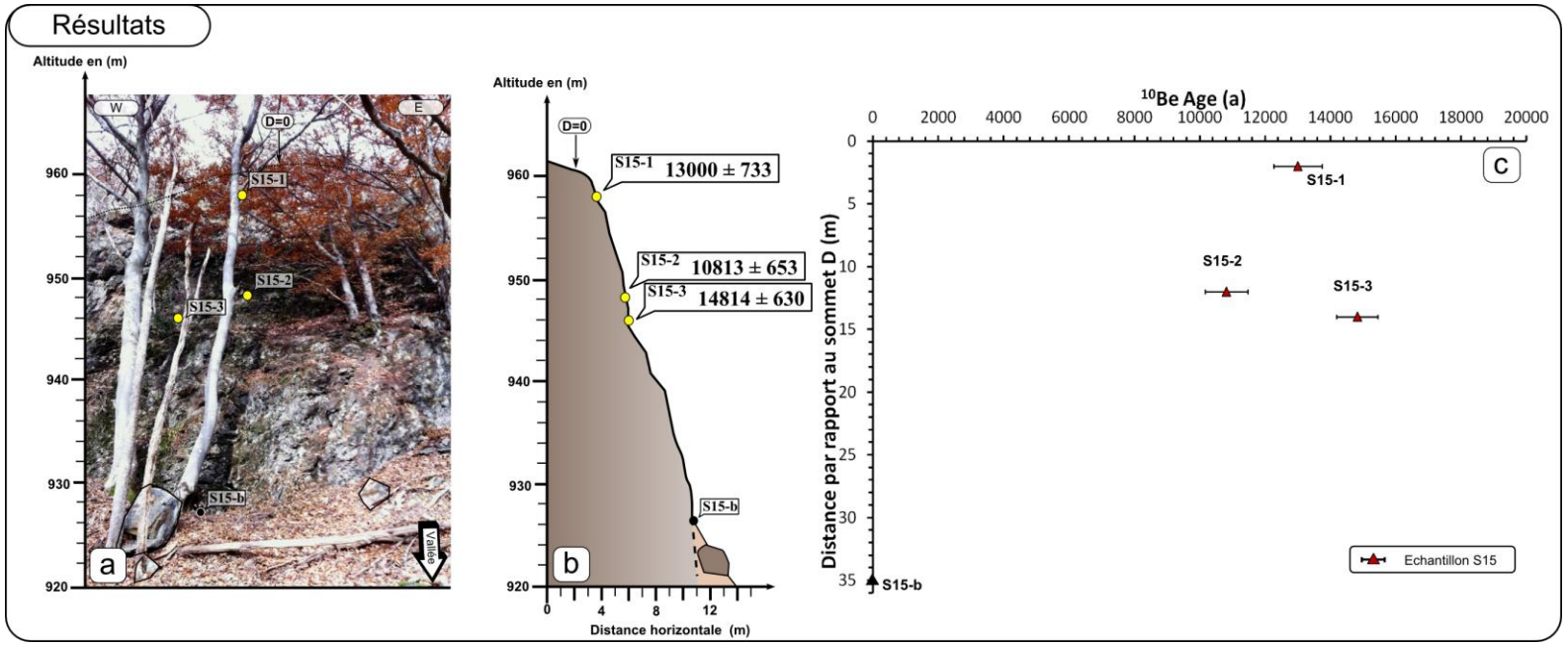


Figure IV-65 Résultats obtenus pour l'escarpement S15. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des échantillons prélevés. b) localisation des échantillons et présentation des âges d'exposition associés sur le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1. c) Présentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement

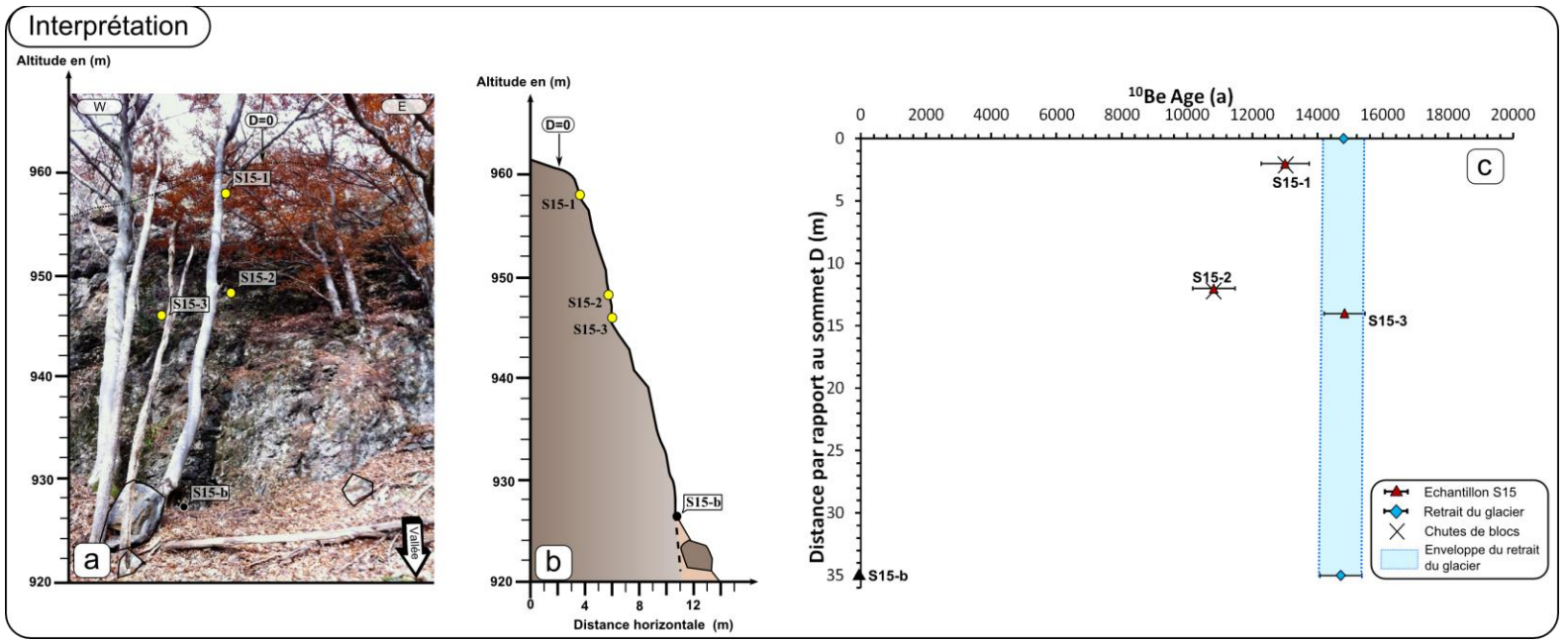


Figure IV-66 Résultats obtenus pour l'escarpement S15. a) Photographie de l'escarpement avec la localisation des échantillons prélevés. b) localisation des échantillons et présentation des âges d'exposition associés sur le profil de l'escarpement à l'échelle 1/1. c) Présentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et des âges de retrait au sommet et à la

Interprétation et cinématique des escarpements : S9-S12 et S14-S15

Cette catégorie regroupe six escarpements internes S9 à S12 et S14 à S15 localisés sur la Figure IV-67a. Ces escarpements globalement exposés Sud sont situés à différentes altitudes dans la zone 1. Ils se répartissent entre la base de l'escarpement sommital pour les escarpements S9 et S12 jusqu'à la limite entre la zone 1 et 2 au niveau de la grande Combe pour les escarpements S14 et S15. Pour chacun de ces escarpements un profil vertical a été réalisé. Après avoir analysé et interprété individuellement chacun de ces profils dans les paragraphes précédents, une analyse et une interprétation pour l'ensemble de ces profils sont ici proposées. Pour cela nous avons reporté en fonction de la distance au sommet sur la Figure IV-67b, l'ensemble des âges d'exposition obtenus pour les différents profils ainsi que les informations sur le taux de dénudation et l'âge d'initiation de la dénudation lorsqu'elles ont pu être déterminées. Ce sont donc au total 23 échantillons qui ont été prélevés et qui sont présentés à Figure IV-67b. Bien qu'un soin particulier a été apporté à la sélection des escarpements et des surfaces échantillonnés, l'analyse et l'interprétation effectuées pour chacun de ces profils ont mis en évidence un nombre important d'échantillons (17 échantillons sur 23 soit 74% des échantillons) dont l'âge d'exposition ne peut être associé à la dénudation car :

- d'une part l'origine de l'escarpement échantillonné n'est pas gravitaire mais glaciaire. C'est notamment le cas des escarpements S12 et S15 pour lesquels cinq échantillons (2 pour S12 et 3 pour S15) ont été prélevés.

- les échantillons ont été prélevés sur des surfaces rajeunies par des chutes de blocs et non sur des surfaces exposées par la déstabilisation. Selon l'escarpement cette activité érosive post-dénudation apparait de façon plus ou moins importante. Ainsi pour les escarpements S9 et S14 ce sont environ 40% (2 échantillons sur 5 pour S9 et 3 échantillons sur 7 pour S14) des surfaces échantillonnées qui ont été affectées par une activité érosive post-dénudation alors que pour les escarpements S10, S11 (Figure IV-67b) ce sont 100% des surfaces échantillonnées qui ont été affectées.

Dans le cas d'un escarpement glaciaire l'exposition de sa surface n'est donc pas induite par l'affaissement progressif du compartiment rocheux aval mais par le retrait progressif du glacier le long de celui. Les âges d'exposition attendus pour les escarpements S12 et S15 devraient donc être proches de ceux du retrait du glacier le long de leur surface (Figure IV-67b) or les âges d'exposition obtenus pour les échantillons prélevés sur ces escarpements sont pour la majorité trop jeunes. Seul l'un des trois échantillons prélevés sur l'escarpement S15 (Figure IV-67b, retrait glacier) présente un âge (14,8 ± 0,6 ^{10}Be ka) pouvant être associé au retrait du glacier le long de cet escarpement (14,8 ± 0,6 ka au sommet et 14,7 ± 0,6 ka à la base de l'escarpement). Pour les autres échantillons, les âges d'exposition trop récents impliquent que les surfaces sur lesquelles ils ont été échantillonnées ont subit un rajeunissement résultant de l'activité érosive qui a affecté ces surfaces après exposition. Il est donc impossible d'établir le modèle de dénudation et de définir l'âge d'initiation de la dénudation pour ces escarpements glaciaires S12 et S15 mais également pour les escarpements gravitaires S10 et S11.

En effet pour les escarpements S10 et S11, l'activité érosive est trop importante rendant ainsi impossible l'établissement du modèle de dénudation et donc la détermination de l'âge d'initiation. Les âges d'exposition obtenus pour ces escarpements permettent toutefois de dire que l'initiation de la dénudation est antérieure à 1,1 ± 0,4 ^{10}Be ka pour S10 et 1,8 ± 0,4 ^{10}Be ka pour S11. Pour les escarpements S9 et S14 bien que de nombreuses surfaces échantillonnées ont été rajeunies par des chutes de blocs, un modèle de dénudation et des âges d'initiation ont pu être définis pour ces escarpements. Pour l'escarpement S9, la droite de régression et l'enveloppe de dénudation passant par les âges d'exposition des 3 échantillons représentatif de la dénudation permet de déterminer un taux de dénudation de 0,14 cm.a^{-1} et un âge d'initiation de 8,5 ± 0,5 ^{10}Be ka. Pour l'escarpement S14 on détermine un taux de dénudation de 0,66 cm.a^{-1} et un âge d'initiation de 12,2 ± 0,5 ^{10}Be ka. Bien que les valeurs de la dénudation sont différentes pour chacun des escarpements (environ 4 fois moins importants pour S9 par rapport à S14), celle-ci apparait pour chacun d'eux continue depuis son initiation sur ces escarpement jusqu'à l'actuel. L'évolution des âges d'exposition pour ces escarpements impliquent toutefois pour chacun d'eux une variation du taux de dénudation au cours du temps :

- pour l'escarpement S9 cette variation correspondrait à une augmentation du taux de dénudation passant ainsi de 0,14 cm.a^{-1} pour la première partie de l'escarpement (0 à 8,4 m) à 0,33 cm.a^{-1} (soit plus du double) pour la seconde partie de l'escarpement (8,4 à 16,4 m). L'absence d'échantillon dans la seconde partie de l'escarpement ne permet cependant pas de confirmer et contraindre temporellement cette augmentation qui se produirait après 2,4 ± 0,2 ^{10}Be ka (âge de l'échantillon prélevé le plus bas dans l'escarpement).

- Contrairement à l'escarpement S9 pour l'escarpement S14 cette variation du taux de dénudation correspondrait à une diminution de la dénudation. Pour l'escarpement S14 le taux de dénudation diminuerait d'un facteur 16, passant de 0,66 cm.a^{-1} pour les 22 premiers mètres de l'escarpement à 0,04 cm.a^{-1} pour les 4 deniers mètres. L'échantillon prélevé dans les 4 dernier mètres à la base de l'escarpement permet ainsi de confirmer cette variation du taux dénudation et de contraindre cette variation à 8,8 ± 0,5 ^{10}Be ka (échantillon à l'intersection entre les 2 droites de régression).

En plus des valeurs de la dénudation pour ces 2 escarpements, les âges d'initiation ont également été déterminés. On obtient ainsi pour l'escarpement S14 un âge d'initiation de 12,2 ± 0,5 ^{10}Be ka (S14) révélant une initiation plus ancienne de la dénudation pour cet escarpement par rapport à celle de l'escarpement S9 déterminée à 8,5 ± 0,5 ^{10}Be ka. Ces escarpements localisés à différentes altitudes dans le versant (Figure IV-67a), permettent d'avoir une vision de la chronologie d'initiation de la dénudation dans le versant. Pour mettre en évidence cette chronologie, une coupe passant par l'escarpement sommital et les escarpements majeurs S9 et S14 (supérieure à 15 m) et les escarpements intermédiaires S10 et S11 est tracée. Cette coupe présentée à la Figure IV-67c met en évidence des âges d'initiation plus anciens que celui de l'escarpement sommital pour les profils S14 et S9 mais également décroissant avec la distance D. En effet plus l'on se rapproche du Mont-Sec, plus l'âge d'initiation est jeune : S14 = 12,1 ± 0,3 ^{10}Be ka > S9 = 8,5 ± 0,5 ^{10}Be ka > l'escarpement sommital = 6,4 ± 1,4 ^{10}Be ka. La déstabilisation aurait donc démarré en milieu de versant au niveau

de la grande Combe, puis se serait progressivement propagée de façon rétrograde vers le sommet du Mont Sec. Cette hypothèse est notamment renforcée par le fait qu'actuellement un escarpement est en cours de formation à l'arrière de l'escarpement sommital (Figure IV-67c). Cette chronologie ne semble cependant concernée que les escarpements majeurs qui prendraient naissance sur des structures tectoniques héritées et persistances (de grande extension) impliquant un contrôle de ces structures sur la déstabilisation.

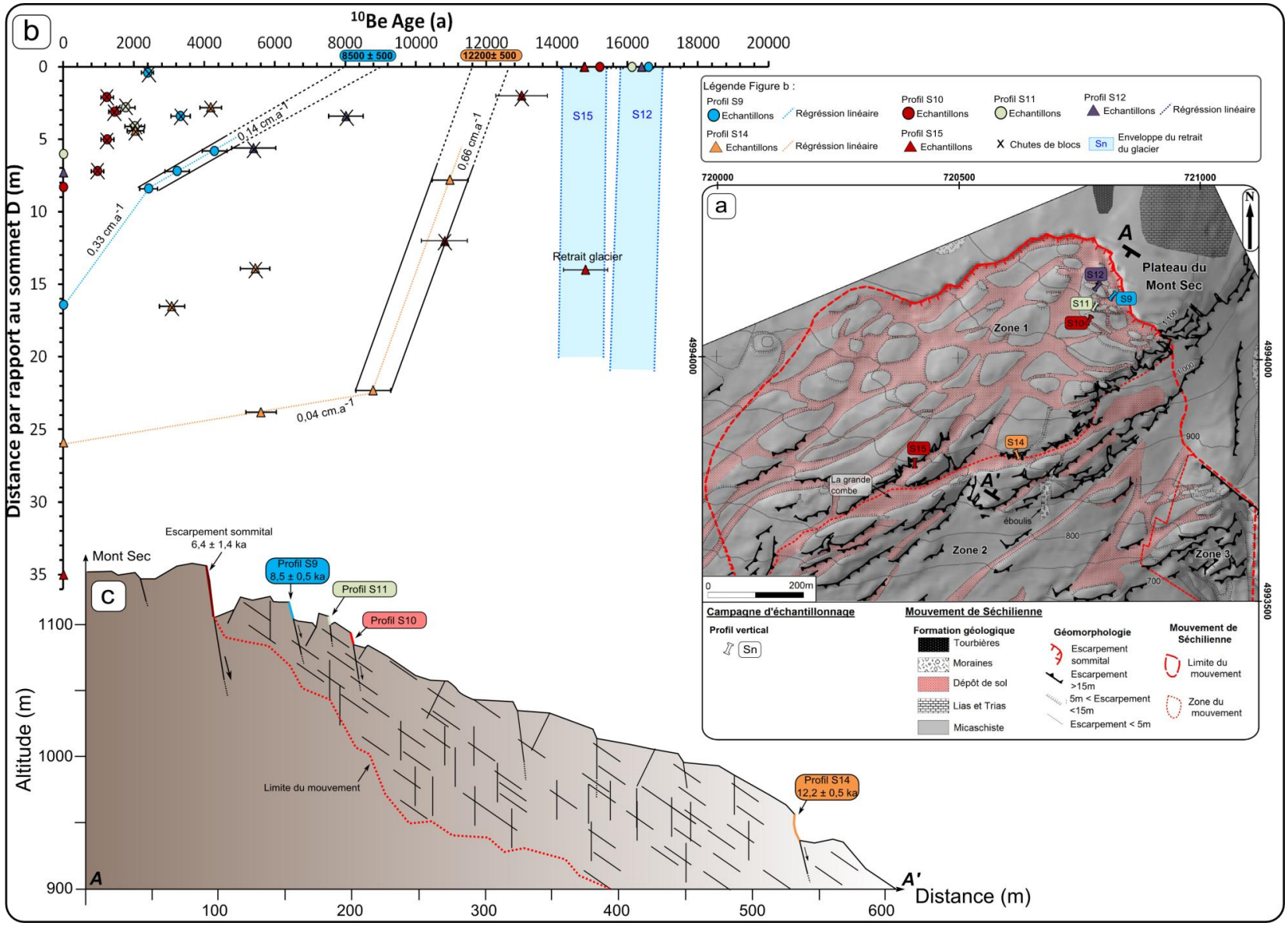


Figure IV-67 a) Localisation des profils verticaux échantillonnés b) Représentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interprétation de la cinématique de dénudation de l'escarpement. c) coupe AA' passant par l'escarpement sommital les profils échantillonnés S9, S11, S10 et S14, avec la localisation des escarpements échantillonnées et leur âge d'initiation.

IV.5.1.1.4 Synthèse et discussion pour l'ensemble des profils verticaux.

Afin de confronter et synthétiser les informations obtenues pour les 12 profils verticaux échantillonnés à la limite et dans le mouvement de Séchilienne et celles obtenues par *Le Roux et al*, [2009] sur l'escarpement sommital (Figure IV-68a), nous avons sur un même graphique (Figure IV-68b) représenté en fonction de la distance au sommet de l'escarpement les âges d'exposition, les âges d'initiation et les taux de dénudation. Les âges d'exposition obtenus pour les échantillons prélevés sur des surfaces rajeunies par des chutes de blocs et ne pouvant donc pas être associés à la dénudation de l'escarpement sont marqués à la Figure IV-68b par une croix. Ainsi sur un total de 50 échantillons collectés pour l'ensemble des profils verticaux, ce sont 25 à 26 échantillons (selon le masque utilisé pour l'escarpement S5) soit 52% des échantillons prélevés qui ont été échantillonnés sur des surfaces qui à posteriori se sont avérées être affectées par des chutes de blocs qui ont eu lieu après la dénudation ou après le retrait du glacier dans le cas des escarpements S12 et S15. Ce pourcentage élevé révèle l'importance de l'activité érosive sur ces surfaces exposées. Une activité qui démarre dés le retrait du glacier (exemple pour l'échantillon S15-1 daté à 13, 0 ± 0,7 ^{10}Be ka) et qui se maintient jusqu'à l'actuel avec toutefois des périodes où elle est nettement plus importante. C'est notamment le cas entre 1,0 ka et 2,0 ka où l'on peut recenser plus de la moitié des chutes de blocs (14 échantillons sur les 26 échantillons affectés par des chutes de blocs). Cette activité érosive s'avère également d'autant plus importante que l'on s'éloigne des bordures du mouvement. On observe en effet un pourcentage (69,5%) plus important de chute de blocs pour les six escarpements internes (S9 à S12 et S14-S15) (16 échantillons sur 23) par rapport aux six escarpements en bordure du mouvement (S4-S8 et S13) (8 à 10 échantillons sur 27) où le pourcentage est de 30 à 37 %. Cette distribution spatiale et temporelle de l'activité érosive montre ainsi la difficulté malgré le soin apporté à la sélection et à l'échantillonnage de trouver des surfaces préservées de l'érosion. Parmi les cinquante échantillons collectés, cinq échantillons l'ont été sur des surfaces appartenant à des escarpements d'origine glaciaire (S12 et S15). Bien que la majorité de ces surfaces ont été affectées par une érosion post exposition pour l'une d'elles l'échantillon prélevé a pu être compte tenu de son âge d'exposition (14,8 ± 0,6 ^{10}Be ka) associé au retrait du glacier le long de cet escarpement (retrait entre 14,8 ± 0,6 ka (au sommet) et 14,7 ± 0,6 ka (à la base de l'escarpement)). Sur l'ensemble des échantillons collectés ce sont donc seulement vingt-quatre échantillons qui ont pu être utilisés pour déterminer les taux de dénudations et les âges d'initiations pour huit des douze escarpements échantillonnés (Figure IV-68b). Ces nouvelles données viennent donc s'ajouter à celles obtenues sur l'escarpement sommital (Figure IV-68b) par *Le Roux et al*, en 2009. Sur la base de ces âges d'exposition représentés par l'enveloppe de dénudation sur la Figure IV-68b *Le Roux et al,* [2009] ont suggéré une initiation de la déstabilisation ente 5 et 7,8 ^{10}Be ka. Des âges d'initiations plus anciens ont cependant été obtenus pour trois escarpements S4 (8,4 ± 0,4 ^{10}Be ka), S9 (8,5 ± 0,5 ^{10}Be ka) et S14 (12,2 ± 0,5 ^{10}Be). L'initiation de la déstabilisation est donc plus ancienne que celle précédemment suggérée. Elle est également localisée plus bas dans le versant et non au sommet du Mont-Sec. Des âges de dénudation supplémentaires issus d'échantillons collectés à proximité du sommet de ces escarpements seraient cependant nécessaires pour conforter les âges d'initiation déterminés. Toutefois les âges d'exposition obtenus pour certains des échantillons du profil S14 ne laissent aucun

doute sur une initiation plus ancienne de la dénudation sur cet escarpement que celle sur l'escarpement sommital (Figure IV-68b).

En considérant l'ensemble des données obtenues pour ce travail sur les profils verticaux une nouvelle chronologie de l'initiation de la déstabilisation dans le versant ainsi qu'un modèle de son évolution jusqu'à l'actuel peuvent être proposés. Sur la Figure IV-68a le chiffre présenté devant le nom du profil vertical indique l'ordre d'apparition des escarpements depuis 12,2 ± 0,5 ^{10}Be pour S14 jusqu'à 3,7 ka pour S8. Comme on peut le voir sur la Figure IV-68b, l'âge d'initiation le plus ancien a été obtenu pour l'escarpement S14 localisé au niveau de la grande Combe (Figure IV-68a). Le mouvement se serait donc initié il y a 12,2 ± 0,5 ^{10}Be au niveau de la grande Combe qui marque aujourd'hui la limite entre la zone amont affaissée (zone 1) et la zone en accumulation (zone 2). La dénudation sur cet escarpement présente la particularité de ralentir vers la base de l'escarpement passant de 0,66 cm.a^{-1} pour les vingt-deux premiers mètres à 0,04 cm.a^{-1} pour les quatre derniers mètres de l'escarpement. Cette variation de la vitesse de dénudation se produit à 8,8 ± 0,5 ^{10}Be ka au moment où la dénudation s'initie sur les escarpements S9 et S4 situés respectivement dans la zone 1 et dans la zone 3 (matérialise la limite Est du mouvement) (Figure IV-68a). Le mouvement qui s'est initié au niveau de la grande Combe sur l'escarpement S14 se reporterait donc sur d'autres structures situées en bordure (S4) et en amont (S9) prenant alors le relais. Il va ainsi s'écouler entre l'initiation de la dénudation sur l'escarpement S14 (12,2 ± 0,5 ^{10}Be) et celle quasi-synchrone sur les escarpements S9 (8,5 ± 0,5 ^{10}Be ka) et S4 (8,4 ± 0,5 ^{10}Be ka) environ 3,7 ± 0,5 ka. Pour l'évolution de la dénudation sur ces deux escarpements S9 et S4 contrairement à ce que l'on a pu observer pour l'escarpement S14, celle-ci ne présente pas de ralentissement mais une accélération. En effet pour ces deux escarpements qui présentent dans leur partie amont quasiment le même taux de dénudation, celui-ci va augmenter dans la partie basse de l'escarpement passant de 0,14 cm.a^{-1} à 0,33 cm.a^{-1} pour S9 (pour les huit derniers mètres) et de 0,17 cm.a^{-1} à 5,3 cm.a^{-1} pour S4 (pour les dix à vingt derniers mètres). La phase d'accélération pour ces deux escarpements est difficile à contraindre en raison du manque de données dans la partie basse des escarpements. Une fourchette temporelle peut toutefois être proposée entre 0,2 et 1,6 ± 0,2 ^{10}Be ka pour S4 et 0 et 2,4 ± 0,2 ^{10}Be ka pour S9. A l'initiation de la dénudation sur ces escarpements S4 et S9 va succéder environ 2 ka plus tard (0,2 ka au minimum à ~4 ka au maximum en fonction de l'incertitude sur l'âge) celle sur l'escarpement sommital (6,4 ± 1,4 ka, [Le Roux et al, 2009]). On observe donc ici une propagation de la dénudation et donc de la déstabilisation vers le sommet du versant. Comme pour les escarpements S4 et S9, on observe également pour l'escarpement sommital deux phases de dénudation avec une accélération de la dénudation dans la seconde phase. Durant la première phase qui s'étend de 6,4 ± 1,4 ka (initiation) à 1,6 ± 0,6 ka (accélération), les 17 à 20 premiers mètres de l'escarpement vont être affectés par une dénudation comprise entre 0,36 et 0,43 cm.a^{-1}. A partir de 1,6 ± 0,6 ka celle-ci va fortement augmenter atteignant alors un taux entre 0,75 et 1,8 cm.a^{-1}. Bien que les taux de dénudation soient quelques peu différents entre l'escarpement sommital et les escarpements S4 et S9, l'accélération de la dénudation pour ces trois escarpements semble se dérouler dans la même période qui est comprise entre 0 et 2,4 ± 0,2 ^{10}Be ka. Une période qui comme nous l'avons vu précédemment est également marquée par de nombreuses chutes de blocs. Sur

l'escarpement S5 situé à la limite Ouest du mouvement (Figure IV-68a), l'initiation du mouvement est estimé entre 7,9 ka et 3,3 ka en fonction du masque correctif appliqué. En effet n'ayant pu prélever d'échantillon au sommet de l'escarpement S5, des hauteurs différentes de masque ont été appliquées pour le calcul des âges d'exposition. Sur la Figure IV-68b seuls les âges déterminés pour les hauteurs maximale (H_{m1} = 6,7 m) et minimal (H_{m3} = 0,4 m) de masque ont été représentés afin de présenter (1) la gamme temporelle dans laquelle s'est initiée la dénudation sur l'escarpement S5 et (2) les variations du modèle d'évolution de la dénudation. On obtient ainsi pour l'escarpement S5 les âges d'initiation de 3,3 ka (H_{m3}) ou de 7,9 ka (H_{m1}). Quelle soit synchrone ou postérieure, l'initiation de la dénudation sur l'escarpement S5 implique que la dénudation s'est propagée d'Ouest (S4) en Est (S5) en passant par l'escarpement sommital (Figure IV-68a). Pour le modèle de dénudation on observe en fonction de la hauteur du masque deux (H_{m3}) ou trois (H_{m1}) phases de dénudation (Figure IV-68b) avec dans les deux cas une diminution du taux de dénudation à ~2,1 ka, celui-ci passant alors à 0,04 $cm.a^{-1}$. C'est avant 2,1 ka qui marque comme nous l'avons vu le début de la période caractérisée par d'importantes chutes de bloc ou encore l'accélération de la dénudation sur l'escarpement sommital et les escarpements S9 et S4 que le modèle de dénudation présente en fonction de la hauteur du masque en surface des différences. La phase de dénudation qui précède la diminution de la dénudation est en effet caractérisée par un taux de dénudation qui varie entre 0,17 $cm.a^{-1}$ (H_{m1}) et 0,48 $cm.a^{-1}$ (H_{m3}), des valeurs qui correspondent à ce qui peut être observé pour l'escarpement S4 ou l'escarpement sommital durant la première phase de dénudation (avant 2,1 ka). Pour la hauteur de masque H_{m1} une phase de dénudation supplémentaire affectant le premier mètre de l'escarpement S5 s'ajoute à celle précédent la diminution du taux de dénudation (à 2,1 ka). On retrouve pour cette phase de dénudation le même taux (0,04 cm.a-1) que celui caractérisant la dénudation après la diminution à 2,1 ka. Parallèlement à l'initiation sur l'escarpement sommital, va également démarrer la dénudation sur le contre-escarpement S6 (5,7 ± 0,5 ^{10}Be ka) situé au pied de l'escarpement sommital dans la zone 1. Le taux de dénudation assez faible sur cet escarpement (0,14 $cm.a^{-1}$) est du même ordre de grandeur que celui déterminé dans la partie amont des escarpements S4 (0,17 $cm.a^{-1}$) et S9 (0,14 $cm.a^{-1}$). Contrairement aux escarpements précédents la dénudation ne présente ici pas de variation. Elle reste en effet constante jusqu'à l'actuel. Successivement à la dénudation sur le contre-escarpement S6 va démarrer celle sur les trois contre-escarpements échantillonnés S7, S8 (qui succèdent spatialement au contre-escarpement S6) et S13 (situé au droit de l'escarpement S7). Les âges d'initiation obtenus pour ces contre-escarpements bien qu'assez proches mettent en évidence une décroissance des âges avec la distance par rapport à l'escarpement sommital. Pour l'évolution de la dénudation on retrouve comme pour le contre-escarpement S6, des taux de dénudations assez faibles et constants jusqu'à l'actuel (0,16 $cm.a^{-1}$ à 0,22 $cm.a^{-1}$). Comme nous avons pu le voir dans le paragraphe traitant des contre-escarpements, la dénudation sur ces contre-escarpements (S6 à S8 et S13) surviendrait en réponse au mouvement sur l'escarpement sommital et permettrait donc d'accommoder ce mouvement par la formation de la zone sommitale affaissée.

La reconstruction de la chronologie et la détermination des taux de dénudation à partir des âges de dénudation obtenus pour les différents profils réalisés mettent ainsi en évidence la complexité de

l'initiation et de l'évolution spatiale et temporelle du mouvement de Séchilienne. Ils soulèvent également de nombreuses interrogations :

- Pourquoi la déstabilisation démarre t'elle à 12,2 ± 0,5 ^{10}Be ka ?

- Comment expliquer ce laps de temps de 3,7 ± 0,5 ka entre l'initiation sur l'escarpement S14 et puis celle sur les escarpements S9 et S4 ? Pourquoi une reprise de la déstabilisation à 8,5 ± 0,5 ^{10}Be ka ?

- Pourquoi observe t'on de nombreuses chutes de blocs entre 0,2 et 2,4 ± 0,2 ^{10}Be ka ainsi que des variations du taux de dénudation avec notamment une accélération de la dénudation pour les escarpements S9, S4 et l'escarpement sommital ?

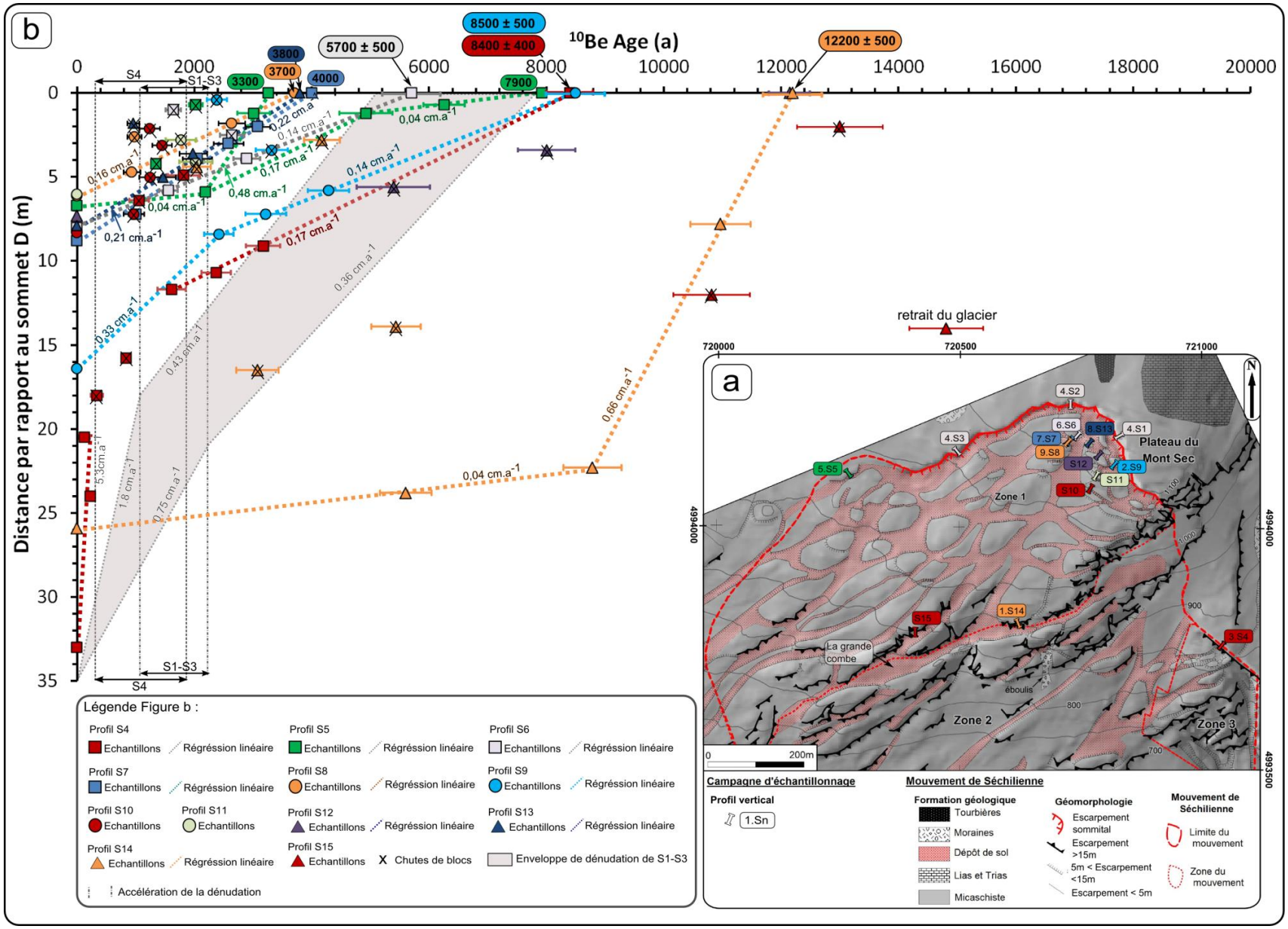


Figure IV-68 a) Localisation des profils verticaux échantillonnés b) Représentation des âges d'exposition en fonction de la distance D par rapport au sommet de l'escarpement et interprétation de la cinématique de dénudation des escarpements échantillonnés.

IV.5.1.2 Confrontation des données de paléo-surfaces glaciaires et des profils verticaux au contexte climatique régnant depuis le dernier maximum glaciaire.

Pour répondre aux questions soulevées précédemment dans la synthèse sur les profils verticaux et afin de mieux comprendre le rôle de la déglaciation et des éventuels forçages climatiques notamment lors de l'Holocène sur l'initiation et l'évolution du mouvement de Séchilienne nous avons confronté sur la même Figure IV-69:

- Les âges de retrait du glacier le long du versant, mesurés sur les paléo-surfaces glaciaires échantillonnées à différentes altitudes dans le mouvement (losange bleu ciel, Figure IV-69a). Pour compléter ces âges nous avons indiqué par des losanges bleus foncé (Figure IV-69a) l'altitude du glacier au dernier maximum glaciaire (1200 m à 2000 ans, [*Montjuvent,* 1978]) et l'âge de retrait du glacier en fond de vallée (380 m) qui a été calculé en appliquant au glacier un taux d'ablation vertical déterminé à partir des paléo-surfaces glaciaires échantillonnées (paragraphe IV.4.2). Les contraintes temporelles importantes à retenir pour ces données sont indiquées sur la Figure IV-69a et sur la frise chronologique de la Figure IV-69b. Elles correspondent à : l'âge de retrait du glacier à 1100m (Tg = 16,6 ± 0,6 ^{10}Be ka, [*Le Roux et al,* 2009]), l'accélération du taux d'ablation vertical du glacier (Tg^a = 15,1 ± 0,4 ka) et l'âge de retrait du glacier en fond de vallée à (Tg^r = 13,4 ± 0,8 ka).

- Les âges obtenus et déterminés à partir des profils verticaux. Ces âges sont repartis en deux catégories : les âges liés à la dénudation et les âges liés à l'activité érosive post-dénudation (chutes de blocs, triangle rouge sur la Figure IV-69a). Pour les âges liés à la dénudation nous avons distingué deux types de données : d'une part les âges de dénudation mesurés sur les échantillons des différents profils verticaux (cercle gris avec une limite en pointillé, Figure IV-69a) parmi lesquels nous avons différencié les âges maximums mesurés sur chacun des profils (cercle gris foncé avec une limite continue, Figure IV-69a) et d'autre part les âges d'initiation (cercle rouge, Figure IV-69a) déterminés graphiquement (paragraphe IV.5.1.1.4) pour huit des douze escarpements échantillonnés. On peut retenir pour ces données trois contraintes temporelles principales correspondant à l'initiation de la déstabilisation (Td^i = 12,2 ± 0,5 ka), à sa reprise (Td^r = 8,5 ± 0,5 ka) permettant de mettre en évidence une période (Td^s = 3,7 ± 0,5 ka) de faible activité (ou période de stabilité du versant) et à la phase d'accélération de la déstabilisation (Td^a comprise entre 0,4 et 2,4 ± 0,2 ^{10}Be ka). A titre indicatif l'initiation sur l'escarpement sommital est également soulignée ($Td^{S1\text{-}S3}$ = 6,4 ± 1,4 ^{10}Be ka). Comme pour les contraintes temporelles obtenues pour le retrait du glacier, celles associées à la déstabilisation sont indiquées sur la Figure IV-69a et sur la frise chronologique de la Figure IV-69b.

- le contexte climatique représenté par les courbes de l'évolution temporelle du $\delta^{18}O$ des précipitations enregistrées dans les glaces du forage du Groenland (GRIP) [*Johnsen et al.,* 1997] et dans les coquilles des ostracodes du lac Ammersee [*von Grafenstein et al.,* 1999] (Figure IV-69c). Ces courbes représentatives de l'évolution des températures mettent en évidence le réchauffement global du Tardiglaciaire marqué par quelques oscillations froides

suivi de la période interglaciaire de l'Holocène. La courbe de l'évolution du pollen [*de Beaulieu,* 1977] (courbe verte, Figure IV-69d) et la distribution des dates du niveau haut de 26 lacs situés dans les montagnes du Jura, pré-Alpes françaises et le plateau Suisse [*Magny,* 2004 et 2007] (histogramme bleu, Figure IV-69d) sont également présentées à la Figure IV-69d afin de préciser les changements climatiques qui ont eu lieu au cours de l'Holocène tel que l'Optimum climatique.

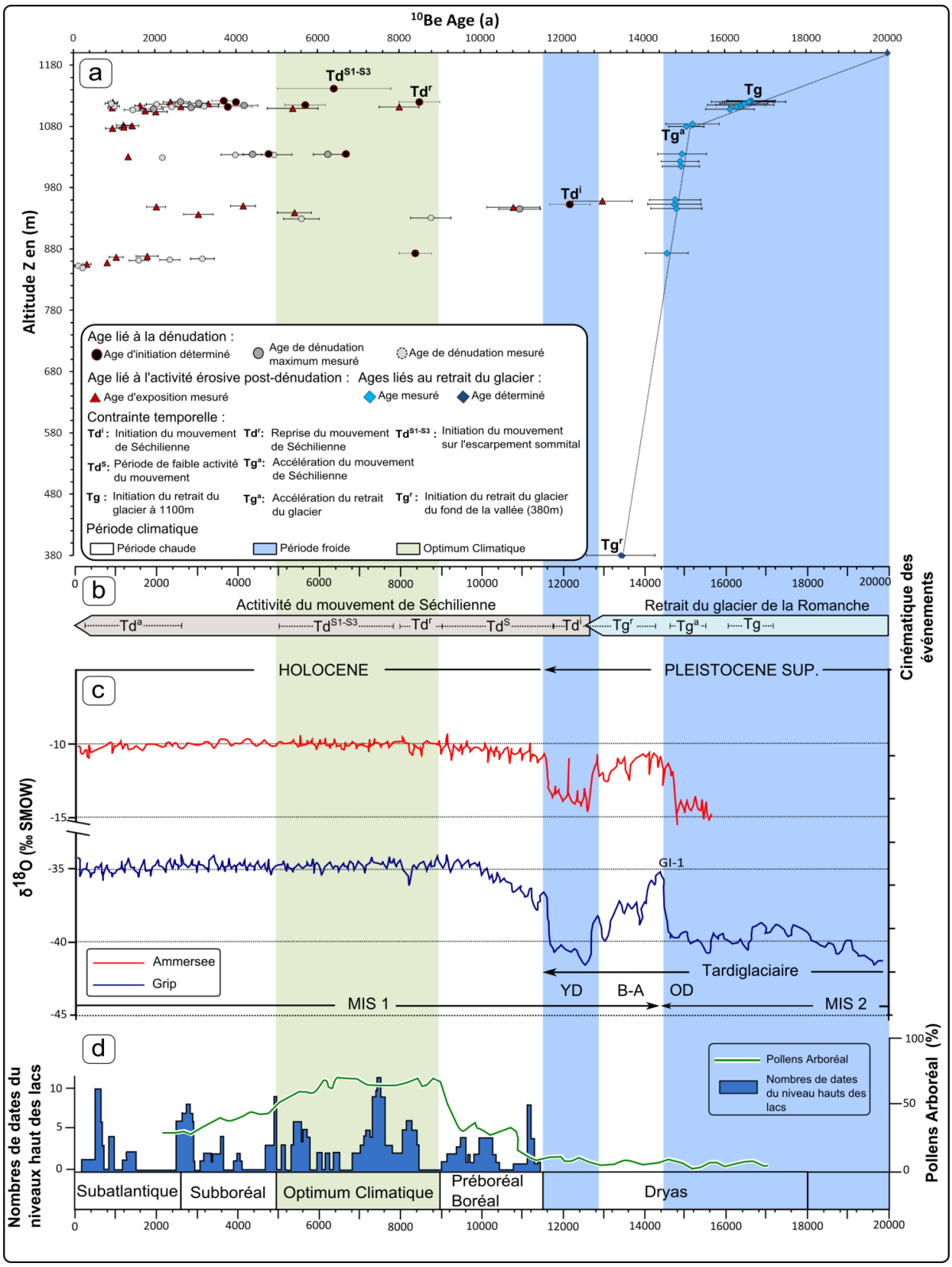


Figure IV-69 Confrontations des données issues des paleo-surfaces glaciaires des profils verticaux au contexte climatique régnant depuis 20000 ans a) Présentation en fonction de l'altitude des âges de retrait du glacier, de dénudation et des âges associés à l'activité érosive post-dénudation. b) frise chronologique replaçant les principales contraintes temporelles obtenue pour le retrait du glacier et l'activité du mouvement de Séchilienne c) Contexte climatique global depuis 20000ans représenté à partir des courbes d'évolution temporelles du δ18O des précipitations enregistrées dans les glaces du forage GRIP [Johnsen et al., 1997] et reconstitué à partir des ostracodes du lac Ammersee [von Grafenstein et al., 1999]. Les différentes périodes climatiques caractéristiques du Tardiglaciaire sont indiquées. d) Variabilité des 2 proxies liés au climat durant l'Holocène : Distribution des dates du niveau haut des lacs dans les montagnes du Jura, les pré-Alpes françaises et le plateau Suisse (histogramme bleu), d'après Magny [2004 et 2007] et évolution du taux de pollen dans les Alpes du Sud (courbe verte) d'après de Beaulieu [1977]. Modifiée d'après Le Roux [2009].

Pour compléter la Figure IV-69 et avoir une vision spatiale et temporelle de l'évolution du versant de Séchilienne, nous avons représenté sur la Figure IV-70 pour six âges clés les événements marquant qui on affectés le versant de Séchilienne. Ces événements sont représentés sur le MNT actuel ainsi que sur une coupe AA' orienté NE-SW traversant le versant de Séchilienne du plateau du Mont-Sec jusqu'en fond de vallée. Ainsi à partir des nouvelles contraintes temporelles acquises lors de ce travail de thèse sur le retrait du glacier et sur la déstabilisation du versant de Séchilienne au moyen des datations par cosmonucléides (^{10}Be) et de l'ensemble des connaissances acquises au travers des nombreuses études menées sur le site de Séchilienne la vision de l'évolution du versant de Séchilienne depuis ~20 ka que nous proposons est la suivante :

Il y a ~20 ka lors du dernier maximum glaciaire mondial (LGM) [*Monjuvent,* 1978 ; *Svensson et al.,* 2006] le versant de Séchilienne était recouvert par le glacier de la Romanche jusqu'à l'altitude de 1200m [*Monjuvent,* 1978] (Figure IV-70a). Durant le Dryas ancien (OD), l'atténuation du froid comme le montre l'augmentation du δ^{18}O des précipitations (courbe bleue, Figure IV-69c) enregistrée dans les glaces du forage GRIP [*Johnsen et al.,* 1997]) va induire le retrait du glacier. Entre 20 ka et 16,6 ± 0,6 ^{10}Be ka qui correspond à l'âge Tg du retrait du glacier à 1121m [*Le Roux et al,* 2009] (Figure IV-70b), le glacier va ainsi s'abaisser de 80m. Jusqu'à 15,1 ± 0,4 ^{10}Be ka (Tg^{a}), ce retrait assez lent 0,024 ± 0,004 m.a^{-1} du glacier sera globalement maintenu (Figure IV-69a). La surface du glacier se retrouve alors à 1080m. La brusque augmentation de la température (augmentation du δ^{18}O d'environ 5‰, (Figure IV-69c) lors des épisodes chauds du Bølling-Allerød (B-A) va cependant fortement accélérer ce retrait, le taux d'ablation vertical passant alors de 0,026 ± 0,004 m.a^{-1} à 0,434 ± 0,1 m.a^{-1} (soit un taux d'ablation vertical 16 fois plus important). En considérant que ce taux de dénudation soit resté par la suite constant, le désenglacement complet de vallée (fond de la vallée à 380m) se serait donc produit à 13,4 ± 0,8 ka (Tg^{r}) soit au cours de la période *chaude du* Bølling-Allerød. Ce qui est cohérent avec (1) l'âge de retrait estimé (13,3 ± 0,1 ka) par *Le Roux et al,* [2009] à partir de datations cosmogéniques obtenues par *Bigot-Cormier et al,* [2005] dans la vallée de la Tinée et (2) celui déterminé à partir des données obtenues par *Delunel* [2010] dans la vallée voisine du Vénéon.

L'âge d'initiation de la dénudation le plus ancien a été obtenu pour l'escarpement S14 (Tdi = 12,2 ± 0,5 ka) situé à 953m d'altitude (Figure IV-70c), qui s'est développé sur une structure majeure héritée donnant naissance au sillon de la grande Combe et qui appartient à un ensemble de structures préexistantes d'origine tectonique (fractures continues N70° ± 10°, N40° ± 10° et N100° ± 10° à pendage vertical à subvertical découpant le versant en lanières). A l'altitude de l'escarpement S14, l'âge du retrait du glacier a été déterminé à 14,7 ± 0,6 ^{10}Be ka (953 m) impliquant entre l'initiation de la déstabilisation et le retrait du glacier un délai minimum de 1,6 ka. La comparaison (en considérant l'incertitude sur les âges) entre cet âge d'initiation et l'âge de désenglacement complet de la vallée (13,4 ± 0,8 ka, Tg^{r}) révèle toutefois l'absence ou un faible délai entre ces événements (0 à 2,5 ka). La décompression du versant en réponse au retrait du glacier ou debutressing serait donc responsable de l'initiation de la déstabilisation sur l'escarpement S14. Ainsi contrairement aux résultats de Ballantyne and Stone [2004], qui montraient un déclenchement des

mouvements de masse plusieurs milliers d'années après le retrait du glacier, on peut ici associer au retrait du glacier de la vallée l'initiation de la dénudation sur l'escarpement S14. Entre l'initiation sur l'escarpement S14 et celui des escarpements suivants va s'écouler un laps de temps important. Ce sont en effet 3,7 ± 0,5 ka (Td^{s}) qui vont s'écouler entre l'initiation sur l'escarpement S14 (Tdi = 12,2 ± 0,5 ka) et le démarrage de la dénudation sur l'escarpement S9 (Tdr = 8,5 ± 0,5ka) situé à 1120m d'altitude dans la zone sommital (zone 1) et S4 (8,4 ± 0,4ka) situé à 873m dans la zone 3 (Figure IV-69a et b, Figure IV-70d). Ce redémarrage de la déstabilisation intervient durant l'Optimum Climatique qui correspond à une période chaude et très humide comme le montre la valeur important du δ18O (Figure IV-69c environ -10‰), l'augmentation du pollen (Figure IV-69d) et donc du couvert forestier [*de Beaulieu,* 1977] ou encore l'augmentation du niveau dans les lacs causée par de fortes précipitations annuelles [*Magny*, 2004 et 2007] (Figure IV-69d). Comme nous l'avons vu dans le chapitre II le mouvement de Séchilienne est contrôlé par une commande hydraulique [*Gouin,* 1994 ; *Alfonsi,* 1997, *Vengeon,* 1998]. Ce sont donc les fortes précipitations au cour de l'Optimum Climatique qui ont probablement permis le redémarrage de la déstabilisation car bien que la décompression résultant du retrait du glacier a initié le mouvement, il n'a pas été suffisant pour entretenir la dynamique de déstabilisation comme en témoigne la période de faible activité (Td^{s}). A noter que cette reprise d'activité sur les escarpements S9 et S4 s'accompagne d'un ralentissement de la dénudation sur l'escarpement S14, suggérant le report du mouvement sur des structures en amont (S9) ou en bordure (S4).

Au cours de l'Optimum Climatique qui s'étend de 9 à 5 ka, ce sont cinq escarpements qui vont être affectés par la dénudation (l'escarpement sommital (S1-S3) et les escarpements S9, S4, S5 et S6). On observe également durant celle-ci la propagation progressive vers l'Ouest de la déstabilisation (Figure IV-70e). En effet après avoir redémarrer sur l'escarpement S4 (8,4 ± 0,4ka), la déstabilisation va se propager d'Est en Ouest en passant par l'escarpement sommital qui se forme à 6,4 ± 1,4ka (Td^{S1-S3}) et en se terminant sur l'escarpement S5 (entre 7,9 et 3,3) qui matérialise la limite Ouest du mouvement. En réponse au mouvement sur l'escarpement sommital qui débute à 6,4 ± 1,4ka (Td^{S1-S3}), va démarrer la dénudation sur les contres escarpements (S6 à S8 et S13). Comme le montre les âges obtenus pour les contre-escarpements échantillonnés S7, S8 (qui succèdent spatialement au contre-escarpement S6) et S13 (situé au droit de l'escarpement S7) (Figure IV-70f), cette dénudation va par la suite progressivement se propager vers l'aval participant ainsi à la formation de la zone sommitale affaissée. Ce mouvement ne se limite cependant pas qu'aux contre-escarpements que nous avons échantillonnés mais présenterait une extension spatiale plus importante comme nous avons pu le souligner dans le paragraphe IV.5.1.1.2 .

Sur l'ensemble des escarpements présentés à la Figure IV-70f le processus de dénudation a été continue jusqu'à l'actuelle. L'analyse des taux de dénudation (paragraphe IV.5.1.1.4) a toutefois révélé que pour quatre de huit escarpements celui-ci n'a pas été constant. On observe en effet pour la majorité de ces escarpements (exception de l'escarpement S14, variation à 8,8 ± 0,5 ^{10}Be ka durant l'Optimum Climatique) une variation du taux de dénudation durant la période comprise entre 0 et 2,4 ± 0,2 ^{10}Be ka. Pour l'escarpement S5 cette variation correspond à une diminution du taux de

dénudation qui peut s'expliquer par le fait que la limite Nord-Ouest du mouvement où est localisé l'escarpement S5 ne montre actuellement pas de signe d'affaissement [Kasperski, 2008]. Pour les profils S9, S4 et l'escarpement sommital cette variation correspond au contraire à une augmentation du taux de dénudation qui atteint alors respectivement 0,33 $cm.a^{-1}$ pour S9, 5,3 $cm.a^{-1}$ pour S4 et 0,75 à 1,8 $cm.a^{-1}$ pour l'escarpement sommitale. Ces valeurs peuvent être mises en correspondance avec les vitesses de déplacement altimétriques actuelles [Kasperski, 2008] mesurées dans chacune des zones où sont respectivement situés ces escarpements :

- Zone 1 où sont localisés l'escarpement S9 et l'escarpement sommital. Cette zone correspond à la zone sommitale et présente des vitesses de déplacement altimétriques compris entre 0 et 1,0 cm.a-1 [Kasperski, 2008] ;

- Zone 3 où est situé l'escarpement S4. Les vitesses de déplacement altimétriques mesurées dans cette zone sont comprises entre 5 et 25 cm.a-1.

Cette accélération affectant les escarpements S4, S9 et l'escarpement sommital à lieu dans une période (0 et 2,4 ± 0,2 ^{10}Be ka, (Td^{a})) durant laquelle sont également recensées de nombreuses chutes de blocs (Figure IV-69a et b). Cette période correspond au Subatlantique (Figure IV-69d) qui comme l'optimum Climatique est caractérisée par un climat chaud et humide favorable à la dénudation et aux chutes de blocs.

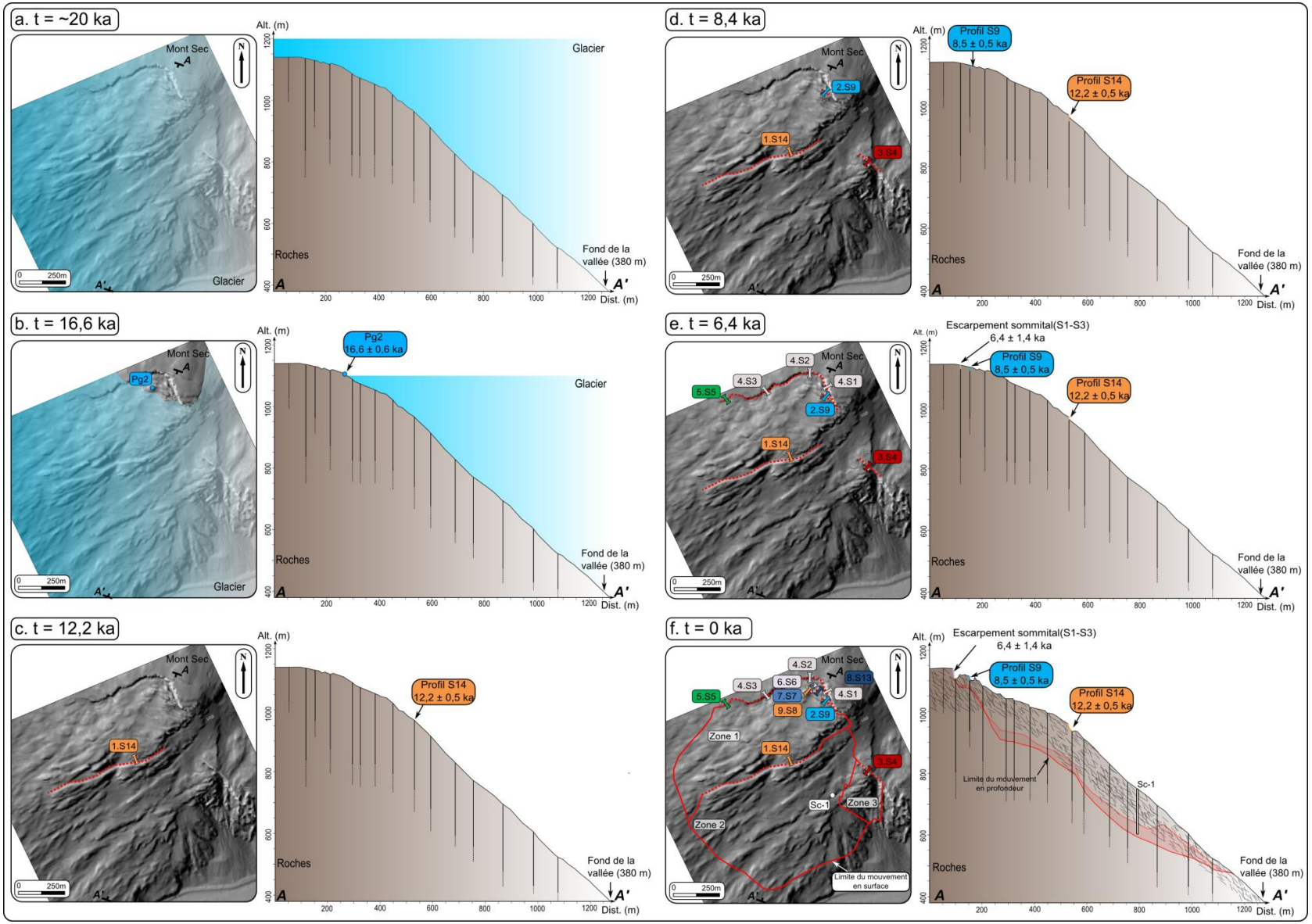


Figure IV-70 Evolution du versant de Séchilienne et présentation des événements majeurs à six âges différents a à f sur un MNT et une coupe AA' orientée NE-SW et traversant le versant de Séchilienne du plateau du Mont Sec (1140m) jusqu'au fond de la vallée (380m). Les escarpements formés par la déstabilisation sont représentés en trait rouge en pointillé. Localisation du forage Sc-1 dans lequel une fracturation N60-80° avec un pendage de 30 à 70°S peut être mis en évidence jusqu'à une profondeur de 120m. Représentation des limites actuelles du mouvement en surface et en profondeur (Vp = 3000m.s^{-1} en trait pointillé ; Vp =3500m.s^{-1} en trait continu) et des différentes zones cinématiques du mouvement (1 à 3).

IV.6 Conclusion

Nous avons au début de ce chapitre fixé deux principaux objectifs :

27) Etablir le modèle cinématique du retrait du glacier de la Romanche le long du versant de Séchilienne;

28) Etablir le modèle cinématique de l'initiation et de l'évolution du mouvement ;

Pour y parvenir nous avons sélectionné (sur la base de critères liés à l'activité) et prélevé au total 63 échantillons dans le mouvement de Séchilienne dont 13 échantillons sur des paléo-surfaces glaciaires et 50 échantillons sur des profils verticaux le long de 12 escarpements.

Modèle cinématique du retrait du glacier de la Romanche

Suite au déficit de concentration observé pour la majorité des échantillons collectés sur les paléo-surfaces glaciaires, un modèle d'exposition prenant en compte l'atténuation liée à la présence d'un masque de type morainique ou pédologique (tourbe) déposé à la surface de l'échantillon lors du retrait du glacier et progressivement érodé jusqu'à l'actuelle a été proposé. Ainsi lors de son abaissement progressif le long du versant de Séchilienne le glacier de la Romanche aurait laissé sur place des dépôts morainiques discontinus avec une épaisseur comprise entre 0,4 à 6,7m d'épaisseur. Des valeurs d'épaisseurs qui sont conformes à ce qui peut être observé régionalement (0,5m à 10m, [*Vivian and Ricq de Bouard*, 1969]).

A partir des âges de retrait obtenus à différentes altitudes dans le versant le modèle cinématique suivant peut être proposé pour le retrait du glacier. Le retrait se déroulerait en deux phases. Une 1er phase très lente jusqu'à 15,1 ± 0,4 ^{10}Be ka caractérisée par un taux d'ablation vertical moyen de 0,022 ± 0,002 m.a^{-1}. Durant cette première phase la surface du glacier va s'abaisser de 120 m passant de 1200 à 1080m d'altitude. La seconde phase présente quant à elle une accélération importante du taux d'ablation vertical. En effet aux 700m de glace restant entre 1080m et le fond de vallée, va s'appliquer un taux d'ablation verticale de 0,434 ± 0,1 m.a^{-1}. L'âge de désenglacement complet de la vallée peut donc être déterminé à 13,4 ± 0,8 ka durant le Bølling-Allerød. Cet âge peut être mis en relation avec celui estimé (13,3 ± 0,1 ka) par [*Le Roux et al.,* 2009] à partir de datations cosmogéniques obtenues par *Bigot-Cormier et al.,* 2005 dans la vallée de la Tinée mais également avec celui que nous avons initialement estimé (14,4 ± 0,2 ka) à partir du taux d'ablation vertical (0,338 ± 0,03 m.a^{-1}) calculé à partir des datations cosmogéniques réalisées par *Delunel,* [2010] dans la vallée voisine du Vénéon.

Modèle cinématique de l'initiation et de l'évolution du glacier de la Romanche.

Parmi les 50 échantillons collectés sur des profils verticaux le long d'escarpements présents dans le mouvement de Séchilienne, seuls 24 échantillons ont fourni des âges d'exposition liés à un processus de dénudation. Pour le reste des échantillons, les âges d'exposition obtenus sont à associer à des chutes de blocs qui ont rajeuni les surfaces sur lesquelles ces échantillons ont été

prélevés. Pour deux des escarpements échantillonnés il s'est avéré que ces escarpements n'étaient pas des escarpements gravitaires, mais des sillons façonnés par l'action érosive du glacier de la Romanche à la surface du versant. Pour l'un de ces profils, nous abons obtenu pour l'un des échantillons l'âge de retrait du glacier le long de l'escarpement.

Ainsi à partir des 24 échantillons restant, nous avons pu déterminer pour huit des douze escarpements échantillonnés les taux de dénudations et les âges d'initiations. Les âges d'initiations sont compris entre 12,2 ± 0,5 Be (S14) et 3,7 ka (S8). A partir de ces données (âges d'initiation et taux de dénudation) une nouvelle chronologie de l'initiation de la déstabilisation ainsi qu'un modèle de son évolution jusqu'à l'actuelle peuvent être proposés.

Contrairement à ce qui avait été proposé antérieurement [*Le Roux et al,* 2009] le mouvement ne ne débuterait pas à 6,4 ± 1,4 ka sur l'escarpement sommital mais à 12,2 ± 0,5 ^{10}Be (Bølling-Allerød) à 953 m (S14) d'altitude. Le mouvement s'initie donc 0 à 2,5 ka après le désenglacement complet de la vallée daté à 13,4 ± 0,8 ka. Comme pour la vallée du Rabuons [*Bigot-Cormier et al.,* 2005] et celui du près de Madame Carle [*Cossart et al.,* 2008] l'initiation de la déstabilisation serait donc liée à la décompression glaciaire. Suite à l'initiation sur l'escarpement S14, 3,7 ka ± 0,5 ka vont s'écouler. Durant ce délai la dénudation va se poursuivre sur l'escarpement S14, avec un taux de 0,66 cm.a^{-1}. A 8,8 ± 0,5 ^{10}Be ka, cette dénudation va brusquement et fortement ralentir passant de 0,66 cm.a^{-1} à 0,04 cm.a^{-1}. A ce même moment va s'initier la déstabilisation sur les escarpements S9 et S4 situés respectivement dans la zone 1 et dans la zone 3 du mouvement. Cette brusque variation se produit à la transition Optimum climatique. L'hypothèse d'un changement de dynamique peut être formulée. Deux phases peuvent ainsi être distinguées : (1) Une première phase de déstabilisation avant l'Optimum Climatique qui serait liée à la décompression glaciaire et (2) une seconde phase à l'Optimum Climatique qui serait liée au changement climatique avec probablement un contrôle de la pluviométrie ([*Gouin,* 1994 ; *Alfonsi,* 1997 ; *Vengeon,* 1998], Chapitre II.3.2). Suite à l'initiation sur les escarpements S4 et S9, va succéder environ 2 ka plus tard (0,2 ka au minimum à ~4 ka au maximum en fonction de l'incertitude sur l'âge) celle sur l'escarpement sommital (6,4 ± 1,4 ka, [*Le Roux et al,* 2009]).Le dernier escarpement à s'initier durant l'Optimum climatique est le contre-escarpement S6 (fonction de l'âge de S5). Pour l'escarpement S5 situé à la limite Ouest du mouvement, l'initiation du mouvement est quant à lui estimé entre 7,9 ka et 3,3 ka en fonction du masque correctif appliqué en surface. Cet escarpement marque la propagation vers l'Ouest de l'escarpement sommital et donc de la déstabilisation. Ce sont donc 4 à 5 escarpement qui ont été affectés par la dénudation (l'escarpement sommital (S1-S3) et les escarpements S9, S4, S5 et S6) au cours de l'Optimum Climatique qui s'étend de 9 à 5 ka. Cette phase de dénudation peut être mise en correspondance avec les données obtenues pour de grands mouvements de terrain Alpins pour lesquels on observe une initiation au cours de l'holocène moyen [*Ivy-Ochs et al.,* 2009] durant l'Optimum Climatique.

Entre 4,0 et 3,7 ka, on peut observer l'initiation sur les contre-escarpements S7, S8 et S13 avec quelques centaines d'années d'intervalle entre chaque contre-escarpement. Alors qu'une dénudation continue et constante est observée pour les contre-escarpements (S6, S7, S8 et S13) jusqu'à l'actuelle, pour l'escarpement sommital et les escarpements S4, S9 on peut observer entre 0

et 2,4 ± 0,2 ^{10}Be ka une phase d'accélération de la dénudation qu'il est possible d'associer à la période du Subatlantique. On récence également durant cette période de nombreuses chutes de blocs. Comme l'optimum climatique cette période est caractérisée par un climat chaud et humide favorable à la dénudation et aux chutes de blocs.

Partie 3. Apport de la modélisation thermique et mécanique à la détermination des principaux facteurs influencant l'initiation et l'évolution du mouvement de Séchilienne

Chapitre V. Rôle du pergélisol dans la compréhension du délai entre l'initiation du mouvement de Séchilienne et le retrait du glacier. Apport de la modélisation thermique

V.1 Introduction

En se basant sur (1) les contraintes chronologiques acquises en 2009 sur le mouvement de Séchilienne [*Le Roux et al*, 2009] et (2) l'âge de désenglacement complet de la vallée estimé à partir des contraintes chronologiques obtenues dans la vallée Alpine de la Tinée [*Bigot-Cormier et al*, 2005], *Le Roux et al*, [2009] ont mis en évidence un délai minimum de 5,4 ka entre le retrait complet du glacier de la vallée (13,3 ± 0,1 ka) et l'initiation du mouvement sur l'escarpement sommital (6,4 ± 1,4 ^{10}Be ka). Des datations cosmogéniques ont toutefois été réalisées ultérieurement par *Delunel* [2010] dans la vallée voisine du Vénéon. A partir de ces données montrant l'abaissement progressif de la surface du glacier, nous avons calculé un taux d'ablation vertical que nous avons appliqué au glacier de la Romanche afin de déterminer l'âge de désenglacement de la vallée. On obtient ainsi pour la vallée de la Romanche un âge de désenglacement de 14,3 ± 0,1 ka, qui est donc plus ancien que celui précédemment estimé. Un délai entre le retrait du glacier et l'initiation du mouvement est donc également observé, celui-ci est cependant plus important (6,2 ka contre 5,4 ka).

L'initiation d'un mouvement de terrain est fortement contrôlée par des facteurs internes (lithologie, héritage tectonique) mais également par des facteurs de forçages externes tels que les séismes, la cinétique de fonte du glacier, les effets climatiques ou encore la persistance du pergélisol qui peuvent expliquer le délai observé. Au cours des derniers 21 ka, les conditions climatiques ont varié de façon significative favorisant le développement ou le retrait des glaciers dans les Alpes mais également du pergélisol. En effet la formation, la persistance ou encore la dégradation du pergélisol sont étroitement liés au climat. Or comme nous avons pu le voir dans le Chapitre I, le permafrost peut lors de sa mise en place ou de sa dégradation affecter la stabilité des versants en renforçant la résistance du massif ou en la diminuant. Pour le versant de Séchilienne les variations de l'épaisseur, de l'extension ou de la persistance du pergélisol dans le versant en réponse aux variations du climat ont donc certainement eu des conséquences sur sa stabilité. Pour comprendre le rôle du permafrost dans la stabilité du versant de Séchilienne et notamment de sa persistance sur le délai minimum entre le retrait du glacier et l'initiation du mouvement, nous avons réalisé une modélisation thermique du versant de Séchilienne au cours des deniers 21 ka. Après donc un rapide rappel sur le pergélisol et son extension au LGM, le modèle utilisé pour la modélisation de l'évolution de la température au sein du versant de Séchilienne sera présenté. Nous présenterons par la suite sous la forme d'un article les résultats et les conclusions de cette modélisation qui ont fait l'objet d'une publication dans Geomorphology [*Lebrouc et al.*, 2013]. Parallèlement à ce travail de modélisation

thermique, des campagnes de datations cosmogéniques ont été menées sur le mouvement de Séchilienne afin de préciser le retrait du glacier le long du versant et la cinématique du mouvement. Les résultats et les conclusions de ces compagnes présentées au Chapitre III ont cependant été obtenus après la réalisation de la modélisation et la rédaction de l'article, ne permettant donc pas de les intégrer. C'est donc pour cela qu'une nouvelle modélisation thermique tenant compte de ces nouvelles données a été réalisée. Les résultats obtenus seront présentés et comparés à ceux de la première modélisation. On pourra ainsi discuter (1) du rôle du glacier dans l'évolution du pergélisol dans le versant de Séchilienne, mais également (2) de celui du pergélisol dans l'initiation et l'évolution de la déstabilisation. Pour cela une discussion permettant de confronter dans un même contexte climatique l'ensemble des données issues des datations cosmogéniques, de la modélisation thermique et de l'analyse structurale sera effectuée.

V.2 Distribution du pergélisol au dernier maximum glaciaire (LGM)

Le pergélisol défini par Lliboutry, [1965] comme un sol en permanence gelé correspond à un état thermique du sol pouvant être décrit comme un phénomène climatique [*Smith and Riseborough,* 2002]. En effet sa distribution, son évolution ou encore sa dégradation sont étroitement liées aux conditions climatiques. C'est donc au cours des périodes froides et relativement longues telles que celles ayant régnées lors des glaciations quaternaires que celui-ci va se mettre en place. La période climatique à laquelle nous nous intéressons s'étend du denier maximum glaciaire (~20 ka BP) jusqu'à l'actuelle. La Figure V-1 présente la cartographie de l'extension maximale du pergélisol en France lors du dernier maximum glaciaire (~20 ka BP) [*Van Vliet Lanoë and Hallégouët*, 1998]. Cette carte établie à partir de données périglaciaires, françaises et étrangères (glacier rocheux, buttes gelées,…), et de données paléopédologiques et écologiques montre un pergélisol quasi omniprésent sur toute la France. En fonction des caractéristiques de couverture spatiale et d'épaisseur, différentes zones de pergélisol sont délimitées : zone de pergélisol continu profond (couverture spatiale supérieure à 70% et épaisseur voisine ou supérieure à 100 m), zone de pergélisol continu (couverture spatiale supérieure à 60% et épaisseur comprise entre 50 et 100 m) et zone de pergélisol discontinu (couverture spatiale inférieure à 30%). Cet épisode froid du LGM caractérisé par un refroidissement important des températures aurait donc favorisé la mise en place et l'extension du pergélisol. Pour le versant de Séchilienne localisé par le point rouge sur la Figure V-1, aucun pergélisol n'est défini. Ceci peut s'expliquer par le fait que lors du denier maximum glaciaire (LGM), les conditions climatiques ont été favorables à la mise en place d'un pergélisol mais également aux développements des appareils glaciaires et ceci particulièrement dans les Alpes Nord Occidentales où les glaciers auraient au cours de cet épisode atteint leur extension maximale [Couterrand, 2007]. Le versant de Séchilienne au Sud de ce domaine (Figure V-1) aurait ainsi été soumis à l'englacement et ce jusqu'à une altitude de 1200m [*Monjuvent,*1978].

Dans le cas du versant de Séchilienne ou plus généralement d'un versant alpin englacé, le pergélisol n'est donc pas uniquement conditionné par le climat mais l'est également par la présence du glacier. En effet la présence d'un glacier à la surface du versant va en modifiant la température au niveau du sol perturber le signal climatique. Ainsi selon le type de glacier froid ou tempéré la

température à sa base sera respectivement négative ou égale à 0°c (Chapitre I, paragraphe I.2.1.1), favorisant ainsi la présence ou l'absence de pergélisol. Au même titre que le type de glacier son évolution est également un paramètre à intégrer, dans le cadre de l'étude de la distribution et de l'évolution du pergélisol en zone montagneuse. En effet dans le cas d'un glacier tempéré son avancement à la surface d'un pergélisol déjà existant va entrainer sa dégradation partielle à totale [*Guglielmin et al.,* 2001], alors que son retrait associé à des conditions climatiques favorables va permettre la mise en place progressive d'un pergélisol appelé néo-pergélisol [*Wegmann,* 1998]. Il existe toutefois d'autres facteurs qui à différentes échelles spatiales et temporelles vont modifier la température du sol et donc également contraindre la formation et l'évolution du pergélisol. En effet à la différence du pergélisol des hautes latitudes, le pergélisol de montagne tel que celui qui a pu se développer dans le versant de Séchilienne est également fortement contraint par la topographie (altitude, pente et orientation du versant), la micro-climatologie, le matériel de subsurface et les conditions du substrat (nature de la roche, propriété physique),la végétation ou encore la couverture nivale [*Gruber,* 2005 ; *Gruber and Haeberli*, 2009]. La modélisation du permafrost dans le versant de Séchilienne depuis 21ka devra donc intégrer l'ensemble de ces facteurs, pour avoir une représentation réaliste de sa mise en place et de son évolution.

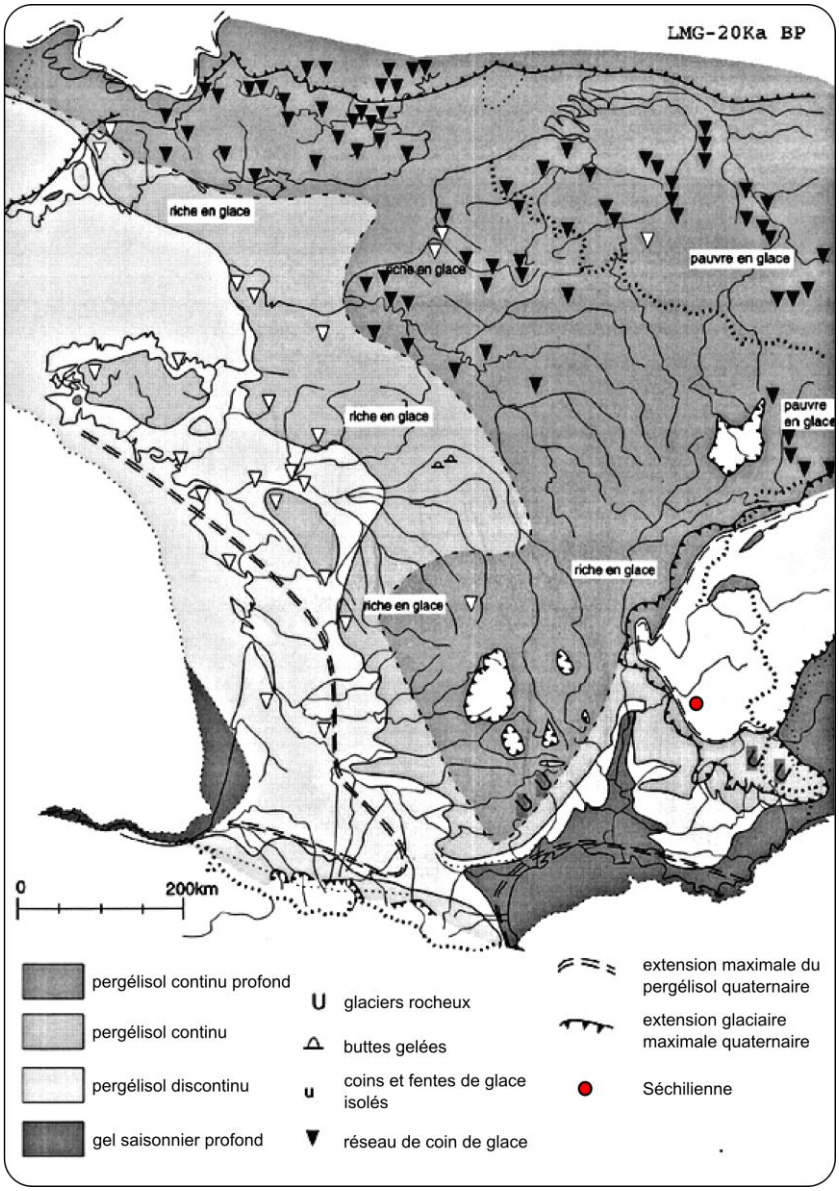


Figure V-1 Extension du pergélisol en France au dernier maximum glaciaire (~20 ka BP). Modifié d'après *Van Vliet Lanoë and Hallégouët,* [1998] (Cartographie ANDRA-CNF-INQUA 1999).

V.3 Présentation du modèle d'évolution thermique du sol.

Le profil vertical de température présenté à la Figure V-2 (également décrit dans le Chapitre 1) peut selon *Riseborough et al,* [2008] être divisé en cinq couches différentes. On retrouve du sommet à la base : (1) la basse atmosphère, (2) la couche de surface qui débute à la base de la basse atmosphère et se termine à la surface de la Terre, (3) la couche active qui est comprise entre la surface de la Terre et le sommet du pergélisol, (4) le pergélisol et (5) le sol profond. Chacune de ses couches est gouvernée par des processus différents et peut être associée à une température différente. La température moyenne de l'air T_{maa} est la température représentative de la basse atmosphère. Pour la période actuelle elle peut être simplement obtenue à partir des données d'une station météorologique. Dans le cas de périodes temporelles passées des enregistrements de paleo-températures déduites de données de pollen, de chironomidés ou encore des carottes de glaces sont nécessaires. La température à la surface du sol T_{mag} présente par rapport à T_{maa} une différence

appelée « offset de surface ». Cet offset positif par rapport à T_{maa} est induit par la présence dans la couche de surface comprise entre la basse atmosphère et la surface du sol, de végétation, d'une couverture neigeuse ou encore d'un glacier qui vont en modifiant l'albédo ou en isolant la surface des conditions atmosphériques affecter la température de surface T_{mag} [*Gruber and Haeberli,* 2007]. Un second offset « offset thermique » peu être observé entre T_{mag} et la température au sommet du pergélisol T_{top}. Cette offset négatif par rapport à T_{mag} résulte des processus ayant lieu dans la couche active. Cette couche montre en effet des variations saisonnières gel/dégel ou de saturation en eau qui vont modifier les propriétés de conductivité thermique du sol. Dans et en dessous du pergélisol ce sont les changements de phases (gel/degel), la diffusion thermique et le flux géothermique qui vont gouverner le régime thermique.

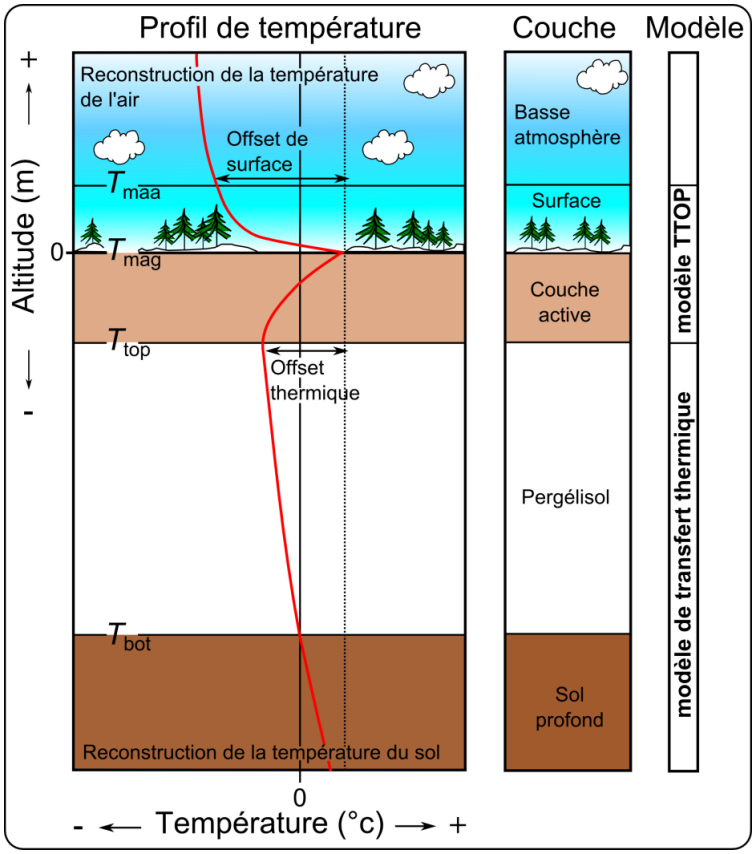


Figure V-2 Modèle d'évolution thermique du sol montrant l'évolution de la courbe de température et permettant de distinguer cinq couches et les températures associées avec respectivement du haut vers le bas : T_{maa}, température moyenne annuelle de l'air ; T_{mag}, température moyenne annuelle de la surface du sol ; T_{top} température moyenne annuelle au sommet du pergélisol ; T_{bot}, température moyenne annuelle à la base du permafrost.

Pour pouvoir évaluer la distribution et l'évolution du pergélisol au sein d'un versant il est donc nécessaire de coupler dans un même modèle Figure V-2 :

- Un modèle qui permet d'obtenir la température au sommet du pergélisol (Ttop) à partir de la température de l'air (Tmaa, base de l'atmosphère) et du calcul de l'offset de surface et l'offset thermique (couche de surface et couche active) : le TTOP modèle [Smith and Riseborough, 2002] ;

- Un modèle qui combine la diffusion thermique et le changement de phases permettant ainsi de déterminer la température du sol profond et du pergélisol : le modèle de transfert thermique.

V.3.1 Le TTOP modèle

Si l'on se réfère à la Figure V-2 le TTOP modèle permet donc d'exprimer la relation entre la température de l'air T_{maa} et la température au sommet du pergélisol T_{top} :

$$T_{top} = T_{maa} + Offset\,de\,Surface + Offset\,thermique \tag{5.1}$$

La température de l'air, la radiation solaire, la végétation et la couverture nivale sont donc autant de facteurs qu'il faut intégrer au TTOP modèle. Pour cela *Smith and Riseborough,* [1996] ont développé des expressions.

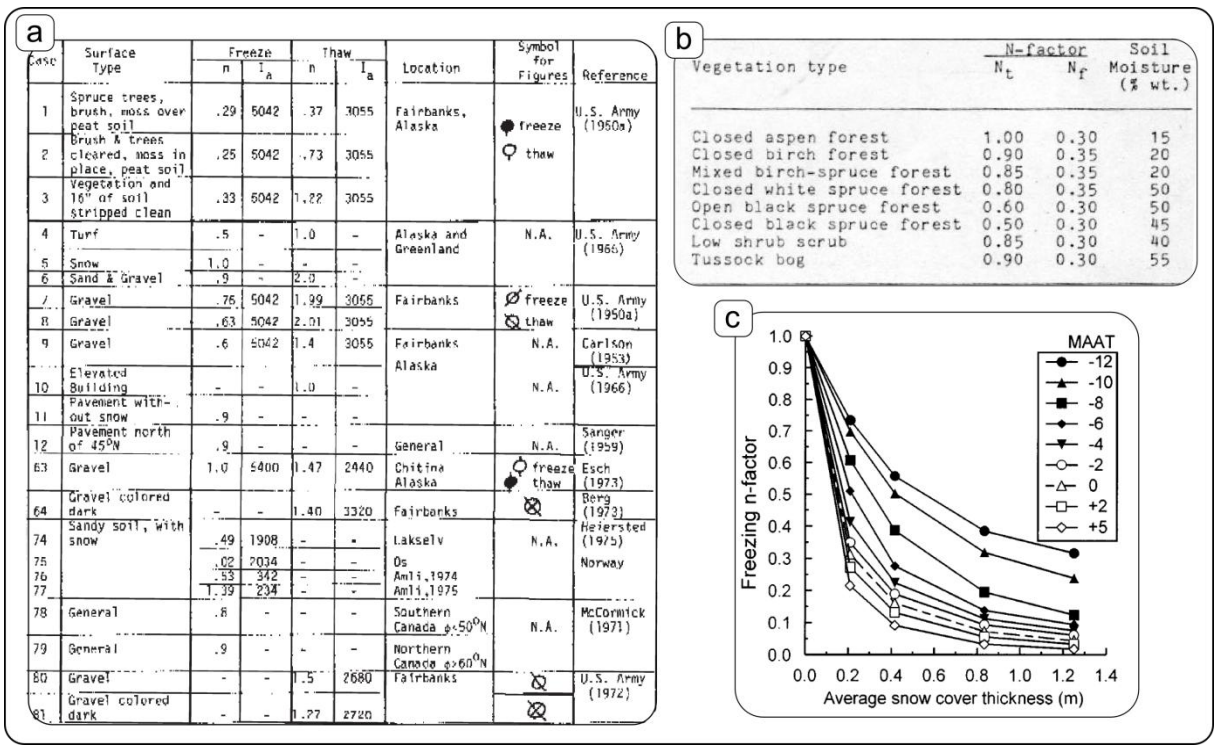
V.3.1.1 Offset de surface

L'offset de surface observé entre T_{maa} et T_{mag} contient les effets d'albédo et d'isolation induit par la présence à la surface du sol de végétation, d'une couverture neigeuse, d'un glacier… Dans le modèle TTOP ces effets ont été intégrés par l'utilisation de n-facteurs [*Smith and Riseborough,* 1996]. Ces n-facteurs sont en effet utilisés comme une alternative empirique au calcul du bilan d'énergie à la surface du sol, et permettent de corréler les indices saisonniers de gel/dégel à la surface du sol et de l'air [*Smith and Riseborough,* 1996].

$$I_{TS} = n_T I_{TA} \quad et \quad I_{FS} = n_F I_{FA} \tag{5.2}$$

Où I_{TS} et I_{FS} correspondent respectivement aux indices saisonniers de dégel et de gel à la surface du sol, I_{TA} et I_{FA} correspondent respectivement aux indices saisonniers de dégel et de gel de l'air, n_T est le n-facteur du dégel et n_F le n-facteur du gel.

Spécifiques au site étudié ces n-facteurs n_T et n_F expriment respectivement les effets microclimatiques dus à la végétation (radiation, convection, évapotranspiration,…) et l'influence de la couverture nivale. De nombreuses études [*Lunardini*, 1978; *Jorgenson and Kreig*, 1988; *Smith and Riseborough*, 1996; *Juliussen and Humlum*, 2007] ont été réalisées afin de déterminer en fonction des conditions de surfaces (type de surface, nature de la végétation, épaisseur de la couche de neige) les valeurs de n_T et n_F à appliquer. A la Figure V-3 sont présentées les valeurs de n_T et n_F obtenues par *Lunardini,* [1978] pour différents types de surface (Figure V-3a) et par *Jorgenson and Kreig,* [1988] pour différents types de végétation (Figure V-3b) ainsi que le graphique proposé par *Riseborough and Smith* [1998], de l'évolution du facteur n_F en fonction de l'épaisseur de la couverture neigeuse et de la température moyenne annuelle de l'air (T_{maa} notée sur le graphique MAAT, Figure V-3c).



Case	Surface Type	Freeze n	Freeze I_a	Thaw n	Thaw I_a	Location	Symbol for Figures	Reference
1	Spruce trees, brush, moss over peat soil	.29	5042	.37	3055	Fairbanks, Alaska	freeze / thaw	U.S. Army (1950a)
2	Brush & trees cleared, moss in place, peat soil	.25	5042	.73	3055			
3	Vegetation and 16" of soil stripped clean	.33	5042	1.22	3055			
4	Turf	.5	-	1.0	-	Alaska and Greenland	N.A.	U.S. Army (1966)
5	Snow	1.0	-	-	-			
6	Sand & Gravel	.9	-	2.0	-			
7	Gravel	.76	5042	1.99	3055	Fairbanks	freeze / thaw	U.S. Army (1950a)
8	Gravel	.63	5042	2.01	3055			
9	Gravel	.6	5042	1.4	3055	Fairbanks Alaska	N.A.	Carlson (1953)
10	Elevated Building	-	-	1.0	-		N.A.	U.S. Army (1966)
11	Pavement without snow	.9	-	-	-			
12	Pavement north of 45°N	.9	-	-	-	General	N.A.	Sanger (1959)
63	Gravel	1.0	5400	1.47	2440	Chitina Alaska	freeze / thaw	Esch (1973)
64	Gravel colored dark	-	-	1.40	3320	Fairbanks		Berg (1973)
74	Sandy soil, with snow	.49	1908	-	-	Lakselv	N.A.	Hejersted (1975)
75		.02	7034	-	-	Os		Norway
76		.53	342	-	-	Amli,1974		
77		1.39	234	-	-	Amli,1975		
78	General	.8	-	-	-	Southern Canada $\phi<50^0$N	N.A.	McCormick (1971)
79	General	.9	-	-	-	Northern Canada $\phi>60^0$N		
80	Gravel	-	-	1.5	2680	Fairbanks		U.S. Army (1972)
81	Gravel colored dark	-	-	1.27	2720			

Vegetation type	N-factor N_t	N-factor N_f	Soil Moisture (% wt.)
Closed aspen forest	1.00	0.30	15
Closed birch forest	0.90	0.35	20
Mixed birch-spruce forest	0.85	0.35	20
Closed white spruce forest	0.80	0.35	50
Open black spruce forest	0.60	0.30	50
Closed black spruce forest	0.50	0.30	45
Low shrub scrub	0.85	0.30	40
Tussock bog	0.90	0.30	55

Figure V-3 a) Tableau des valeurs de n_T et n_F pour différents types de surface. [*Lunardini*, 1978] b) Tableau des valeurs de n_T et n_F pour différents types de végétation. [*Jorgenson and Kreig,* 1988]. c) Evolution de la valeur du facteur n_F en fonction de l'épaisseur de la couverture neigeuse et de la température moyenne annuelle de l'air (MAAT). [*Riseborough and Smith*, 1998]

Il est également important de souligner que pour un même site les conditions de surface sont susceptibles de changer au cours du temps, impliquant alors une variation temporelle des valeurs de n_T et n_F. En tenant compte des conditions de surface actuelles, il est possible de déterminer pour le site de Séchilienne la gamme suivante de valeurs pour les n-facteurs :

- nF : 0,25 à 0,35 : bien qu'une couverture neigeuse se met en place quelques mois dans l'année, la couverture végétale va fortement influencer ce facteur.
- nT : 0,40 à 0,80 compte tenu de la présence sur le versant d'une végétation composée d'arbres et d'arbustes variés (épicéa, bouleau, aulne vert,...) et de quelques zone tourbeuses au sommet.

Ces valeurs ne s'appliquent cependant qu'à l'actuelle. En effet si l'on s'intéresse aux conditions de surface depuis 21 ka ceux-ci ont certainement fortement varié compte tenu des fluctuations climatiques importantes. Pour exemple dans le cas de la présence d'un glacier à la surface du versant les valeurs de n_F et n_T seraient respectivement de 1 [*Riseborough and Smith*, 1998] et de 0,9 à 1,3 [*Juliussen and Humlum,* 2007].

V.3.1.2 Offset thermique

Les variations saisonnières gelée/dégelée ou de saturation en eau de la couche active impliquent des variations des propriétés de conductivité thermique du sol. En effet le contraste de conductivité entre un sol gelé et dégelé en raison d'une conductivité de la glace quatre fois plus importante que

celle de l'eau [*Williams and Smith*, 1989]va induire une différence « offset thermique » entre T_{mag} et T_{top}. Illustré numériquement par *Delisle* [1998], cet offset thermique augmente avec l'amplitude saisonnière de la température de surface T_{saa} et le contraste de conductivité du sol.

$$T_{top} = \frac{k_T I_{TS} - k_F I_{FS}}{k^* P} \quad avec \quad k^* = \begin{cases} k_F \; if \; k_T I_{TS} - k_F I_{FS} < 0 \\ k_T \; if \; k_T I_{TS} - k_F I_{FS} > 0 \end{cases} \tag{5.3}$$

Où k_F et k_T correspondent aux valeurs de la conductivité thermique pour un sol gelé ou dégelé, I_{TS} et I_{FS} correspondent respectivement aux indices saisonniers de dégel et de gel à la surface et P à la période de fluctuation de la température (365,25 jours).

En intégrant dans l'équation 5.3, l'équation 5.2, les effets de la couche de surface (offset de surface) et de la couche active (offset thermique) peuvent être combinés permettant ainsi de définir la température au sommet du pergélisol (T_{top}).

$$T_{top} = \frac{k_T n_T I_{TA} - k_F n_F I_{FA}}{k^* P} \tag{5.4}$$

V.3.1.3 L'équation de Kudryatsev

Pour la période actuelle, les indices saisonniers peuvent facilement être déduis des mesures journalières effectuées à une station météorologique ce qui n'est pas le cas pour des reconstructions de paléo-températures. La reconstruction des paleo-température est généralement exprimée en terme de température moyenne du mois le plus chaud T_{mwa} et de mois le plus froid T_{mco} or il est indispensable d'employer pour le TTOP modèle la température moyenne annuelle de l'air T_{maa} ainsi que d'amplitude moyenne de la température ATA.

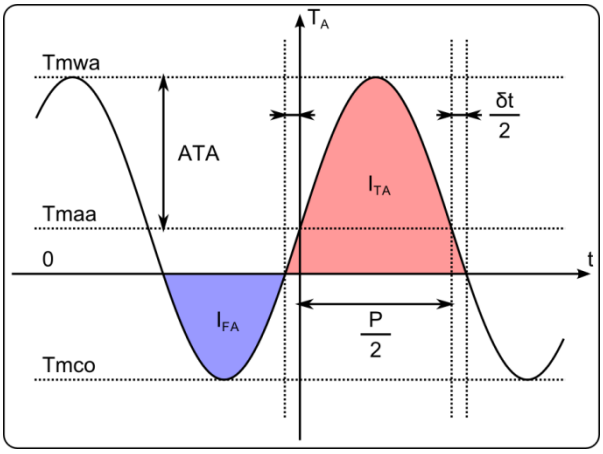


Figure V-4 Modèle sinusoïdale de l'évolution de la température moyenne annuelle de l'air

En supposant une évolution circulaire de la température de l'air (T_A) entre les deux extrêmes T_{mwa} et T_{mco} (Figure V-4), la formulation suivante peut alors être proposée :

$$T_A = T_{maa} + ATA.sin\frac{2i\pi t}{P} \qquad (5.5)$$

$$avec \quad T_{maa} = \frac{T_{mwa} + T_{mco}}{2} \quad et \quad ATA = \frac{T_{mwa} + T_{mco}}{2}$$

Pour obtenir l'expression des indices saisonniers de dégel (I_{TA}) et de gel (I_{FA}), on considère un intervalle de temps δt définie par $T_A\left(-\frac{\delta t}{2}\right) = 0$, ce qui est équivalent à $T_{maa} = ATA\ sin\frac{2\pi\delta t}{2}$ sachant que $\delta t = \frac{P}{\pi}\ arcsin\ \frac{T_{maa}}{ATA}$.

$$\begin{aligned} I_{TA} &= \int_{-\frac{\delta t}{2}}^{\frac{P+\delta t}{2}} T_A dt = T_{maa}\left(\frac{P}{2} + \delta t\right) + \frac{ATAP}{\pi}\cos\frac{\pi\delta t}{P} \\ -I_{FA} &= \int_{\frac{\delta t - P}{2}}^{\frac{\delta t}{2}} T_A dt = T_{maa}\left(\frac{P}{2} - \delta t\right) + \frac{ATAP}{\pi}\cos\frac{\pi\delta t}{P} \end{aligned} \qquad (5.6)$$

On obtient alors :

$$\begin{aligned} &I_{TA} - I_{FA} = T_{maa}P \\ &I_{TA} + I_{FA} = 2T_{maa}\delta t + \frac{2ATAP}{\pi}\cos\frac{\pi\delta t}{P} = 2\delta t + \frac{2P}{\pi}\left(T_{maa}\arcsin\frac{T_{maa}}{ATA} + \sqrt{ATA^2 + T_{maa}{}^2}\right) \end{aligned} \qquad (5.7)$$

En injectant les deux équations (5.7) dans l'équation (5.4) on peut alors écrire pour Ttop l'équation de Kudryatsev :

$$\begin{aligned} T_{top} &= \frac{k_T n_T I_{TA} - k_F n_F I_{FA}}{k^* P} \\ &= \frac{k_T n_T - k_F n_F}{k^*}\frac{I_{TA} + I_{FA}}{2P} + \frac{k_T n_T - k_F n_F}{k^*}\frac{I_{TA} - I_{FA}}{2P} \\ &= \frac{rn_T - n_F}{r^*\pi}\left(T_{maa}\arcsin\frac{T_{maa}}{ATA} + \sqrt{ATA^2 + T_{maa}{}^2}\right) + \frac{rn_T - n_F}{r^*\pi}\frac{T_{maa}}{2} \end{aligned} \qquad (5.8)$$

Avec $r = \frac{k_T}{k_F}$ et $r^* = \frac{k^*}{k_F}$. Il est important de noter que cette équation n'est valable que si $ATA^2 \geq T_{maa}{}^2$.

Pour compléter le modèle TTOP, il est nécessaire de considérer les cas particuliers où :

29) la surface du sol reste en permanence gelée (rare) :

$$Si\ T_{maa} \leq ATA\ \ puis\ \ I_{FA} = -T_{maa}P\ \ et\ \ I_{TA} = 0\ \ alors\ \ Ttop = n_F T_{maa} \qquad (5.9)$$

30) la surface du sol reste en permanence dégelée (commun) :

$$Si\ \ T_{maa} \geq ATA\ \ puis\ \ I_{FA} = 0\ \ et\ \ I_{TA} = T_{maa}P\ \ alors\ \ Ttop = n_T T_{maa} \tag{5.10}$$

V.3.2 Le modèle de transfert thermique

A partir du modèle TTOP, la température au sommet du pergélisol peut donc être calculée. Il est cependant nécessaire pour pouvoir déterminer la température dans le pergélisol et en dessous (Figure V-2), d'introduire un nouvel modèle : le modèle de transfert thermique. Ce modèle intègre les processus : (1) de diffusion thermique (2) changements de phases (gel/dégel), ainsi que (3) le flux géothermique qui gouvernent le régime thermique en profondeur.

V.3.2.1 La diffusion thermique

Si l'on considère un volume élémentaire (δV) d'un milieu poreux possédant une densité macroscopique (ρ) et contenant une masse δm_T d'eau et δm_F de glace on peut alors définir le taux d'humidité ω et d'eau gelée f dans le milieu comme :

$$\omega = \frac{\delta m_T + \delta m_F}{\delta m} \quad et \quad f = \frac{\delta m_F}{\delta m_T + \delta m_F} \tag{5.11}$$

Sachant que $\delta m_F = \omega\, f\, \rho . \delta V$

Le bilan énergétique de ce volume (δV) est donné par :

$$c\frac{\partial T}{\partial t}\delta m = c\dot{T}\delta m = = -\ \mathrm{div}\vec{q}\delta V + L\,\delta \dot{m}_F \tag{5.12}$$

Où c est la capacité thermique de la roche à pression constante en $J.kg^{-1}$, T la température en °C, δm la masse, δm_F masse de glace, $\vec{q}$ la densité du flux thermique de conduction et L la chaleur latente de la fusion de l'eau. Pour simplifier cette équation les mouvements d'eau dans le milieu peuvent être négligés (ω et δV constants). L'équation de transfert de chaleur devient alors :

$$\rho c\dot{T}.\delta m = = -\ \mathrm{div}\vec{\mathrm{q}} + \rho L\omega \dot{f} \tag{5.13}$$

Le flux thermique de diffusion $\vec{\mathrm{q}}$ est contraint par la loi de Fourier :

$$\vec{\mathrm{q}} = -\ \mathrm{k}\ .\mathrm{gr}\vec{\mathrm{a}}\mathrm{d}\ \mathrm{T} \tag{5.14}$$

Où k est la conductivité thermique de la roche en $W.m^{-1}°C^{-1}$.

V.3.2.2 Densité et porosité

Il est important de faire la distinction entre la densité totale de la roche ρ et la densité apparente sèche ρ_d. En supposant que le milieu poreux est saturé en eau, on peut en utilisant la porosité ϕ relier ces deux paramètres avec l'expression :

$$\rho = \rho_d \left(1-\phi\right) + p_w \phi \tag{5.15}$$

Avec ρ_w la densité de l'eau (1000 kg.m^{-3}). Dans cette équation 5.14, la porosité est définie comme un rapport en volume et diffère donc du taux d'humidité *w*.

$$w\rho = \phi \rho_w \tag{5.16}$$

Le model actuel que nous utilisons emploie comme paramètres d'entrées la densité apparente sèche ρ_d et la porosité ϕ car ces paramètres sont mieux contraints et plus intuitifs que la densité totale ρ et le taux d'humidité *w*. Cependant afin d'optimiser le modèle et alléger le script, nous avons à la place de ρ_d et ϕ utilisé ρ et *w.* En développant l'équation (5.14) on obtient alors pour le taux d'humidité *w* l'expression suivante :

$$w = \frac{1}{1+(\frac{1}{\phi}-1)\frac{\rho_d}{\rho_w}\delta m} \tag{5.17}$$

V.3.2.3 Les changements de phases

La question de la propagation d'un front de dégel ou de gel dans une dimension x peut être résolue analytiquement. Il n'est cependant pas facile de l'implémenter numériquement et ceci particulièrement lorsque le modèle comporte plusieurs dimensions ou des fronts multiples. C'est pourquoi une formulation continue est utilisée. Cette formulation se base sur le modèle proposé par *Mottaghy and Rath* [2006] et appliqué par *Noetzli* [2008] et *Noetzli and Gruber* [2008]. Ce modèle considère qu'à des températures légèrement négatives de l'eau non gelée est présente dans le milieu poreux. Pour le contenu gelé *f* qui est donc en dessous du point de fusion T_T il peut être décrit par une fonction gaussienne (Figure V-5).

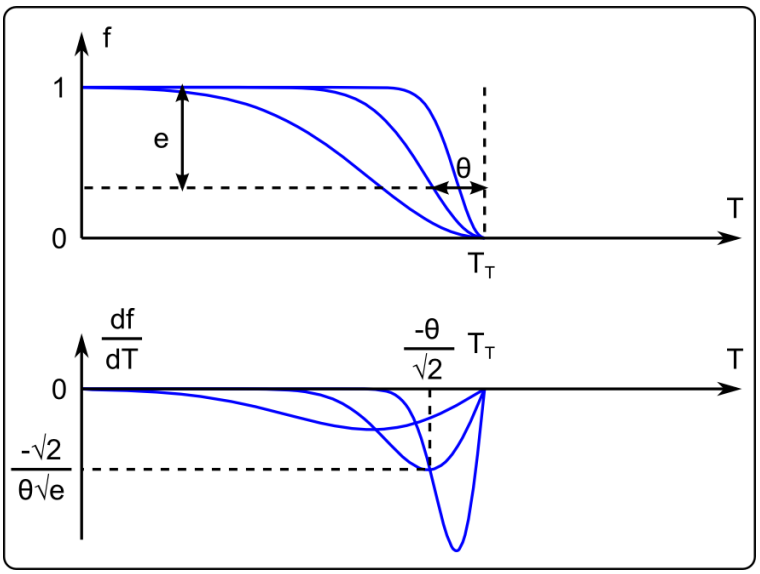


Figure V-5 Model gaussien décrivant le contenu gelé *f*, en fonction de la température T. θ : intervalle de gel, T_T : point de fusion.

L'équation est la suivante :

$$f = \left(H\left(\mathrm{T_T} - T\right)\right)\left[1 - \mathrm{e}^{-\left(\frac{\mathrm{T_T}-\mathrm{T}}{\theta}\right)^2}\right]$$
$$\dot{f} = \dot{T}\, H\left(\mathrm{T_T} - T\right)\frac{2\mathrm{T}}{\theta^2}\mathrm{e}^{-\left(\frac{\mathrm{T_T}-\mathrm{T}}{\theta}\right)^2} \tag{5.18}$$

Où θ correspond à l'intervalle de gel. Celui ci est d'habitude entre 1 et quelques degrés Celsius. H est la fonction de Heaviside.

Une capacité thermique effective peut être introduite :

$$\mathrm{c_e} = \mathrm{c} + \mathrm{LwH}\left(\mathrm{T_T} - \mathrm{T}\right)\frac{2\mathrm{T}}{\theta^2}\mathrm{e}^{-\left(\frac{\mathrm{T_T}-\mathrm{T}}{\theta}\right)^2} \tag{5.19}$$

L'équation de transfert thermique (5.13) peut alors être réduit à :

$$\rho \mathrm{c_e}\dot{\mathrm{T}} = = -\,\mathrm{div}\vec{\mathrm{q}} \tag{5.20}$$

V.4 Application du modèle d'évolution thermique au versant de Séchilienne.

V.4.1 Modélisation de l'extension du pergélisol dans le versant de Séchilienne, depuis le dernier maximum glaciaire.

Le travail présenté dans cet article a pour objectif de modéliser l'évolution du permafrost au sein du versant de Séchilienne depuis le dernier maximum glaciaire (21 ka) afin d'établir l'influence du pergélisol sur la stabilité du versant de Séchilienne et d'expliquer le délai entre la déglaciation et l'initiation du mouvement sur l'escarpement sommital. Pour cela nous avons au moyen du modèle d'évolution thermique du sol combinant le TTOP modèle et le modèle de diffusion thermique, réalisé des simulations thermiques en 2D de la réponse du versant de Séchilienne durant les derniers 21 ka. La réalisation de ces simulations a nécessité la reconstruction (1) de la courbe de paléo-température et (2) de la géométrie initiale du versant, de l'établissement de différents scénarios en fonction (3) de l'évolution du glacier (données de *Delunel,* [2010]) et de son régime thermique (glacier froid ou tempéré) et (4) des n-facteurs (n_T et n_F) constants ou variables selon la période climatique observée (période froide ou chaude) et la présence ou non de glacier. Les résultats obtenus pour ces simulations suggèrent (1) que le pergélisol aurait contribué en partie au délai en renforçant pendant 3 à 4 ka le versant après le désenglacement complet de la vallée et que (2) le pergélisol aurait en endommageant le versant de Séchilienne (mise en place, associé au mécanisme de ségrégation) influencé la géométrie du mouvement.

Article publié à Geomorphology (Volume 198, 15 September 2013, Pages 189–200, http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.06.001) sous le titre :

Permafrost extension modeling in rock slope since the Last Glacial Maximum: application to the large Séchilienne landslide (French Alps).

V. Lebrouc,[1] S. Schwartz,[1] L. Baillet,[1] D. Jongmans,[1] and J.F. Gamond[1]
[1]IsTerre, ISTerre, Université de Grenoble 1, CNRS, F-38041 Grenoble, France

Abstract

Recent dating performed on large landslides in the Alps has revealed that the initiation of instability did not immediately follow deglaciation but occurred several thousand years after ice down-wastage in the valleys. This result indicates that debuttressing is not the immediate cause of landslide initiation. The period of slope destabilization appears to coincide with the wetter and warmer Holocene Climatic Optimum, indicating a climatic cause of landslide triggering, although the role of seismic activity cannot be ruled out. A phenomenon which may partly explain the delay between valley deglaciation and gravitational instability is the temporal persistence of thick permafrost layers developed in the Alps since the Last Glacial Maximum (LGM). This hypothesis was tested through 2D thermal numerical modeling of the large Séchilienne landslide (Romanche valley, French Alps) using plausible input parameter values. Simulation results suggest that permafrost

vanished in the Séchilienne slope at 10 to 11 ka, 3000 to 4000 years following the total ice down-wastage of the Romanche valley at 14.3 ka. Permafrost persistence could have contributed to the failure delay by temporally strengthening the slope. Numerical simulations also show that the permafrost depth expansion approximately fits the thickness of ground affected by gravitational destabilization, as deduced from geophysical investigations. These results further suggest that permafrost development, associated with an ice segregation mechanism, damaged the rock slope and influenced the resulting landslide geometry.

V.4.1.1 Introduction

The triggering of large gravitational movements in mountainous areas, following the last Pleistocene glacial retreat, has been a question debated for many years (see Sanchez et al., 2010 for a recent review). Glacial slope steepening and subsequent debutressing (lateral stress release resulting from ice melting) have been frequently proposed as major causes of rock-slope failures [*Cruden and Hu,* 1993; *Augustinus,* 1995; *Cossart et al.,* 2008], although the role of other phenomena like cleft-water pressure, seismic activity and climatic changes have also been invoked [*Ballantyne,* 2002; *Hormes et al.,* 2008; *Ivy-Ochs et al.,* 2009; *Le Roux et al.,* 2009]. Local factors like relief and favorable fracture patterns also play a role in predisposing slopes to fail [*Korup et al.,* 2007]. In the last ten years, dating methods, mainly the 14C and cosmic ray exposure (CRE) techniques, have provided chronological constraints on the failure time for major large alpine landslides (e.g., [*Bigot-Cormier et al.,* 2005; *Deplazes et al.,* 2007; *Ivy-Ochs et al.,* 2009; *Le Roux et al.,* 2009; *Prager et al.,* 2009]). In the Alps, surface exposure age measurements in the above studies show that large landslides initiated around the early to mid-Holocene: Fernpass (Austria, 4.1 ka), Flims (Switzerland, 8.9 ka), Kandertal (Switzerland, 9.6 ka), Köfels (Austria, 9.8 ka), La Clapière (France, 10.3 ka), Séchilienne (France, 6.4 ka) and Valtellina (Italy, 7.4 ka). The time interval following total melting of ice in valleys during which the slope endures the new state of stress before the initiation of failure (pre-failure endurance; [*Ballantyne,* 2002]) was estimated at least between 2000 and 5400 years [*Le Roux et al.,* 2009], implying that these events are not an immediate consequence of debutressing. Moreover, they often coincided with the Climatic Optimum period, which is characterized in the Alps by increased mean temperatures of 1–2 °C [*Davis et al.,* 2003], forest cover density [*de Beaulieu,* 1977] and lake levels due to heavy annual precipitation [*Magny,* 2004, 2007]. These data suggest that climatic changes play a major role in landslide triggering [*Ivy-Ochs et al.,* 2009; *Le Roux et al.,* 2009]. Recently *Sanchez al.* [2010] applied the CRE technique on glacial, tectonic and gravitational surfaces in the SW Alps. The resulting dates of 11 to 8 ka clearly show that the main tectonic activity postdates deglaciation and corresponds to gravity destabilization. This interpretation is a probable consequence of the post-glacial rebound and the enhanced pore water pressure, the inferred cause ofwidespread slope fracturing. This tectonic phasewas followed by rockweathering during the Climatic Optimum. The development of large gravitational massmovements could be related to the combined effects of intense tectonic activity and climatic change fromcold and dry (Pleistocene) towarmandwetter (Holocene) phases. Although the validity of this scenario to the whole Alpine range has still to be documented, these results illustrate the complexity of the interaction among tectonic, climatic and gravitational processes. The question of the pre-failure endurance in the

Canadian Rockies was addressed by *Cruden and Hu* [1993] who proposed an exhaustion model, which assumes that the overall probability of failure occurring within a given area diminishes exponentially with time elapsed since a deglaciation. As outlined by *Ballantyne* [2002], however, this model is difficult to calibrate and apply, particularly in zones characterized by gentle slopes. Another factor that could contribute to explain pre-failure endurance is the persistence of permafrost in the rockmass. Indeed, a thick permafrost layer developed in the Alps during the Early Holocene, and probably reached more than 150 m deep as suggested by numerical modeling [*Wegmann et al.,* 1998] and a permafrost/glacier evolution study [*Guglielmin et al.,* 2001]. The first effect of permafrost is to stabilize, slopes by increasing mechanical properties. Comparing the deformation and strength properties of frozen and unfrozen crystalline rocks, *Krivonogova* [2009] has shown that the presence of ice increases the Young modulus and cohesion by a factor of about 2, while the friction angle remains similar. Permafrost development contributes to slope reinforcement, thus stabilizing surfaces. With significant variations of temperature over the last 21,000 years, permafrost thickness has varied with time disappearing in low-elevation slopes, similar to the one affected by the Séchilienne landslide in the French Alps, whose crown is at about 1100 m a.s.l. Ice disappearance has probably created favorable conditions for low-elevation slope failures, as suggested by the increasing evidence of destabilization at present (see [*Gruber and Haeberli,* 2007] for a review). The sensitivity of permafrost to anthropomorphic climate change and its influence on natural hazards are now recognized, and numerical modeling is increasingly used for investigating the effect of climate variability and topography on permafrost temperature and extension [*Riseborough et al.,* 2008; *Noetzli and Gruber,* 2009]. On the other hand, the presence of permafrost lasting millennia allowed the accumulation of ice-rich layers at the top and bottom of a frozen layer [*Matsuoka et al.,* 1998], through the ice segregation mechanism. That occurs when liquid water migrates through a porous medium towards freezing surfaces, resulting from temperature gradient-induced suction in freezing or frozen ground [*Murton et al.,* 2006]. Laboratory experiments simulating rock freezing produce fractures containing segregated ice layers near the permafrost table [*Murton et al.,* 2001]. These results demonstrate that ice segregation is an important rock degradation process, as suggested by other authors (see [*Matsuoka and Murton,* 2008] for a review). With permafrost boundary variations in rock slopes over long time-scales, ice segregation may have acted as a contributory factor producing rock mass fractures, preferentially parallel to the slope, to a depth of a few tens of meters or more [*Matsuoka et al.,* 1998]. Modeling the thermal evolution of the Konkordia ridge (Switzerland) since the end of the Little Ice Age, *Wegmann et al.* [1998] demonstrated permafrost penetration into the first decameters of rock as a consequence of temperate glacier retreat. Considering climatic variations in northern Fennoscandia and using the TTOP model (Temperature at the Top Of Permafrost; [*Riseborough et al.,* 2008]) with constant n-factors, *Kukkonen and Safanda* [2001] showed that the permafrost thickness experienced considerable variations during the Holocene, with a maximum permafrost penetration between 100 and 250 m for low porosity rocks and temperate glacier conditions. In conclusion, they stressed that vegetation and snow cover changes during the Holocene should be taken into account in the model. The present paper investigates the potential role of permafrost extension and persistence in the development of a large landslide during the period between deglaciation and failure initiation. The 2D thermal response of

the Séchilienne slope (Western Alps, France) during the last 21,000 years was computed using the TTOP model for two scenarios: cold and temperate glaciers. The influence of long-term freeze-thaw action on slope fracturing was estimated by comparing the computed deeper permafrost extension with the present-day deconsolidated zone imaged by P-wave seismic tomography [*Le Roux et al.,* 2011]. The modeling has also permitted evaluation of the persistence effect of permafrost on slope evolution, in addition to the other involved processes like glacial debutressing and climatic change.

V.4.1.2 Geological and kinematic contexts

The lower Romanche valley is located in the Western Alps (southeast of France), about 20 km SE of Grenoble City (Figure V-6). It borders the southern part of the Belledonne massif (external crystalline massifs), which is divided into two main lithological domains, the external one to the west and the internal one to the east [*Guillot et al.,* 2009]. These two geological units are separated by a major Late Paleozoic near-vertical fault so-called Belledonne Middle Fault (BMF in Figure V-6). During the Quaternary, the Romanche Valley was subjected to many cycles of glaciation and deglaciation including the Last Glacial Maximum (LGM) around 21 ka [*Clark et al.,* 2009] when the Romanche and Isère valleys were covered with ice to an elevation of 1200 m a.s.l [*Montjuvent and Winistörfer,* 1980] (Figure V-6). The relief of the lower Romanche valley shows a strong glacial imprint [*van der Beek and Bourbon,* 2008; *Delunel et al.,* 2010; *Le Roux et al.,* 2010] such as steep slopes dipping 35° to 40°, overdeepened troughs and glacial deposits. These characteristics suggest that the thermal regime of the glacier was temperate, although the majority of glaciers are polythermal (Owen et al., 2009). Moreover, the right bank of the Romanche valley is overlooked by a glacial plateau (the Mont Sec plateau) at an elevation higher than 1100 m a.s.l (Figure V-6). This plateau is locally overlain with relict peat bogs [*Muller et al.,* 2007] that developed quickly in a cold and wet environment after the disappearance of ice. The steep slopes in the external domain of the Belledonne massif, which mainly consists of micaschists unconformably covered with Mesozoic sediments and Quaternary deposits, are affected by several active or dormant large gravitational movements (Figure V-6).

Among the observed movements, the best known andmost active is the Séchilienne landslide (Figure V-6), whose 40 m high head scarp affects the southern edge of the Mont Sec glacial plateau (Figure VI-7a). Below the head scarp, a moderately sloping depletion zone between 950 and 1100 m a.s.l exhibits a series of large depressions and salient blocks (Figure V-7a,c), while the lower part of the landslide, between 450 and 950 ma.s.l, shows steep convex slopes (>40°, Figure V-7c) and is interpreted as an accumulation zone [*Vengeon,* 1998]. The Séchilienne slope is cut by three main sets of near-vertical open fractures oriented N20, N70 and N110 to N120 (Figure V-7b). This structural framework results in linear scarps and troughs filled by rock debris and topsoil (Figure V-7a), which delineate rock blocks displaying downslope motion. The N20 fractures are near-parallel to the BMF and their orientation fits the main foliation plane measured in the micaschists over the slope. The N70 set corresponds to a major regional fracture set evidenced on both sides of the BMF, in the micaschists and amphibolites, and is probably inherited from the regional tectonics [*Le Roux et al.,* 2010]. In the accumulation zone, these wide open fractures delineate near vertical slabs locally toppling downhill and have been progressively filled with coarse scree deposits. Finally, the N110–

120 fracture set, which is also interpreted as tectonically inherited [*Le Roux et al.,* 2010], is dominant in the depletion zone (Figure V-7). Additional structural data were provided by the north–south oriented exploration gallery (G in Figure V-7a). The gallery description [*Vengeon,* 1998] shows a succession of pluri-decametric compact blocks separated by meter-to-decameter crushed zones filled with soft clay materials, trending N50 to N70 with 80° northwestward dip. These undeformed blocks are affected by few near-vertical N0 and N90 fractures and by a dense set of N75-oriented short fractures dipping 40–50°S, near-parallel to the slope. These fractures are also visible on the slope surface (Figure VI-8) and were recently observed in the first 100 m of a 150 m deep borehole drilled in the accumulation zone (labeled B in Figure V-7a; [*Bièvre et al.,* 2012]).

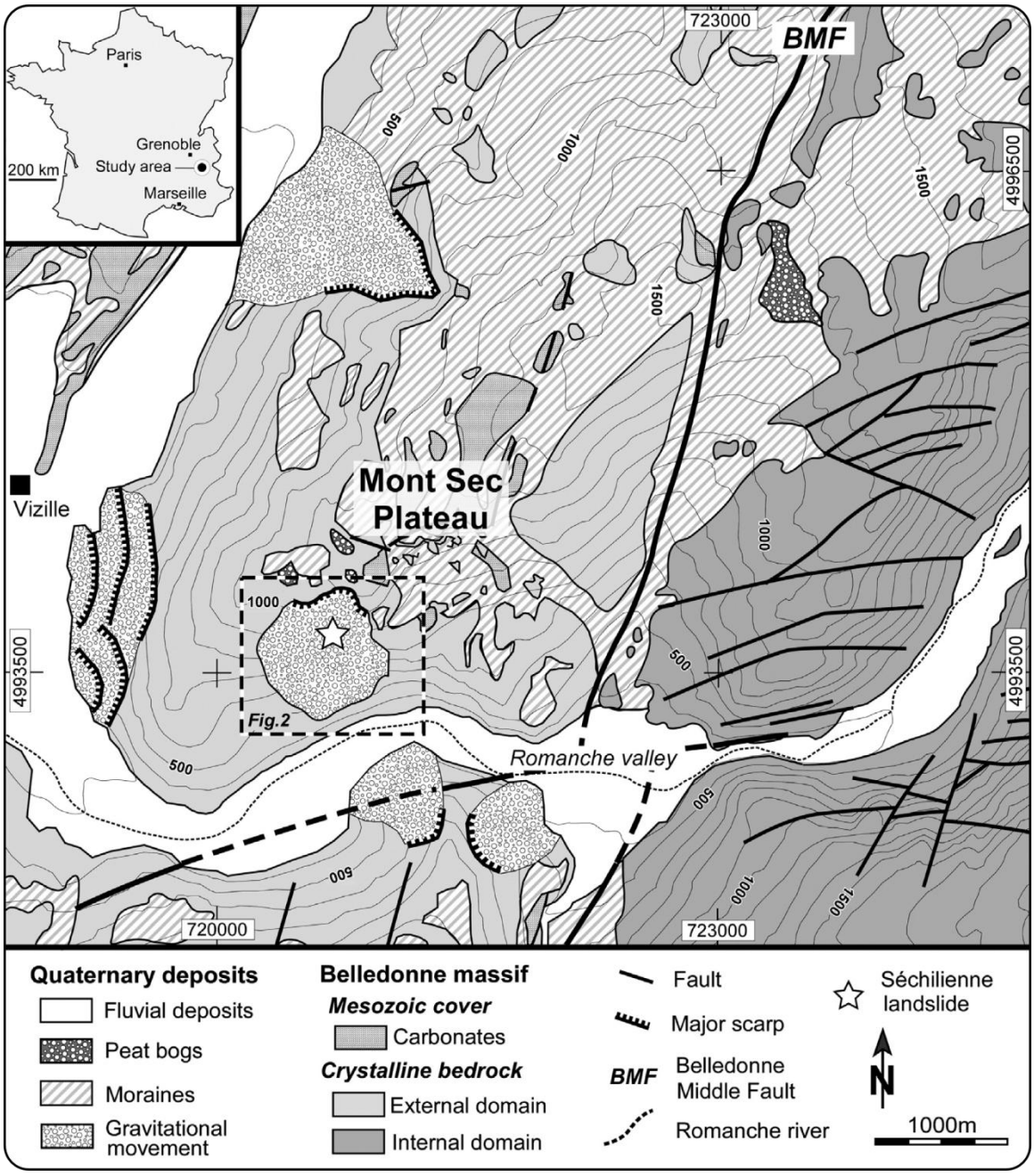


Figure V-6 Geological and structural map of the lower Romanche Valley with the location of the Séchilienne landslide.

The cross-section of Figure V-7c summarizes the main structural features evidenced at the surface and in the gallery. At the hectometer to kilometer scale, the main set of fractures, near-vertical and trending N70, cuts the whole mass and appears as V-shaped troughs filled with soil deposits at the surface and as crushed zones in the gallery. This major fracture family, which favors the toppling mechanism in the accumulation zone, is cut by numerous pluri-metric fractures dipping near-parallel to the slope. These two sets of fractures result in a stepped geometry that probably controls the downward movement (Figure VI-7c). Fracturing parallel to the slope has been commonly observed in sites previously covered by glaciers, and the origin of these fractures has usually been associated with the stress release resulting from deglacial unloading (e.g., [*Ballantyne and Stone,* 2004; *Cossart et al.,* 2008]). *Eberhardt et al.* [2004] documented such fractures in the gneissic slope of the Randa valley where a major rockslide occurred in 1991. Modeling the glacial rebound process at this site, they showed that these tensile fractures parallel to topography could be induced up to a depth of 200 m. However, as mentioned before, the permafrost expansion with time could also have played a role in fracturing the rockmass, preferentially parallel to the slope [*Matsuoka and Murton,* 2008].

The Séchilienne landslide has been the subject of multiple investigation campaigns for fifteen years (for a recent review, see [*Le Roux et al.,* 2011]). The combination of the geomorphological and geological analysis, displacement rate values and deep geophysical investigation allowed delineation of the area covered by the landslide (Figure V-7a). The volume affected by the landslide was estimated from deep seismic profiles, bracketed between 48×10^6 m^3 and 63×10^6 m^3 by P-waves velocity (Vp) thresholds at 3000 and 3500 $m.s^{-1}$, respectively [*Le Roux et al.,* 2011]. The two landslide limits are shown in the cross-section (Fig. 2c). Cosmic ray exposure (CRE) dating in the area showed that the glacier retreat occurred at 16.6 ± 0.6 ^{10}Be ka at 1120 m a.s.l [*Le Roux et al.,* 2009]. By transposing the chronological constraints fromthe large alpine valley of Tinée [*Bigot-Cormier et al.,* 2005], located 130 km to the South, *Le Roux et al.* [2009] proposed that the total down-wastage of the Romanche valley at 400 m a.s.l occured at 13.3 ± 0.1 ka. *Delunel* [2010] calculated a vertical glacier ablation rate between 0.30 and 0.37 m $year^{-1}$ in the valley of Vénéon, filled with a 670 m thick glacier. Applying these ablation rates to the 760 m high Romanche glacier, extending from the bottom of the Romanche valley (380 m) to the Mont Sec plateau (1140 m), provide an age of down-wastage of the valley about 14.3 ± 0.3 ka. Therefore, the failure of the Séchilienne slope head scarp failure initiated at 6.4 ± 1.4 ^{10}Be ka [*Le Roux et al.,* 2009], occurred at least 6200 years after glacial retreat. Therefore the slope destabilization was not an immediate consequence of the Romanche valley debutressing, and the observed delay may have been related to the permafrost persistence at least partly. This hypothesis is examined in the following sections.

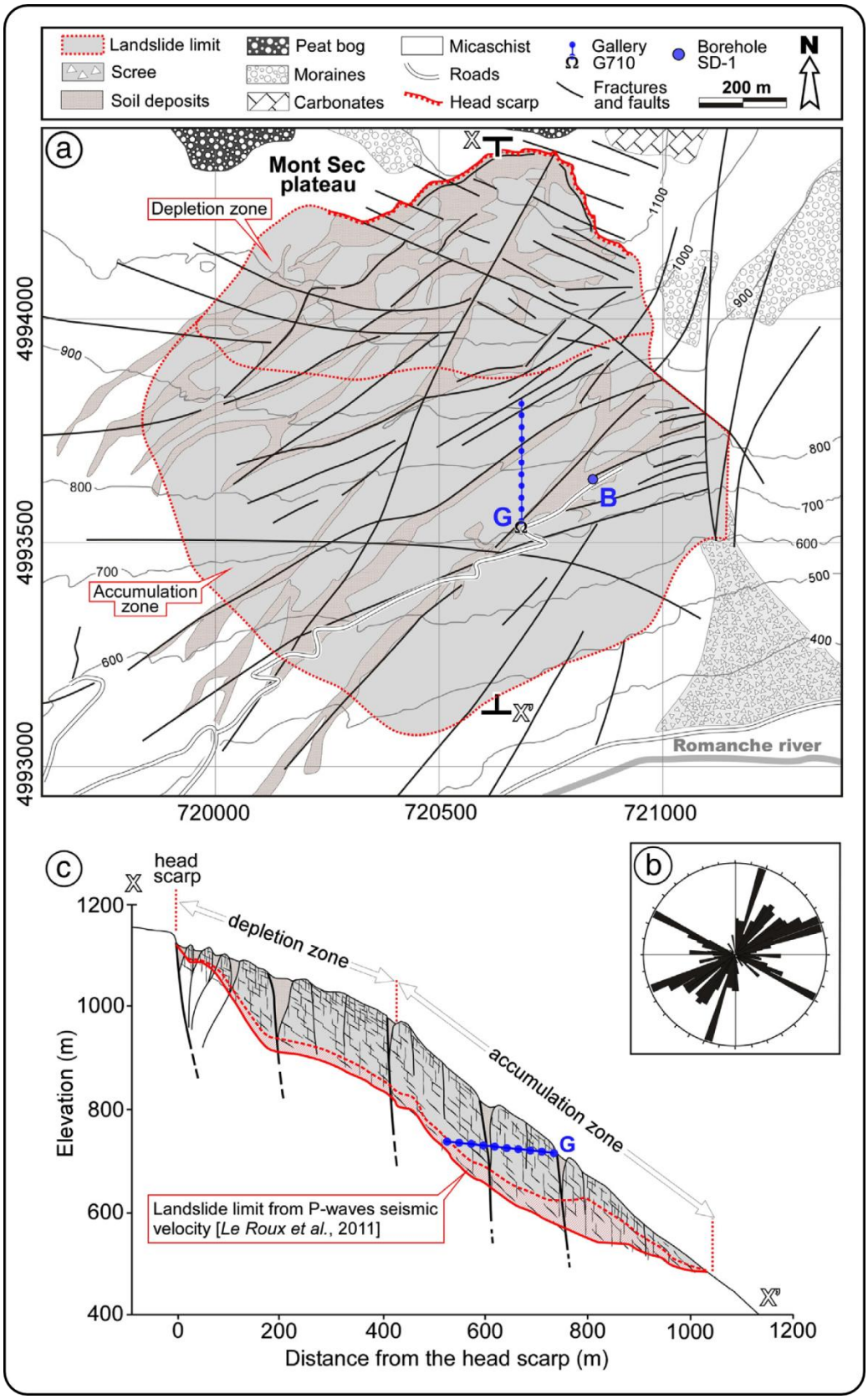


Figure V-7 Geology and geomorphology of the Séchilienne landslide (a) Structural sketch map with the location of the investigation gallery (G) and the borehole (B). (b) Rose diagram of structural data for the Séchilienne slope (modified from *Leroux et al.* [2011]). (c) North-south cross section with the two main inferred sets of fractures (near-vertical N70 oriented and near-parallel to the slope). The lower seismic limit of the zone affected by the landslide is drawn, considering the two Vp threshold limits at 3000 m.s^{-1} (dotted red line) and 3500 m.s^{-1} (plain red line).

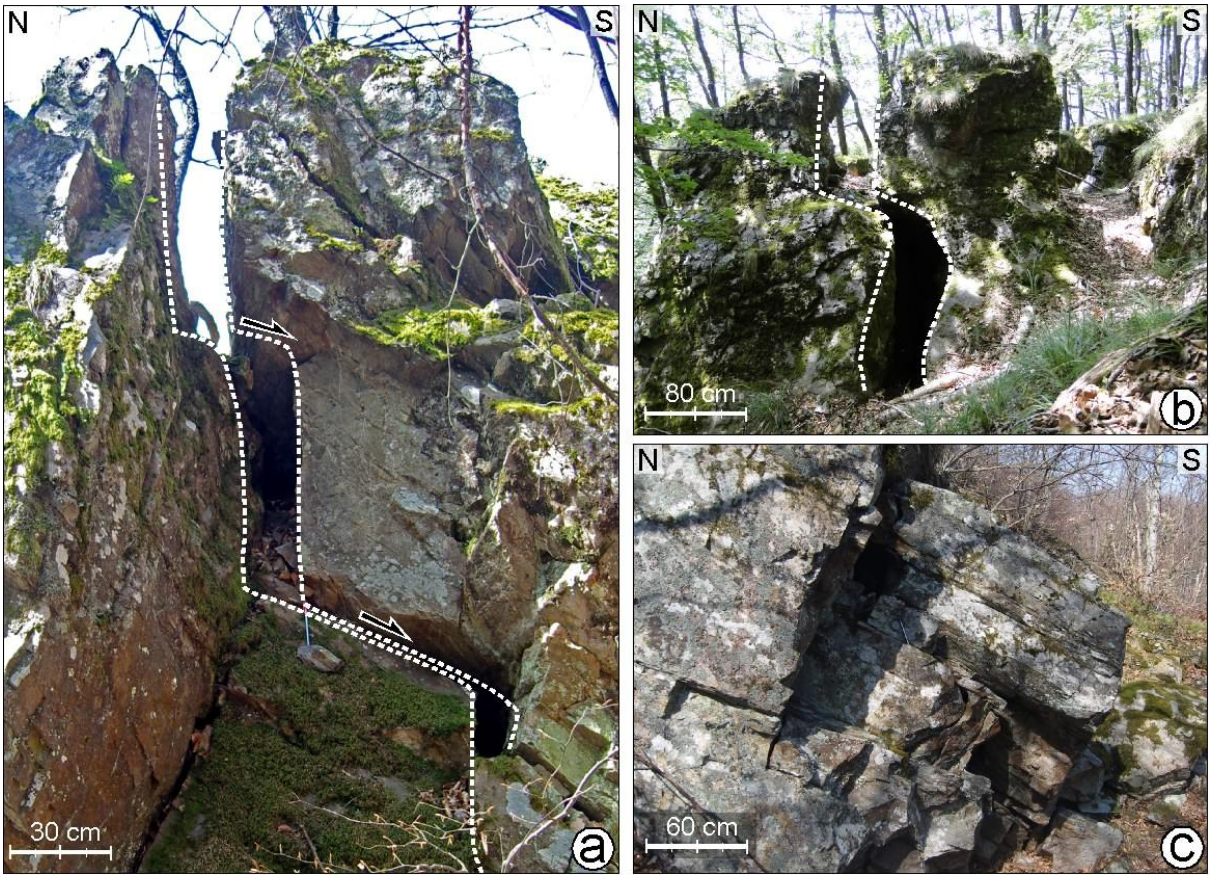


Figure V-8 a) Characteristic meter-size fractures dipping near-parallel to the slope and intersecting the N70 oriented near-vertical fractures. This geometry contributes to the downward motion of the slope. b) Fracture parallel to the slope in the depletion zone. c) Penetrative fracture set parallel to the slope in the accumulation zone.

V.4.1.3 Ground thermal evolution model

As the climatic and surface conditions prevailing in the study area over the last 21,000 years are poorly known, the simple TTOP model [*Smith and Riseborough,* 1996] was chosen and coupled with the heat transfer equation in a 2D finite element code for simulating the permafrost temperature variations in the Séchilienne slope. Following *Riseborough et al.* [2008], the temperature profile is divided in five distinct layers, from top to bottom (Figure V-9): 1) the lower atmosphere, 2) the surface layer (from the base of the lower atmosphere to the Earth surface), 3) the active layer (from the Earth surface to the permafrost table), 4) the permafrost body and 5) the deep ground. The corresponding boundary temperatures are the mean annual air temperature (T_{maa}), the mean annual ground surface temperature (T_{mag}), the mean annual temperature at the top of the permafrost body (T_{top}) and themean annual temperature at the bottom of the permafrost body (T_{bot}). The difference between Tmaa and Tmag and that between Tmag and Ttop are called surface offset and thermal offset, respectively [*Smith and Riseborough,* 1996].

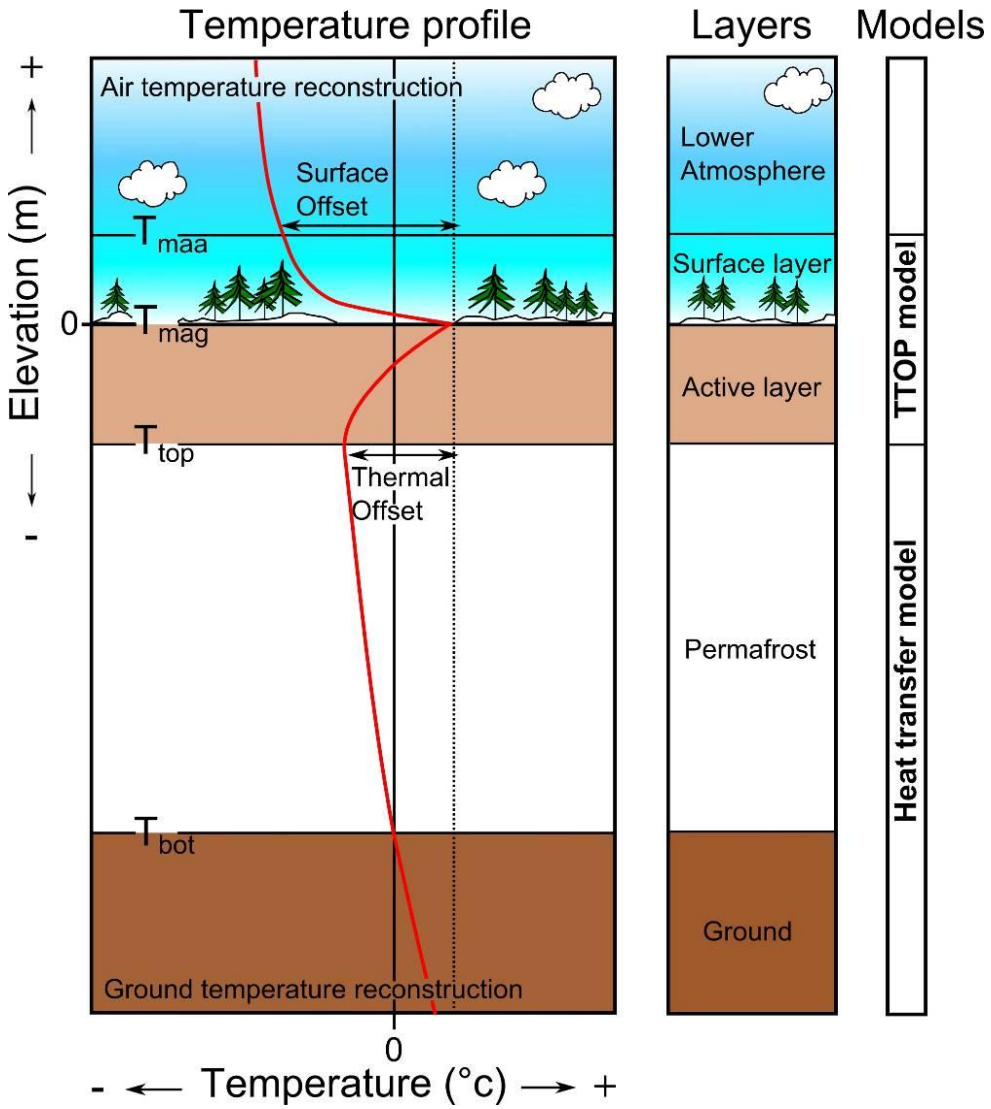


Figure V-9 Permafrost model showing the five distinct layers and the temperature vertical profile curve (red line) (modified from *Riseborough et al.,* 2008). Tbot: mean annual temperature at the bottom of the permafrost. Ttop: mean annual temperature at the top of the permafrost. Tmaa: mean annual air temperature. Tmag: **mean annual ground surface temperature**

The TTOP model combines the processes occurring in the surface layer and in the active layer to estimate the temperature T_{top}. The surface offset (Figure V-9) depends on the isolating and albedo effects of different ground conditions (vegetation, snow cover, forest floor, mineral soils, etc.) and could be estimated by calculation of the surface energy balance. In the TTOP model, these complex processeswithin the surface layer are simplified and accounted for by the freezing and thawing factors (n_F and n_T, respectively). The n_T factor incorporates all microclimatic effects (radiation, convection, evapotranspiration, etc.) due to vegetation, while n_F is mainly controlled by the influence of snow cover [*Smith and Riseborough,* 1996]. The TTOP model is detailed in Appendix 1. In and below the permafrost, a simple heat transfer model [*Williams and Smith,* 1989] is used to relate T_{top} to T_{bot}, considering the geothermal flux and the latent heat phase changes. Fluctuation of permafrost thickness, however, changes the thermal regime by consuming or releasing large amounts of latent heat during freeze/thaw processes, respectively. Following *Mottaghy and Rath* [2006], the latent

heat phase change is accounted for by introducing an effective heat capacity c_e in the heat transfer equation (see Appendix 2).

V.4.1.4 Air temperature reconstruction

The thermal response simulation of the Séchilienne slope requires the mean annual air temperature curve (T_{maa}), from the Late Glacial Maximum (21 ka, [*Clark et al.,* 2009]) to the present day, as well as the seasonal temperature fluctuations (ATA) that are deduced from the mean annual temperatures of the coldest and warmest months (T_{mco} and T_{mwa}, respectively). The three T_{maa}, T_{mco} and T_{mwa} curves over the time period of 21 to 0 ka were reconstructed for the Séchilienne site by compiling curves of several origins and spanning different time intervals (Figure V-10). The following datawere considered: (1) recent temporal climatic series characterizing the studied area from 1960 to the present (l'Association Infoclimat, 2011); (2) the Greenland ice core records providing the T_{maa} curve evolution from 40 to 0 ka [*Alley,* 2000]; (3) quantitative pollen climate reconstructions for Central Western Europe giving thermal anomalies of T_{maa}, T_{mco}, and T_{mwa} with respect to the present-day temperature since 12.0 ka [*Davis et al.,* 2003]; and (4) T_{mwa} deduced from chironomids and pollen data from 14.0 to 10.8 ka [*Ilyashuk et al.,* 2009]. For the present period, the temperature series measured at the Grenoble Saint Geoirs meteorological station between 1960 and 2010 was used to produces the T_{maa}, T_{mwa} and T_{mco} curves. This station is located 50 km NW of the Séchilienne slope at an elevation of 384 m a.s.l, required a lapse rate correction to account for the elevation difference to the top of the Séchilienne slope (1140 ma.s.l). Thus, we applied the altitudinal temperature decrease of 5.7 °C km^{-1} proposed by *Ortu et al.* [2008]. The obtained temperatures were taken as present day reference values at 1140 m a.s.l. The temperature variations determined for Central Western Europe between 10.8 to 0 ka [*Davis et al.,* 2003] were applied to compute the T_{maa}, T_{mco}, and T_{mwa} temperature curves at the top of the Séchilienne slope (1140 m a.s.l) during the same period (Figure V-10). The T_{maa} curve was extended to 21 ka by using the Greenland ice core records [*Alley,* 2000], while the T_{mwa} curve was constrained from 10.8 to 14.0 ka by using chironomids [*Ilyashuk et al.,* 2009]. Determining ATA from the T_{mwa} and T_{maa} curves allowed the T_{mco} curve to be computed during the same period of time (Figure V-10). Finally, the only missing data (T_{mco} and T_{mwa} curves between 21 and 14 ka) were estimated by assuming a linear relationship between T_{maa} and ATA values. These composite temperature curves (T_{mwa}, T_{mco}, and T_{maa}) were used as input data in the thermal modeling of the Séchilienne slope from 21 to 0 ka. Despite a substantial uncertainty, they provide a plausible estimate of the temperature variation at the study site In Figure V-10, four thermal periods were distinguished (labeled A to D) from the temperature curve fluctuations: a cold period A from 21 ka (Last Glacial Maximum) to 14.7 ka with a mean T_{maa} around −8 °C; a warmer period B from 14.7 to 13.0 ka with a T_{maa} between −4.0 °C and +5.5 °C; a short colder period C until 11.6 ka with a mean T_{maa} around −10 °C; and a warmer period D from 11.6 to 0 ka (Holocene) with a T_{maa} between +1.5 °C to +7.5 °C.

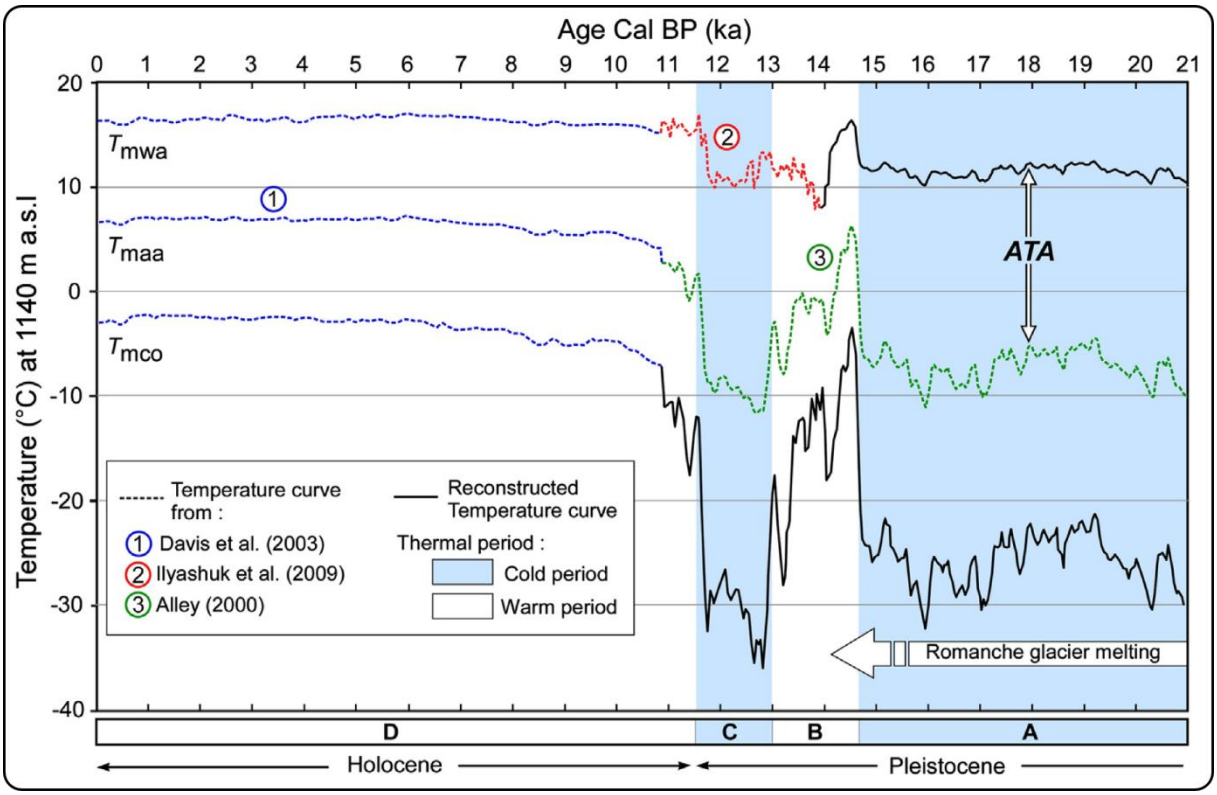


Figure V-10 Paleo-temperature curves from Last Glacial maximum (-21 kyr) up to present-day (see text for details). YD: Younger Dryas. B-A: Bølling-Allerød. Temperature data are in dashed line, with a different color according to the authors. 1) blue: *Davis et al.,* 2003. 2) red: *Ilyashuk et al.,* 2009. 3) green: *Alley,* 2000. Reconstructed temperatures are in plain line. Tmwa**: mean annual temperature curve for the warmest months.** Tmaa**: mean annual air temperature curve.** Tmco**: mean annual temperature curve for the coldest months. ATA: annual temperature amplitude. Four climate periods (labeled A to B) are distinguished.**

V.4.1.5 Numerical model definition

V.4.1.5.1 Thermal scenarios

Because of the little knowledge on the thermal and surface conditions prevailing in the Séchilienne region during the last -21 kyr, four models were defined, implying two glacier thermal regimes and two ground thermal sets of parameters. First, as glaciers are often polythermal [*Owen et al.,* 2009], two glacier thermal regimes were considered: a cold glacier (regime C) and a temperate glacier (regime T), with a base temperature equal to T_{top} and 0°C, respectively. Second, thermal ground parameters were usually set constant in numerical modeling [e.g. *Kukkonen and Safanda,* 2001], although the vegetation and snow cover conditions controlling the *n*-factors significantly varied during the succession of different climatic periods (Figure 5). Two ground condition scenarios were then considered. In the first one, *n*-factors were constant with time and the value ranges ($0.40 \leq n_T \leq 1.30$; $0.20 \leq n_F \leq 1.00$) were derived from the works of *Lunardini* [1978], *Jorgenson and Kreig* [1988] and *Juliusen and Humlum* [2007], with the same default values (n_T=0.70 and n_F=0.50) as those used by *Smith and Riseborough* [1996]. In the second scenario, *n*-factors were defined for each of the four climatic periods (Table 1). During the cold periods A and C (Figure 5), the n_F factor was computed using the relation proposed by *Riseborough and Smith* [1998], assuming a snow cover between 0.2 m and 1 m and an average T_{maa} value of -8°C and -10°C for periods A and C, respectively. Corresponding n_T factor values were derived from *Juliusen and Humlum* [2007] for barren ground surface. Under

warm periods, both n_F and n_T are controlled by vegetation and the default values and ranges were defined from *Lunardini* [1978], *Jorgenson and Kreig* [1988] and *Juliusen and Humlum* [2007]. Finally, glacier-covered areas were characterized by n_F=1 and the n_T values for cold periods (Table 1).

N-factors		Climate period				Glacier
		D	*C*	*B*	*A*	
n_F	*Variation range*	0.25 - 0.35	0.30 - 0.70	0.25 - 0.35	0.20 - 0.60	-
	Default	0.30	0.50	0.30	0.40	1.00
n_T	*Variation range*	0.40 - 0.80	0.90 - 1.30	0.40 - 0.80	0.90 - 1.30	0.90 - 1.30
	Default	0.60	1.10	0.60	1.10	1.10

Tableau V-1 Default values and variation ranges of the n-factors used in the scenario 2 for the 4 climate periods (A to D) and for ground surfaces covered by the glacier.

Considering the two glacier thermal regimes (T and C) and the two thermal ground conditions (1 and 2, with constant and time-variable n-factors, respectively), we numerically simulated four models (labeled 1C, 1T, 2C and 2T). The initial conditions prevailing at 21.0 ka were a surface temperature T_{maa} = -10 °C (Figure V-10) and a glacier level at 1200 m a.s.l [*Montjuvent and Winistorfer,* 1980]. Exploiting the CRE data of *Leroux et al.* [2009] and *Delunel* [2010], glacier ablation rates of 0.014 and 0.335 $m.yr^{-1}$ were applied before and after 16.6 ka, respectively.

V.4.1.5.2 ***Method and geometrical model***

The 2D thermal evolution in the Séchilienne slope was numerically simulated during the last 21,000 years, by implementing the permafrost model of Figure V-9 in the 2D finite-element Comsol software [http://www.comsol.com]. First, the slope geometry before destabilization was approximately reconstructed along the NS cross-section of Figure V-7c by balancing the depletion and accumulation surfaces (Figure V-11). It resulted in a simple 40° slope cut by the Mont Sec plateau and the valley at 1140 m a.s.l and 380 m a.s.l, respectively.

This model was laterally and vertically extended to limit boundary effects and was gridded (Figure V-10), using a mesh composed of 1758 triangular elements with a size between 65 and 135m. The temperature evolution in the slope over the last 21,000 years was simulated with a time step of 4.2 years. A null horizontal heat flux was applied at both vertical boundaries of the model, while a constant vertical upward heat flow of 65 $mW.m^{-2}$, similar to the present-day flux [*Lucazeau and Vasseur*, 1989; *Goy et al.*, 1996], was imposed at the bottom of the model.

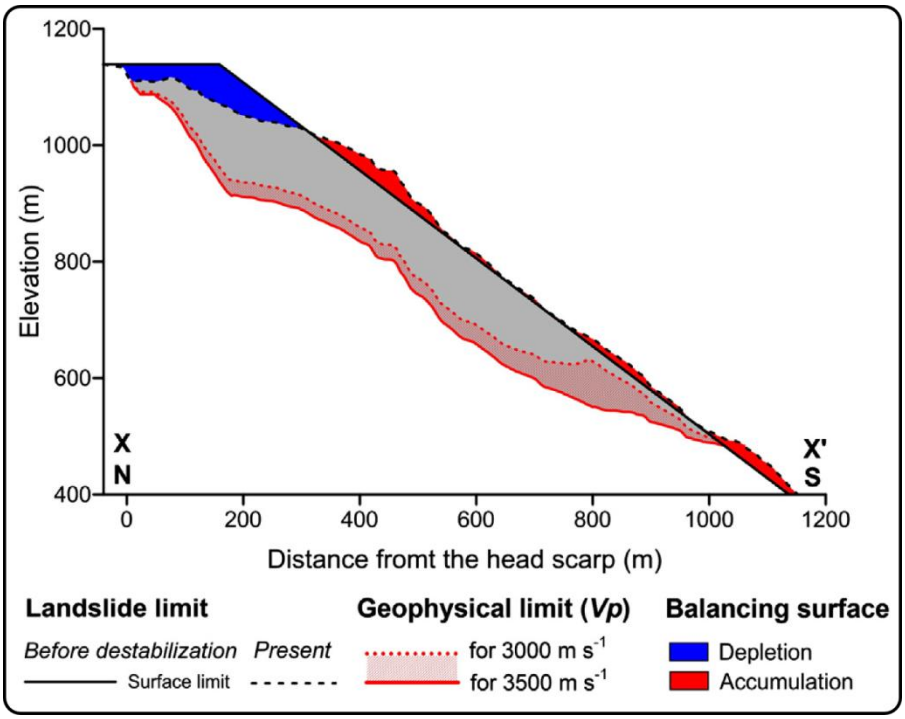


Figure V-11 2D reconstruction of the Séchilienne slope geometry before destabilization (cross-section of Figure V-7c), obtained by balancing the depletion and accumulation surfaces. The uncertainty on the landslide base (threshold between 3000 m.s^{-1} and 3500 m.s^{-1}) is shown with red lines.

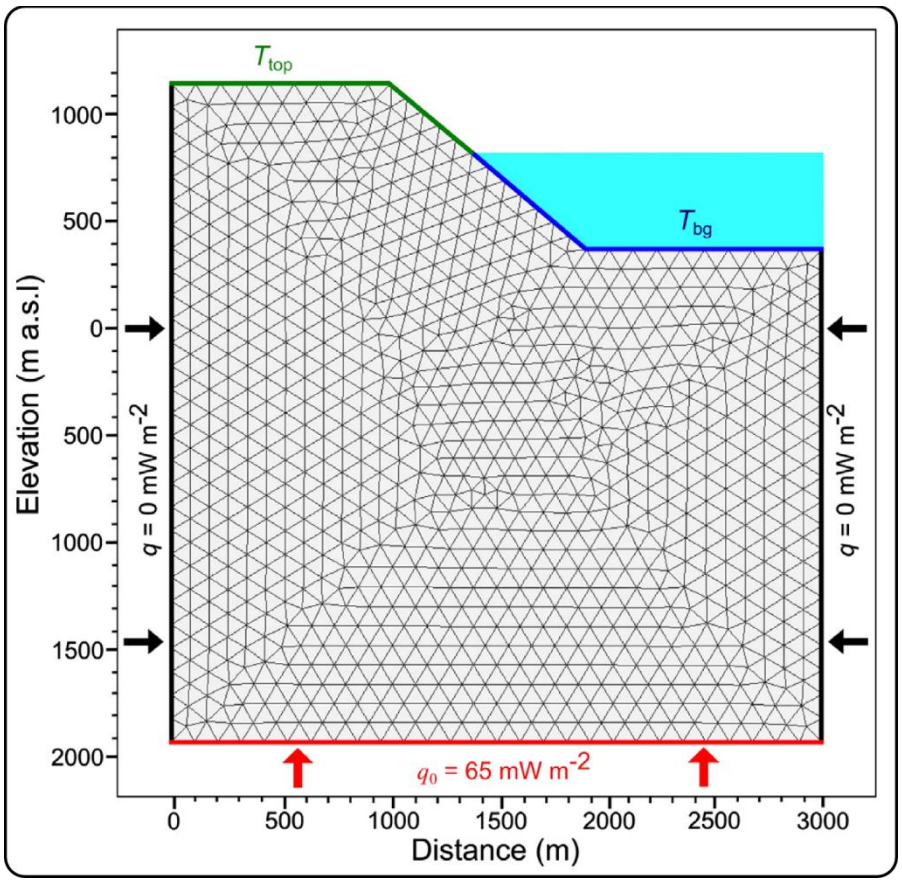


Figure V-12 The 2D Séchilienne slope model with the applied boundary conditions. The glacier at time 15,6 ka is in blue. T_{top}**: Temperature deduced from the TTOP model and imposed at the surface.** T_{bg}**: Temperature at the base of the glacier. The thickness of the glacier varies between 0 and 820 m.**

V.4.1.5.3 Parameters

The model was supposed homogeneous and the parameter values used for the thermal simulation are given in Table 2 (default values and variation ranges). Porosity and bulk density values (ϕ and ρ_d) were determined by previous laboratory tests performed on micaschist samples [*Leroux et al.,* 2011], with default values of 3.7 % and 2730 kg/m^3, respectively. Porosity was bracketed between 0.9 and 5.3 %. Although micaschists are thermally anisotropic, a unique thermal conductivity value k_T of 2.5 W.m^{-1}.°C^{-1} was considered in thawed rock [*Goy et al.*, 1996], while a heat capacity value of c = 800 J.kg^{-1} °C^{-1} was taken from the literature [*Stacey and Davis*, 2008]. A ground conductivity ratio $r_k = k_T / k_F$ between 0.25 and 1 was considered, with a default value fixed at 0.5 [*Smith and Riseborough*, 1996]. A freezing interval parameter θ of 0.3°C was taken between the solidus and liquidus temperatures [*Wegmann*, 1998].

	Model parameters	Variation range	Default	Units
Φ	Porosity	0.9 - 5.3	3.7	%
ρ_d	Dry bulk density	-	2730	$kg.m^{-3}$
c	Specific heat capacity	-	800	$J.kg^{-1}.°C^{-1}$
k_T	Thermal conductivity	-	2.5	$W.m^{-1}.°C^{-1}$
r_k	Ground conductivity ratio (k_T/k_F)	0.25 - 1.00	0.5	-
θ	Freezing interval	-	0.3	°C
n_F	Freezing n-factor	0.20 - 1.00	0.5	-
n_T	Thawing n-factor	0.4 - 1.3	0.7	-
s_c	Slope attitude correction	0 - 0.4	0	°C
q_o	Geothermal flux	-	65	$mW.m^{-2}$

Tableau V-2 Default values and variation ranges for the parameters used in the model. See text for details.

Finally, as ground temperatures also depend on the solar radiation [*Blackwell et al*., 1980], which is controlled by the slope angle and orientation, we also considered a scenario with a temperature correction of + 0.4 °C applied to the south-facing 40° Séchilienne slope ([*Safanda*, 1999]; Tableau V-1). The T_{top} values at the ground surface were calculated from the air temperature curves of Figure V-10, using eq. 1 in Appendix 1. A thermal gradient of 5.7 °C km^{-1} was considered for elevation corrections [*Ortu et al.,* 2008].

V.4.1.6 Modeling results

The temperature evolution in the slope was simulated for the four models, considering the default values of Tableau V-2. The temperature distributions computed for Model 1T (constant n-factors and temperate glacier) at seven different times (Figure V-13b) are plotted with an interval of 2°C in Figure V-13a, along with the extension of the permafrost (dark blue) and the glacier (light blue). Permafrost depths measured perpendicular to the slope at 4 points (P1 to P4, Figure V-13a) are given in Tableau V-3 for different times with an accuracy of ± 10 m. Notably, the permafrost limits are roughly parallel to the slope surface. At 21.0 ka (time 1 inFigure V-13b) , there was no permafrost since the long-term temperature at the bottom of the temperate glacier was zero. During

the cold period A (times 2 and 3, 16.6 and 15.0 ka), the permafrost gradually spread into the upper and middle parts of the ice-free slope, following the glacier lowering. The maximum permafrost thickness reached about 190 m (Tableau V-3). During the warmer period B (time 4, 14.1 ka), the permafrost thinned and just an iced core remained in the upper part of the slope. During the following cooler period C (times 5 and 6, 13.0 and 12.0 ka), the permafrost developed into the slope to reach again a maximum depth of 190 m. At the beginning of the Holocene (period D, time 7, 10.0 ka), the temperature raised quickly before stabilizing, provoking the quick melt of the permafrost that vanished.

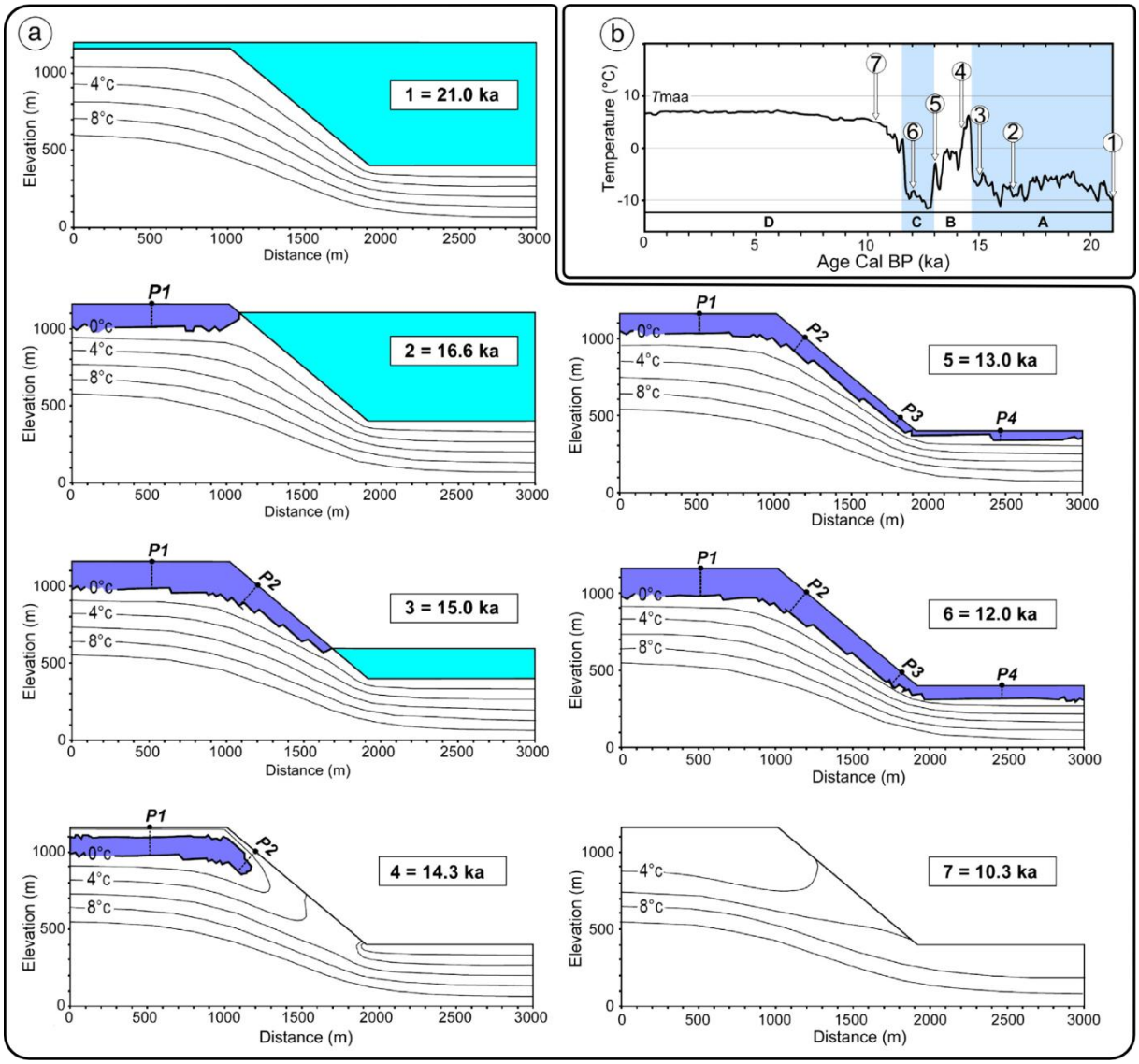


Figure V-13 Results of 2D thermal modeling a) Temperature distributions simulated for model 1T (constant n-factors n_T = 0.7 and n_F = 0.5 and temperate glacier) at the seven different times shown in b). The permafrost and glacier extensions are shown in dark and light blue, respectively. P1 to P4 show the locations where permafrost thickness values were extracted (Tableau V-3).

Model	t= -16.6 kyr				t= -15.0 kyr				t= -14.3 kyr				t= -13.0 kyr				t= -12.0 kyr				Permafrost disappearance age (kyr)
	Permafrost depth (m)				Permafrost depth (m)				Permafrost depth (m)				Permafrost depth (m)				Permafrost depth (m)				
	P1	P2	P3	P4	P1	P2	P3	P4	P1	P2	P3	P4	P1	P2	P3	P4	P1	P2	P3	P4	
Model 1T	160	-	-	-	**195**	175	-	-	195	180	-	-	135	130	70	75	190	**190**	**115**	**105**	-10.5
Model 1C	**315**	**330**	**125**	**130**	315	305	125	95	300	305	-	-	220	185	65	70	255	245	120	125	-10.2
Model 2C	**170**	180	**70**	**70**	165	**185**	65	45	170	180	-	-	100	100	-	-	170	155	65	70	-10.9
Model 2T	**135**	-	-	-	130	125	-	-	-	-	-	-	105	95	-	-	130	**130**	**70**	**75**	-11.1

Tableau V-3 Depth of the permafrost base (in m) at the 4 sites (P1 to P4) shown in Figure V-13. The maximum permafrost depth reached at each site is underlined in gray for the four models. In the last column, the age of the permafrost disappearance is given for each model.

Simulations for the other three models 1C, 2C and 2T are shown in Figure 9 at the same different times and corresponding permafrost depths are given in Table 3. Under cold glacier conditions, the slope was initially frozen to a depth varying between 150 m to 350 m and 100 m to 225 m, for models 1C and 2C respectively (Figure 9). From -21 kyr to -15 kyr (cold period A), the glacier progressively lowered and the permafrost volume slightly decreased to reach a thickness ranging from 95 m to 315 m and 45m to 165m for models 1C and 2C, respectively. During the warmer period B (-14.1 kyr), the glacier disappeared from the valley and the permafrost was reduced to a thick core in the upper part of the slope, with a much larger extension for model 1C. At -13.0 kyr, the cold climatic period C initiated a new growing of the permafrost along the slope, which reached a depth between 120 m and 255 m (Model 1C) and from 70 m to 170 m (Model 2C) at -12.0 kyr. The permafrost disappearance occurred at -10.3 kyr for Model 1C and about 1 kyr earlier for Model 2C.

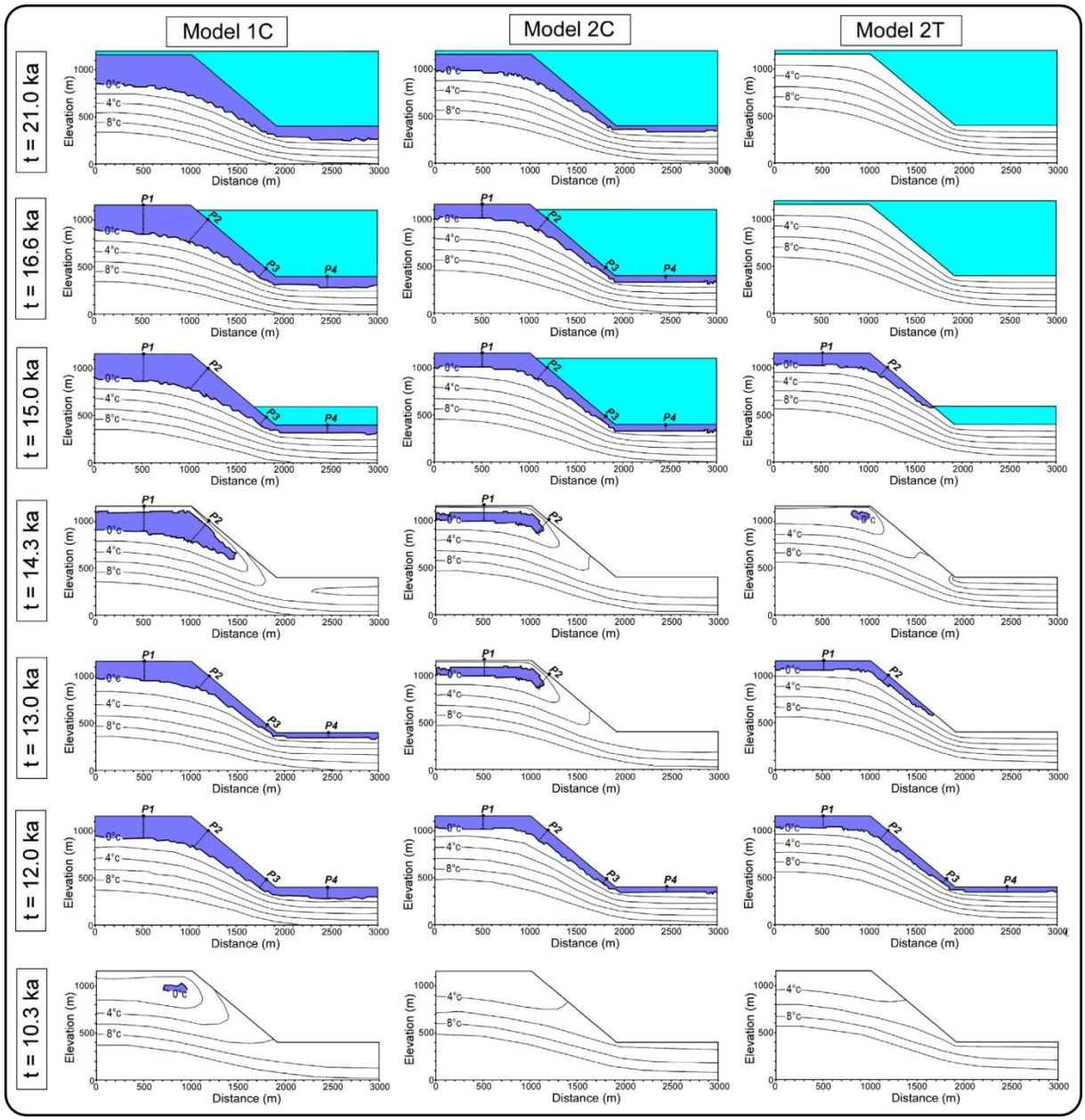


Figure V-14 2D temperature distributions simulated for the three models 1C, 2C and 2T (1: constant n-factors; 2: variable n-factors; C: cold glacier; T: temperate glacier) at different times, applying the temperature curves in Figure V-10. The permafrost and glacier extensions are shown with deep and light blue colors, respectively. P1 to P4 show the locations where permafrost thickness values were extracted (Tableau V-3).

Finally, the permafrost evolution with time for Model 2T (variable *n*-factors in Tableau V-1) is similar to that described for Model 1T (Figure V-13), with lower permafrost depths. In Tableau V-3, permafrost depths at P1 to P4 for the four models are compared at the five different times along with the permafrost disappearance age. A striking feature is that the permafrost totally melts in the same time range (11.0 to 10.0 ka) for all simulations. The comparison of the permafrost depths along the slope shows that the maximum extension of permafrost (330 m at the top of the slope) was obtained for Model 1C while the more limited extension was observed for Model 2T (125 m at the same site). For the same glacier conditions, accounting for time-dependent *n*-factors resulted in less development of the permafrost than the extension computed with constant *n*-factors. Notably, for

cold glacier conditions (Models 1C and 2C), the maximum permafrost depths were reached during the first cold period A, while they were observed during the second cold period (C) under temperate glacier conditions.

V.4.1.7 Discussion

The maximum depth reached by the permafrost along the slope is plotted in Figure V-15 for the 4 models. Three models (1T, 2T and 2C) yield relatively similar results, while a significant deviation in permafrost depth (330 m) is observed for the Model 1C. Although cold glacier conditions cannot be locally excluded, the strong glacial erosion observed in the Western Alps [*Owen et al,* 2009] is in favor of a temperate regime at Séchilienne. In particular, Model 1C (constant n-factors and cold glacier) is the least plausible among the considered models and can be discarded. The permafrost penetration obtained for Model 1T (105 to 195 m) is compared to the thickness values (100 to 250 m) computed by *Kukkonen and Safanda* [2001] in northern Fennoscandia, using the same TTOP model under the same conditions. In both studies, depth values are of the same order of magnitude. As concluded by *Kukkonen and Safanda* [2001], depth estimations could be improved by accounting for the changes in snow and vegetation cover. In order to define the most impacting parameter on the modeling results, we performed a sensitivity analysis for models 1C and 1T, varying the five poorly constrained parameters (ξ, r_k, n_T, n_F and s_c) in the range indicated in Tableau V-2. The results (not shown) indicate that the predominant parameter is n_F, underlining again the need to better precise the *n*-factor values for modeling. The effect of *n*-factor fluctuations with climate was investigated in Model 2T and it turned out that the permafrost penetration was about 30 % less in this case (70-135 m; Tableau V-3 and Figure V-15). Sensitivity tests were made for the same Model 2T, focusing on the n-factor variations in the range shown in Tableau V-2. The maximum observed effect is a permafrost persistence variation of 600 years and a depth fluctuation of 30 m with respect to the default values.

The maximum depth reached by the permafrost for the three models (1T, 2T and 2C) is comparable to the depth affected by the landslide along the same cross-section (Figure V-15), considering the two Vp threshold limits (3000 $m.s^{-1}$ and 3500 $m.s^{-1}$) proposed by *Leroux et al*., [2011]. The maximum permafrost depths computed along the slope are in the same order of magnitude (100 to 190 m) as the thickness of the damaged zone imaged by the seismic investigation *Leroux et al*., [2011]. This comparison suggests that the long-term permafrost front fluctuations during the last 21,000 years could have played a role in mechanically degrading the slope through ice segregation, a mechanism suggested by *Wegmann et al.*, [1998] and *Kukkonen et Safanda*, [2001] in other regions. This hypothesis is supported by the observation of meter-size fractures near-parallel to the slope, both at the surface and in the first 100 m of borehole B. The common explanation for this fracture pattern is the stress release following deglacial unloading [*Balantyne and Stone*, 2004; *Cossart et al.*, 2008]. The penetration and intensity of fracturing during debutressing strongly depend on the rock mechanical characteristics [*Augustinus*, 1995] which then could have been controlled by the permafrost-induced slope weakening.

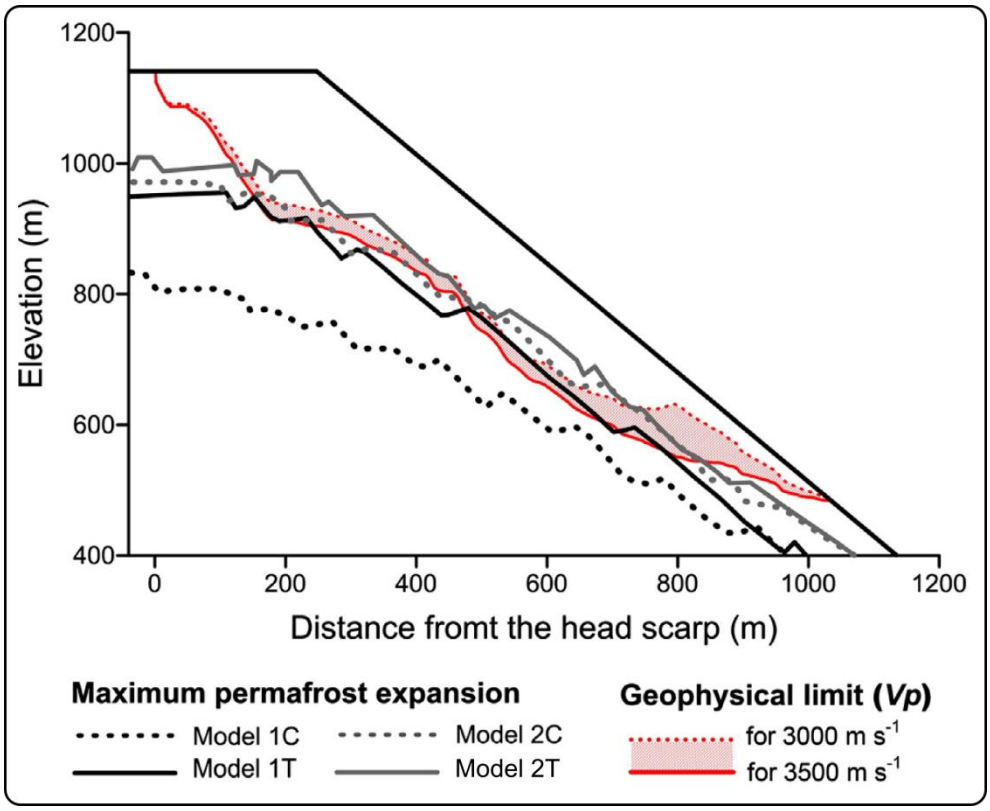


Figure V-15 Maximum permafrost depths computed for the four models (default values) along the Séchilienne slope before destabilization. They are compared with the landslide geometry, considering the two thresholds at 3000 m.s^{-1} (dotted red line) and 3500 m.s^{-1} (solid red line). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Our results are synthesized in Figure V-16, which shows the chronological constraints on the events that could have affected the Séchilienne slope. From CRE dating, the final total down-wastage of the Romanche valley was estimated at 14 ka (Tg^r), at least 6200 years before the initiation of Séchilienne head scarp. This delay can be considered as a minimal pre-failure endurance corresponding to the time interval following the disappearance of the glacier during which the slope endures the new state of stress before the initiation of failure. Thermal modeling results suggest that permafrost vanished in the Séchilienne slope between 10 and 11 ka (Tp), i.e. at least 2000 to 3000 years before the Séchilienne head scarp. These results suggest that the permafrost disappearance did not directly cause the failure but its persistence could have delayed the rupture by a few thousand years, by mechanically strengthening the slope. Finally the head scarp destabilization occurred at 6.4 ka (Td^i), during the warmer and wetter Climatic Optimumperiod [*Davis et al.,* 2003; *Magny*, 2004]. This suggests that increases in temperature and precipitation during the Middle Holocene significantly contributed to the Séchilienne slope destabilization. Figure V-16 emphasizes that the permafrost expansion and degradation since 21,000 years played a key role in the Séchilienne slope development, in a multiprocess phenomenon including glacial debutressing and the Pleistocene to Holocene climate change.

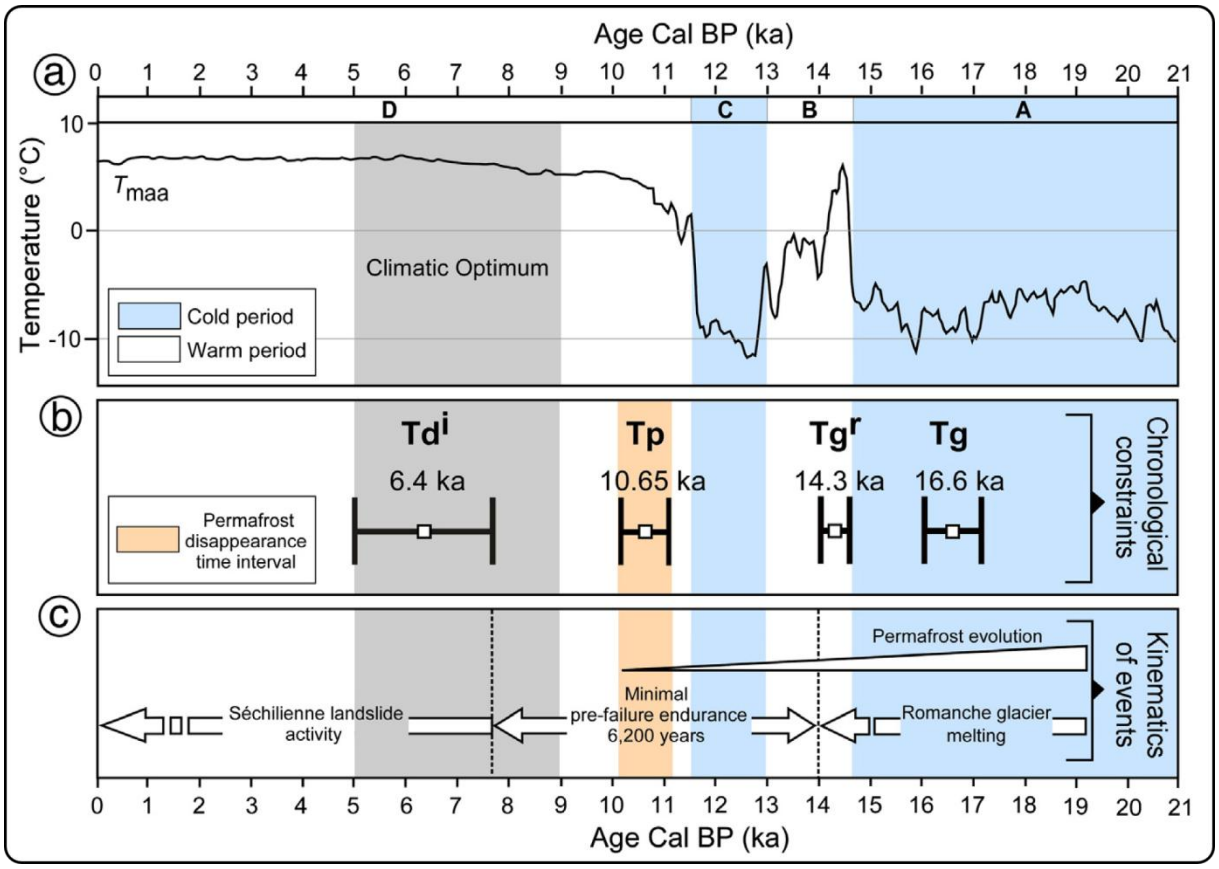


Figure V-16 Succession of kinematics events affecting the Sechilienne slope afther the thermal and chronological constraints (a) Mean annual air temperature curve from Last glacial maximum (21 ka) up to the present day in the Séchilienne slope at 1140 m a.s.l, the Holocene Climatic Optimum period is indicated in grey (b) Chronological constrains. Tg: age of the glacier retreat at 1100 m a.s.l [*Leroux et al.,* 2009]; Tg^r: age of the glacier retreat in the valley at 380 m a.s.l ; Tp: age of permafrost disappearance inferred from thermal modeling; Td^i: initiation phase of the head scarp destabilization [*Leroux et al.,* 2009]. (c) Kinematics of the Sechilienne slope deduced from the chronological data related to glacier melting. Permafrost evolution and landslide activity yielded a minimal pre-failure endurance of 6200 years.

V.4.1.8 Conclusions

The thermal numerical modeling of the Séchilienne slope during the last 21,000 years showed that permafrost vanished around 10 to 11 ka and therefore persisted at least 3000 to 4000 years after total ice down-wastage in the Romanche valley. The strengthening effect of ice can only partly explain the 6200-year delay measured between glacial retreat and instability initiation of the head scarp,which occurred during the wet and warm Climatic Optimum period. These results support the interpretation of a predominant role of climate on slope destabilization, although the effect of seismic activity cannot be ruled out completely. This study also reveals that, under the most plausible conditions (temperate glacier and time-dependent n-factors), the permafrost below the Séchilienne slope since the Last Glacial Maximum (LGM) reached a maximum thickness of 70 to 135 m, which corresponds to the destabilization depth inferred from seismic prospecting. These observations suggest that permafrost expansion weakened the Séchilienne slope and controlled the thickness of ground fractured after glacial unloading. Permafrost development and longevity have turned out to be factors controlling slope stability, in addition to those usually proposed such as glacial debutressing, climate changes and active tectonics. In particular, deep permafrost expansion is

shown to play a significant role in the development of deep-seated landslides in previously glaciated areas. The effect of permafrost is, however, hard to know from direct field observations, and its importance in comparison with that of the other factors is still difficult to assess. Understanding complex gravitational movements requires further investigation combining CRE dating and thermo-mechanical finite element modeling.

Acknowledgements

This study was supported by the Agence Nationale de la Recherche project "ANR-09-RISK-008". We would like to thank Jérôme Nomade for fruitful discussion on climatic curve reconstruction and William Mahaney for the improvement of the manuscript. We also thank the two anonymous reviewers and Takashi Oguchi for their critical reviews.

Appendix 1

In the TTOP model the n_T and n_F factors are applied as transfer functions between T_{maa} and T_{mag}. In the active layer, the thermal offset, which results from the difference in thermal conductivity values between frozen and thawed grounds, is related to ground thermal properties and to the ground surface temperature. The effects of active and surface layers are combined to obtain the following equation (Smith and Riseborough, 1996):

$$T_{\text{top}} = \frac{k_{\text{T}} n_{\text{T}} I_{\text{TA}} - k_{\text{F}} n_{\text{F}} I_{\text{FA}}}{P k^*} \quad \text{with} \quad k^* = \left\{ \begin{array}{l} k_{\text{F}} \text{ if } k_{\text{T}} I_{\text{TS}} - k_{\text{F}} I_{\text{FS}} < 0 \\ k_{\text{T}} \text{ if } k_{\text{T}} I_{\text{TS}} - k_{\text{F}} I_{\text{FS}} > 0 \end{array} \right\} \tag{1}$$

where k_F and k_T are the thermal conductivity values for the frozen and thawed ground, n_F and n_T are the freezing and thawing factors, I_{FA} and I_{TA} are the air seasonal freezing and thawing degree-day indexes, I_{FS} and I_{TS} surface seasonal freezing and thawing-degree days indexes and P is the period (365 days) of temperature fluctuations. Air seasonal indexes can be deduced from the mean annual air temperature curve (called MAAT in the following) and the annual temperature amplitude (ATA) [*Smith and Riseborough*, 1996].

Appendix 2

The effective heat capacity c_e is introduced in the heat transfer equation:

$$-div\,\vec{q} = \rho c_{\text{e}} \dot{T} \quad with \quad c_{\text{e}} = c + \frac{L}{1 + \left(\frac{1}{2} - 1\right)\frac{\rho_{\text{d}}}{\rho_{\text{w}}}} . f \tag{2}$$

where $\vec{q}$ is the conductive heat flux density, ρ is the total rock density, T is the temperature, *c* is the specific heat capacity of rock at constant pressure, *L=3.35 10*^{5} J.kg^{-1} is the latent heat of fusion for water, $\rho_w = 1000\text{kg.m}^{-3}$ is the density of water, ρ_d is the dry bulk density and f is the frozen content of water. f is given by the following equation:

$$f = H\left(T_T - T\right).\frac{2T}{\theta^2}\mathrm{e}^{-(\frac{T_T+T}{\theta})^2} \quad (3)$$

where *H* is the Heaviside function, T_T is the melting point and ϑ is a freezing interval.

V.4.2 Intégration du modèle cinématique du retrait du glacier de la Romanche à la modélisation thermique.

Suite aux campagnes de datations cosmogéniques menées sur le mouvement de Séchilienne, de nouvelles contraintes chronologiques ont été obtenues sur le retrait du glacier et sur l'initiation du mouvement. On peut retenir de ces résultats :

- un retrait du glacier en fond de vallée à 13,4 ± 0,8 ka durant le Bølling-Allerød. Le retrait se déroulerait en deux phases. Une 1er phase très lente jusqu'à 15,1 ± 0,4 ^{10}Be ka caractérisée par un taux d'ablation vertical moyen de 0,022 ± 0,002 m.a^{-1}. Durant cette première phase la surface du glacier va s'abaisser de 120 m passant de 1200 à 1080m d'altitude. La seconde phase présente quant à elle une accélération importante du taux d'ablation vertical. En effet aux 700m de glace restant entre 1080m et le fond de vallée, va s'appliquer un taux d'ablation verticale de 0,434 ± 0,1 m.a^{-1}.

- des âges d'initiation plus anciens pour des escarpements internes (S14, 12,2 ± 0,5 ka ; S9, 8,5 ± 0,5 ka ; S4, 8,4 ± 0,4 ka) que celui obtenu pour l'escarpement sommital (6,4 ± 1,4 ^{10}Be ka, [*Le Roux et al*, 2009]). L'initiation du mouvement aurait donc débuté à 12,2 ± 0,5 ka au niveau de la grande Combe à 953m d'altitude (escarpement S14).

Pour le retrait du glacier, ces résultats mettent en évidence d'une part un âge de désenglacement de la vallée (13,4 ± 0,8 ka) plus tardif à contemporain (en considérant l'incertitude sur l'âge) par rapport à celui précédemment estimé (14,3 ± 0,3 ka) ainsi qu'une cinématique de retrait différente. En effet alors que l'accélération du taux d'ablation été précédemment datée à 16,6 ± 0,6 ^{10}Be ka, les nouvelles contraintes chronologiques obtenues sur le retrait du glacier suggèrent une accélération plus tardif (15,1 ± 0,4 ^{10}Be ka) à la transition Dryas ancien (OD) - Bølling-Allerød (B-A). La surface du glacier se serait donc maintenue plus longtemps dans la partie haute du versant.

V.4.2.1 Définition du model numérique

Pour cette nouvelle modélisation thermique un seul scénario le scénario 2T a été retenu. Ce scénario thermique implique (1) la présence d'un glacier tempéré à la surface du versant avec à sa base une température de 0°C et (2) des n-facteurs (n_T et n_F) variables dans le temps en fonction de la

présence du glacier et de la période climatique (période froide ou chaude) (Figure V-17a). Nous n'avons pas reconduits les modèles 1C et 2C pour lesquels un glacier froid était appliqué en surface car bien que la présence d'un glacier froid n'est pas à exclure, l'érosion importante dans les Alpes occidentales [*Owen et al.,* 2009] suggère plutôt la présence d'un glacier tempéré (Chapitre I, paragraphe 1.2.1). Nous n'avons également pas retenu le modèle 1T pour lequel des n-facteurs constants sont appliqués. En effet compte tenu de la succession de périodes climatiques différentes (Figure V-17a) il nous apparait plus réaliste de considérer des n-facteurs variables, adaptés au changement de conditions de surface. La géométrie du versant ainsi que les valeurs des paramètres utilisés dans le modèle sont identiques à ceux présentés dans l'article. Seule la cinématique de retrait du glacier varie. On applique en effet au glacier un taux d'ablation vertical moyen de 0,022 ± 0,002 $m.a^{-1}$ jusqu'à 15,1 ± 0,4 ^{10}Be ka puis un taux d'ablation vertical de 0,434 ± 0,1 $m.a^{-1}$ s.

V.4.2.2 Résultats de la modélisation thermique 2D

Les résultats de la distribution de la température au sein du versant calculée à des temps différents (temps indiqués sur la Figure V-17a) pour ce nouveau modèle 2T (modèle 2T.b) sont présentés à la Figure V-17b. Ces résultats sont représentés sous la forme d'isothermes avec un intervalle de 2°C et sont associés à l'extension du pergélisol (en bleu foncé) et du glacier (en bleu clair). Nous avons également représenté sur cette figure les résultats obtenus pour le modèle 2T précédent afin de les comparer. Pour évaluer la profondeur atteinte par le pergélisol pour ces deux modèles à différents temps t nous avons mesuré perpendiculairement à la pente la profondeur du pergélisol à quatre endroits localisés sur le versant par les points P1 à P4 (Figure V-17). Ces mesures présentées dans le Tableau V-4 sont données avec une précision de ± 10 m pour six temps différents. Au temps t_1 correspondant à 21 ka, aucun pergélisol n'est observé pour les modèles 2T.a et 2T.b. Le glacier recouvrant toute la surface du versant étant tempéré, la température à sa base est donc de 0°C, empêchant ainsi la formation de pergélisol. Avec un taux d'ablation vertical respectif de 0,014 $m.a^{-1}$ et de 0,022 ± 0,002 $m.a^{-1}$ pour les modèle 2T.a et 2T.b, le glacier va lentement s'abaisser dégageant ainsi à t_2 =16,6 ka le sommet du versant. Les conditions climatiques étant favorables (période froide A, Figure V-17a) le pergélisol va alors se mettre en place. Il se limite cependant au sommet du versant ou il atteint pour les deux modèles une profondeur de 135 ± 10 m (P1). Alors que l'abaissement du glacier se poursuit pour ces deux modèles jusqu'à t_3 =15,0 ka, pour le modèle 2T.a une accélération du taux d'ablation verticale a lieu après 16,6 ka (0,335 $m.a^{-1}$) permettant ainsi au pergélisol de se propager dans la pente du versant (profondeur de 125 m à P2 à t_3 =15,0 ka). Pour le modèle 2T.b le faible taux d'ablation est maintenu. La surface du glacier stagne et ne s'abaisse donc que très peu, limitant ainsi la propagation du pergélisol (épaisseur nulle à P2). A cette période froide va succéder une période chaude celle du Bølling-Allerød (t_4 =14,3 ka) qui va entrainer pour les deux modèles la fonte du pergélisol. Un noyau de glace va toutefois subsister dans la partie haute du versant mais également à mi pente pour le modèle 2T.b. Pour ce modèle, ces noyaux de glace sont cependant moins importants en raison d'un développement plus limité du pergélisol avant la phase de fonte. Pour le modèle 2T.a, le glacier peut encore être observé dans la partie basse du versant alors que celui-ci a complètement disparu pour l'autre modèle. Durant la période froide du Dryas récent (C, t_5 =13,0 ka) qui va suivre les conditions climatiques à nouveaux favorables vont permettre

au pergélisol de se remettre en place. Celui-ci va progressivement se propager du sommet du versant jusqu'au fond de vallée (t_5 =13,0 ka à t_7 =12,0 ka) atteignant sa profondeur maximale à t_7 =12,0 ka (P1 = 130 m; P2 = 130 m ; P3 = 70 m et P4 = 75 m). On observe ainsi pour ces deux modèles 2T.a et 2T.b, une évolution et une extension (épaisseurs similaires) identiques du pergélisol depuis le retrait du glacier. A la courte période froide du Dryas récent va succéder une nouvelle période chaude (C), celle de l'Holocène. L'augmentation rapide et importante de la température va entrainer une fonte rapide du pergélisol et une disparition simultanée pour les deux modèles à 11,1 ka. Ainsi peu importe la cinématique de retrait imposée au glacier, l'âge de disparition du pergélisol est dans les deux cas identiques.

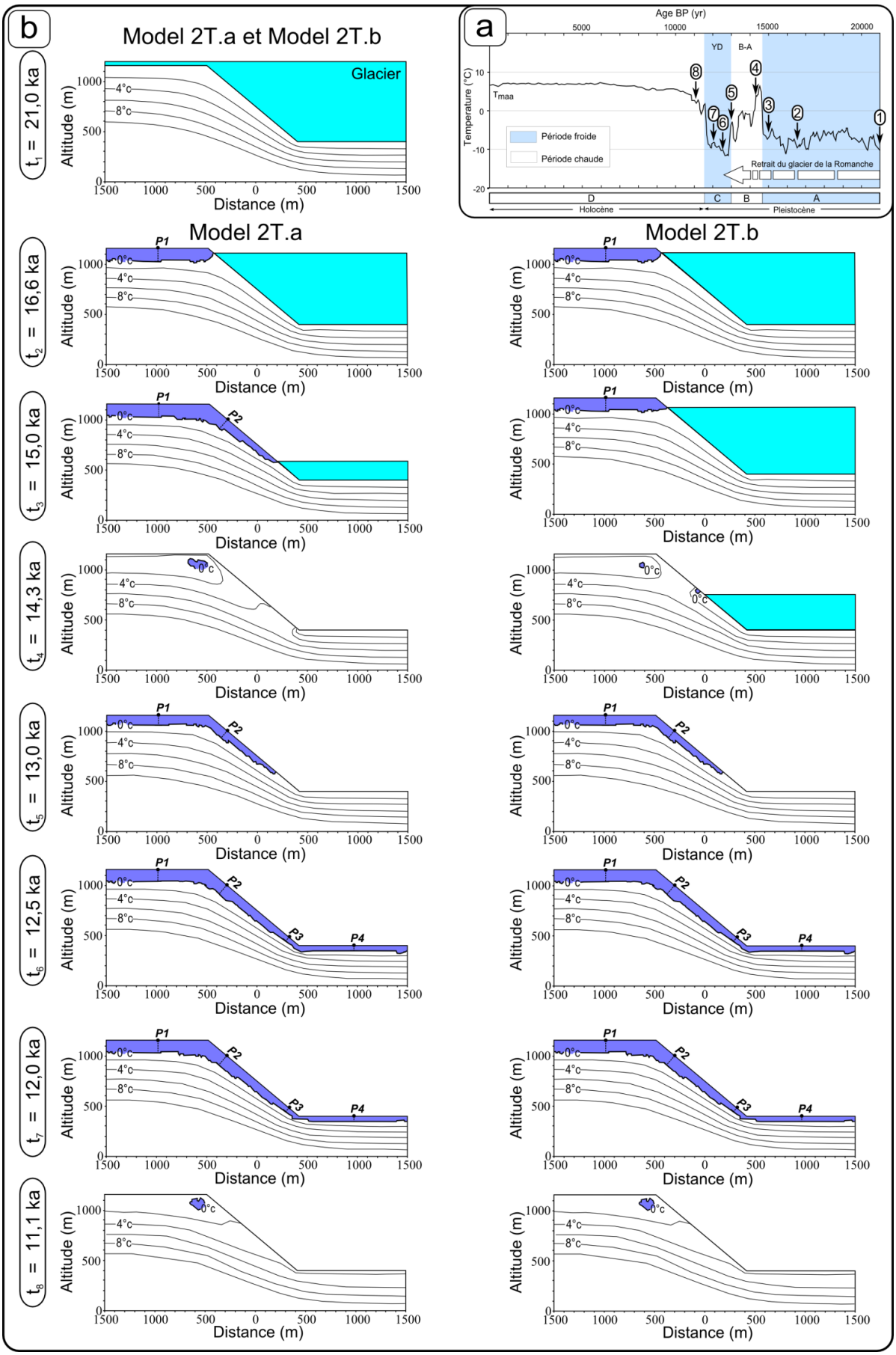


Figure V-17 a) Courbe de paléo-température depuis 21 ka. Indication des périodes climatique et du retrait du glacier pour le modèle 2T.b. b) Distributions 2D de la température à des temps différents, simulées à partir de la courbe de température (Figure V-17a) pour les modèles 2Ta et 2T.b (2 : n-facteurs variables ; T : glacier tempéré ; .a ancienne modélisation ; .b nouvelle modélisation).

Model	t_1 = 16,6 ka				t_2 = 15,0 ka				t_3 = 14,3 ka				t_4 = 13,4 ka				t_5 = 12,5 ka				t_6 = 12,0 ka				Age de disparition du pergélisol (ka)
	Profondeur du pergélisol (m)				Profondeur du pergélisol (m)				Profondeur du pergélisol (m)				Profondeur du pergélisol (m)				Profondeur du pergélisol (m)				Profondeur du pergélisol (m)				
	P1	P2	P3	P4	P1	P2	P3	P4	P1	P2	P3	P4	P1	P2	P3	P4	P1	P2	P3	P4	P1	P2	P3	P4	
Modèle 2T.a	**135**	-	-	-	130	125	-	-	-	-	-	-	105	95	-	-	120	120	65	70	130	**130**	**70**	**75**	11,1
Modèle 2T.b	**135**	-	-	-	130	125	-	-	-	-	-	-	105	95	-	-	120	120	65	70	130	**130**	**70**	**75**	11,1

Tableau V-4 Profondeur de la base du permafrost en m pour les sites P1 à P4 localisés sur la Figure V-17. La profondeur maximale atteinte par le pergélisol pour chacun des sites est notée en gras. La dernière colonne présente l'âge de la disparition du pergélisol.

V.4.3 Conclusions

Bien que l'influence du glacier sur la mise en place du pergélisol avait déjà été notée lors des premières modélisations, la comparaison entre ces deux modèles présentant le même scénario thermique (présence d'un glacier tempéré, et n-factors variables) et des conditions initiales identiques (T_{maa} = -10°c et surface du glacier à 1200m) permet d'insister sur son importance. Ainsi durant une période climatique favorable (période froide) c'est la présence et le retrait du glacier qui vont conditionner la mise en place et la propagation du pergélisol. Cependant durant les 21000 dernières années, le climat a fortement fluctué. Ainsi bien qu'un pergélisol plus important c'est mis en place dans le modèle 2T.a durant la période A (Figure V-17ba et b), celui-ci n'a pas été assez important pour perdurer durant le passage à la période chaude du Bølling-Allerød (t_4 =14,3 ka). On se retrouve donc pour les modèles 2T.a et 2T.b dans les mêmes conditions avant la période froide du Dryas récent (C, t_5 =13,0 ka), c'est-à-dire un permafrost absent et des températures à la surface identiques (le glacier ayant disparu). On va alors observer à partir de 13,0 ka (C, t_5 =13,0 ka) une évolution et une extension (épaisseurs similaires) identiques du pergélisol pour ces deux modèles.

V.5 Confrontation de l'ensemble des données cosmogéniques et thermique au contexte climatique.

Pour établir le rôle du pergélisol dans la déstabilisation du mouvement de Séchilienne, nous avons sur les Figure V-18 et Figure V-19, ajouté les informations obtenues sur le pergélisol à partir des modélisations thermiques (profondeurs atteintes par le pergélisol et persistance). Sur la Figure V-18 , la gamme temporelle définie pour le retrait du pergélisol correspond aux âges obtenus pour les modèles 2T.b (11,1 ka) et 1C (10,2 ka). Pour le modèle 1C nous avons justifié notre choix de ne pas reconduire la modélisation en raison de la faible probabilité qu'un glacier froid était présent à la surface du versant. Ce choix a également été motivé par le fait que pour le modèle 1.C l'application d'une nouvelle cinématique de glacier, n'aurait aucune influence sur la mise en place et l'évolution du pergélisol (profondeurs atteintes, persistance) car (1) les n-facteurs sont constants et (2) que pour un glacier froid celui-ci n'influence que les valeurs de n-facteurs (ici constant) car T_{top} est appliquée à la base du glacier. Nous avons choisi de représenter sur la Figure V-19 l'évolution du pergélisol pour le modèle 2T.b qui nous apparait être le modèle le plus réaliste compte tenu :

- du choix d'un scénario thermique considérant la présence d'un glacier tempéré ;

- de l'application de n-facteurs variables et adaptés à chacune des périodes climatiques et donc aux variations de conditions de surface. Sachant que des valeurs ont également été déterminées pour une surface recouverte par le glacier ;

- de l'application de la nouvelle cinématique de retrait du glacier, déduite des nouvelles données cosmogéniques.

Lors du dernier maximum glaciaire mondial (LGM), les conditions climatiques ont été favorables à la mise en place du pergélisol mais également à l'englacement des vallées. Le versant de Séchilienne se retrouve alors recouvert jusqu'à 1200m d'altitude par le glacier de la Romanche (Figure V-18a, Figure V-19a). La présence du glacier de la Romanche (glacier tempéré) à la surface va alors empêcher la formation et le développement du pergélisol. Toutefois l'atténuation progressive du froid au cours Dryas comme le montre l'augmentation de la courbe du $\delta^{18}O$ des précipitations (Figure V-18c) va entrainer le retrait du glacier. Le sommet du versant correspondant au plateau du Mont Sec va alors être dégagé permettant ainsi au pergélisol de se mettre en place (Figure V-19b) jusqu'à une profondeur de 135 ± 10 m. L'abaissement de la surface du glacier se fait cependant très lentement, ce qui ne favorise pas le développement du pergélisol qui se limite alors sous le plateau ceci jusqu'à l'accélération du retrait du glacier à 15,1 ± 0,4 ^{10}Be. Le pergélisol va alors pouvoir se propager dans la pente, cependant cette accélération du retrait du glacier est à mettre en relation avec la période climatique du Bølling-Allerød (B-A) durant laquelle les températures vont se réchauffer (Figure V-18c). Ce réchauffement va alors entrainer la fonte du pergélisol jusqu'à sa disparition complète vers 14,3 ka. Les températures moyennes vont cependant légèrement baisser comme l'indique la courbe du $\delta^{18}O$ des précipitations (Figure V-18c) permettant la formation d'un pergélisol peu profond sous le plateau. Le glacier disparait quant à lui complètement à 13,4 ± 0,8 ka. Dans un délai de 0 à 2,5ka après le désenglacement complet de la vallée va s'initier le mouvement sur l'escarpement S14 (12,2 ± 0,5 ^{10}Be). Un mouvement qui compte tenu du délai résulte probablement de la décompression glaciaire du versant en réponse au retrait du glacier. Toutefois dans ce même délai va succéder à la période chaude du Bølling-Allerød , celle du Dryas qui est caractérisée par un refroidissement (Figure V-18c). Les conditions climatiques de cette période vont donc être favorables à la mise en place et au développement du pergélisol. L'effet premier du pergélisol est de favoriser la stabilité de versant en augmentant les propriétés mécaniques de la roches gelées [*Cruden,* 2003 ; *Mellor*, 1973; *Krautblatter*, 2009 ; *Krivonogova,* 2009]. Ainsi sa mise en place progressive sur tout le versant (du plateau jusqu'au fond de vallée) jusqu'à une profondeur de 130 m sous le plateau, 130 (haut du versant) à 70m (base du versant) dans la pente du versant et de 75m en fond de vallée va permettre de limiter l'effet de la décompression glaciaire. Bien que son action ne soit pas suffisante pour empêcher l'initiation du mouvement sur l'escarpement S14, en compensant l'effet de la décompression le pergélisol va limiter la déstabilisation à cet endroit du versant empêchant ainsi au mouvement de se généraliser. En effet 3,7 ka vont s'écouler avant que la déstabilisation ne démarre sur les escarpements S9 et S4 (Figure V-19d). Le permafrost n'est cependant pas maintenu durant ces 3,7 ka il disparait en effet 1,1 ka (11,1 ka âge de disparition du pergélisol Figure V-18a et b), après l'initiation du mouvement sur S14. Le redémarrage de la déstabilisation (Figure V-18a et b, Figure V-19d et e) n'est donc pas à associer à la disparition du

pergélisol mais à l'Optimum climatique et aux importantes précipitations annuelles (Figure V-18c, courbe du niveau des lacs [*Magny,* 2004, 2007].

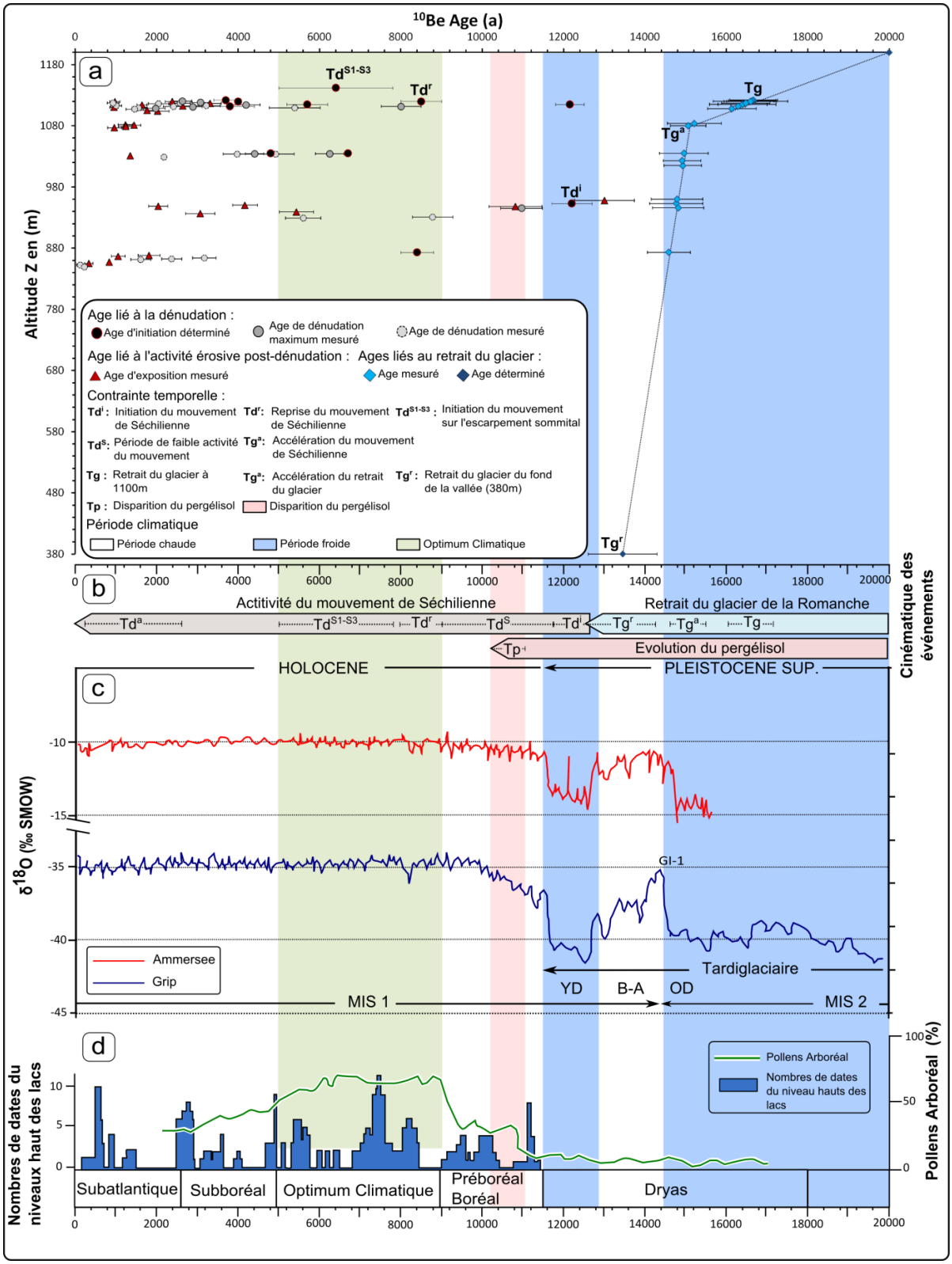


Figure V-18 Confrontations des données issues des paleo-surfaces glaciaires des profils verticaux au contexte climatique régnant depuis 20000 ans a) Présentation en fonction de l'altitude des âges de retrait du glacier, de dénudation et des âges associés à l'activité érosive post-dénudation. b) frise chronologique replaçant les principales contraintes temporelles obtenue pour le retrait du glacier, l'activité du mouvement de Séchilienne et la disparition du pergélisol c) Contexte climatique global depuis 20000 ans représenté à partir des courbes d'évolution temporelles du δ18O des précipitations enregistrées dans les glaces du forage GRIP [*Johnsen et al.,* 1997] et reconstitué à partir des ostracodes du lac Ammersee [*von Grafenstein et al.,* 1999]. Les différentes périodes climatiques caractéristiques du Tardiglaciaire sont indiquées. d) Variabilité des 2 proxies liés au climat durant l'Holocène : Distribution des dates du niveau haut des lacs dans les montagnes du Jura, les pré-Alpes françaises et le plateau Suisse (histogramme bleu), d'après *Magny* [2004 et 2007] et évolution du taux de pollen dans les Alpes du Sud (courbe verte) d'après de *Beaulieu* [1977]. Modifiée d'après *Le Roux* [2009].

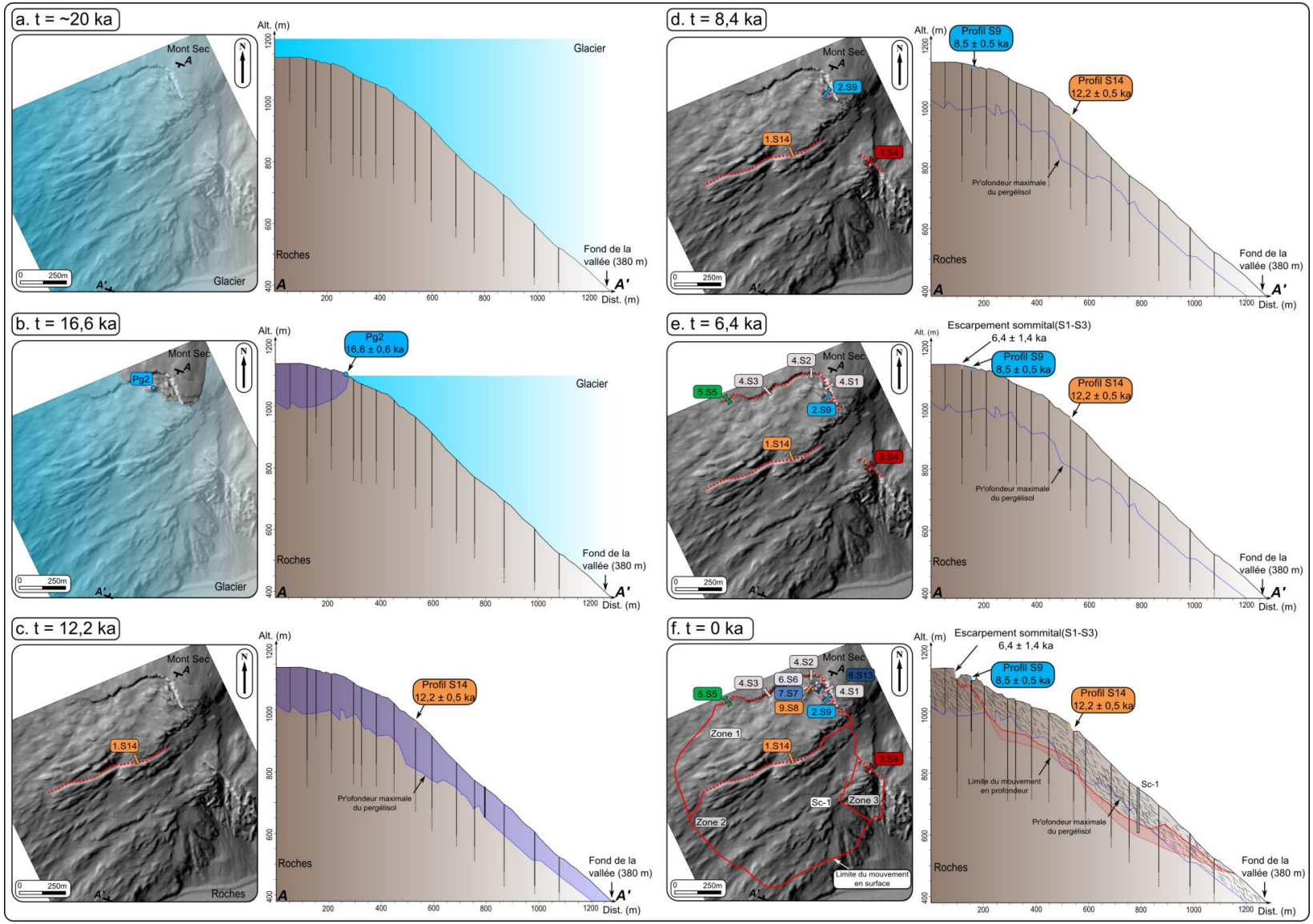


Figure V-19 Evolution du versant de Séchilienne et présentation des événements majeurs à six âges différents a à f sur un MNT et une coupe AA' orientée NE-SW et traversant le versant de Séchilienne du plateau du Mont Sec (1140m) jusqu'au fond de la vallée (380m). Représentation du glacier (bleu clair) et du pergélisol en bleu foncé. Les escarpements formés par la déstabilisation sont représentés en trait rouge en pointillé. Localisation du forage Sc-1 dans lequel une fracturation N60-80° avec un pendage de 30 à 70°S peut être mis en évidence jusqu'à une profondeur de 120m. Représentation des limites actuelles du mouvement en surface et en profondeur (Vp = 3000m.s^{-1} en trait pointillé ; Vp =3500m.s^{-1} en trait continu) et des différentes zones cinématiques du mouvement (1 à 3).

Nous nous intéressons ici à la Figure V-19f, sur laquelle sont représentés les limites en profondeur du mouvement déterminées pour Vp =3000 et 3500m.s^{-1} [*Le Roux et al,* 2011] (Chapitre II, paragraphe III.2), la profondeur maximale atteinte par le pergélisol en bleu, le forage Sc-1 dans lequel des fractures discontinues et pentées 30 à 60° Sud (vers la vallée) sont observées jusqu'à 120m de profondeur. La confrontation entre ces différentes données met tout d'abord en évidence le lien entre la profondeur atteinte par le pergélisol et celle du mouvement actuelle. La destabilisation se serait donc mis en place dans la partie du versant qui a été affectée par le pergélisol. Si au premier abord sa présence dans le versant permet de le stabiliser, cette relation entre la profondeur atteinte par le pergélisol et celle du mouvement suggère que le pergélisol a pu également endommager mécaniquement le versant affaiblissant ainsi une partie du versant. Le mécanisme qui peut être proposé est celui de la ségrégation de la glace [*Wegmann et al.*, 1998; *Kukkonen and Šafanda*, 2001]. Il consiste en l'élargissement lent et progressif du réseau de fractures [*Hallet et al.,* 1991] ou par l'expansion des fractures [*Tharp,* 1987]. L'association de ces deux processus va donc fragiliser mécaniquement la partie du versant où est présent le pergélisol. Cette hypothèse est confortée par la présence des fractures discontinues et pentées 30 à 60° Sud, jusqu'à la pronfondeur atteinte par le pergélisol. L'origine de ces fractures parallèles au versant est généralement associée à la libération des contraintes lors de la décompression glaciaire [*Ballantyne et Stone,* 2004; *Cossart et al,* 2008] or le lien entre l'épaisseur maximale atteinte par le pergélisol et la profondeur maximale à laquelle peuvent être observées ces fractures, suggère une origine liée au pergélisol. Afin d'avoir une idée du rôle de ces deux processus dans la génération de ces fractures, nous avons représenté sur la Figure V-20, le pergélisol après le retrait du glacier (13,4 ± 0,8 ka) jusqu'à son extension maximale (12,2 ka). La contrainte de décompression liée au retrait du glacier est représentée en rouge.

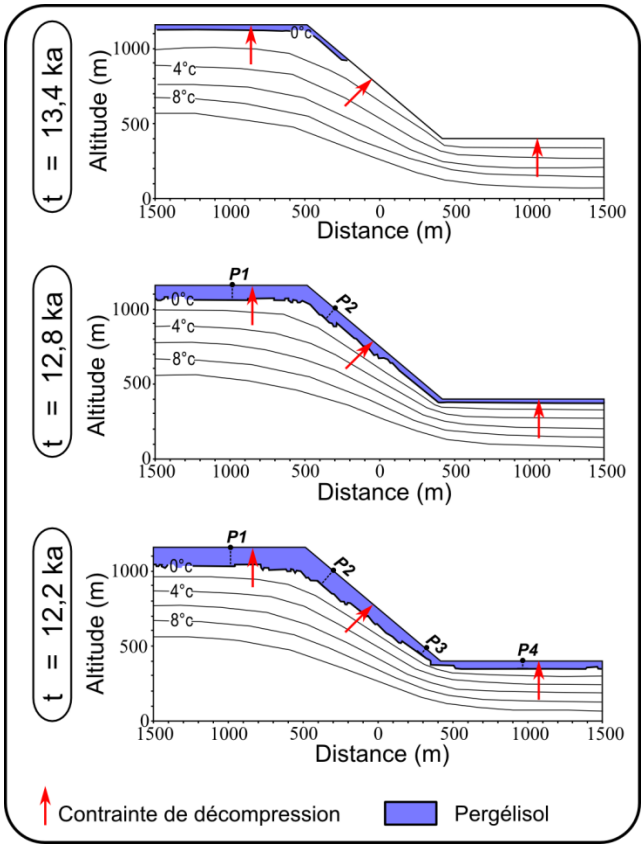


Figure V-20 Evolution du pergélisol depuis le retrait du glacier jusqu'à son extension maximale. Représentation de la contrainte de décompression résultant du retrait du glacier.

La pénétration et l'intensité de la fracturation pendant la décompression glaciaire dépendent fortement des caractéristiques mécaniques de la roche [*Augustinus,* 1995]. Sachant que pour une roche cristalline la présence de glace va augmenter le module d'Young et la cohésion d'un facteur deux environ [*Krivonogova*, 2009], il est donc important de connaitre l'état du pergélisol lors du retrait du glacier afin de déterminer son rôle sur la génération des fractures pentées vers la vallée. Sa présence va en effet conditionner l'apparition des fractures.

On peut observer au retrait du glacier (13,4 ka, Figure V-20), un pergélisol peu profond et limité sous le plateau. Ce qui implique qu'à cet instant son influence est négligeable. Des fractures de décompression peuvent donc apparaitre dans le versant. Cependant comme on peut le voir aux temps d'après, (12,8 et 12,2 ka Figure V-20) le pergélisol va rapidement se mettre en place et occuper 0,6 ka plus tard l'ensemble du versant avec une épaisseur toutefois moins importante que celle à 12,2 ka. Sur 0,6 ka les propriétés mécaniques de la partie du versant affectée par le pergélisol vont donc approximativment augmenter d'un facteur 2. Ce qui va influençer la pénétration et l'intensité de la fracturation liée à la décompression.

Ces observations soulèvent ici une question importante celle de la temporalité des processus. En effet si le renforcement mécanique lié à la présence de pergélisol est instantanée, le processus de décompression est lui étalé dans le temps. Pour établir le rôle du pergélisol, on doit être capable

d'évaluer celui de la décompression sur le laps de temps de la mise en place du pergélisol. Pour y arriver seul une modélisation thermo-mécanique nous semble envisageable.

Si la création de fractures est possible par le mécanisme de ségréation , ce qui par la même occasion conforte l'hypothèse de la ségrégation de glace sachant que le front de gel se met en place parallèlement à la surface du versant (40°) et que les fractures ont un pendage variant autour de celui-ci , le rôle de la décompression ne peut être exlu. Dans le cas de la création de fractures par décompression celles-ci pourront cependant être réutilisées par le pergélisol.

V.6 Conclusion

Les modélisations thermiques menées dans ce chapitre ont permis de reconstruire à partir de la courbe de température moyenne annuelle de l'air l'extension et l'évolution du pergélisol au sein du versant de Séchilienne depuis le dernier maximum glaciaire. Ces simulations ont été réalisées pour quatre scénarios thermiques différents afin de considérer les différentes conditions thermiques liées au glacier (froid ou tempéré) et aux conditions de surfaces (couverture neigeuse, foret,….).

Si au départ ces simulations avaient pour objectifs d'expliquer le délai observé entre le retrait du glacier et l'initiation du mouvement sur l'escarpement sommital (5,4 ka), les récentes contraintes temporelles ont mis en évidence une initiation en lien avec la décompression du versant. Un délai de 3,7 ka est cependant observé entre l'initiation sur S14 et celle sur S9 et S4. Là encore le permafrost ne peut expliquer le délai puisqu'il disparait (1,1 ka après le retrait du glacier) avant l'initiation du mouvement sur S9 et S4.

Bien qu'il ne persiste pas assez longtemps son influence sur la stabilité du massif semble avoir été assez importante pour avoir limité la propagation du mouvement lors de la décompression. Si dans un premier temps, son influence a permis de renforcer le versant, à une échelle de temps plus importante sa présence à favoriser au moyen de la ségrégation de glace, l'endommagement et l'affaiblissement mécanique de la zone dans laquelle il s'était mis en place, imposant ainsi au mouvement sa géométrie.

Chapitre VI. Apport de la modélisation mécanique à la compréhension du mouvement de Séchilienne.

VI.1 Introduction

Afin de déterminer les paramètres importants contrôlants l'intiation et l'évolution du mouvement, une modélisation mécanique a été menée à partir du code de calcul LMGC90, basé sur la méthode appelée NSCD (Non Smooth Contact Dynamics).

Nous présenterons dans la première partie de ce chapitre les outils de modélisation RESOBLOK et LMGC90 qui ont été respectivement utilisés pour la génération du modèle géométrique du versant avant déstabilisation et pour effectuer les simulations. Dans la seconde partie nous détaillerons la construction du modèle géometrique puis nous présenterons les premiers résultats de simulation.

VI.2 Présentation des outils de modélisation : RESOBLOK et LMGC90

Il existe plusieurs méthodes numériques pour la modélisation d'un massif rocheux :

- La méthode des éléments finis (FEM) qui considère le massif rocheux comme un milieu continu ;
- La méthode des éléments discrets (DEM) qui considère le massif rocheux comme un milieu discontinu ;
- Et les méthodes dites mixtes ou hybrides qui combinent ces deux premières méthodes.

Dans le cas d'un massif rocheux fracturé tel que celui de Séchilienne, les discontinuités présentes (fractures, failles, foliation,…) vont impliquer des phénomènes/comportements qui ne peuvent être correctement retranscrits par la méthode par éléments finis. En préférera donc l'utilisation de la méthode par éléments discret qui permet de modéliser le comportement d'un assemblage de blocs distincts en interaction par le biais d'une formulation adaptée. Pour cette méthode numérique plusieurs approches divisées en deux grandes familles peuvent être employées :

(1) les approches dites *Smooth* (régulières) autorisant l'interpénétration des grains. Ces approches sont basées sur l'approche Molecular Dynamics (MD) qui consiste à intégrer les interpénétrations à la description des lois de contact en considérant qu'une déformation locale des grains est possible (contact déformable et particules rigides).

(2) les approches dites *Non Smooth* (*non-*régulières, NS) basées sur la mécanique non régulière et qui prennent en compte les chocs sans interpénétration des grains. En effet au cours d'une collision entre deux particules, une non-régularité va apparaître dans le traitement du contact et du frottement et dans l'évolution des vitesses. Ainsi, toute interpénétration pouvant apparaître avec une approche de type non-régulière est considérée comme une « violation », et est donc indésirable.

C'est à ce second type d'approches Non Smooth que nous nous intéresserons et plus particulièrement à la méthode NSCD (Non Smooth Contact Dynamics) développée par Moreau et Jean [*Moreau, 1994,* 2000; *Jean,* 1999]. En effet pour l'étude d'un système dense tel que le versant de Séchilienne où plusieurs interactions interviennent simultanément cette méthode apparait la mieux adaptée. Elle présente également l'avantage de tenir compte de l'anisotropie du massif et du comportement individuel de chaque bloc. Nous décrirons donc dans la suite de ce paragraphe cette approche ainsi que le logiciel de calcul LMGC90 dans lequel il est implémenté et que nous utiliserons par la suite pour nos modélisations. Avant toute modélisation d'un massif fracturé, il est toutefois nécessaire de représenter au mieux (1) sa géométrie [Jing, 2000] c'est-à-dire sa topographie et (2) la fracturation présente (position, orientation, persistance) de manière statistique ou déterministe. Cette étape va en effet fortement conditionner la modélisation numérique qui sera menée ultérieurement. Pour cette étape notre choix c'est porté sur le logiciel RESOBLOK qui présente l'avantage d'être interfacé avec le logiciel LMC90 permettant ainsi de fournir au logiciel LMC90 des fichiers de géométrie au bon format. Il présente également l'avantage de pouvoir être rapidement pris en mains et de permettre la construction et la visualisation progressive des fractures introduites dans le modèle géométrique.

Les modélisations numériques ont été réalisées en deux étapes :

(1) une géomodélisation du versant de Séchilienne (géométrie, fracture,…), au moyen du logiciel RESOBLOK ;

(2) modélisation mécanique des modèles créés par le code de calcul LMGC90.

Le logiciel RESOBLOK, étant situé dans la première étape de la modélisation numérique, cet outil sera donc le premier présenté.

VI.3 RESOBLOK : géomodélisation

Le logiciel RESOBLOK (Version 5.03) est un outil intégré couplant la modélisation des massifs rocheux fracturés en blocs et l'analyse rapide et itérative de la stabilité [*Merrien-Soukatchoff et al.*, 2001]. Il est organisé en différents modules (Figure VI-1) :

(1) d'abord un module de modélisation géométrique du massif (bg) sous forme d'un assemblage de blocs;

(2) puis un ensemble de modules "avals" (bd, bh, bsa) permettant de visualiser et d'analyser cet assemblage de blocs.

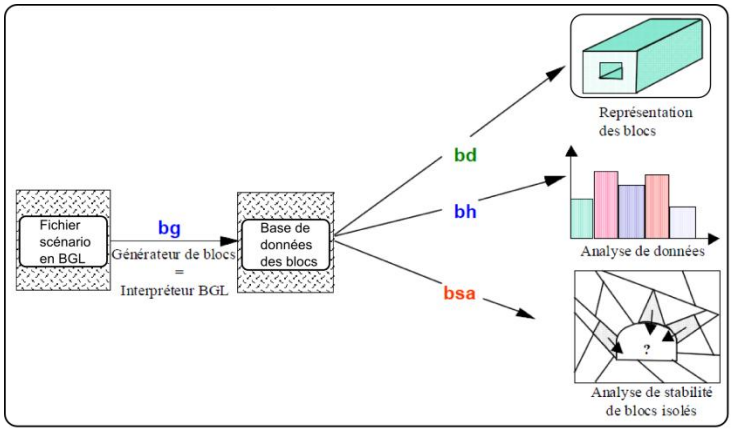


Figure VI-1 L'organisation modulaire de RESOBLOK. Modifié d'après *Merrien-Soukatchoff et al,* [2011].

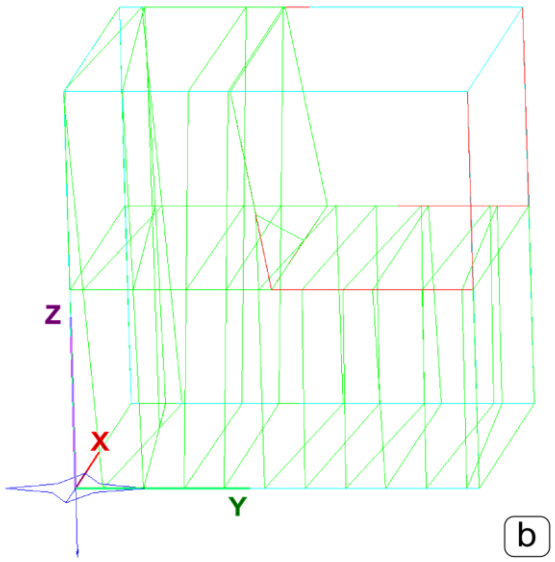
Nous allons ici uniquement nous intéresser aux modules bg et bd qui permettent respectivement la génération et la visualisation du modèle géométrique. Le travail d'analyse de la stabilité sera quant à lui effectué par le logiciel LMGC90. La modélisation géométrique est donc effectuée par un générateur de blocs bg (block generator) qui utilise en entrée un fichier « scénario ». Dans ce fichier sera placé l'ensemble des données qui permettront de caractériser le massif étudié. L'écriture de ce fichier requiert l'utilisation d'un langage informatique spécifique : le langage BGL (Block Generation Language) [*Helliot,* 1988] qui respecte une syntaxe bien définie [*LaEGO,* 2008] à savoir :

- un ordre décrivant la zone d'intérêt (correspond à la zone d'étude) et définissant le repère global X ;
- une succession d'ordres visant à élaborer la géométrie du massif rocheux fracturé, à représenter et éventuellement à définir les propriétés inhérentes aux différents objets constituant l'assemblage de blocs (sera réalisé dans LMGC90).

Ces ordres correspondent à des mots-clés auxquels est affectée une fonction (exemple : zone_of_interst qui définit l'orientation et les dimensions de la zone d'étude, [*LaEGO,* 2008]) et sont suivis d'un identificateur et d'un ensemble de données entre parenthèse. Un exemple de fichier scénario présentant les principales fonctions que nous avons utilisées pour la génération d'un modèle géométrique ainsi que le modèle résultant sont présentés à la Figure VI-2.

```
/*-------ETAPE 1 : ZONE D'ETUDE-----*/
/* ------------ DEFINITION DE LA ZONE D'INTERET ---------------- */
zone_of_interest
(
X = 0, 100;
Y = 0,100;    /* unite utilisateur */
Z = 0, 100;
FO = { 0, 0};
)

/*-------ETAPE 2 : FRACTURATION------*/
/*------- SEQUENCE DE FAILLES DECOUPANT LA ZI EN BLOCS-------*/

/* faille plane */
sequence faille
(
plane P1 = {0, 180}, (50, 50, 50); /* distribution déterministe */
extent = set;
)

/* famille fracture verticale*/
sequence fractures_verticales
(
pole = 1 : {90,90} (500); /*-------distribution statistique(K=500 DEVIATION FAIBLE)------*/
nor_spacing= 1 : 10(0); /*-------distance interfractural 30m*/
extent = set;
)

/*-------ETAPE 3 : EXCAVATION-----*/
/*------- CREATION DU PROFIL DU VERSANT -------*/

excavation
(
point=(50,60,80);
plane P2 = {0,180},(50,50,50); /* FOND DE LA VALLEE PLAT 0° */
plane P2 = {80,90},(50,50,50); /* PENTE DU VERSANT 80° */
)

/*-------ETAPE 4 : SORTIES GRAPHIQUES-----*/
DISPLAY
```

a



b

Figure VI-2 a) Exemple simple de fichier scénario RESOBLOK avec différentes étapes de construction géométriques. b) géométrie générée pour le fichier scénario à partir du module bg (block generator) et visualisée dans le module bd (block display).

La première étape de ce scénario correspond à la définition de la zone d'étude (appelée zone d'intérêt) comme à un parallélépipède dans un repère global par les axes X, Y et Z (Figure VI-2a et b). Dans la seconde étape, le découpage de la zone en blocs est effectué par l'introduction des fractures (ordre séquence). Ces fractures peuvent être introduites de façon déterministe comme pour l'exemple de la faille horizontale découpant la zone en deux parties ou de façon statistique comme pour la famille de fractures. Cette famille de fracture verticale est définie par (1) une loi statistique caractérisant l'orientation et (2) une seconde loi caractérisant la distance interfracturale. Pour l'orientation cette loi est notée:

$$pole = w : m(K) \tag{6.1}$$

Où w est le poids du noyau, m est le vecteur du plan (pendage et direction du plan), K le paramètre de dispersion (pour K>1000 l'écart angulaire devient faible et les plans des fractures deviennent pratiquement parallèles.

Pour la distance interfracturale une loi normale est utilisée pour cet exemple. Elle est définie comme :

$$nor_spacing = wp(\delta) \tag{6.2}$$

Où w est le poids du noyau, p la moyenne de loi (égale à 10m dans l'exemple), et δ l'écart type (fixé dans l'exemple à 0, les distance interfracturales restent donc toujours identiques).

D'autre lois sont également applicables, loi exponentielle, loi puissance, loi lognormale,… [*LaEGO,* 2008].

Pour ces fractures l'utilisation pour le mot clé « extent » d'une variable set ou block permettra de définir l'extension des fractures c'est-à-dire si elles traversent tout le massif ou si elles s'arrêtent sur des fractures générées avant (scénario géologique de l'origine de fracture). Après avoir caractérisé la fracturation, une géométrie plus complexe peut être appliquée à la zone d'étude par l'utilisation de la fonction excavation qui comme son nom l'indique permet d'excaver un domaine convexe au sein de l'assemblage ou en périphérie de celui-ci. Cette fonction utilisée dans cet exemple pour recréer un versant avec un fond de vallée et un plateau connectés par une pente à 90°, est une fonction indispensable pour pouvoir donner à la zone étudiée une géométrie telle que celle du versant de Séchilienne.

L'interprétation de ce scénario par l'intermédiaire du module bg va produire un fichier de sortie décrivant l'assemblage de blocs généré. Ce fichier constitue la base de données des blocs (Figure VI-1) dans laquelle est donc détaillé la géométrie des blocs et les éventuelles différentes propriétés mécaniques pouvant être associées aux joints et/ou à la matrice rocheuse. Pour valider la géométrie, il est possible à partir du fichier généré .bd par le module bg de visualiser la géométrie dans le module bd (Figure VI-2b). Une fois validée, la géométrie peut alors être exportée sous le format .dat (lmgc data) afin d'être importée dans le logiciel de calcul LMGC90.

VI.4 LMGC90 : modélisation mécanique

Le logiciel de LMGC90 intervient dans la seconde étape de la modélisation numérique. Ce logiciel de calcul (**L**ogiciel de **M**écanique **G**érant le **C**ontact écrit en fortran **90**, LMGC90) créé par M. Jean est aujourd'hui développé au sein du Laboratoire de Mécanique et de Génie Civil (LMGC) à l'Université de Montpellier II [*Dubois and Jean*, 2003]. Il est dédié à la modélisation 2D/3D d'importantes collections d'objets en interactions et est principalement basé sur la méthode Non Smooth Contact Dynamics [*Dubois et al.*, 2011]. Afin de comprendre le fonctionnement de ce logiciel nous décrirons dans un premier temps le principe de la méthode utilisée (NSCD) puis nous présenterons le logiciel et son environnement.

VI.4.1 La méthode Non Smooth Contact Dynamics (NSCD)

La méthode NSCD appartient à l'école des corps indéformables possédant un schéma numérique implicite. Son principe général peut être résumé simplement par le diagramme suivant :

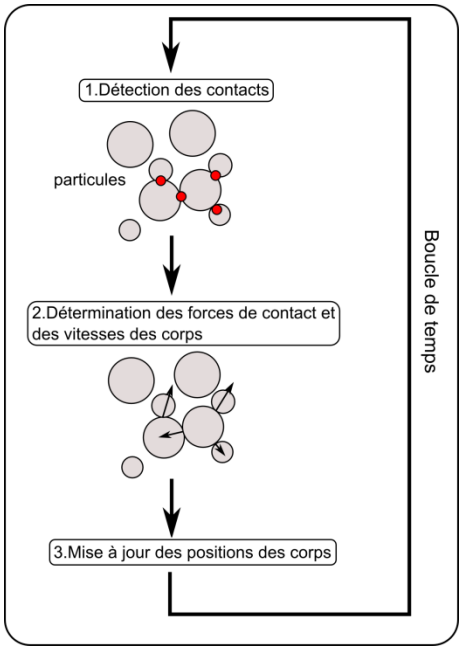


Figure VI-3 Diagramme résumant le principe générale de la méthode NSCD

La méthode consiste à calculer, au niveau du grain, les forces de contact et les déplacements de chacun de ces grains, pour cela un algorithme de calcul incrémental est utilisé. L'approche utilisée consiste dans un premier temps à détecter les contacts (1, Figure VI-3), puis à déterminer les forces de contacts et les déplacements en fin de pas temps (2,Figure VI-3) permettant ainsi de réactualiser dans le pas de temps suivant (3,Figure VI-3), les nouvelles positions et les nouveaux efforts de contact , une nouvelle boucle peut alors démarrer.

L'équation de la dynamique décrivant le système peut se mettre sous la forme suivante :

$$M\ddot{q}(t) = Q(q,\dot{q},t) + P(t) + r \tag{6.3}$$

Où $q, \dot{q}, \ddot{q}$ correspondent respectivement à la position, la vitesse, et l'accélération des corps à un instant donné. M représente la matrice de masse du système, $Q(q,\dot{q},\ddot{q})$ représente les « termes gyroscopiques et centrifuges », et P(t) les efforts extérieurs explicitement connus en l'absence de contact et r les forces de contacts. L'interpénétration des corps n'étant pas autorisée, dans la méthode NSCD, des chocs entre particules peuvent apparaitre entrainant des discontinuités du champ de vitesse rendant ainsi impossible la définition de l'accélération. Afin d'intégrer ces observations, il sera donc préférable d'écrire l'équation (6.3) en termes de mesures différentielles. Le système peut ainsi se réécrire comme :

$$M\dot{q}(t) = Q(q,\dot{q},t)dt + P(t)dt + rdv \tag{6.4}$$

Où dt correspond à une mesure de Lebesgue, dv est la mesure réelle et positive, dq représente la mesure différentielle de q et le terme représente la densité d'impulsions de contact, c'est-à-dire la contribution locale des impulsions exercées par la présence des contacts [Moreau, 1993 ; Jean,

1999]. La description du mouvement d'un système au moyen des équations de la dynamique nécessite l'obtention d'informations sur les forces de contact en jeux. Les conditions sur les contacts doivent donc être posées (Figure VI-4).

En considérant des corps (1) rigides et (2) exerçant réciproquement des forces normales r_n et tangentielles u_n l'un sur l'autre, la condition de contact (d'un point de vue géométrique) entre ces deux corps peut alors s'exprimer comme la réalisation de l'une des conditions suivantes :

$$\begin{aligned} r_n \geq 0 \quad & et \;\; u_n = 0 \\ r_n = 0 \quad & et \;\; u_n > 0 \end{aligned} \tag{6.5}$$

Sachant que par convention, les forces normales de compression sont positives et que la vitesse relative normale u_n entre deux corps en contact est considérée comme positive lorsqu'elles s'éloignent l'une de l'autre. Ainsi l'interaction entre les différents corps est gérée par un contact unilatéral de Signorini, associé à un frottement de type Mohr-Coulomb. La Figure VI-4 représente ce comportement de contact associant la loi de Signorini (Figure VI-4a) et la loi de Coulomb (Figure VI-4b).

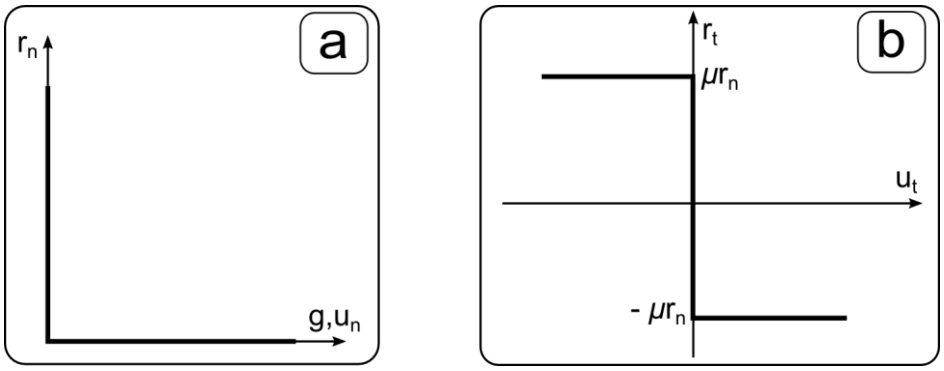


Figure VI-4 a) Loi de Signorini ou unilatéralité b) Loi de Coulomb

Pour la loi de frottement de Coulomb la relation reliant la force de frottement r_t à la vitesse de glissement u_t peut etre exprimée en considérant trois cas possibles :

$$\begin{aligned} u_t = -\mu r_n \quad & et \quad u_t > 0 \\ -\mu r_n \leq u_t \quad & et \quad u_t = 0 \\ u_t = \mu r_n \quad & et \quad u_t < 0 \end{aligned} \tag{6.6}$$

Où u_t correspond à la vitesse de glissement au point de contact et μ le coefficient de frottement. Au cours de la collision, les vitesses u_n et u_t ont pour vitesses celle d'après collision, c'est-à-dire que la solution du problème doit à chaque pas respecter la condition d'unilatéralité entre les corps à la fin du pas. Pour tenir compte du choc entre les particules, Moreau a montré qu'il était possible également de remplacer avant et après le choc les vitesses u_n et u_t dans les graphes de Signorini et de Coulomb par une combinaison linéaire des vitesses :

$$u_n = \frac{u_n^+ + \rho_n u_n^-}{1+\rho_n}$$
$$u_t = \frac{u_t^+ + \rho_t u_t^-}{1+\rho_t} \qquad (6.7)$$

où $u_n^+, u_n^-, u_t^+ \; et \; u_t^-$ correspondent aux vitesses relatives normales et tangentielles des corps au contact au début et à la fin de chaque pas. On peut alors poser la condition de contact ou de collision comme $u_n = 0$, ce qui correspond à $u_n^+ = -\rho_n u_n^-$. Les paramètres ρ_n et ρ_t introduit dans l'équation (6.7) coïncident ainsi avec les coefficients de restitution normal et tangentiel habituellement définis pour les chocs binaires. Il alors possible grâce à la dynamique des contacts de généraliser les coefficients de restitution du cas des collisions binaires au cas des collisions multiples ou aux systèmes multi-contacts [*Moreau*, 1993; *Radjai*, 1997].

Les lois de contact et de frottement présentées sont celles que nous avons dans un premier temps utilisées pour réaliser nos simulations, ils existent toutefois d'autre lois dans le logiciel LMGC90 [*Jean*, 1999; *Cambou and Jean*, 2001; *Dubois and Jean*, 2003], qui permettent de tenir compte d'un seuil pour la cohésion normale et tangentielle ou de l'endommagement de l'état de la surface de contact et de la diminution du coefficient de frottement en fonction de la vitesse de cisaillement.

Pour la résolution, l'approche NSCD utilise un algorithme de type Gauss-Seidel non linéaire (NLGS pour Non Linear Gauss-Seidel) [Moreau, 1993 ; Jean, 1999]. Cette méthode itérative consiste à résoudre le problème local [Jean, 1999] où les lois d'interactions locales sont le contact unilatéral et le frottement de Coulomb. Cependant dans le cas de corps parfaitement rigide l'unicité de la solution n'est pas garantie. Toutefois en initialisant chaque étape de calcul avec les forces calculées dans l'étape précédente contact par contact, l'ensemble de solutions admissibles va se rétrécir aux seules fluctuations autour de la solution numérique. Pour cela il est nécessaire de faire itérer au minimum l'algorithme afin de faire converger la méthode vers une solution. Dans le cas de systèmes dense *Cambou and Jean* [2001] propose un nombre minimum d'itération relié au nombre de contacts.

On peut considérer que la méthode a convergé vers une solution lorsque la solution de chaque contact ne change pas plus d'un certain seuil.

VI.4.2 La Détection du contact

Contrairement aux milieux continus où les forces de contact sont données par densité surfacique, dans un milieu discret, les forces sont calculées au contact entre les éléments. Ces forces étant dépendant du point de contact choisi elles doivent donc être choisies de façon pertinente. Dans certaines situations ce point de contact peut être déterminé de façon simple et unique c'est notamment le cas de corps sphériques. Cependant pour des exemples comme le notre (versant de Séchilienne) où les corps en contact correspondent à des polyèdres la détermination de ce point est plus complexe en raison de l'existence possible d'une infinité de points proximaux. Pour Cundall [1988], le choix de ce point de contact doit être vu comme une propriété dépendante de la rotation

relative des deux surfaces en contact. Ainsi dans la majorité des cas, on choisit de ramener les configurations de contact à une association de liaisons ponctuelle [*Weiss*, 1999]. Pour cela un algorithme de recherche est appliqué à un ensemble de contacts potentiels, identifiés ou mis à jour à chaque pas. La détection de contact entre deux corps consiste à rechercher les superpositions des parties de l'espace qu'ils occupent. Afin de traiter l'interaction mécanique entre deux corps, une étape supplémentaire sera nécessaire. Celle-ci consiste à identifier un plan commun tangent aux deux corps (une ligne dans le cas 2D). Naturellement, le contact peut avoir lieu par une ou plusieurs grandes zones de contact (c'est-à-dire en un point, ou deux,...). ils existent plusieurs algorithmes pour la détermination de superposition entre les polygones et polyèdres convexes [*Cundall*, 1988; *Dubois and Jean*, 2003; *Saussine et al.*, 2006].

L'objectif de ces algorithmes de détection est de déterminer s'il y a contact entre deux corps et dans ce cas de donner des informations nécessaires et suffisamment précises afin de pouvoir résoudre le problème. Ces informations correspondent (1) aux coordonnées dans l'espace des points de contacts et (2) du repère local de contact et (3) de l'interpénétration géométrique ou recouvrement. Pour des corps possédant une géométrie complexe, comme une enveloppe polygonale ou polyédrique, il est nécessaire tout d'abord de déterminer s'il y a contact. S'il y a contact, la position des points de contacts peut alors être calculée. Le problème majeur pour cette étape de détection de contact est le temps de calcul qui pour des systèmes denses (milliers de corps) peut devenir très important en raison du nombre d'interaction à traiter.

Afin de diminuer ce temps de calcul une première détection dite « grossière » est réalisée. Cette première détection est réalisée à partir d'informations géométriques grossières, comme par exemple une distance d'alerte qui consiste à estimer la proximité de deux corps, permettant ainsi d'éliminer rapidement les situations où il n'y a pas de contacts. Pour la seconde phase de détections notre choix se portera sur la méthode Common plane [*Cundall*, 1988; *Nezami et al.*, 2004]. Cette méthode introduite par Cundall [1988] consiste à déterminer de façon itérative en appliquant des perturbations un plan unique (CP) qui permet de séparer en deux parties égales l'espace entre deux corps. Si les particules sont en contact, alors elles intersectent CP, sinon ni l'une ni l'autre ne l'intersectent. Une fois qu'une situation de contact est détectée, l'étape suivante consiste à déterminer de quel type de contact il s'agit. Pour un problème en 3D trois possibilités peuvent être envisagées face-sommet (Figure VI-5a), face-arête (Figure VI-5b) et face-face (Figure VI-5c) (en 2D seules deux possibilités sont envisagées : soit un contact côté-sommet, soit un contact côté-côté).

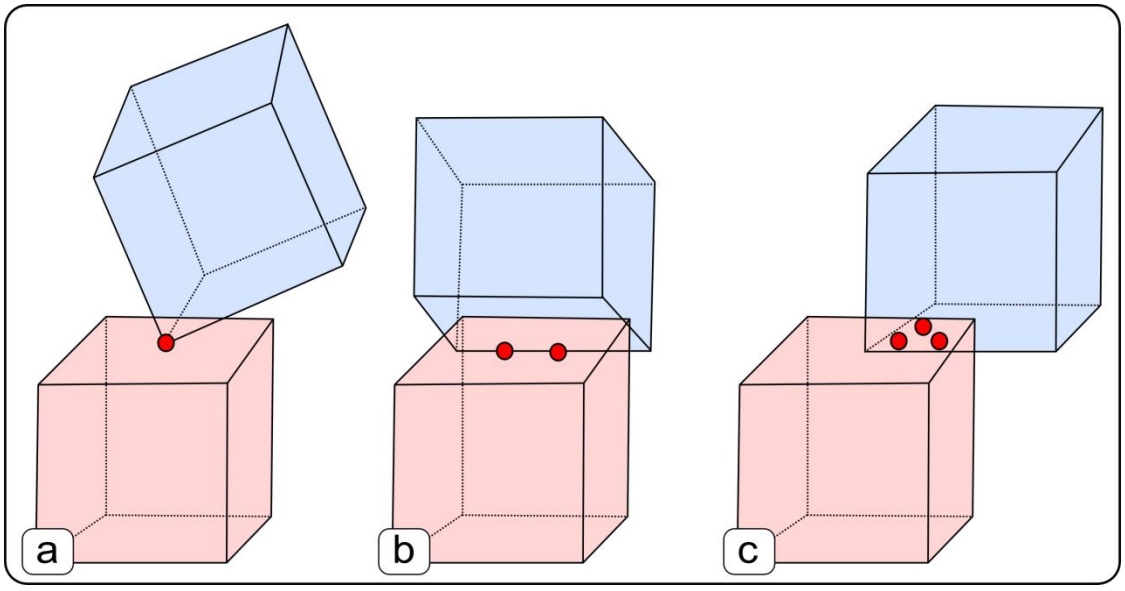


Figure VI-5 Représentation des contacts a) simple (face-sommet), b) double (face-arête) et c) triple (face-face).

VI.4.3 Le logiciel LMGC90

La réalisation d'une simulation avec le logiciel LMGC90 nécessite de travailler dans un répertoire de travail spécifique contenant les sous-répertoires suivants :

- DATBOX (obligatoire) : on retrouve dans ce répertoire l'ensemble des fichiers de données (BODIES.DAT , BULK_BEHAV , TACT_BEHAV , DRV_DOF) permettant de décrire pour l'échantillon, le modèle physique, les lois de comportement, les paramètres du matériau ainsi que les conditions initiales et aux limites ;

- OUTBOX (obligatoire) : c'est dans ce répertorie que vont être générés les fichiers de résultats issus de la simulation ;

- DISPLAY (optionnel) : contient les fichiers de visualisation (xml-vtk) qui décrivent l'état des objets avec différents domaines physiques nodaux, les réseaux de contact, les points de Gauss avec leurs valeurs,…[*Dubois et al,* 2011]]. Pour visualiser ces fichiers nous utiliserons l'outil de visualisation Kitware Paraview (V 3.4.0) ;

- POSTPRO (optionnel) : des fichiers de post-traitement peuvent être générés durant la simulation afin d'obtenir des informations sur le solveur (convergence) et sur l'évolution de la violation (interpénétration).

Avant toute simulation, une première étape appelée « pre-processing » (pré-traitement) doit être réalisée pour générer les fichiers de données présents dans le répertoire DATBOX. Cette étape est l'occasion pour nous d'importer dans LMGC90 le modèle géométrique généré par RESOBLOCK. Pour cela un script special au format python « all_resobloc.py » a été ecrit en collaboration avec Frédéric Dubois du LMGC. Une fois les fichiers de données générés, les simulations peuvent être lancées à partir d'un fichier python pilote « command.py » dans lequel sont spécifiées les commandes et les

options de modélisation. Les résultats de simulations seront visualisés à l'aide de l'outil de visualisation Kitware Paraview (V 3.4.0) .

VI.5 Modélisation 2D du versant de Séchilienne

VI.5.1 Construction du modèle géométrique.

La construction du modèle géométrique nécessite de connaitre la géométrie initiale du versant et la fracturation présente dans le versant.

VI.5.1.1.1 Géométrie du versant

Pour la géométrie du versant on retiendra la géométrie présentée dans l'article de modélisation thermique [*Lebrouc et al,* 2013] au paragraphe V.4.1 . Cette géométrie a été reconstruite en considérant que le volume affaissé au sommet du versant est équivalent à celui qui c'est accumulé dans le versant. On obtient de cette façon une géométrie simple correspondant à une pente à 40° recoupée au sommet par le plateau du Mont sec (1140m) et à la base par le fond de la vallée (380m).

Cette géométrie peut être mise en correspondance avec le travail de reconstruction de la paléotopographie de la zone affaissée à partir des profils verticaux (Chapitre IV).

VI.5.1.1.2 Structure du versant

Si l'analyse structurale réalisée au chapitre III, nous a permis de dégager les principales familles de fractures : N10°±10°, N40°±10°, N70°±10°, N100°±10° et N130°±10° auxquelles on peut associer la direction N150°±10°. Les distances interfracturales pour chacune de ces familles n'ont pas été déterminées. L'objectif ici est d'obtenir les paramètres de distribution de la fracturation indispensables pour pouvoir générer le modèle géométrique. Pour cela une double analyse a été réalisée à partir :

- du schéma structural du versant de Séchilienne obtenu à partir du MNT à 4m;
- des relevés de galeries 585, 670 et 900. Le relevé de la galerie 710 n'a pas été utilisé car les distances entre les fractures et l'entrée de la galerie n'ont pas été relevées.

<u>En surface</u>

Pour pouvoir déterminer en surface les distances interfracturales, nous avons sur le schéma structural présenté à la Figure VI-6a, tracé trois profils N/S (AA', BB' et CC'). Pour chacun de ces profils présentés à la Figure VI-6b nous avons replacés l'ensemble des fractures intersectées par le profil.

Nous avons ensuite déterminé pour chacun de ces profils les distances entre les fractures d'une même famille et entre les fractures se succédant. Les distances moyennes, l'ecart-type et la variance calculés pour ces deux cas sont reportées dans le Tableau VI-1. Les résultats obtenus montrent :

- des distances moyennes comprises entre 50m et 466m ;

- pour une même famille, de fortes variations avec par exemple pour la famille N40 ± 10° des distances moyennes allant de 132m à 466m en fonction du profil observé ;

- pour un même profil, de fortes variations avec par exemple pour le profil C des distances moyennes comprises entre 162 et 466m

- que si la mesure de distance moyenne est faite sur l'ensemble des fractures observées pour un même profil, on obtient pour chacun des profils une distance moyenne du même ordre de grandeur. Les distances moyennes sont en effet comprises entre 53 et 88m.

  Si l'on considére l'ensemble des galeries et l'ensemble des profils, une distance interfracturale moyenne de 63m peut être calculée. Dans le cas d'une modélisation 2D (ou 3D pour une faible section), l'orientation des fractures n'étant pas prise en compte, c'est cette dernière valeur que nous retiendrons.

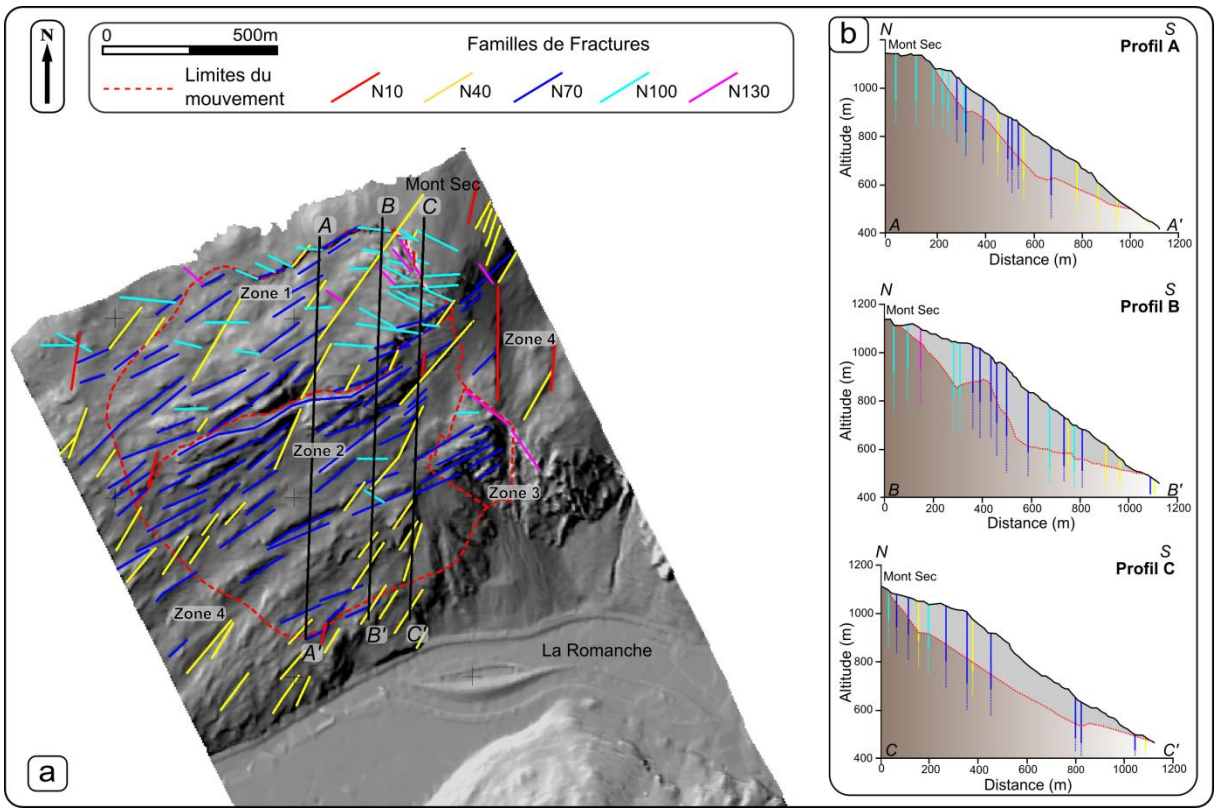


Figure VI-6 a) Schéma structural du versant de Séchilienne obtenu à partir du MNT à 4m, avec la localisation des trois profils AA', BB' et CC'.b) Profil AA', BB' et CC' avec la réprésentation des fractures intersectées.

Profil	Caractéristiques de la fracturation	Familles de fractures			Ensemble des fractures
		N40 ± 10°	N70 ± 10°	N100 ± 10°	
Profil A	Nombre de fractures	5	6	5	16
	Distance moyenne (m)	132	70	50	57
	Ecart-type	60	43	20	56
	Variance	3576	1845	405	3092
Profil B	Nombre de fractures	5	9	6	20
	Distance moyenne (m)	218	90	148	53
	Ecart-type	221	81	122	36
	Variance	48809	6527	14892	1285
Profil C	Nombre de fractures	3	8	2	13
	Distance moyenne (m)	466	140	162	88
	Ecart-type	239	103	0	93
	Variance	57238	10562	0	8577
Ensemble des profils	Nombre de fractures	13	23	13	49
	Distance moyenne (m)	233	99	107	63
	Ecart-type	217	86	96	57
	Variance	47097	7412	9231	3294

Tableau VI-1 Distances interfracturales moyennes mesurées pour les profils AA', BB' et CC'.

En profondeur

Pour les données en profondeur les distances interfracturales moyennes ont été mesurées en tenant compte ou de l'orientation de la fracture ou de son pendage. Les distances moyennes ainsi calculées varient entre 1m et 26m. Les distances obtenues sont donc inférieures à celles mesurées en surface. Elles mettent donc en évidence un découpage plus important du versant.

Pour les fractures en profondeur nous n'observons pas de réelles différences entre les distances interfracturales mesurées entre les familles avec une même orientation ou un même pendage. Pour l'ensemble des galeries et pour l'ensemble des fractures on obtient une distance interfracturales moyenne de 3m. Si l'on considère l'ensemble des galeries et un critère orientation ou pendage, on obtient une distance interfracturale moyenne proche de 10m.

Galerie	Caractéristiques de la fracturation	Fracturation									Ensemble des fractures
		Orientation par rapport au N (°)						Inclinaison du pendage (°)			
		N10 ± 10°	N40 ± 10°	N70 ± 10°	N100 ± 10°	N130 ± 10°	N150 ± 10°	30 - 60°	60 - 80°	80 - 90°	
Galerie 585	Nombre de fractures	-	13	15	14	8	4	17	8	29	54
	Distance moyenne (m)	-	15	12	20	21	25	13	26	8	4
	Ecart-type	-	14	12	17	27	21	13	17	7	4
	Variance	-	192	144	299	707	460	164	279	52	17
Galerie 670	Nombre de fractures	9	20	2	9	6	-	9	14	23	46
	Distance moyenne (m)	4	4	-	5	7	-	7	5	3	2
	Ecart-type	2	4	-	7	7	-	6	4	3	2
	Variance	4	4	-	51	53	-	42	15	7	3
Galerie 900	Nombre de fractures	4	3	4	11	7	7	7	18	11	36
	Distance moyenne (m)	15	6	13	4	3	5	7	3	4	1
	Ecart-type	9	6	9	4	3	7	8	4	5	2
	Variance	89	34	77	18	10	54	71	16	21	5
Ensemble des galeries	Nombre de fractures	13	36	21	34	21	11	33	40	63	136
	Distance moyenne (m)	7	8	13	11	11	11	10	8	5	3
	Ecart-type	7	11	12	14	19	17	11	12	6	3
	Variance	50	111	137	201	360	279	120	147	37	11

Tableau VI-2 Distances interfracturales moyennes mesurées pour les galeries 585, 670 et 900 pour les différentes orientations observées et pour différentes inclinaison du pendage.

VI.5.2 Rôle des fractures dans la déstabilisation.

VI.5.2.1 Paramètres géométriques :

A partir du travail de caractérisation structural mené dans le Chapitre III sur les levés de fracturation réalisés dans les galeries présentes sur le site de Séchilienne (anciennes galeries de mines), 4 familles de fractures ont été mises en évidence :

-une famille de fractures verticales avec un pendage de 90° (famille 80 à 90°)

-une famille de fractures subverticales avec un pendage de 75° (famille 60 à 80°)

-et deux familles de fractures subparallèles à la pente avec des pendages respectifs de 45° et 30° (famille 30 à 60°).

Pour comprendre le rôle de ces familles de fractures dans l'initiation de la déstabilisation, trois modèles ont été générés. Chaque modèle (Figure IV-7) contient deux familles de fractures dont l'une est toujours verticale tandis que la seconde a un pendage à 75° (géométrie 3.a), à 45° (géométrie 3.b) ou à 30° (géométrie 3.c).

VI.5.2.2 Paramètres numériques :

Pour chacun de ces trois modèles, des simulations ont été réalisées en imposant une diminution du coefficient de frottement de Coulomb μ, appliqué sur l'ensemble des fractures. Ce coefficient est passé progressivement pendant les 7500 incréments de calculs de 0,6 (versant à l'équilibre) à 0,3 (18°). Entre les blocs et les limites du modèle le coefficient de frottement appliqué est nul. Une vitesse nulle est également appliquée aux limites. La masse volumique des blocs est de 2700 $kg.m^{-3}$. Le pas de temps sera de 1.10^{-3}s. Le paramètre de tolérance est fixé à 10^{-3}.Le nombre d'itération conditionné par le nombre de blocs est fixé à 3000.

VI.5.2.3 Résultats

A partir de ce nombre d'incréments (7500 pas), on peut statuer si le modèle est à l'équilibre ou s'il est en cours de déstabilisation. Aucun déplacement n'est observé pour les deux premiers modèles (3.a et 3.b), alors que pour le modèle 3.c une partie du versant a subi un déplacement vertical (+3m à -37m). Les déplacements positifs correspondent à des zones en surrections alors que les déplacements négatifs correspondent à des zones en subsidences.

La présence de la famille de fractures à pendage 30° dans le versant permet donc l'initiation d'un mouvement de versant.

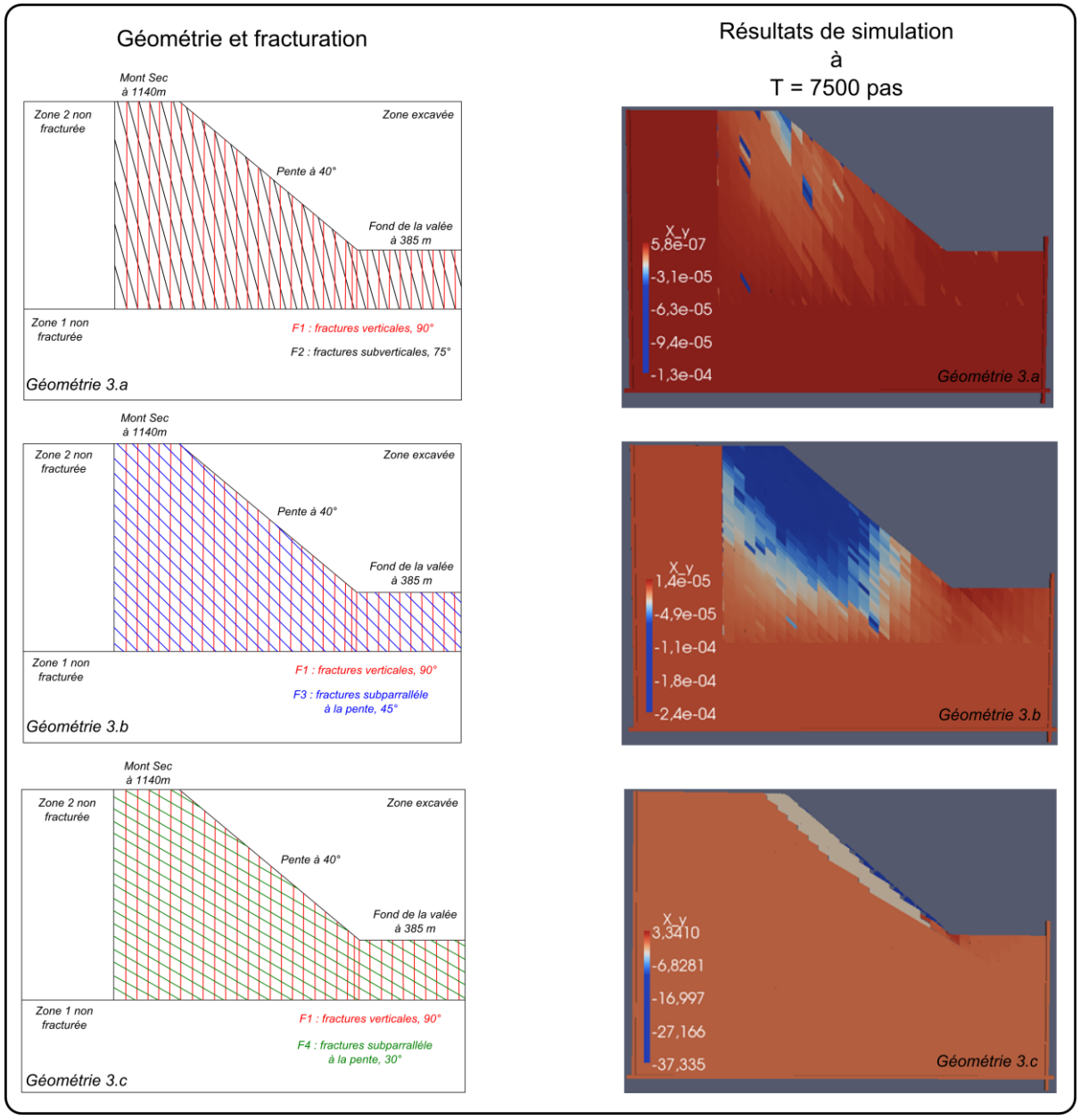


Figure VI-7 Etude de l'influence des réseaux de fractures. Déplacement en mètres suivant l'axe vertical après 7500 incréments de temps. (Pour chaque incrément de temps ou pas de calcul un calcul est effectué pour déterminer la position des blocs)

VI.5.3 Influence de la distribution de la fracture sur la déstabilisation

VI.5.3.1 Paramètres géométriques :

Pour se rapprocher le plus des caractéristiques structurales du versant de Séchilienne, les quatre familles de fractures ont été placées dans un seul modèle (géométrie 4). La distance interfracturale entre les fractures, déterminée à partir des levés structuraux en galerie est d'environ 10m. Nous n'avons cependant pas pu générer des géométries avec une distribution aussi faible, car l'outil de construction géométrique (RESOBLOK) est limité à 20000 blocs. De plus pour des distances inférieures à 40m, des problèmes (absence de bloc) lors de la génération des géométries ont été rencontrés. Il apparait également que pour un nombre plus important de blocs, le temps de calcul

augmente considérablement, sachant que pour 2000 blocs une semaine de calcul est nécessaire pour arriver à 5000 pas de temps.

Nous avons généré différentes variantes de cette géométrie (géométries 4.a, 4.b, 4.c) avec des espacements de fractures de 60m (1400 blocs), 50m (2000 blocs) et 40m (3000 blocs) afin de tester le rôle de la distance interfracturale et donc du nombre et de la taille des blocs sur la déstabilisation. A partir de ces résultats il sera également possible de définir la géométrie qui offre le résultat le plus proche de la réalité pour un coût de calcul le moins important, en comparant la surface (calcul en 2D) de la masse déstabilisée (simulation) à celle du mouvement obtenue par prospection géophysique (Figure VI-8).

VI.5.3.2 Paramètres numériques :

Les simulations ont été réalisées avec un coefficient de frottement constant dans le temps égal à 0,3 et appliqué à l'ensemble des fractures. Entre les blocs et les limites du modèle le coefficient de frottement est nul. Une vitesse nulle est également appliquée aux limites. La masse volumique des blocs est de 2700 $kg.m^{-3}$. Le pas de temps sera de 1.10^{-3}s. Le paramètre de tolérance est fixé à 10^{-3}.Le nombre d'itération conditionné par le nombre de blocs est fixé à 3000.

VI.5.4 Résultats

Les résultats de simulations obtenus à T=2500pas et à T=5000pas pour les trois géométries différentes sont présentés sur la Figure VI-8 et sur la Figure VI-9. Les temps de calculs sont d'environ 1 jour (géométrie 4.a et 4.b) et 2 jours (géométrie 4.c) pour 2500 pas de calcul.

L'analyse des résultats de ces simulations indiquent tout d'abord une surface déstabilisée plus importante pour le modèle 4.c, qui présente le nombre de blocs le plus important. D'un point de vue déplacement, on observe une meilleure correspondance entre les géométries 4.b et 4.c. Pour une distribution de 60m les déplacements restent plus superficiels. En replaçant sur ces résultats de simulations les limites du mouvement de Séchilienne (Figure VI-8c et Figure VI-9), on note à T=2500 pas (Figure VI-8c) une meilleure correspondance entre les limites du mouvement et les limites des déplacements verticaux pour la géométrie 4.c. Par contre au pied du versant la surface en déplacement est moins importante pour la géométrie 4.b que pour les deux autres.

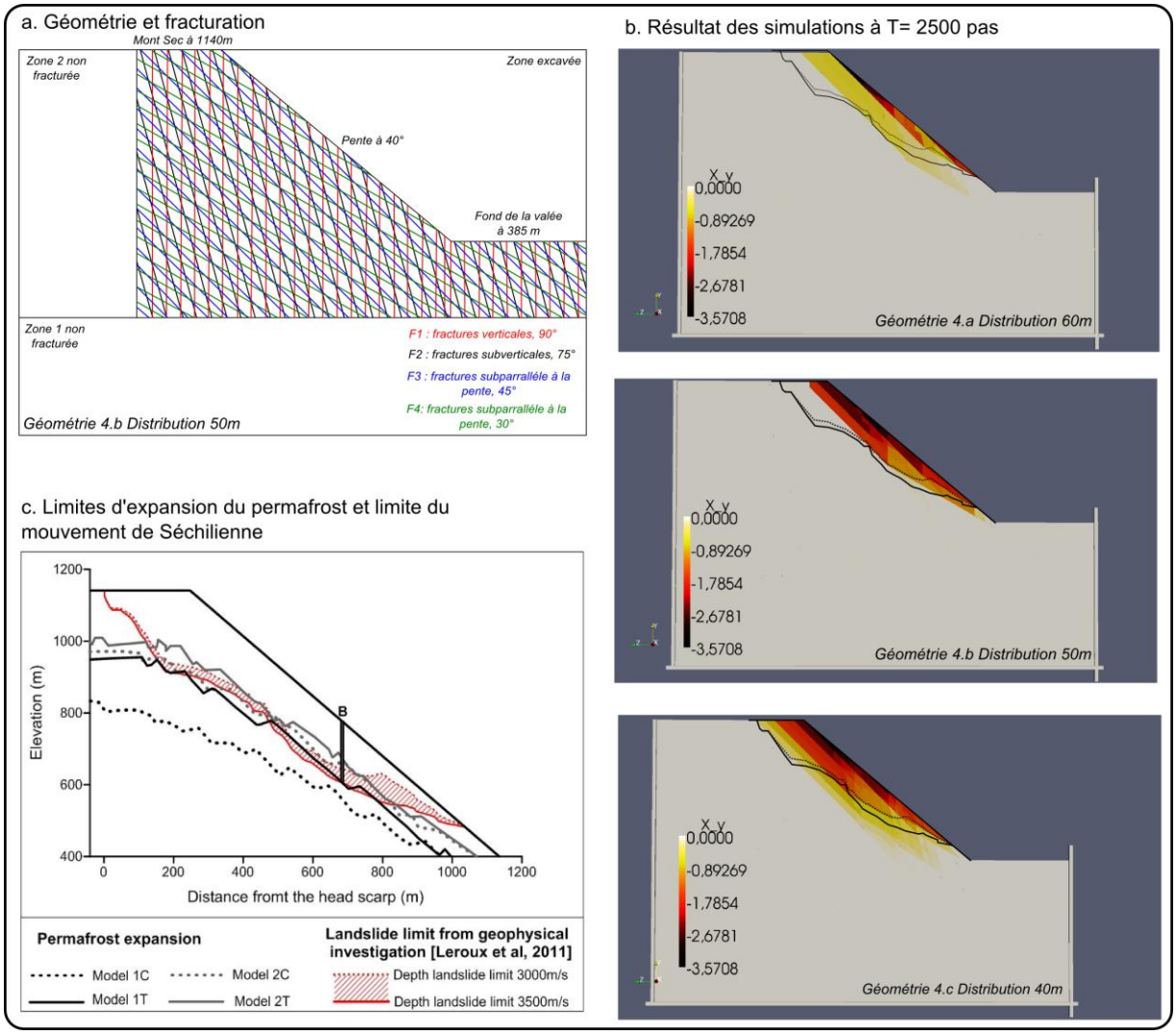


Figure VI-8 a)Modèle géométrique 4.b. b) Déplacement vertical en mètre pour les trois modèles 4.a, 4.b et 4.c. Les limites en profondeur du mouvement de Séchilienne obtenues à partir de la prospection géophysique sont représentées par des traits noirs (en trait plein la limite à 3500m/s et en train pointillé la limite à 3000m/s déduites de la vitesse des ondes sismiques dans les micaschistes))c)Figure présentant les limites d'expansion du permafrost et du mouvement de Séchilienne.

Sur la Figure V-20 sont présentés les résultats des simulations à T=5000 pas (Figure VI-9), pour chacune des géométries (les déplacements verticaux et horizontaux en mètres) ainsi que les limites du mouvement de Séchilienne. On note tout d'abord que pour une même géométrie les déplacements verticaux et horizontaux définissent la même surface en déplacement. En comparant cette surface déplacée obtenue pour chaque géométrie (géométries 4.a, 4.b et 4.c) à celle défini par les limites du mouvement, on peut noter une meilleure correspondance avec celle de la géométrie 4.b. En effet celle de la géométrie 4.a (60m) présente une surface en déplacement trop limitée dans la partie haute du versant et trop importante dans la partie basse. Pour la géométrie 4.c on observe plutôt une bonne correspondance dans la partie haute du versant alors que dans la partie basse la surface devient également trop importante (les déplacements verticaux et horizontaux y sont encore importants ~5m).

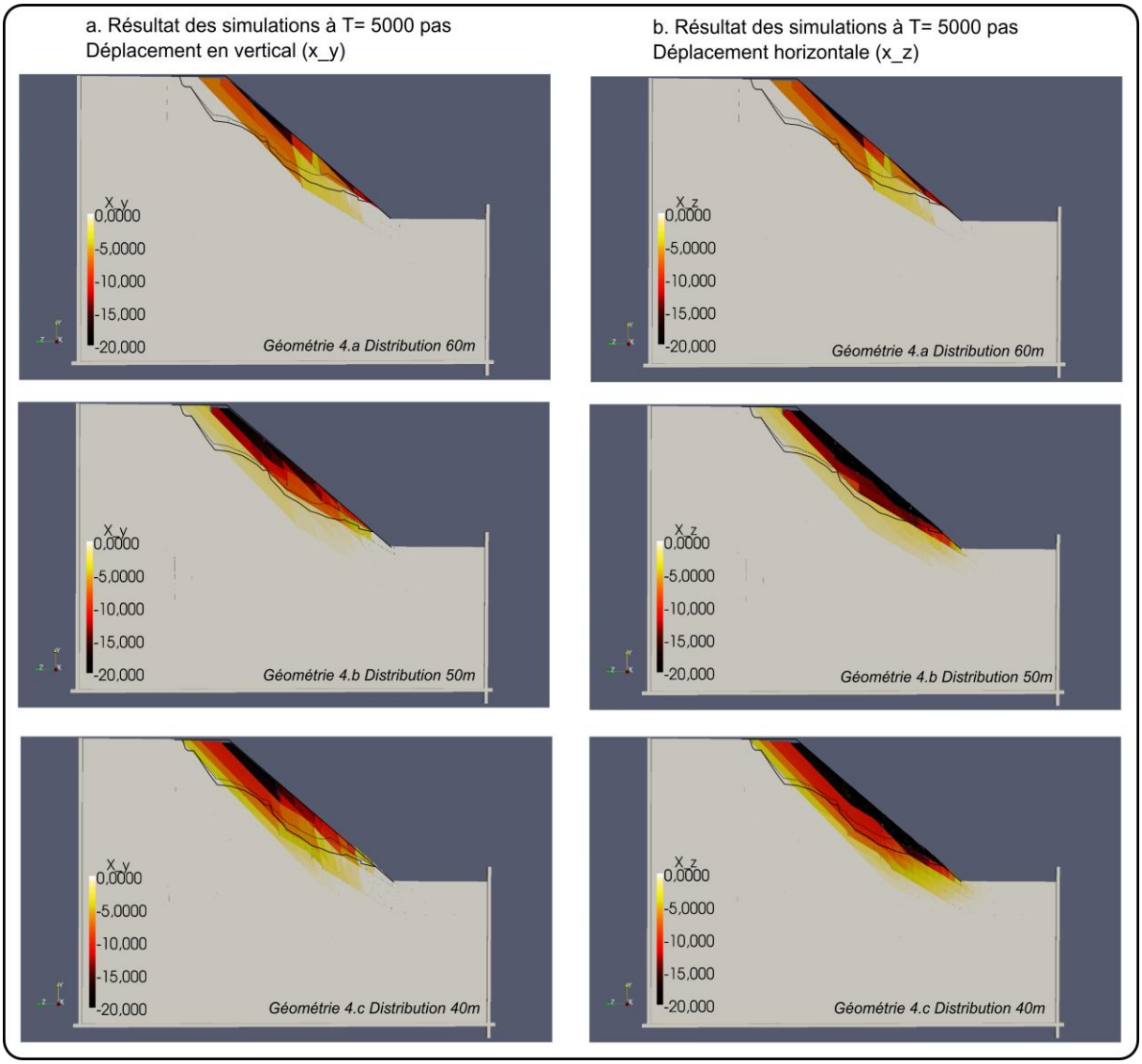


Figure VI-9 b) Déplacements vertical et horizontal en mètre pour les trois modèles 4.a, 4.b et 4.c à T=5000 pas de temps. Les limites en profondeur du mouvement de Séchilienne obtenues à partir de la prospection géophysique sont représentées par des traits noirs (en trait plein la limite à 3500m/s et en train pointillé la limite à 3000m/s déduites de la vitesse des ondes sismiques dans les micaschistes)).

En raison de la meilleure correspondance entre la surface en déplacement et les limites du mouvement et d'un temps de calcul moins important, nous avons choisi la géométrie 4.b pour effectuer les prochaines simulations. Les simulations (Figure 4) sont encore actuellement en cours et les résultats pour des pas de temps plus importants pourront apporter de nouveaux éléments pour le choix du modèle à utiliser.

VI.6 Conclusion

Bien que ces modélisations ne soient qu'au stade préliminaire, les premières simulations menées avec une famille de fracture vertical et une seconde orientée entre 75 et 30° nous ont fourni une information importante sur le rôle des fractures pentées à 30° vers la vallée. En effet sans leur présence, la déstabilisation ne peut démarrer. Ces fractures étant associées à la présence du pergélisol dans le versant, elles révelent donc l'importance de celui dans la déstabilisation.

Perspectives

Modélisation 2D

Pour le travail actuellement en cours et pour les perspectives, un degré de complexité plus important sera apporté aux modèles 2D en appliquant comme propriétés mécaniques supplémentaires la cohésion. Cette cohésion pourra varier selon le type de fracture (verticales/inclinées), dans le temps et dans l'espace. Nous nous baserons pour cela sur les récents essais en laboratoire et forage pour mieux contraindre les paramètres des lois aux interfaces et/ou de comportement. Plusieurs simulations sont actuellement en cours afin de tester le rôle des fractures verticales sur la déstabilisation. Des coefficients de frottement plus faibles que pour les autres fractures ont été appliqués sur ces fractures verticales.

Modélisation 3D

Des modèles géométriques simples ont été élaborés, mais en raison des limitations de l'outil RESOBLOK et des temps de calcul très importants, il nous semble aujourd'hui impossible de pouvoir réaliser des simulations 3D du mouvement de Séchilienne.

Conclusion générale

Plusieurs objectifs ont été définis pour ce travail de thèse :

- Comprendre le délai entre le retrait du glacier et l'initiation du mouvement ;
- étudier l'évolution dynamique du mouvement depuis son initiation jusqu'aux déplacements mesurés par auscultation à l'heure actuelle en utilisant les datations comme contraintes temporelles et les données structurales et géophysiques pour la géométrie ;
- estimer les dimensions de la masse rocheuse affectée par le mouvement

Pour répondre à ces objectifs deux approches différentes ont été utilisées. Une 1er approche autour de la détermination des caractéristiques du mouvement, caractérisation géologique et structurale, caractérisation géomorphologique ou encore caractérisation temporelle du mouvement et une seconde approche numérique (modélisation thermique et mécanique)

Détermination du volume affectée par le mouvement et caractérisation structurale

Le premier objectif auquel nous avons répondu a été celui d'établir les dimensions de la masse rocheuse affectée par la déstabilisation. Pour cela nous avons mis en relation au moyen de la loi de Wyllie [*Wyllie et al.,* 1956] les mesures de vitesses Vp issues des inversions des profils géophysiques avec les mesures en laboratoire (densité, porosité et Vp) réalisées sur des échantillons de micaschistes prélevés dans la galerie de déviation en rive gauche de la Romanche [*Effendiantz and Guillot,* 2000]. De cette façon nous avons obtenu pour chacun des profils sismiques des profils de porosité. En considérant une limite de porosité entre massif sain et massif déstructuré de 3,7 % (3500m/s) ou de 5,3 % (3000 m/s) , il est alors possible en extrayant pour chacun des profils les coordonnées de ces limites et en les injectant dans un logiciel de cartographie 3D de reconstruire la géométrie 3D de l'interface (MNT, modèle numérique de terrain). La soustraction du MNT de la surface du mouvement et de l'interface en profondeur a alors permis de déterminer le volume du mouvement qui est donc compris entre 48 et 60 ± 10 × 10^6 m^3[*Le Roux et al.*, 2011].

Nous nous sommes par la suite intéressés à la structuration du massif, afin de préciser le rôle et l'origine de la structuration du mouvement. Sur la base d'un MNT à 4m du versant et des relevés, de fracturation de galerie nous avons réalisé une nouvelle analyse structurale en surface et en profondeur. En confrontant cette analyse aux vecteurs de déplacement en surface déduit de mesures géodésiques nous avons pu émettre l'hypothèse que les fractures tectoniques N70°±10° et N100°±10° subverticale à verticale ont été préférentiellement utilisées par la déstabilisation privilégiant ainsi le développement de linéaments N70 ± 10° dans l'ensemble du mouvement et de linéaments N100±10° dans la partie sommitale (zone1).

Les objectifs suivant ont été :

- Etablir le modèle cinématique du retrait du glacier de la Romanche le long du versant de Séchilienne;

- Etablir le modèle cinématique de l'initiation et de l'évolution du mouvement ;

Pour y parvenir nous avons élargie l'application de la méthode CRE à l'ensemble du mouvement en datant des escarpements internes ainsi que des surfaces glaciaires présentes à différentes altitudes dans le mouvement. Il existe cependant une grande diversité d'objets géomorphologiques liée d'une part à l'héritage tectonique et glaciaire et d'autre part à la déformation gravitaire qui affecte le versant. Il a donc tout d'abord été nécessaire d'établir l'origine de ces objets car en fonction de l'information recherchée c'est-à-dire le retrait du glacier ou de l'initiation de la déstabilisation, la surface échantillonnée devra être différente.

Modèle cinématique du retrait du glacier de la Romanche

Pour obtenir le retrait du glacier de la Romanche le long du versant de Séchilienne ce sont au total 13 nouveaux échantillons qui ont été prelevés sur des paléo-surface glaciaires situées entre 873 m et 1122 m d'altitude. En raison du déficit de concentration observé pour la majorité des échantillons collectés, un modèle d'exposition prenant en compte l'atténuation liée à la présence d'un masque de type morainique ou pédologique (tourbe) déposé à la surface de l'échantillon lors du retrait du glacier et progressivement érodé jusqu'à l'actuelle a été proposé. Ainsi lors de son abaissement progressif le long du versant de Séchilienne le glacier de la Romanche aurait laissé sur place des dépôts morainiques discontinus avec une épaisseur comprise entre 0,4 à 6,7m d'épaisseur. Des valeurs d'épaisseurs qui sont conformes à ce qui peut être observé régionalement (0,5m à 10m, [*Vivian and Ricq de Bouard,* 1969]).

A partir des âges de retrait obtenus à différentes altitudes dans le versant le modèle cinématique suivant a pu être proposé pour le retrait du glacier. Le retrait se déroulerait en deux phases. Une 1er phase très lente jusqu'à 15,1 ± 0,4 ^{10}Be ka caractérisée par un taux d'ablation vertical moyen de 0,022 ± 0,002 m.a^{-1}. Durant cette première phase la surface du glacier va s'abaisser de 120 m passant de 1200 à 1080m d'altitude. La seconde phase présente quant à elle une accélération importante du taux d'ablation vertical. En effet aux 700m de glace restant entre 1080m et le fond de vallée, va s'appliquer un taux d'ablation verticale de 0,434 ± 0,1 m.a^{-1}. L'âge de désenglacement complet de la vallée peut donc être déterminé à 13,4 ± 0,8 ka durant le Bølling-Allerød. Cet âge peut être mis en relation avec celui estimé (13,3 ± 0,1 ka) par [*Le Roux et al.,* 2009] à partir de datations cosmogéniques obtenues par *Bigot-Cormier et al.,* 2005 dans la vallée de la Tinée mais également avec celui que nous avons initialement estimé (14,4 ± 0,2 ka) à partir du taux d'ablation vertical (0,338 ± 0,03 m.a^{-1}) calculé à partir des datations cosmogéniques réalisées par *Delunel,* [2010] dans la vallée voisine du Vénéon.

Modèle cinématique de l'initiation et de l'évolution du mouvement de Séchilienne.

Parmi les 50 échantillons collectés sur les profils verticaux le long des escarpements présents dans le mouvement de Séchilienne, seuls 24 échantillons ont fourni des âges d'exposition liés à un processus de dénudation. Pour le reste des échantillons, les âges d'exposition obtenus sont à associer à des chutes de blocs qui ont rajeuni les surfaces sur lesquelles ces échantillons ont été prélevés. Pour deux des escarpements échantillonnés il s'est avéré que ces escarpements n'étaient pas des escarpements gravitaires, mais des sillons façonnés par l'action érosive du glacier de la Romanche à la surface du versant. Pour l'un de ces profils, nous avons obtenu pour l'un des échantillons l'âge de retrait du glacier le long de l'escarpement.

Ainsi à partir des 24 échantillons restant, nous avons pu déterminer pour huit des douze escarpements échantillonnés les taux de dénudations et les âges d'initiations. Les âges d'initiations sont compris entre 12,2 ± 0,5 Be (S14) et 3,7 ka (S8). A partir de ces données (âges d'initiation et taux de dénudation) une nouvelle chronologie de l'initiation de la déstabilisation ainsi qu'un modèle de son évolution jusqu'à l'actuelle ont pu être proposés.

Contrairement à ce qui avait été suggéré antérieurement [*Le Roux et al,* 2009] le mouvement ne ne débuterait pas à 6,4 ± 1,4 ka sur l'escarpement sommital mais à 12,2 ± 0,5 ^{10}Be (Bølling-Allerød) à 953 m (S14) d'altitude. Le mouvement se serait donc initié 0 à 2,5 ka après le désenglacement complet de la vallée daté à 13,4 ± 0,8 ka. Comme pour la vallée du Rabuons [*Bigot-Cormier et al.,* 2005] et celui du près de Madame Carle [*Cossart et al.,* 2008] l'initiation de la déstabilisation serait donc liée à la décompression glaciaire. Suite à l'initiation sur l'escarpement S14, 3,7 ka ± 0,5 ka se sont écoulés. Durant ce délai la dénudation s'est poursuivit sur l'escarpement S14, avec un taux de 0,66 cm.a^{-1}. A 8,8 ± 0,5 ^{10}Be ka, cette dénudation a brusquement et fortement ralenti passant de 0,66 cm.a^{-1} à 0,04 cm.a^{-1}. A ce même moment s'est initiée la déstabilisation sur les escarpements S9 et S4 situés respectivement dans la zone 1 et dans la zone 3 du mouvement. Cette brusque variation se produit à la transition Optimum climatique. L'hypothèse d'un changement de dynamique peut être formulée. Deux phases peuvent ainsi être distinguées : (1) Une première phase de déstabilisation avant l'Optimum Climatique qui serait liée à la décompression glaciaire et (2) une seconde phase à l'Optimum Climatique qui serait liée au changement climatique avec probablement un contrôle de la pluviométrie ([*Gouin,* 1994 ; *Alfonsi,* 1997 ; *Vengeon,* 1998], Chapitre II.3.2). Suite à l'initiation sur les escarpements S4 et S9, a succédé environ 2 ka plus tard (0,2 ka au minimum à ~4 ka au maximum en fonction de l'incertitude sur l'âge) celle sur l'escarpement sommital (6,4 ± 1,4 ka, [*Le Roux et al,* 2009]).Le dernier escarpement à s'être initié durant l'Optimum climatique est le contre-escarpement S6 (fonction de l'âge de S5). Pour l'escarpement S5 situé à la limite Ouest du mouvement, l'initiation du mouvement est quant à lui estimé entre 7,9 ka et 3,3 ka en fonction du masque correctif appliqué en surface. Cet escarpement marque la propagation vers l'Ouest de l'escarpement sommital et donc de la déstabilisation. Ce sont donc 4 à 5 escarpement qui ont été affectés par la dénudation (l'escarpement sommital (S1-S3) et les escarpements S9, S4, S5 et S6) au cours de l'Optimum Climatique qui s'étend de 9 à 5 ka. Cette phase de dénudation peut être mise en correspondance

avec les données obtenues pour de grands mouvements de terrain Alpins pour lesquels on observe une initiation au cours de l'holocène moyen [*Ivy-Ochs et al.,* 2009] durant l'Optimum Climatique.

Entre 4,0 et 3,7 ka, la dénudation s'est initiée sur les contre-escarpements S7, S8 et S13 avec quelques centaines d'années d'intervalle entre chaque contre-escarpement. Alors qu'une dénudation continue et constante a été observée pour les contre-escarpements (S6, S7, S8 et S13) jusqu'à l'actuelle, pour l'escarpement sommital et les escarpements S4, S9 nous avons observé entre 0 et 2,4 ± 0,2 ^{10}Be ka une phase d'accélération de la dénudation qu'il est possible d'associer à la période du Subatlantique. De nombreuses chutes de blocs ont également été recensées durant cette période, indiquant ainsi que que cette période a été propice compte tenu de son climat chaud et humide à la dénudation et aux chutes de blocs. Cette dernière information permet d'insister sur le fait que les changements climatiques ont eu un rôle important sur l'évolution du mouvement de Séchilienne.

Rôle du pergélisol

Les modélisations thermiques ont permis de reconstruire à partir de la courbe de température moyenne annuelle de l'air l'extension et l'évolution du pergélisol au sein du versant de Séchilienne depuis le dernier maximum glaciaire. Ces simulations ont été réalisées pour quatre scénarios thermiques différents afin de considérer les différentes conditions thermiques liées au glacier (froid ou tempéré) et aux conditions de surfaces (couverture neigeuse, foret,….). Afin d'intégrer les nouvelles contraintes temporelles, une nouvelle modélisation a été réalisée. Si la cinématique diffère au début après le retrait complet du glacier on retrouve après une extension similaire du pergélisol.

Si au départ ces simulations avaient pour objectifs d'expliquer le délai observé entre le retrait du glacier et l'initiation du mouvement sur l'escarpement sommital (5,4 ka), les récentes contraintes temporelles ont mis en évidence une première phase d'initiation en lien avec la décompression du versant. Un délai de 3,7 ka a toutefois été observé entre l'initiation sur S14 et celle sur S9 et S4. La persistance du permafrost ne permet cependant pas d'expliquer ce délai puisqu'il disparait (1,1 ka après le retrait du glacier) avant l'initiation du mouvement sur S9 et S4.

Bien qu'il ne persiste pas assez longtemps son influence sur la stabilité du massif semble avoir été assez importante pour limiter la propagation du mouvement lors de la décompression. Si dans un premier temps, son influence a permis de renforcer le versant, à une échelle de temps plus importante sa présence a certainement favorisé au moyen de la ségrégation de glace, l'endommagement et l'affaiblissement mécanique de la zone dans laquelle il s'était mis en place, imposant ainsi au mouvement sa géométrie actuelle.

Rôle des fractures liées au pergélisol et pentée à 30°

Pour comprendre le rôle des différentes familles de fractures dans l'initiation de la déstabilisation, nous avons par la suite réalisé une modélisation mécanique. Trois modèles ont été générés avec pour chacun des modèles deux familles de fractures dont l'une toujours verticale alors qu'à la seconde un pendage à 75° (géométrie 3.a), à 45° (géométrie 3.b) ou à 30° (géométrie 3.c) a été appliquée.

Aucun déplacement n'a été observé pour les deux premiers modèles (3.a et 3.b), alors que pour le modèle 3.c une partie du versant a été affecté par un déplacement vertical (+3m à -37m). Ces premières simulations nous ont permis de mettre en évidence l'importance de la présence de fractures à pendage 30° dans le versant. Sans ces fractures il est en effet impossible d'initier un mouvement.

Modèle conceptuel de l'évolution du versant de Séchilienne depuis le denier maximum glaciaire jusqu'à l'actuelle

En associant l'ensemble des données obtenues dans cette thèse sur la caractérisation géométrique et structurale, la cinématique du mouvement et du retrait du glacier à partir des contraintes temporelles, sur l'évolution du pergélisol ou encore de l'importance des fractures pentées Sud, un modèle de l'évolution du versant depuis le dernier maximum glaciaire peut être proposé. Sur la Figure Conclusion**,** nous avons reporté pour différents instants clés de l'évolution du versant de Séchilienne les différentes informations obtenues.

Ainsi à t = 21 ka (1. Figure Conclusion) correspond au dernier maximum glaciaire, on retrouve un massif :

- découpé en lanières par des fractures verticales orientées N10°±10°, N40°±10°, N70°±10°, N100°±10° et N130°±10° auxquelles on peut associer la direction N150°±10° ;
- recouvert par le glacier de la Romanche jusqu'à 1200m d'altitude
- pas affecté par le pergélisol.

A t = 13,4 ka (2. Figure Conclusion) le glacier s'est complètement retiré de la vallée entrainant un phénomène de décompression du versant. Le pergélisol limité au sommet du versant a ici peu d'influence.

A t = 12,2ka (3. Figure Conclusion) suite à la décompression lié au retrait du glacier, le versant connait sa première phase de déstabilisation. Le mouvement s'initie sur l'escarpement S14. La rapide mise en place du pergélisol après le retrait du glacier va cependant en renforçant le versant mécaniquement empêcher la généralisation du mouvement. Le pergélisol présent, renforce donc le versant, mais il va également sur une échelle de temps plus longue provoquer l'endommagement du massif sur une épaisseur allant de 70m à 135m permettant ainsi la formation de fractures pentées 30 à 60° Sud

A t = 8,5ka à 6,4ka (4. Figure Conclusion). Cette période correspond à l'Optimum climatique l'augmentation des températures et les fortes précipitations vont entrainer une seconde phase de déstabilisation du versant. Cette seconde phase est facilitée par l'endommagement (fracturation pentées 30 à 60° Sud) provoqué par le pergélisol. Le mouvement se propage alors en amont du

versant mais également latéralement avec la formation progressive de l'Est vers l'Ouest de l'escarpement sommital.

A t = 0 (5. Figure Conclusion). Cette période marquée également par des températures plus chaudes et une augmentation des précipitations (Subatlantique) va permettre au mouvement de connaitre une phase d'accélération. Les données géométriques obtenues à partir de grands profils géophysiques permettent de faire le lien entre l'épaisseur atteinte par le pergélisol, les fractures p pentées 30 à 60° Sud et l'épaisseur affectée par le mouvement.

L'objectif est maintenant d'intégrer l'ensemble des informations présentées dans ce modèle dans un modèle thermomécanique et même thermohydromécanique (intégrer le rôle de l'eau) afin de pouvoir reproduire l'évolution du versant au cours de ces derniers 21 ka mais également de modéliser son évolution future en réponse à des scénarii externes extrêmes (variations climatiques(pluviométrie) et tremblements de terre).

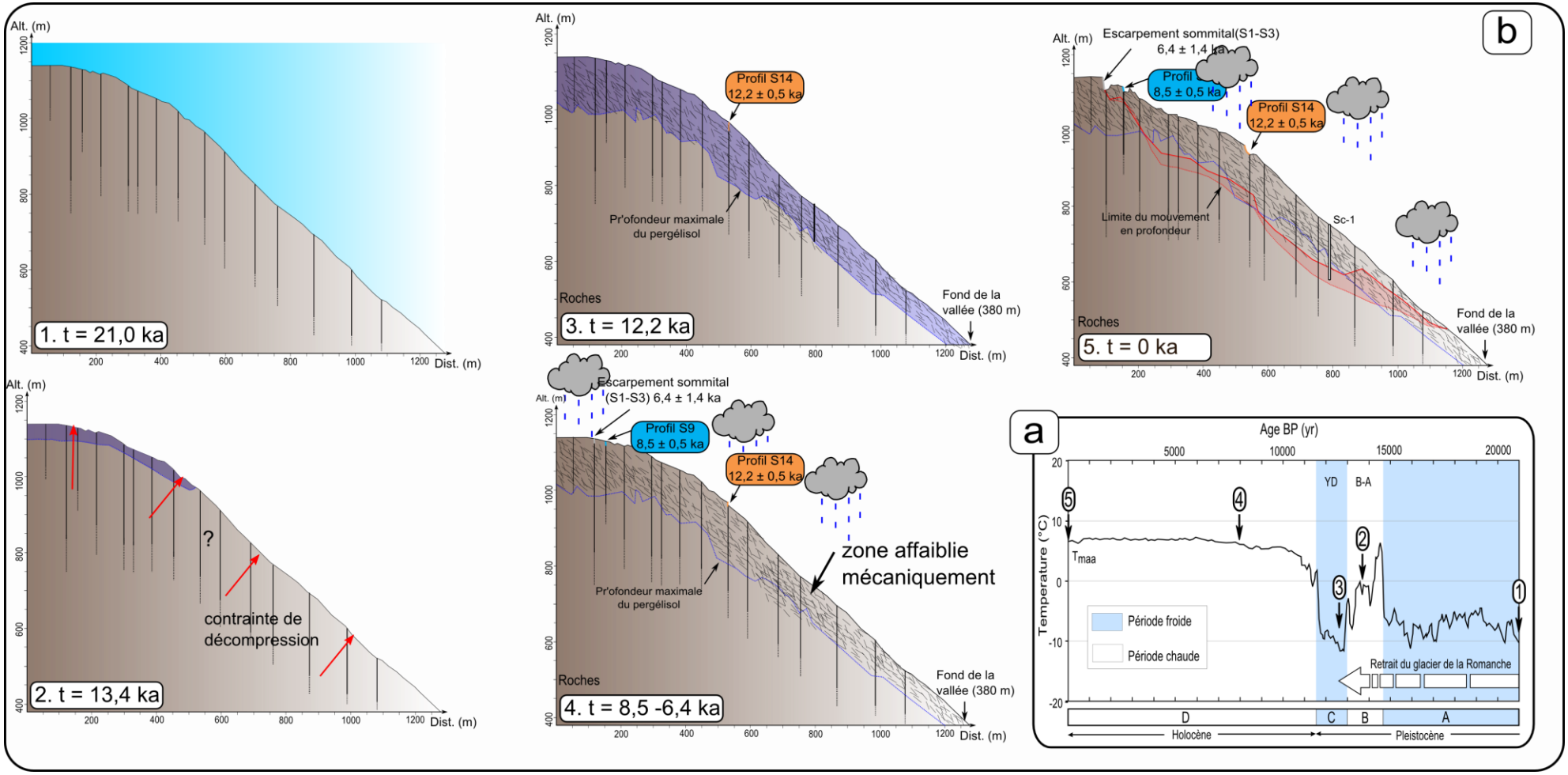


Figure Conclusion. Evolution du versant de Séchilienne du dernier maximum glaciaire jusqu'à aujourd'hui. a) courbe de la paléo- température (Tmaa) annuelle moyenne de l'air reconstruite depuis le dernier maximum glaciaire à (21 ka) à aujourd'hui. YD : Dryas récent. B-A : Bølling-Allerød. Quatre période climatique sont distinguées (A à B) avec les périodes froides en bleu et les périodes chaudes en blanc. b) Présentation des événements majeurs à cinq âges différents 1 à 5 localisé sur la (Figure conclusion a) sur une coupe orientée NE-SW et traversant le versant de Séchilienne du plateau du Mont Sec (1140m) jusqu'au fond de la vallée (380m). Représentation du glacier (bleu clair) et du pergélisol en bleu foncé. Localisation du forage Sc-1 dans lequel une fracturation N60-80° avec un pendage de 30 à 70°S peut être mis en évidence jusqu'à une profondeur de 120m. Représentation de la limite actuelle du mouvement en profondeur (Vp = 3000m.s^{-1} en trait pointillé ; Vp =3500m.s^{-1} en trait continu). Evolution du versant de Séchilienne a) à différents instants clé b) du dernier maximum glaciaire jusqu'à aujourd'hui.

Références bibliographiques

A

Agliardi, F., G. Crosta, and A. Zanchi (2001), Structural constraints on deep seated slope deformations kinematics, Eng. Geol. 59, 83 – 102.

Alfonsi, P., Durville, J.-L. & Potherat, P., 2004. The morphology of deep-seated slope deformations: simple explanations or sophisticated interpretations. Proceedings of "Landslides: Evaluation and Stabilization", IX International Symposium on Landslides, Lacerda, Ehrlich.

Alley, R. B. (2004), GISP2 ice core temperature and accumulation data, *IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series*, *13*.

ANTOINE P. & GIRAUD A. 1993. – Aide à la reconnaissance des principaux types de mouvements de terrain connus dans les Alpes du Nord. - Commission des communautés Européennes, Programme EPOCH, Partie n°3, Vol n°2.

Antoine, P., Camporota, P., Giraud, A. et Rochet, L., 1987. La menace d'ecroulement aux Ruines de Sechilienne (Isere). Bulletin de liaison des laboratoires des Ponts et Chaussees, 150/151: 55 64.

Antoine, P., Giraud, A. & Vengeon, J.-M., 1998. Le versant instable des Ruines de Sechilienne. Rapport geologique, Universite Joseph Fourier, LCPC, 46 pp.

Antoine, P., Giraud, A., Evrard, H. & Rochet, L., 1994. A huge slope movement at Sechilienne, Isere, France. Landslide news, 8: 15-18.

Arnold, M., S. Merchel, D. L. Bourlès, R. Braucher, L. Benedetti, R. C. Finkel, G. Aumaître, A. Gottdang, and M. Klein (2010), The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, *268*(11), 1954–1959.

Augustinus, P. (1996), Rock mass strength and the stability of some glacial valley slopes, in *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, vol. 33, p. 28A–29A, Elsevier.

Augustinus, P. C. (1995), Glacial valley cross-profile development: the influence of in situ rock stress and rock mass strength, with examples from the Southern Alps, New Zealand, *Geomorphology*, *14*(2), 87–97.

Azzoni, A., G. La Barbera, and A. Zaninetti (1995), Analysis and prediction of rockfalls using a mathematical model, in *International journal of rock mechanics and mining sciences & geomechanics abstracts*, vol. 32, pp. 709–724, Elsevier.

B

Bachmann, D. (2006), Modélisation physique tridimensionnelle des mouvements gravitaires de grande ampleur en milieu rocheux., Université de Nice Sophia-Antipolis.

Bachmann, D., S. Bouissou, and A. Chemenda (2009), Analysis of massif fracturing during Deep-Seated Gravitational Slope Deformation by physical and numerical modeling, *Geomorphology*, *103*(1), 130–135.

Ballantyne, C. K. (2002), Paraglacial geomorphology, *Quaternary Science Reviews*, *21*(18), 1935–2017.

Ballantyne, C. K., and J. O. Stone (2004), The Beinn Alligin rock avalanche, NW Scotland: cosmogenic 10Be dating, interpretation and significance, *The Holocene*, *14*(3), 448–453.

Ballantyne, C. K., J. O. Stone, and L. K. Fifield (1998), Cosmogenic Cl-36 dating of postglacial landsliding at the Storr, Isle of Skye, Scotland, *The Holocene*, *8*(3), 347–351.

Barféty, J. C., M. Gidon, and G. Montjuvent (1970), Extension et importance des glissements superficiels aux abords méridionaux de Grenoble, *Geologie Alp*, *46*, 17–22.

Barnes, P., D. Tabor, and J. C. F. Walker (1971), The friction and creep of polycrystalline ice, *Proceedings of the Royal Society of London. A. Mathematical and Physical Sciences*, *324*(1557), 127–155.

Beaudevin, C. 2010. http://www.geoglaciaire.net/

Beaulieu, J. L. (1977), Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Alpes méridionales françaises.

Benn, D. I., and D. J. A. Evans (1998), Glaciers and GlaciationArnold, *London, UK*.

Berger, A. (1978), Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *35*(12), 2362–2367.

Bethe, H. (1930), Zur theorie des durchgangs schneller korpuskularstrahlen durch materie, *Annalen der Physik*, *397*(3), 325–400.

Bieniawski, Z. T. (1976), *Exploration for rock engineering: proceedings of the Symposium on Exploration for Rock Engineering, Johannesburg, 1-5 November 1976*, AA Balkema.

Bièvre G., J. Kasperski and P. Pothérat (2012), Séchilienne - Programme de reconnaissances. Interprétation géologique des sondages, *Technical report CETE de Lyon* 40320-1 and 41106-1, CETE de Lyon, Lyon, France.

Bigot-Cormier, F., R. Braucher, D. Bourlès, Y. Guglielmi, M. Dubar, and J. F. Stéphan (2005), Chronological constraints on processes leading to large active landslides, *Earth and Planetary Science Letters*, *235*(1), 141–150.

Blackwell, D. D., J. L. Steele, and C. A. Brott (1980), The terrain effect on terrestrial heat flow, *Journal of Geophysical Research*, 85, 4757–4772, doi:10.1029/JB085iB09p04757.

Bois, T. (2010), Étude du rôle des hétérogénéités structurales et de l'altération sur la déstabilisation des massifs rocheux par une approche couplée de modélisation physique et numérique, Université de Nice Sophia-Antipolis.

Bois, T., S. Bouissou, and Y. Guglielmi (2008), Influence of major inherited faults zones on gravitational slope deformation: a two-dimensional physical modelling of the La Clapière area (Southern French Alps), *Earth and Planetary Science Letters*, *272*(3), 709–719.

Bommer, C., M. Phillips, H.-R. Keusen, and P. Teysseire (n.d.), Construire sur le pergélisol,

Bonnefille, R. (1983), Evidence for a cooler and drier climate in the Ethiopian uplands towards 2.5 Myr ago,

Braucher, R., F. Colin, E. T. Brown, D. L. Bourles, O. Bamba, G. M. Raisbeck, F. Yiou, and J. M. Koud (1998a), African laterite dynamics using in situ-produced 10Be, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *62*(9), 1501–1507.

Braucher, R., D. L. Bourles, F. Colin, E. T. Brown, and B. Boulange (1998b), Brazilian laterite dynamics using in situ-produced< sup> 10</sup> Be, *Earth and Planetary Science Letters*, *163*(1), 197–205.

Braucher, R., E. T. Brown, D. L. Bourlès, and F. Colin (2003), In situ produced< sup> 10</sup> Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons, *Earth and Planetary Science Letters*, *211*(3), 251–258.

Brown, E. T., D. L. Bourlès, F. Colin, G. M. Raisbeck, F. Yiou, and S. Desgarceaux (1995), Evidence for muon- induced production of 10Be in near- surface rocks from the Congo, *Geophysical Research Letters*, *22*(6), 703–706.

Brueckl, E., and M. Parotidis (2001), Estimation of large-scale mechanical properties of a large landslide on the basis of seismic results, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *38*(6), 877–883.

Burn, C. R., and C. A. S. Smith (1988), Observations of the“ thermal offset” in near-surface mean annual ground temperatures at several sites near Mayo, Yukon Territory, Canada, *Arctic*, 99–104.

C

Cambou, B., and M. Jean (2001), Micromécanique des matériaux granulaires,

Carcaillet, J. T., N. Thouveny, and D. L. Bourlès (2003), Geomagnetic moment instability between 0.6 and 1.3 Ma from cosmonuclide evidence, *Geophysical research letters*, *30*(15).

Cerling, T. E., and H. Craig (1994), Geomorphology and in-situ cosmogenic isotopes, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *22*, 273–317.

Chambers, F. M., D. W. Beilman, and Z. Yu (2011), Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics, *Mires and Peat*, *7*(10). [online] Available from: ftp://snrftp.unl.edu/Incoming/Guan/readings/Soil/chambers_etal_.pdf (Accessed 8 September 2013)

Chappell, J., and N. J. Shackleton (1986), Oxygen isotopes and sea level, *Nature*, *324*(6093), 137–140.

Chardon, M. (1987), Géomorphologie et risques naturels: l’éboulement de Séchilienne (Isère) et ses enseignements, *Revue de géographie alpine*, *75*(3), 249–261.

Chemenda, A., S. Bouissou, and D. Bachmann (2005), Three- dimensional physical modeling of deep- seated landslides: New technique and first results, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface (2003–2012)*, *110*(F4).

Church, M., and J. M. Ryder (1972), Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation, *Geological Society of America Bulletin*, *83*(10), 3059–3072.

Clark, P. U., A. S. Dyke, J. D. Shakum, A. E. Carlson, J. Clark, B. Wohlfarth, J. X. Mitrovica, S. W. Hostetler, and A. M. McCabe (2009), The last glacial maximum. *Science*, 325, 710–714, *doi:*10.1126/science.1172873.

Clemens, S. C., D. W. Murray, and W. L. Prell (1996), Nonstationary phase of the Plio-Pleistocene Asian monsoon, *Science*, *274*(5289), 943–948.

Colas, G., and G. Pilot (1976), Description et classification des glissements de terrain, *Bulletin de liaison des laboratoires des ponts et chaussées, Numéro spécial*, *2*, 21–30.

Cossart, E., R. Braucher, M. Fort, D. L. Bourlès, and J. Carcaillet (2008), Slope instability in relation to glacial debuttressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and 10Be cosmic ray exposure ages, *Geomorphology*, *95*(1–2), 3–26, doi:10.1016/j.geomorph.2006.12.022.

Cossart, E. E. (2005), Evolution géomorphologique du haut bassin durancien depuis la dernière glaciation: contribution à la compréhension du système paraglaciaire, Université Paris-Diderot-Paris VII.

Coutterand, S., Schoeneich, P., 2007. Le lobe glaciaire lyonnais au maximum würmien: la part des glaciers savoyards dans l'alimentation du lobe de piémont, in: Journées Nivologie-Glaciologie de La Société Hydrotechnique de France.

Couture, R., P. Antoine, J. Locat, J. Hadjigeorgiou, S. G. Evans, and G. Brugnot (1997), Quatre cas d'avalanches rocheuses dans les Alpes françaises, *Canadian geotechnical journal*, *34*(1), 102–119.

Craig, R. A. (1965), The upper atmosphere. Meteorology and physics, *International Geophysics Series, New York: Academic Press, 1965*, *1*.

Crozier, M. J. (1986), *Landslides: causes, consequences and environment*, Croom Helm London etc.

Crowley, T.J., North, G.R., 1991. Paleoclimatology.

Cruden, D.M., Hu, X.Q., 1993. Exhaustion and steady state models for predicting landslide hazards in the Canadian Rocky Mountains. Geomorphology 8, 279–285.

Cruden, D.M., 1997. Rapid mass movement and climate: a North American perspective. Rapid Mass Mov. Clim. Var. Holocene Paläoklima Forsch 19, 371–378.

Cruden, D. M. (2003), The shapes of cold, high mountains in sedimentary rocks, *Geomorphology*, *55*(1), 249–261.

Cruden, D. M., and D. J. Varnes (1996), Landslide types and processes, *Landslides: investigation and mitigation*, *247*, 36–75.

Cundall, P. A. (1988), Formulation of a three-dimensional distinct element model—Part I. A scheme to detect and represent contacts in a system composed of many polyhedral blocks, in *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, vol. 25, pp. 107–116, Elsevier.

D

Dansgaard, W., S. J. Johnsen, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N. S. Gundestrup, C. U. Hammer, C. S. Hvidberg, J. P. Steffensen, A. E. Sveinbjörnsdottir, and J. Jouzel (1993), Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, *364*(6434), 218–220.

David, F., and M. Barbero (2001), Les érables dans l'étage subalpin: une longue histoire, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series III-Sciences de la Vie*, *324*(2), 159–164.

DAVID, F. (1993), Altitudinal variation in the response of the vegetation to Late- glacial climatic events in the northern French Alps, *New phytologist*, *125*(1), 203–220.

Davies, M. C., O. Hamza, B. W. Lumsden, and C. Harris (2000), Laboratory measurement of the shear strength of ice-filled rock joints, *Annals of Glaciology*, *31*(1), 463–467.

Davies, M. C., O. Hamza, and C. Harris (2001), The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice- filled discontinuities, *Permafrost and Periglacial Processes*, *12*(1), 137–144.

Davis, B. A. S., S. Brewer, A. C. Stevenson, and J. Guiot (2003), The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data, *Quaternary Science Reviews*, *22*(15), 1701–1716.

Debelmas, J., and J. Sarrot-Reynauld (1960), Le réseau de failles du massif du Taillefer près Vizille (Isère), *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, *36*, 51–58.

Delaloye, R. (2004), *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale, PhD thesis*, Department of Geosciences, Faculty of Sciences, University of Fribourg.

Delaloye, R., and C. Lambiel (2005), Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps), *Norsk Geografisk Tidsskrift*, *59*(2), 194–203.

Delmas, M., M. Calvet, and Y. Gunnell (2009), Variability of Quaternary glacial erosion rates–A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees, *Quaternary Science Reviews*, *28*(5), 484–498.

Delunel, R. (2010), Evolution géomorphologique du massif des Ecrins-Pelvoux depuis le Dernier Maximum Glaciaire–Apports des nucléides cosmogéniques produits in-situ, Université Joseph-Fourier-Grenoble I.

Delunel, R., P. van der Beek, J. Carcaillet, D. Bourlès, P. Valla (2010), Frost-cracking control on catchment denudation rates: Insights from in situ produced ^{10}Be concentrations in stream sediments (Ecrins–Pelvoux massif, French Western Alps), *Earth and Planetary Science Letters*, 293, 72–83, doi:10.1016/j.epsl.2010.02.020.

Deng, Q. L., Z. Y. Zhu, Z. Q. Cui, and X. P. Wang (2000), Mass rock creep and landsliding on the Huangtupo slope in the reservoir area of the Three Gorges Project, Yangtze River, China, *Engineering geology*, *58*(1), 67–83.

Deplazes, G., F. S. Anselmetti, and I. Hajdas (2007), Lake sediments deposited on the Flims rockslide mass: the key to date the largest mass movement of the Alps, *Terra Nova*, 19, 252–258, doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00743.x.

Desvarreux, P. (1970), Recherche d'une méthode d'étude des mouvements de terrains et applications pratiques, Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble.

Dikau, R. (1996), *Landslide recognition: identification, movement, and clauses*, Wiley.

Dubois, F., and M. Jean (2003), LMGC90 une plateforme de développement dédiée à la modélisation des problèmes d'interaction, in *Actes du sixieme colloque national en calcul des structures*, vol. 1, pp. 111–118.

Dubois, F., M. Jean, M. Renouf, R. Mozul, A. Martin, and M. Bagnéris (2011), *LMGC90, 11ème Colloque National en Calcul des Structures*, Giens.

Dunai, T. (2010), *Cosmogenic Nuclides: Principles, concepts and applications in the Earth surface sciences*, Cambridge University Press Cambridge.

Dunne, J., D. Elmore, and P. Muzikar (1999), Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces, *Geomorphology*, *27*(1), 3–11.

Dupieux, N. (1998), *La gestion conservatoire des tourbières de France: premiers éléments scientifiques et techniques-1998*, Espaces naturels de France.

Duranthon, J.-P., and L. Effendiantz (2004), Le versant instable des «Ruines» de Séchilienne. Point sur l'activité du phénomène et présentation du nouveau dispositif de gestion de la télésurveillance, *Bulletin des laboratoires des Ponts et Chaussées*, (252-53), 29–48.

Durville, J.-L., Effendiantz, L., Potherat, P. & Marchesini, P., 2004. The Sechilienne landslide. Advances in risk assessment, IMIRILAND Project : European Commission - Fifth Framework Program, pp.253- 269.

E

Eberhardt, E., D. Stead, and J. S. Coggan (2004), Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slopes—the 1991 Randa rockslide, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *41*(1), 69–87.

Effendiantz, L., Guillot, S., 2000. Galerie hydraulique et de reconnaissance géologique de Séchilienne (Isère). Rapport géologique de synthèse, Centre d'études techniques de l'équipement de Lyon. Laboratoire Central des Ponts et Chaussées. 37 p

Epstein, S., and T. Mayeda (1953), Variation of O< sup> 18</sup> content of waters from natural sources, *Geochimica et cosmochimica acta*, *4*(5), 213–224.

Evans, S. G., and O. Hungr (1993), The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes, *Canadian Geotechnical Journal*, *30*(4), 620–636.

F

Fallourd, R. (2012), Suivi des glaciers alpins par combinaison d'informations hétérogènes: images SAR Haute Résolution et mesures terrain, Université de Grenoble.

Federici, P. R., and M. C. Stefanini (2001), ABHANDLUNGEN-Evidence and chronology of the Little Ice Age in the Argentera Massif (italian maritime alps). With 7 figures, *Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie*, *37*(1), 35–48.

Fernandez, A., S. Guillot, R.-P. Ménot, and P. Ledru (2002), Late Paleozoic polyphased tectonics in the SW Belledonne massif (external crystalline massifs, French Alps), *Geodinamica Acta*, *15*(2), 127–139.

Ferrero, A. M., Segalini, A., Giani, G. P., Marro, C., 1996. Studi geomeccanici ed idrogeologici applicati alla frana di Randa, in: CNR-IRPI Convegno Internazionale, La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica, edited by Torino, Alba, 145 154, 1996. PNR31

Ferrucci, F., M. Amelio, M. Sorriso-Valvo, and C. Tansi (2000), Seismic prospecting of a slope affected by deep-seated gravitational slope deformation: the Lago Sackung, Calabria, Italy, *Engineering geology*, *57*(1), 53–64.

Fischer, L. (2009), *Slope instabilities on perennially frozen and glacierised rock walls: multi-scale observations, analyses and modelling*, Geographisches Institut der Universität Zürich.

Fischer, L., and C. Huggel (2008), Methodical design for stability assessments of permafrost-affected high-mountain rock walls, in *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska*, vol. 29, pp. 439–444.

Fish, A. M., and Y. K. Zaretsky (1997), *Ice strength as a function of hydrostatic pressure and temperature*, DTIC Document.

Flageollet, J.-C. (1989), *Les mouvements de terrain et leur prévention*, Masson.

Fourie, W. J., D. L. Barnes, and Y. Shur (2007), The formation of ice from the infiltration of water into a frozen coarse grained soil, *Cold regions science and technology*, *48*(2), 118–128.

Frank, M. (2000), Comparison of cosmogenic radionuclide production and geomagnetic field intensity over the last 200 000 years, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, *358*(1768), 1089–1107.

G

Gallart, F., and N. Clotet (1988), Some aspects of the geomorphic processes triggered by an extreme rainfall event: the November 1982 flood in the Eastern Pyrenees, *Catena Suppl*, *13*, 79–95.

Gervreau, E. (1991), Etude de l'évolution des versants naturels en mouvement: prévoir, alerter, *THESE PRESENTEE POUR L'OBTENTION DU GRADE DE DOCTEUR, SPECIALITE: MECANIQUE DES SOLS-STRUCTURES*.

Gervreau, E., J. L. Durville, and J.-P. Follacci (1992), Qualité et optimisation des modèles de prévision de mouvements de terrain, *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, *177*, 81–88.

Gibbard, P., and M. J. Head (2009), IUGS ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma, *Quaternaire (Paris)*, *19*(4), 411.

Giraud, A., Rochet, L. & Antoine, P., 1990. Processes of slope failure in crystallophyllian formations. Egineering Geology, 29(3): 241-253.

Godard, A., 1965. Recherches de géomorphologie en Écosse du Nord-Ouest...: par Alain Godard... Publications de la Faculté des lettres de l'Université de Strasbourg.

Goffe, B., S. SCHWARTZ, and J. B. LARDEAUX (2004), R. 2004: Exploratory notes to the map: metamorphic structure of the western and ligurian Alps, *Mitt. der Österr. Mineral. Ges*, *149*, 125–144.

Goguel, J., and A. Pachoud (1972), *Géologie et dynamique de l'écroulement du Mont Granier: dans le Massif de Chartreuse, en novembre 1248*, BRGM.

Goodman, R. E., and J. W. Bray (1976), Toppling of rock slopes, in *Rock Engineering for Foundations & Slopes*, pp. 201–234, ASCE.

Gosse, J. C., and F. M. Phillips (2001), Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application, *Quaternary Science Reviews*, *20*(14), 1475–1560.

Goy, L., D. Fabre, and G. Ménard (1996), Modelling of rock temperatures for deep alpine tunnel projects, *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 29(1), 1–18.

Gruber, S. (2005), Mountain permafrost: Transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing.

Gruber, S., and W. Haeberli (2007), Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface (2003–2012)*, *112*(F2).

Guglielmi, Y., F. Cappa, and S. Binet (2005), Coupling between hydrogeology and deformation of mountainous rock slopes: Insights from La Clapière area (southern Alps, France), *Comptes Rendus Géoscience*, *337*(13), 1154–1163.

Guglielmin, M., N. Cannone, and F. Dramis (2001), Permafrost–glacial evolution during the Holocene in the Italian Central Alps, *Permafrost and Periglacial Processes*, *12*(1), 111–124.

Guillot, S., and R.-P. Ménot (1999), Nappe stacking and first evidence of late Variscan extension in the Belledonne Massif (External Crystalline Massifs, French Alps), *Geodinamica Acta*, *12*(2), 97–111.

Guillot, S., E. Garzanti, D. Baratoux, D. Marquer, G. Mahéo, and J. De Sigoyer (2003), Reconstructing the total shortening history of the NW Himalaya, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *4*(7).

Gunzburger, Y., and B. Laumonier (2002), Origine tectonique du pli supportant le glissement de terrain de la Clapière (Nord-Ouest du massif de l'Argentera–Mercantour, Alpes du Sud, France) d'après l'analyse de la fracturation, *Comptes Rendus Geoscience*, *334*(6), 415–422.

H

Haeberli, W. (1985), Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers, *Mitteilungen der Versuchsanstalt fur Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zurich*, *77*, 5–142.

Haeberli, W. (2005), Investigating glacier-permafrost relationships in high-mountain areas: historical background, selected examples and research needs, *Geological Society, London, Special Publications*, *242*(1), 29–37.

Haeberli, W., M. Wegmann, and D. Vonder Muhll (1997), Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, *90*(3), 407–414.

Haeberli, W., C. Huggel, A. Kaab, S. Zgraggen-Oswald, A. Polkvoj, I. Galushkin, I. Zotikov, and N. Osokin (2004), The Kolka-Karmadon rock/ice slide of 20 September 2002: an extraordinary event of historical dimensions in North Ossetia, Russian Caucasus, *Journal of Glaciology*, *50*(171), 533–546.

Hajiabdolmajid, V., and P. Kaiser (2002), Slope stability assessment in strainsensitive rocks, in *ISRM International Symposium-EUROCK 2002*.

Håkansson, I., and J. Lipiec (2000), A review of the usefulness of relative bulk density values in studies of soil structure and compaction, *Soil and Tillage Research*, *53*(2), 71–85.

Hall, K. (2007), Evidence for freeze–thaw events and their implications for rock weathering in northern Canada: II. The temperature at which water freezes in rock, *Earth Surface Processes and Landforms*, *32*(2), 249–259.

Hallet, B. (1983), The breakdown of rock due to freezing: a theoretical model, in *Permafrost: Proceedings of the 4th International Conference*, pp. 433–438.

Hallet, B. (2006), Why do freezing rocks break?, *Science*, *314*(5802), 1092–1093.

Hallet, B., and J. Putkonen (1994), Surface dating of dynamic landforms: young boulders on aging moraines, *Science*, *265*(5174), 937–940.

Hallet, B., J. S. Walder, and C. W. Stubbs (1991), Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained subzero temperatures: Verification from an experimental study using acoustic emissions, *Permafrost and Periglacial Processes*, *2*(4), 283–300.

Hambrey, M. J., and J. Alean (2004), *Glaciers*, Cambridge Univ Press.

Harbor, J. M. (1992), Numerical modeling of the development of U-shaped valleys by glacial erosion, *Geological Society of America Bulletin*, *104*(10), 1364–1375.

Heidbreder, E., K. Pinkau, C. Reppin, and V. Schönfelder (1971), Measurements of the distribution in energy and angle of high-energy neutrons in the lower atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, *76*(13), 2905–2916.

Helmstetter, A., and S. Garambois (2010), Seismic monitoring of Séchilienne rockslide (French Alps): Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface (2003–2012)*, *115*(F3).

Hetzel, R., and A. Hampel (2005), Slip rate variations on normal faults during glacial–interglacial changes in surface loads, *Nature*, *435*(7038), 81–84.

Hippolyte, J.-C., G. Brocard, M. Tardy, G. Nicoud, D. Bourlès, R. Braucher, G. Ménard, and B. Souffaché (2006), The recent fault scarps of the Western Alps (France): Tectonic surface ruptures or gravitational sackung scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and< sup> 10</sup> Be dating approach, *Tectonophysics*, *418*(3), 255–276.

Hoek, E., and J. Bray (1981), *Rock slope engineering.*, Taylor & Francis.

Hoek, E., and E. T. Brown (1980), Empirical strength criterion for rock masses, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, *106*(ASCE 15715).

Hormes, A., S. Ivy-Ochs, P. W. Kubik, L. Ferreli, and A. Maria Michetti (2008), < sup> 10</sup> Be exposure ages of a rock avalanche and a late glacial moraine in Alta Valtellina, Italian Alps, *Quaternary International*, *190*(1), 136–145.

Hsü, K. J. (1978), Albert Heim: Observations on landslides and relevance to modern interpretations, *Rockslides and avalanches*, *1*, 71–93.

Huggel, C. (2009), Recent extreme slope failures in glacial environments: effects of thermal perturbation, *Quaternary Science Reviews*, *28*(11), 1119–1130.

Hugonin, F. (1988), Le quaternaire de la haute vallée de l'Arc: stratigraphie, sédimentologie et chronologie-Alpes françaises, Universite Scientifique et Medicale de Grenoble.

Hutchinson, J. N. (1989), General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology: Proc 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, 10–15 July 1988V1, P3–35. Publ Rotterdam: AA Balkema, 1988, in *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, vol. 26, p. 88, Pergamon.

Hutchinson, J. N. (1995), Deep-seated mass movements on slopes, *Mem. Soc. Geol. It*, *50*, 147–164.

I

Ilyashuk, B., E. Gobet, O. Heiri, A.F. Lotter, J. F. N. van Leeuwen, , van der Knaap, W. O., E. Ilyashuk, F. Oberli, and B. Ammann (2009), Lateglacial environmental and climatic changes at the Maloja pass, Central Swiss Alps, as recorded by chironomids and pollen, *Quaternary Science Reviews*, 28, 1340-1353, doi:10.1016/j.quascirev.2009.01.007.

InfoClimat, 2011. http://www.infoclimat.fr

Ivy-Ochs, S., H. Kerschner, M. Maisch, M. Christl, P. W. Kubik, and C. Schlüchter (2009), Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps, *Quaternary Science Reviews*, *28*(21), 2137–2149.

J

Jahn, A. (1964), Slopes morphological features resulting from gravitation, *Zeitschrift für Geomorphologie*, *5*, 59–72.

Jean, M. (1999), The non-smooth contact dynamics method, *Computer methods in applied mechanics and engineering*, *177*(3), 235–257.

Johnsen, S. J., H. B. Clausen, W. Dansgaard, N. S. Gundestrup, C. U. Hammer, U. Andersen, K. K. Andersen, C. S. Hvidberg, D. Dahl-Jensen, and J. P. Steffensen (1997), The δ18O record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability, *Journal of Geophysical Research*, *102*(C12), 26397–26,410.

Jomard, H., T. Lebourg, Y. Guglielmi, and E. Tric (2010), Electrical imaging of sliding geometry and fluids associated with a deep seated landslide (La Clapière, France), *Earth Surface Processes and Landforms*, *35*(5), 588–599.

Jorgenson, M. T., and R. A. Kreig (1988), A model for mapping permafrost distribution based on landscape component maps and climatic variables, in *Proceedings of the 5th International Conference on Permafrost*, pp. 176–182.

Jouzel, J. (2003), Climat du passé (400000 ans): des temps géologiques à la dérive actuelle, *Comptes Rendus Geoscience*, *335*(6), 509–524.

Jouzel, J., V. Masson-Delmotte, O. Cattani, G. Dreyfus, S. Falourd, G. Hoffmann, B. Minster, J. Nouet, J.-M. Barnola, and J. Chappellaz (2007), Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years, *science*, *317*(5839), 793–796.

Jouzel, J., C. Lorius, and D. Raynaud (2008), Planète blanche, *Les glaces, le climat et l'environnement*.

Julian, M. (1991), Rockslides and water infiltration: three typical examples from the French Western Alps, *Z. Geomorph. NF, Suppl.-Bd*, *83*, 127–134.

Juliussen, H., and O. Humlum (2007), Towards a TTOP ground temperature model for mountainous terrain in central-eastern Norway, *Permafrost and Periglacial Processes*, *18*(2), 161–184.

K

Kasperski, J. (2008), Confrontation des données de terrain et de l'imagerie multi-sources pour la compréhension de la dynamique des mouvements de versants, Université Claude Bernard-Lyon I.

Kasperski, J., C. Delacourt, P. Allemand, P. Potherat, M. Jaud, and E. Varrel (2010), Application of a Terrestrial Laser Scanner (TLS) to the Study of the Séchilienne Landslide (Isère, France), *Remote Sensing*, *2*(12), 2785–2802.

Keefer, D. K. (1994), The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions, *Geomorphology*, *10*(1), 265–284.

Keller, T., and I. Håkansson (2010), Estimation of reference bulk density from soil particle size distribution and soil organic matter content, *Geoderma*, *154*(3), 398–406.

Kelly, M. A., P. W. Kubik, F. Von Blanckenburg, and C. SchlÜchter (2004), Surface exposure dating of the Great Aletsch Glacier Egesen moraine system, western Swiss Alps, using the cosmogenic nuclide 10Be, *Journal of Quaternary Science*, *19*(5), 431–441.

Klein, M. G., A. Gottdang, D. J. W. Mous, D. L. Bourlès, M. Arnold, B. Hamelin, G. Aumaître, R. Braucher, S. Merchel, and F. Chauvet (2008), Performance of the HVE 5MV AMS system at CEREGE using an absorber foil for isobar suppression, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, *266*(8), 1828–1832.

Korup, O., J. J. Clague, R. L. Hermanns, K. Hewitt, A. L. Strom, and J. T. Weidinger (2007), Giant landslides, topography, and erosion, *Earth and Planetary Science Letters*, 261, 578–589, doi:10.1016/j.epsl.2007.07.025.

Krautblatter, M. (2009), Detection and quantification of permafrost change in alpine rock walls and implications for rock instability, *PhD, University of Bonn, Bonn*.

Krivonogova, N. F. (2009), Characteristics of the composition, structure, and physico-mechanical properties of permafrost rock soil in massifs, *Soil Mechanics and Foundation Engineering*, *46*(4), 136–146.

Kukkonen, I. T., and J. Šafanda (2001), Numerical modelling of permafrost in bedrock in northern Fennoscandia during the Holocene, *Global and Planetary Change*, *29*(3), 259–273.

Kukla, G. J. (1977), Pleistocene land—sea correlations I. Europe, *Earth-Science Reviews*, *13*(4), 307–374.

Kværnø, S. H., and L. Øygarden (2006), The influence of freeze–thaw cycles and soil moisture on aggregate stability of three soils in Norway, *Catena*, *67*(3), 175–182.

L

LAEGO (2008b) RESOBLOK V5.03, Notice d'utilisation (Programme de représentation géométrique des réseaux de fractures),Ecole des Mines de Nancy, LaEGO

Lal, D. (1988), In situ-produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *16*, 355–388.

Lal, D. (1991), Cosmic ray labeling of erosion surfaces:< i> in situ</i> nuclide production rates and erosion models, *Earth and Planetary Science Letters*, *104*(2), 424–439.

Lal, D., and B. Peters (1967), Cosmic ray produced radioactivity on the earth, in *Kosmische Strahlung II/Cosmic Rays II*, pp. 551–612, Springer.

Lang, A., J. Moya, J. Corominas, L. Schrott, and R. Dikau (1999), Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements, *Geomorphology*, *30*(1), 33–52.

Lanoe, B. V. V. (2005), LA PLANETE DES GLACES Histoire et environnements de notre ère glaciaire,

Laverdière, C., and P. Guimont (1980), Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire, IX. Terminologie illustrée des formes mineures d'érosion glaciaire, *Géographie physique et Quaternaire*, *34*(3), 363–377.

Laverdière, C., P. Guimont, and J.-C. Dionne (1985), Les formes et les marques de l'érosion glaciaire du plancher rocheux: signification, terminologie, illustration, *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, *51*(1), 365–387.

Lebourg, T. (2000), ANALYSE GÉOLOGIQUE ET MÉCANIQUE DE GLISSEMENTS DE TERRAIN DANS DES MORAINES DES PYRÉNÉES CENTRALES ET OCCIDENTALES(FRANCE).

Lebourg, T., S. Binet, E. Tric, H. Jomard, and S. El Bedoui (2005), Geophysical survey to estimate the 3D sliding surface and the 4D evolution of the water pressure on part of a deep seated landslide, *Terra Nova*, *17*(5), 399–406.

Lebrouc, V., S. Schwartz, L. Baillet, D. Jongmans, and J. F. Gamond (2013), Modeling permafrost extension in a rock slope since the Last Glacial Maximum: Application to the large Séchilienne landslide (French Alps), *Geomorphology*.

Le Roux, O., S. Schwartz, J. F. Gamond, D. Jongmans, D. Bourles, R. Braucher, W. Mahaney, J. Carcaillet, and L. Leanni (2009), CRE dating on the head scarp of a major landslide (Sechilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics, *Earth and Planetary Science Letters*, *280*(1), 236–245.

Le Roux, O., S. Schwartz, J. F. Gamond, D. Jongmans, P. Tricart, and M. Sebrier (2010), Interaction between tectonic and erosion processes on the morphogenesis of an alpine valley: Geological and geophysical investigations in the lower Romanche valley (Belledonne Massif, Western Alps), *International Journal of Earth Sciences*, *99*(2), 427–441.

Le Roux, O., D. Jongmans, J. Kasperski, S. Schwartz, P. Potherat, V. Lebrouc, R. Lagabrielle, and O. Meric (2011), Deep geophysical investigation of the large Séchilienne landslide (Western Alps, France) and calibration with geological data, *Engineering Geology*, *120*(1–4), 18–31, doi:10.1016/j.enggeo.2011.03.004.

Letourneur, J., and G. MONJUVENT (1983), Ecroulement de la Madeleine et lac de Bessans. Contribution à l'histoire quaternaire récente de la Haute-Maurienne (Savoie), *Travaux scientifiques du Parc national de la Vanoise*, *13*, 31–54.

Lisiecki, L. E., and M. E. Raymo (2005), A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records, *Paleoceanography*, *20*(1).

Lliboutry, L. (2002), Velocities, strain rates, stresses, crevassing and faulting on Glacier de Saint-Sorlin, French Alps, 1957-76, *Journal of Glaciology*, *48*(160), 125–141.

Lucazeau, F., and G. Vasseur (1989), Heat flow density data from France and surrounding margins, *Tectonophysics*, 164, 251–258, doi:10.1016/0040-1951(89)90018-8.

Luetscher, M. (2005), *Processes in ice caves and their significance for paleoenvironmental reconstructions*, Swiss institute for speleology ans karst studies (SISKA).

Lunardini, V. (1978), Theory of n-factors and correlation of data, in *Proceedings of the Third International Conference on Permafrost*, vol. 1, pp. 40–46.

M

Magny, M., and J. N. Haas (2004), A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman, *Journal of Quaternary Science*, *19*(5), 423–430.

Magny, M., G. Bossuet, E. Gauthier, H. Richard, B. Vannière, Y. Billaud, A. Marguet, and J. Mouthon (2007), Variations du climat pendant l'âge du Bronze au centre-ouest de l'Europe: vers l'établissement d'une chronologie à haute résolution., *Documents préhistoriques, Editions du CTHS*, (21), 13–28.

Manneville, O., V. Vergne, and O. Villepoux (1999), Le monde des tourbières et des marais, *France, Suisse, Belgique et Luxembourg. Coll. Bibliothèque du naturaliste, Delachaux & Niestlé, Lausanne-Paris*.

Martinod, J., F. Jouanne, X. Darmendrail, J.-C. Notter, C. Basile, J. Taverna, G. Mhard, and J.-F. Gamond (1996), Present-day deformation of the Dauphine Alpine and Subalpine massifs (SE France), *Geophysical Journal International*, *127*(1), 189–200.

Martinod, J., L. Roux, J. F. Gamond, and J. P. Glot (2001), Present-day deformation of the Belledonne Massif (External Alps, France): comparison triangulation-GPS, *BULLETIN DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DE FRANCE*, *172*(6), 713–721.

Masarik, J., M. Frank, J. M. Schäfer, and R. Wieler (2001), Correction of in situ cosmogenic nuclide production rates for geomagnetic field intensity variations during the past 800,000 years, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *65*(17), 2995–3003.

Matsuoka, N. (1995), < Articles>< Geomorphology> A laboratory simulation on freezing expansion of a fractured rock: preliminary data, *Annual report of the Institute of Geoscience, the University of Tsukuba*, *21*, 5–8.

Matsuoka, N., and J. Murton (2008), Frost weathering: Recent advances and future directions, *Permafrost and Periglacial Processes*, *19*(2), 195–210.

McCalpin, J. P. (1999), Criteria for determining the seismic significance of sackungen and other scarplike landforms in mountainous regions, *Appendix A, p. A-122 to A-142 in Techniques for identifying faults and determining their origins. US Nuclear Regulatory Commission NUREG/CR-5503*.

Menot, R.-P. (1988), The geology of the Belledonne massif: an overview (External crystalline massifs of the western Alps), *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, *68*(3), 531–542.

Meric, O., S. Garambois, D. Jongmans, M. Wathelet, J.-L. Chatelain, and J. M. Vengeon (2005), Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne, France, *Canadian Geotechnical Journal*, *42*(4), 1105–1115.

Merrien-Soukatchoff, V., X. Quenot, and Y. Guglielmi (2001), Modélisation par éléments distincts du phénomène de fauchage gravitaire. Application au glissement de la Clapière (Saint-Etienne-de-Tinée, Alpes-Maritimes), *Revue française de Géotechnique*, (95-96), 133–142.

Millies-Lacroix, A. (1981), Classification des talus et versants instables, *BULL LIAISON LAB PONTS CHAUSS*, (SPEC X).

Monjuvent, G. (1978), Le Drac, *Morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin*, *1*.

Morard, S., R. Delaloye, and J. Dorthe (2008), Seasonal thermal regime of a mid-latitude ventilated debris accumulation, in *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, pp. 1233–1238.

Moreau, J. J. (1993), New computation methods in granular dynamics,

Mottaghy, D., and V. Rath (2006), Latent heat effects in subsurface heat transport modeling and their impact on paleotemperature reconstructions, *Geophysical Journal International*, 164, 236–245, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02843.x.

Muller, S. D., T. Nakagawa, J. L. De Beaulieu, M. Court-Picon, C. Carcaillet, C. Miramont, P. Roiron, C. Boutterin, A. A. Ali, and H. Bruneton (2007), Postglacial migration of silver fir (Abies alba Mill.) in the southwestern Alps, *Journal of Biogeography*, 34, 876–899, doi:10.1111/j.1365-2699.2006.01665.x.

Murton, J. B., J.-P. Coutard, J.-P. Lautridou, J.-C. Ozouf, D. A. Robinson, R. B. Williams, G. Guillemet, and P. Simmons (2000), Experimental design for a pilot study on bedrock weathering near the permafrost table, *Earth Surface Processes and Landforms*, *25*(12), 1281–1294.

Murton, J. B., R. Peterson, and J.-C. Ozouf (2006), Bedrock fracture by ice segregation in cold regions, *Science*, *314*(5802), 1127–1129.

Naish, T. (1997), Constraints on the amplitude of late Pliocene eustatic sea-level fluctuations: new evidence from the New Zealand shallow-marine sediment record, *Geology*, *25*(12), 1139–1142.

N

Nesje, A., Olaf Dahl, S., Andersson, C., Matthews, J.A., 2000. The lacustrine sedimentary sequence in Sygneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalsbreen ice cap during the Holocene. Quat. Sci. Rev. 19, 1047–1065.

Nezami, E. G., Y. Hashash, D. Zhao, and J. Ghaboussi (2004), A fast contact detection algorithm for 3-D discrete element method, *Computers and Geotechnics*, *31*(7), 575–587.

Nishiizumi, K., M. Imamura, M. W. Caffee, J. R. Southon, R. C. Finkel, and J. McAninch (2007), Absolute calibration of< sup> 10</sup> Be AMS standards, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, *258*(2), 403–413.

Noetzli, J., and S. Gruber (2009), Transient thermal effects in Alpine permafrost, *The Cryosphere, 3, 85–99*.

O

Ortu, E., O. Peyron, A. Bordon, J. L. de Beaulieu, C. Siniscalco, and R. Caramiello (2008), Lateglacial and Holocene climate oscillations in the South-western Alps: an attempt at quantitative reconstruction, *Quaternary International*, *190*(1), 71–88.

Owen, L. A., G. Thackray, R. S. Anderson, J. Briner, D. Kaufman, G. Roe, W. Pfeffer, and C. L. Yi (2009), Integrated research on mountain glaciers: Current status, priorities and future prospects, *Geomorphology*, 103, 158–171, doi:10.1016/j.geomorph.2008.04.019.

P

Panet, M., C. Bonnard, P. Lunardi, and M. Presbitero (2000), *Expertise relative aux risques déboulement du versant des ruines de Séchilienne*, Rapport du collège d'experts. Ministère de l'Aménegement du Territoire et de l'Environment, Paris. http://www. prim. net/professionnel/documentation/sechilienne/index. html.

Panet, M., Bonnard, C., Desvarreux, P., Durville, J.-L. & Rochet, L., 2003. Versant instable des Ruines de Sechilienne. Rapport du college d'experts, remis au Ministere de l'Ecologie et du Developpement Durable, "Rapport Panet II".

Paronuzzi, P. (1987), Modelli di calcolo per l'analisi della propagazione di blocchi rocciosi in frana, *Rivista Italiana di Geotecnica*, *21*(4), 145–165.

Paterson (2000), *The physics of glaciers*, Butterworth-Heinemann.

Penck, A., Brückner, E., 1909. Die alpen im Eiszeitalter. Tauchnitz Leipzig.

Petit, J.-R., J. Jouzel, D. Raynaud, N. I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, and G. Delaygue (1999), Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, *399*(6735), 429–436.

Petrenko, V. F. (2003), *Study of The Physical Mechanisms of Ice Adhesion*, DTIC Document.

Pewe, R. J. B. T. L. (1973), Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment: a review, 1963-1973, in *Permafrost: North American Contribution [to the] Second International Conference*, vol. 2, p. 71, National Academy of Sciences.

Pillans, B., and T. Naish (2004), Defining the quaternary, *Quaternary Science Reviews*, *23*(23), 2271–2282.

Pomerol, C., Y. Lagabrielle, M. Renard, and S. Guillot (2011), Eléments de géologie 14ème édition,

Pothérat, P., and P. Alfonsi (2001), Les mouvements de versant de Séchilienne (Isère). Prise en compte de l'héritage structural pour leur simulation numérique, *Revue française de géotechnique*, (95-96), 117–131.

Powers, T. C., and R. A. Helmuth (1953), Theory of volume changes in hardened portland-cement paste during freezing, in *Highway research board proceedings*.

Prager, C., S. Ivy-Ochs, M. Ostermann, H. A. Synal, and G. Patzelt (2009), Geology and radiometric ^{14}C-, ^{36}Cl- and Th-/U-dating of the Fernpass rockslide (Tyrol, Austria), *Geomorphology*, 103, 93–103, doi:10.1016/j.geomorph.2007.10.018.

Prick, A. (1999), *Étude de la cryoclastie et de l'haloclastie par méthode dilatométrique*, Académie royale de Belgique.

Prick, A., A. Pissart, and J.-C. Ozouf (1993), Variations Dilatométriques de Cylindres de Roches Calcaires Subissant des Cycles de Gel-Dégel, *Permafrost and Periglacial Processes*, *4*(1), 1–15.

Putkonen, J., and T. Swanson (2003), Accuracy of cosmogenic ages for moraines, *Quaternary Research*, *59*(2), 255–261.

Q

Qi, J., P. A. Vermeer, and G. Cheng (2006), A review of the influence of freeze-thaw cycles on soil geotechnical properties, *Permafrost and Periglacial Processes*, *17*(3), 245–252.

Qi, J., W. Ma, and C. Song (2008), Influence of freeze–thaw on engineering properties of a silty soil, *Cold regions science and technology*, *53*(3), 397–404.

R

Radjai, F. (1997), *Physics of Dry Granular Media*, Chap. Multicontacts Dynamics (Kluwer Academic, Dordrecht/Boston/London, 1997).

Rasmussen, S. O., K. K. Andersen, A. M. Svensson, J. P. Steffensen, B. M. Vinther, H. B. Clausen, M.-L. Siggaard-Andersen, S. J. Johnsen, L. B. Larsen, and D. Dahl-Jensen (2006), A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, *111*(D6).

Von Raumer, J. F., R. P. Ménot, J. Abrecht, and G. Biino (1993), The pre-Alpine evolution of the external massifs, in *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, pp. 221–240, Springer.

Reedy, R. C., J. R. Arnold, and D. Lal (1983), Cosmic-ray record in solar system matter, *Annual Review of Nuclear and Particle Science*, *33*(1), 505–538.

Reynolds, J. M. (2011), *An introduction to applied and environmental geophysics*, Wiley. com.

Riseborough, D., N. Shiklomanov, B. Etzelmüller, S. Gruber, and S. Marchenko (2008), Recent advances in permafrost modelling, *Permafrost and Periglacial Processes*, *19*(2), 137–156.

Riseborough, D. W., and M. W. Smith (1998), Exploring the limits of permafrost, in *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost*, pp. 935–941.

Rochet, L., A. Giraud, P. Antoine, and H. Évrard (1994), La déformation du versant sud du mont-sec dans le secteur des ruines de Séchilienne (Isère), *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, *50*(1), 75–87, doi:10.1007/BF02594959.

Romanovsky, V. E., and T. E. Osterkamp (1995), Interannual variations of the thermal regime of the active layer and near-surface permafrost in northern Alaska, *Permafrost and Periglacial Processes*, *6*(4), 313–335.

Ryder, J.M., 1969. Alluvial fans of post-glacial environments within British Columbia.

Ryder, J.M., 1971a. The stratigraphy and morphology of para-glacial alluvial fans in south-central British Columbia. Can. J. Earth Sci. 8, 279–298.

Ryder, J.M., 1971b. Some aspects of the morphometry of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia. Can. J. Earth Sci. 8, 1252–1264.

Ryzhkin, I. A., and V. F. Petrenko (1997), Physical mechanisms responsible for ice adhesion, *The Journal of Physical Chemistry B*, *101*(32), 6267–6270.

S

Safanda, J. (1999), Ground surface temperature as a function of slope angle and slope orientation and its effect on the subsurface temperature field, *Tectonophysics*, 306, 367–375, doi:10.1016/S0040-1951(99)00066-9.

Sanchez, G., Y. Rolland, M. Corsini, R. Braucher, D. Bourlès, M. Arnold, and G. Aumaître (2010), Relationships between tectonics, slope instability and climate change: Cosmic ray exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps, *Geomorphology*, *117*(1–2), 1–13, doi:10.1016/j.geomorph.2009.10.019.

Sandersen, F., S. Bakkehøi, E. Hestnes, and K. Lied (1997), The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability, *Publikasjon-Norges Geotekniske Institutt*, *201*, 97–114.

Sartori, M., F. Baillifard, M. Jaboyedoff, and J.-D. Rouiller (1999), Kinematics of the 1991 Randa rockslides (Valais, Switzerland), *Natural Hazards and Earth System Science*, *3*(5), 423–433.

Saussine, G., C. Cholet, P. E. Gautier, F. Dubois, C. Bohatier, and J.-J. Moreau (2006), Modelling ballast behaviour under dynamic loading. Part 1: A 2D polygonal discrete element method approach, *Computer methods in applied mechanics and engineering*, *195*(19), 2841–2859.

Schaller, M., J. D. Blum, and T. A. Ehlers (2009a), Combining cosmogenic nuclides and major elements from moraine soil profiles to improve weathering rate estimates, *Geomorphology*, *106*(3), 198–205.

Schaller, M., T. A. Ehlers, J. D. Blum, and M. A. Kallenberg (2009b), Quantifying glacial moraine age, denudation, and soil mixing with cosmogenic nuclide depth profiles, *Journal of Geophysical Research*, *114*(F1), F01012.

Schindler, C., Y. Cuénod, T. Eisenlohr, and C.-L. Joris (1993), Die Ereignisse vom 18. April und 9. Mai 1991 bei Randa (VS): Ein atypischer Bergsturz in Raten, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, *86*(3), 643–665.

Schoeneich, P. (1992), La datation des glissements de terrain, *Landslides. Glissements de terrain*, 205–212.

Schoeneich, P. (1998), Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Etivaz (Préalpes vaudoises),

Sellier, D. (2008), Les glissements translationnels paraglaciaires et l'évolution des grands reliefs monoclinaux du Sutherland occidental (Highlands d'Ecosse), *Bulletin de l'Association de géographes français*, *85*(2), 141–152.

Shackleton, N. J., and J. P. Kennett (1975), Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281, *Initial reports of the deep sea drilling project*, *29*, 743–755.

Shackleton, N. J., S. Crowhurst, T. Hagelberg, N. G. Pisias, and D. A. Schneider (1995), Anew Late Neogene time scale: application to Leg 138 sites, in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 138, pp. 73–101.

Siame, L. L., R. Braucher, and D. L. Bourles (2000), Les nucleides cosmogeniques produits in-situ; de nouveaux outils en geomorphologie quantitative, *Bulletin de la Société Géologique de France*, *171*(4), 383–396.

Smith, M. W., and D. W. Riseborough (1996), Permafrost monitoring and detection of climate change, *Permafrost and Periglacial Processes*, *7*(4), 301–309.

Smith, M. W., and D. W. Riseborough (2002), Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis, *Permafrost and Periglacial Processes*, *13*(1), 1–15.

Stacey, F. D., and P. M. Davis (2008), Physics of the Earth, 4th Edition, edited by Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.

Stewart, I. S., J. Sauber, and J. Rose (2000), Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity, *Quaternary Science Reviews*, *19*(14), 1367–1389.

Stone, J. O. (2000), Air pressure and cosmogenic isotope production, *Journal of Geophysical Research*, *105*(B10), 23753–23,759.

Subcommittee, P. (1988), Glossary of permafrost and related ground-ice terms, *Associate Committee on Geotechnical Research, National Research Council of Canada, Ottawa*.

Sue, C., B. Delacou, J.-D. Champagnac, C. Allanic, P. Tricart, and M. Burkhard (2007), Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an overview, *International Journal of Earth Sciences*, *96*(6), 1101–1129.

Sugden, D. E., and B. S. John (1976), *Glaciers and landscape: a geomorphological approach*, Edward Arnold London.

Svensson, A., K. K. Andersen, M. Bigler, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, S. M. Davies, S. J. Johnsen, R. Muscheler, S. O. Rasmussen, and R. Röthlisberger (2006), The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42ka. Part 2: comparison to other records, *Quaternary Science Reviews*, *25*(23), 3258–3267.

T

Tabor, R. W. (1971), Origin of ridge-top depressions by large-scale creep in the Olympic Mountains, Washington, *Geological Society of America Bulletin*, *82*(7), 1811–1822.

Tamrakar, N. K., S. Yokota, and O. Osaka (2002), A toppled structure with sliding in the Siwalik Hills, midwestern Nepal, *Engineering Geology*, *64*(4), 339–350.

Taylor, A., and J. D. Blum (1995), Relation between soil age and silicate weathering rates determined from the chemical evolution of a glacial chronosequence, *Geology*, *23*(11), 979–982.

Terzaghi, K. (1962), Stability of steep slopes on hard unweathered rock, *Geotechnique*, *12*(4), 251–270.

Tharp, T. M. (1987), Conditions for crack propagation by frost wedging, *Geological Society of America Bulletin*, *99*(1), 94–102.

Thorn, C. E., and D. S. Loewenherz (1987), Spatial and temporal trends in alpine periglacial studies: implications for paleo-reconstruction, *Periglacial Processes and Landforms in Britain and Ireland. Cambridge University Press, Cambridge*, 57–65.

Thouvenot, F., J. Fréchet, L. Jenatton, and J.-F. Gamond (2003), The Belledonne Border Fault: Identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps, *Geophysical Journal International*, *155*(1), 174–192.

Tricart, J. (1967), *Le modelé des régions périglaciaires*, Société d'édition d'enseignement supérieur.

Tullen, P. (2002), Méthodes d'analyse du fonctionnement hydrogéologique des versants instables, ECOLE POLYTECHNIQUE FEDERALE DE LAUSANNE.

U

Ustaszewski, M. E., and O. A. Pfiffner (2008), Composite faults in the Swiss Alps formed by the interplay of tectonics, gravitation and postglacial rebound: an integrated field and modelling study, *Swiss Journal of Geosciences*, *101*(1), 223–235.

V

Varnes, D. J. (1978), Slope movement types and processes, *Transportation Research Board Special Report*, (176).

Varnes, D. J. (2000), *Measurement of Ridge-spreading Movements (Sackungen) at Bald Eagle Mountain, Lake County, Colorado, II: Continuation of the 1975-1989 Measurements Using a Global Positioning System in 1997 and 1999*, US Department of the Interior, US Geological Survey.

Vassallo, R., M. Jolivet, J.-F. Ritz, R. Braucher, C. Larroque, C. Sue, M. Todbileg, and D. Javkhlanbold (2007), Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis, *Earth and Planetary Science Letters*, *259*(3), 333–346.

Vengeon, J. M., A. Giraud, P. Antoine, and L. Rochet (1999), Contribution a l'analyse de la deformation et de la rupture des grands versants rocheux en terrain cristallophyllien, *Canadian geotechnical journal*, *36*(6), 1123–1136.

Vengeon, J.-M. (1998), DEFORMATION ET RUPTURE DES VERSANTS EN TERRAIN METAMORPHIQUE ANISOTROPE Apport de l'étude des Ruines de Séchilienne.

Vivian, R. (1975), *Les glaciers des Alpes occidentales*, Imprimerie Allier.

Vivian, R., and M. Ricq de Bouard (1969), Moraine de versant et confluences glaciaires: Etude de morphologie glaciaire sur le plateau de St-Nizier entre Drac et Furon, *Revue de géographie alpine*, *57*(3), 529–543.

Van Vliet-Lanoë, B. (1985), Frost effects in soils, *Soils and Quaternary landscape evolution*, 117–158.

Von Grafenstein, U., H. Erlenkeuser, A. Brauer, J. Jouzel, and S. J. Johnsen (1999), A mid-European decadal isotope-climate record from 15,500 to 5000 years BP, *Science*, *284*(5420), 1654–1657.

W

Walder, J., and B. Hallet (1985), A theoretical model of the fracture of rock during freezing, *Geological Society of America Bulletin*, *96*(3), 336–346.

Walder, J. S., and B. Hallet (1986), The physical basis of frost weathering: toward a more fundamental and unified perspective, *Arctic and Alpine Research*, 27–32.

Wegmann, M., G. H. Gudmundsson, and W. Haeberli (1998), Permafrost changes in rock walls and the retreat of Alpine glaciers: a thermal modelling approach, *Permafrost and Periglacial Processes*, *9*(1), 23–33.

Weiss, Y. (1999), Segmentation using eigenvectors: a unifying view, in *Computer vision, 1999. The proceedings of the seventh IEEE international conference on*, vol. 2, pp. 975–982, IEEE.

Williams, P. J., and M. W. Smith (1989), *The frozen earth: fundamentals of geocryology*, Cambridge University Press Cambridge.

Wood, R. M. (1989), Extraordinary deglaciation reverse faulting in northern Fennoscandia, in *Earthquakes at North-Atlantic passive margins: neotectonics and postglacial rebound*, pp. 141–173, Springer.

X

Xiao, X. Y., J. Shen, S. M. Wang, H. F. Xiao, and G. B. Tong (2010), The variation of the southwest monsoon from the high resolution pollen record in Heqing Basin, Yunnan Province, China for the last 2.78 Ma, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *287*(1), 45–57.

Y

Yarbaşı, N., E. Kalkan, and S. Akbulut (2007), Modification of the geotechnical properties, as influenced by freeze–thaw, of granular soils with waste additives, *Cold regions science and technology*, *48*(1), 44–54.

Z

Zischinsky, U. (1966), On the deformation of high slopes, in *1st ISRM Congress*.