

THESE

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences

de l'UNIVERSITE de Nice - Sophia Antipolis

Spécialité Sciences de la Terre et de l'Univers

présentée et soutenue par

Swann ZERATHE

**Origine et évolution des ruptures gravitaires de grande ampleur
dans les chaînes subalpines méridionales à l'Holocène**

Contraintes géomorphologiques, géochronologiques et géophysiques

Thèse dirigée par Thomas LEBOURG
soutenue le 2 juillet 2013

Composition du Jury :

Denis JONGMANS	Professeur, Université de Grenoble	Rapporteur
Jean-Claude HIPPOLYTE	Chargé de recherche, Université d'Aix-Marseille	Rapporteur
Didier BOURLÈS	Professeur, Université d'Aix-Marseille	Examineur
Jean-Philippe MALET	Chargé de recherche, Université de Strasbourg	Examineur
Emmanuel TRIC	Professeur, Université de Nice	Examineur
Thomas LEBOURG	Maître de conférences, Université de Nice	Directeur de thèse

Origine et évolution des ruptures gravitaires de grande ampleur dans les chaînes subalpines méridionales à l'Holocène

Contraintes géomorphologiques, géochronologiques et géophysiques

Résumé.

Les glissements gravitaires de grande ampleur ($v > 10^6 m^3$) apparaissent comme des phénomènes géomorphologiques complexes et hautement stochastiques à l'échelle humaine. La difficulté de leur appréhension est liée à (1) la longue période de temps sur laquelle ils se développent, (2) leur cinématique évolutive (du glissement lent au collapse rocheux) et (3) la grande variabilité des facteurs de sollicitation internes et externes qui les contrôlent. En particulier, identifier la nature des facteurs modulant leur évolution temporelle est une problématique toujours au cœur de la recherche fondamentale sur ces processus et constitue un enjeu majeur pour la gestion des risques.

Dans la perspective d'avancer dans ce domaine, et en réponse à une volonté territoriale de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur, nous nous sommes focalisés sur le territoire du front subalpin méridional en adoptant une stratégie d'étude pluridisciplinaire (contournant les problèmes d'échelles spatio-temporelles précédemment énoncés) pour déterminer l'origine des grands mouvements de versants qui s'y développent.

Le travail de cartographie, que j'ai mené à différentes échelles sur ce territoire, a permis pour la première fois d'établir le recensement de plus d'une vingtaine de paléo-glissements majeurs distribués au pied des reliefs karstiques urbanisés des Préalpes. Ces glissements, analogues à une typologie de rupture de type « rock spreading », apparaissent principalement contrôlés par le contraste de propriétés mécaniques entre les argiles ductiles du Trias et les séries calcaires Jurassique cassantes qui les recouvrent. Grâce à une étude haute résolution menée sur le versant de la Marbrière (Grasse, 06), nous précisons (1) les facteurs pré-rupturels déterminants pour l'initiation de ce type de mouvements (pré-découpage structural, orientation de la stratigraphie, karstification, etc.), (2) leur temps d'évolution très long (≈ 400 ka) et enfin (3) nous montrons, de façon nouvelle, qu'ils peuvent à terme dégénérer en collapse rocheux.

La question du rôle des variations climatiques Holocènes, ou du contexte sismo-tectonique du système Alpes-Ligure, sur l'occurrence de ces grands glissements et sur les modalités de leur rupture finale, est ensuite abordée à partir de l'utilisation des nucléides cosmogéniques produits *in-situ* (^{10}Be et ^{36}Cl). Plus de 40 échantillons prélevés sur les escarpements de six glissements majeurs ont ainsi apporté de nouvelles contraintes temporelles.

D'un point de vue méthodologique, notre application a permis de mettre en évidence un problème important lié à l'application du ^{10}Be sur des roches composées de silice diagenétique (chert ou silex). Nous proposons un nouveau protocole d'extraction chimique du ^{10}Be pour ce type de roche, assurant l'obtention d'un âge d'exposition correct.

Finalement, les profils d'âges d'exposition obtenus (^{10}Be et ^{36}Cl) indiquent que cinq glissements étudiés sur six ont subi une rupture brutale, et possiblement synchrone entre 3 et 4.8 ka. Cette période apparaît être contemporaine d'une oscillation climatique sans précédent à l'échelle de l'Holocène (« événement 4.2 ») et responsable d'intenses pulses hydrologiques sur l'ensemble des Alpes, dont l'influence a été aussi identifiée dans des séries détritiques locales. Nous attribuons donc le déclenchement des collapses rocheux mis en évidence sur le front subalpin à l'impact mécanique d'arrivées d'eau massives dans les systèmes karstiques.

A plus grande échelle, la corrélation temporelle manifeste, entre cet événement climatique et les nombreux autres grands glissements d'âges similaires déjà reconnus dans l'arc Alpin, ouvre de nouvelles perspectives de recherche.

An analysis of the origin of large-scale landslides and their triggering factors, at the front of the southeastern French subalpine chain

Geomorphological, geophysical and geochronological constraints.

Abstract.

Large and deep-seated landslides ($v > 10^6 m^3$) are considered to be highly stochastic and associated to complex geomorphical processes, due to: (1) the very long time-scale at which they develop, (2) their non-linear kinematic evolution, from slow movements to catastrophic rock collapses, and (3) the extreme variability of factors (internal and external to the slope) able to influence their dynamics. Amongst the numerous misunderstood aspects and incomplete knowledge of these large landslides, the study of their triggering factors, responsible for slope instability and failure, is crucial for in order to accurately assess the risk involved.

During my PhD project, I investigated this concern by focusing on the South-western external part of the European Alps. This study area was chosen because of the following aspects: (i) despite the region's stigmata from its numerous past gravity-driven slope failures, it remains poorly studied and represents a missing end-member for a global understanding of the Holocene landslide rupture style and rate at the spatial scale of the European Alpine chain; (2) it was unaffected by the last glaciations episodes, allowing us to study the occurrence of large landslides unperturbed by this factor of control and to access evidence of the slope's older instability history; and (3) the region features significant social and economical issues.

Using a multidisciplinary method that includes field mapping, deep geophysical investigations and air-photo analysis, we newly identify approximately 20 large paleo-landslides distributed at the foot of highly karstified slopes along the subalpine front of the chain. These landslides developed at the lithostratigraphic contact between ductile Triassic mudstones, overlain by fractured limestones, giving rise to typical deep-seated block-spread phenomena. Focusing on the Marbrière slope, which was affected by different evolutionary stages of one deep-seated block-spread event, we reconstructed a simple model of the long-term landslide kinematic evolution, over an area of about 400 ka, highlighting a possible ultimate stage of catastrophic rock-collapse.

Afterwards, in order to decipher the regional-scale real timing and origin of the landsliding, as well as their relationship with past climate changes, we applied the approach of cosmic ray exposure (CRE) dating using ^{10}Be (on chert) and ^{36}Cl (on limestone) radionuclides simultaneously, to six different landslide-scarps. Surprisingly, the age sequences derived from each nuclide were far to be equal. This led us to reconsider the decontamination and preparation protocols routinely used for ^{10}Be produced in diagenetic silica, in order to reconcile both methods.

Finally, more than thirty accurate ages were obtained for the six landslides, provided interesting constraints for their failure mechanisms. It appears that five of the six landslides experienced a sudden and, mostly, synchronous failure between 3 and 4.8 ka. This time-span is concordant with a well known Middle Holocene climate perturbation (the "4.2 event") characterized by heavy precipitations and flashflood events across the entire Alps. Therefore, we ascribe the landslide triggering mechanism to the impact of such massive and impulsive water inflow in the karstic medium of the subalpine chains.

Extrapolating this idea to the scale of the entire Alpine chain (Western Europe), several published landslide ages seem to coincide temporally with this period, and it deserves to be further investigated with such an approach.

Sommaire

1. Introduction générale	8
1.1. Contexte général et enjeux	8
1.2. Cadre de la thèse et objectifs.....	10
1.3. Stratégie de l'étude et plan du manuscrit.....	12
2. Chapitre 1 : Etat de l'art et cadre de l'étude	15
2.1. Introduction.....	15
2.2. Les mouvements de versants en milieu rocheux.....	16
2.2.1. Description générale des mouvements gravitaires en milieux rocheux.....	16
2.2.2. Les mouvements de versants dans la littérature : évolution et appréhension scientifique.....	18
2.2.3. Les mouvements de versants de grande ampleur: principaux types et caractéristiques	20
2.2.3.1. <i>Les Deep-Seated Gravitationnal Slope Deformation</i>	20
2.2.3.2. <i>Les Deep-Seated Landslides</i>	26
2.2.3.3. <i>Les Deep-Seated Block Spread</i>	29
2.2.3.4. <i>Facteurs de contrôle et de déclenchement des DSL et DSBS</i>	32
2.3. Caractéristiques du secteur d'étude	34
2.3.1. Localisation géographique et enjeux	34
2.3.2. Contexte géologique	40
2.3.2.1. <i>La Chaîne Alpine</i>	40
2.3.2.2. <i>Les Alpes Sud occidentales</i>	43
2.3.2.3. <i>La branche méridionale de l'arc de Castellane</i>	50
2.3.3. Contexte géomorphologique et hydrogéologique.....	55
2.3.4. Synthèse	58
3. Chapitre 2 : Typologies et structures des grands mouvements de versants sur le front subalpin	60
3.1. Introduction.....	60
3.2. La tomographie électrique : contraintes sur les structures profondes	61
3.2.1. Principe de la méthode	61

3.2.2.	Théorie de base et mesure de la résistivité	61
3.2.3.	La résistivité des roches et les facteurs de variation	65
3.2.4.	La tomographie électrique	67
3.2.4.1.	<i>Acquisition des données</i>	67
3.2.4.2.	<i>Préparation et traitement des données</i>	67
3.2.4.3.	<i>Inversion</i>	68
3.2.5.	Application à l'imagerie des discontinuités géologiques	72
3.2.6.	Stratégie de l'étude	74
3.2.6.1.	<i>Objectifs et stratégie</i>	74
3.2.6.2.	<i>Influence et choix du dispositif de mesure</i>	75
3.2.6.3.	<i>Test de sensibilité</i>	77
3.3.	Article 1: Typologie et modèle d'évolution long terme (400 ka) du mouvement de grande ampleur de la Marbrière	82
3.3.1.	Introduction.....	85
3.3.2.	Methods	86
3.3.3.	Study area.....	87
3.3.3.1.	<i>Topography</i>	87
3.3.3.2.	<i>Geology</i>	88
3.3.4.	Analysis of gravitational slope deformations.....	90
3.3.4.1.	<i>Scarps and counter-slope scarps</i>	92
3.3.4.2.	<i>Trenches</i>	93
3.3.4.3.	<i>Other gravity-induced deformations</i>	95
3.3.5.	Electrical resistivity tomography.....	96
3.3.6.	Discussion.....	100
3.3.6.1.	<i>Zonation by stage of evolution</i>	100
3.3.6.2.	<i>Kinematics of the DSL</i>	104
3.3.7.	Conclusions.....	107
3.3.8.	Résultats complémentaires sur les Zones 1 et 2.....	108
3.3.8.1.	<i>Suivi instrumental des déformations actives de la Zone 2</i>	108
3.3.8.2.	<i>Rôle des fluides et de la karstification dans la rupture de la Zone 1</i>	113
3.4.	Identification et analyse géomorphologique des glissements rocheux de grande ampleur à l'échelle du front subalpin méridional	119

3.4.1.	Glissement de Magagnosc	121
3.4.2.	Glissement de Bar sur Loup.....	126
3.4.3.	Glissement du Caire	132
3.4.4.	Glissement du Baou des Noirs	139
3.4.4.1.	<i>Secteur Nord</i>	140
3.4.4.2.	<i>Secteur Sud</i>	144
3.4.5.	Glissement de Gattières.....	146
3.4.6.	Autres grands mouvements de versants identifiés	150
3.5.	Synthèse, discussion et perspectives soulevées	151
3.5.1.	Distribution des glissements à l'échelle régionale.....	151
3.5.2.	Typologies des glissements.....	152
3.5.3.	Facteurs intervenant dans l'initiation et l'évolution des instabilités de type « deep-seated block spread »	153
3.5.3.1.	<i>Rôle de l'héritage et du pré-découpage structural</i>	153
3.5.3.2.	<i>Rôle de l'épaisseur et de la nature du soubassement triassique</i>	154
3.5.3.3.	<i>Rôle de la topographie et du pendage des séries calcaires</i>	154
3.5.3.4.	<i>Rôle de la karstification et des aquifères en amont des glissements</i>	156
3.5.4.	Notion d'états de maturité des versants	156

4. Chapitre 3 : Contraintes géochronologiques sur l'âge et la dynamique des glissements de grande ampleur identifiés – Nouveaux éclairages sur les facteurs déclenchants

4.1.	Introduction, stratégie et problématique	159
4.2.	La datation par les nucléides cosmogéniques produits <i>in-situ</i>	162
4.2.1.	Théorie et principe	162
4.2.2.	La production <i>in-situ</i> des nucléides cosmogéniques	164
4.2.2.1.	<i>Les facteurs d'échelles</i>	164
4.2.2.2.	<i>Production in-situ du ¹⁰Be</i>	167
4.2.2.3.	<i>Production in-situ du ³⁶Cl</i>	168
4.2.3.	Du taux de production à la concentration (en at.gr ⁻¹ de roche)	171
4.2.3.1.	<i>Modèle général</i>	171
4.2.3.2.	<i>Effet de l'érosion</i>	172

4.2.3.3.	<i>Effet de la géométrie du site</i>	174
4.2.3.4.	<i>Autres effets</i>	175
4.2.4.	De la concentration à l'âge : paramètres locaux et âge d'exposition.....	175
4.2.4.1.	<i>Cas du ¹⁰Be</i>	175
4.2.4.2.	<i>Cas du ³⁶Cl</i>	176
4.2.4.3.	<i>Détermination des taux d'érosion</i>	177
4.2.4.4.	<i>Concentration héritée – Particularité des glissements de terrain</i>	178
4.2.4.5.	<i>Calcul de l'âge d'exposition</i>	180
4.2.5.	Stratégie de l'étude	180
4.3.	Article 2: Dating chert (diagenetic silica) using in-situ produced ¹⁰ Be: Possible complications revealed through a comparison with ³⁶ Cl applied to coexisting limestone.....	182
4.3.1.	Introduction.....	186
4.3.2.	Regional setting and description of landslides	187
4.3.3.	Classical methods of cosmic ray exposure dating.....	188
4.3.3.1.	<i>Sampling of limestone and chert (diagenetic silica) samples</i>	188
4.3.3.2.	<i>Sample preparation and ¹⁰Be and ³⁶Cl extraction</i>	190
4.3.3.3.	<i>Exposure age calculations, denudation and inheritance</i>	192
4.3.4.	Comparison of ¹⁰ Be and ³⁶ Cl cosmic ray exposure ages	195
4.3.5.	Petrological characteristics of chert: potential origins of the excess ¹⁰ Be	198
4.3.6.	Attempts toward a better diagenetic silica (chert) purification	200
4.3.6.1.	<i>Grain size effect</i>	201
4.3.6.2.	<i>Leaching effect</i>	204
4.3.6.3.	<i>KOH leaching</i>	205
4.3.7.	Implications of the results.....	207
4.3.8.	Conclusion	208
4.4.	Article 3: Middle Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by ³⁶ Cl dating: Insight on an Alpine-scale increased period of landslide activity?.....	210
4.4.1.	Introduction.....	214
4.4.2.	Geo-structural and geomorphological settings of the study area.....	216
4.4.3.	Methods	218

4.4.3.1.	<i>Field mapping and landslides analysis</i>	218
4.4.3.2.	<i>Cosmic Ray Exposure dating</i>	219
4.4.4.	Geomorphological mapping and landslides characteristics	226
4.4.5.	Dating results	231
4.4.5.1.	<i>Marbrière landslide</i>	231
4.4.5.2.	<i>Magagnosc landslide</i>	234
4.4.5.3.	<i>Bar sur Loup landslide</i>	234
4.4.5.4.	<i>Caire landslide</i>	236
4.4.5.5.	<i>Baou des noirs landslide</i>	237
4.4.5.6.	<i>Gattières landslide</i>	239
4.4.5.7.	<i>Synthesis</i>	239
4.4.6.	General discussion.....	240
4.4.6.1.	<i>Failure types and causes of landslides in subalpine chain</i>	240
4.4.6.2.	<i>Triggering factors of landslides in the South-western Alps</i>	242
4.4.6.3.	<i>A Middle Holocene (3 - 5 ka) period of increasing landslides failures at Alpine-scale?</i>	249
4.4.7.	Conclusions.....	251
5.	Conclusion générale	253
Annexe 1.	Article 4: A Late Holocene deep-seated landslide in the northern French Pyrenees	286
Annexe 2.	Traitement des échantillons	313
A2.1	Mesure de l'isotope cosmogénique ^{10}Be	313
A2.1.1	<i>Extraction chimique de l'isotope ^{10}Be produit in-situ</i>	313
A2.1.2	<i>Calcul de la concentration en ^{10}Be</i>	315
A2.2	Mesure de l'isotope cosmogénique ^{36}Cl	317
A2.2.1	<i>Extraction chimique de l'isotope ^{36}Cl produit in-situ</i>	317
A2.2.2	<i>Calcul de la concentration en ^{35}Cl naturel et en ^{36}Cl</i>	319

1. Introduction générale

1.1. Contexte général et enjeux

Depuis plus de 40 ans les zones de moyenne montagne, continuellement exposées à de nombreux aléas naturels et plus spécifiquement aux phénomènes gravitaires, subissent une anthropisation croissante en réponse à leur potentiel touristique et économique. Dès lors, des risques émergent sur ces territoires, provenant de la conjonction entre des aléas et des enjeux qui y sont exposés (humains et matériels). La région Provence Alpes Côtes d'Azur (PACA) est à ce titre dans une situation délicate en raison de la dynamique de son développement ainsi que des enjeux humains, économiques et environnementaux importants qui y sont implantés. Typiquement sur ce territoire, le développement urbain des reliefs s'explique notamment par son histoire et actuellement par le manque d'espace et le coût de l'immobilier sur un littoral déjà surchargé.

Dans ce contexte, en plus de la prise de conscience générale des enjeux environnementaux actuels, il est apparu essentiel de concevoir une urbanisation réfléchie et durable, c'est-à-dire intégrée dans son environnement naturel, avec des infrastructures pérennes et des vies humaines protégées grâce à une politique de gestion éclairée et pertinente des nombreux risques naturels qui caractérisent les milieux montagneux. Bien évidemment, l'essence de cette gestion se trouve dans une connaissance scientifique solide des aléas naturels et de leur phénoménologie.

Parmi l'ensemble des risques inhérents aux milieux montagneux, ceux liés aux processus gravitaires, et plus généralement aux glissements rocheux, écroulements, chutes de blocs, (*etc.*), apparaissent prépondérants. En 2008, [Highland et Bobrowsky \(2008\)](#) estimaient, sur l'ensemble du globe, à plus de 20 milliards de dollars par an le coût direct de leurs dommages, et à plusieurs milliers le nombre annuel mondial de décès causés par ces phénomènes (voir également [Petley, 2012](#)). A l'échelle des Alpes européennes, le constat est similaire, avec un coût économique considérable estimée à plus d'un milliards d'euros en France (coûts direct et indirect), et des pertes humaines fréquentes ([Bonnard et al., 2004](#) ; [Sassa et Canuti, 2008](#) ; [Van Den Eeckhaut et Hervas, 2012](#)).

Les travaux présentés dans ce manuscrit s'intéressent de manière générale à la **compréhension des glissements rocheux de grande ampleur**, c'est-à-dire des mouvements gravitaires impliquant un **volume de roche supérieur au million de m³** et dont la **profondeur des déformations** dans les versants peut dépasser la centaine de mètre. Pour référence on peut citer, dans les Alpes françaises, les glissements actifs de la Clapière (06) ou de Séchilienne (38) qui sont des exemples bien connus de ce type d'instabilité.

Outre leurs rôles majeurs dans la morphogénèse ([Larsen et Montgomery, 2012](#) ; [Agliardi et al., 2013](#)), les dynamiques orogéniques ([Owen, 2010](#) ; [Parker et al., 2011](#)), les transferts

sédimentaires (Larsen et al., 2010 ; Fort et al., 2010), voir même les écosystèmes (May et al., 2013), ces mouvements naturels peuvent avoir des conséquences dramatiques et sont notamment à l'origine de plusieurs catastrophes historiques dans les Alpes européennes (Table 1).

Glissement	Localisation	Année	Décès causés
Mont Granier	Alpes françaises (38)	1248	> 3000
Salzburg	Alpes Autriche	1669	250
Goldau	Alpes suisses	1806	457
Elm	Alpes suisses	1881	115
St Gervais	Alpes françaises (74)	1892	177
Vaiont	Alpes italiennes	1963	2100
Val Pola	Alpes italiennes	1987	27

Table 1 : Exemples de glissements rocheux de grande ampleur historiques s'étant produits dans les Alpes.

A la différence des phénomènes gravitaires plus superficiels et de volume restreint, les glissements de grande ampleur sont des processus encore aujourd'hui assez mal compris (Crosta et Clague, 2009). En outre, les volumes considérables qu'ils mettent en jeu rendent extrêmement techniques, voir irréalisables, toutes solutions de parades actives de type géotechnique ou génie civil permettant de se prévenir de leurs dommages.

La complexité de l'étude des glissements de grande ampleur réside dans plusieurs points. D'une part, ces derniers sont influencés par de très nombreux facteurs incluant la structure et l'histoire géologique du massif (lithologies, failles et fractures, topographie, surrection tectonique), les paramètres de contrôle externes (variations climatiques, épisodes glaciaires, incision fluviales, sollicitations sismiques) ou encore l'évolution des propriétés mécaniques du versant (endommagement mécanique et altération physico-chimique). En particulier, le comportement rhéologique de ces masses volumineuses et les mécanismes de rupture mis en jeu (souvent thermo-hydro-mécaniques) sont extrêmement complexes.

D'autre part, des études récentes ont montré que ces phénomènes se développent et évoluent sur de **longues échelles de temps** (de 10^3 à 10^5 ans), à la charnière entre le « temps humain » et le « temps géologique ». Leur **évolution** et leur **dynamique temporelle n'est pas linéaire**, de telle sorte que ces masses rocheuses peuvent subir une déformation très lente (de mm à cm.an^{-1}), pendant une période pouvant atteindre plusieurs milliers d'années, avant de présenter, **dans certains cas**, une évolution catastrophique rapide en collapse rocheux.

L'un des enjeux actuels de la recherche sur les processus gravitaires (Crosta et Clague, 2009), et dans lequel s'inscrit ce travail de thèse, est de mieux cerner l'échelle de temps sur laquelle les glissements de grande ampleur évoluent, et de décrypter les processus (facteurs déclenchants) qui peuvent potentiellement conduire à leur évolution catastrophique.

L'aspect « longue période de temps » est particulièrement contraignant dans l'observation réelle du comportement des versants rocheux. Ainsi, il devient nécessaire de développer des approches innovantes, comme **l'utiliser des géochronomètres**, pour pouvoir accéder aux **chroniques d'évolution sur le long terme** (i.e. 10^3 ans et plus) (Le Roux et al., 2009 ; Hippolyte et al., 2012), établir des **séries temporelles des grandes ruptures** (Hewitt et al., 2008 ; Prager et al., 2008 ; Dortch et al., 2009) et mieux comprendre les **temps de récurrence** de ces phénomènes en relation avec le long processus d'endommagement/altération des versants et l'influence des sollicitations externes telles que les **variations climatiques** (e.g. Dortch et al., 2009) ou les sollicitations sismo-tectoniques (e.g. Sanchez et al., 2009).

1.2. Cadre de la thèse et objectifs

Les travaux exposés dans le présent mémoire s'inscrivent dans le cadre d'une thèse de doctorat financée par la région Provence Alpes Côtes d'Azur (PACA) et réalisée au laboratoire de recherche Géoazur (UNS - CNRS (UMR7326) - OCA) avec la collaboration territoriale du Syndicat Mixte ayant en charge de l'élaboration du SCOT'OUEST (Schéma de Cohérence Territoriale de l'Ouest du département des Alpes Maritimes).

Outre les problématiques générales précédemment énoncées, j'ai tenté au travers de ce travail de thèse de répondre plus précisément à la question suivante :

Peut-on actuellement définir pour les grands mouvements de versants la temporalité d'un cycle gravitaire complet, c'est-à-dire la période de retour sur un même versant d'un événement gravitaire majeur, et quels en sont les facteurs de contrôle primaire ?

Pour répondre à cette question il est préférable d'étudier un territoire géologiquement simple dont les forçages climatiques et tectoniques passés sont les mieux contraints, et où une préservation sur le long terme des marqueurs morphologiques permet une étude détaillée l'évolution des processus gravitaires.

Afin de contribuer à lever les nouveaux verrous scientifiques émergents, et inhérents à cette problématique de fond sur les mouvements de grande ampleur (*quid* des facteurs de contrôle, du temps et des modèles d'évolution, du temps de récurrence, des facteurs déclenchants en relation avec les variations climatiques, *etc.*), nous nous sommes focalisés sur le front méridional des chaînes Subalpines, que constitue la partie Ouest du territoire des Alpes Maritimes (06). Cette zone a été identifiée et reconnue comme particulièrement pertinente pour l'étude de ces processus puisqu'elle est caractérisée par :

- (1) la présence de nombreux grands mouvements de versants (paléo, récents et actifs), (découverts peu avant le commencement de ces travaux de thèse) ;

- (2) une structure géologique « simple » présentant une forte susceptibilité au développement de processus gravitaires ;
- (3) l'absence totale de phase d'englacement de ces reliefs, permettant, de façon innovante, d'étudier le déclenchement des grands mouvements de versants dissociés de ce type de contrôle, mais offrant également la perspective d'accéder à l'historique des déformations préservées sur de plus grandes échelles temporelles, au-delà des derniers épisodes glaciaires Alpines ($>10^4$ ans) ;
- (4) le fait que, à l'échelle de l'arc Alpin, cette zone n'ait encore jamais été étudiée dans le cadre de la problématique des mouvements de grande ampleur ;
- (5) des enjeux socio-économiques et des perspectives de développement fortes à moyen et court terme, nécessitant une meilleure prise en compte du risque gravitaire.

Ainsi les questions principales relatives au territoire du front subalpin méridional et qui régissent cette thèse sont :

- Quelle est la distribution des grands mouvements de versants à l'échelle régionale sur le front subalpin et quels en sont les facteurs de contrôles primaires ?

- Quels sont les modèles d'évolution sur le long terme de ces versants (10^4 ans et plus) et présentent-ils des potentialités de rupture catastrophique ? En outre, pouvons-nous apporter des éléments de réponse quant à la temporalité d'un cycle gravitaire ?

- Quel est l'âge et la cinématique des grandes ruptures gravitaires qui se sont produites sur ce secteur ? Leur distribution temporelle est-elle stochastique, ou des séries s'expriment-elles ?

- A l'échelle de l'Holocène, les forçages mécaniques associés aux variations climatiques connues, ou au contexte sismo-tectonique du système Alpes-Ligure, ont-ils joué un rôle dans l'évolution de ces phénomènes ?

D'un point de vue opérationnel, les éléments de réponse à ces questions, et notamment le nouveau recensement des paléo-glissements, des zones actives et des zones à forte potentialité d'évolution, pourront contribuer à une meilleure gestion du risque gravitaire sur ce territoire. Ces apports soulèveront probablement aussi de nouvelles questions. A court terme, ce travail pourra-t-il ou devra-t-il, être directement intégré aux Plans de Prévention des Risques (PPR) actuels et ainsi renforcer la prévention des risques gravitaires ? A moyen, voir long terme au regard de la temporalité des cycles gravitaires des grandes ruptures, ces résultats devront-ils être intégrés dans le schéma de cohérence territoriale de l'Ouest du 06 ?

Au cours de ces quatre ans de recherche, j'ai eu également l'opportunité de m'intéresser, dans la même philosophie de réflexion, à un contexte différent de celui des

Alpes externes méridionales. Nous avons pu en effet travailler sur l'évolution et sur les facteurs de contrôle d'un très grand mouvement de versants dans la partie Nord des Pyrénées. Ce travail, présenté en annexe (A1) sous la forme d'un article accepté dans la revue *Geomorphology*, apporte notamment de nouveaux éclairages sur le rôle déclenchant des séismes dans les ruptures de grande ampleur.

1.3. Stratégie de l'étude et plan du manuscrit

Pour mener à bien ce travail, les questions précédemment évoquées ont globalement été traitées dans leur ordre chronologique, en couplant trois approches principales :

(i) De nombreuses investigations de terrain associées à des analyses de photos aériennes qui nous ont permis d'établir un recensement des processus gravitaires de grande ampleur existants sur le front subalpin méridional. Pour chaque glissement nouvellement identifié, nous avons réalisé une étude géomorphologique fine et systématique des désordres, des morpho-structures, ainsi que de nombreuses mesures structurales afin de mieux comprendre l'initiation de ces glissements, d'identifier leur typologie et le stade d'évolution des ruptures en relation avec l'héritage géo-structural de ces versants. Ces données sont synthétisées au travers de cartes géomorphologiques précises de chaque secteur étudié.

(ii) Des campagnes de prospection géophysique de subsurface par tomographies électriques afin d'apporter des contraintes géométriques indispensables à la définition de la structure profonde des glissements, des rejets des escarpements et des relations avec les failles héritées. De la même manière, ces données ont permis la réalisation systématique de coupes précises et calibrées de chaque glissement.

(iii) L'application de la méthode de datation géochronologique des nucléides cosmogéniques produits *in-situ* pour contraindre l'âge, la cinématique et mieux cerner l'origine de ces grandes ruptures. En outre, de nouveaux développements méthodologiques ont été menés pour permettre la détermination d'un âge d'exposition sur des concrétions de chert ou de silex à partir du nucléide cosmogénique Béryllium-10.

Ce manuscrit est scindé en trois chapitres.

Dans le **premier chapitre**, je présente de manière synthétique l'état des connaissances actuelles sur les phénomènes gravitaires de grande échelle dans les milieux rocheux, incluant les trois principaux types de processus actuellement étudiés : les « Deep-Seated Gravitational Slope Deformation » (DSGSD), les « Deep-Seated Landslides » (DSLs) et les « Deep-Seated Block Spread » (DSBS) ; ce dernier type de mouvement étant typiquement reconnu et étudié dans ce travail de thèse. Cette partie sera l'occasion d'introduire les échelles de temps et d'espace considérées et de préciser notre problématique. Je présente

également dans ce premier chapitre le contexte géologique et géomorphologique de notre zone d'étude.

Dans le **deuxième chapitre**, je présente l'essentiel de mes résultats de cartographie exploratoire, réalisée à différentes échelles sur le front subalpin méridional. Après la description de la technique de tomographie électrique, de notre stratégie d'acquisition et d'interprétation des données, je propose un premier article, publié dans la revue *Geomorphology*, qui présente une reconstitution de l'évolution sur le long terme (400 ka) du glissement de grande ampleur de la Marbière (Grasse, 06). Ce travail a notamment permis d'apporter des éléments de réflexion sur la temporalité du cycle gravitaire dans le contexte des Préalpes. J'expose ensuite les résultats du recensement des grands mouvements de versants sur le front subalpin, au travers d'une description géomorphologique fine des glissements majeurs identifiés. Une synthèse à l'issue de chapitre nous permettra de discuter la distribution, la typologie, le mode d'évolution et les facteurs de contrôle primaires de ces glissements particuliers de type « deep-seated block spread ».

Dans le **troisième chapitre**, j'aborderai la problématique de l'occurrence temporelle de ces grands mouvements de versants et de leurs facteurs déclanchants à partir de datations des escarpements de glissements exhumés. Ces résultats ont été obtenus grâce à l'application de la méthode des nucléides cosmogéniques produits *in-situ*. Après une synthèse des aspects théorique et technique concernant l'utilisation des nucléides Béryllium-10 (^{10}Be) et Chlore-36 (^{36}Cl), ce chapitre s'articulera autour de deux articles. Le premier, publié dans la revue *Quaternary Geochronology*, expose les complications méthodologiques que nous avons rencontrées au cours de cette thèse, et nos nouveaux développements, quant à l'utilisation du ^{10}Be pour la mesure d'un âge d'exposition sur des concrétions de silice diagénétique (chert). Le deuxième article, en préparation pour la revue *Quaternary Science Reviews*, présente l'acquisition de plus de trente âges d'exposition (application conjointe du ^{10}Be et du ^{36}Cl), pour contraindre le timing de six glissements majeurs identifiés sur le front subalpin. Nous montrons que les mouvements lents de type « rock spreading » peuvent évoluer en rupture soudaine. Cinq de ces glissements ont subi une phase de collapse rocheux (potentiellement synchrone) il y a entre 3 et $4.8 * 10^3$ ans, période qui coïncide temporellement avec l'évènement « 4.2 », une oscillation climatique Holocène bien connue et caractérisée par d'intenses bouleversements hydrologiques à l'échelle de l'Europe de l'Ouest. Nous proposons dans cet article une discussion sur le rôle potentiellement déclencheur de ces apports massifs et impulsifs en eau, et sur la corrélation temporelle manifeste entre cet évènement climatique et les nombreux autres grands glissements d'âges similaires déjà reconnus dans l'arc Alpin.

Une synthèse conclusive à la suite de ce chapitre nous permettra de dresser les apports principaux de ce travail de thèse et de discuter plus globalement les résultats obtenus,

notamment en s'appuyant sur l'étude complémentaire réalisée dans les Pyrénées et présentée en Annexe (A1) sous la forme d'un quatrième article accepté dans la revue *Geomorphology*.

2. Chapitre 1 : Etat de l'art et cadre de l'étude

2.1. Introduction

La grande variabilité et diversité, tant morphologique que cinématique, des glissements de terrain observés à travers le monde implique de manière évidente que l'étude et la compréhension des mouvements de grandes ampleurs représentent un enjeu majeur pour l'être humain aux vues des risques que ces masses instables peuvent représenter pour ce dernier. Appréhender ces mouvements de versants majeurs peut cependant être fait de plusieurs manières et les finalités scientifiques qui en découlent peuvent alors être extrêmement variables.

Nous avons donc choisi, dans cette étude, de nous situer dans le contexte particulier des glissements de terrain de grandes ampleurs qui affectent des versants anthropisés, représentant un risque potentiellement élevé pour l'être humain, et dont les temps de récurrence sont mal contraints. Ces temps d'occurrence, pouvant varier de l'Holocène jusqu'à plusieurs centaines de milliers d'années, et leur cinématique évolutive rendent extrêmement complexe leur analyse, leur compréhension, leur appréhension, et bien sur la gestion des risques qu'ils peuvent induire.

Ce chapitre s'articule autour de deux grandes parties qui présentent les aspects et notions indispensables à la définition de notre problématique et à la compréhension de ce travail de thèse. Dans la première partie nous définissons les mouvements gravitaires de volume supérieurs au million de m³ en milieux rocheux, avec un éclairage particulier sur les Deep Seated Gravitational Slope Deformations, les Deep-Seated Landslides et enfin les Deep-seated Block Spreading. Cette partie nous permettra de dégager les points clés qui restent à ce jour mal compris quant à la genèse de tels mouvements de versants et ainsi de préciser notre problématique. La seconde partie présente le contexte géologique et géomorphologique du front méridional des chaînes subalpines, territoire défini pour cette étude.

2.2. Les mouvements de versants en milieu rocheux

Cette partie présente la notion de mouvements de versants de grande ampleur et les grands types existant, sous la forme de descriptions brèves de leurs caractéristiques mécaniques, morphologiques et cinématiques, ainsi que les enjeux associés à ce type de phénomènes geomorphologiques.

Ce chapitre commence par une brève analyse de l'évolution des approches scientifiques sur l'évaluation de la cinématique des grands mouvements de versants lors de ces dernières décennies, à travers une présentation chronologique de la littérature disponible sur le sujet. Dans un second temps, je défini les mouvements gravitaires de volume supérieur au million de m³ en milieux rocheux, avec un éclairage particulier sur les Deep Seated Gravitational Slope Deformations (DSGSD), les Deep-Seated Landslides (DSL) et enfin les Deep-Seated Block Spreading (DSBS).

2.2.1. Description générale des mouvements gravitaires en milieux rocheux

Les « mouvements gravitaires, mouvements de versants ou glissements de terrain » se définissent comme le déplacement de matériaux géologiques d'un certain volume sous l'action de la gravité et le long d'une pente. Ces mouvements sont contrôlés par de très nombreux facteurs que l'on peut classer en deux catégories : 1) *les facteurs conditionnant* l'instabilité, qui peuvent être assimilés aux caractéristiques propres du versant rocheux (lithologie, héritage structural, propriétés mécaniques du massif, géomorphologie, pente du versant, etc.), et 2) *les facteurs responsables* du déclenchement de l'instabilité qui regroupent les conditions hydrogéologiques, climatiques et sismo-tectoniques auxquels est soumis le versant. Bien souvent, ces deux catégories sont respectivement nommée *facteurs internes* et de *facteurs externes* aux versants.

C'est la combinaison de ces facteurs de contrôle internes et externes, associée à la diversité des paysages géologiques et geomorphologiques terrestre, qui entraîne l'existence de la très grande diversité de mouvements de terrain observée aujourd'hui. Ces mouvements sont variables suivant la nature mécanique et géologique du versant mis en jeu, le volume impliqué, leur dynamique de rupture, leur cinématique de glissement, et l'échelle de temps suivant laquelle ils se développent. Ainsi, compte tenu de ces formes très diverses, de nombreuses classifications ont été établies, se différenciant en fonction du choix critère de reconnaissance utilisé (Varnes, 1978 ; Hutchinson, 1988, Hungr et al, 2001). La Figure 1 illustre le système de Varnes (1978) le plus communément utilisé, où les mouvements gravitaires sont classés selon le type de géomatériaux (sol ou roche) dans lesquels ils se propagent.

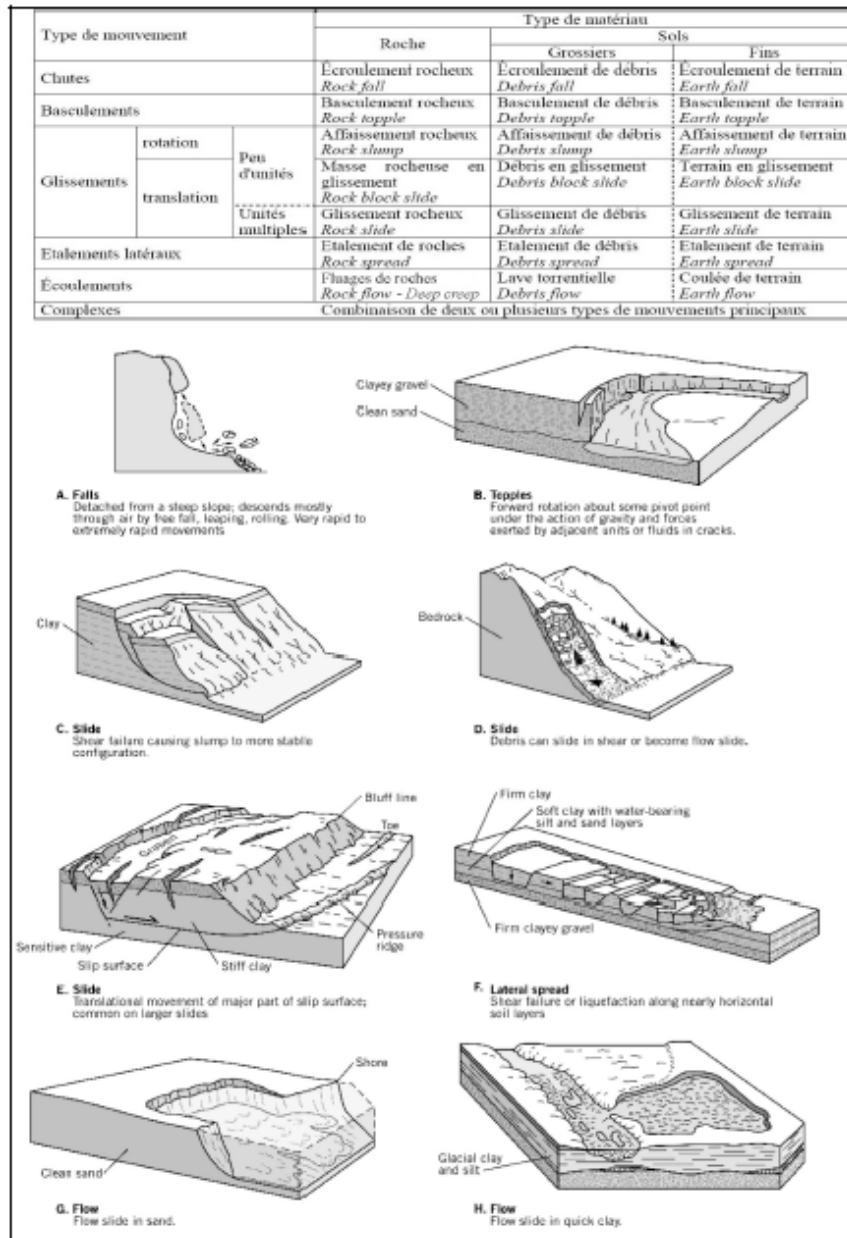


Figure 1: Classification des mouvements de versants et leur représentation schématique selon Varnes (1978).

De manière générale, nous retrouvons quelques critères de comparaisons, comme les expressions morphologiques, la forme de la surface de rupture (Figure 1), ou les vitesses atteinte durant les crises morphodynamiques. La Table 1 (Crozier, 1986) donne les ordres de grandeur des vitesses de glissement, variant de moins de quelques millimètres par an pour les plus lents, jusqu'à plusieurs mètres par seconde pour les mouvements à rupture soudaine ou les avalanches rocheuses.

	Extrêmement rapide	Très rapide	Rapide	Moyen	Lent	Très lent	Extrêmement lent
	3 m/s	0.3 m/min	1.5m/j	0.5m/mois	1 à 1.5 m/an	0.3 m/an	<0.3 m/an
Chutes de blocs, Ecoulements							
Avalanches de débris							
Coulées de débris							
Glissement de roches							
Glissement rotationnel de roche							
Glissement rotationnel de sol							
Glissement plan de blocs							
Glissement plan de sols							
Débris en glissement							

Table 2: Ordre de grandeur des vitesses des mouvements de versants (définis par la classification de [Varnes, 1978](#)) selon [Crozier \(1986\)](#).

Les travaux présentés dans ce mémoire portent essentiellement sur les des paléoglissemements glissements rocheux impliquant de grands volumes ($> 10^6 \text{ m}^3$), et dont l'évaluation de la cinématique est rendue mal aisée par l'absence presque systématique de stigmates post-rupturels que le temps a effacé (érosion, événements tectoniques). Ces mouvements, correspondant pour la plupart aux catégories « glissements de roches » et « glissements rotationnel de roches », affichent une grande variabilité de cinématique (encadré rouge, Table 1). Cette variabilité s'explique en partie par l'héritage structural des versants en questions, mais aussi par la complexité des processus à l'origine de ces déstabilisations. Cet aspect sera spécifiquement abordé dans les parties suivantes.

2.2.2. Les mouvements de versants dans la littérature: évolution et appréhension scientifique

Les mouvements de versants, de par leur grande sensibilité aux facteurs internes et externes, sont probablement l'un des phénomènes naturels les plus complexes à appréhender ([Gokceoglu and Sezer, 2009](#)). Principalement du fait des pertes économiques et humaines dont ils sont responsables, l'intérêt de la communauté scientifique internationale pour ces processus n'a cessé de croître depuis près de quatre décennies, amenant aujourd'hui à l'existence d'une base de ressources littéraire conséquente concernant ces objets géologiques. D'après le site web academic.research.microsoft.com, environ 9000 publications sont associées, tous domaines de recherche confondus, au mot

clé « landslide », et dont près de 5000 (sans compter les thèses et autres ouvrages dont le recensement est difficile) relèvent du domaine des Géosciences.

Gokceoglu and Sezer (2009), par exemple, exposent une étude statistique sur les tendances et l'évolution du nombre de publications sur la thématique des mouvements de versants pour la période 1945-2008. D'après les auteurs, l'année 1975 semble marquer le début de l'émulsion scientifique autour de cette thématique, impliquant alors une croissance exponentielle du nombre annuel de publications. A partir de 1987, cette croissance est telle qu'aujourd'hui on recense jusqu'à près de 400 publications par an sur le sujet (Figure 2). Une analyse conceptuelle et exploratoire montre que le verrou scientifique que représente la compréhension de l'évolution spatiale et temporelle des mouvements de versants, ainsi que l'évolution de leurs morphologies et mécanismes de rupture, font parties des enjeux clés pour les recherches futures concernant l'évaluation et la gestion des risques qu'ils représentent.

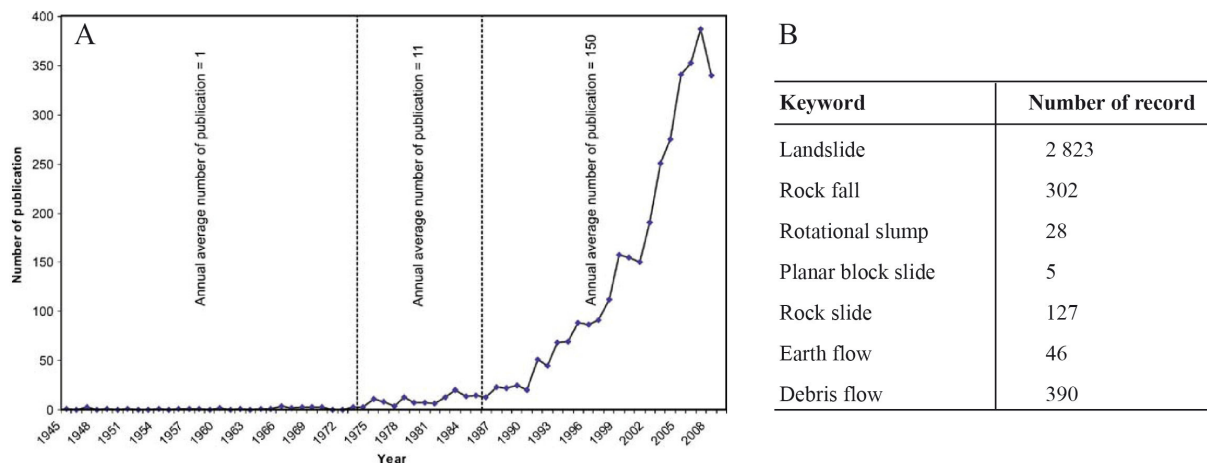


Figure 2: Statistique des publications sur la thématique des mouvements de versants pour la période 1945-2008. A : évolution du nombre annuel de publications, B : nombre de publications par mots clés (Gokceoglu and Sezer (2009) modifié).

Concernant plus spécifiquement l'objet d'étude de ce mémoire, les glissements rocheux de grande ampleur, on recense environ 420 articles (selon *academic.research.microsoft.com*) pour les mots clés « *large-scale* » et « *deep-seated landslide* ». Dans la littérature internationale, les revues « *Geomorphology* », « *Engineering Geology* », « *Earth Surface Processes and Landforms* », « *Earth and Planetary Science Letters* », « *Journal of Geophysical Research* », « *Geophysical Research Letters* » ou « *Natural Hazards* » par exemple, regroupe la grande majorité des articles sur les glissements rocheux de grande ampleur, et constituent donc des sources fiables et conséquentes d'informations les concernant.

Malgré l'abondance des publications concernant les glissements de grande ampleur, leur variété constitue un frein à la compréhension générale de leurs mécanismes, justifiant de ce

fait notre étude, et nécessitant une description plus détaillée des différences qu'ils peuvent afficher.

2.2.3. Les mouvements de versants de grande ampleur: principaux types et caractéristiques

2.2.3.1. Les Deep-Seated Gravitational Slope Deformation

1.2.2.3.1. Morphologie et cinématique

L'appellation Deep Seated Gravitational Slope Deformation (DSGSD) regroupe depuis [Dramis et Sorriso-Valo \(1994\)](#) les deux dernières catégories de la classification de [Varnes \(1978\)](#), à savoir « *étalement de roches (rock spreading)* », et « *fluage de roches (Deep creep)* », (Figure 1). Ce dernier désigne des mouvements gravitaires de très grande ampleur, qui dépassent l'échelle spatiale du versant, et affectent le massif rocheux entier ([Agliardi, 2001](#)). Ils peuvent aussi être considérés comme étant le niveau d'échelle spatiale supérieur en terme de taille, pouvant atteindre des surfaces instables de l'ordre de plusieurs dizaines de kilomètres carrés, représentant alors un territoire géologique propice au développement d'autres formes d'instabilités d'échelles spatiales et temporelles plus réduites.

Si les DSGSD ont pu être sujet à des controverses ces deux dernières décennies, leur existence est maintenant totalement admise ([Crosta et al., 2013](#) ; [Agliardi et al., 2013](#)) et leur définition est relativement claire et il est admis qu'au moins un exemple de DSGSD est présent dans chaque chaîne de montagne ([Crosta, 1996](#)). A l'échelle des Alpes le nombre de DSGSD se comptabilise en fait par plusieurs centaines ([Crosta et al., 2013](#) ; [Agliardi et al., 2013](#)). Ces processus se développent notamment dans des massifs marqués par toutes les lithologies : endogènes ([Tibaldi et al., 2004](#) ; [Hippolyte et al., 2006](#)), comme exogènes ([Pánek et al., 2011](#) ; [Coltorti et al., 2009](#)).

Le trait caractéristique principal des DSGSD est l'absence d'un plan de rupture continu et net qui individualise la masse en mouvement, comme cela est le cas pour la grande majorité des glissements rocheux à proprement parlé. En effet, étant donné l'échelle spatiale et les très larges volumes impliqués (jusqu'à plusieurs km³, [Jomard, 2006](#) ; [Coltorti et al., 2009](#)), il est difficile de concevoir une surface de rupture unique et d'épaisseur finie, localisant l'ensemble des déformations. Ainsi le terme DSGSD est adapté à la description de mouvements gravitaires dont le volume est de l'ordre du km³, affectant des massifs à topographie complexe et dont les surfaces de ruptures sont discontinues ou imbriquées. Diverses hypothèses, illustrées Figure 3, ont pu être proposées quant à l'expression de ces déformations en profondeur.

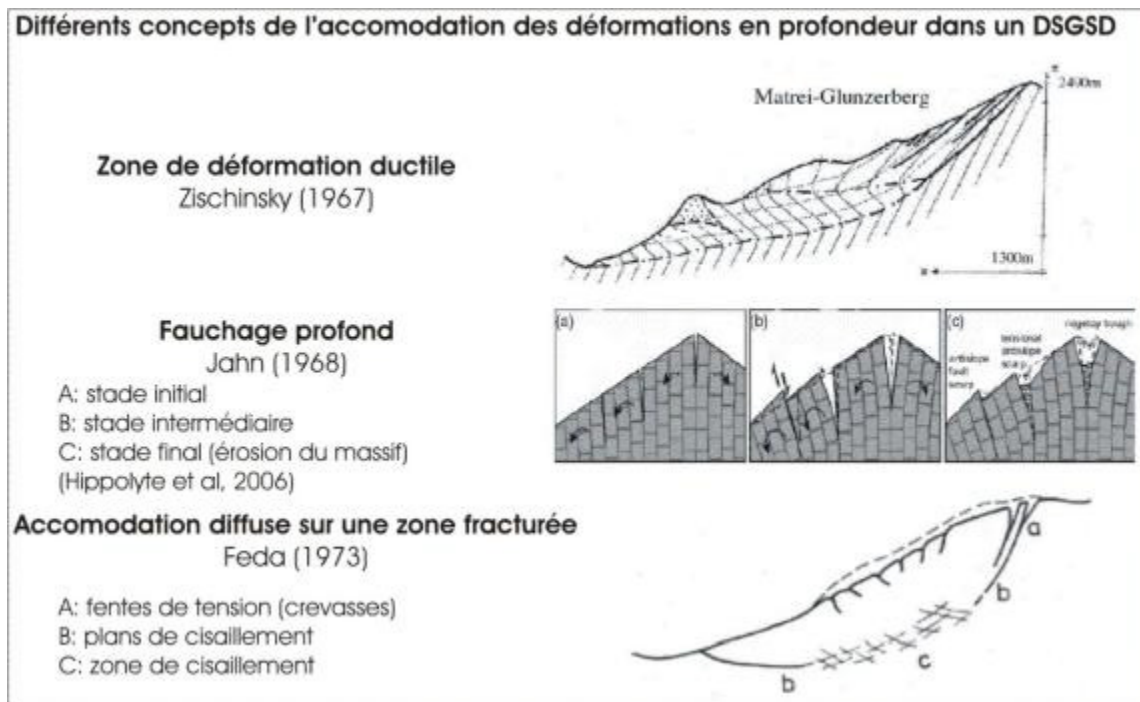


Figure 3: Synthèse des principales théories sur l'accommodation des déformations en profondeur dans le cas des DSGSD.

Selon [El Bedoui \(2009\)](#) et en référence à divers travaux de modélisation physiques et numériques ([Zhang et al., 2005](#) ; [Apuani et al., 2007](#) ; [Bachman et al., 2009](#)), la déformation en profondeur s'apparente plutôt au modèle de [Feda \(1973\)](#) et suit un comportement de type déformation progressive. Ce processus mécanique, assimilée à un mécanisme de type fluage (creeping), se traduit par un glissement progressif du versant affecté. Il est associé à un remaniement interne jusqu'à la localisation d'une bande déformation et à la coalescence de la fracturation préexistante ([Eberhardt et al., 2004](#)).

La déformation étant diffuse, il est également difficile de définir, en surface, les limites de la zone affectée. Néanmoins, cette déformation gravitaire profonde s'exprime par la présence de morfo-structures caractéristiques (Figure 4). Ces morfo-structures (Figure 4), décrites par de très nombreux auteurs ([Hutchinson, 1988](#) ; [Crosta, 1996](#) ; [Agliardi et al., 2001](#) ; [Hippolyte et al., 2006](#) ; [Ambrosi and Crosta, 2006](#)) et généralement regroupées sous l'appellation « sackung ou sakungen » ([Zichinsky, 1966](#)), sont une expression en surface de la déformation gravitaire profonde. Elles correspondent à :

- des doubles rides ou doubles crêtes, considérées comme la caractéristique morphologique typique des DSGSD, elle s'exprime comme un effondrement de la crête du massif (DR sur la Figure 4A) ;
- des contres pentes ou « counterscarps », elles affectent les pentes du versant, majoritairement en partie sommitale, et pénètrent le versant perpendiculairement à la topographie comme de petites failles normales antithétiques (CS sur la Figure 4A) ;

- des escarpements ou « scarps » représentant l'effondrement de parties du versant, ils peuvent ainsi correspondre à des mouvements extensifs ou à des glissements de terrain secondaires (Agliardi et al., 2001). Ces structures peuvent de retrouver à tous les niveaux dans les versants, au sommet associé aux doubles rides et mais aussi dans les parties inférieures du versant (S sur la Figure 4A) ;
- des crevasses ou « trenches » qui correspondent à des zones de forte activité comme des tranchées linéaires ouvertes, résultant de mouvement extensif à composante horizontale. Ces structures sont situées principalement dans la partie inférieure du versant et souvent remplies par des formations de pente.

Des exemples magnifiquement illustrés de très nombreux DSGSD dans les Alpes peuvent être notamment observés dans Crosta et al. (2013) et Agliardi et al. (2013).

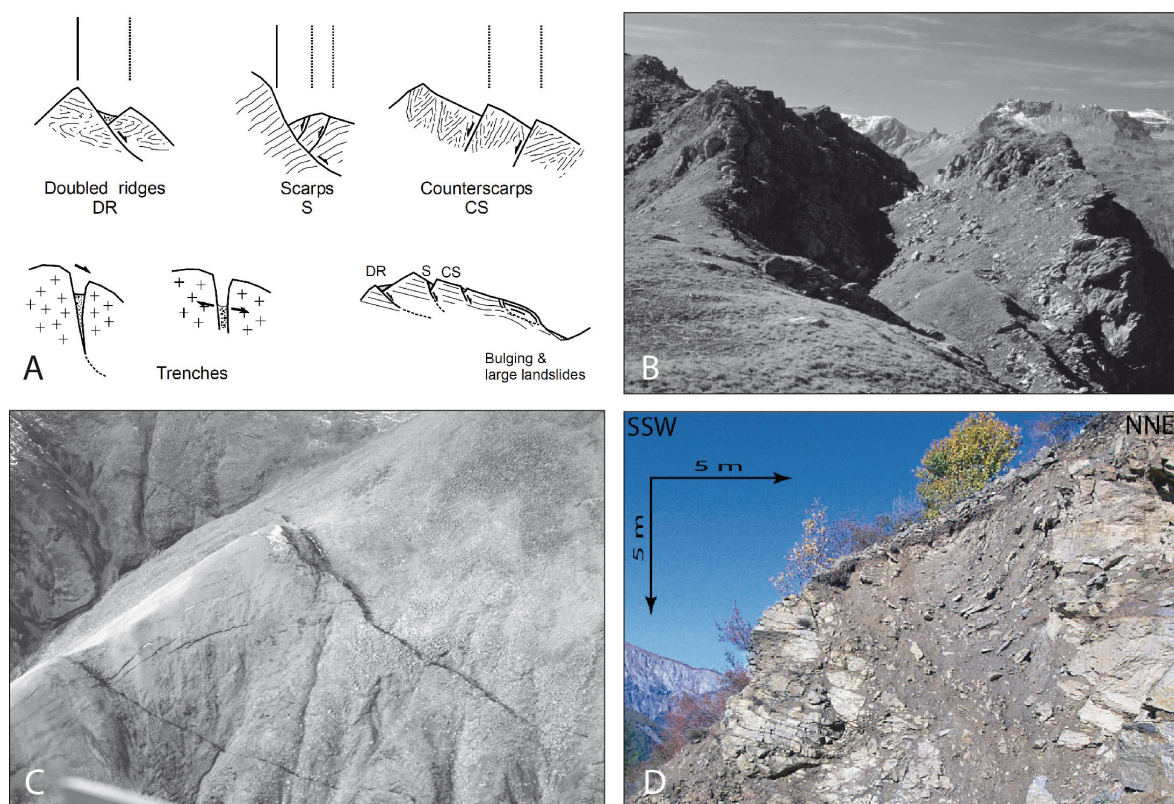


Figure 4 : Morpho-structures typiques des DSGSD. A : ensemble des morpho-structures selon Agliardi et al (2001), B. Double crête du DSGSD de la vallée de Susa (Alpes italiennes, Cadoppi et al., 2007), C : contre pente du DSGSD du Black Rapid Glacier (Alaska, Jibson, 2004), D : crevasse au pied du DSGSD de Colle Longue (Mercantour, Alpes française, Jomard, 2006).

Les DSGSD sont des mouvements généralement caractérisés par des vitesses de déformation très lentes, de l'ordre 0.1 à 10 mm.an^{-1} . Des études de suivi géodésique ont permis de déterminer la cinématique de quelques cas actifs. Par exemple :

- un taux de déformation de $\sim 4 \text{ mm.an}^{-1}$ a été déterminé pour l'ouverture de la double crête du DSGSD de Bald Eagle Mountain (Colorado) par suivi GPS (Varnes et al., 2000) ;

- des vitesses de mouvements comprises entre 2 et 10 mm.an⁻¹ ont pu être calculées par interférométrie radar pour les DSGSD de Legnoncino et de Padrio-Varadega dans les Alpes italiennes (Ambrosi and Crosta, 2006).

Cependant, ces contraintes dynamiques sont limitées par les périodes de suivi qui ne dépassent que rarement la dizaine d'années.

En ce qui concerne les déformations plus long terme et la question de l'évolution des DSGSD sur de plus grandes échelles de temps, des éléments de réponse se trouvent dans les travaux utilisant des techniques de datations géochronologiques tel que les nucléides cosmogéniques produit in-situ ou le C¹⁴ (Tibaldi et al., 2004 ; Gutiérrez-Santolalla et al., 2005 ; Hippolyte et al., 2006 ; Agliardi et al., 2009 ; Hippolyte et al., 2009 ; Pánek et al., 2011 ; Hippolyte et al., 2012). Excepté pour le DSGSD du Mt Croce della Tola (Alpes italiennes, Tibaldi et al., 2004), qui semble s'être initié durant la dernière période interglaciaire (120 – 40 ka), les autres cas d'étude listés ci-dessus présentent tous des âges d'initiation du début de la période Holocène et plus spécifiquement post déglaciation (10 – 7 ka). Ces contraintes temporelles long-terme permettent notamment de faire des hypothèses de premier ordre sur les facteurs qui contrôlent ces mouvements (déglaciation, variations climatiques, séismes, etc.) sur lesquels nous reviendrons dans le paragraphe suivant.

Malgré l'ancienneté de l'initiation de ces glissements, leur dynamique de rupture semble elle être beaucoup plus courte et dissociée des facteurs long-termes que peuvent représenter un rebond isostatique associé une déglaciation, ou une période d'activité tectonique par exemple. En effet, les chroniques d'âges d'exposition obtenues à partir des nucléides cosmogéniques sur les escarpements et les contre-pentes (Hippolyte et al., 2006 et 2009), ainsi que l'analyse et la datation des remplissages détritiques des morpho-structures (Gutiérrez-Santolalla et al., 2005 ; Agliardi et al., 2009) soutiennent conjointement l'hypothèse de périodes de mouvement courtes (< 1 ka) et épisodiques.

A notre connaissance, une exception à ce constat existe cependant. Le cas du DSGSD du Rognier (massif de Belledonne), marqué par des vitesses de mouvement lentes (0.34 à 3.15 mm.an⁻¹) et relativement continues sur 12 ka, a en effet récemment été mis en évidence par Hippolyte et al. (2012).

2.2.2.3.1. Facteurs de contrôle

Les facteurs de prédispositions (ou préparatoires) et les facteurs déclenchant des DSGSD sont difficiles à dissocier. En effet, les observations de déclenchement de DSGSD sont rares du fait de l'échelle de temps sur laquelle se développent ces phénomènes. A notre connaissance, seulement quelques exemples d'initiation de DSGSD (apparition de sackung) ont pu être observés à la suite de séismes de forte magnitude. On retient le cas spectaculaire

du Black Rapid Glacier en Alaska, initié à la suite d'un séisme de magnitude 7.9 (Jibson et al., 2004).

Au regard de cette difficulté, il semble nécessaire de regrouper les deux types de facteurs, à savoir internes et externes, pour obtenir une vision d'ensemble des processus à l'œuvre dans le contrôle des DSGSD. Nous citons principalement :

- le rôle des glaciers : par leur impact sur les incisions topographiques (Bovis and Evans, 1996) et par la décompression des flancs de versants lors de leur récession (Agliardi et al., 2001 ; Hippolyte et al., 2006 et 2009 ; Agliardi et al., 2009 ; Crosta et al., 2013). Les auteurs se basent principalement sur (i) les relations temporelles entre récessions glaciaires et l'âge d'initiation des déformations et sur (ii) des modélisations numériques ;
- le rôle de la sismicité active (Jibson et al., 2004 ; Gutierrez-Santolalla et al., 2005 ; Hippolyte et al., 2012) ;
- le rôle de l'altération progressive (Gutiérrez et al., 2008 ; Guglielmi and Cappa, 2010) ;
- le rôle de l'héritage structural et du contexte géodynamique régional à travers l'accommodation d'une déformation profonde par des rampes tectoniques (Mc Calpin, 1999 ; Jomard, 2006) ou encore une exhumation et une surrection lente des reliefs (Agliardi et al., 2013).

En particulier concernant le dernier point, le développement des morpho-structures associées au DSGSD semble être majoritairement contrôlé par l'héritage structural et tectonique du massif (Agliardi et al., 2001 ; Ambrosi and Crosta, 2006 ; Caddopi et al., 2007). Agliardi et al. (2001) montrent une relation géométrique et spatiale forte entre les orientations des linéaments tectoniques et celles des morphologies des DSGSD. Ceci est également analysé par Jomard, 2006 qui montre que les « sackung » se localisent à l'aplomb des structures tectoniques majeures, et que plus l'angle entre les réseaux de failles et l'orientation du versant est faible plus le développement des morpho-structures gravitaires est dense. Il propose également à partir de travaux de terrain un contrôle fort de la géométrie et de la profondeur des grandes failles héritées sur la déformation du versant et montre l'intérêt de considérer ces structures à grande échelle.

Des travaux de modélisation physique à l'échelle du versant avec prise en compte de ces discontinuités (Bois et al., 2008) soutiennent ces interprétations (Figure 5B).

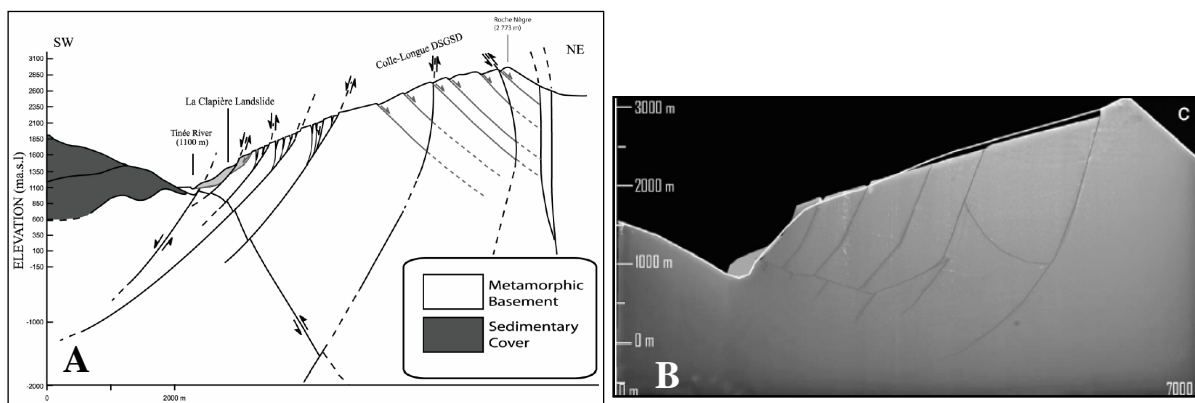


Figure 5 : A : coupe interprétée du DSGSD de Colle Longue illustrant le contrôle des grandes failles héritées et la relation avec le DSL de la Clapière (Jomard, 2006). B : modèle physique du même versant appuyant cette interprétation (Bois et al, 2008).

3.2.2.3.1. Influence des DSGSD sur les instabilités plus locales

D'après ce que nous venons de synthétiser, les DSGSD sont des mouvements rocheux lents qui se développent sur de grandes échelles de temps au-delà de la centaine de milliers d'années et qui sont en fait l'expression d'une accommodation lente et très long-terme de l'instabilité permanente des hauts reliefs. Ainsi, même si les volumes mis en jeux par de tels processus sont considérables, ils sont très rarement directement une source d'aléa et de risque car leur évolution catastrophique est rarissime et ils sont généralement situés en haute-altitude et en zone inhabitée. Cependant, de nombreux exemples de travaux, s'appuyant sur des observations de terrain ou des résultats issus de la modélisation physique ou numérique, montrent l'existence de relations entre les DSGSD et la présence de glissements rocheux de plus petite échelle, et dont la cinématique peut être plus rapide. Ces glissements sont très sensibles aux facteurs externes car plus épidermiques, et peuvent être, à terme de leur évolution, associés à des phénomènes catastrophiques (Figure 5).

Ainsi, si la lenteur des mouvements dans le cas des DSGSD a conduit les hommes à ne pas s'en méfier et à urbaniser leurs alentours, notamment dans les vallées Alpines et les stations de sport d'hiver (Hippolyte et al., 2009), ils sont toutefois à l'origine aujourd'hui d'un aléa secondaire et d'un risque important lié aux phénomènes plus « épidermiques » et plus fréquent qu'y sont associés (e.g. La Clapière : Jomard, 2006 ; El Bedoui et al., 2009).

Ces mouvements de plus faible ampleur associés aux DSGSD sont généralement localisés aux pieds des versants affectés par les DSGSD (Jomard, 2006 ; Hradecky et Pánek, 2008), et semblent apparaître à la suite d'une longue phase d'évolution du DSGSD, de l'ordre de la dizaine de milliers d'années (Hradecky et Pánek, 2008 ; Chigira, et al., 2009 ; Guglielmi and Cappa, 2010 ; Pánek et al., 2011).

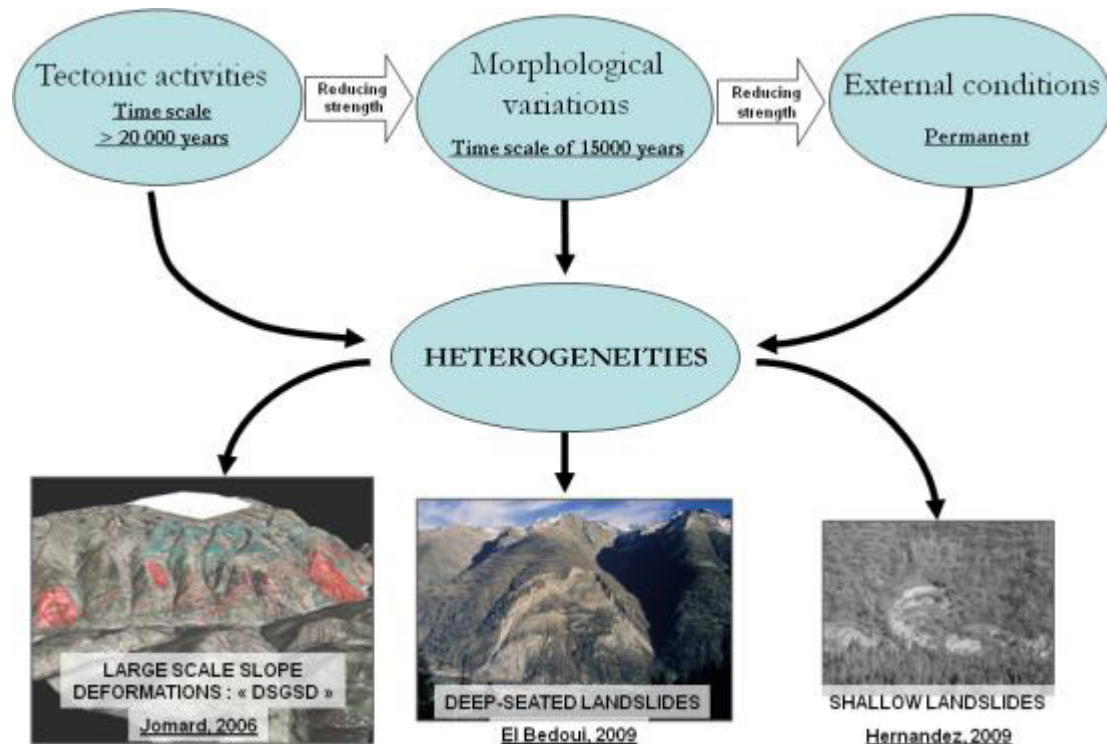


Figure 6 : Schéma conceptuel des relations spatio - temporelles entre les différents types de mouvements gravitaires et leur facteur de contrôle principal dans la vallée de la Tinée (Mercantour, 06) d'après [Lebourg \(2009\)](#).

2.2.3.2. Les Deep-Seated Landslides

Un « mouvement de versants de grande ampleur », ou « Deep-seated Landslide (DSL) », se réfère à un mouvement de terrain en milieu rocheux de plus petite taille que le DSGSD. Il est en effet caractérisé par le déplacement d'une masse dont la structure est plus moins préservée suivant une surface de rupture relativement bien définie. Une description phénoménologique complète de ces processus est proposée dans de nombreux ouvrages et notamment dans [Pollet \(2004\)](#), d'où il ressort plusieurs caractéristiques communes principales :

- une échelle spatiale limitée à celle d'un versant et qui n'atteint pas les crêtes,
- une délimitation franche des bordures du mouvement et l'expression en surface de morphologies particulières associées au déplacement gravitaire de la masse rocheuse (escarpements, crevasses, dépressions et contre-pentes à l'arrière des masses glissées, bourrelets frontaux et nombreux processus gravitaires associés de plus petite ampleur (chute de blocs, glissements superficiels, etc.)),
- un volume rocheux conséquent mis en jeu, souvent égale à un, voir supérieur à plusieurs dizaines de millions de m³,
- la profondeur de la surface de rupture atteignant minimum vingt à trente mètres et pouvant dépasser plusieurs centaines de mètres ([Hutchinson, 1988](#)),

- une période de récurrence et un temps d'évolution envisagé de l'ordre de quelques milliers d'années,
- une cinématique d'évolution hautement non-linéaire et complexe (Figure 7), au cours de laquelle des mouvements lents et progressifs (cm.an^{-1}) peuvent alterner avec des phases de mouvement plus rapides ($> \text{m.h}^{-1}$) (sous la sollicitation éventuelle de facteurs externes). Toutefois, à grande échelle de temps ($\approx 10 \text{ ka}$), les précédentes études ont suggéré que la vitesse d'évolution peut s'apparenter à une courbe exponentielle, traduisant l'accélération progressive de la cinématique en réponse à une diminution de la résistance mécanique du versant, jusqu'à une crise paroxysmale attribuée généralement à l'impact d'un facteur déclenchant (Figure 7). Cette tendance n'est toutefois pas systématique.

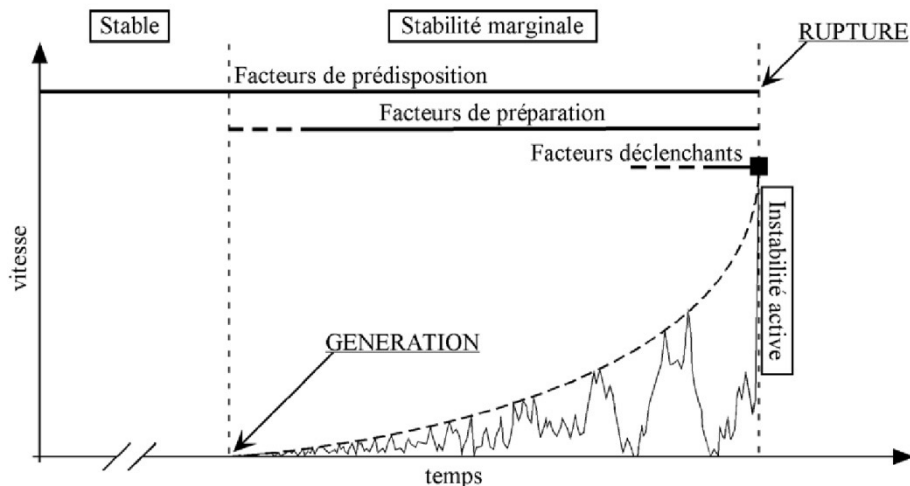


Figure 7 : Schéma conceptuel de l'évolution des vitesses en fonction du temps des DSL et intervention des différents facteurs (de prédisposition ou préparatoires et déclenchants).

Des exemples bien connus et typiques de DSLs sont le glissement de la Clapière (Jomard, 2006), le glissement de Séchilienne (Le Roux et al., 2009) ou le glissement des Eaux-Bonnes (Lebourg, 2000).

La distinction géométrique majeure entre les DSGSD et les DSL tient dans le fait que les DSL ne mobilisent qu'une partie du massif (généralement un versant), et que certaines morphostructures essentielles associées aux DSGSD sont absentes (par exemple les doubles crêtes). Enfin, en règle générale les volumes mobilisés sont moindres dans le cas des DSL et limités à quelques millions de m^3 .



Figure 8 : Exemple de mouvements de grande ampleur. A : Glissement translationnel dans les gorges du Verdon (post-rupture paroxysmale ; l'escarpement dépasse les cents mètres de large). B : Glissement du Layens (Fabre et al., 2001) dans les Pyrénées (en cours d'évolution ; les maisons donnent l'échelle) (photos personnelles).

Les vitesses de glissement dans le cas de DSL peuvent elles varier de quelques dizaines de $\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ à plusieurs centaines de $\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$, avec des phases d'accélération où les mouvements peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres par jours (période paroxysmique, Julian et Anthony, 1996 ; Brueckl et Parotidis, 2001). Les dimensions plus faibles des DSL les rendent en effet plus sensibles aux facteurs déclenchant extérieurs, rendant l'évolution de leur degré de stabilité plus complexe et plus variable. Une interprétation schématique de l'impact de ces facteurs sur l'altération et la dégradation progressive au cours du temps d'un versant pouvant conduire à l'initiation d'un DSL a été proposée par Prager et al. (2008) (Figure 9).

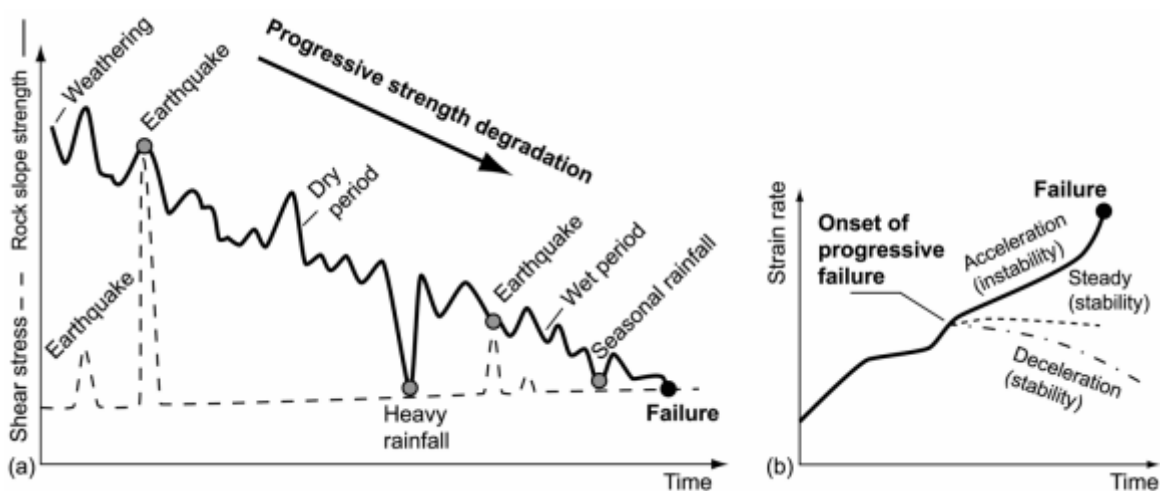


Figure 9 : Evolution conceptuelle de la résistance au cisaillement d'un versant (A) et de son taux de déformation (B) au cours du temps en fonction de la sollicitation par divers facteurs (pluies intenses, séismes, pluies faibles, etc.) (Prager et al., 2008).

2.2.3.3. Les Deep-Seated Block Spread

Les « Deep-Seated Block Spread » (DSBS) ou « Lateral spreading » (LS) ou « Rock Spread » (RS) peuvent être considérés comme des processus intermédiaires aux DSGSD et aux DSL, ils sont souvent d'ailleurs alternativement només comme l'un ou l'autre (Baron et al., 2004 ; Hradecky et Pánek, 2008 ; Delgado et al., 2011 ; Pánek et al., 2011). Il s'agit de processus gravitaires qui se développent typiquement dans des contextes exogènes, où des formations à faibles propriétés mécaniques, ou « ductiles » (argiles, marnes, séries gypseuses, etc.), sont recouvertes par des séries à comportements cassants (calcaires, séries gréseuses, etc.) (voir review de Pasuto et Soldati, 1996 et 2013). Dans le cas où un déconfinement latéral de telles structures intervient, cette configuration mécaniquement instable dont lieu à un fluage très lent des niveaux ductiles sous le poids des compartiments subjacents (Figure 10).

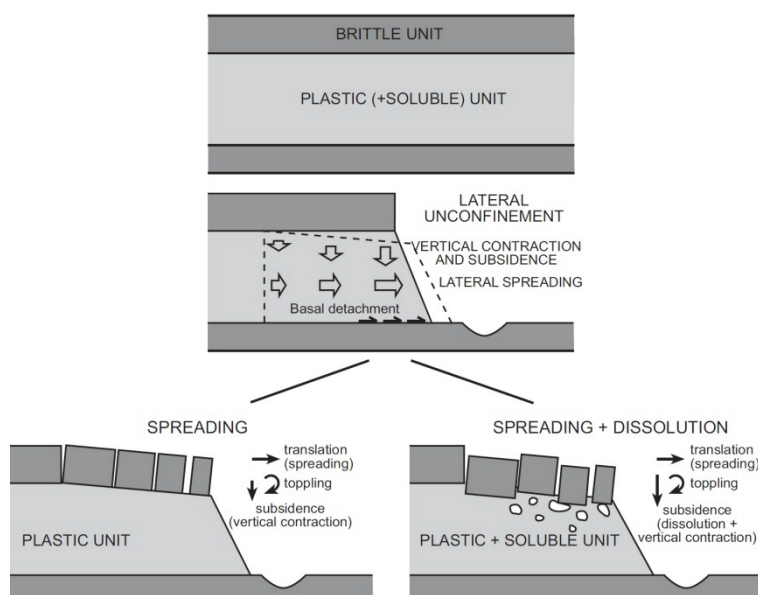


Figure 10 : Processus d'évolution typique des DSBS. La perte de confinement par incision fluviale (ou autre) entraîne un épanchement et une contraction progressive des séries ductiles (argiles) qui composent le pied du versant. Cela entraîne une subsidence des compartiments cassants sus-jacents (séries calcaires ou autre) potentiellement associé à du fluage latéral (spreading) et des basculements de blocs (Gutiérrez et al, 2012a).

Ce type de phénomènes se développe généralement sur des séquences stratigraphiques qui ont une structure presque horizontale ou légèrement inclinée (Gutiérrez et al, 2012a), dans des zones à faibles reliefs (Magri et al., 2008 ; Gutiérrez et al, 2011 et 2012a) voir sur des plateaux (calcaires typiquement (Rohn et al., 2004), Figure 11). Ils donnent lieu à des morphologies typiques, marquées par des escarpements verticaux (souvent prédisposés par des découpage de failles ou de fracturation), des crevasses ouvertes, des blocs individualisés

répartis en pied de versants ou encore, à plus grande échelle, à des systèmes de demi-graben avec des structures très similaires à des failles normales tectoniques (Gutiérrez et al, 2012a).

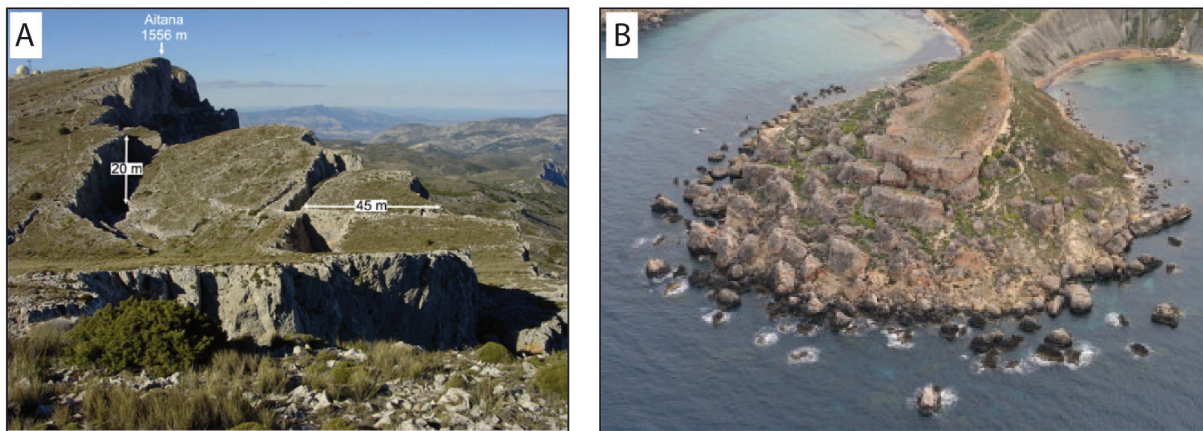


Figure 11 : Exemple de processus de deep-seated block spread. A : Glissement de Sierra de Aitana (Espagne, Delgado et al., 2011). B : Lateral spreading sur la côte Nord de Malte (Magri et al., 2008).

Plusieurs études de cas révèlent que le développement des deep-seated block spread peut être favorisée par un certain nombre de facteurs, tels que:

- le déconfinement latéral ou basal de l'unité de roche « ductile » du à l'érosion fluviale ou le jeu de failles actives (Delgado et al, 2011; Carobene et Cevasco 2011),
- une augmentation des précipitations et des infiltrations d'eau à travers les fissures et fractures et crevasses, avec une modification conséquente de la rhéologie des roches argileuses (Pasuto et Soldati, 1996),
- une dissolution différentielle de séries évaporitiques (gypse) entraînant une diminution de la résistance mécanique de l'ensemble du soubassement et pouvant conduire à des effondrements (Gutiérrez et al, 2011 et 2012b),
- un affaiblissement des roches argileuses du à la dilatation et la contraction de minéraux argileux gonflants (Pánek et al, 2008),
- des sollicitations dynamiques par des secousses sismiques (Cauchon -Voyer et al., 2011).

D'un point de vue cinématique, Pasuto et Soldati (1996), ont indiqué que les taux de déplacement pour ces types de mouvements de terrain sont généralement lents à extrêmement lent, compris entre $0,1 \text{ mm.an}^{-1}$ et 10 cm.an^{-1} . D'une manière générale l'ensemble des auteurs s'accordent sur des cinématiques lentes (mm.an^{-1}), tant qu'un évènement extrême ne vienne générer une crise morphodynamique. Toutefois l'évolution potentielle en glissement catastrophique est très rarement discutée (Pánek et al., 2009b). En dépit de la faible vitesse, les déformations continues des ces pentes peuvent constituer une menace pour tout ouvrage de génie civil, y compris les barrages, les tunnels, ou d'autres infrastructures de transport.

Tout comme pour les DSGSD, ce processus de grande échelle est très souvent associé à d'autres types d'aléas gravitaires plus épidermiques ou plus localisés (chute de bloc, écoulement rocheux par basculement, écoulement de colonne, etc.) et peuvent donner lieu à la genèse de deep-seated landslides de type rotationnels ou transversaux (Figure 12, [Hradecky et Pánek, 2008](#)). La genèse de mouvements de grande ampleur, à cinématique rapide, associés au DSBS n'est toutefois que rarement décrite dans la bibliographie et reste à ce jour mal comprise.

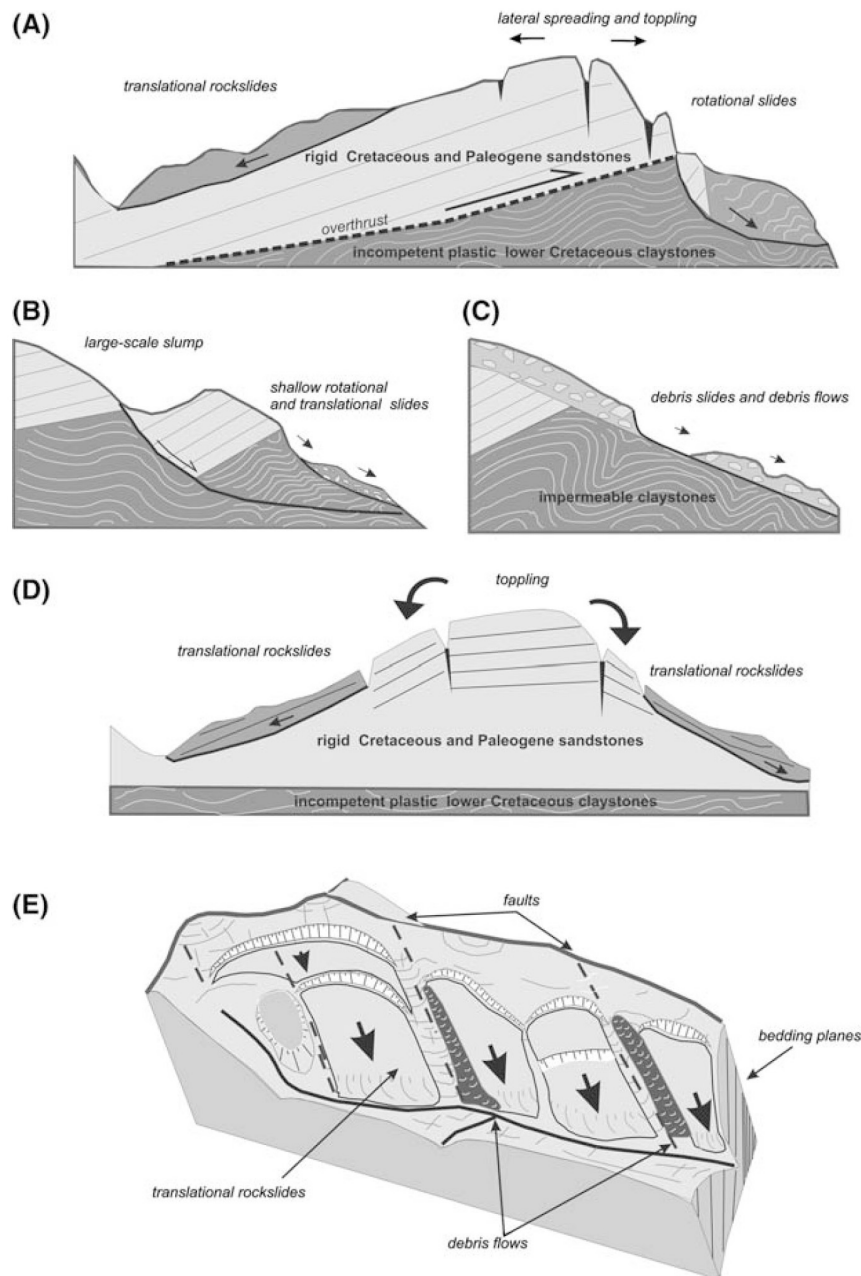


Figure 12 : Exemple de la grande variété de glissements de grande ampleur qui peuvent être associés aux phénomènes de deep-seated block spread ([Hradecky et Pánek, 2008](#)) (légendes indiquées sur les schémas).

2.2.3.4. Facteurs de contrôle et de déclenchement des DSL et DSBS

Les DSL et DSBS semblent donc appartenir à des mouvements d'ensemble et traduire d'une adaptation et d'un ré-équilibre des versants soumis à une perpétuelle déstabilisation. Ils correspondent alors à des épiphénomènes (à l'échelle des chaînes de montagne) se nucléant sur et à *posteriori* des DSGSD. On distingue plusieurs facteurs intervenant à différents stades d'évolution de ces instabilités.

Les facteurs de prédisposition: Parmi les facteurs de prédisposition à la présence d'objet gravitaire, nous retrouvons la lithologie, les propriétés mécaniques roches, et la structure interne du versant (anisotropies, pré-découpage, faille héritée...) qui conditionnent la géométrie des désordres. L'héritage structural d'un versant et tout particulièrement son découpage éventuel par des failles jouent en effet un rôle clé dans la taille et le mode d'initiation des phénomènes gravitaires de grande ampleur. En particulier plusieurs auteurs (Bois et al., 2008 ; Brideau et al., 2009) ont démontré que certains paramètres des failles, comme leur orientation/pendage par rapport à la topographie, leur propension à former des dièdres, leur persistance (latérale et verticale), ainsi que leur évolution en profondeur, jouent un rôle primordial dans la dynamique de la rupture gravitaire et donc de la présence ou non de DSL ou DSBS.

Les facteurs préparatoires: Les facteurs préparatoires permettent de faire passer un versant en état d'altération à un état « d'excitation » qui entraîne la fatigue progressive du versant. On y retrouve sur des échelles dynamiques et temporelles les sollicitations sismiques et les forçages climatiques. Même si ces derniers sont assimilés aux facteurs déclenchants, ils n'en demeurent pas moins les catalyseurs de l'affaiblissement des propriétés mécaniques, des ponts rocheux, des anisotropies de circulations de fluides et autres variables géologiques (Helmstetter et al. 2010; Le Roux et al., 2009) (Figure 13).

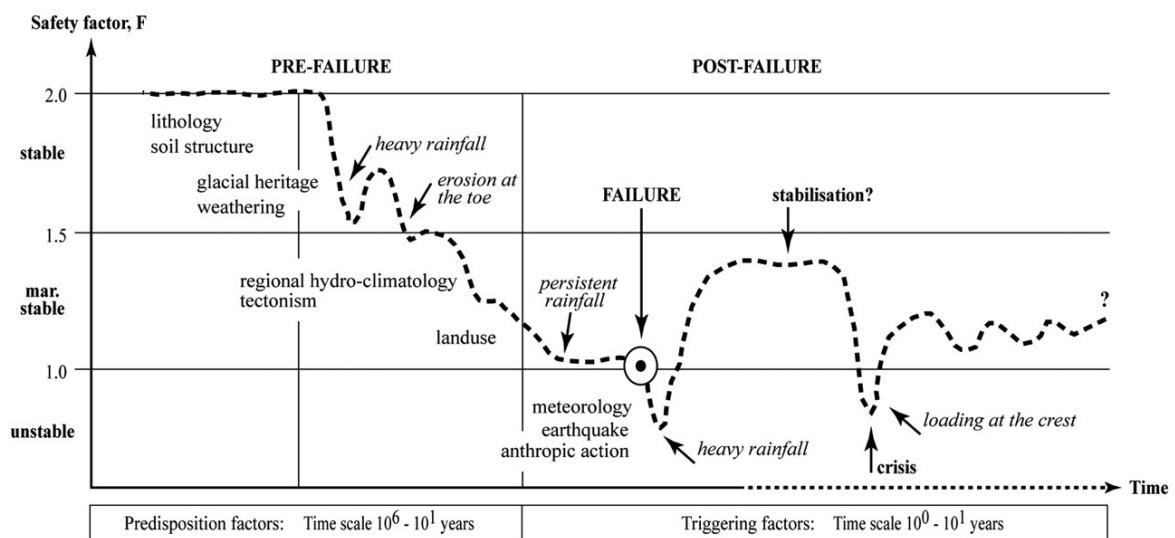


Figure 13 : Représentation conceptuelle de l'influence au cours du temps des différents facteurs de prédisposition, facteurs préparatoires et facteurs déclenchants sur l'endommagement et la stabilité des versants rocheux (d'après [Asch et al., 2007](#)).

Facteurs déclenchants: Les facteurs déclenchants peuvent être de forte à très forte énergie lorsque le système est encore résistant, comme par exemple un séisme de magnitude $M_w > 6$, mais parfois d'énergie moindre lorsque le système est proche de son état de rupture (exemple du glissement des Eaux Bonnes, 1984). Par exemple, [Helmstetter et al. \(2010\)](#) montrent des chroniques temporelles de mesures hydriques, sismiques, et de déplacement global du glissement de Séchilienne indiquant que la complexité des glissements de terrain de grande ampleur ne permet pas de relier directement l'amplitude du forçage extérieur à celle de la réponse du milieu instable. Typiquement, une pluie ponctuelle faible de quelques mm d'eau est susceptible d'engendrer une réponse massive du versant sur plusieurs mois (Figure 14).

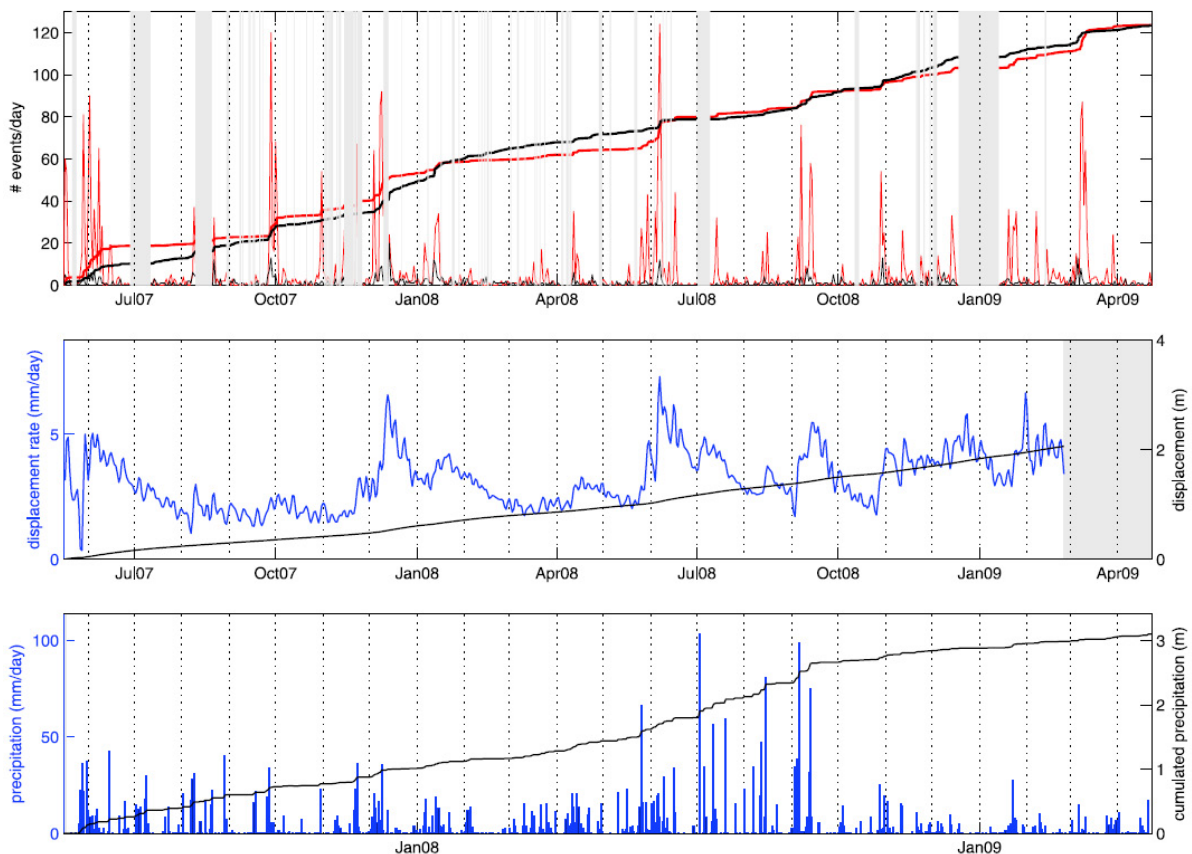


Figure 14: Relations entre pluviométrie et l'occurrence de micro-séismes (endommagement mécanique) et les chutes de blocs sur le glissement de Séchilienne (d'après [Helmstetter et Garambois, 2010](#)). (a) Taux journalier de chutes de blocs (rouge) et de microséismes (noir), et nombre cumulé normalisé d'événements (traits fins). (b) Taux de déplacement (bleu) et déplacement (noir). (c) Chutes de pluies journalières (bleu) et cumulées (noir).

2.3. Caractéristiques du secteur d'étude

Cette partie présente les cadres géographique, géologique et morphologique de la zone d'étude. Nous avons choisi de nous focaliser sur le quart Sud-ouest du département des Alpes Maritimes et plus particulièrement sur la bordure méridionale des chaînes subalpines. Ce choix est le fruit d'un raisonnement scientifique et conjectural tenant compte des questions de premier ordre qui restent encore aujourd'hui irrésolues quant à la problématique des mouvements gravitaires de grande ampleur (Section **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). L'intérêt premier de ce secteur est qu'il est affecté par un grand nombre de glissements de volumes importants ($>10^6 \text{ m}^3$) dont le développement s'explique en partie par la structure géologique particulièrement défavorable de ces versants. Le deuxième point, qui en fait une zone d'étude intéressante, est que ce secteur, du fait de son altitude faible ($< 2000 \text{ m}$) et de sa position géographique à l'extrémité Sud des Alpes, n'a pas été affecté par les processus d'érosion associés aux épisodes de glaciation, à l'Holocène et au Pléistocène, contrairement à ceux qu'ont connus la majeure partie des vallées alpines. Ceci a permis de préserver l'héritage des déformations gravitaires sur de plus grandes échelles de temps. Ces points seront abordés plus en détail dans les paragraphes suivants.

2.3.1. Localisation géographique et enjeux

Le département des Alpes Maritimes constitue l'extrémité Sud-est du territoire français et il se situe, avec la région piémontaise italienne, à la terminaison méridionale de l'arc alpin (Figure 15). Trois paysages s'y individualisent nettement, une partie Nord orientale (Alpes niçoises et Massif de l'Argentera-Mercantour) présentant des vallées profondes et des reliefs compacts avec de hautes altitudes (3 143 m à la Cime du Gélas), une partie Sud occidentale (pré-alpes de Nice et de Grasse) marquée par des reliefs orientés et moins élevés ($< 2 000 \text{ m}$) et enfin une bordure littorale, très abrupte coté Est et plus progressive du côté Ouest du Var.

Les résultats reportés dans ce manuscrit s'appuient sur des données acquises dans la partie Sud occidentale du département et plus précisément sur les premiers reliefs constitués par les pré-Alpes de Grasse. Ce secteur, limité à l'Est par le fleuve du Var et à l'Ouest par la rivière de la Siagne, couvre une bande d'environ 300 km^2 dont les reliefs s'échelonnent de 400 à 1000 m d'altitude. La zone appartient depuis peu au Parc Naturel Régional des Préalpes d'Azur (créé le 20/03/12, www.pnr-prealpesdazur.fr) et recouvre principalement les communes du Tignet, de Grasse, Bar-sur-Loup et Vence (Figure 16).

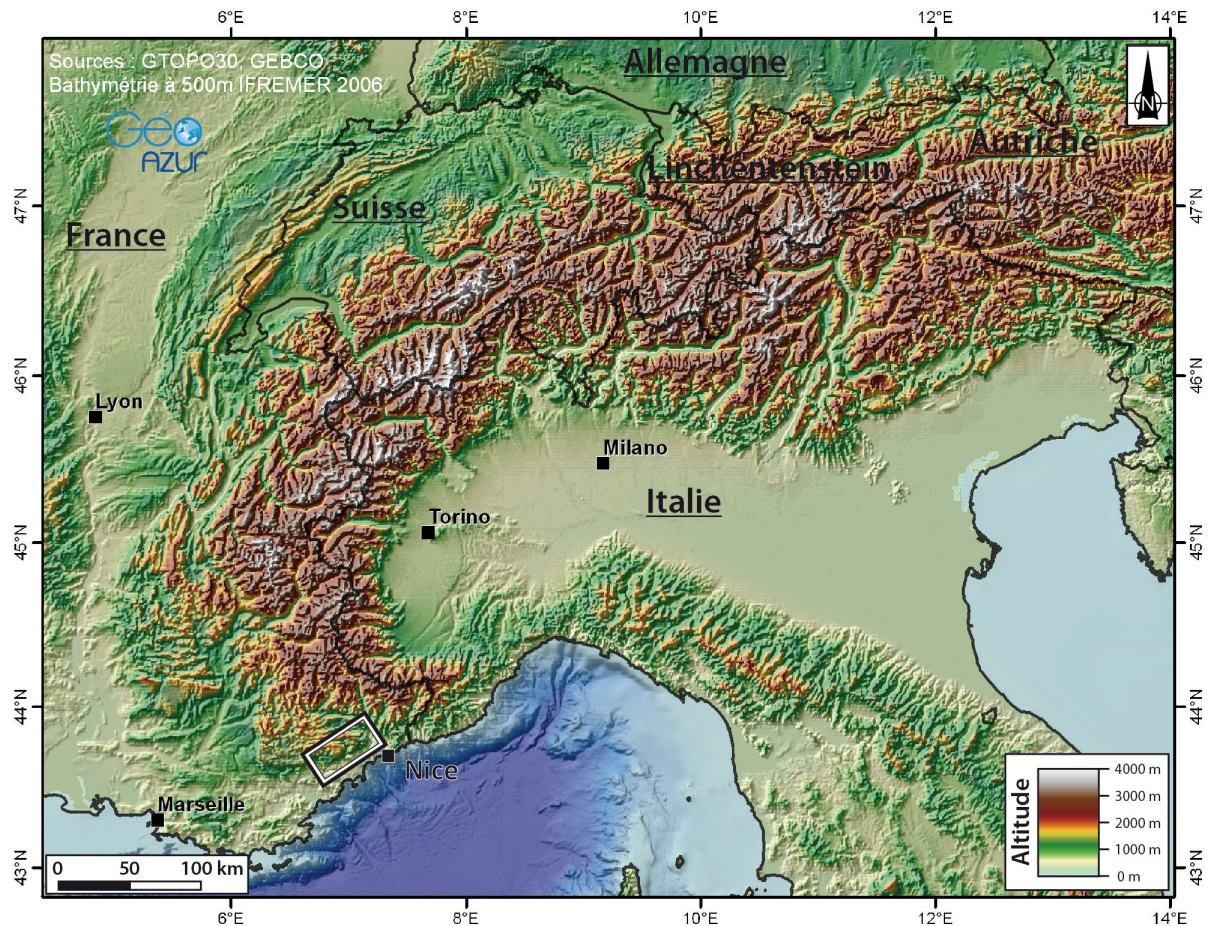


Figure 15 : Carte topographique des Alpes et localisation du secteur d'étude (voir encadré blanc et noir au Sud-est de la carte).

La structure géologique particulière de ce secteur, sur laquelle nous reviendrons dans les paragraphes suivants, est à l'origine de l'occurrence de très nombreux aléas gravitaires incluant des glissements de grande ampleur de type deep-seated-rock-spreading, des écroulements en masse et chutes de blocs, des glissements plus superficiels, des effondrements de cavité et des aléas de retrait-gonflement d'argiles (Zerathe, 2009). A ce jour, seulement très peu d'études scientifiques ont été menées sur ces processus dans cette partie du département. Leur connaissance est limitée au zonage primaire des Plans de Prévention des Risques des communes (www.alpes-maritimes.equipement.gouv.fr) qui n'offre qu'un intérêt lié à l'aménagement du territoire à court terme.

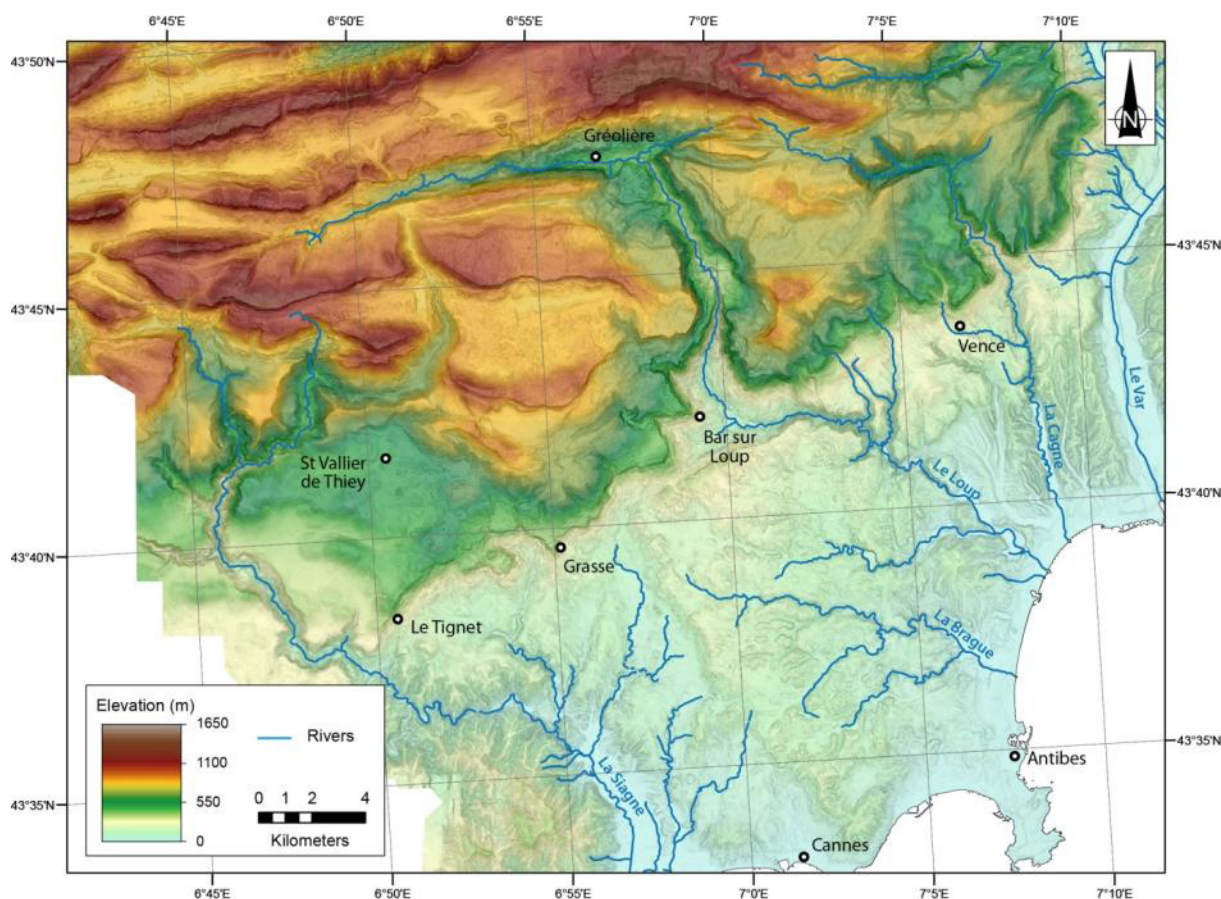


Figure 16 : Carte topographique du secteur d'étude obtenue à partir du MNT des Alpes-Maritimes au pas de 5m (source CG06) et réseau hydrographique permanent.

Parallèlement l'activité anthropique et la pression démographique est forte sur cette partie du département. La Figure 17 illustre la densité de population par commune dans les Alpes Maritimes. On peut y voir que les communes dont le territoire constitue cette bande de premiers reliefs des Préalpes du Sud (communes annotées dans la Figure 17) font partie de celles ayant la plus forte densité de population, comprise entre minimum 130 et 500 Hab/km² (la densité moyenne de la France en 2012 étant de 97 Hab/km²).

Un autre enjeu considérable des premiers reliefs des Pré-Alpes entre les gorges du Loup et le Tignet est la présence d'un canal d'alimentation en eau. Il s'agit donc d'un secteur avec des enjeux humains et économiques forts qui le rend vulnérable face aux aléas naturels et tout particulièrement aux aléas gravitaires. Il apparaît ainsi fondamental de mieux contraindre ces processus pour une meilleure gestion des risques associés (Hernandez, 2009). Il est important de préciser que cet aspect gestion des risques vient en parallèle de ce travail de thèse dont le focus primaire est la compréhension fondamentale des processus gravitaires de grande ampleur et de leur mécanisme d'initiation à une échelle de temps supérieure de l'échelle de temps humaine.

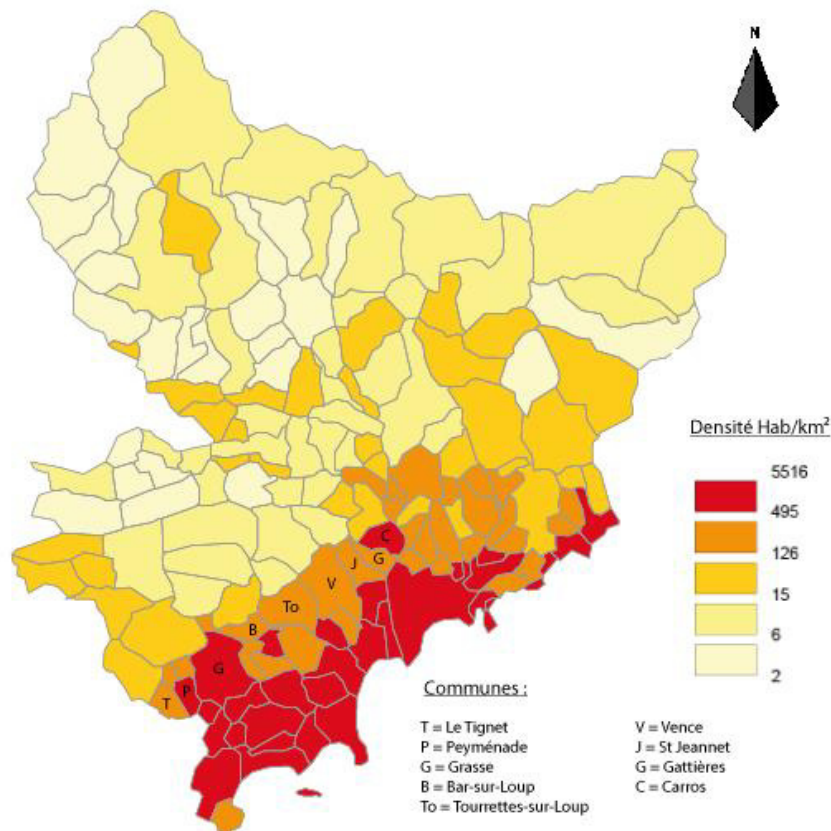


Figure 17 : Carte de densité de population par commune dans les Alpes Maritimes (2011, Source INSEE).

Partenariat avec le Syndicat Mixte ayant en charge l'élaboration du Schéma de COhérence Territorial de l'Ouest des Alpes Maritimes (SCOT'OUEST, Figure 18) :

Les travaux reportés dans le présent mémoire ont fait l'objet d'un contrat entre la région PACA, le Syndicat Mixte ayant en charge de l'élaboration du SCOT'OUEST (Schéma de COhérence Territorial de l'Ouest du 06) et le laboratoire de recherche GéoAzur (UNS – CNRS – OCA).

Institué par loi la Solidarité et Renouvellement Urbains (SRU) du 13 décembre 2000, le Schéma de cohérence territoriale (Scot) est l'outil de conception et de mise en œuvre d'une planification territoriale (scotouest.com). Il est destiné à servir de cadre de référence pour les différentes politiques publiques notamment sur l'habitat, les déplacements, l'économie, l'environnement et l'organisation de l'espace face aux contraintes naturelles. Le Scot oriente l'avenir d'un territoire (composé de plusieurs communes) dans une démarche de développement durable, en donnant plus d'importance aux contraintes et aux limites de l'environnement naturel plutôt qu'aux frontières administratives des communes. Ainsi les orientations définies dans le cadre du Scot sont ensuite reprises par les différentes communes dans leur document d'urbanisme (Plan Local d'Urbanisme ou carte communale).

Cette démarche de développement urbain durable dans le temps sous-entend, entre autre, la pérennisation des infrastructures et la protection des vies humaines. Concernant les

risques associés aux glissements de terrain, elle implique de manière cruciale et logique de connaître l'évolution morphologique des versants à moyen et long termes (de plusieurs décennies à plusieurs milliers d'années). Cela nécessite une bonne compréhension des processus qui conduisent les versants à l'instabilité et surtout de trouver des outils permettant de quantifier et d'accéder à l'historique de l'évolution des versants sur de telles périodes de temps (géo-chronomètres et outils de datation par exemple).

Dans ce sens, il apparaît fondamental de procéder au recensement des mouvements gravitaires préhistoriques (ou paléo-mouvements), des mouvements actuels déclarés et des zones actuellement stables mais à forte potentialité d'évolution catastrophique pour un intervalle de temps donné. En outre, l'évaluation de cet intervalle de temps reste encore un enjeu majeur de la recherche fondamentale dans le domaine des processus gravitaires (El Bedoui, 2009 ; Crosta et Clague, 2009).

Ainsi, bien que les résultats exposés dans ce manuscrit soient clairement orientés vers la recherche fondamentale, nous apportons un certain nombre de réponses aux points soulevés ci-dessus. La valorisation et l'intégration au SCOT'OUEST d'une partie de ces résultats et notamment des travaux de cartographie sont des perspectives à la suite de ce travail de thèse.

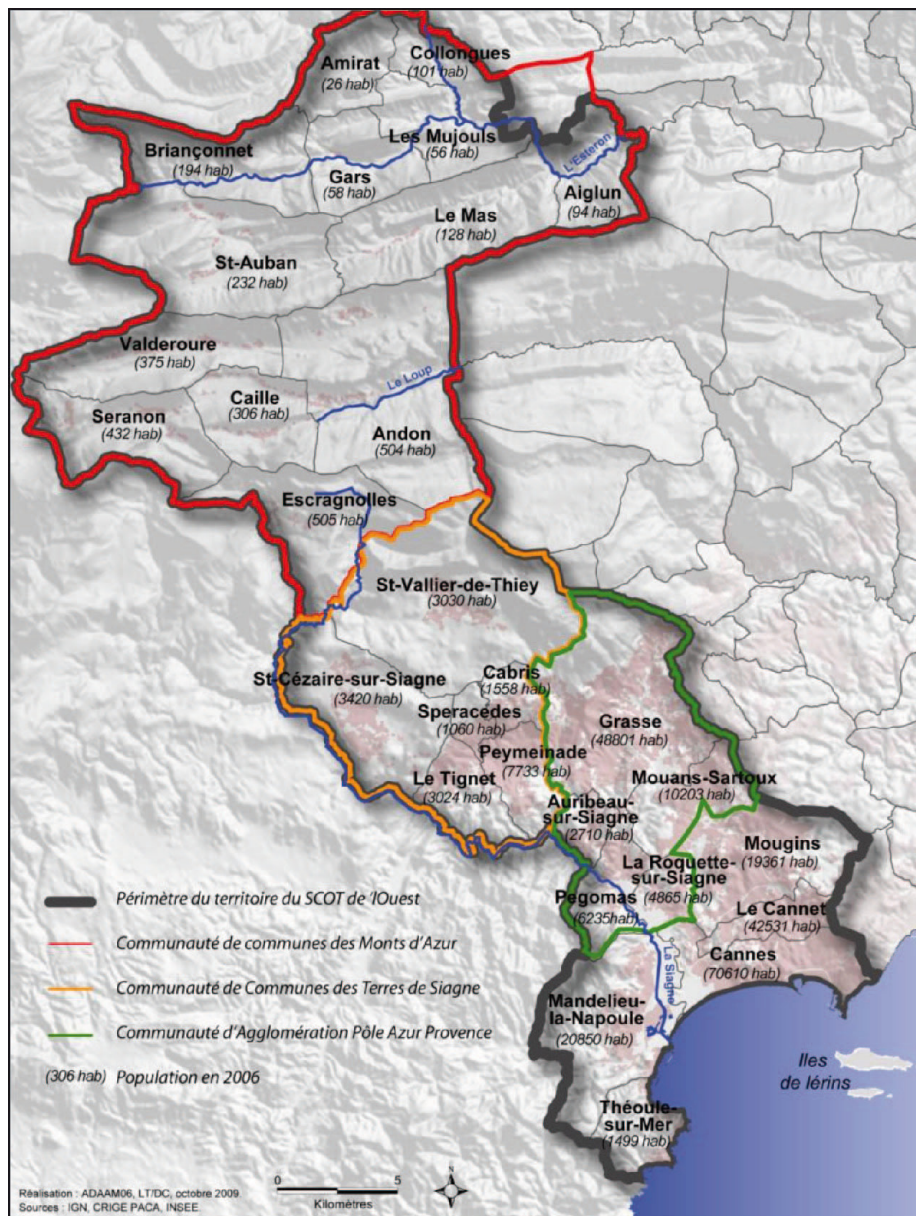


Figure 18 : Organisation territoriale et périmètre du SCOT'OUEST.

Les paragraphes suivant visent à dresser les cadres géologiques et structuraux de notre zone d'étude dans le contexte de l'orogénèse Alpine. L'excellente connaissance de l'histoire géologique, tectonique et géomorphologique de la région étudiée est en effet primordiale dans l'étude des processus gravitaires afin de pouvoir correctement appréhender et discuter les facteurs contrôlant l'occurrence de ces mouvements.

2.3.2. Contexte géologique

2.3.2.1. La Chaîne Alpine

Les Alpes correspondent à une grande structure orogénique qui s'étend sur près de 1200 kilomètres depuis le littoral Méditerranéen jusqu'aux portes de Vienne (Autriche), en dessinant un arc à convexité Ouest. La chaîne forme ainsi un enroulement autour de la plaine du Pô donnant une orientation globale N-S dans sa partie occidentale et une orientation globale E-W dans sa partie orientale (Figure 15). La chaîne alpine, se prolongeant au Sud-est par les Apennins et à l'Est par les Carpates, peut être subdivisée en trois ensembles distincts : les Alpes Occidentales, de la Méditerranée au massif du Mont-Blanc, les Alpes Centrales, du massif du Mont-Blanc au col du Brenner, et les Alpes orientales, du col du Brenner à Vienne (Figure 19).

D'un point de vue géodynamique, la chaîne alpine résulte de la collision, au début du Tertiaire, entre deux lithosphères continentales, correspondant à la plaque Eurasiatique et au bloc Apulien désolidarisé du promontoire africain. Au Crétacé supérieur, la convergence de ces deux plaques a entraîné la fermeture par subduction de la Téthys alpine (ou océan Téthys-Ligure) (Olivet, 1978) conduisant à la mise en place d'un prisme de collision (e.g. Schwartz, 2002 ; Figure 20). Il en résulte actuellement un édifice large de 200 à 500 km, d'échelle crustale, de nappes et d'écailles déformées chevauchant l'avant-pays européen à l'Ouest et lui-même chevauché à l'Est par le domaine Austro-Alpin.

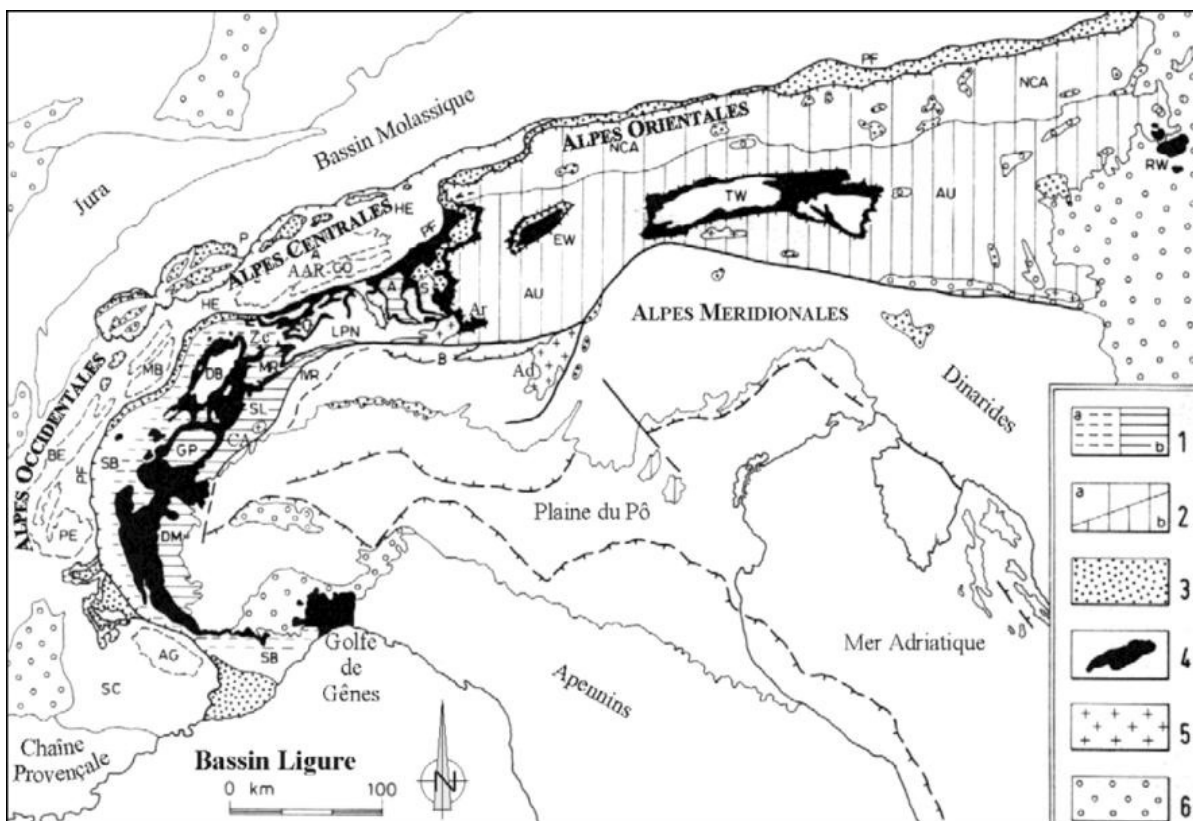


Figure 19 : Carte tectono-métamorphique et sédimentaire de la chaîne alpine mettant en évidence la répartition des domaines alpins : Alpes orientales, centrales, méridionales, occidentales (d'après Polino et al., 1990).

Description de la Figure 19 : 1- métamorphisme (a-schiste bleu ; b-éclogitique) des unités continentales des Alpes occidentales et centrales ; 2- métamorphisme (a-schiste vert à b-faciès amphibolitique) des unités orientales austro-alpines ; 3- flysch crétacé éocène ; 4- unités ophiolitiques ; 5- plutons oligocènes le long de la ligne de Canavese ; 6- bassins oligo-miocènes. **A** : nappe de l'Adula ; **Ad** : massif de l'Adamello ; **AU** : nappes Austro-alpines orientales de socle et de couverture ; **EW/RW/TW** : fenêtres de l'Engadine, Rechniz et des Tauern ; **CA** : zone de Canavese ; **AAR-GO/ /MB/BE/AG** : massifs cristallins externes de l'Aar-Gothard, du Mont Blanc, de Belledonne et de l'Argentera ; **HE** : couvertures Ultra-Helvétiques, Helvétiques et Dauphinoises ; **HF** : flysch à Helminthoïdes ; **LPN** : nappes simplio-tessinoises inférieures ; **NCA** : Alpes calcaires septentrionales ; **P** : Préalpes ; **PA/GL/MA/PI/AN** : unités ophiolitiques ; **UP/TN/SU/MR/GP/DM** : unités penniques supérieures, Tauern, Suretta, Mont Rose, Grand Paradis, Dora Maira ; **Ze** : ophiolites de Zermatt-Saas ; **Ar** : péridotites d'Arami ; **SA** : Sud alpin ; **TA/SB/PN** : unités penniques moyennes de Tambo, Grand St Bernard/Briançonnais et Pinerolese ; **SL** : zone de Sezia-Lanzo ; **VA** : flysch et ophiolites de l'unité valaisanne ; **PF** : front pennique.

Classiquement on distingue trois unités superposées d'Ouest en Est (Figure 20) :

- les unités européennes, correspondant aux zones dauphinoise et briançonnaise qui représentent la partie très amincie de la marge passive, avec une série mésozoïque reposant sur un socle continental (en bas de la pile, à l'Ouest). On peut noter que le briançonnais le plus interne affleure au cœur des fenêtres perçant la nappe des schistes lustrés (domaine piémontais), ces massifs sont connus sous le nom de massifs cristallins internes (Figure 20, Mt Rose, Grand Paradis, Dora Maïra). On parle également de domaines penniques;
- les unités d'origine océanique, correspondant à la zone piémontaise et ligure qui représentent l'océan Téthys-Ligure (ophiolites et sédiments océaniques). ;
- les unités apulo-africaines, correspondant au domaine Sud alpin (ou austro-alpin), uniquement préservé dans la nappe de la Dent Blanche et dans le domaine d'Ivrée (en haut de la pile, à l'Est). On y trouve un socle polymétamorphique en partie préservé du métamorphisme de haute pression.

De ces 3 unités continentales et océaniques se distinguent, pour les Alpes centrales à occidentales, deux ensembles séparés par la suture majeure du chevauchement pennique frontal (Figure 20 et Figure 21 ; Argand, 1916 ; Tricart, 1984 ; Polino et al., 1990) :

- un domaine interne : il correspond à des domaines paléogéographiques océaniques et continentaux, caractérisés par un métamorphisme intense et une déformation pénétrative. Il inclut le domaine briançonnais, le domaine piémontais - ligure ainsi que le domaine Sud alpin (Jolivet, 1995) ;
- un domaine externe : il se compose du domaine dauphinois dans les Alpes franco-italiennes et du domaine helvétique dans les Alpes suisses et représente la plateforme et le domaine peu aminci de la marge passive. Une série mésozoïque épaisse (chaînes subalpines) repose sur un socle métamorphique comparable à celui

du Massif Central et qui affleure au niveau des massifs cristallins externes (Aar-Gothard, Aiguilles rouges, Mt Blanc, Belledonne, Pelvoux et Argentera-Mercantour, Figure 20). On ajoute à ces deux ensembles les deux nappes de flyschs, affleurant dans l'Embrunnais-Ubaye et dans les Alpes Maritimes (Figure 20). Limitées à l'Est par le front Briançonnais et charriées sur les zones externes dauphinoises, ces nappes sont d'âge Crétacé supérieur et montrent des lambeaux tectoniques d'origine briançonnaise et océanique (Jolivet, 1995).

La zone étudiée au cours ce projet de thèse se situe dans le domaine externe des Alpes Sud occidentales.

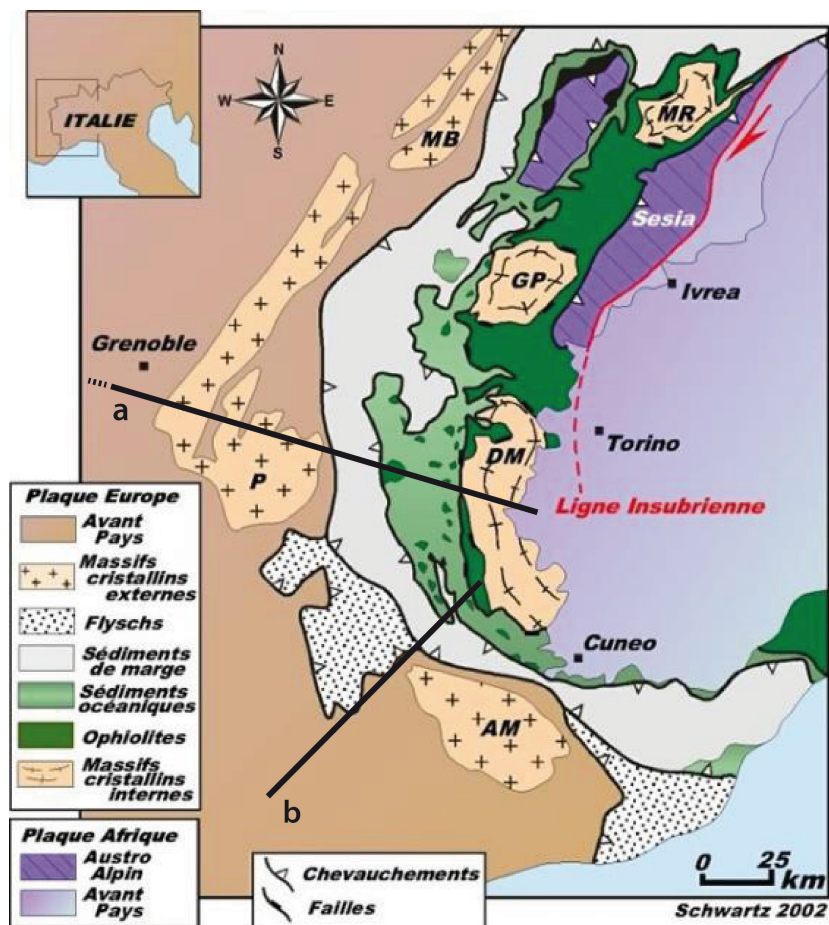


Figure 20 : Carte structurale simplifiée des Alpes occidentales d'après Schwartz, 2002.

Description de la Figure 20 : AM : massif de l'Argentera ; MB : massif du Mont Blanc ; DM : massif de Dora Maira ; GP : massif du Grand Paradis ; MR : massif du Mont Rose.

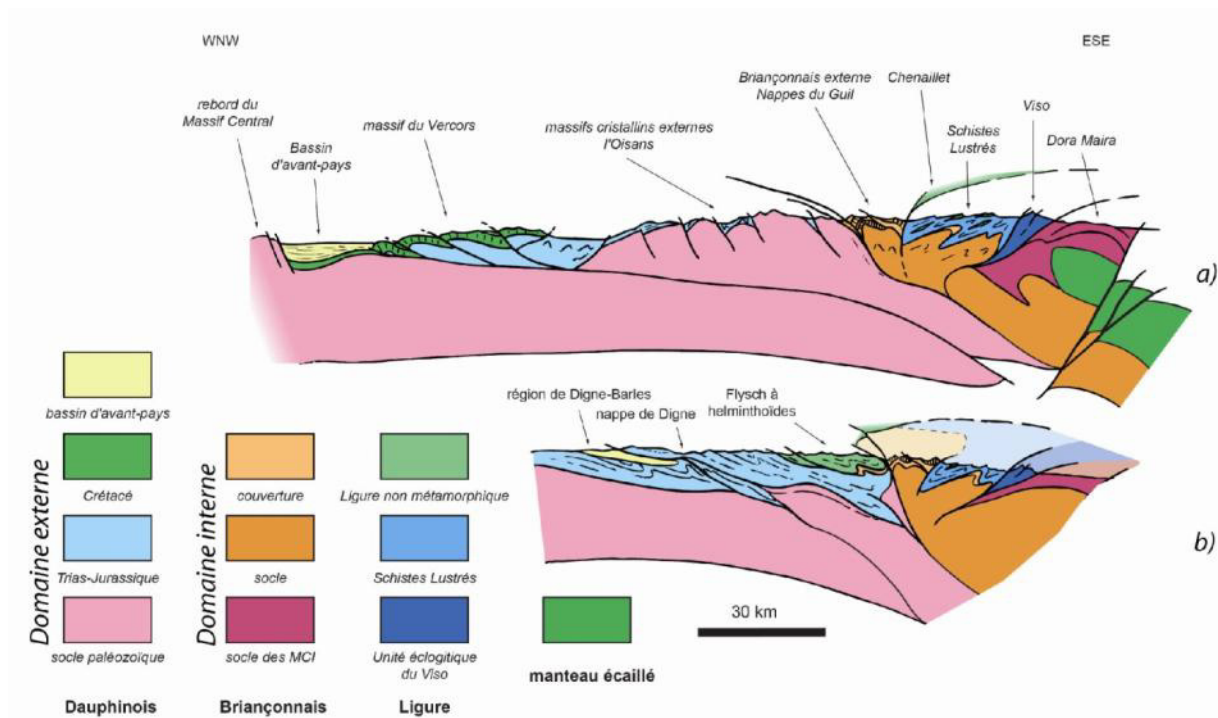


Figure 21 : Coupes d'échelle crustale au travers de l'arc alpin, voir localisation des tracés Figure 20 (d'après Lallemand et al., 2005).

2.3.2.2. Les Alpes Sud occidentales

Dans cette partie, nous présentons une synthèse de cadre géologique et structural des Alpes Sud occidentales. Une bibliographie exhaustive peut néanmoins être consultable dans les travaux récents de :

- [Sanchez, 2010](#) en ce qui concerne les modalités d'exhumation du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour et son rôle dans les déformations miocènes des chaînes subalpines,
- [Schreiber, 2010](#) concernant les champs de déformations du Crétacé à l'actuel dans les Alpes du Sud et en particulier dans l'arc de Nice,
- [Sonnette, 2012](#) concernant l'étude de l'origine des courbures des arcs de Nice et Castellane à partir de données structurales et paléomagnétiques.

1.2.3.2.2. Descriptions géologiques et structurales

Les Alpes Sud occidentales constituent la partie la plus méridionale de la chaîne alpine. Elles se localisent géographiquement dans la zone externe ou dauphinoise et incluent les Massifs Cristallins Externes du Pelvoux et de l'Argentera-Mercantour sur lesquels repose, aux extrémités Sud et Ouest, une couverture sédimentaire autochtone à parautochtone d'âge Phanérozoïque constituant les chaînes subalpines méridionales (Figure 22).

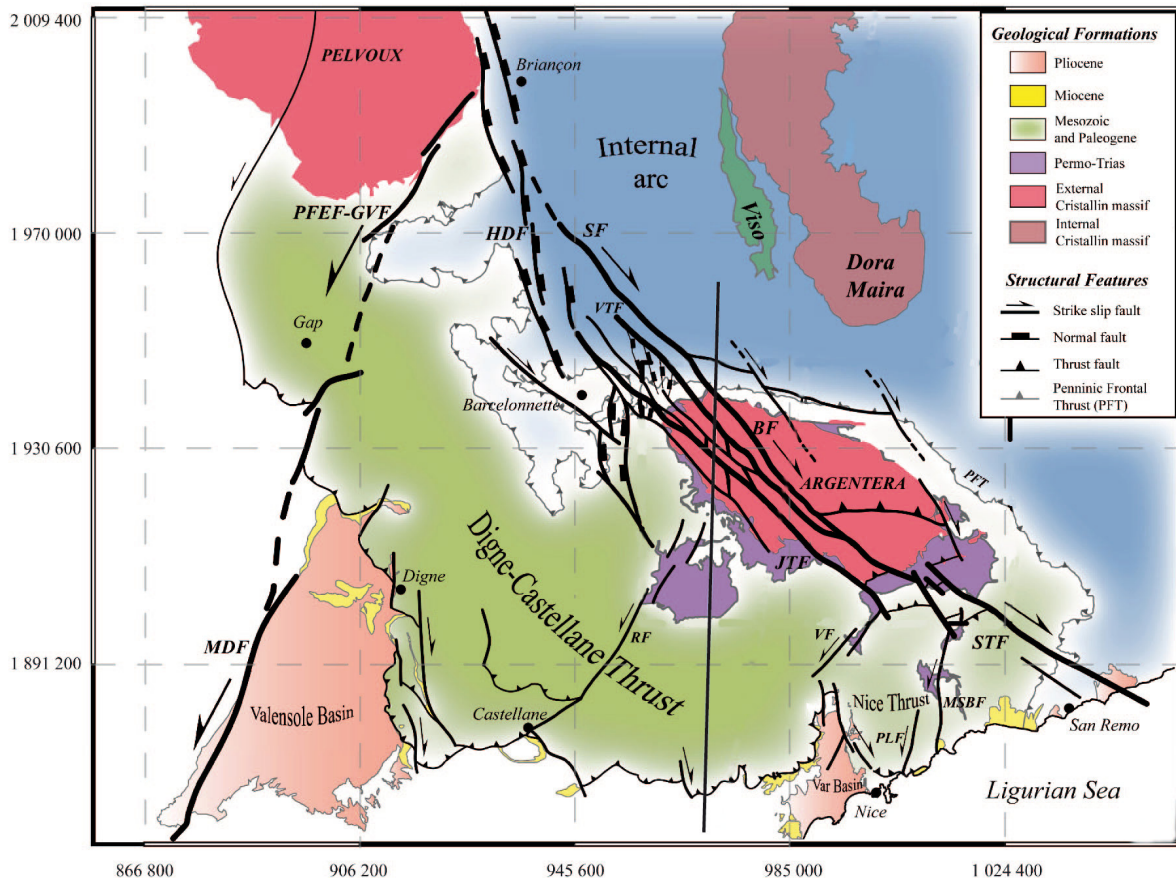


Figure 22 : Carte structurale des Alpes Sud occidentales (Sanchez, 2010) et des systèmes de failles récentes (en gras, activité Holocène proposée, Sanchez et al., 2010).

Description de la Figure 22 : La ligne noire correspond au tracé de la coupe exposée Figure 23. **BF** : Bersézio fault ; **DCFT** : Digne-Castellane Front Thrust ; **GVF-PFEF** : Grand Vallon-Pont du Fossé-Eychauda fault ; **HDF** : High Durance fault ; **JTF** : Jausier-Tinée fault ; **MDF** : Middle Durance fault ; **MSBF** : Monaco-Sospel-Breil fault ; **NT** : Nice Thrust ; **PFT** : Peninic Frontal Thrust ; **PLF** : Peille-Laghet fault ; **RF** : Rouaine fault ; **SF** : Serenne fault ; **STF** : Saorge-Taggia ault ; **VF** : Vésubie fault ; **VTF** : Valletta fault.

Les massifs du Pelvoux et de l'Argentera (Figure 22) sont la partie exhumée du socle Varisque européen à l'arrière de la zone externe. Ce sont des fragments de la chaîne hercynienne (von Raumer, 1984 ; von Raumer et al., 1993) ceinturés par un tégument permo-triasique. Le massif de l'Argentera est traversé par des zones de cisaillement ductile N140 dextres qui se ramifient en branches E-O chevauchantes vers le Sud (Corsini et al., 2004 ; Tricart et al., 2004). Elles livrent les conditions et l'âge du métamorphisme dans le domaine schiste vert de 34 à 20 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur phengites, Corsini et al., 2004 ; Sanchez et al., 2011a) en relation avec (1) le sous-charriage de la croûte Européenne sous les unités métamorphiques des zones internes à 34 Ma puis (2) l'initiation du poinçonnement N-S du Corps d'Ivrée associé aux mouvements rotationnels affectant le pourtour de l'arc alpin depuis 26 Ma (Sanchez, 2010). Au Miocène, ces zones de cisaillement participent à l'exhumation du massif entre 12 et 3 Ma (traces de fission sur apatites ; Bogdanoff et al., 2000 ; Bigot-Cormier et al., 2000 ; Bigot-Cormier et al., 2006 ; Sanchez et al., 2011b) qui

s'effectue suivant un mécanisme de substitution de socle (Sanchez, 2010). Elles accommodent un raccourcissement N-S par des mouvements transtensionnels dans la nappe de l'Embrunnais-Ubaye et des mouvements transpressifs au sein du massif de l'Argentera (Sanchez et al., 2010 et 2011b).

Au Sud et Sud-ouest du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour, les arcs de Nice et Castellane forment les chaînes subalpines les plus méridionales de l'orogène alpin (Figure 22). Tous deux s'arrêtent au Sud, respectivement au sommet de la marge Ligure (Sage et al., 2011) et sur le tégument provençal du massif hercynien des Maures-Tanneron.

Ces chaînes sont constituées de séries sédimentaires mésozoïques et cénozoïques (à lithologies principalement calcaires) plissées et chevauchantes, formant un empilement d'écaillés tectoniques (Figure 23 ; Goguel, 1936). Leur mise en place, qui débute au Crétacé supérieur, est contrôlée par un raccourcissement subméridien attribué à la phase Pyrénéo-Provençale, contemporaine de l'initiation de la subduction de la Téthys alpine. Puis, au cours du Miocène, l'essentiel de leur structuration est ensuite fortement contrôlé par l'exhumation du massif de l'Argentera-Mercantour. La pente imposée par cette exhumation permet à la couverture de se décoller du socle cristallin et de son tégument à la faveur d'un niveau stratigraphique particulier du Trias supérieur : le Keuper (Goguel, 1936).

Cet étage stratigraphique du Keuper, composé de gypses, d'argiles, de marnes, et de dolomies, a donc joué un rôle clé dans la genèse des chaînes subalpines, lui valant les noms de « niveau savon », « niveau de décollement » ou encore « semelle de chevauchement ». En effet, la haute plasticité et les faibles propriétés mécaniques des lithologies qui le composent ont conduit à localiser une grande partie de la déformation dans ce niveau.

La couverture glisse ainsi de manière gravitaire vers le Sud (Gidon et al., 1971 ; Gigot et al., 1974 ; Tapoul, 1977 ; Sanchez, 2010 ; Giannerini et al., 2011) et se raccourcit dans la direction Nord-sud. L'analyse de traces de fissions sur apatites indique que le découplage socle/couverture s'arrête vers 7-8 Ma (Sanchez et al., 2011b) tandis que, de façon concordante, les chevauchements frontaux de l'arc de Castellane reposent localement sur des formations miocènes datées du Tortonien (Ginsburg, 1960 ; Irr, 1984). Une ultime phase de soulèvement régional s'opère au Quaternaire. Les terrasses marines sont soulevées de quelques dizaines de mètres (Dubar, 1987) et les rivières se sont fortement encaissées (gorges du Var, du Loup). Les estimations de soulèvement post-miocène sont d'environ 280m pour la branche méridionale de l'arc de Castellane (Clauzon, 1996a et 1996b ; Schroetter, 1997).

Ainsi, dans cette partie externe de la chaîne alpine, les prémices de la convergence Afrique-Eurasie, se font ressentir dès le Crétacé supérieur et s'intensifient de l'Eocène supérieur à l'Oligocène pour atteindre leur paroxysme au Mio-Pliocène avec la mise en place des arcs de Nice et de Castellane après l'ouverture de la mer Ligure. L'évolution tectonique et dynamique de la région étudiée est synthétisée dans la figure 24.

Nous verrons plus spécifiquement ci-dessous (Section 2.3.2.3) les caractéristiques géologiques et structurales de la branche méridionale de l'arc de Castellane, qui constitue donc notre zone d'étude.

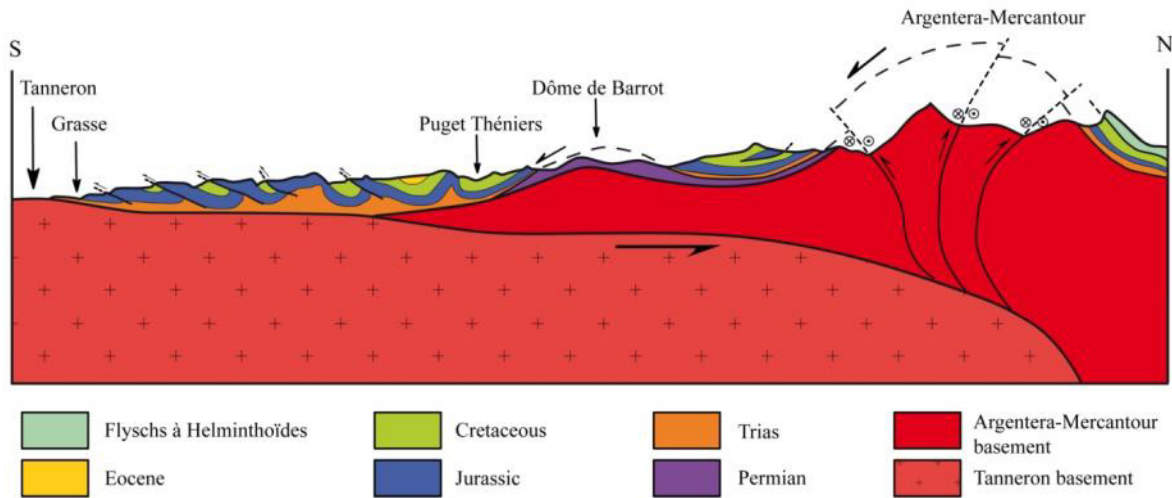


Figure 23 : Coupe Nord-sud simplifiée à travers les Alpes Sud occidentales (Sanchez, 2010, modifié d'après Laurent, 1998), voir localisation Figure 22.

période	série	étage	BASSIN du SE et PROVENCE	Structures Tectoniques	ALPES OCCIDENTALES zones Internes	ALPES OCCIDENTALES zones Externes	Structures Tectoniques	Marge Ligurienne	Structures Tectoniques	Méditerranée Occidentales																																																								
											0 Ma	Supérieur	0.126 Ma	Ionien	0.781 Ma	Calabrien	1.806 Ma	Gelasien	2.588 Ma	Piacenzien	3.600 Ma	Zancléen	5.332 Ma	Messinien	7.246 Ma	Tortonien	11.608 Ma	Serravallien	13.82 Ma	Langhien	15.97 Ma	Burdigalien	20.43 Ma	Aquitainien	23.03 Ma	Chatinien	28.4 Ma	Rupélien	33.9 Ma	Priabonien	37.2 Ma	Bartonien	40.4 Ma	Lutétien	48.6 Ma	Yprésien	55.8 Ma	Thanétien	58.7 Ma	Sélandien	61.1 Ma	Danien	65.5 Ma	Maastrichtien	70.6 Ma	Campanien	83.5 Ma	Santonien	85.8 Ma	Coniacien	88.6 Ma	Turonien	93.6 Ma	Cénomarien	99.6 Ma	Albien
QUATÉNAIRE	Holocène	0 Ma						inversion marge ligurienne		océanisation vers le Sud-Est																																																								
		Supérieur	raccourcissement NNE-SSW dans les couvertures sédimentaires de Provence		Exhumation des zones Internes	raccourcissement subméridien dans les couvertures des Alpes du Sud	plis E-W, P2 décrochements conjugués N140° dextres N20° senestres dans les zones Externes			ouverture des bassins arrière arc																																																								
		Ionien								bassin de Vavilov																																																								
PLÉISTOCÈNE	Calabrien	0.781 Ma								bassin de Massili																																																								
		Gelasien								Tyrrenienne																																																								
NEOGENE	Pliocène	2.588 Ma																																																																
		Zancléen																																																																
		Messinien																																																																
MIOCÈNE	Tortonien	11.608 Ma																																																																
		Serravallien																																																																
		Langhien																																																																
PALEOGENE	Eocène	15.97 Ma																																																																
		Burdigalien																																																																
		Aquitainien																																																																
Oligocène	Chatinien	23.03 Ma																																																																
		Rupélien																																																																
		Priabonien																																																																
Eocène	Bartonien	37.2 Ma																																																																
		Lutétien																																																																
		Yprésien																																																																
PALÉOÈNE	Thanétien	55.8 Ma																																																																
		Sélandien																																																																
		Danien																																																																
CRETACE	Supérieur	65.5 Ma																																																																
		Maastrichtien																																																																
		Campanien																																																																
Inférieur	Santonien	83.5 Ma																																																																
		Coniacien																																																																
		Turonien																																																																
Cénomarien	Albien	93.6 Ma																																																																
		Aptien																																																																
		Barrémien																																																																
Hauterivien	Valanginien	130.0 Ma																																																																
		Valanginien																																																																
		Berriasien																																																																

Figure 24 : Synthèse des phases de déformation qui affectent les grands systèmes géologiques des Alpes Sud occidentales depuis le Crétacé supérieur, d'après Schreiber, 2010.

2.2.3.2.2. Sismicité et tectonique active ou récente

Comme nous avons pu le voir dans les parties précédentes, les relations entre la sismicité et le déclenchement des grands mouvements de versants sont aujourd'hui plus formellement établies (McCalpin and Hart, 2003 ; Jibson et al., 2006). Il est donc important d'établir le cadre sismo-tectonique de la région étudiée. Globalement, il est admis que les déclenchements de grands mouvements de versants observés au cours de ruptures sismiques majeures ($M_w > 7.5$) sont restreints dans un cercle de 100 km de rayon autour de l'épicentre (Keefer, 1994 ; Tibaldi et al., 1995 ; Jibson et al., 2004 ; Jibson et al., 2006). Nous considérerons donc cette échelle pour la synthèse suivante.

Les Alpes Sud occidentales correspondent à un domaine intraplaque actif considéré aujourd'hui comme une zone à sismicité faible à modérée (Béthoux, 1992 ; Larroque, 2009). Toutefois, l'occurrence de nombreux séismes destructeurs dont les intensités épicentrales ont pu atteindre IX sur l'échelle MSK et dont les magnitudes estimées par l'étude de la sismicité historique peuvent aller jusqu'à 6 (Ex séisme de Lambesc, 1909 ou séisme Ligure, 1887) montre que l'ensemble de la chaîne occidentale est soumise à une sismicité potentiellement destructrice (Thouvenot et al., 1990). En particulier certaines zones sont sujettes à une sismicité plus importante, comme la Provence, le Briançonnais et la région Niçoise (Figure 25, Béthoux, 1992 ; Baroux et al., 2001 ; Larroque et al., 2001).

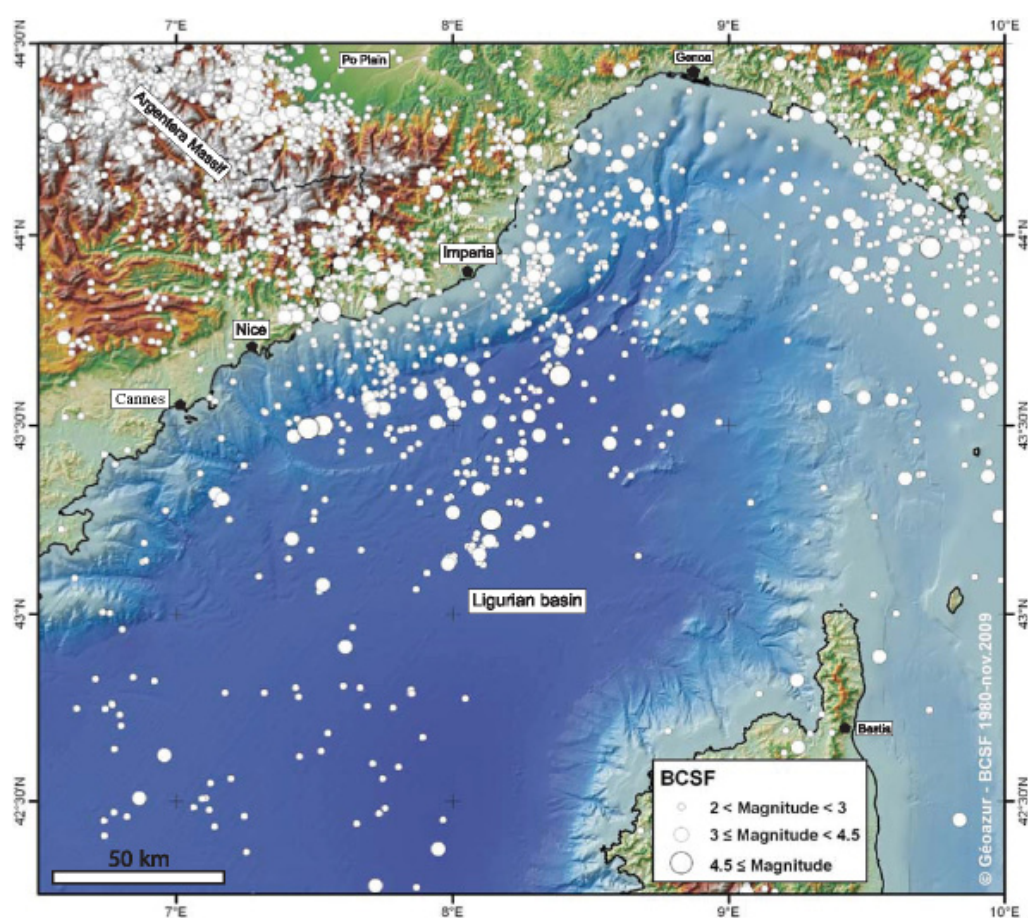


Figure 25 : Carte de la sismicité instrumentale de la jonction entre les Alpes Sud occidentales et le bassin Ligure, enregistrée entre 1980 et janvier 2010 (catalogue du Bureau Central Sismologique Français, www.franceseisme.fr), d'après Larroque et al., 2012.

En effet, localement sur le pourtour de la région Niçoise et à proximité de notre secteur d'étude, plusieurs travaux récents ont pu mettre en évidence l'existence de failles tectoniques récentes (activité Plio-Quaternaire) voir de failles « actives », c'est-à-dire dont l'activité Holocène est admise et qui génèrent de la micro sismicité. Dans un rayon d'environ 100 km autour de notre secteur d'étude, on recense principalement les systèmes de failles suivants (reportés sur la Figure 26) :

- le système de failles actives N140° de l'Argentera-Bersezio, caractérisé par un jeu décrochant-transtensif dextre, (Larroque, 2009 ; Sanchez, 2010 ; et Sanchez et al., 2010). Ces failles présentent des rejets horizontaux pluri-decamétriques qui recoupent des crêtes et des morphologies glaciaires datées du Oldest Dryas (Sanchez et al., 2010 ; Darnault et al., 2012). Connectées au système de Josier, elles sont à l'origine de micro sismicité (Jenatton et al., 2007). En outre des datations directes des offset apparents des plans de failles par le biais des cosmonucléides produit in-situ suggèrent des ruptures sismogéniques d'âges holocènes (11 et 7-8 ka ; Sanchez et al., 2010) ;
- la faille active N20° de Blausasc (interprétée comme la partie cachée du système de Peille-Laghet, Courboux et al., 2007), caractérisée par un jeu décrochant-transpressif sénestre et à l'origine de plusieurs crises micro sismiques (Courboux et al., 2003 et 2007) ;
- le système de failles décrochantes récentes N20° de Donaréo et N150° de St Blaise-Aspremont, à jeu respectif sénestre et dextre (Larroque et al., 2011 et Baue et al., 2012). Ces failles affectent les conglomérats plio-quaternaires qui remplissent le riu du Var (Campredon, 1977). Leur mise en place est donc Quaternaire mais aucune évidence d'activité Holocène n'a pu être décelée ;
- le système de failles actives Nord Ligure ainsi que la faille Marcel. Ces failles à jeu inverse sont localisées au pied au de la marge Ligure au Sud de Nice (Larroque et al., 2009 et 2012). Il semblerait que ces systèmes de failles soient à l'origine du séisme historique de Ligure de 1887 ($M_w = 6.3-7.5$; Larroque et al., 2012) et de l'occurrence ces dix dernières années de plusieurs centaines de micro-séismes compatibles avec un jeu chevauchant (Larroque et al., 2009).

Selon ces auteurs, l'ensemble de ces déformations serait compatible avec une dynamique de raccourcissement actuelle globalement Nord-sud dans Alpes Sud occidentales (Courboux

et al., 2007 ; Sanchez et al., 2010 ; Bauve et al., 2012), et ce façon cohérente avec l'évolution tectonique de la région depuis le Miocène (Figure 24). Au regard de la longueur des segments de failles potentiellement activables et des champs de contraintes de la région (Calais et al., 2000), des séismes de magnitude pouvant aller jusqu'à ~ 6 peuvent être envisageables bien qu'avec une probabilité plutôt faible (Béthoux et al., 2008 ; Courboulex et al., 2007 ; Larroque et al., 2011). En revanche l'occurrence de séismes forts à très forts (M>7) semble exclue dans le département des Alpes Maritimes du fait de la faible épaisseur sismogène caractérisant le contexte intraplaque de la jonction Alpes-Ligure (Larroque, 2009).

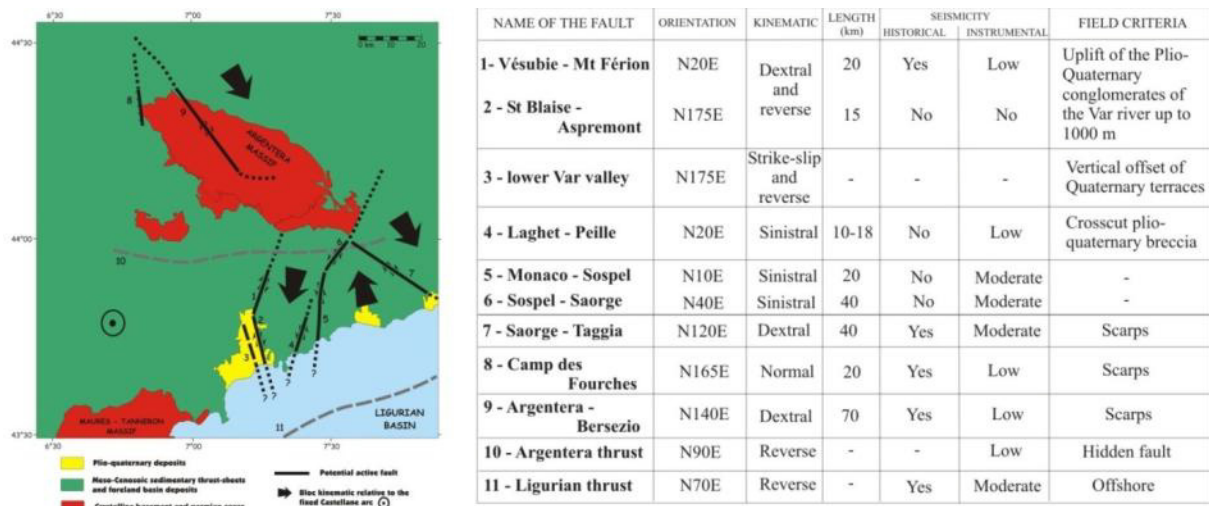


Figure 26 : Carte structurale des failles potentiellement actives à la jonction Alpes – Bassin Ligure et synthèse de leurs caractéristiques (d'après Larroque, 2009). Les flèches indiquent la cinématique, par rapport à un point supposé fixe dans l'arc de Castellane, de blocs limités par ces grandes zones de déformation.

Concernant plus particulièrement le domaine de l'arc de Castellane, et notamment sa partie méridionale, aucune trace de faille active ou récente (Pléistocène ou Holocène) n'a encore jamais été observée malgré les nombreuses analyses géo-structurales et les campagnes de terrains effectuées ces 40 dernières années dans ces secteurs (Figure 26 ; Tapoul, 1977 ; Spini, 1978 ; Giannerini, 1978 ; Franco, 1982 ; Ritz, 1991 ; Chabert-Peline, 1996 ; Laurent, 1998 ; Larroque et al., 2011 ; Sonnette, 2012). Nous devons néanmoins citer (i) les indices controversés de néotectoniques observés en spéléologie par Gilli et Delange (1999) et Gilli (2005) qui reportent des décalages et des cisaillements de spéléothèmes le long de failles chevauchantes au niveau de Saint-Vallier-de-Thiery (ces décalages ne sont toutefois pas datés) et (ii) le fait que la couverture sédimentaire mézosoïque décollée du socle puisse éventuellement masquer des failles crustales récentes.

A cela s'ajoute un taux de micro sismicité faible. En effet aucun évènement de magnitude supérieur à 4 n'a été enregistré ces trente dernières années (Figure 25) et la région présente une absence de séisme historique important mis à part celui de Castellane (1855) dont l'intensité est de VIII MSK (Larroque, 2009).

Enfin les taux de déformation révélés par la géodésie sont également très faibles. A partir de positions de stations GPS permanentes disposées dans la région et en Corse, des vitesses de

raccourcissement inférieures à 0.5 mm.a^{-1} ont pu être évaluées entre le plateau de Calern et Ajaccio (Ferhat et al., 1998 ; Larroque et al, 2009). Ainsi, d'après Larroque (2009), l'occurrence d'un séisme de magnitude supérieure à 5 semble pouvoir être exclue aujourd'hui dans la partie méridionale des chaînes subalpines à l'Ouest du fleuve du Var. Considérant l'échelle temporelle de l'Holocène, l'occurrence d'un fort séisme passé ($M > 6$) semble également très peu probable dans cette région (absence de marqueur). On ne peut toutefois pas totalement écarter cette hypothèse.

2.3.2.3. La branche méridionale de l'arc de Castellane

Nous avons tout particulièrement focalisé nos recherches sur la branche méridionale de l'arc de Castellane. La partie ci-dessous présente donc les caractéristiques géo-structurales détaillées de ce secteur.

1.2.3.2.3. Descriptions géologiques et structurales

L'arc de Castellane est constitué par l'empilement d'unités de couverture Méso-Cénozoïque (séries sédimentaires dominées par des lithologies calcaires), découplées du socle cristallin (plus rigoureusement du tégument permien) à la faveur de surfaces de décollement dans les niveaux du Trias moyen (Lettenkohle) et surtout du Trias supérieur (Keuper) (Goguel, 1936 ; Fallot et Faure-Muret, 1949 ; Ginsburg, 1959 ; Graham, 1981). L'arc s'est mis en place à partir du Crétacé en réponse à l'indentation de la plaque Adriatique contre la plaque Eurasie. L'essentiel de la structure qu'on lui connaît aujourd'hui s'est développé du Miocène moyen au Miocène supérieur (Figure 24) à la faveur d'une tectonique de raccourcissement vers le Sud.

Cet arc, constitué par une branche occidentale Nord-sud et par une branche méridionale globalement Est-ouest (Figure 27), s'étend de la ville de Digne jusqu'à l'Ouest de la basse vallée du Var (Goguel, 1936). On distingue dans la branche méridionale deux grands domaines structuraux (Laurent, 1998 ; Sonnette, 2012) :

- au Nord, le domaine des plis avec les larges synclinaux à cœur Crétacé supérieur ou Paléogène ;
- au Sud, le domaine des écailles, qui est constitué de nombreux chevauchements Est-ouest à vergence Sud (Figure 28).

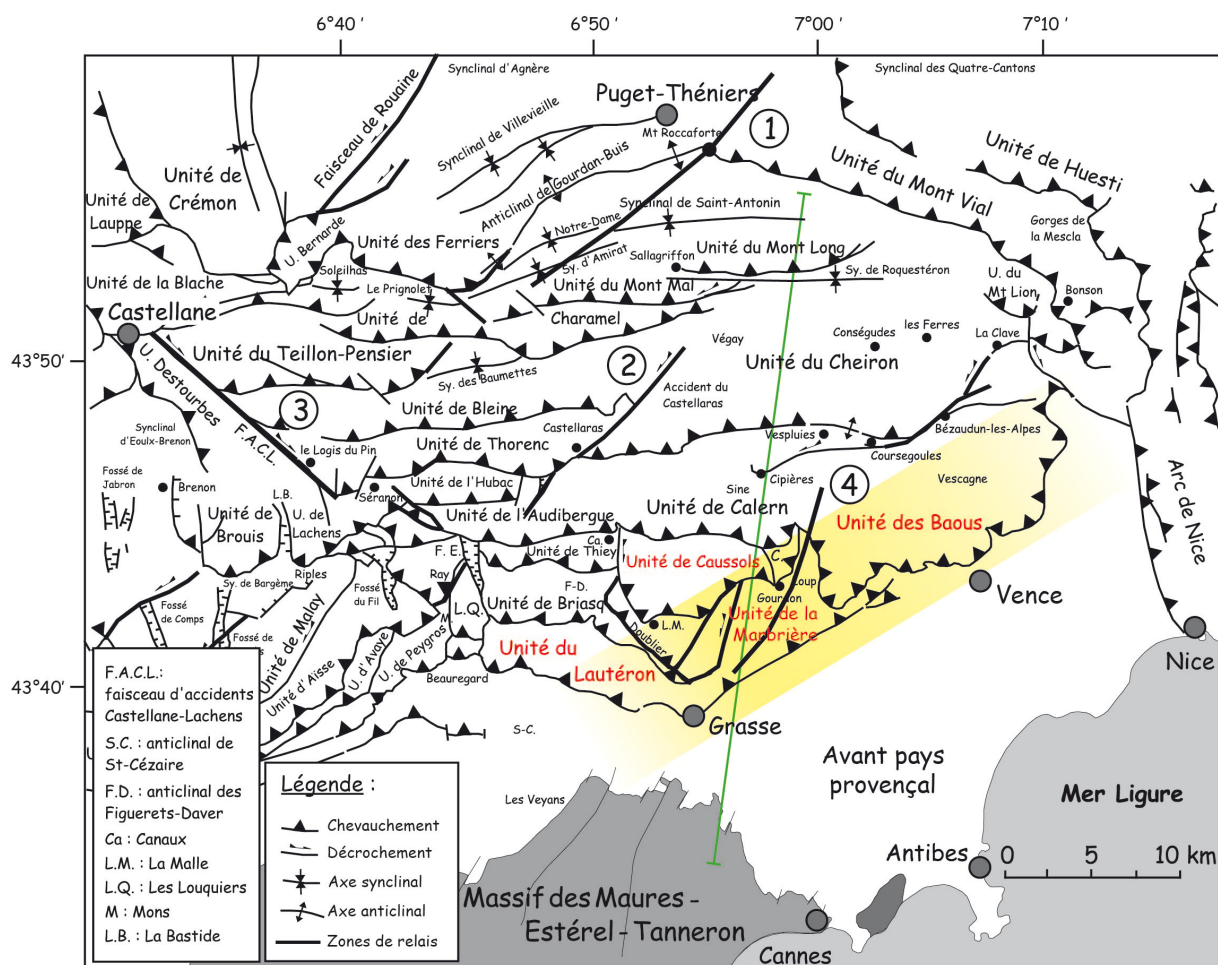


Figure 27 : Carte structurale représentant les structures majeures de l'arc de Castellane (modifiée d'après Laurent et al., 2000). En jaune la localisation du secteur étudié dans ce manuscrit, correspondant au front de chevauchement méridional, et en vert le tracé de la coupe illustrée Figure 28.

D'un point de vue géologique, les secteurs étudiés au cours de ce travail de thèse correspondent à une bande d'environ 5 à 10 km de largeur, à cheval entre le premier front de chevauchement au Sud de la branche méridionale de l'arc et le domaine provençal autochtone (ou « avant pays ») (Figure 27). On nomme également cette zone le domaine des « Baoux » (falaises), nom patois donné en référence à la morphologie particulière de crêtes à armature calcaire (Jurassique) des chevauchements. Il s'agit donc d'un ensemble de chevauchements définissant un système d'écaillés imbriquées et légèrement redressées vers le Nord (unité du Lautéron et unité de la Marbrière pour le domaine para-autochtone, unité de Caussole et unité des Baoux pour le domaine allochtone ; Figure 28). Ces écaillés ont été mises en place progressivement du Nord jusqu'au Sud, suivant un dispositif de propagation « en séquence » de la déformation (Laurent et al., 2000 ; Sanchez, 2010) et dont la géométrie se présente en système de palier-rampe. Stricto-sensu, la limite entre le domaine provençal autochtone et le domaine subalpin est marquée à l'Ouest du Loup par le chevauchement de Calern et se prolonge à l'Est par le chevauchement des Baoux (Figure 28).

Les chevauchements frontaux sont qualifiés d'épiglyptique, c'est à dire mis en place à l'air libre et dans leur configuration quasi-actuelle.

En outre, la propagation des chevauchements vers le Sud est responsable de la mise en porte-à-faux de certaines nappes calcaires sur le sous-bassement autochtone. Ceci est à l'origine de processus gravitaires syn-tectoniques. En effet, plusieurs « lambeaux de poussés » de volumes supérieurs à la centaine de millions de m³ sont observables au niveau du pic de Courmettes, de Notre Dame des Fleurs, du Baou des Blancs et de Gattières (Tapoul, 1977). Ces olistolithes calcaires reposent directement sur les séries miocènes (marnes helvétiques au niveau du Baou des Blancs) ou bien ils sont emballés dans des brèches continentales à microcodium, vraisemblablement d'âge Tortonien, visibles essentiellement au niveau du Caire (en amont de Turrettes sur Loup).

Plusieurs zones de relais décrochants ont permis à ces écailles des avancements différentiels sur l'avant pays. Il s'agit de grands accidents verticaux N20-40° senestres et N140-160° dextres. Par exemple la faille visible en rive droite des gorges du Loup (Figure 27) et qui se situe dans le prolongement d'une famille d'accidents NNE-SSW qui affecte le socle des Maures-Tanneron. Associées à ces structures, trois grandes familles de fracturations N20-40°, N70-90° et N140-160° sont notamment présentes dans toute la partie méridionale de l'arc (Tapoul, 1977 ; Spini, 1978 ; Franco, 1982 ; Ritz, 1991 ; Laurent, 1998).

Un décollement important associé à un bourrage du Keuper est observable à la base des premières séries jurassiques du domaine (para)autochtone (unité du Lautéron, selon Laurent, 1998). La puissance du Keuper est quasiment doublée et dépasse les 200m à l'Ouest du Loup: au niveau de Bar-sur-Loup, Magagnosc, Grasse (versant de la Marbrière) Cabris et le Tignet. Ce bourrage est notamment à l'origine d'un redressement des séries calcaires vers le Nord et d'un décalage vertical continu d'environ 150m entre le contact Jurassique/Trias de l'unité « para-autochtone » du Lautéron (Cabris, Grasse, Magagnosc) et le même contact plus au Sud dans l'avant pays autochtone (Plan de Grasse, Opio, Chateauneuf, le Rouret ; Figure 28).

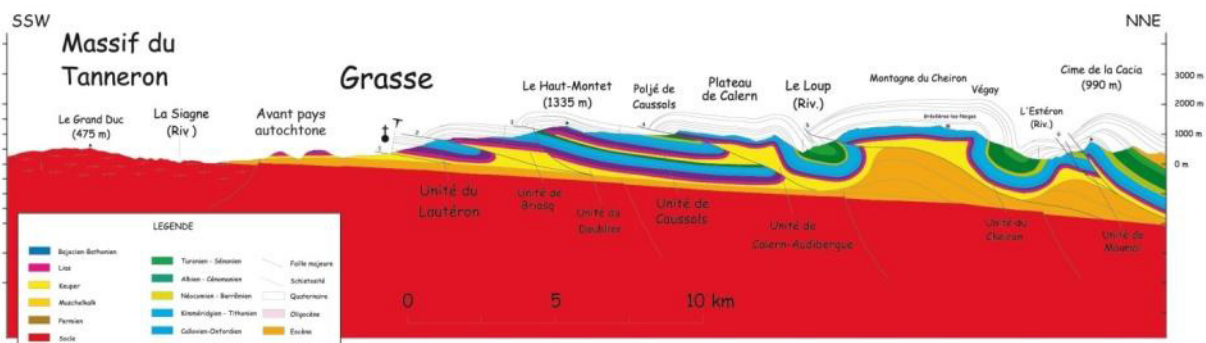


Figure 28 : Coupe équilibrée de la branche méridionale de l'arc de Castellane au niveau de Grasse (modifié d'après Laurent et al., 2000).

Si le Keuper, du fait ses lithologies visco-plastiques (évaporites et argiles) et des propriétés mécaniques très faibles qui le caractérisent, a pu jouer un rôle majeur dans le

développement des chevauchements de l'arc de Castellane, son implication n'en est pas moindre dans la stabilité actuelle des versants. En effet, qualifié entre autre de « poubelle géologique » par tous les géologues et géotechniciens du Sud-est de la France, il est à l'origine du développement de nombreux processus gravitaires tel que des glissements de terrains de volume pouvant dépasser 10^6 m^3 , des affaissements et des effondrements de cavités associés à la dissolution de gypse, des gonflements-rétractions d'argiles, etc. (Mangan et Fandel, 2010).

A plus grande échelle, la configuration particulière du front de chevauchement de l'arc de Castellane, où des séries calcaires rigides reposent sur des séries argilo-gypseuses incompetentes est particulièrement favorable à la genèse de grand mouvement de versants encore mal compris tel que les deep-seated block spread. (Varnes, 1978 ; Zerathe, 2009 ; Zerathe and Lebourg, 2012). Ce point sera plus largement développé au cours des chapitres suivant et nous verrons, à travers un article publié dans la revue Geomorphology, une analyse morpho-dynamique détaillée de ce type glissement au niveau de Grasse, dans la partie la plus méridionale de l'arc de Castellane (Zerathe and lebourg, 2012).

2.2.3.2.3. Formations litho-stratigraphiques

Cette partie nous permet de définir les différentes lithologies rencontrées sur le secteur (d'après Dardeau, 1983 et Spini, 1978) :

- Trias moyen – Muschelkalk (t2)

Représenté par des bancs calcaires dolomitiques blanchâtres et massifs d'une puissance de 20 à 60m, il constitue le niveau le plus vieux de la série Mésozoïque visible à l'affleurement dans le bassin de Grasse.

- Trias supérieur – Keuper (t3)

Les formations du Keuper, non différenciées sur la carte géologique Cannes-Grasse du BRGM (couleur uniforme rosâtre), sont caractérisées en fait par une litho-stratigraphie variée, décrite de bas en haut par : des dolomies blanches intercalées avec des marnes bariolées et des argiles plastiques pouvant atteindre 50m d'épaisseur, suivies de cargneules, de grosses dolomies blanches à débits parallélépipédiques et enfin de niveaux de gypses.

La puissance de la formation atteint les 100m, mais celle-ci est très fréquemment déstructurée et largement sur-épaissie (plus de 200 m) par les déformations tectoniques alpines à l'origine de l'arc de Castellane. Un exemple s'observe à la base versant de la Marbrière où le décalage vertical homogène d'environ 150m qui existe entre le contact Jurassique / Trias du domaine provençal autochtone (Plan de Grasse, Opio, Chateauneuf, le Rouret) et le même contact dans le domaine para-autochtone de l'unité du Lautéron (Cabris, Grasse, Magagnosc et Bar-sur-Loup ; Figure 28 ; Spini, 1978 ; Laurent, 1998) traduit un important sur-épaississement du Keuper.

Dans cette zone le Keuper n'apparaît plus du tout stratifié. Les niveaux de gypses sont tectonisés et injectés à la base des grands accidents N20-40° produisant aujourd'hui de véritables linéaments d'effondrements. A cet endroit les niveaux dolomitiques stratifiés ont disparu et l'ensemble du Keuper est dominé par 200 m d'argiles remaniées et tectonisées incluant des petits blocs de dolomies. Le Keuper présente des caractéristiques similaires (fortement déstructuré) à la base des chevauchements subalpins mais son épaisseur y est plus variable, de 10 à 200 m en fonction du contexte local.

C'est dans ce niveau stratigraphique particulier que s'initie l'ensemble des grands mouvements de versants étudiés au cours de ce travail de thèse.

- Lias inférieur – Rhétien (I1)

Le Rhétien est constitué d'une base de marnes grises et de marno-calcaires jaunes en plaquettes surmontée de bancs calcaires dolomitiques plus épais à laminites et ripple-marks. Le passage est continu entre les calcaires dolomitiques et les marnes sous-jacentes (disparition de l'apport détritique). La puissance de la formation est d'environ 20m. Cette série est très souvent impliquée dans la semelle des chevauchements comme par exemple au niveau du Pic de Courmettes ([Tapoul, 1977](#)).

- Lias supérieur – Hettangien (I2)

Cet étage stratigraphique du Jurassique inférieur est représenté par des dolomies jaunes à grises se débitant en parallélépipèdes, en banc épais, bien stratifiées et intercalées de fins niveaux de marnes vertes ou jaunes dans la partie supérieure de la formation. L'ensemble présente une épaisseur d'environ 40 m. Localement l'individualisation des deux formations précédentes peut être discutée au regard des similitudes lithologiques ([Dardeau, 1983](#)). Lorsqu'elle est altérée cette série perd sa cohésion, devient très gréseuse et friable.

- Jurassique moyen – Bajocien (j1)

Il s'agit d'une série de calcaires gris clair ou roux, disposés en bancs métriques. La base de la formation, caractéristique, contient de nombreux accidents siliceux (dits cherts ou chailles) surmontés par un niveau oolitique où les débris organiques sont abondants : polypiers, lamellibranches, et bryozoaires.

La plupart des ruptures gravitaires de grande ampleur que nous avons identifiées recoupent cette série. C'est précisément sur les calcaires et sur les cherts de cette formation que nous avons appliqué la méthode de datation des cosmogéniques nucléides produits in-situ, utilisant respectivement les nucléides Chlore-36 et Béryllium-10 ([Zerathe et al., 2013](#)).

En outre le niveau à cherts et le niveau oolitique ont constitué d'excellents niveaux repères pour l'analyse des masses glissées et notamment pour la mesure des décalages verticaux produits par les ruptures gravitaires.

- Jurassique moyen – Bathonien (j2)

Le Bathonien est représenté par 50 à 60m de calcaire gris ou jaune miel, à intercalations marneuses contenant des brachiopodes, bryozoaires et débris de lamellibranches. La base de la formation consiste en une couche d'argiles et marnes réfractaires violacées et oxydées qui peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Nous ferons par la suite la distinction entre ces deux lithologies car ce niveau caractéristique et bien identifiable nous permettra également de mettre en évidence des décalages structuraux.

- Jurassique Supérieur - Callovien/Oxfordien (j3-5)

Il s'agit d'environ 20m de calcaire sonore en plaquettes, de couleur claire et à la cassure légèrement grumeleuse, contenant de très nombreux tests de petits lamellibranches.

2.3.3. Contexte géomorphologique et hydrogéologique

La branche méridionale de l'arc de Castellane correspond à une zone de moyenne montagne (préalpes) dont la géomorphologie relativement simple est fortement influencée par son histoire et son héritage géologique et tectonique.

Le paysage général se compose d'une série de plateaux karstiques d'une altitude moyenne de 1100 m (plateau de la Malle, plateau de Caussol, plateau de Calern, plateau de St Barnabé, etc.) et de ressauts calcaires étagés du Nord vers le Sud (Figure 16 ; Figure 29). Ces massifs composent les premiers reliefs au Nord de l'avant pays provençal, quant à lui relativement plat et de faible altitude (inférieure à 200 m).

Chacun des plateaux karstiques, à armature Est-ouest, correspond bien entendu à une unité chevauchante de calcaire jurassique (Figure 28). Bien que les massifs de l'arc de Castellane aient une élévation moyennes (inférieures à 2000 m), l'amplitude altitudinale y est tout de même importante, marquée par de fortes pentes et des falaises orientées suivant les grandes directions de fracturations (Figure 29). On observe, par exemple, un ressaut de 150 m à 1248 m d'altitude depuis Pont du Loup jusqu'au Pic de Courmettes (distance horizontale de 2 km).

D'un point de vue hydrogéologique, trois principaux cours d'eau façonnent également le paysage. D'Ouest en Est : la Siagne, le Loup et la Cagne. Au niveau de leurs sources, ces rivières suivent l'orientation Est-ouest des chevauchements puis leurs cours entaillent de profondes gorges à orientation Nord-sud à travers les écailles chevauchantes les plus méridionales (Figure 16 et Figure 29). L'incision de ces gorges est attribuée à deux phénomènes ayant fortement modifié le niveau de base des cours d'eau :

- l'assèchement du bassin Méditerranéen lors de la crise Messinienne il y a environ 5 millions d'années (Clauzon, 1978 ; Clauzon et al., 1996b ; Foeken et al., 2003) ;
- la réponse incisive des cours d'eau à la surrection tectonique des pré-alpes au cours du Quaternaire (Laurent et al., 2000, Bigot-cormier et al., 2000).

Ces rivières sont alimentées par le drainage des reliefs et des plateaux calcaires des chaînes subalpines méridionales au sein desquels un système karstique est très largement développé (Mangan, 1982 et 1997 ; Gilli et al., 2010). Le réseau karstique et les circulations d'eau s'organisent principalement suivant les réseaux de fracturation (détaillés ci-dessus, Section 2.3.2.3) et on observe en surface des alignements de dolines et de lapiaz dans la direction des grandes failles décrochantes héritées (Gilli, 2011).

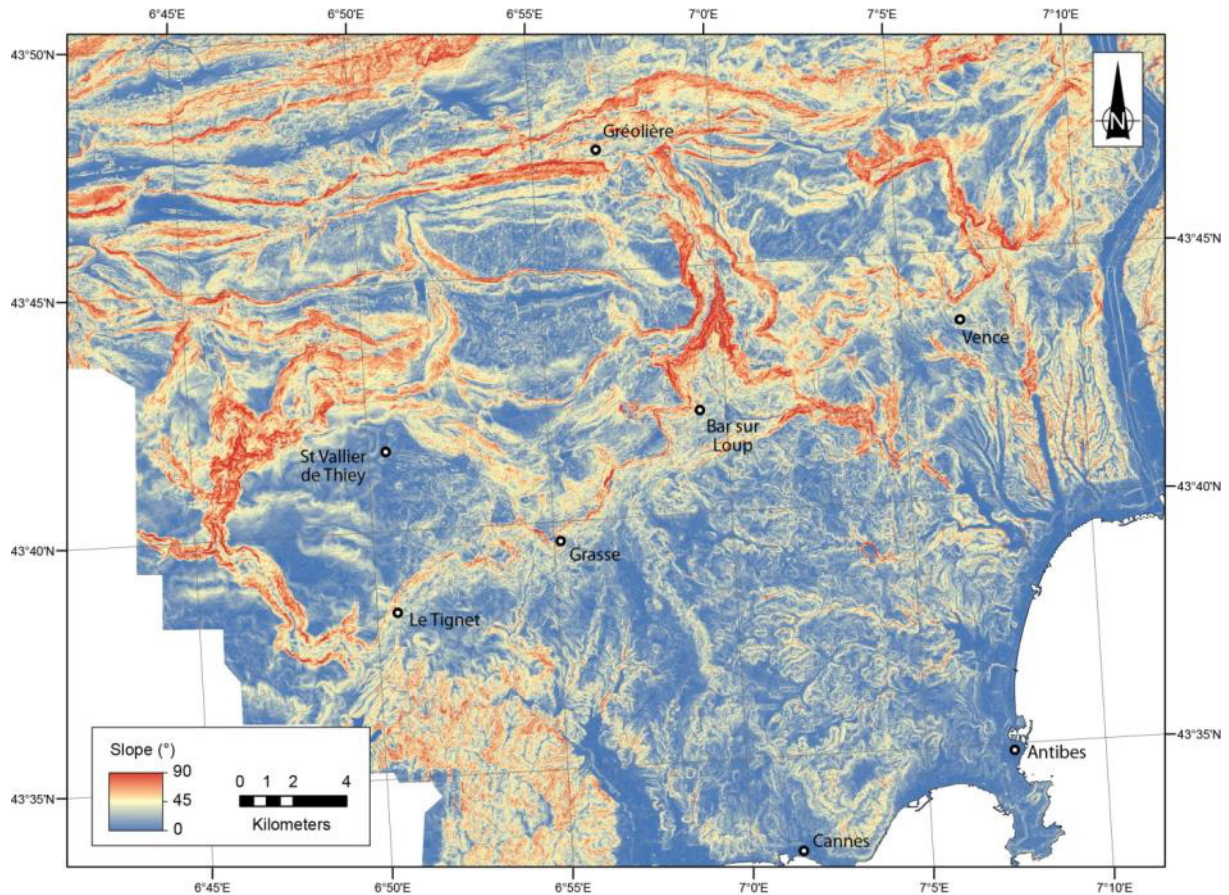


Figure 29 : Carte des pentes du secteur d'étude obtenu à partir du MNT des Alpes-Maritimes au pas de 5m (source CG06).

En profondeur, des nappes karstiques sont présentes dans chacune des unités chevauchantes, piégées par le pendage Nord des strates (rentrantes dans le versant) et par deux niveaux litho-stratigraphiques imperméables : le Keuper (Trias sup.) et les marnes Crétacé (Figure 30). Les exutoires de ces aquifères sont nombreux. Une grande partie des eaux alimentent des résurgences localisées en front de chevauchement au Sud, au contact Trias/Jurassique, et, selon des traçages récents de Gilli et al. (2010), une autre partie de ces aquifères karstiques serait drainée vers l'Est, dans les gorges du Loup. Nous reviendrons sur ces aspects et nous verrons à travers les résultats exposés dans ce manuscrit que ce contexte hydrogéologique karstique particulier joue un rôle important dans la genèse des mouvements gravitaires de grande ampleur.

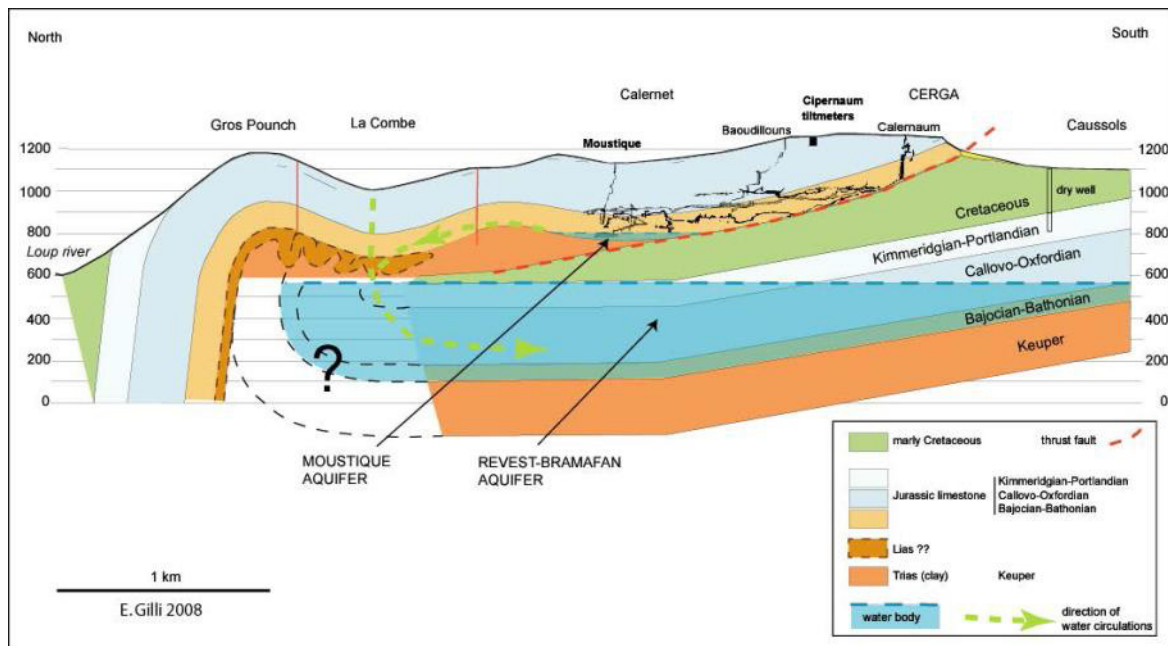


Figure 30 : Contexte hydrogéologique typique des systèmes karstiques de la branche méridionale de l'arc de Castellane., exemple de la coupe à travers les plateaux de Caussols-Calern, d'après Gilli et al., 2010.

Concernant la caractérisation des derniers épisodes glaciaires et de leurs morphologies associées à l'échelle des Alpes du Sud-ouest, il convient de faire référence aux travaux de Julian (1980) et plus récemment de Darnault (2012).

Si l'héritage de morphologies glaciaires est indiscutable dans les massifs de l'Argentera-Mercantour, il est toutefois bien admis par ces auteurs que les chaînons les plus au Sud des Alpes, incluant notamment la branche méridionale de l'arc de Castellane, n'ont subi aucun englacement lors des trois derniers épisodes glaciaires connus : le Riss (252 – 122 ka), le Würm (72 – 21.5 ka) et le Dryas (18 – 15 ka : Oldest ; 12.6 – 11 ka : Younger) (Julian, 1980 ; Bravard et al., 1987 ; Jorda ; 1988).

En effet les nombreux travaux ayant étudié les modalités des glaciations/déglaciations de ces différents épisodes (Julian, 1980, Campy, 1982 pour le Riss ; Julian, 1980, Jorda et al., 2000, Cossart et al., 2008 et 2010 pour le Würm ; Jorda et Rosique, 1994, Maish et al., 1999, Ivy-Ochs et al., 2008, Cossart et al., 2010 et Darnault et al., 2012 pour le Dryas) ont montré que l'englacement régional maximum atteint dans les Alpes du Sud se limitait au Nord de la moyenne vallée du Var. En outre aucun témoin, ou héritage de type poli-glaciaire ou moraine n'ont jamais été observé au Sud de la moyenne vallée du Var.

Julian (1980), dans Bravard et al. (1987), qualifie les chaînes subalpines méridionales de zones périglaciaires, froides et sèches, comme en attestent les nombreuses formations de type grèzes ou « groises » observables sur les versants de ce secteur.

Ces formations de grèzes, typiques de la morphogénèse périglaciaire, sont constituées de clastes calcaires à granulométrie fine (centimétrique) et homogène, plus moins cimentés, et provenant de l'altération / desquamation par cryoclastie des massifs calcaires. Les accumulations de clastes constituent des dépôts lités, inclinés de 15 à 25°, qui recouvrent les

pententes de nombreux versants exposés Est et Sud-est de notre zone d'étude (Mt Vial, Caussols, Gourdon, Baou des Noirs, etc...). Ces dépôts, datant au minimum du Dryas voir du Würm (Nicod, 2002 ; Andreani, 2004), sont un indice important de la bonne préservation des morphologies et des reliefs de l'arc de Castellane depuis au moins 100 ka.

L'absence d'épisode glaciaire sur ce secteur présente plusieurs intérêts importants pour l'étude de l'évolution des mouvements gravitaires sur le long terme (échelle de temps > 100 ka):

1) D'une part cela simplifie le problème de l'influence des glaces, en éliminant l'hypothèse de relations entre la déglaciation et l'occurrence des glissements. En effet les cycles glaciation/déglaciation peuvent avoir une forte influence sur la stabilité des versants. Les processus destabilisateurs peuvent être par exemple (i) l'influence du rebond isostatique et de la décompression des versants suite à la déglaciation (Ballantyne, 2002a and 2002b), (ii) la modification de la topographie par l'érosion glaciaire et donc la modification du profil d'équilibre des versants, ou (iii) encore d'autres phénomènes de modifications géomorphologiques des versants affectés par des cycles glaciation/déglaciation (voir review récente de McColl, 2012).

En effet, la plupart des études récentes menées sur les DSLs se sont focalisées sur des massifs affectés par de nombreux processus et dont l'héritage géomorphologique est complexe. Bien souvent dans ces massifs « actifs » les signaux tectoniques (surrection, activité sismiques, etc.) et climatiques (cycle glaciation/déglaciation, variations climatiques) se surimposent, rendant finalement extrêmement complexe la discernation de l'influence de ces différents facteurs sur la genèse des mouvements gravitaires.

2) D'autre part, les glaciers sont des agents érosifs majeurs des massifs qu'ils recouvrent. Un épisode de glaciation assure généralement un « nettoyage » des versants et une incision profonde des vallées. Cela limite donc fortement la potentialité de pouvoir observer et analyser des marqueurs de l'évolution gravitaire des versants sur le long terme puisque dans ce type de vallée tout héritage géomorphologique et partiellement ou totalement effacé à chaque cycle glaciaire. Typiquement dans le cas des vallées alpines, l'observation et l'analyse d'un quelconque glissement s'étant produit antérieurement au Dryas (~ 12 ka) sont donc rendues très difficiles (Cossart et al., 2008 ; El Bedoui et al., 2008 ; Sanchez et al., 2009).

2.3.4. Synthèse

D'après de ce que nous avons pu identifier dans les paragraphes ci-dessus, le secteur du front méridional de l'arc de Castellane possède des enjeux multiples et constitue un excellent laboratoire naturel pour l'étude de l'évolution sur le long terme des mouvements de versants de grand volume.

Nous retenons les points suivants :

- Des études préliminaires ont montré la présence de nombreux mouvements gravitaires de grande ampleur dans cette zone, cependant un recensement approfondi de ces phénomènes n'a jamais été réalisé. La cartographie et l'analyse de la distribution de ces glissements sont donc de première importance pour la gestion des risques associés ;
- Le contexte géomorphologique de l'arc de Castellane est relativement simple et l'hypothèse d'un héritage glaciaire peut être exclue, permettant, de façon innovante, d'accéder à une vision beaucoup plus long terme de l'évolution gravitaire des versants dissociée de ce type de contrôle ;
- La structure géologique du front subalpin méridional est également relativement simple et homogène, offrant la perspective de pouvoir comparer la « maturité », autrement dit le stade d'évolution, des mouvements recensés mais également de pouvoir discuter plus facilement des facteurs contrôlant et déclenchant ces phénomènes ;
- A plus grande échelle, considérant l'ensemble de la chaîne alpine, la partie Sud-ouest des Alpes externes reste un secteur encore non-étudié en ce qui concerne les mouvements gravitaires (d'un point de vue bibliographique). L'étude complémentaire de cette zone pourra ainsi apporter de nouveaux éléments de discussion sur l'origine des grands glissements de terrain dans les Alpes et l'identification de leurs principaux facteurs de contrôle. L'apport de nouvelles données géochronologiques pour déterminer l'âge des glissements dans ce secteur permettra également de conforter la base de données existante pour la chaîne Alpine et ainsi de préciser la temporalité des grandes ruptures gravitaires à l'échelle de l'Holocène ;
- Enfin les enjeux socio-économiques sont nombreux sur cette partie Ouest du département des Alpes Maritimes et la vulnérabilité face aux aléas gravitaires y est forte. Ainsi, le nouveau recensement des grands glissements sur le front subalpin, ajouté aux résultats de cartographie haute résolution des instabilités réalisée sur plusieurs versants, pourront être valorisés par les instances territoriales pour une meilleure gestion des risques gravitaires sur cette zone.

3. Chapitre 2 : Typologies et structures des grands mouvements de versants sur le front subalpin

3.1. Introduction

Ce chapitre présente les résultats d'une cartographie exploratoire et détaillée des grands mouvements de versants, menée sur la partie méridionale de l'arc de Castellane. Nous avons développé une stratégie d'étude en deux temps et à deux échelles.

Dans un premier temps, nous avons réalisé une étude géomorphologique et géophysique de haute résolution, focalisée sur le glissement de la Marbrière (découvert en 2009). Cela nous a permis d'établir plus formellement la typologie des glissements de grande ampleur dans ce contexte de front de chaîne sédimentaire et d'en préciser les origines. De façon innovante, nous avons pu reconstruire un modèle de l'évolution gravitaire de ce versant sur une échelle de temps supérieure à 100 ka.

Dans un second temps, nous avons changé d'échelle spatiale pour nous intéresser à la distribution des glissements sur l'ensemble du front subalpin méridional. Partant des conclusions tirées de l'analyse du glissement de la Marbrière et considérant que la structure géologique de l'arc de Castellane est relativement homogène sur ce domaine frontal, nous suspectons fortement la présence d'autres mouvements de grande ampleur de typologie similaire.

Ce chapitre s'articule ainsi autour de quatre parties. Tout d'abord nous présentons la méthode de la tomographie électrique (largement utilisée dans cette étude) et notre stratégie d'application et d'interprétation. Ensuite nous présentons les résultats acquis sur le glissement de la Marbrière sous la forme d'un article publié dans la revue *Geomorphology*, suivi de quelques travaux complémentaires permettant de discuter plus précisément les mécanismes de rupture. Puis nous décrivons nos résultats de cartographie à grande échelle à travers un focus sur les glissements majeurs identifiés. Enfin nous proposons une synthèse et une discussion sur les principaux résultats obtenus.

3.2. La tomographie électrique : contraintes sur les structures profondes

3.2.1. Principe de la méthode

La tomographie électrique est une méthode géophysique dite « indirecte » (ou non destructive) qui consiste à déterminer la distribution spatiale des valeurs de résistivité vraie du sous-sol en suivant un plan en 2 dimensions défini par la profondeur (z) et au droit d'un axe (x) en surface. Le principe de cette méthode repose sur la mesure d'une différence de potentiel électrique induite par l'injection d'un courant dans le sol entre deux électrodes. En considérant, en première approximation, que chaque matériau est défini par une valeur de résistivité propre, la distribution des résistivités mesurées suivant ce plan (xz) est représentative de la structure et de l'agencement de ces matériaux en profondeur.

Bien entendu ceci est complexe. En effet, l'acquisition, le traitement, la mise en forme et les calculs à appliquer à de telles données pour aboutir à une interprétation de la structure géologique réelle du sous-sol relèvent d'une série d'hypothèses physiques et de processus mathématiques complexes qui seront abordés de manière synthétique dans les paragraphes suivants.

La tomographie électrique est une méthode aujourd'hui largement utilisée dans de nombreux domaines, relevant autant de la recherche fondamentale en géosciences, que de la résolution de problématiques liées aux ressources (en eau ou minières) et au génie civil (investigations géotechniques ou études environnementales).

3.2.2. Théorie de base et mesure de la résistivité

La loi basique de physique qui décrit la circulation du courant électrique dans les milieux, et qui est appliquée dans les études de la résistivité, est la loi d'Ohm. L'équation de la loi d'Ohm pour la circulation d'un courant électrique dans un milieu continu est donné sous sa forme vectorielle par :

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$$

Equation 1

Avec σ la conductivité électrique du milieu, \mathbf{J} la densité de courant et \mathbf{E} l'intensité du champ électrique. La conductivité électrique σ d'un milieu se définit comme la propriété physique de ce milieu à permettre la conduction d'un courant électrique et s'exprime en Siemens par mètre ($S.m^{-1}$). Son inverse, la résistivité ($\rho=1/\sigma$), se définit comme la propriété d'un milieu à s'opposer au passage d'un courant électrique et s'exprime en Ohm mètre ($\Omega.m$).

En pratique, ce que l'on mesure est un potentiel électrique (v), dont la relation avec l'intensité du champ électrique est donnée par :

$$\mathbf{E} = -\nabla v$$

En combinant les équations Equation 1 et Equation 2, on obtient :

$$\mathbf{J} = -\sigma \nabla v$$

Dans la plupart des études, l'émission du courant se fait depuis un point source. En considérant un point source I , localisé aux coordonnées (x_s, y_s, z_s) et entouré par un volume élémentaire ΔV_e , la relation entre la densité de courant et le courant en tout point de ce volume (Dey and Morrison 1979) s'exprime par :

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = \left(\frac{I}{\Delta V_e} \right) \delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}_s) \delta(\mathbf{y} - \mathbf{y}_s) \delta(\mathbf{z} - \mathbf{z}_s)$$

Avec δ la fonction Dirac. L'Equation 4 peut être réécrite comme :

$$-\nabla \cdot [\sigma(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z}) \nabla v(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})] = \left(\frac{I}{\Delta V_e} \right) \delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}_s) \delta(\mathbf{y} - \mathbf{y}_s) \delta(\mathbf{z} - \mathbf{z}_s)$$

L'équation Equation 5 est l'équation de base qui décrit la distribution du potentiel électrique dans un milieu en trois dimensions après l'émission d'un courant depuis un point source.

Si on considère le cas simple d'un milieu homogène, isotrope, de résistivité ρ , limité par la surface du sol et d'un point source à cette surface (électrode A) à travers lequel on injecte un courant continu d'intensité I (Figure 31), le flux de courant va se propager de manière radiale depuis cette source (lignes d'équipotentiel) et le potentiel va varier inversement (atténuation) avec la distance à la source (r).

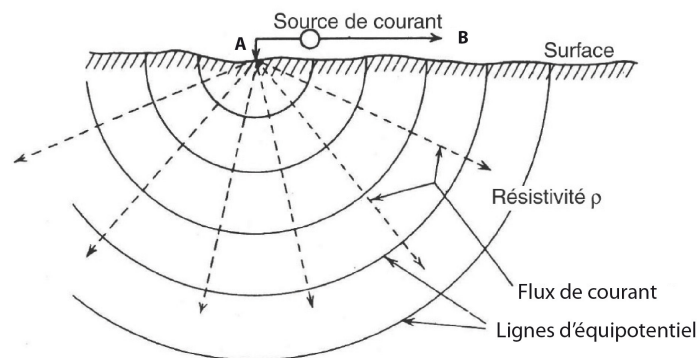


Figure 31 : Représentation des lignes équipotentiels et du flux de courant pour une source unique.

Dans ce cas, considérant la loi d'Ohm décrite ci-dessus, la valeur du potentiel v , à une distance r de la source est donnée par :

$$v = \rho I * \frac{1}{r} * \frac{1}{2\pi} = \frac{\rho I}{2\pi r}$$

En pratique, le protocole expérimental de mesure de la résistivité consiste à planter quatre électrodes dans le sol. Il s'agit de deux électrodes A et B, dites d'injection (ou C1 et C2), à travers lesquelles on injecte un courant continu d'intensité I fixée et contrôlée par un

ampèremètre, et de deux autres électrodes M et N, dites de mesure (ou P1 et P2), aux bornes desquelles on mesure grâce à un voltmètre le potentiel (V) induit par l'injection du courant (Figure 32). L'ensemble ampèremètre, voltmètre et éventuellement générateur de courant est appelé résistivimètre.

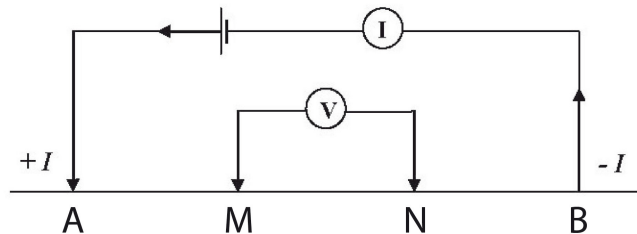


Figure 32 : Dispositif général de mesure de résistivité à quatre électrodes de type Wenner.

La circulation d'un tel courant continu dans un demi-espace homogène infini entre 4 électrodes est représentée par la Figure 33. Le courant entre dans le sol en un point A (+I) et en sort par un point B (-I). Par principe de superposition et du fait de la linéarité des lois qui régissent la propagation des phénomènes électriques, le potentiel en un point M est la somme des contributions des sources A et B.

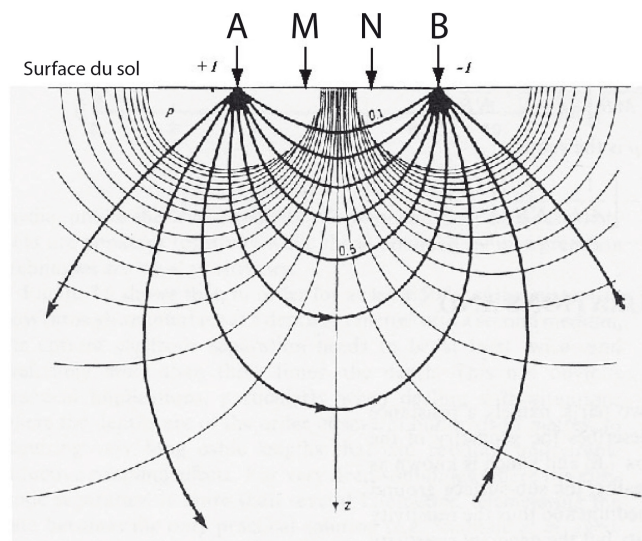


Figure 33 : Ligne de courant (en gras) et courbes équipotentielles (traits fins) générées par les deux électrodes d'injection A et B.

Ainsi, au niveau des points M et N, le potentiel s'exprime selon :

$$V_M = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right)$$

Equation 7

$$V_N = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)$$

Equation 8

La différence de potentiel entre M et N s'écrit alors :

$$\Delta V_{MN} = V_M - V_N = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)$$

Equation 9

On peut donc déterminer la résistivité (ρ) du volume du demi espace homogène traversé par le courant tel que :

$$\rho = 2\pi \cdot \frac{\Delta V_{MN}}{I} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1}$$

Equation 10

Il est fondamental de noter que, dans le cas d'une application réelle, le substratum rocheux est fortement hétérogène et qui plus est en trois dimensions. Ainsi la résistivité calculée (ρ), à la suite d'une application réelle, est en fait une résistivité apparente (ρ_a). En effet, la valeur de résistivité apparente obtenue lors d'une vraie mesure résulte de la contribution de chacune des parcelles infinitésimales du volume rocheux traversées par le courant injecté, en fonction de leur résistivité propre et de leur localisation par rapport aux sources de courant. La relation entre la résistivité apparente mesurée sur le terrain et la résistivité vraie de chacun des différents volumes rocheux échantillonnés par la mesure est complexe. Déterminer une résistivité vraie à partir d'une résistivité apparente passe par un processus d'inversion qui sera abordé dans les paragraphes suivants.

Ainsi dans un cas réel l'équation 10 devient :

$$\rho_a = 2\pi \cdot \frac{\Delta V_{MN}}{I} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1}$$

Equation 11

Couramment pour simplifier, on écrit :

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V_{MN}}{I}$$

Equation 12

K est nommé le facteur géométrique et il dépend de la géométrie du dispositif de mesure utilisé, c'est-à-dire de l'arrangement relatif des électrodes d'injection et de mesure, tel que :

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1}$$

Equation 13

Il existe en effet de nombreux dispositifs de mesure différents selon la configuration respective des électrodes d'injection et de mesure. Les principaux sont illustrés Figure 34 avec leur facteur géométrique associé. Chaque dispositif est caractérisé par une profondeur d'investigation, une résolution et une sensibilité propre vis-à-vis de l'orientation des hétérogénéités du sous-sol (Dalhin and Zhou, 2004). Nous reviendrons sur les avantages et les désavantages de quelques-uns de ces dispositifs dans les paragraphes suivants et nous verrons lesquels ont été utilisés dans le cadre de ce mémoire.

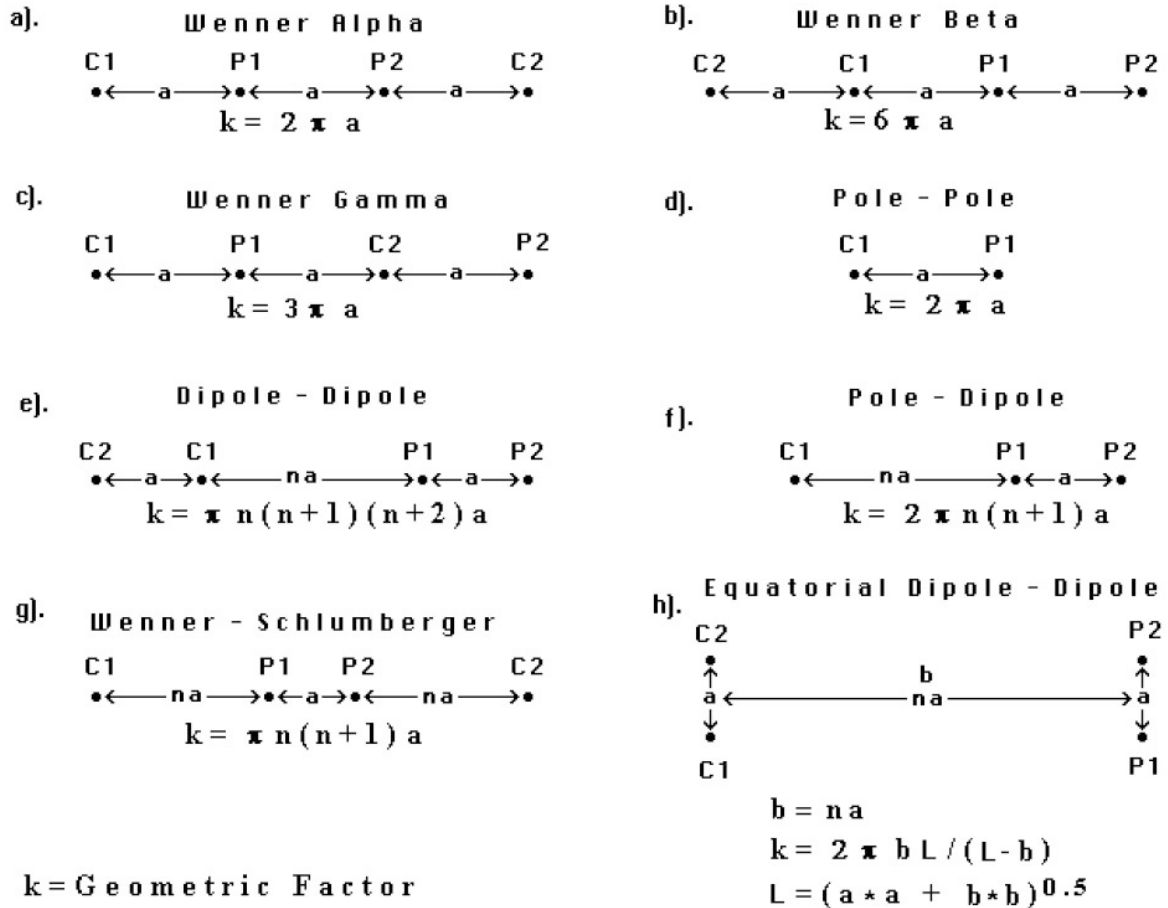


Figure 34 : Principaux dispositifs pour mesurer la résistivité électrique d'un sol (Loke and Barker, 1996)

3.2.3. La résistivité des roches et les facteurs de variation

Le passage du courant dans les milieux rocheux à faible profondeur se fait de deux manières : soit par conductibilité solide (ou électronique) suivant un déplacement d'électrons libres comme cela est le cas pour les métaux ou certains gisements de minéraux, soit par conductibilité liquide (ou électrolytique), c'est-à-dire par le transfert d'ions contenus dans l'eau du sous-sol. Pour la plupart des roches, bien qu'elles aient une conductivité propre dépendante de leur minéralogie, la conductibilité de type électrolytique est dominante et varie selon :

- la résistivité de l'eau d'imbibition, c'est-à-dire de sa charge ionique ou de la quantité de sel dissous ;
- la porosité de la roche (connectivité, répartition volumique..) et son degré de saturation en eau.

La Figure 35 indique les différentes gammes de résistivité connues pour les roches et minéraux usuels.

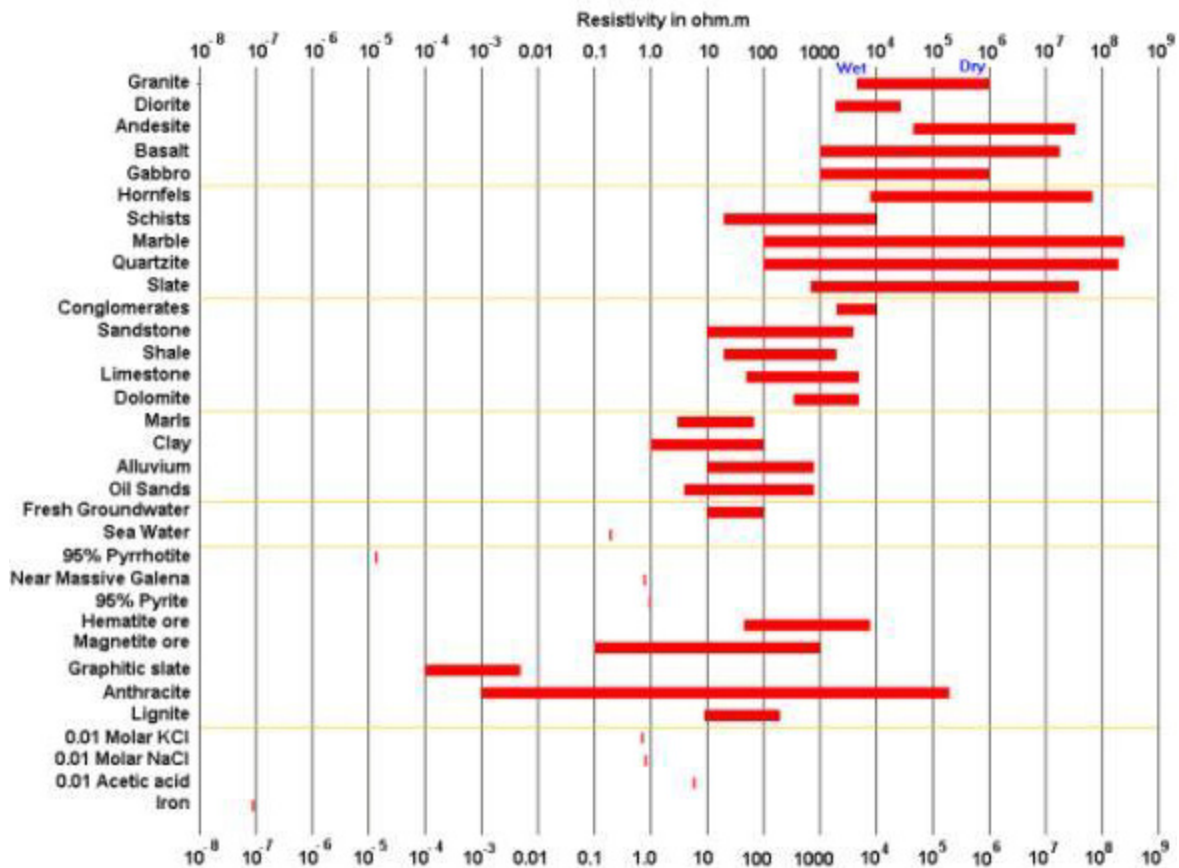


Figure 35 : Gammes de résistivité des roches, sols et minéraux communs (dans Loke, 1996) .

Dans le cadre de cette étude, les roches rencontrées sont de type sédimentaire (calcaire, dolomie, argiles, marnes, gypse, etc., voir Section 0), caractérisées par des gammes de résistivité mesurées très variables (de 0.1 à 10 000 Ω .m), et donc dont les contacts lithologiques (argile/calcaire, calcaire/gypse) offrent souvent un contraste d'impédance très marqué. Cependant ces valeurs sont arbitraires et on peut remarquer que chaque type de roche est caractérisé par une large gamme de résistivité, variant souvent d'un facteur 100 suivant si celle-ci est saturée en eau ou non (Samouëlian et al., 2005 ; Figure 35). Ainsi une argile parfaitement anhydre pourra avoir une résistivité proche de celle d'un calcaire fracturé et saturé en eau.

La correspondance entre la résistivité et le faciès géologique est donc une notion d'une grande importance. Leur corrélation (sous-entendu l'interprétation d'un profil de tomographie électrique) peut être complexe et doit impérativement être appuyée par des observations de terrain et une caractérisation des roches à l'affleurement (état d'altération, de fracturation, etc.).

D'autres paramètres comme les variations de température de l'eau (Campbell et al., 1948 ; Keller and Frischknecht, 1966) vont influencer les variations de résistivité mais de manière moins forte et ils sont surtout à considérer dans le cadre de suivi temporel (Time Laps Survey, Hernandez, 2009).

3.2.4. La tomographie électrique

La tomographie électrique (ou panneau de résistivité) consiste à mesurer la résistivité apparente du sol selon un plan vertical (2D) ou dans un volume de sol (3D) puis à reconstituer la résistivité réelle selon ce plan. La méthodologie se décompose en trois étapes : (1) l'acquisition des données, (2) leur mise en forme et leur traitement et (3) l'inversion des données de résistivité apparente en valeur de résistivité réelle.

3.2.4.1. Acquisition des données

La première étape de cette méthode d'investigation consiste à réaliser une série de mesures individuelles grâce à des quadripôles d'électrodes métalliques enfoncées dans le sol, généralement le long d'un profil (2D). Dans le cadre de ces travaux de thèse, nous avons utilisé le résistivimètre *Syscal Pro* développé par *Iris Instruments*. Ce matériel permet d'utiliser simultanément jusqu'à 96 électrodes et donc de réaliser un grand nombre de mesures en peu de temps. Les mesures ont été réalisées selon des séquences prédéfinies grâce au logiciel *Electre Pro* (*Iris Instruments*), qui permet de choisir le nombre d'électrodes, leur écartement, le dispositif d'acquisition (configuration des électrodes) et d'autres paramètres comme la durée de d'injection.

3.2.4.2. Préparation et traitement des données

La deuxième étape correspond à la préparation des données, incluant filtrage et traitement. Les valeurs de résistivité apparente ρ obtenues pour chacun des quadripôles de mesure sont ensuite reportées dans un plan vertical appelé pseudo-section (Figure 36). Dans cette représentation synthétique, le positionnement des valeurs de résistivité apparente est arbitraire. La profondeur du point de mesure dépend du dispositif choisi et elle est proportionnelle à sa longueur ([Edwards, 1977](#)).

Un prétraitement des données de résistivité apparente brute est nécessaire pour éliminer le bruit et les erreurs de mesure (dus à de mauvais contacts électrode/sol, des pannes de batterie...), notamment en filtrant les valeurs de résistivité incohérentes et supprimant les mesures non reproductibles. Ceci peut être réalisé à partir du logiciel *Prosys II* (*Iris Instrument*).

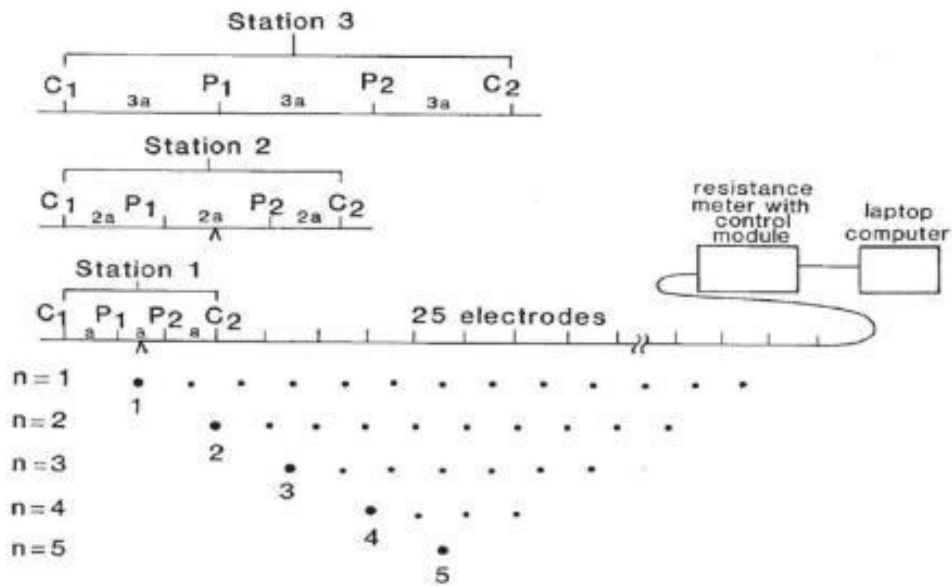


Figure 36 : Pseudo-section illustrant la position théorique des points de mesure lors d'une acquisition de type Wenner α (Barker, 1978).

Enfin, théoriquement, les panneaux de résistivité doivent être acquis en ligne droite et suivant une horizontale de manière à respecter l'écartement théorique des électrodes. C'est évidemment rarement le cas lors d'une application à des mouvements de versants et donc des corrections topographiques doivent être appliquées aux données. Il s'agit de :

- recalculer le coefficient géométrique K pour chaque point en tenant de l'écartement réel des électrodes ;
- d'intégrer une distorsion du maillage lors du processus d'inversion (Loke, 2000).

3.2.4.3. Inversion

La troisième étape correspond à l'inversion des données. Généralement en géophysique, le processus d'inversion consiste à déterminer un modèle théorique qui donne une réponse similaire à des données réelles mesurées. Le modèle théorique est une représentation mathématique idéalisée d'un volume rocheux et il est défini par les propriétés physiques que l'on veut estimer à partir des données réelles mesurées. Un modèle synthétique est alors calculé à partir du modèle théorique en suivant les lois fondamentales définies pour ce phénomène physique. Il s'agit du problème direct.

On raffine ensuite le modèle théorique pour que le modèle synthétique corresponde le mieux aux données réelles mesurées, suivant certaines restrictions et limites acceptables. Cette opération se fait de manière itérative par la minimisation d'un critère d'erreur correspondant à l'écart entre le modèle synthétique et les données mesurées. Il s'agit du problème inverse.

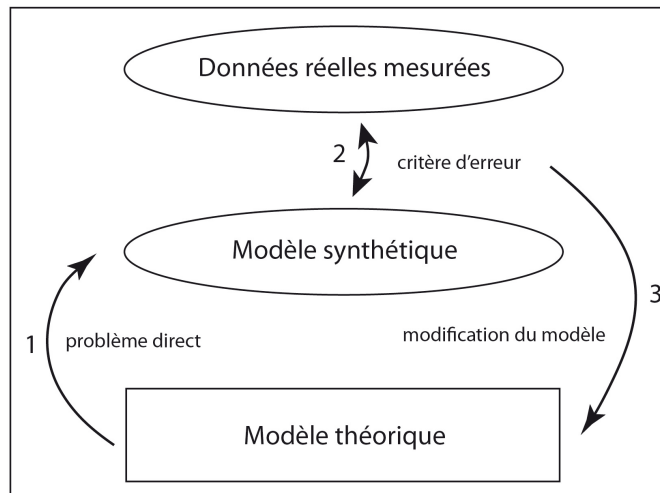


Figure 37 : Schéma de fonctionnement de l'algorithme d'inversion.

En ce qui concerne l'inversion en tomographie électrique, le paramètre physique clé du modèle théorique est la résistivité vraie des cellules du modèle. Pour les données réelles mesurées et pour le modèle synthétique il s'agit de la résistivité apparente.

Il existe différents algorithmes d'inversion développés depuis les années 1990 pour traiter les données de résistivité apparente (Oldenburg et al., 1993 ; Loke et Barker, 1996 ; Kim et al., 1999). Dans le cadre de ces travaux de thèse, nous avons utilisé le logiciel *RES2DINV* développé par Geotomo Software (Loke, 1996). Son fonctionnement et ses principales améliorations étant largement détaillés dans Loke (1996-2009), nous n'en donnerons ici que les caractéristiques générales.

Dans l'algorithme d'inversion utilisé par *RES2DINV*, la résolution du problème direct peut se faire soit par une modélisation aux différences-finies, basée sur la méthode de Dey and Morrison (1979) modifiée par Loke (1994), soit par une modélisation aux éléments-finis basée sur Silvester and Ferrari (1990). Le principe est de calculer la valeur du potentiel électrique en chaque nœud du maillage (Figure 38), en ayant préalablement défini une résistivité vraie pour chaque maille et en appliquant la théorie développée Section 3.2.2. Cette étape permet d'obtenir une pseudo-section de résistivité apparente synthétique.

Dans *RES2DINV* le premier modèle théorique de résistivité vraie correspond simplement à la pseudo-section de résistivité apparente mesurée.

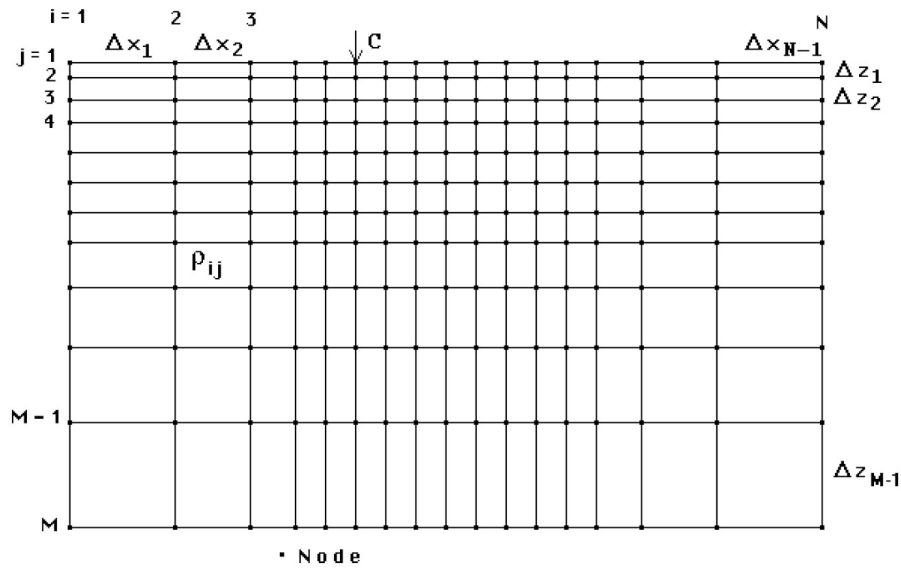


Figure 38 : Représentation schématique du maillage utilisée pour la modélisation aux différences-finies et aux éléments-finis par *RES2DINV*.

La deuxième étape consiste à minimiser l'écart entre la pseudo-section apparente synthétique et la pseudo-section apparente mesurée. Cet écart est quantifié par une fonction RMS (Root Mean Square) tel que :

$$RMS (\%) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i^2}$$

Equation 14

où x_i représente l'écart entre la résistivité apparente mesurée et la résistivité apparente calculée en chaque point de la pseudo-section. La minimisation de cette fonction est réalisée à partir de l'équation de Gauss-Newton ([Lines and Treitel, 1984](#)).

La fonction d'erreur (RMS) décrite par l'équation 14 correspond à la norme L2 ou méthode des moindres carrés « smoothness-constrained » ($\sim x_i^2$). La minimisation de cette fonction par l'équation de Gauss-Newton a tendance à produire un modèle dont les variations de résistivité sont progressives. Ceci peut donc être adapté à l'imagerie de milieux où les variations de résistivité sont supposées comme progressives, comme dans le cas du suivi de variations de niveau piézométrique dans un aquifère poreux ([Descloitres et al., 2003](#) ; [Lebourg et al., 2005](#) ; [Jomard et al., 2007](#)) ou pour l'imagerie d'un polluant ([Goes and Meekes, 2004](#)).

Dans le cas d'une application de la tomographie électrique à l'imagerie de structures géologiques où de forts contrastes de résistivité sont supposés avec des contacts nets (contacts stratigraphiques, ou faille par exemple), l'utilisation d'une norme de type L1 ($\sim x_i$) est plus recommandée ([Loke, 1996-2009](#) ; [Olayinka and Yaramanci, 2000](#)). Ce type de norme tend à minimiser la valeur absolue de l'écart entre les résistivités apparentes mesurées et les résistivités apparentes synthétiques ([Claerbout and Muir, 1973](#)). Cela a pour effet de

générer des blocs de résistivité plus homogènes et des contacts entre ces blocs plus francs. On parle aussi d'inversion « robust » ou « blocky-constrained ».

La Figure 39 illustre les différences obtenues pour l'application de la norme L1 versus norme L2 à un modèle de résistivité théorique. Le modèle théorique illustre deux couches dont les gammes de résistivité sont arbitraires: une couche d'argiles ($\rho_1 = 5 \Omega.m$) surmontée par une couche de calcaire ($\rho_3 = 1000 \Omega.m$) affectée par une faille ($\rho_2 = 50 \Omega.m$). Le dispositif de mesure est de type pôle-pôle.

Bien que la valeur du RMS soit inférieure pour le modèle inversé avec la norme L2 (Figure 39A), il est très clair que l'inversion en norme L1 reproduit bien mieux la position et le pendage des interfaces du modèle théorique (Figure 39B).

Ainsi, dans le cadre ces travaux, nous avons privilégié l'application d'une norme de type L1. En effet, les contextes litho-stratigraphiques et les modèles géologiques que nous avons voulu imager sont fortement similaires à celui illustré par la Figure 39 (voir également Section 2.3.2.3).

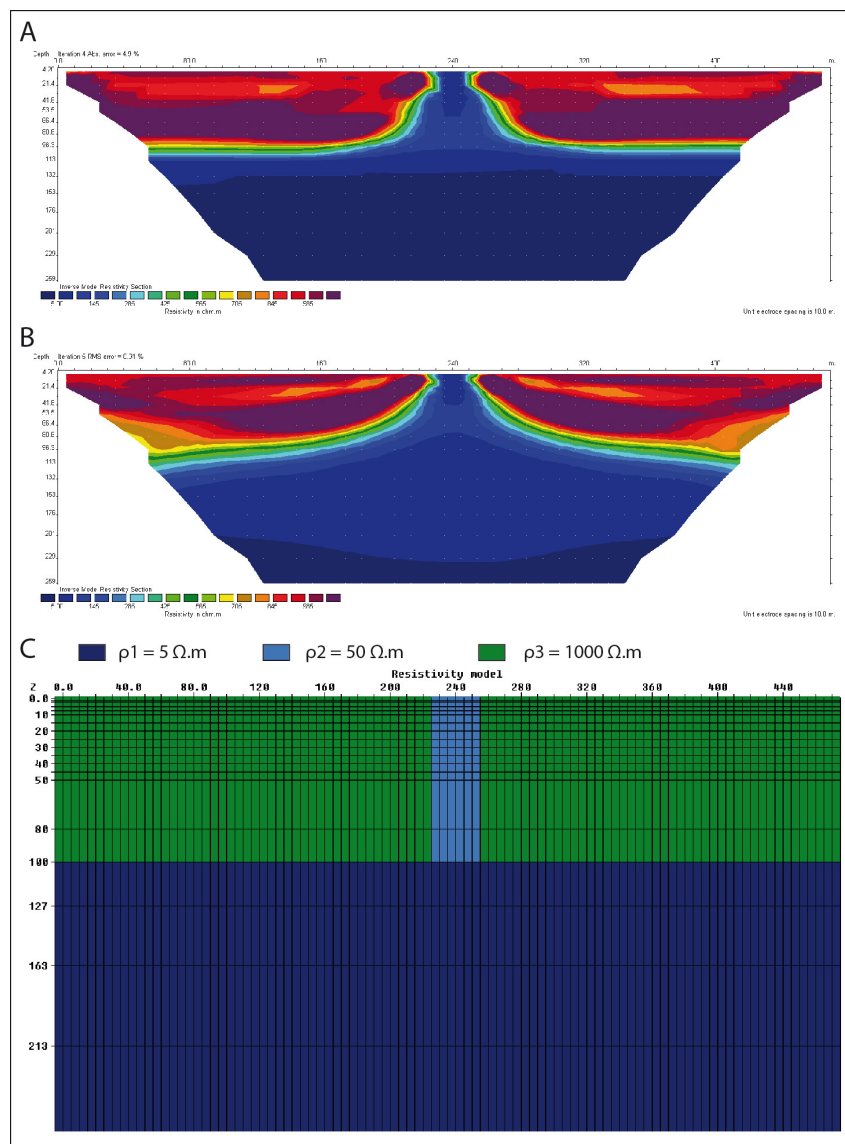


Figure 39 : Comparaison de profils de tomographie électrique inversés sur la base d'un modèle théorique bicouche et faillé en dispositif pôle-pôle. A : Profil inversé en utilisant la norme L1 (RMS = 4.9 %) ; B : Profil inversé en utilisant la norme L2 (RMS = 0.9 %) ; C : Modèle théorique de référence (bleu foncé = 5Ω.m, bleu clair = 50 Ω.m, vert = 1000 Ω.m).

3.2.5. Application à l'imagerie des discontinuités géologiques

La détection et l'identification des zones de faille sont des étapes essentielles et préalables à la caractérisation des mouvements de versants, car elles guident couramment la surface de rupture et conditionnent le volume mis en jeu par le mouvement. Une zone de faille est une hétérogénéité structurale et lithologique qui est définie comme une zone de rupture le long de laquelle deux blocs rocheux se déplacent l'un par rapport à l'autre. Ce déplacement induit des déformations mécaniques et des modifications physico-chimiques de la roche encaissante. La potentialité d'identifier une faille par des techniques d'imagerie électrique va principalement dépendre des contrastes de résistivité qu'elle génère au sein de cette roche encaissante (Figure 41) et bien entendu des dimensions de la faille versus la résolution de la technique mise en œuvre.

Les contrastes d'impédance de résistivité potentiellement générés par une faille dans un milieu sont liés à la morphologie et la structure de la faille au regard de la nature de l'encaissant. En effet, plus la zone de faille a accumulé de déplacement et de déformation (faille mature), plus le cœur de faille sera développé (Micarelli et al, 2006) et donc marqué par une bande de faible résistivité (brèches, cataclasites, argiles de friction, etc). Ce contraste n'est évidemment visible que si l'encaissant est à l'origine une roche fortement résistante (ex : calcaire sain ou roche métamorphique). Dans le cas contraire, une faille mineure ou une fracture, simplement marquée une discontinuité dont les épontes sont jointives, induiront de faibles contrastes donc seront difficilement identifiables par tomographie électrique.

Dans leurs travaux Nguyen et al. (2007) s'appuient sur le caractère anisotrope de l'encaissant (alternances marno-calcaires) pour identifier une zone de faille et en mesurer son rejet. En effet, le mouvement des deux compartiments le long de la faille induit des décalages entre les macro-anisotropies qui sont visibles et mesurables. Néanmoins, les auteurs mettent en avant la complexité de tels profils (artefacts multiples) et la nécessité d'avoir recours à des modélisations pour leur interprétation (logiciel Res2Dmod, Loke, 1996-2009). Dans le cas de notre étude, l'interface marquée entre Jurassique et Trias (calcaires / argiles) recoupée par la plupart des failles nous permettra une approche et des interprétations similaires.

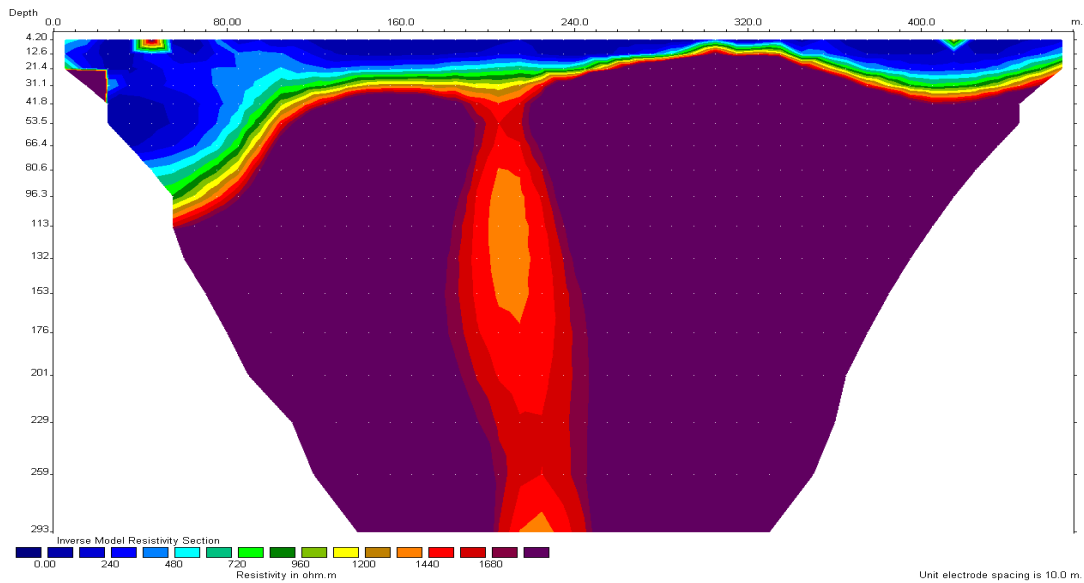


Figure 40 : Exemple de zone de faille verticale dans un milieu calcaire (données personnelles).

De par leur structure, les zones de faille sont également des zones préférentielles de circulations de fluides et elles constituent des drains d'eau majeurs dans les massifs (Caine et al, 1996). Les circulations de fluides se font généralement dans la zone d'endommagement, caractérisée par une forte perméabilité de fracture. Ces circulations de fluides induisent un changement considérable de la résistivité de cette zone. Ainsi une faille pourra aussi être alternativement mise en évidence par tomographie électrique en fonction de son degré de saturation en eau.

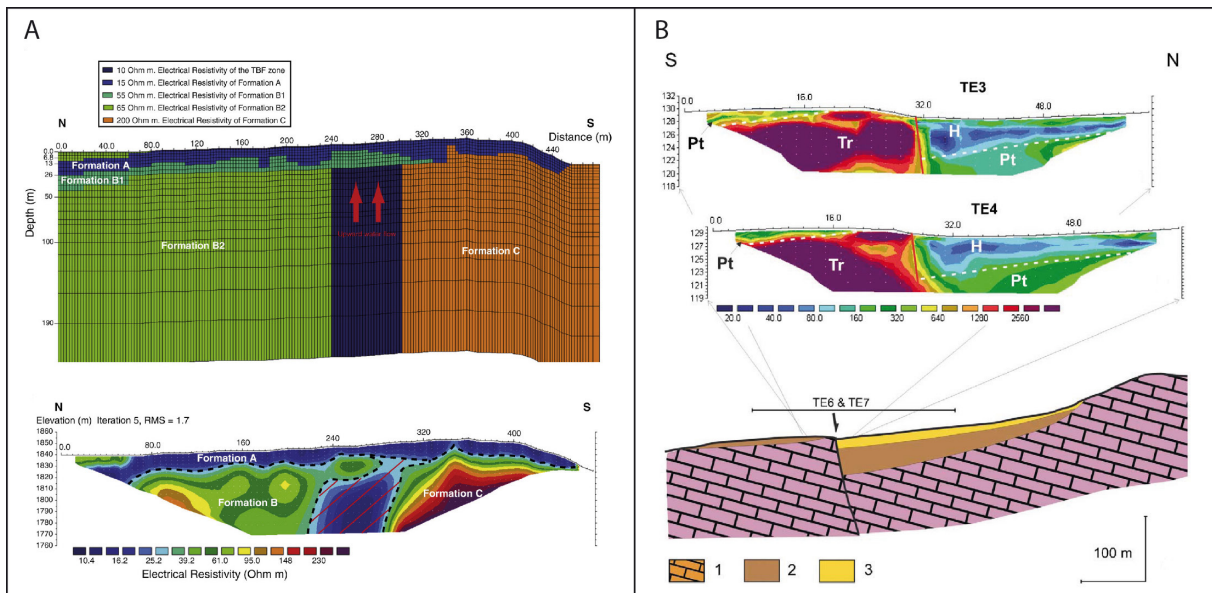


Figure 41 : Exemples de profils de tomographie électrique ayant permis la mise évidence de zone faille. A : Suski et al., 2010, modèle théorique en résistivité vraie et profil inverse correspondant de la faille de Tierra Blanca (Guatemala) ; B : Caputo et al., 2003, mise en évidence du décalage et du remplissage sédimentaire créés par le jeu d'une faille normale (Bassin du Tyrnavos, Grèce).

3.2.6. Stratégie de l'étude

3.2.6.1. Objectifs et stratégie

L'objectif principal des campagnes de tomographie électriques menées au cours de ces travaux de thèse était d'apporter des éléments de réponse quant à la structure profonde des glissements rocheux de grande ampleur identifiés et plus précisément:

- d'identifier les limites latérales des glissements,
- de lever l'ambiguïté sur l'extension et la continuité en profondeur des déformations,
- de quantifier ou préciser les rejets sur les escarpements gravitaires,
- de déterminer la profondeur du contrôle de l'héritage structural sur les surfaces de rupture,
- de déterminer le caractère structuré ou non des masses glissées,
- de définir les volumes rocheux mis en jeux.

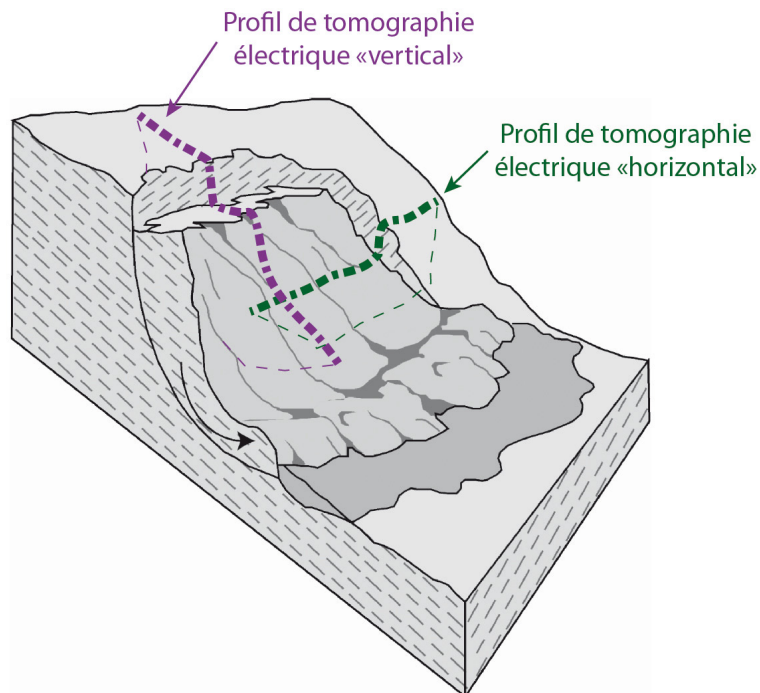


Figure 42 : Schéma d'un glissement rocheux rotationnel en milieu rocheux illustrant la stratégie d'acquisition des profils de tomographie électrique sur les mouvements de grande ampleur étudiés.

Répondre de manière quantitative à de telles questions requiert la mise en place d'une stratégie pour le déploiement des profils sur le terrain. En particulier, les profils de tomographie électrique doivent être à cheval entre la zone affectée par les déformations gravitaires et la partie du versant supposée stable. L'idéal étant de pouvoir déployer le dispositif à travers l'ensemble du glissement et de déborder de part et d'autre sur le versant stable. Ceci permet de pouvoir comparer les différences de structures entre le versant stable

et la zone affectée par le glissement (par exemple les variations en profondeur des positions des interfaces stratigraphiques).

Dans la mesure du possible (en fonction des contraintes de terrain), plusieurs profils ont été acquis pour chaque glissement étudié (Figure 42) incluant :

- des profils horizontaux, globalement parallèles aux courbes de niveau et perpendiculaires aux limites latérales du glissement ;
- des profils « verticaux » dans le sens la pente, perpendiculairement à l'escarpement principal.

3.2.6.2. Influence et choix du dispositif de mesure

Le choix du dispositif de mesure dépend de l'objet géologique étudié et des objectifs recherchés. Parmi les paramètres clés, propres à chaque dispositif, on peut citer :

- la profondeur d'investigation,
- la résolution spatiale,
- la sensibilité aux structures verticales ou horizontales,
- la tendance à produire des artefacts,
- la sensibilité au bruit.

Chaque dispositif présente des avantages et inconvénients qui lui sont propres (Reynolds, 1997) et qui sont liés à son diagramme de sensibilité (également appelé section de contribution au signal, Barker, 1978). Le diagramme de sensibilité d'un dispositif de mesure, expression graphique de sa matrice de sensibilité dans le cas d'un milieu homogène, représente la contribution de chaque élément de volume du sol (ou de surface de la section en 2D) à la différence de potentiel totale mesurée ΔV_{MN} .

La Figure 43 présente les diagrammes de sensibilité pour les dispositifs de mesure 2D courants (Dahlin and Zhou, 2004). La matrice de sensibilité du dispositif dipôle-dipôle montre que les mesures sont influencées par une surface importante (zone sombre), contrairement à celles effectuées selon le dispositif Wenner- α qui affectent une zone plus concentrée et mieux définie verticalement. Par des simulations numériques de mesures électriques effectuées selon 10 dispositifs et sur 5 cas synthétiques différents, Dahlin and Zhou (2004) ont montré que les dispositifs Wenner α et Wenner γ se caractérisaient par une bonne stabilité (faible sensibilité aux courants parasites) tandis que les dispositifs Dipôle-Dipôle, Pôle-Dipôle et Gradient permettent d'obtenir une très bonne résolution spatiale.

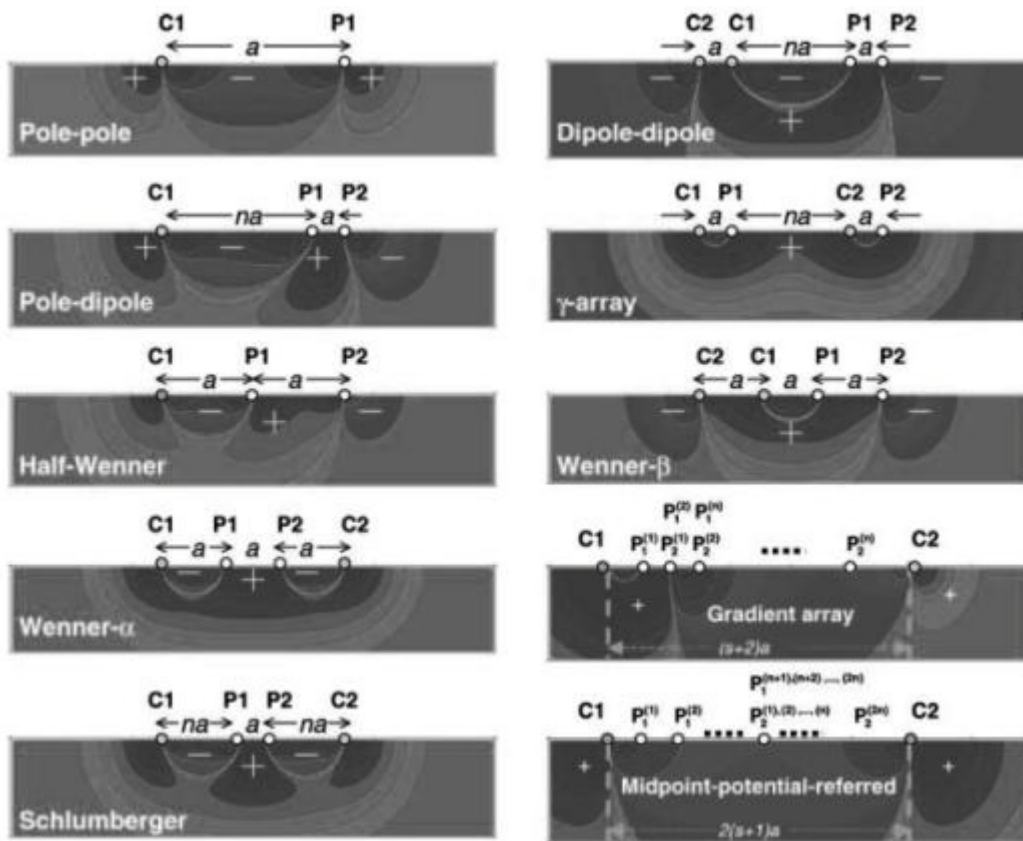


Figure 43 : Représentation schématique des fonctions de sensibilité pour quelques dispositifs courants. Plus la couleur d'une zone est sombre et plus sa contribution à la mesure est importante (dans Dalhin et Zhou, 2004).

Ainsi, selon l'écartement des électrodes, la longueur du profil et la configuration choisie, les dispositifs permettent d'atteindre différentes profondeurs avec différentes résolutions, la résolution évoluant inversement à la profondeur maximale sondée (Edwards, 1977 ; Griffiths et Barker, 1993).

La Table 3 résume et permet une comparaison des propriétés des différents dispositifs couramment utilisés en tomographie électrique.

Propriétés	Dispositifs				
	Wenner	Wenner-Schlumberger	dipôle-dipôle	pôle-dipôle	pôle-pôle
Aux structures horizontales	++++	++	+	++	++
Aux structures verticales	+	++	++++	++	+
A la couverture horizontale	+	++	+++	++++	+++
A la force du signal	++++	+++	+	++++	++
Profondeur d'investigation	Faible : 0.519a	Moyenne : 0.520a - 2.480a	Moyenne : 0.416a -	Moyenne : 4.524L	Forte : 6.283L

Résolution	Faible	Moyenne	Bonne	Moyenne	Moyenne
------------	--------	---------	-------	---------	---------

Table 3 : Récapitulatif des caractéristiques des principaux dispositifs (dans Samouëlian et al. (2005) et d'après Edwards, 1977 ; Meric, 2006). Pour les sensibilités, la classification se fait de (+) à (++++), respectivement de sensibilité pauvre à grande sensibilité. L : longueur totale du dispositif, a : espacement entre les électrodes d'injection et de mesure.

D'après la Table 3, il apparaît clairement que tous ces dispositifs sont complémentaires. Ainsi leur application et interprétation conjointes paraissent judicieuses pour reconstituer le meilleur modèle de la structure du sous-sol en tirant profit de chacune de leur sensibilité vis-à-vis des orientations des différentes anisotropies (Dahlin et Zhou 2004).

Pour apporter une validation supplémentaire à notre approche, le paragraphe suivant présente un test de sensibilité et de résolution sur une tomographie électrique théorique appliquée à un contexte géologique typique de notre secteur d'étude.

3.2.6.3. Test de sensibilité

Dans toute étude géophysique et/ou de modélisation, connaître (et donc tester) la sensibilité et la résolution du dispositif de mesure, du modèle et du logiciel d'inversion utilisé est fondamental. Cela permet de s'assurer de l'adaptabilité de la technique employée et cela ainsi renforce la pertinence des interprétations faites sur les données.

Un test de sensibilité peut être réalisé de manière itérative grâce à plusieurs modèles théoriques dans lesquels on fait varier la taille, la forme et la disposition des hétérogénéités. En comparant ensuite la résolution des modèles inverses obtenus avec les modèles théoriques correspondants, on peut juger de la capacité de la technique employée à reproduire telles ou telles structures géologiques.

Pour ceci nous avons utilisé le logiciel Res2Dmod, développé par Geotomo Software (Loke et Barker, 1996 ; Loke, 1997 ; Loke, 1996-2009). Ce logiciel permet de créer des pseudo-sections de résistivité apparente synthétiques à partir de modèles de résistivité vraie théoriques. L'écartement des électrodes et le dispositif d'acquisition (dd, pdFR, pp, etc.) sont définis par l'utilisateur. Le principe est, similairement à Res2Dinv (Section 3.2.4.3), de calculer la valeur du potentiel électrique en chaque nœud du maillage (Figure 38), en ayant préalablement défini une résistivité vraie pour chaque maille.

Les dimensions du maillage peuvent être définies par l'utilisateur. Néanmoins, son découpage rectangulaire limite considérablement le degré de complexité qu'il est possible d'apporter au modèle, et notamment en ce qui concerne l'inclinaison des hétérogénéités (pendage des couches stratigraphiques ou des failles). Une fois que la pseudo-section de résistivité apparente synthétique est calculée par la résolution du problème direct, celle-ci est ensuite inversée dans la routine du logiciel Res2Dinv (décrite Section 3.2.4.3).

Nous présentons ici les résultats des tests effectués sur un modèle géologique théorique typique de notre secteur d'étude (Figure 44E). Il s'agit d'un modèle bicouche représentant une couche d'argile ($\rho_1 = 5 \Omega.m$) surmontée par une couche de calcaire ($\rho_3 = 1000 \Omega.m$) d'une épaisseur de 100m. Ce modèle bicouche est traversée par une faille verticale (potentiellement gravitaire) d'une largeur de 10 m ($\rho_2 = 50 \Omega.m$) et dont le rejet vertical est fixé ici à 30m.

L'objectif ici est: (i) de contrôler la sensibilité de chaque dispositif d'acquisition et (ii) de vérifier la résolution propre à chaque dispositif (largeur faille, offset, présence artefact...). Les résultats des profils inversés pour les dispositifs dd, pdF, pdR et pp (48 électrodes et $a = 10m$, c'est-à-dire la plus basse résolution utilisée au cours de nos travaux) sont présentés Figure 44. Le résultat du profil inverse pdFR combiné est présenté Figure 45. Une synthèse des interprétations par profil est présentée Table 4.

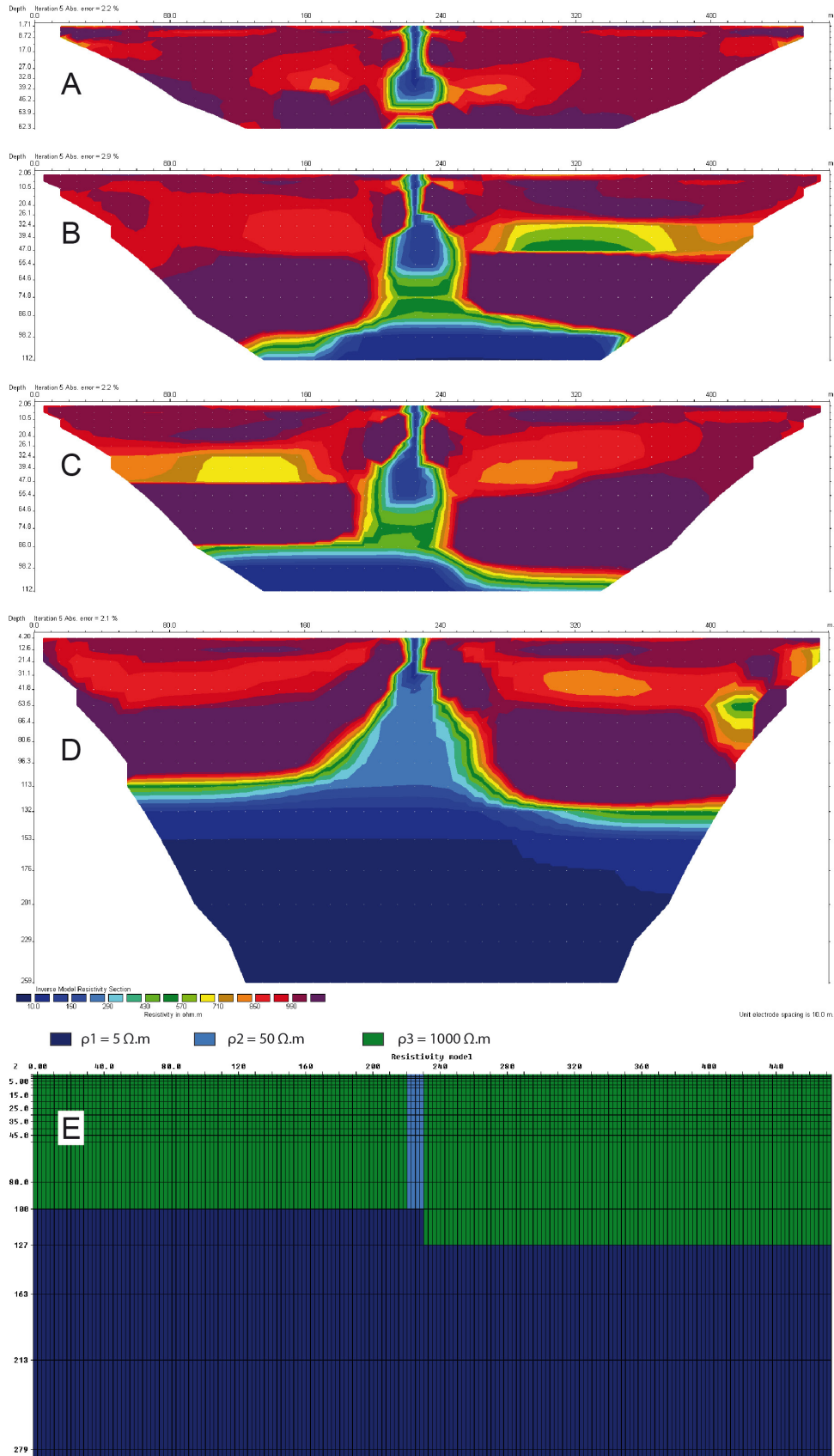


Figure 44 : Test de sensibilité pour un profil de 48 électrodes ($a=10m$) sur un modèle bicouche faillé avec un offset vertical de $\sim 30m$. A : dispositif dd ; B : dispositif pdF ; C : dispositif pdR ; D : dispositif pp ; E : modèle théorique. Les échelles de couleur des profils inversés sont identiques.

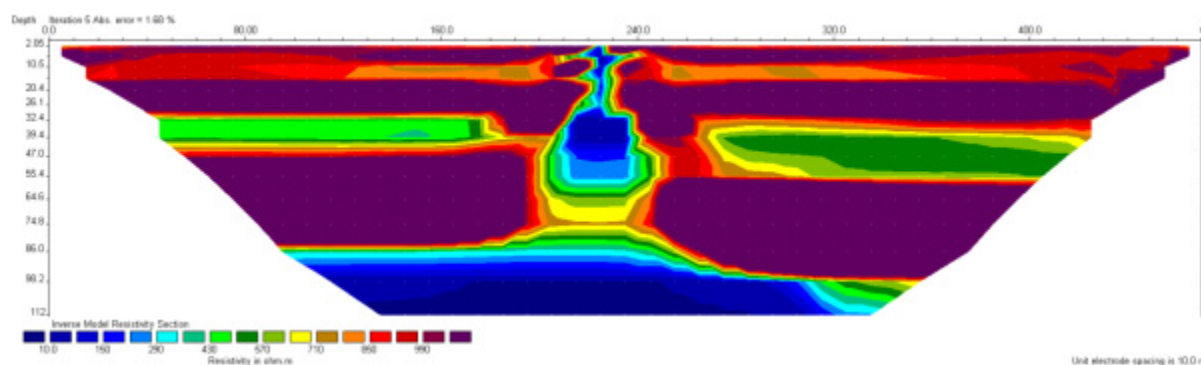


Figure 45 : Profil inverse pdFR combiné à partir des profils pdF et pR de la Figure 44.

	Profondeur (z)	Largeur faille (10 m)	Offset faille (30 m)	Artéfact	Contact stratigraphique	RMS (%)
dd	Insuffisante	Bien reproduite en surface, surestimée à partir de z = 30 m	Invisible : profondeur d'investigation insuffisante	Très faible	Invisible : profondeur d'investigation insuffisante	2.2
pdF	Moyenne	Bien reproduite en surface, surestimée à partir de z = 25 m	Difficilement identifiable, voir inversé par rapport au modèle !	Fort	Mal reproduit, contact incliné	2.9
pdR	Moyenne	Bien reproduite en surface, surestimée à partir de z = 25 m	Sous-estimé, environ 15 m ici	Fort	Correct, horizontal	2.2
pdFR	Moyenne	Bien reproduite en surface, surestimée à partir de z = 25 m	Sous-estimé, environ 15 m ici	Très fort	Correct, horizontal	1.7
pp	Bonne	Bien reproduite en surface, surestimée à partir de z = 30 m	Correctement reproduit, > 25 m	Faible	Correct, horizontal	2.1

Table 4 : Description qualitative des résultats des profils inverses présentés Figure 44 et Figure 45 en comparaison avec le modèle théorique imposé Figure 44E.

D'après la comparaison entre le modèle théorique et les profils obtenus pour les différents dispositifs, on peut retenir que le profil acquis en configuration pôle-pôle semble donner les résultats les plus satisfaisants. On observe en effet : (i) une reproduction correcte du rejet vertical sur la faille, (ii) des contacts calcaire/argiles bien horizontaux et (iii) des artefacts qui s'avèrent être limités à de faibles variations de résistivité dans les compartiments calcaires. Le bémol reste pour ce dispositif une surestimation de la largeur de la faille en profondeur due à une mauvaise résolution horizontale.

Les Figure 44B, C et Figure 45 montrent que dans le cas de la configuration pôle-dipôle, il est impératif de combiner les résultats de l'acquisition « forward » et de l'acquisition « reverse » pour s'affranchir des problèmes de dissymétrie de ce dispositif (Figure 43). Malgré ce traitement, le profil pdFR combiné (Figure 45) présente néanmoins plusieurs artefacts importants dans les compartiments calcaires et l'offset vertical sur la faille est sous-estimé ($\approx 15\text{m}$).

Enfin, le profil réalisé en configuration dipôle-dipôle reproduit la faille de façon correcte mais n'a pas une profondeur d'investigation suffisante pour mettre en évidence le décalage des contacts stratigraphiques.

Cette étude de sensibilité simple prouve à nouveau l'intérêt de réaliser pour un même profil plusieurs acquisitions avec différentes configurations d'électrodes. Dans le cadre de nos travaux, nous avons donc systématiquement réalisé, pour chaque emplacement de profil, trois acquisitions dont :

- une acquisition de type dipôle-dipôle, labélisée dd ;
- une acquisition de type pôle-dipôle « forward » et « reverse », labélisée pdFR lorsque ces deux profils sont combinés;
- et une acquisition de type pôle-pôle, labélisée pp.

L'interprétation conjointe de l'ensemble de ces données nous a permis de déterminer avec un maximum de précision et de contraintes la structure en profondeur des glissements étudiés. Toutefois, nous présenterons dans les parties suivantes essentiellement les résultats des profils acquis suivant les dispositifs pôle-dipôle (forward et reverse combiné) et pôle-pôle. En effet ce sont les dispositifs qui permettent la profondeur d'investigation maximale, paramètre fondamental dans le cadre de cette étude et des résultats attendus.

De manière à obtenir un bon compromis entre une profondeur d'investigation suffisante (minimum 100m) et une résolution adaptée, nous avons utilisé un écartement d'électrode variable de 5 à 10 m suivant les secteurs. Nous avons également fait varier le nombre d'électrodes du dispositif (de 48 à 96) en fonction de la profondeur d'investigation requise pour chaque site.

3.3. Article 1 : Typologie et modèle d'évolution long terme (400 ka) du mouvement de grande ampleur de la Marbrière

Ces résultats sont présentés sous la forme d'un article publié dans la revue [Geomorphology](#) (Figure 46). Un résumé en français est présenté ci-dessous. Des résultats complémentaires à ces travaux associés à une discussion élargie sont présentés à la suite de l'article.



Evolution stages of large deep-seated landslides at the front of a subalpine meridional chain (Maritime-Alps, France)

Swann Zerathe*, Thomas Lebourg

Université de Nice Sophia-Antipolis, Centre National de la Recherche Scientifique (UMR 6526), Observatoire de la Côte d'Azur, Géoazur, 250 av Albert Einstein 06560 Valbonne, France

Figure 46 : Référence de l'Article 1, publié dans la revue [Geomorphology](#).

Résumé de l'article 1 :

L'étude de l'évolution spatiale et temporelle à long terme des versants instables est l'une des clés pour la compréhension des processus de glissements de terrain profonds. En effet, l'un des problèmes liés à leur étude est l'échelle temporelle d'observation réduite (humaine), souvent inadaptée au regard de l'échelle de temps longue sur laquelle évolue ces phénomènes ($> 10^3$ ans). Qu'il s'agisse d'un paléo-glissement, ou d'un glissement actif, le géologue se trouve réduit à l'observation d'une seule phase d'évolution, impliquant un manque important de connaissances sur les modèles et processus d'évolution géomorphologique des glissements sur le long terme.

Cet article présente une étude innovante au cours de laquelle nous nous sommes intéressés à un glissement de grande ampleur singulier qui présente une zonation de trois phases d'évolution du même processus, similairement à trois photographies prises à différentes époques.

Ces trois grands glissements de terrain profonds (DSLs) se sont développés sur le front d'une chaîne subalpine et plus exactement sur le versant de "La Marbrière" près de la ville de

Grasse (Alpes-Maritimes, France). Le cadre géologique qui contrôle la stabilité et la morphologie des DSLs est typique de ce front de chaîne sédimentaire : on retrouve des versants dont la base est constituée de formations du Trias, séries épaisses (> 100m) d'argiles et de gypse souvent tectonisées, recouvertes par des séries calcaires Jurassiques, fracturées, faillées et largement karstiques. Les déformations gravitaires affectent l'ensemble du versant, impliquant plusieurs mouvements dont le volume total est estimé à $1,1 \times 10^8 \text{ m}^3$ de matériaux rocheux.

De nombreuses perturbations dans la morphologie du paysage sont visibles, comme des escarpements, des contre-pentes, des crevasses et autres morpho-structures typiques des mouvements profonds. Une cartographie géomorphologique couplée avec plusieurs tomographies de résistivité électrique (ERT) ont permis de révéler une forte corrélation entre les morpho-structures et les héritages tectoniques. Cette corrélation s'exprime par un contrôle spatial et géométrique des morpho-structures gravitaires par le réseau de failles héritées, observable en surface et jusqu'à à une profondeur de plus de 150 m.

La répartition spatiale des morpho-structures depuis la base des versants jusqu'aux sommets, montrent sur l'ensemble du versant trois stades d'évolution correspondant à trois DSLs et permettant une reconstruction de la dynamique du versant au cours des derniers $400 \cdot 10^3$ ans.

Evolution stages of large deep-seated landslides at the front of a subalpine meridional chain (Maritime-Alps, France)

Swann Zerathe, Thomas Lebourg

Université de Nice Sophia-Antipolis, Centre National de la Recherche Scientifique (UMR 6526), Observatoire de la Côte d'Azur, Géoazur, 250 av Albert Einstein 06560 Valbonne, France

Abstract:

Studying long term-evolution of gravitational slope evolution is a key to understanding deep-seated landslide processes. This paper deals with three large Deep-Seated Landslides (DSLs) at a front of a subalpine meridional chain, on the “La Marbrière” slope near the town of Grasse (Alpes-Maritimes, France). The geological framework controlling the stability and morphology of the DSLs is associated with thick and tamped Triassic layers of mudstone with gypsum overlain by highly faulted Jurassic limestone. Gravitational deformation affects the entire slope, involving a movement of about $1.1 \times 10^8 \text{ m}^3$ of rock material. It creates large disturbances in landscape morphology, such as scarps, counter-slope scarps, trenches and other typical gravitational morpho-structures. Geomorphological mapping coupled with deep electrical resistivity tomography (ERT) reveals a strong correlation between these morpho-structures and inherited brittle tectonic features. This observation relies on spatial and geometrical relations (on the surface and at the depth of more than 150 m, checked by ERT) between the most persistent fault and the gravitational morpho-structures. The specific distribution of the morpho-structures on the basis of their morphological typologies and variations in the stage of evolution of three DSLs provides an interpretation of their kinematics during the last 400 ka. It appears that soft substratums combined with inherited persistent anisotropies are key factors in the development of the DSLs. Indeed, outflow of mudstone due to the lithostatic pressure imposed by individual limestone compartments has led to general slope subsidence. Then, a progressive toppling of a rock mass may have led to the catastrophic rock collapse along bedding planes.

The evolution of the DSLs can be divided into three distinct stages represented by three zones: a young collapse stage (zone 1), a pre-collapse stage (zone 2) and an old mature stage (>400 ka, zone 3). As the DSLs occur on the same slope and in the same geological context, this area offers interesting perspectives for understanding factors controlling the long-term gravitational evolution of slopes.

Keywords: Deep-seated landslides, Morpho-structures, Gravitational slope evolution, Electrical resistivity tomography, Inherited faults, Subalpine chains.

3.3.1. Introduction

Researchers studying gravitational slope deformations have observed high percentages of Deep-Seated Landslides (DSLs) in young collisional mountainous areas. Therefore, most studies on DSLs focus on these active areas. Indeed, these areas are characterized by physical and mechanical factors that favor the development of such gravitational processes. Most of these studies emphasize the role of inherited structural and geological framework (Agliardi et al., 2001; Margielewski and Urban, 2003; Di Luzio et al., 2004; Brideau et al., 2005; Margielewski, 2006; Brideau et al., 2009), topography (Gao and Maro, 2010), potential seismic events (Lebourg et al., 2009; Sanchez et al., 2009) and links between particular field morphological features (Dramis and Sorriso-Valvo, 1994; Bovis and Evans, 1995; Agliardi et al., 2001; Kinakin and Stead, 2005). To understand DSL processes, we need to define the kinematics and penetration of deformation at depth.

In general, DSLs are observed in mountains underlain by metamorphic rocks (Hippolyte et al., 2006; Jomard, 2006; Jomard et al., 2007; El Bedoui et al., 2009; Sanchez et al., 2009). Such areas are generally affected by gravitational movements due to high slope angles, stress relaxation, and seismic impacts on inherited structural anisotropies which are considered as the main preparatory and triggering factors of DSLs.

For the last two decades scientific communities have tried to explain and understand the causes and processes that initiate and control the gravitational structures of DSLs and Deep-Seated Gravitational Slope Deformation (DSGSD). DSGSD corresponds to complex gravitational movements of a whole slope, related to rock-creep at depth, at a slow deformation rate. These processes can lead to individualized DSLs and potentially to catastrophic collapses which constitute a major issue in landslide and rock-fall prevention. They represent geodynamic processes developed on a time scale intermediate between the human (century) and geological (million years) scales (Flageollet, 1996). The long-term evolution of DSLs remains poorly analyzed, especially due to their location in high mountainous areas where fluvial and glacial erosion might restrict the long-term preservation of landforms and structures. The knowledge obtained from research on DSLs and DSGSD allows us to identify some particular morpho-structures due to landslide kinematics. They become prominent because landslide processes are faster than weathering processes (e.g. weathering of gneiss in Mt. Argentera; Lebourg et al., 2011).

In this paper we present an analysis of a slope affected by large-scale DSLs. The case shows well-preserved morpho-structures and landforms and a spatial segmentation of a slope based on three different evolution stages. The main objectives of our paper are 1) to define a structural model of the DSLs especially the depth boundary of the deformation and

the role of inherited discontinuities, and 2) to characterize the different stages of evolution of the DSLs in order to attempt their kinematic reconstruction.

3.3.2. Methods

Our study begins with the analysis of high resolution images from the QuickBird satellites (Google Earth, resolution 1 m) in order to identify lineaments and typical topographic anomalies. During field investigations of the landslides, we conducted structural measurements of faults, fractures and bedding planes and performed a precise analysis and mapping of the gravitational morpho-structures to reveal the role of inherited structures in the deep-seated landslide process (see [Margielewski, 2006](#)). We paid particular attention to gravitational morpho-structures to identify the different stages of evolution within the same slope and to construct a kinematic model of the deep-seated deformation (see [Martino et al., 2004](#)).

We also conducted several electrical resistivity tomography (ERT) surveys to validate our surface observations, highlight relations between inherited faults and associated gravitational processes, and investigate how deformation changes with depth. ERT has been widely applied to these types of problems and many recent studies have shown its usefulness in defining geological structure, fault geometry, landslide boundaries (sliding surfaces), and deep water circulations ([Naudet et al., 2008](#); [Fazzito et al., 2009](#); [Heincke et al., 2010](#); [Jomard et al., 2010](#); [Lebourg et al., 2010](#); [Pánek et al., 2011](#)). In this study, ERT was useful because of 1) the relatively simple geological structure of the La Marbrière slope (monoclinal layers and vertical faults) that would result in simple inverted models, and 2) high resistivity contrast between limestone and mudstone or a fault zone and limestone that facilitate identification of stratigraphic boundaries to evaluate fault offsets ([Caputo et al., 2003](#); [Nguyen et al., 2007](#); [Adepelumi et al., 2008](#); [Schrott and Sass, 2008](#); [Gelis et al., 2010](#)). Measurements were conducted with a multielectrode 2D device, using the Syscal PRO imaging system (IRIS Instrument). The 2D device is composed of 48 electrodes with a spacing of $a = 10$ m. Thus, the total length of each profile is 470 m. In this paper, we only present the results of pole–pole array ERT surveys because it allows for deeper investigation (about 260 m; [Edwards, 1977](#)). This investigation depth was necessary to image the assumed position of the gravitational faults and the depth boundary of both subsided and slipped masses. We positioned infinite electrodes following the recommendations of [Robain et al. \(1999\)](#) in order to reduce their influence and ensure finer and available evaluation of depth measurement. Each acquisition point was stacked three to nine times and the obtained value was deleted if the quality factor representing deviation between successive measurements and instrumental uncertainty was higher than 2%. The resolution of ERT profiles is a function of the number of acquisition points; a pseudo-section is a 10×10 m grid ([Loke, 1997](#)).

To obtain a true vertical resistivity section from apparent resistivity measurements, field data was inverted using the RES2DINV software (Loke and Barker, 1996). Constraints related to topographic variations were incorporated in the inversion processing.

3.3.3. Study area

3.3.3.1. Topography

The “La Marbrière” slope (Figure 47) is located 15 km to the NW of Cannes Town, Alpes-Maritimes, Southern French Alps (Figure 48). The slope toe supports the largest part of Grasse Town. For the last 100 years this area has seen an increase in urban development. Recently, evidence of active gravitational deformations (e.g. newly opened trenches involving huge moving masses) has been observed. These gravitational deformations represent a strong hazard in such a highly developed urban environment (Figure 47) at the southwest of the Rioucougourde River.

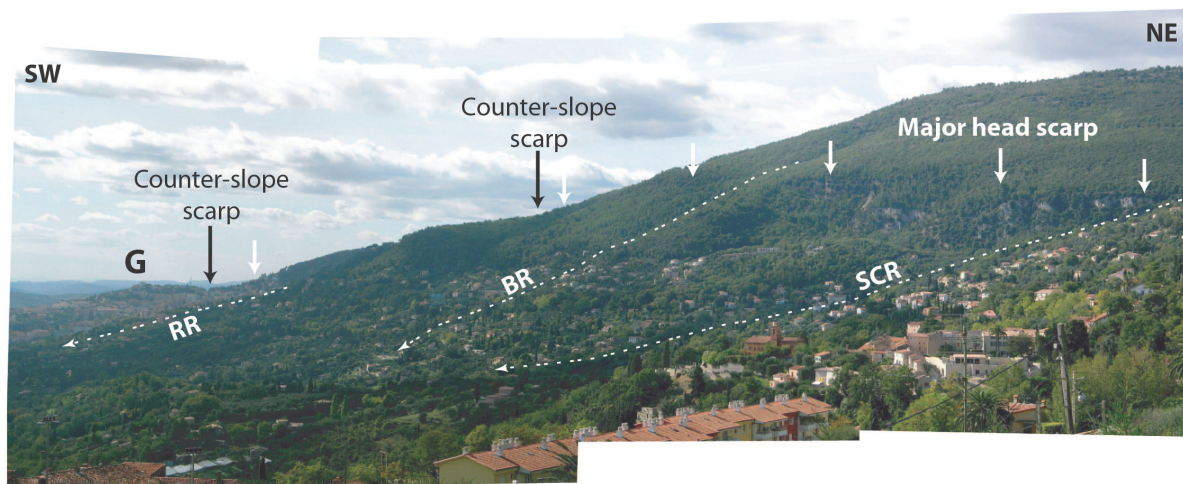


Figure 47 : Panoramic view of the “La Marbrière” slope showing large gravity-induced disturbances in the landscape morphology and high level of urbanization of the slope. G: town of Grasse; RR: Rioucougourde river; BR: Boullides river; SCR: Saint Christophe river.

The area is characterized by relatively low elevations (from 250 to 900 m) and steep slopes (from 30° to 40°) with a trend of ~N40°. The slopes are bounded on the north by a large karstic region which represents the first subalpine overthrust reliefs, with a highest point of 1400 m a.s.l. (Figure 48). To the south, the area is bounded by a significant depression whose elevation varies between 0 and 200 m a.s.l. This depression corresponds to the largely eroded Triassic Provincial autochthon domain. This geomorphological position makes the “La Marbrière” an atypical slope that belongs to the first erosional front of the SE Alps. At the same time, many karstic-springs have been observed at foot slope, especially at the stratigraphic contact between Jurassic and Triassic layers. These springs are related to

overflow of karstic aquifer at the boundary with impermeable Triassic mudstone ([Mangan, 1982](#)). A panoramic view of “La Marbrière” slope (Figure 47) demonstrates various geomorphological anomalies due to this gravitational deformation and the risk associated with the urbanization.

3.3.3.2. Geology

The “La Marbrière” DSL is located in south-eastern French Alps, within the sedimentary cover that overlies the External Crystalline Massifs (Mercantour, Dome de Bârot and Maures-Esterel). During the last Alpine compressional phase, this sedimentary cover underwent an NE–SW shortening deformation and was globally pulled out from the Crystalline Massifs basement ([Giannerini, 1978](#); [Ritz, 1991](#); [Chabert-Pelline, 1996](#); [Laurent, 1998](#)). The main resulting structures show south-verging thrust faults and folds which now form the Meridional subalpine Chains ([Goguel, 1936](#)), subdivided into the Castellane and the Nice arcs. The “La Marbrière” slope is located in the center of the south-easternmost part of the Castellane Arc close to the boundary between the Provençal autochthon domain and the subalpine overthrust domain (Figure 48A).

The autochthon domain, bounded by the thrust of Cavillone ([Spini, 1978](#)), is affected in its northern part by several secondary shallow thrust faults which split the domain into three well-defined units: Marbrière, Doublie and Caussols (Figure 48). These units are separated by a system of strike slip faults with N20° and N160° orientations which most likely allowed differential movements of the units during shortening phases.

The “La Marbrière” slope is close to the southern boundary of the secondary thrusts units (Figure 48B). It consists of a thick (>300 m) dolomitic and calcareous Jurassic sequence (mainly monoclinical) underlying Triassic series of mudstone with gypsum and the characteristic stratigraphic succession of the paleogeographic Provençal carbonate platform ([Haug, 1891](#); [Debelmas, 1974](#)). Alpine compression induced on the subalpine chains front a high level of fracturing of the limestone rocks. Coupled with an important tamping and thickening of soft Triassic mudstone and gypsum layers, it generated an upturning of the bedding plane ranging from 5° to 15° toward the NW (Figure 48C; [Laurent, 1998](#)). The Triassic soft series are well-known and described as “a soap layer” of the Alpine overlaps. It is also well established that such soft rocks could play a similar role in the initiation of DSLs. Indeed, this context, in which a thick layer of limestone overlies mudstone and gypsum substratum, gives rise to a huge mechanical contrast that favors initiation and development of gravitational processes ([Nemcok et al., 1972](#); [Baron et al., 2004](#); [Maffei et al., 2005](#); [Esposito et al., 2007](#); [Pánek et al., 2009a](#)).

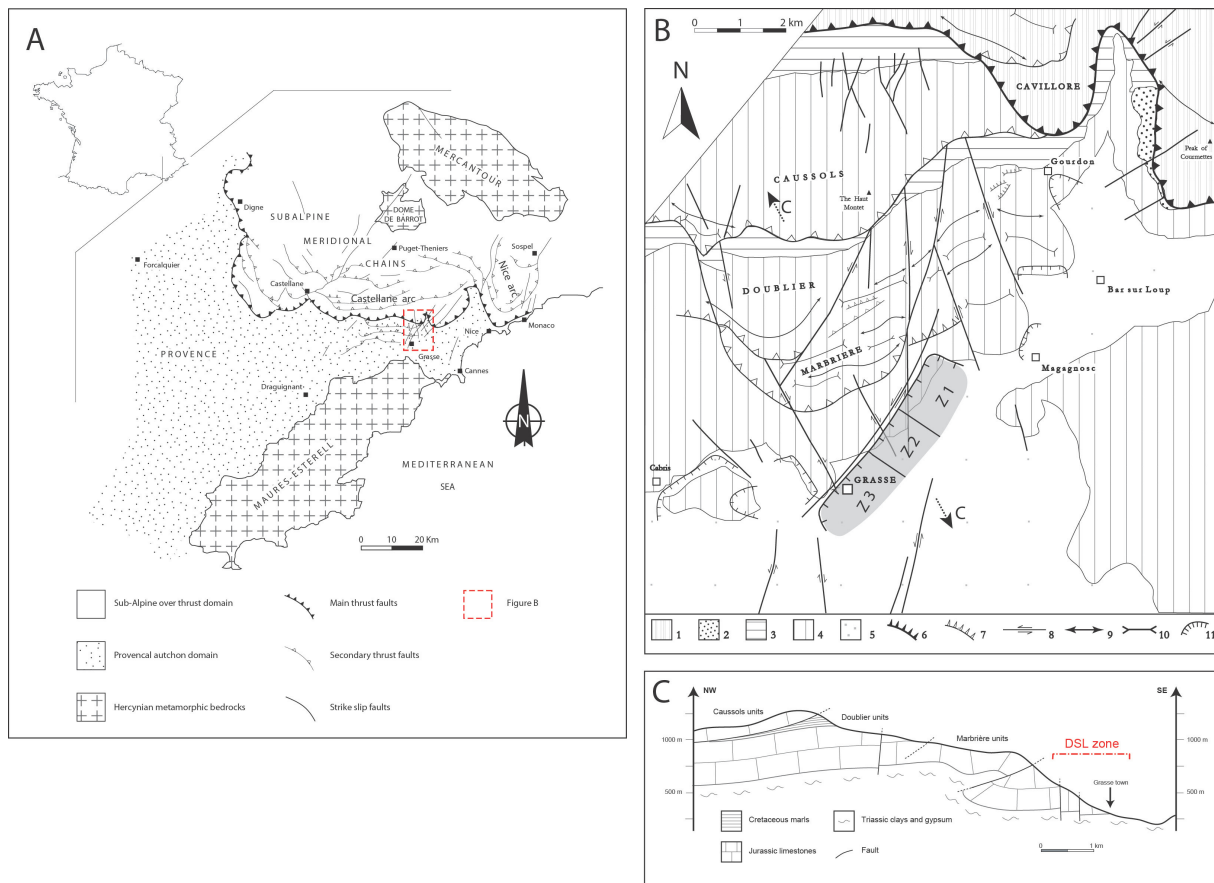


Figure 48 : Structural settings of the study area. (A) Large scale structural map of the subalpine chains. (B) Structural map of the meridional subalpine chains around the study area. 1) Allochthonous Jurassic limestone; 2) Tertiary conglomerate; 3) Cretaceous marl; 4) Jurassic limestone; 5) Triassic mudstone with gypsum; 6) Major thrust fault; 7) Secondary thrust fault; 8) Strike–slip fault; 9) Anticline; 10) Syncline; 11) Major deep-seated landslides. (C) Simplified geological cross section of the studied slope (see B for location).

Field analyses of the “La Marbrière” slope revealed the existence of a fracture network whose orientation is consistent with regional faults orientations previously described. Another fracture network, predominantly oriented N120°–140°, was observed in the northeasternmost part of the slope. More than 50 striated fault plane measurements showed that the “La Marbrière” slope is affected by two distinct fault families (rose diagrams in Figure 49):

- 1) The major fault family is oriented N20°–40° and dips 80°–90° toward the SE. On these faults, clear tectonic slickensides show a sinistral strike–slip with a pitch close to horizontal (less than 5° toward the South). These discontinuities play a major role in the slope structure and define the slope topography orientation. They are continuous throughout the slope, extending laterally for up to 3 km and reaching 80 m depth in crossed thalwegs.
- 2) The second fault family is oriented N140°–150° and dips 75°–85° toward the NE. These faults are observed in the Rioucogourde and Boullides valleys. Sporadic

slickensides on fault planes allowed us to measure pitch values dipping from 0 to 10° to the north. They also indicate a dextral strike-slip.

In contradiction with the main horizontal tectonic displacement deduced from the measurements of striated planes, we measured many vertical anomalous offsets between the fault footwall and the hanging wall by utilizing the first level layer of the Bathonian (Middle Jurassic). This level is represented by a 30mthick layer of purple sand-marls. The layer constitutes a consistent benchmark in the limestone sequence ([Dardeau, 1983](#)) and was used to quantify gravitational offset on faults. The vertical anomalous offset and the presence of associated typical gravitational morpho-structures, especially observed on the family of N20°–40° faults, strongly suggest the presence of a general gravitational reactivation of the inherited fault network. As a result of this reactivation, inherited faults will evolve into a scarp or a trench depending on the high or low elevation of the fault respectively.

3.3.4. Analysis of gravitational slope deformations

The field analysis of the “La Marbrière” slope has revealed the presence of two main gravitational morpho-structures types which fall within two major groups: 1) topographic anomalies such as scarps and counter-slope scarps, and 2) trenches. These morphostructures typically hint at the presence of the DSL process as was shown by several authors ([Dramis and Sorriso-Valvo, 1994](#); [Bovis and Evans, 1995](#); [Agliardi et al., 2001](#); [Kinakin and Stead, 2005](#)).

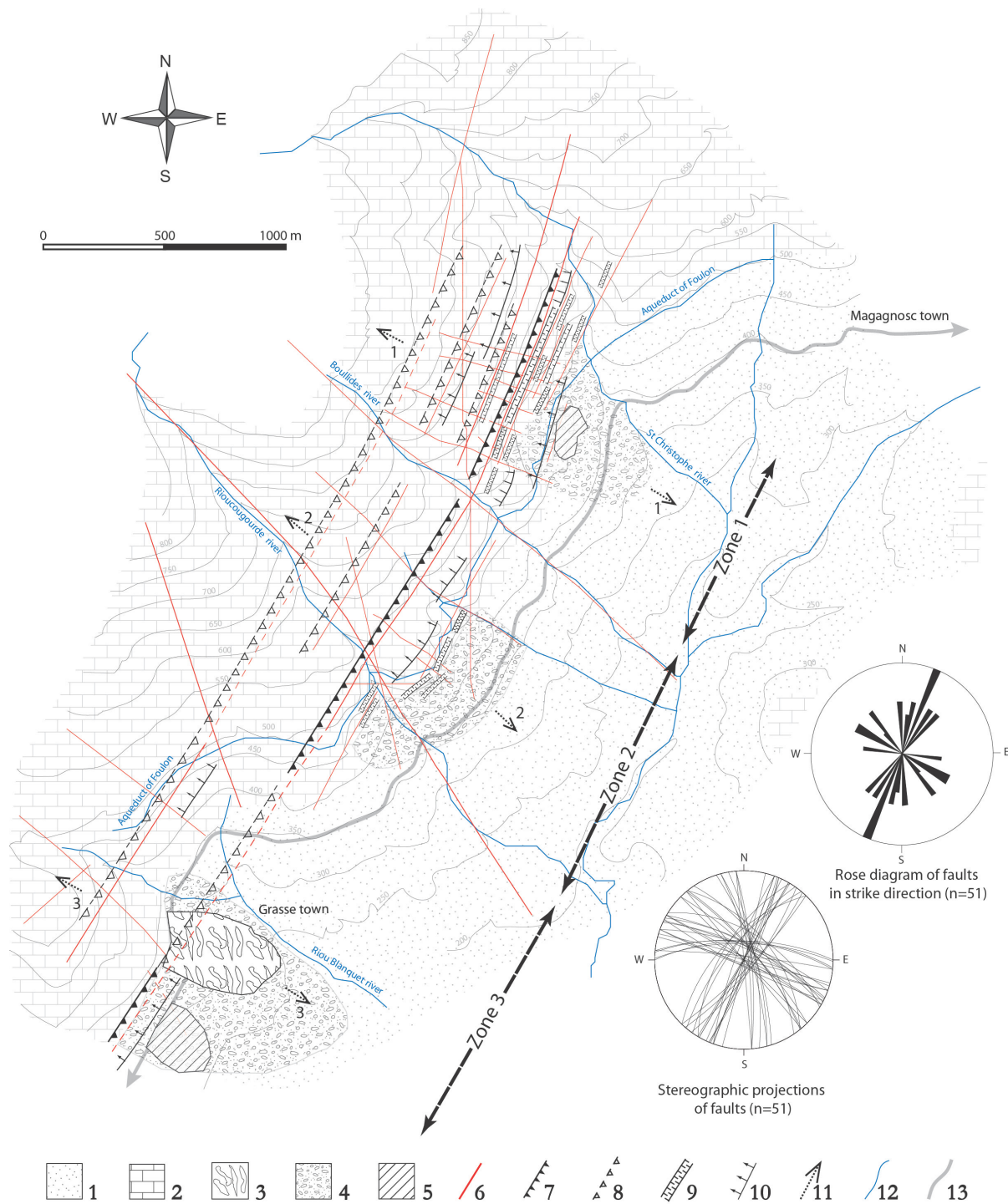


Figure 49 : Morphostructural map of the “La Marbrière” slope showing the principal geological framework and the features of gravitational slope deformation. The rose diagram is obtained from measurements of the main faults within the landslide area (n=51 for 5° classes) and the diagram of stereographic great circles corresponds to the same measurements in Schmidt projection and on lower hemisphere. 1) Triassic mudstone with gypsum; 2) early and lower Jurassic dolomite and limestone; 3) Quaternary calcareous tufa dated at >400 ka (Gassin et al., 1997); 4) landslide and rockfall accumulation; 5) toppled and slipped limestone mass; 6) observed strike-slip fault; 7) major scarp; 8) interpreted or minor scarp; 9) opened or filled trench; 10) counter-slope scarp; 11) location of cross sections in Figure 55; 12) river network; 13) principal road.

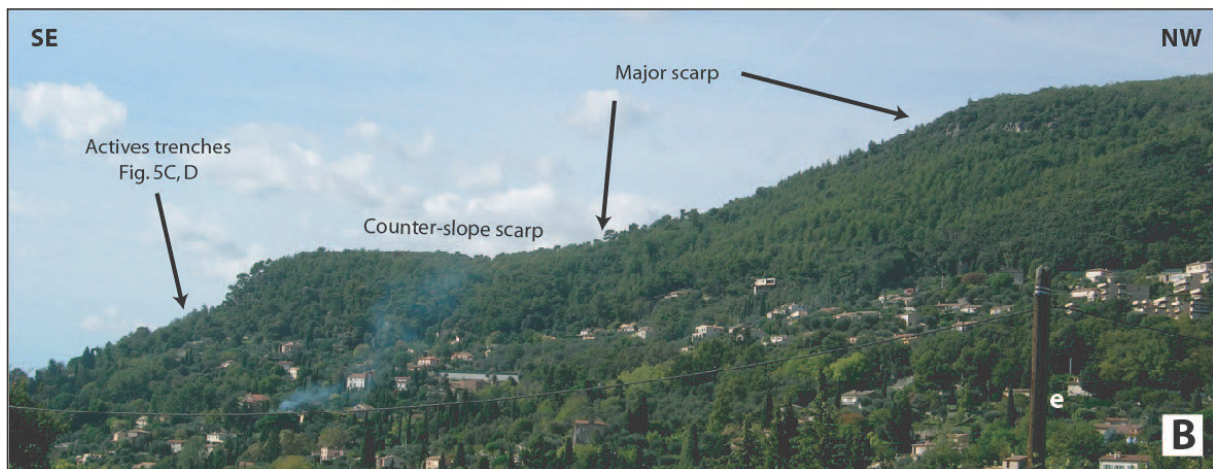
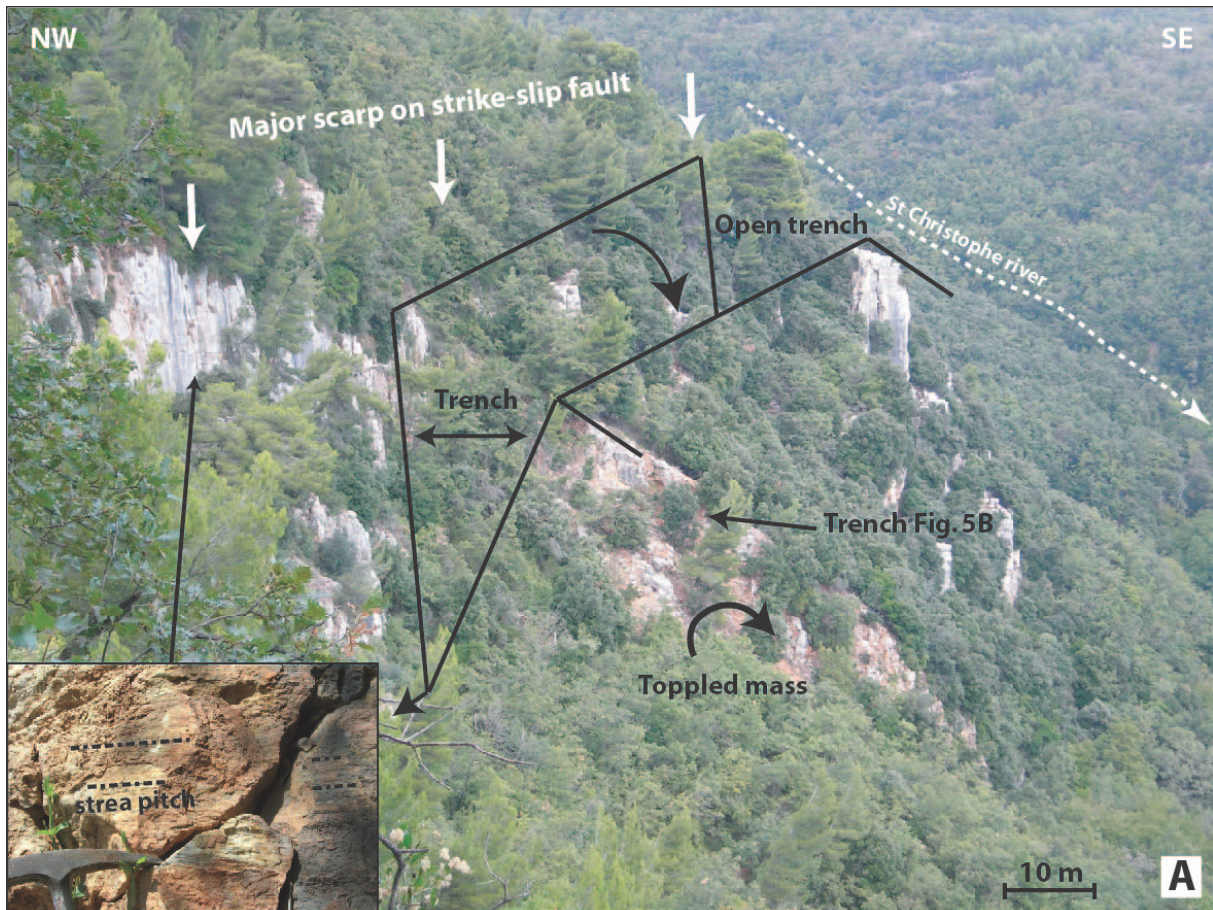


Figure 50 : Panoramic pictures of the “La Marbrière” gravitational slope deformation. (A) View of the major scarp in the Northeastern part of the slope (zone 1). It shows complex deformations combining subsidence and toppling of the inferior compartment associated with a wide open trench. (B) View of the scarp and the associated counter-slope scarp in the central part of the slope (zone 2).

3.3.4.1. Scarps and counter-slope scarps

On the “La Marbrière” slope, scarps and counter-slope scarps affect the top of the slope (Figure 49). These deformations are continuous through the entire landscape and are

developed along a vertical N40° strike–slip fault inherited from last Alpine compressional phase.

Scarps are particularly pronounced on the eastern part of the slope (Figure 50A). In this area all the scarps correspond to straight and continuous cliffs with an N20°–40° orientation. The largest cliff, 50 m high and 700 m long, develops at 600 m a.s.l. and is bounded at its foot by a several-meter wide counter-slope scarp which indicates the occurrence of a past collapse event. Along the scarp plane we observed sub-horizontal slickenside striations and tectonic fault-breccias inherited from strike-slip motion (Figure 50A). Several secondary scarps, whose height varies from 2 to 5 m, associated with slight counter-slope scarps (from 5 to 10 m wide), are located above the major scarp previously described. Due to their salient morphology, which suggests their recent development, the local slope morphology resembles a terrace-like flat surface. This typical morphology and the small opening observed between every secondary scarp's footwall and hanging wall (e.g. Figure 51A), point out these morpho-structures. They mainly result from a subsidence of the lower compartment according to a component of deformation close to the vertical.

At the central part of the slope, the main scarp shows a different morphology, characterized by a more gentle break in the slope, associated with a large counter-slope scarp (Figure 50B). Using relative positions of the Bathonian benchmark, we found a vertical offset of 30 m between both scarp sides. Considering that 1) inherited tectonic deformation on these N40° faults is strictly horizontal and 2) the mass presents a lithological calcareous homogeneity, this offset should be regarded as evidence of a gravitational deformation superimposed on the N40° fault. Thus the upper part of the slope is dominated by vertical and homogeneous deformation.

3.3.4.2. Trenches

Gravitational trenches observed on the “La Marbrière” slope are usually oriented parallel to the slope strike and preferentially developed along N20°–40° inherited discontinuities in limestone formation (Figure 49). The trenches exhibit two different morphologies depending on their location on the slope.

The first type of trenches is located in the upper part of the slope, directly at the main scarps foot. These trenches are characterized by absence of stratigraphic conformability between their walls which can be explained by a large vertical offset previously undergone along scarps. The first-type trenches are mostly located in the northeastern and southwestern parts of the slope and are approximately 500 m long, 10 m wide and 50 m deep (Figure 49 and Figure 50A). Figure 51B displays a small-scale trench located in the north-eastern most zone (zone 1) and associated with the major trench shown in Figure 50A. It can be seen that the first-type trenches are dominated by a V-shaped morphology.

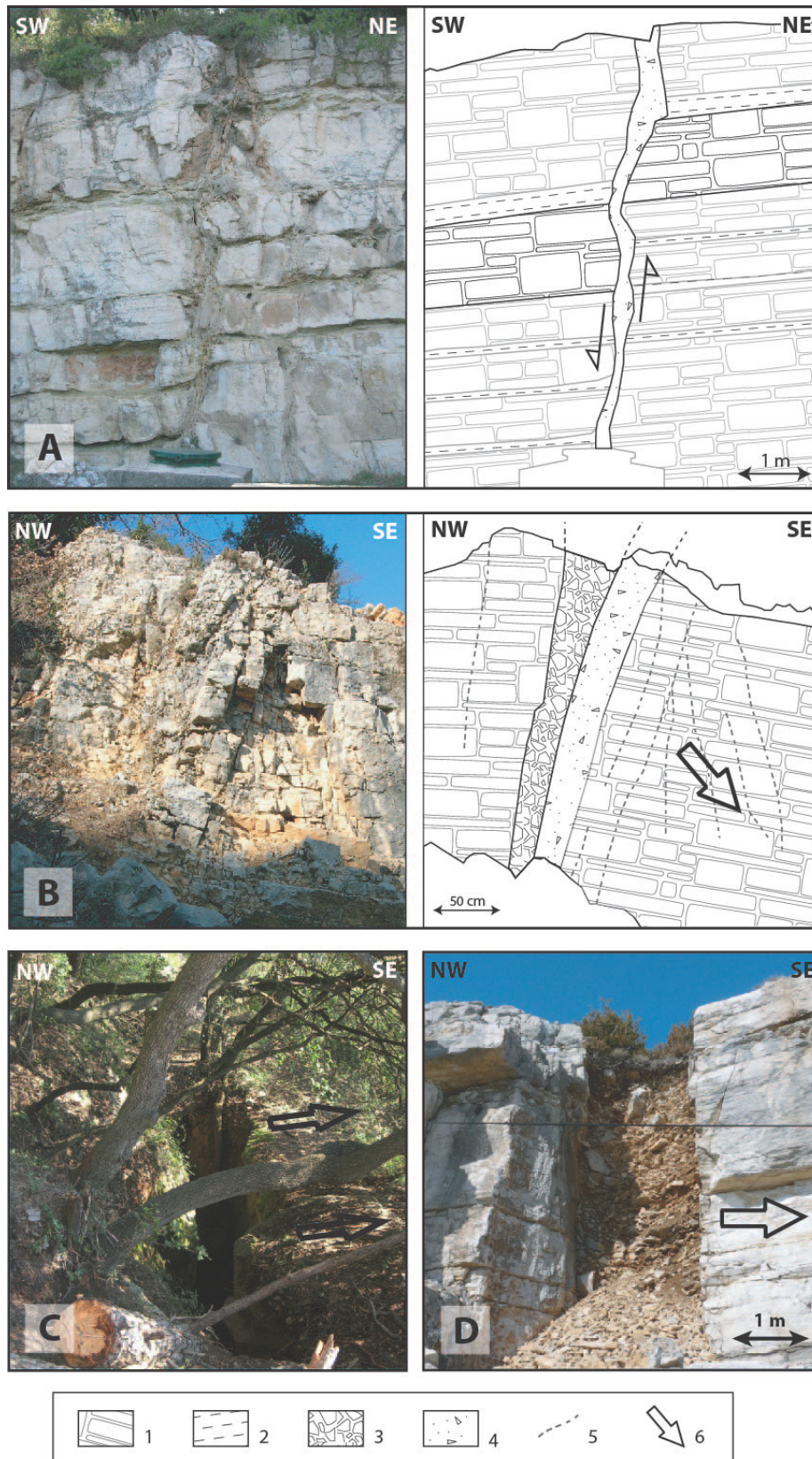


Figure 51 : Gravitational morpho-structures observed on the “La Marbrière” slope and their interpretative sketches. (A) View of a scarp in the Southwestern part of the slope. (B) Trench developed on an N40° fault in the north-eastern part of the slope; (C) and (D) open and filled trenches in the central part. Legend: 1) limestone layer; 2) mudstone layer; 3) clastic filling; 4) fault breccia; 5) fracture; 6) estimated direction of deformation.

Two types of breccias are observed: 1) fault breccias, attached to the downhill compartment (SE) and made of a highly indurate gouge, and 2) younger gravitational breccias, filling the trench and made of unconsolidated, coarse and heterometric debris. At the surface of the SE compartment (located at the lower part of the slope) there was a flexural toppling of the inherited fractures associated with a 20° to 25° global bedding plane tilt toward the SE (Figure 51B).

These observations, made at different trench-scales, indicate that the opening of this kind of trenches is related to the toppling of the downhill rock mass. To summarize, trenches of the first type underwent the following two stages of deformation: 1) vertical movement due to the subsidence of downhill compartments, and 2) horizontal movement due to rotation and toppling of the latter (Figure 50A and Figure 51B).

The second type of trenches is located at the lower part of the slope and is particularly developed in their central part. Compared to the first type (zone 2, Figure 49) they are less continuous and elongated. Their length varies between 50 and 200 m, with an aperture of about 0.5–2 m. They are about 30 m deep, thus reaching the lithological contact with Triassic layers. The main morpho-structure characteristic is a strong stratigraphic conformability between their walls (Figure 51C, D) which indicates the presence of a main horizontal component of deformation related to lateral spreading of downhill compartment. These trenches also show the evidence of current activities such as stretched roots, fresh cracks and clastic fillings with a structure indicating a progressive fill synchronous to the spreading. Therefore, the lower part of the slope seems to be dominated by deformation with a nearly horizontal component.

3.3.4.3. Other gravity-induced deformations

Field investigations also revealed the following gravity-induced deformations: 1) rock-collapse and blocks deposits (zones 1 and 3, Figure 49), and 2) slipped limestone mass with a preserved structure in zones 1 and 3 (Figure 49). In the southwestern most part of the slope (zone 3) a large and thick (up to ~30 m) calcareous concretion of tufa is developed at foot slope (Figure 49). According to [Mangan \(1982\)](#), this tufa was produced by a high discharge karst spring, “La Foux”, located at the boundary between Jurassic and Triassic layers. We find that the calcareous concretion overlies an old landslide body (slipped limestone masses, blocks and scree), suggesting that a collapse event, older than the formation of the tufa, occurred in the past. [Gassin et al. \(1997\)](#) conducted an archeological research on Palaeolithic clay layers located just below the tufa. Using the U-/Th- series dating methods, they estimated the age of the tufa concretion bases to be older than 400 ka. The fact that the tufa overlies the landslide body suggests that the collapse took place at least 400 ka ago. We also observed many tilted speleothems on the overall tufa (Figure 52). Initially, speleothems (i.e. stalactites and stalagmites) were formed along a vertical axis by precipitation of calcium carbonate from supersaturated seepage waters ([White, 1988](#)). Thus,

tilted speleothems may indicate post residual movements and long-term landslide evolution. The speleothems inclination measured on several calcareous tufa outcrops was found to be about 30° toward the NW (backward rotation). This long-term evolution could be also confirmed by recurrent deformation in urban structures.

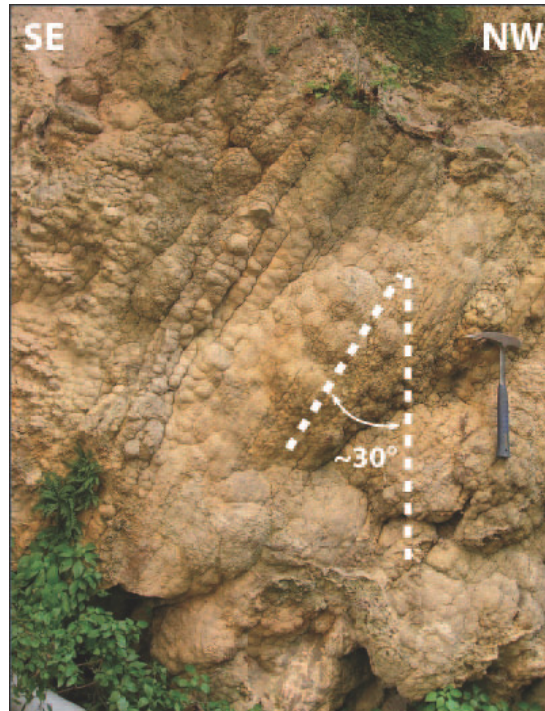


Figure 52 : Photograph of a typical outcrop of calcareous tufa with rotated speleothems (stalactites at foreground and stalagmite in the top-left corner). The backward rotation is roughly homogeneous for the entire tufa and is about 30° toward the SE.

3.3.5. Electrical resistivity tomography

Three profiles (ERTs 1 to 3) were measured in the axis perpendicular to the main faults and major gravitational slope features (Figure 53). The results of inversion processes are presented in Figure 54. ERTs 1 to 3 show relatively low root-mean-square (rms) errors: 3.9% for ERT 1, 5.1% for ERT 2 and 13.3% for ERT 3. This observation provides evidence of the consistency of the inverted resistivity models. The profiles are characterized by different values of resistivity, ranging from 10 to 1000 Ω m. We attribute this wide resistivity range to slope lithological variations due to the relative basement homogeneity between each profile.

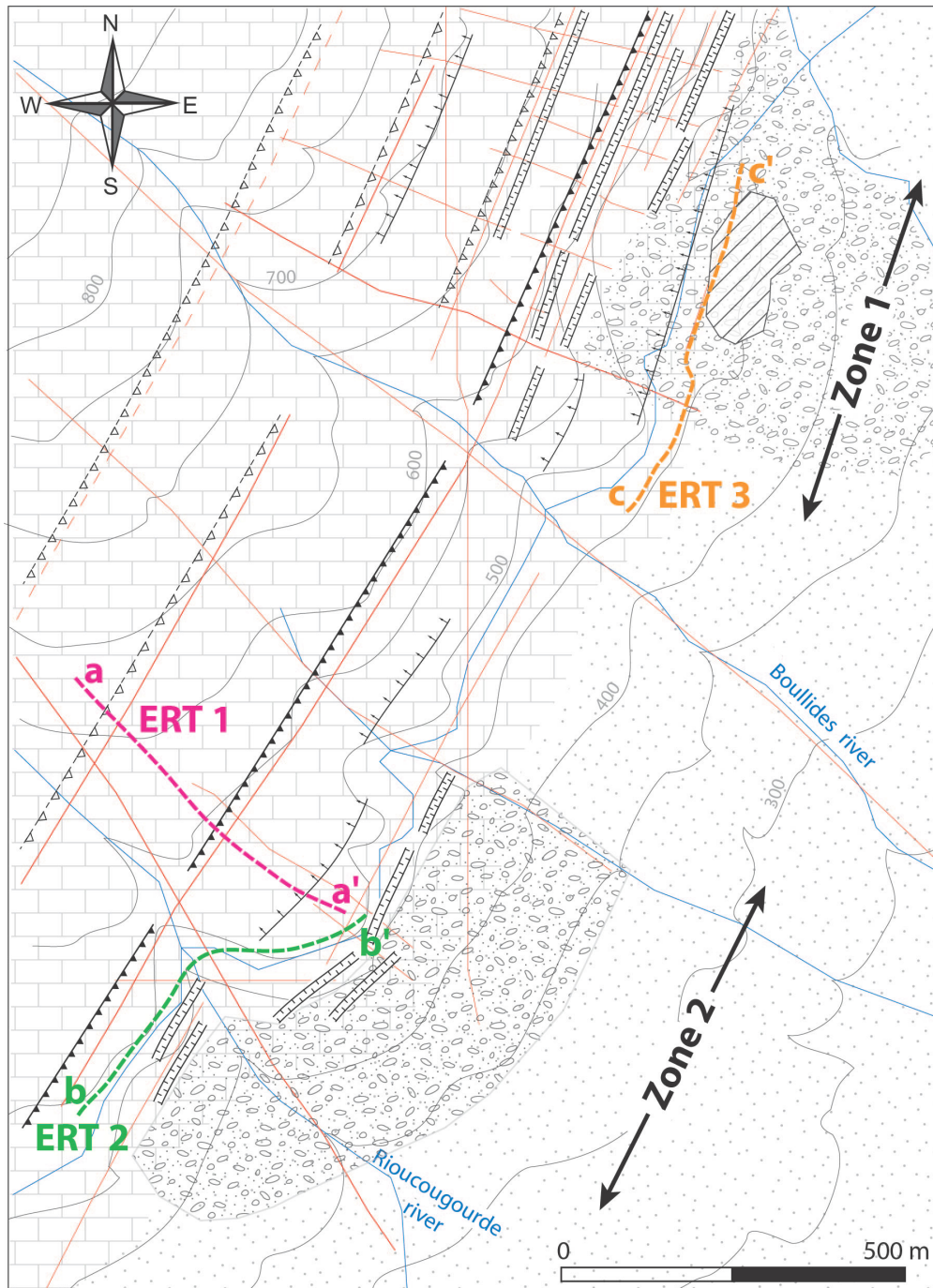


Figure 53 : Enlargement of the morphological map of the slope (Figure 49) on which the three ERT profiles are indicated. The symbols and the legend are the same as those used in Figure 49.

This hypothesis is confirmed in the field where we observe three formations with significantly different resistivities:

- 1) The homogeneous Triassic mudstone with resistivity lower than $100 \Omega \text{ m}$, thickness of more than 150 m, and upper elevation limits of 450 m and of 350–400 m a.s.l for the stable and the landslide compartments correspondingly.
- 2) The homogeneously resistant lower Jurassic dolomite and limestone formation with resistivity of more than $300 \Omega \text{ m}$ and thickness varying between 80 and 100 m.

- 3) The middle Jurassic marls (Bathonian), especially visible on ERTs 1 and 2, with resistivity ranging between 100 and 300 Ω m and thickness of about 30 m.

ERT 1 was performed in zone 2, perpendicularly to the N40° faults network that leads the main DSL scarps (Figure 53). Anomalously low resistivity values, found in an ERT survey conducted in bedrock with an overall high resistivity (e.g. limestone), can indicate the presence of faults. Indeed, fault induces a bedrock weathering by mechanical damaging and chemical alteration. Moreover, the high porosity of damaged areas favors water circulation. As a result, resistivity along the main fault is significantly smaller than those of the surrounding medium (Ingham, 2005). The fault locations we mapped in the field match well to the anomalies of resistivity observed in ERT 1 at the distances of 100 and 260 m. On the main fault ($x=260$ m), a vertical displacement of about 50 m is visible between the NW and SE compartments. This offset confirms the propagation of gravitational deformation extending further than 150 m, along the inherited N040° faults and probably within the mudstone. The stratigraphic contact between limestone and mudstone is 450 m a.s.l for the stable compartment and between 350 and 400 m a.s.l for the landslide compartment.

ERT 2 was acquired perpendicular to the N160° fault bounding the zone 2 which corresponds to the Rioucogourde thalweg (Figure 53). As can be seen on the ERT 2 profile in Figure 54, the fault presence at the distance of 240 m is clearly imaged as an area of anomalously low resistivity, cutting vertically across the limestone formation below a depth of 20 m. We measured an offset of about 20 m between the SW and NE compartments from the stratigraphic mudstone/limestone contact elevated 350 and 330 m a.s.l., respectively. The differential gravitational behavior between the two compartments is probably due to the presence of a fault.

At depth, the observed increase in the anomaly size can be explained by the presence of a karstic cavity filled with circulating water. This hypothesis is supported by field observations of similar karstic structures and the presence of a spring below the anomaly. The wide anomaly could also be partially explained by the applied vertical correction of 0.7. Another resistivity anomaly in the southwestern part of ERT 2 ($x=120$ m) can also be interpreted as karstic cavities.

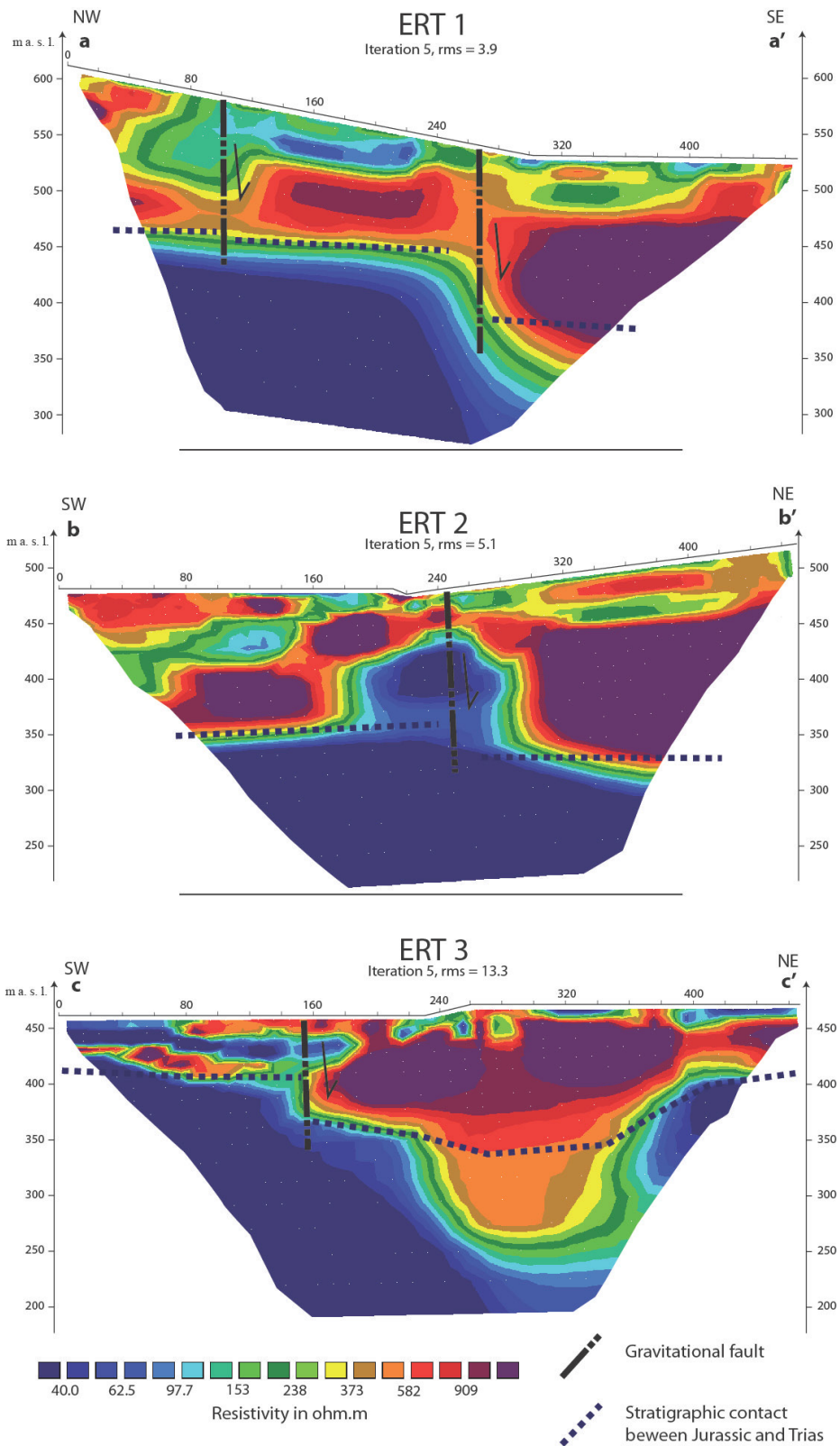


Figure 54 : Electrical resistivity tomographies of pole-pole surveys carried out in the central (zone 2) and north-eastern (zone 1) parts of the “La Marbrière” slope (profile locations are shown in Figure 53). Fault zones and litho-stratigraphic boundaries between mudstone and limestone are indicated by mixed solid-dotted lines and dotted lines respectively.

The aim of ERT 3 (Figure 54), acquired in zone 1 (Figure 53), was to determine the depth and geometry of the collapsed and slipped masses located at foot slope (Figure 49). Due to geological complexities induced by intense gravitational processes, this profile shows more heterogeneities than in ERTs 1 and 2. At the same time, different resistivity values clearly indicate the presence of different lithologies. Just below the surface, the first layer (about 20-m-thick) is characterized by a resistivity varying within the range of 40–1000 Ω m, which corresponds to superficial scree and colluviums observed in the field (Figure 49). A high-resistivity anomaly (>1000 Ω m) appears under the scree layer (between $x=160$ and 400 m) and extends until ~ 350 m a.s.l. According to our surface observations (Figure 49), this zone is interpreted as a large collapsed limestone mass (around 2.5×10^5 m³). The homogeneity of resistivity suggests that this collapsed mass may have generally preserved its structure at depth. The deepest part shows resistivity values lower than 100 Ω m as for the mudstone previously described. It also shows a zone with resistivity values of about 400 Ω m, which is attributed to an inversion artifact linked to the high resistivity anomaly described above. Geophysical prospecting has been used to confirm the fault positions, their geometries and to define the depth of the gravitational processes, which was previously estimated via examination of geomorphological evidences. ERTs 1 and 2 allowed us to validate the hypothesis that the DSL is mainly controlled by two fault systems (N40° and N160°). Indeed, these profiles highlight vertical penetrative faults extending beyond 150 m at depth with an important gravitational offset. Moreover, ERT 2 allows us to infer a different lateral (E–W) behavior for each compartment. Finally ERT 3 allows us to define the geometry and depth of the collapsed area in zone 1 and confirms the propagation of the gravitational deformation to depth greater than 150 m.

3.3.6. Discussion

3.3.6.1. Zonation by stage of evolution

Our field analysis reveals many different gravitational features associated with a specific spatial organization. In this section we synthesize our results in a model describing the organization and the deformation history of the entire slope with a segmentation into three distinct areas associated with various evolution stages of the La Marbrière DSL (which involves about 1.1×10^8 m³ of material). In order to give a temporal and kinematic interpretation of the DSL process, we describe and interpret each zone according to its geo-structure and geomorphology (Figure 54).

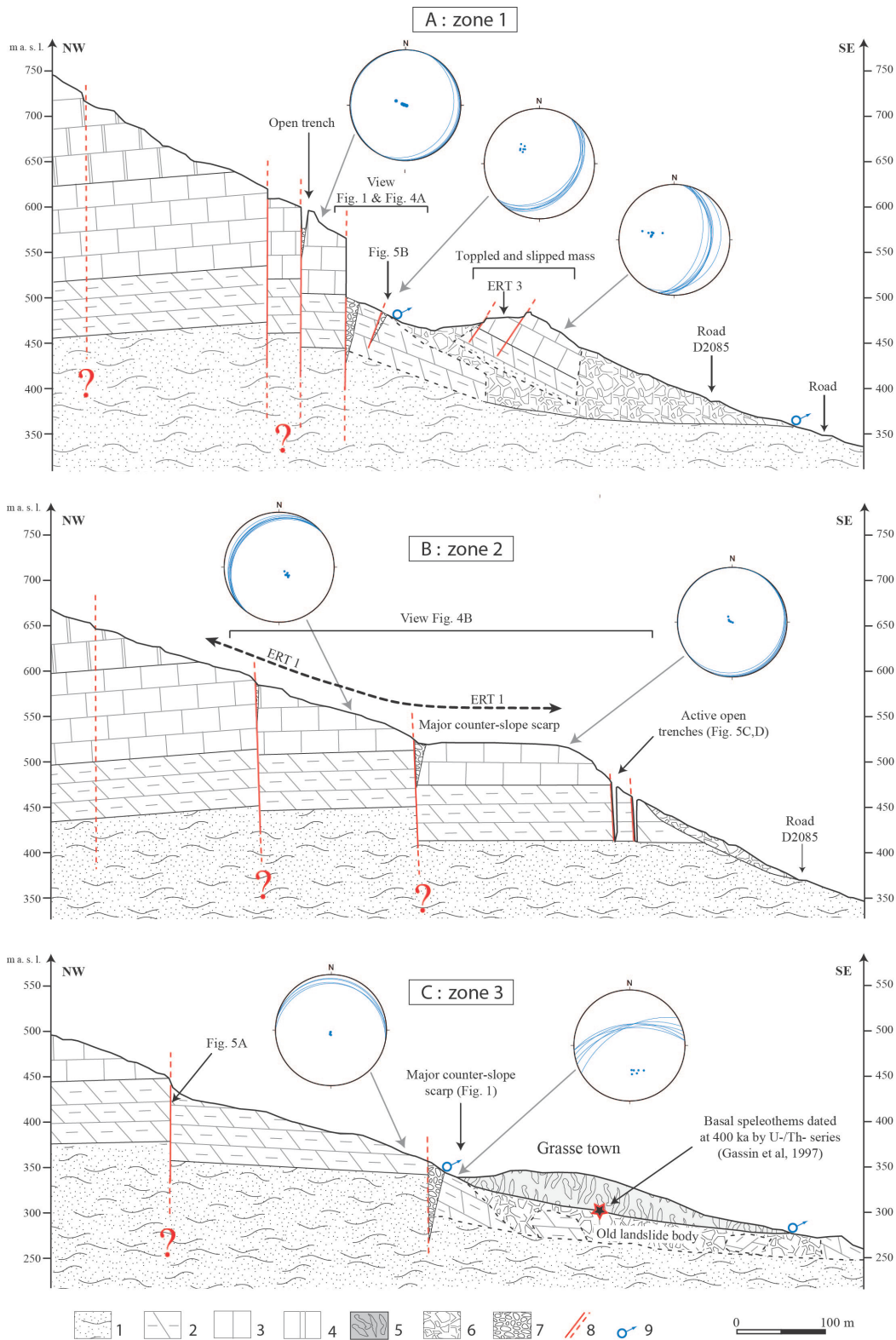


Figure 55 : Cross sections of the “La Marbrière” slope showing each structure of the three zones according to their different evolutionary stages (see their localization in Figure 49). Each inserted stereonet is constructed as Schmidt projection on the lower hemisphere and represents the mean bedding plane of the area. 1) upper Triassic mudstone with gypsum; 2) lower Jurassic dolomite and mudstone; 3) middle Jurassic limestone; 4) upper Jurassic limestone; 5) Quaternary calcareous tufa (dated at >400 ka; Gassin et al., 1997) which overlies the old landslide body; 6) landslide and rockfall accumulation; 7) filled trench; 8) observed inherited faults reactivated by gravitational deformations; 9) Spring.

1.3.3.6.1. Zone 1: fresh post-collapse DSL 1

The zone 1 corresponds to the north-eastern most part of the “La Marbrière” slope bounded by St Christophe and Bouillides rivers (Figure 49). According to its general morphology and the gravitational morpho-structures analyses, we describe and interpret this zone as a DSL that undergoes a recent and global rupture phase (Figure 55, zone 1). The DSL volume was estimated to be $20 \times 10^6 \text{ m}^3$ from geometrical approximations of the rock mass according to mean slope, and the positions of gravitational faults and scarps.

This area shows a major headscarp characterized by a 700 m long and 50 m high continuous limestone cliff (Section 6.1, Figure 504A). At the lowest head scarp several parallel trenches (oriented N40°) are found. These trenches gradually transform into the landslide body. They are characterized by both vertical and horizontal deformations. In agreement with our previous findings, these trenches correspond to secondary scarp evolution, linked to a progressive toppling of the landslide rock mass.

The top of the landslide body is characterized by a large toppled mass with bedding planes dipping from 25° to 30°SE. This inclination induced a translational gravitational slip and a subsequent rock collapse (Figure 50A and Figure 55, zone 1). This finding is supported by the observation of $10\,000 \text{ m}^3$ of slipped limestone mass located at abnormally low elevation (~450 m). The original structure of the mass is reserved and exhibits bedding planes dipping 30°SE and tectonic elements (fault mirror) dipping 60°NW. This structure presents further evidence of an overall slope collapse. Compared to the major scarp, it indicates a tilt of 30° with respect to the horizontal axis and a 200 m translational slide (evaluated with the early Bathonian stratigraphic mark) according to down-dipping bedding planes. Behind this mass a large depression remains which corresponds to a major counterslope scarp partly filled with blocks and accumulation of secondary rockfalls. Up to 350 m elevation, the foot slope is covered by blocks whose volume varies from 1 to 10 m^3 and provides an idea of the intensity of this collapse.

Finally, recent morpho-structures located above the major headscarp (such as short and fresh vertical scarps associated with slight counter slope scarps) can be observed (Figure 49 and Figure 55, zone 1), suggesting DSL current retrogression toward the top of the slope.

2.3.3.6.1. Zone 2: pre-collapse DSL 2

The zone 2 corresponds to the central part of the “La Marbrière” slope, bordered on north and west by two major faults oriented N40° and N170° respectively (Figure 49). From northeast to southwest, the transition between zones 1 and 2 is made by a progressive diminution of the height of the main head scarp. Differences in the general landscape morphology between zones 1 and 2 allow us to characterize zone 2 as a pre-collapse DSL

(Figure 55). This suggests a different stage of the progressive gravitational slope deformation. Indeed, at mid-slope (550 m a.s.l.) the topographic profile is affected by a counter-slope scarp along the N40° fault (Figure 50B). Using the Bathonian stratigraphic benchmark, we measured a 30 m gravitational vertical offset between the inferior and the superior compartments associated with a weak toppling of bedding planes (5° to 10°, Figure 55, zone 2). Horizontal tectonic slickensides preserved on the fault plane allow us to exclude a tectonic offset origin.

In the southeast, the gravitational deformation is bordered by an N170°/85°E persistent fault (observed from foot to top of the thalweg). This fault zone also underwent a concordant vertical offset (~30 m) between the SW and NE compartments (which also show preserved horizontal tectonic slickensides). As confirmed by electrical resistivity tomography, these gravitational offsets extend up to a depth of 150 m and imply a subsidence of the limestone mass according to translational movement along the inherited fault network. Therefore, these faults play an important role in the DSL partitioning and may have allowed differential evolution of each part.

The panoramic view of Figure 50B shows that the main scarp wall was not completely preserved in comparison with the cliff of zone 1. This can be interpreted by the fact that erosion processes evolve faster than the scarp development and therefore this gravitational deformation is slower in comparison with zone 1.

At foot slope (below 450 m a.s.l.), we observed several trenches of type 2. These trenches present evidence of a main spreading movement of the slope toe linked to mudstone flow out. Moreover, in the lower part of the slope we also observed much evidence of this active flowage creep, such as shallow landslides and recurrent infrastructure deformations. The overall DSL volume was estimated to be about $40 \times 10^6 \text{ m}^3$ of rock material.

3.3.3.6.1. Zone 3: old post-collapse DSL 3

The zone 3 corresponds to the south-western most part of the “La Marbrière” slope. This is a very complex area which combines features indicating both the occurrence of an old large collapse and current gravitational slope deformation (Figure 55, zone 3). Paradoxically, this zone supports the downtown of Grasse Town and therefore is strongly influenced by human activities and urban development. One of the main problems encountered in analyzing this zone is dense urbanization. Nevertheless, it is still possible to identify 1) a large morphological scar and sporadic blocks, respectively at the top and the toe of the slope, which strongly suggest an occurrence of a large event, and 2) a preserved part of the landslide body on the south-eastern part of the zone. This area consists of a large toppled mass detached from the slope and bounded on northwest by a counter slope-scarp oriented N40°. On upper part of the slope, several small parallel scarps remain (e.g. Figure 51A), which are also inherited from past gravitational events. This landslide volume was estimated to be $50 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Since the collapse, the landslide body was covered by a thick concretion of calcareous tufa (~ 30 m) (Figure 49, Figure 52 and Figure 55, zone 3) produced by a high discharge karstic-spring, “La Foux”, located between Jurassic and Triassic layers contact (Mangan, 1982). The age of “first” speleothems precipitation was evaluated to be more than 400 ka (Gassin et al., 1997). Because the landslide body is covered by the tufa, we propose a minimum age of 400 ka for the initiation of the first collapse (see Section 4.2 for explanation). On the other hand, the homogeneous speleothems tilt of ~30°, observed in the entire tufa, indicates post residual movements of the landslide mass of zone 3 and is an additional evidence for the long-term landslides evolution within the studied area.

3.3.6.2. Kinematics of the DSL

By taking into account 1) the relatively homogeneous character of the overall geological structure of the slope; 2) the different reactivations of inherited tectonic discontinuities, which highlight different directions of deformation; and 3) the characteristics of each zone, which offer an insight into different evolution stages of the gravitational process (Figure 49, Figure 52 and Figure 55), we propose a kinematic model according to which the DSL evolution consists of three main distinct phases.

During phase 1 (Figure 56A), the DSL is initiated. The initiation is controlled by lithological anisotropies and by the geometry of the structural heritage of the slope. In fact, the initiation of the subsidence is mainly controlled by the contrast of mechanical behavior between limestone and mudstone-gypsum formation and pre-existing persistent faults. The thickness of the limestone formations, completely individualized by the two fault systems (N40° and N160°), weighs on mudstone which are characterized by a very low mechanical resistance. This subsidence induces creep and this creep is correlated with translational movement on bounding faults (both backward and lateral). As a result, in the upper part of the slope, fault scarps and counter slope scarps are exposed and undergo a vertical deformation, while in the lower part, mudstone creeps and induces a deformation in a horizontal axis. This leads to the opening of trenches of type 2, (Section 6.2), the increase of crack tension and triggers frequent shallow landslides. This corresponds to the current gravitational state of evolution of zone 2.

In phase 2 (Figure 56B) the deformation accelerates and the calcareous mass tilts progressively. The creep of the mudstone layer at the slope base causes a gradual downward rotation of the limestone compartments. At this stage, the fault network with N160° orientation plays a major role. Due to their persistence, the faults allow a differential behavior in each zone which seems to be favored by the following local factors:

- 1) Internal hydro-mechanical processes, leading to effective stress modification within fractures (Jaboyedoff et al., 2004), decrease in the mechanical resistance of mudstone, and its erosion/dissolution at contact with limestone (Wilson et al., 2003). This hypothesis is supported by a good correlation between the flow of karstic

springs and the evolutionary stage of local gravitational deformation. The perennial spring “La Foux” with high flow ([Mangan, 1982](#)) is responsible for the formation of large tufa concretion in zone 3, while a seasonal spring is present in zone 1, and no springs are observed within zone 2.

- 2) External hydro-geological processes causing erosion of the slope base especially in zone 1 (Figure 49) and generation of a sub-breakout ([Fabre et al., 2000](#)).

In phase 2, the rotation of downhill compartments induced a horizontal deformation of scarps and tension cracks (faults N40°). This deformation leads to a gradual development of trenches of type 1 while bedding planes rotated so as to dip downwards.

Phase 3 (Figure 56C) corresponds to the paroxysmal event in the DSL evolution when toppling reaches its maximum stability. The kinematics of the movement changes from slow displacement to a catastrophic rock avalanche ([Pánek et al., 2009b](#)). Indeed, catastrophic rock collapse occurs by the translational slip of limestone masses along the downward dipping bedding planes. This hypothesis is confirmed by the specific morphology of DSLs 1 and 3 and also by the presence of slipped limestone masses imbricated toward large rock-fall accumulations at the slope toe. Only DSLs 1 and 3 reached this last deformation phase, and the slower kinematic evolution of DSL 2 remains to be explained. To address this question, further research needs to explore the hydromechanical influence of fluids on the DSL process.

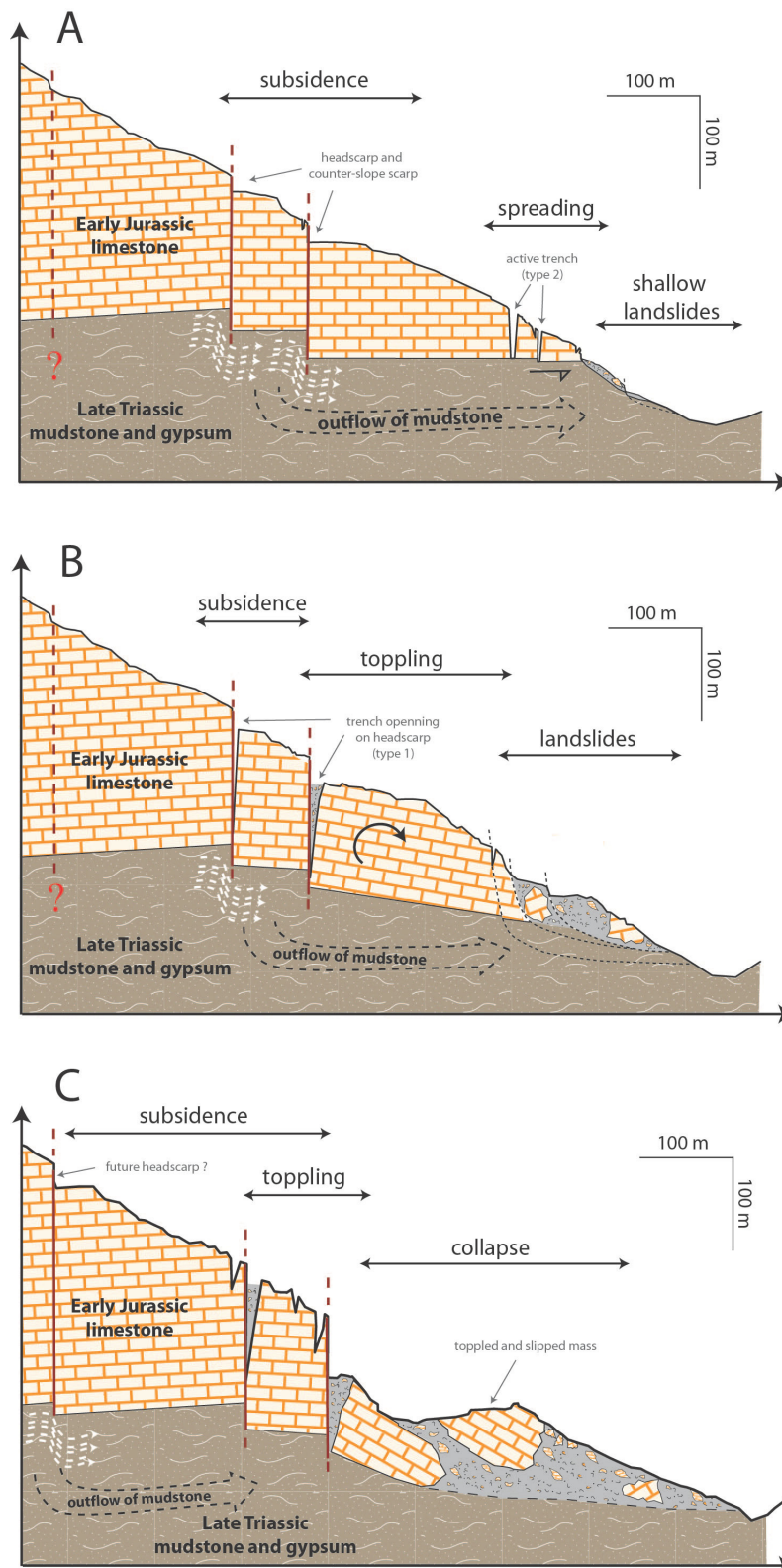


Figure 56 : Kinematic model proposed for the DSL evolution. (A) Phase 1 of the deformation, dominated by the subsidence of limestone compartments and spreading deformation at foot slope. (B) Phase 2 characterized by progressive toppling of the downhill compartments and landslide development at foot slope. (C) Phase 3, catastrophic rock collapse occurs by translational slip of limestone mass along the downward dipping bedding planes (see explanations in [Section 6.2](#)).

3.3.7. Conclusions

This paper has focused on a large DSL affecting the “La Marbrière” slope, located at the front of the subalpine meridional chain. The detailed field analyses of geological, structural and geomorphological features coupled with electrical resistivity tomography allowed us to identify the gravitational processes acting on the overall slope. The results reveal that the repartition of gravitational morpho-structures depends on inherited faults. These faults affect the landslide behavior, by allowing translational slip along its planes, up to the depth of more than 150 m. Based on the distribution of morpho-structures and their types we indentify three distinct zones of the slope corresponding to different evolutionary stages:

- 1) The north-eastern most zone (zone 1), characterized by a post-collapse landslide, with highly evolved morpho-structures (scarps and trenches) and pervasive deformation;
- 2) The central zone (zone 2) corresponding to the DSL initiation stage, with low offset on scarps, and developing toppling and trenches; and
- 3) The south-westernmost zone (zone 3) representing the mature post-collapse stage of the DSL, strongly affected by erosion processes. The estimated age of collapse initiation is >400 ka.

The different evolution stages may have been formed due to a nonlinear slope degradation depending on the tectonic and morphological heritage of the slope and various external factors (e.g. erosion at the slope foot). Comparing the geomorphologic models for the three zones, we have reconstructed the kinematic evolution of the DSL from its initiation at about 400 ka ago to the present.

Acknowledgments

This work is supported by the PACA Region and the SCOT'OUEST Alpes-Maritimes. The authors gratefully acknowledge Sofiya Leonova and Sarah Melick for their contribution in editing the manuscript. The authors would like to thank the reviewers for their fruitful comments.

References

Available in the general reference list at the end of this manuscrit.

3.3.8. Résultats complémentaires sur les Zones 1 et 2

Depuis la publication de ce papier, des travaux additionnels ont été réalisés sur le versant de la Marbrière et sont présentés dans les paragraphes suivants. Ces travaux ont permis de tester et de confirmer certaines des interprétations ou hypothèses soulevées dans la publication. Il s'agissait en particulier de : (i) préciser la dynamique d'évolution générale de la zone 2 et de valider le caractère actif des morpho-structures (en particulier des crevasses) identifiées au pied du versant, et (ii) d'apporter des arguments supplémentaires quant au rôle potentiel joué par les fluides dans le processus de rupture final de la zone 1 et notamment en relation avec le contexte karstique du versant de la Marbrière.

3.3.8.1. Suivi instrumental des déformations actives de la Zone 2

L'ensemble des désordres (découverts en 2008) affectant le versant de la Marbrière (particulièrement les crevasses actives identifiées sur la zone 2 (Figure 51B), a conduit les autorités de la ville de Grasse à intervenir en urgence (courant 2009) pour instrumenter et surveiller l'activité des déformations dans le versant.

En effet, plusieurs écaïlles calcaires caractérisées par des volumes instables de l'ordre de dizaines de milliers de mètres cubes sont à l'origine d'un aléa « écoulement en masse » très fort sur le versant des Hautes Chauves (correspondant à la Zone 2, Figure 49 et Figure 50B). Ces écaïlles rocheuses associées à des systèmes de crevasses imbriquées profondes ($\approx 30\text{m}$; Figure 55B) représentent une menace majeure pour plusieurs habitations et pour la route nationale Napoléon. Leur évolution est en lien direct avec le processus de grande ampleur qui affecte le versant de la Marbrière. En effet, nous avons pu montrer que l'ouverture des crevasses étaient certainement la conséquence du fluage généralisé des argiles constituant le pied du versant, entraînant un spreading des compartiments de calcaires au niveau du contact Jurassique / Trias (Figure 56).

Une instrumentation multi-paramètres permanente a ainsi été déployée (en octobre 2009) sur deux des sites les plus sensibles, notés Site 1 et Site 2, par la société Myotis (www.myotis.fr) et avec la collaboration avec du laboratoire Géoazur. Cette instrumentation, dont la finalité est avant tout opérationnelle, est composée sur chaque site de couples d'extensomètres base longue et base courte (précision respective millimétrique et micrométrique), d'inclinomètres biaxes (précision 10^{-3} radians), de géophones et d'une sonde de température air/rocher. Les capteurs sont reliés à une station d'acquisition autonome (alimentée par panneaux solaires) qui permet la synchronisation des mesures et l'envoi par GSM des données.

Afin de prévenir un risque écoulement et de permettre l'évacuation des habitations menacées, des niveaux seuils de déformation ont été fixés arbitrairement sur chacun des instruments de mesure (extensomètres et inclinomètres). Lorsque ces seuils sont atteints ou dépassés (il peut s'agir par exemple de l'augmentation brusque du taux d'ouverture d'une

crevasse) un message d’alerte est alors envoyé automatiquement aux services de sécurité publique pour prévenir du danger.

L’objectif de cette partie est de lever l’ambiguïté sur le caractère actif ou non des crevasses gravitaires et de renseigner sur les ordres de grandeur de ces mouvements. Ainsi nous ne présentons ci-dessous que quelques graphiques caractéristiques du monitoring du site 2 (Figure 57 et Figure 58). L’étude approfondie des données enregistrées par l’ensemble des capteurs depuis 3 ans n’a pas été réalisée au cours de cette thèse et pourrait être menée dans la perspective d’approfondir l’interprétation dynamique des crevasses et notamment de préciser le couplage entre l’activité gravitaire de la zone et les apports météoritiques.

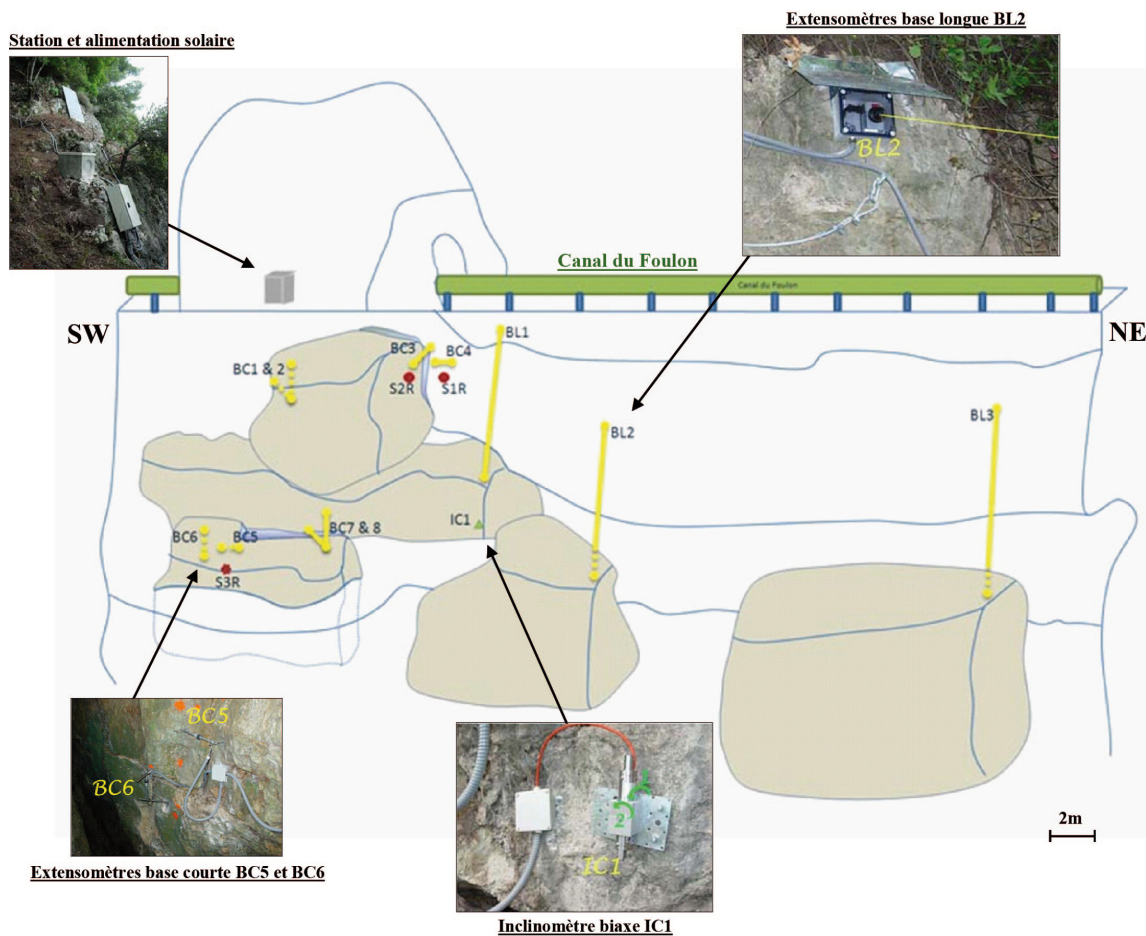


Figure 57 : Bloc diagramme schématique montrant l’implantation de l’instrumentation sur l’un des systèmes de crevasses imbriquées et d’écaïlles rocheuses situés au pied de la zone 2 (Figure 49 et Figure 50A).

Le site 2 correspond à une zone de crevasses identique à celle illustrée Figure 51C (Article 1) et l’instrumentation y est déployée comme reporté sur la Figure 57. Les graphiques présentés Figure 58 correspondent aux ouvertures horizontales mesurées en tête des crevasses principales (Figure 57). Il est important de préciser qu’en première approche la dérive capteur, évaluée sur deux ans d’auscultation, semble négligeable par rapport à l’ordre de grandeur des déformations mesurées (la dérive étant inférieure à 1 mm.an^{-1} , voir capteur BC4 Figure 58).

Sans rentrer en détail dans l'analyse des données on peut faire l'interprétation qu'il existe deux composantes de déformation dans les signaux présentés Figure 58 :

- (1) une composante de déformation long-terme et relativement constante qui traduit une ouverture progressive des crevasses, observable sur les trois extensomètres BC3, BC7 et BL1. Sur la période d'auscultation de près de trois ans, on peut en déduire des vitesses d'ouverture moyennes comprises entre 10 et 20 mm.an⁻¹. Une légère corrélation est visible entre le comportement long terme de BC3, BL1 et la pluviométrie. L'extensomètre BC7, localisé sur une crevasse plus profonde, apparaît lui moins influencé.

- (2) des épisodes de déformation plus ponctuels marqués par des ouvertures brusques des crevasses et qui sont surimposés à ce taux de déformation permanent. Un exemple est celui d'une journée de novembre 2011 (Figure 58) au cours de laquelle on observe une ouverture synchrone et rapide des crevasses principales de la zone 2 (amplitude de 5 à 20 mm). La comparaison avec les données pluviométriques pour cette période, suggère que ce type d'accélération ponctuelles soit préférentiellement lié à une modification de la stabilité de la zone en réponse à de forts épisodes pluvieux. L'extensomètre BC7 reste moins influencé que les autres.

D'après ce que nous avons pu montrer par l'analyse géomorphologique et typologique du glissement de la Marbrière ([Zerathe and Lebourg, 2012](#)), l'ouverture des crevasses au pied du versant (crevasses de type 2 dans la publication) serait directement liée à l'extrusion des argiles, elles-mêmes fluant sous le poids des compartiments calcaires (Figure 56B).

Ainsi les taux d'ouvertures long termes mesurés dans les crevasses (de 10 à 20 mm.a⁻¹) pourraient être assimilés, en première approche, à la vitesse de fluage maximum des argiles et donc au taux de mouvement maximum que peut subir l'ensemble du versant. Ceci bien doit bien sur être nuancé puisque une légère corrélation temporelle entre les mouvements long terme sur les crevasses et la pluviométrie saisonnière est visible (Figure 58).

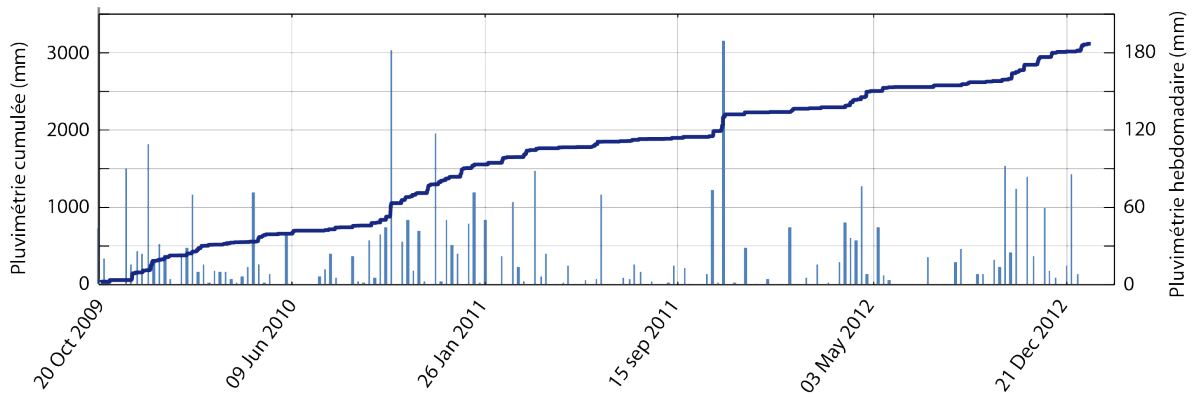
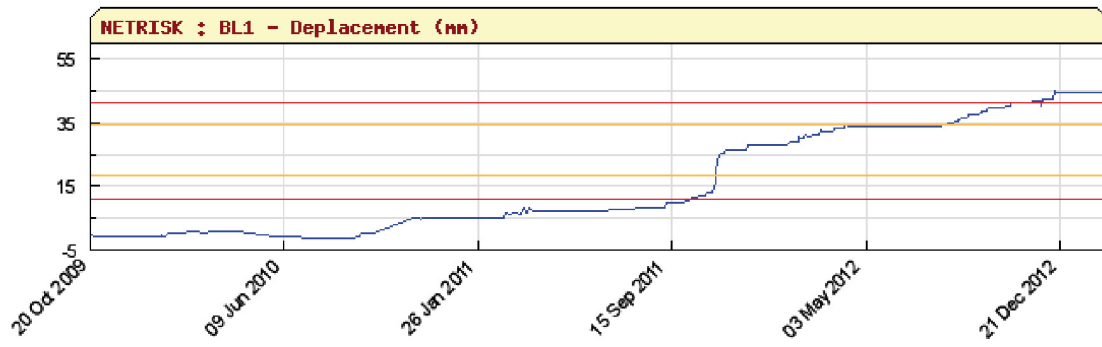
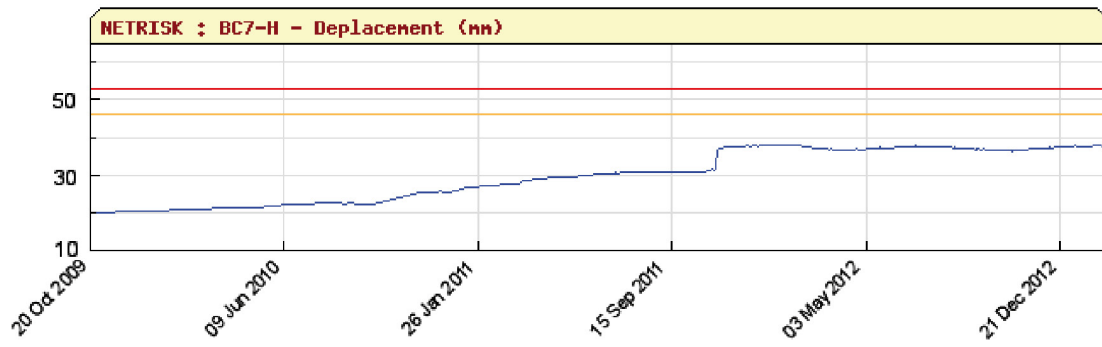
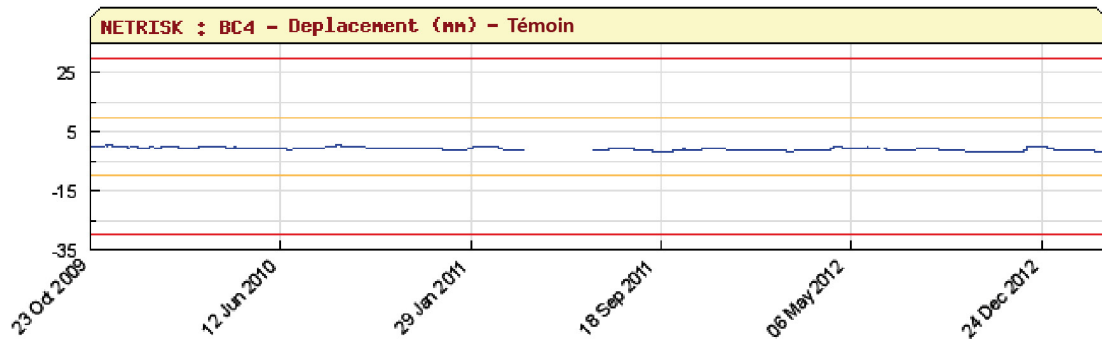
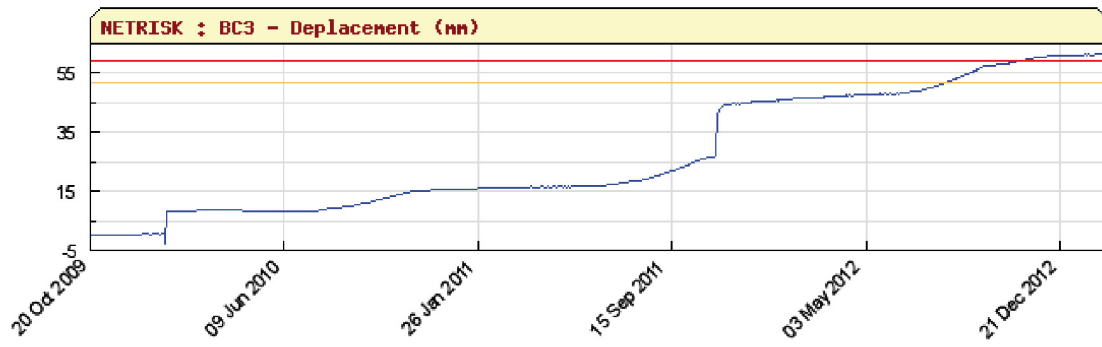


Figure 58 : Chronique des ouvertures horizontales mesurées entre les épontes des crevasses localisées au pied de la zone 2 du versant de la Marbrière (localisation Figure 57). Les mesures des extensomètres BC3, BC7 et BL1 sont reportées entre 2009 et 2012. L'extensomètre BC4 correspond à un instrument témoin fixé sur un bloc fixe. Il permet d'apprécier la dérive éventuelle des capteurs. Le dernier graphique correspond à la pluviométrie cumulée (en mm) enregistrée sur Grasse pour la même période.

Quoi qu'il en soit, ces mesures confirment d'une part que le glissement de grande ampleur identifié sur la zone 2 du versant de la Marbrière est actif.

D'autre part, selon [Cruden and Varnes \(1996\)](#), nous pouvons qualifier ce glissement de processus gravitaire « extrêmement lent » et dont le mouvement est progressif. Ceci n'apparaît pas surprenant puisque des taux de mouvement du même ordre de grandeur ont été reportés dans la bibliographie pour des glissements de typologie similaire. Par exemple, [Delgado et al. \(2011\)](#) ont mesuré par InSar des taux de mouvements compris entre 0 et 16 mm.a⁻¹ pour le glissement de Simas de Partagat (volume > 10⁶ m³, Espagne). Le Simas de Partagat est un glissement de type deep-seated block spread qui s'initie au contact entre des formations calcaires et des formations marneuses Eocène, présentant une morphologie très similaire à celle de la Marbrière. Une comparaison sur 3 ans, entre des données climatiques et la cinématique du glissement, a permis à [Delgado et al. \(2011\)](#) de conclure à une faible influence des précipitations saisonnières sur l'activité du glissement. Seuls des événements pluviométriques exceptionnels (équivalent dans cette étude à une année de pluie en quelques jours) semblent accélérer le processus et induisent des mouvements ponctuels de 5 à 10 mm.

Similairement, toujours en Espagne, [Gutiérrez et al. \(2012a\)](#) et [\(2012b\)](#) ont appliqué des techniques de paléo-sismologie pour déterminer la dynamique passée (ka) de deux processus de « lateral spreading » majeurs (volume ≈ km³), respectivement à Teruel (Nord-est de l'Espagne) et Montcortés (Pyrénées espagnoles). Ils montrent : (i) des taux de mouvement apparent long terme de l'ordre de 1 à 3 mm.an⁻¹, mais aussi (ii) des déplacements épisodiques et plus rapides de l'ordre du mètre.

Un autre exemple de deep-seated block spread bien connu est celui de Maratea ([Rizzo et Leggeri, 2004](#)) dans le Sud de l'Italie. Toujours dans un contexte géologique où des séries calcaires chevauchent des séries de flysch-marneux, les déformations gravitaire de cette vallée sont attribuées par les auteurs à un phénomène de subsidence de grande échelle. Les compartiments calcaires s'enfoncent dans les formations sous-jacentes molles, générant des sackungs dans la partie supérieure des versants et des mouvements de type « lateral spreading » associés à du fluage dans la partie inférieure des vallées. Des mesures géodésiques compilées sur 20 ans ont montré des vitesses de mouvements relativement constantes et comprises entre 1 et 10 cm.an⁻¹ (e.g. [Berardino et al., 2003](#)). Selon [Rizzo et Leggeri \(2004\)](#), la cinématique du glissement n'est pas ou peu influencée par la pluviométrie à l'exception des événements extrêmes (changements climatiques), ni par l'activité sismique locale (M < 5). Dans cette étude les auteurs invoquent plutôt un rôle catalyseur des mouvements tectoniques régionaux (voir [Rizzo et Leggeri, 2004](#)).

Citons enfin [Magri et al. \(2008\)](#), qui se sont intéressés à un phénomène de « lateral spreading » sur la côte Nord-ouest de l'île de Malte. Un suivi GPS du mouvement de plusieurs compartiments calcaires sus-jacent à des séries d'argiles bleu miocènes, a permis de mettre en évidence des vitesses de l'ordre de 1 à 3 cm.an⁻¹.

Ainsi toutes ces études confirment qu'en l'absence de forçages tectoniques, de sollicitations sismiques ou de conditions climatiques particulières (évènement pluviométrique extrême) les glissements de type « deep-seated block spread » présentent des vitesses de mouvement typiquement lentes (inférieures à 10 voir 1 cm.an⁻¹) et relativement continues. Elles suggèrent notamment que dans ces conditions, l'instabilité est principalement contrôlée par les propriétés rhéologiques (visco-plastiques) des formations typiquement argilo-marneuses qui composent le soubassement de tels versants. Ceci a notamment pu déjà être validé par des modélisations numériques. Par exemple [Esposito et al. \(2007\)](#) montrent dans leurs travaux que ce type de versants est instable simplement sous l'action de la gravité.

Nous attribuons le mouvement long terme du glissement la zone 2 de la Marbrière à ce type de contrôle. Même si ce secteur tendrait à s'éroder lentement avec seulement de petits départs de matière (< 10⁵ m³) son évolution potentielle vers une rupture catastrophique reste toutefois une question en suspens.

3.3.8.2. Rôle des fluides et de la karstification dans la rupture de la Zone 1

Les travaux publiés dans [Zerathe et Lebourg \(2012\)](#) nous ont permis de montrer la coexistence sur le versant de la Marbrière de trois glissements rocheux de grande ampleur et de même typologie (de type deep-seated block spreading). Bien que s'initiant dans un contexte litho-stratigraphique et structural quasi-identique et étant soumis aux mêmes types de forçages externes (puisque'ils sont sur le même versant, ils ont connu les mêmes régimes de précipitations et la même sismicité historique potentielle), ces trois glissements présentent des stades d'évolution différents avec une chronologie de rupture étalée sur plus de 400 ka.

La question dont nous voulons débattre est : Quel est le facteur qui a pu jouer le rôle principal dans l'accélération des glissements et dans leur évolution en collapse rocheux ? En d'autres termes, pourquoi observe-t-on une évolution lente et progressive sur la zone 2 alors que la zone 1 a subi un collapse général et rapide ?

Partant d'une comparaison entre les différentes zones, deux hypothèses sont proposées dans la publication :

- 1) un facteur de contrôle externe : le rôle de l'érosion au pied du versant, pouvant cependant être seulement invoquée pour la zone 1 (Figure 49),
- 2) un facteur de contrôle interne : le rôle des fluides et des régimes hydrogéologiques différents pour chaque zone.

Nous voulons approfondir l'hypothèse 2. En effet nous avons pu constater que les trois zones du versant de la Marbrière étaient caractérisées par des régimes hydrogéologiques différents avec en particulier :

- la présence d'une source pérenne à fort débit au niveau de la zone 3 (source de la Foux, [Mangan, 1982](#)),
- une quasi absence de source au niveau de la zone 2 (même lors de fortes pluies),
- l'activation de sources à fort débit sur la zone 1 lors d'épisodes pluvieux prolongés (Figure 60).

La présence de résurgences de fort débit au pied du versant de la Marbrière implique un réseau de karst bien développé dans le massif calcaire sus-jacent. Ceci est bien vérifié pour la zone 3 où des études hydrogéologiques et spéléologiques témoignent d'un système de conduits et de grottes majeures ([Mangan, 1982](#)), mais cela reste à valider pour la zone 1.

Afin de clarifier la présence de drains karstiques en amont du glissement de la zone 1 et de préciser le rôle potentiel du contexte karstique dans l'accélération du processus de spreading, nous avons complété l'étude par un profil de tomographie électrique (ERT4) de 950 m de longueur (96 électrodes, $a = 10$ m). Le profil devant permettre l'imagerie de potentielles anisotropies de conductivité, ce profil a été déployé 200 m en amont de l'escarpement principal, le long d'une piste forestière à une altitude d'environ 650 m (Figure 59). Il suit une direction parallèle à l'orientation moyenne des strates. Les résultats sont présentés Figure 61.

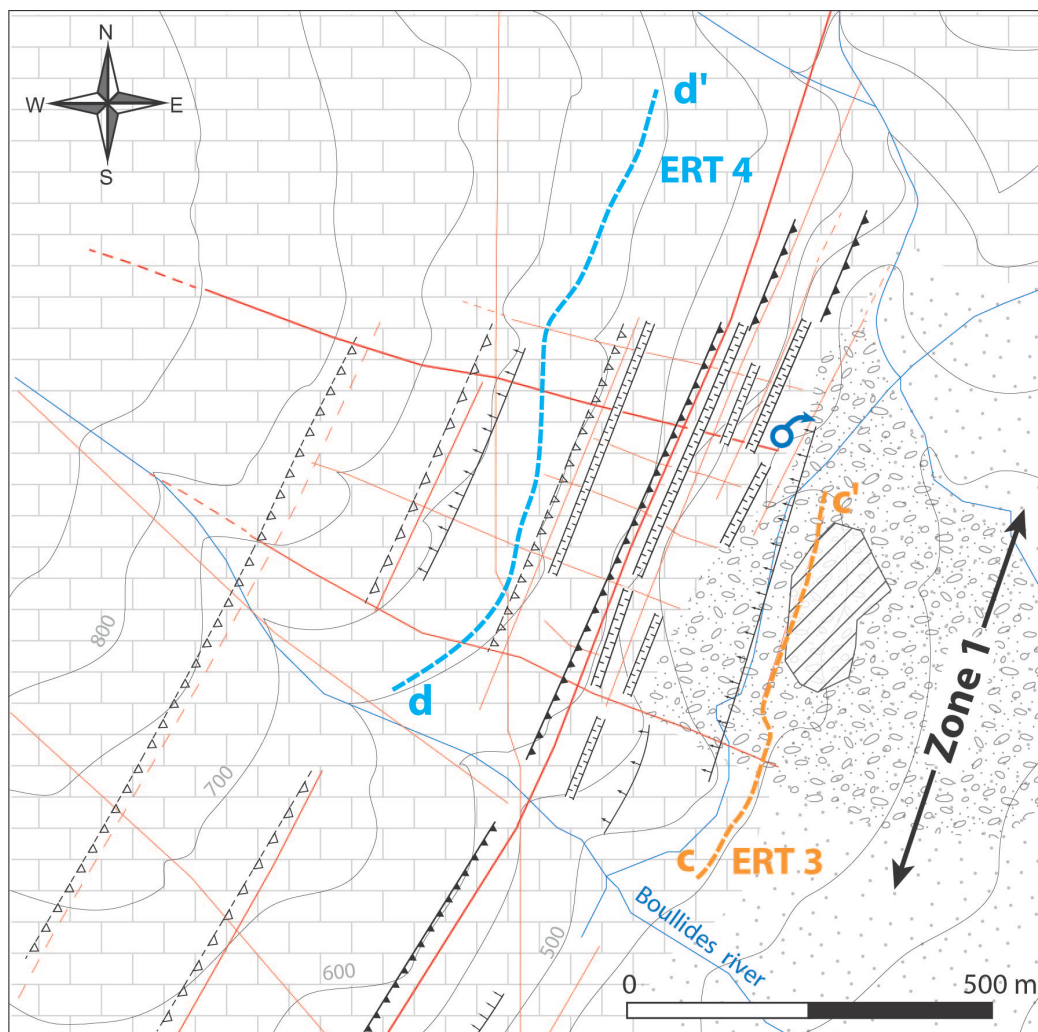


Figure 59 : Agrandissement de la Figure 7 et localisation du profil de tomographie électrique ERT 4.

Le profil ERT4 acquis en dispositif pôle-pôle (Figure 61A) permet de rendre compte de la nature litho-stratigraphique du versant et de sa structure monoclinale. On peut observer deux compartiments dont le contact subhorizontal se situe à environ 350 m d'altitude:

- 1) un compartiment supérieur caractérisé par des valeurs de résistivité supérieures à 500 Ωm et correspondant aux séries calcaires du Jurassique inférieur à moyen,
- 2) un compartiment inférieur, très homogène, marqué par des résistivités inférieures à 200 Ωm et correspondant aux séries marno-gypseuses Triasiques. Malgré la faible résolution du dispositif pp, plusieurs anomalies de faible résistivité (300 - 400 Ωm) sont observables dans le compartiment supérieur calcaire.

Le profil ERT4 réalisé en dispositif pdFR combiné (Figure 61B) nous apporte plus de précisions sur la dimension et la position de ces anomalies. De manière concordante avec les résultats du profil acquis en dispositif pp, une anomalie majeure, de résistivité < 160 Ωm , se situe au centre du dispositif à partir d'une altitude de 525 m. D'autres anomalies, de plus petite taille, se retrouvent au droit des côtes 120, 480 et 580 m. Plusieurs arguments

structuraux et visibles sur le terrain nous conduisent à interpréter ces anomalies de faible résistivité comme des drains karstiques potentiellement saturable en eau. Ils incluent :

- 1) leur caractère très localisé et leur faible résistivité ($< 160 \Omega\text{m}$) en comparaison avec celle attendue pour les calcaires (Figure 61B) (présence d'argiles de décarbonatation),
- 2) leur excellente concordance spatiale avec le réseau de failles héritées (Figure 59),
- 3) la concordance avec la localisation de la source présentant le débit le plus important sur la Zone 1: celle-ci est située au pied de l'escarpement principal (Figure 59), dans l'axe d'une faille verticale $N100^\circ$, et de l'anomalie majeure observée sur le profil ERT4 en pdFR (Figure 61B).

La présence de plusieurs drains karstiques en profondeur dans le massif sus-jacent au glissement de la zone 1 apparaît donc fort probable. Ces drains semblent contrôlés par l'héritage structural puisqu'ils s'alignent dans la direction des failles $N100^\circ$ cartographiées au niveau de l'escarpement (Figure 60).

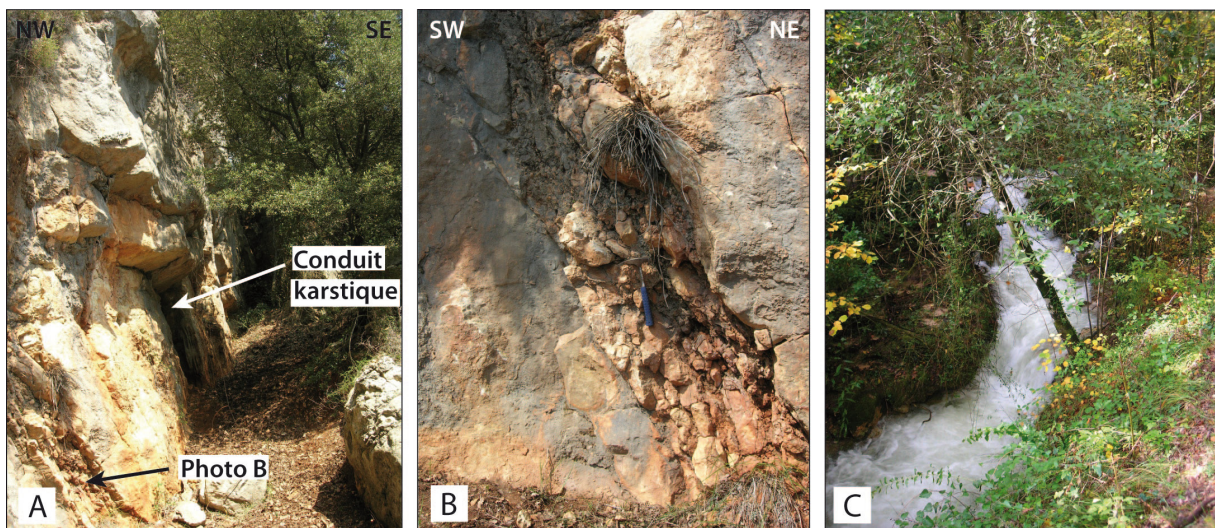


Figure 60 : A : Crevasse au pied de l'escarpement principal de la zone 1, conduit karstique et drapage de spéléothèmes. B : Vue sur l'une des failles.N100. C : Ecoulement visible au pied de l'escarpement principal après de forts épisodes pluvieux (inexistant en temps normal).

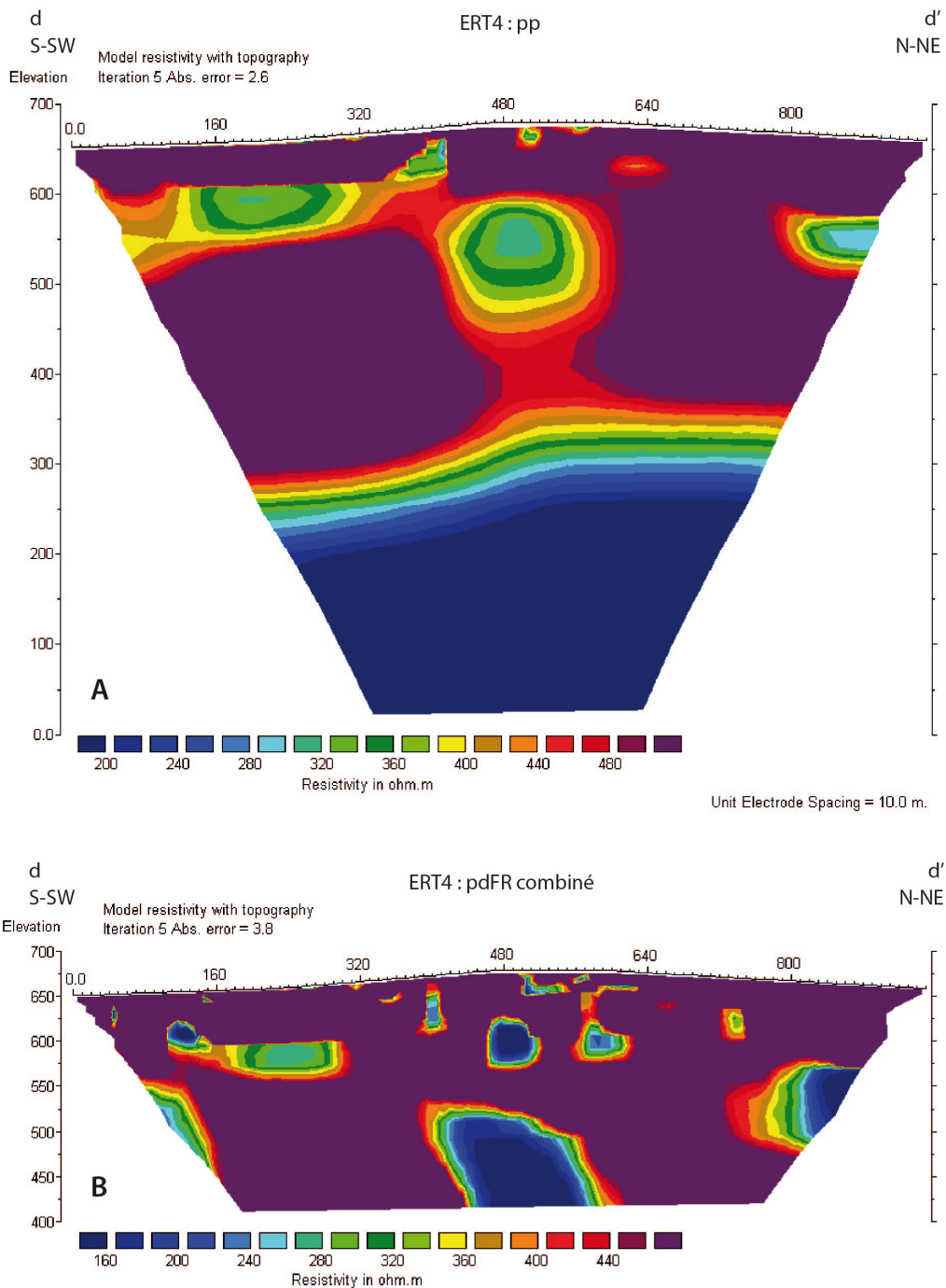


Figure 61 : Profil électrique ERT4 réalisé en amont du glissement rocheux de la Marbrière, dans la zone 1 (voir localisation Figure 59). A : ERT4 en dispositif pp (96 électrodes) ; B : ERT4 en dispositif pdFR combiné (96 électrodes).

Ces nouvelles données nous amènent à proposer l'hypothèse suivante qui permet de préciser les interrelations possibles entre les déformations long terme du versant, les processus karstiques et les circulations de fluides, et d'analyser leur rôle dans l'accélération du processus de spreading et le développement de collapse rocheux tel que celui ayant eu lieu sur la Zone 1 :

Au cours de la première phase d'évolution, décrite Figure 56A, les conduits karstiques présents dans le versant se seraient progressivement cisailés et finalement obstrués par la subsidence des compartiments calcaires le long des failles héritées N40° (Zerathe et Lebourg, 2012). Ainsi, lors d'épisodes fortement pluvieux cette obstruction générerait une augmentation importante et anormale de la quantité de fluide dans le versant. Cette mise en charge du versant induirait (i) une augmentation de la pression de fluide dans le milieu fracturé des compartiments calcaires et (ii) une augmentation de la charge hydrostatique et des surpressions exercées sur les séries Triasiques incompetentes, peu perméables et sous-jacentes aux calcaires karstiques.

Ainsi deux phénomènes principaux, associés à cette augmentation de pression de fluide, pourraient être responsables de l'accélération du mouvement et du basculement des compartiments calcaires au cours de la deuxième phase d'évolution du DSL (Figure 56B):

- 1) la modification de l'état de contrainte effective et la diminution associée des frottements dans les fractures et les failles prédécoupant le versant (failles N40° et N160°),
- 2) l'augmentation de la charge exercée sur les argiles triasiques composant le soubassement du versant et la modification de leurs propriétés rhéologiques. Deux effets associés à l'augmentation du degré de saturation en eau des argiles peuvent être attendus: un abaissement de leur limite de résistance au cisaillement ou un abaissement de leur seuil de fluage (Valès et al., 2004 ; Pham et al., 2007 ; Zhang et al., 2012).

Ceci reste toutefois conceptuel et des travaux de modélisations numériques pourraient être entrepris afin de mieux contraindre les processus mis en jeu. Ces travaux devront tenir compte de (i) la structure du versant, du contraste de propriétés hydrauliques et mécaniques entre les argiles visco-plastiques et les calcaires, mais également (ii) des effets hydromécaniques induits par ces variations de pression de fluides.

Il est par ailleurs déjà reconnu que les processus de karstification jouent un rôle important en tant que facteur préparatoire à la genèse de grands mouvements de versant dans des massifs calcaires (Margielewski and Urban, 2003 ; Baroň et al., 2004 ; Martino et al., 2004 ; Margielewski, 2006 ; Yilmaz et al., 2006 ; Pánek et al., 2009a et 2009b). Ces différents auteurs et notamment les travaux de Pánek et al. (2009a) et Martino et al., 2004 insistent surtout sur le rôle des processus karstiques en tant que facteur d'altération majeur responsable de l'affaiblissement des propriétés mécaniques des massifs calcaires. Cependant ils n'abordent pas, ou très peu les interrelations fluides/glislements dans la transition vers une rupture de type collpase rocheux.

3.4. Identification et analyse géomorphologique des glissements rocheux de grande ampleur à l'échelle du front subalpin méridional

La partie précédente nous a permis de contraindre phénoménologiquement et typologiquement le DSL de la Marbrière. Cette analyse précise nous a permis de proposer un modèle d'évolution cinématique sur le long terme (>400kans). Cette « caractérisation » morphologique nous a permis de reconsidérer la typologie des mouvements de versant de grande ampleur à l'échelle du front subalpin méridional et ainsi de regarder autrement les structures « anormales ». Nous présentons dans cette partie les résultats des travaux de cartographie qui nous ont permis d'identifier avec certitude plus d'une vingtaine de paléo-glissements de grande ampleur, répartis sur l'ensemble du front subalpin méridional (Figure 62). Il est important de souligner que ces structures n'avaient jusqu'à présent jamais été recensées en tant que tel et encore moins publiées

Pour chaque zone de mouvement, ou paléo-mouvement, nouvellement identifiée, nous avons réalisé une analyse structurée synthétisée par :

- une carte géomorphologique,
- des photos et panoramas interprétés,
- des profils de tomographie électrique,
- une ou plusieurs coupes interprétatives,
- un tableau synthétique dans lequel sont regroupées les caractéristiques géométriques principales du glissement étudié (longueur, largeur, volume, offset, etc.).

Les coordonnées GPS des glissements sont données en *degré/décimales*, de telle manière qui est possible de les copier/coller directement dans la barre de recherche « Aller à » de Google Earth ([Google Earth](#)).

A la fin de cette partie, nous proposons une synthèse qui permet, à travers la comparaison des différents cas étudiés, de discuter leur similitudes et différences morphologiques, leur distribution à grande à grande échelle et les différents facteurs intervenant dans leur initiation et leur évolution.

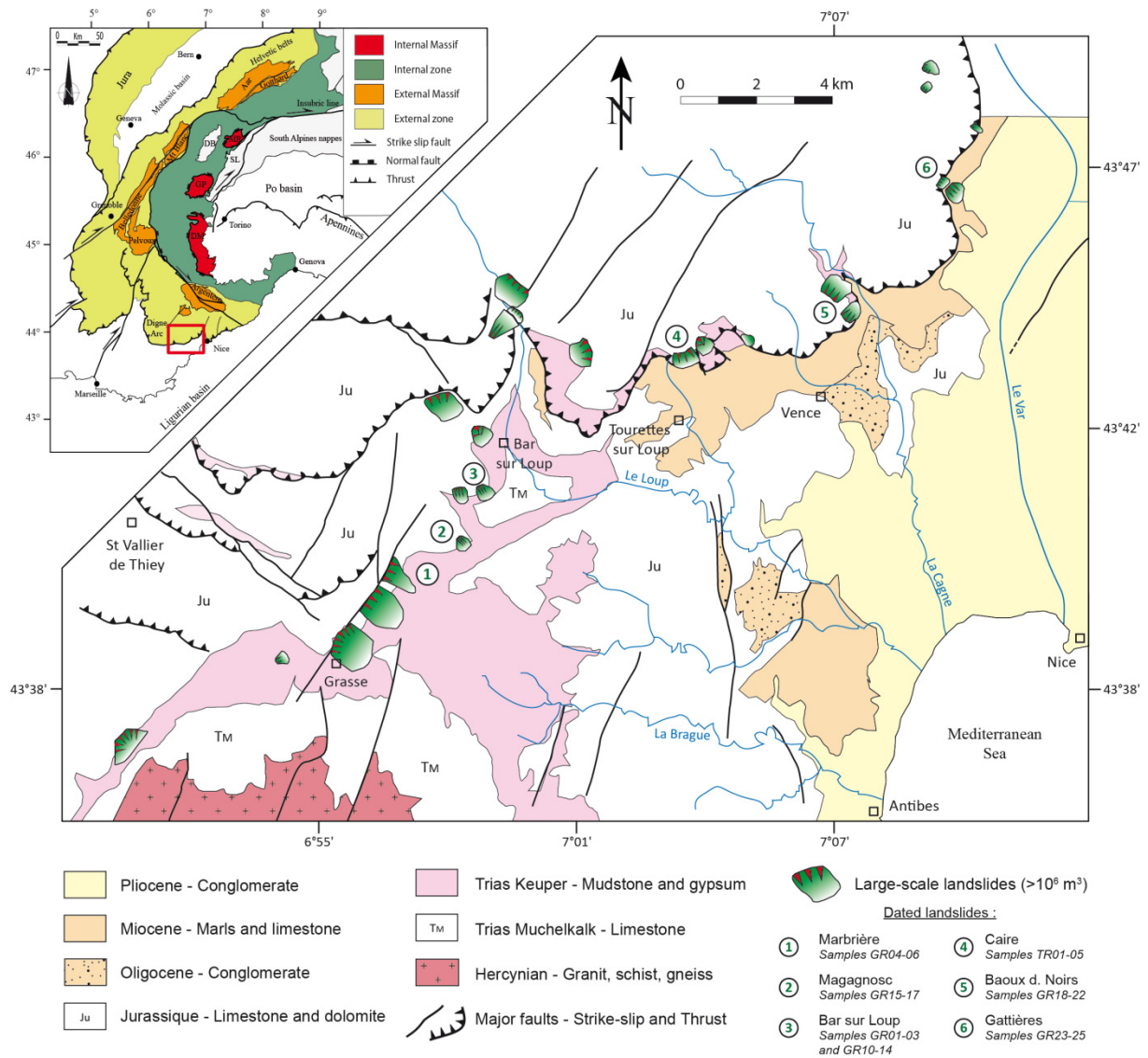


Figure 62 : Carte structurale grande échelle du front subalpin méridional à l'Ouest du fleuve Var et localisation des glissements rocheux majeurs identifiés. Les glissements labélisés correspondent à ceux dont l'âge de rupture est daté par la méthode des cosmogéniques nucléides (Chapitre 3).

3.4.1. Glissement de Magagnosc

Le paléo-glissement rocheux de grande ampleur de « Magagnosc » est localisé sur le versant Sud-est en amont du village de Châteauneuf de Grasse (43,6866N 6,9721E). La cartographie de terrain au 1/5000^{ème} a permis de mettre en évidence :

- les éléments géomorphologiques caractéristiques et typologiques,
- les limites en surface du glissement,
- les anomalies structurales associées à la rupture.

Une carte de synthèse produite à l'issu de ce travail est présentée Figure 65 et les caractéristiques et dimensions du glissement sont synthétisées à la Table 5.

D'un point de vue géo-structural le paléo-glissement de Magagnosc se situe dans le domaine provençal para-autochtone, sur le flanc Sud du synclinal de la Sarée (Figure 62). Il affecte les séries calcaires du Jurassique inférieur (Héttangien et Bajocien) et argilo-gypseuses du Trias Supérieur (Keuper) (Figure 63).

Au pied du versant, en contre bas du glissement (dans le vallon de l'Escure), nous observons des affleurements gypseux du Keuper, très fortement plissés et altérés, marqueurs du bourrage et du sur-épaississement tectonique local (Figure 64). Juste en aval de la masse glissée, ce niveau de gypse est en outre identifié en profondeur à une altitude 430 m par plusieurs forages carottés (BRGM, infoterre). L'épaisseur du Keuper est estimée ici à un minimum de 300 m, alors que cette formation a régionalement une puissance d'environ 100 m. Nous devons signaler la présence d'un fontis qui témoigne de processus de dissolution de gypse (de diamètre pluri-métrique) au Sud en aval du glissement (Figure 64). La commune de Châteauneuf de Grasse lui doit d'ailleurs son nom dérivé : « Pré-du-Lac ».

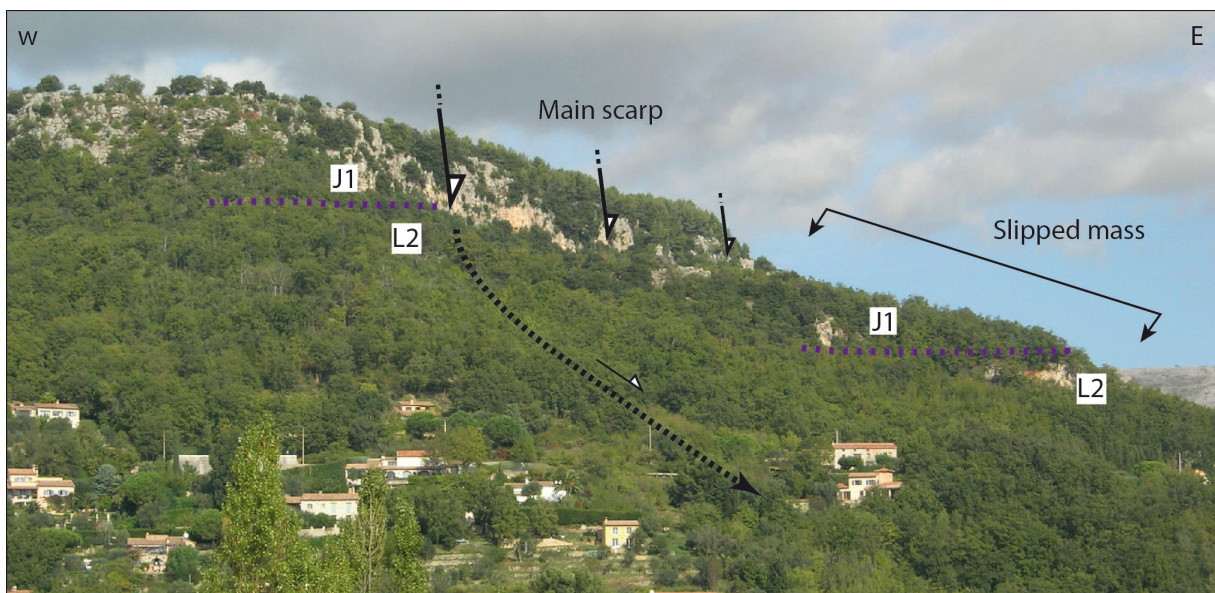


Figure 63 : Vue latérale du paléo-glissement rocheux de Magagnosc. Notez la masse glissée et le décalage vertical du contact Bajocien (J1) / Héttangien (L2) au pied de l'escarpement principal.

L'escarpement principal du glissement est guidé par un réseau de failles N10-30° (Figure 65) et il se matérialise par une falaise verticale et continue de plus de 40 m de hauteur (Figure 63). A ce niveau, les strates calcaires sont faiblement inclinées vers le Nord et rentrantes dans le massif (Figure 67). L'élément le plus remarquable du glissement de Magagnosc est la position de la masse glissée et du contact Bajocien/Héttangien, décalé verticalement d'environ 50 m au pied de l'escarpement principal (Figure 63). La stratification quasi-monoclinale des calcaires de la masse glissée n'a pas été perturbée par la rupture, ce qui indique que la surface de glissement est profondément ancrée dans les séries du Keuper. Vue en carte (Figure 65), cette masse glissée présente des dimensions importantes, environ 200 m de long sur 100 m de large. On relève néanmoins un basculement important des séries vers l'aval à l'origine d'écroulements en masse (similairement à ceux de la Zone 1) de la Marbière) observables coté Sud-ouest de la masse glissée.

La limite Nord-est de la zone affectée par le glissement est marquée par un contact avec des grèzes litées relativement épaisses (~10 m) et visibles depuis la D3 (Figure 65).

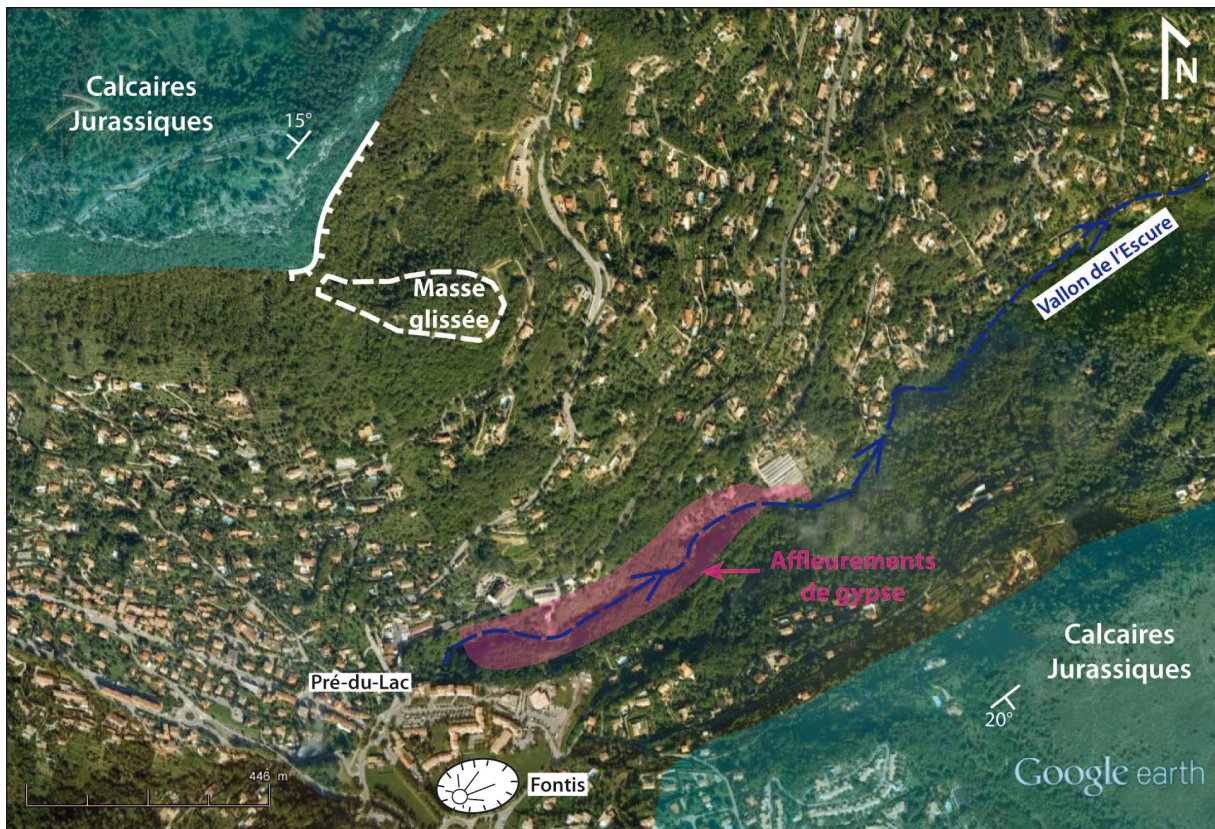


Figure 64 : Vue aérienne autour du glissement de Magagnosc (escarpement et masse glissée en traits blancs) localisant le gypse à l'affleurement et le fontis principal. Les zones non légendées correspondent aux lithologies indifférenciées du Keuper.

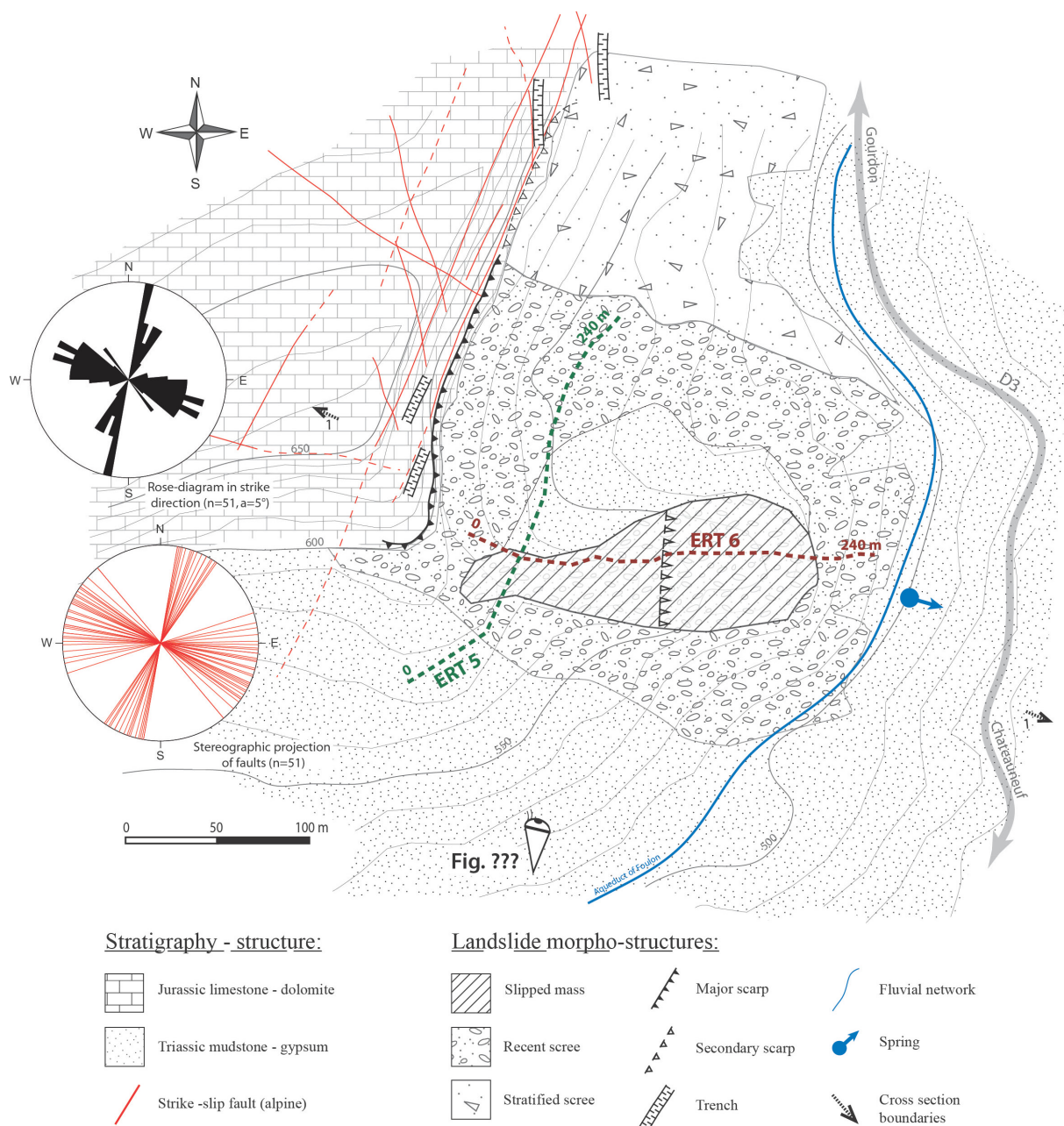


Figure 65 : Carte géomorphologique du glissement rocheux de Magagnosc et localisation des profils de tomographie électrique ERT5 et ERT6.

Deux profils de tomographie électrique ont été réalisés (Figure 65):

- ERT5 (L=230m ; a=5m), localisé au pied et le long de l'escarpement principal (orientation SW-NE);
- ERT6 (L=230m ; a=5m), réalisé perpendiculairement à ERT5 et localisé le long de la masse glissée (orientation E-W).

Le profil ERT5 (Figure 66A) présente des résistivités faibles, en moyenne inférieure à 100 $\Omega.m$, correspondant aux formations argilo-gypseuses du Keuper. L'homogénéité des résistivités permet de valider l'absence de série calcaire en profondeur à la verticale de l'escarpement. Il s'agit essentiellement d'argiles et du gypse. En accord avec les observations

de terrain (Figure 65), on retrouve en surface du profil ERT5 une faible épaisseur de blocs et éboulis calcaires marqués par un niveau de résistivités hétérogènes et supérieures à 500 Ω .m.

Le profil ERT6 (Figure 66B) marque les séries calcaires Jurassique qui composent la partie supérieure de la masse glissée. Il s'agit de deux compartiments d'une épaisseur de 30 à 40 m et caractérisés par des résistivités supérieures à 1000 Ω .m. Au niveau de la cote 95 m, un décalage vertical souligne un affaissement du compartiment Ouest (compartiment aval) en relation avec un escarpement secondaire observé en surface (Figure 65). En accord avec les observations de terrain, le contact avec les séries sous-jacentes argilo-gypseuses apparaît subhorizontal.

L'analyse du profil ERT6 ne permet pas d'identifier ni clairement ni directement la surface de glissement en profondeur. Deux explications peuvent être proposées :

- 1) soit le profil n'est pas suffisamment profond pour imager la surface de rupture ;
- 2) soit l'expression de la surface de rupture au sein du matériel argileux ne génère pas un contraste d'impédance assez marqué pour être identifiable grâce à la tomographie électrique et avec notamment avec cette résolution.

Si la deuxième hypothèse nous paraît plus pertinente, il est également clair que la préservation de la structure de la masse glissée implique une surface de glissement localisée au minimum à une profondeur de 60 m (enracinement jusqu'au niveau argileux du Keuper). Excepté des écroulements secondaires affectant l'escarpement, la partie supérieure du glissement semble peu active et le développement de petit lapiaz dans les strates calcaires observables à la surface de la masse glissée indique qu'il s'agit d'un paléo-glissement. Historiquement, on note la réactivation de plusieurs de glissements secondaires ($\approx 10^4 \text{ m}^3$) dans les argiles qui composent le pied de la masse glissée. Ces glissements ont produit d'importants désordres et notamment pour la route D3 localisée en aval (Figure 65 ; sources : infoterre.brgm.fr).

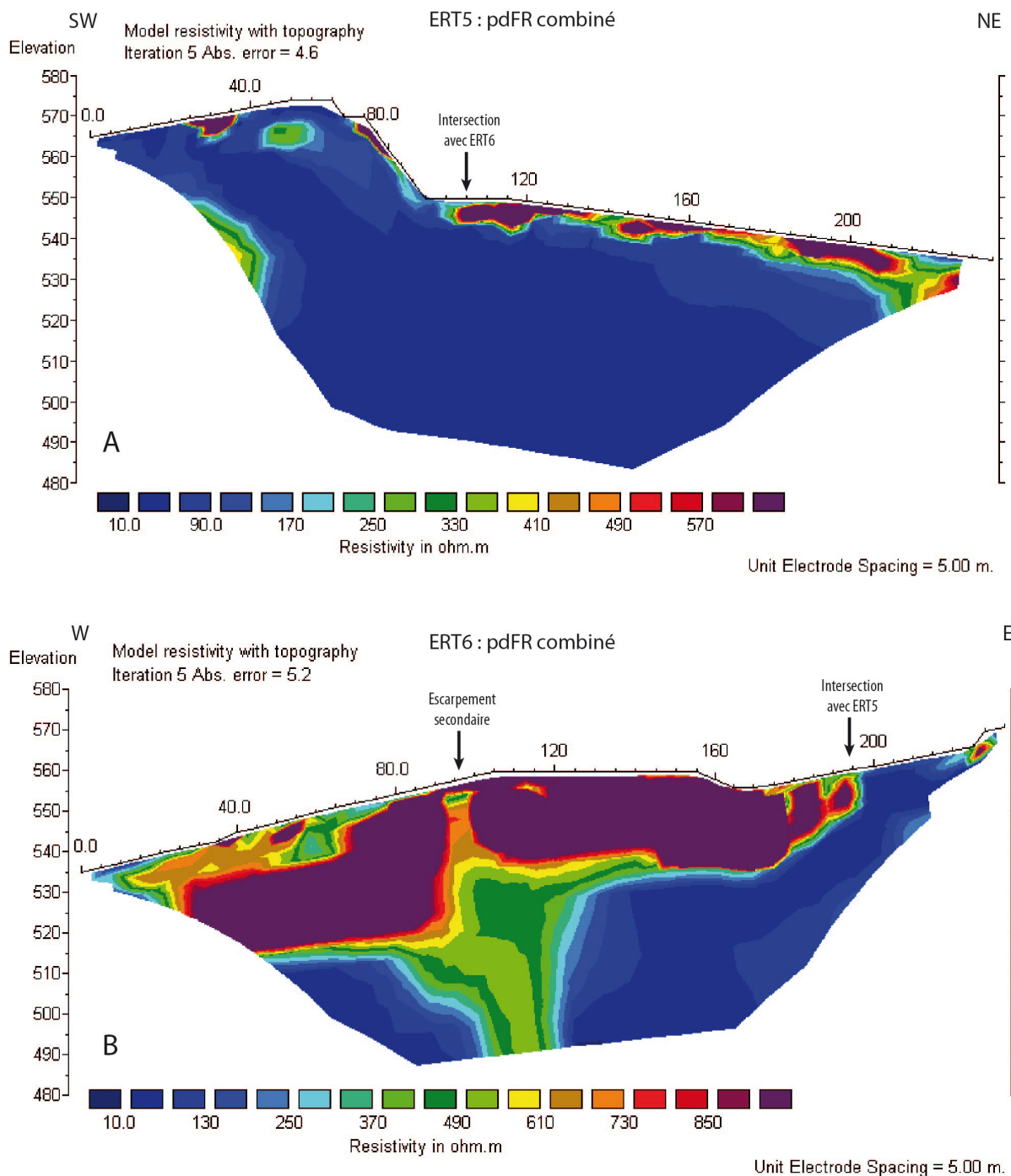


Figure 66 : Profils électriques réalisés sur le glissement rocheux de Magagnosc (voir localisation Figure 65). A : ERT5 en dispositif pdFR (48 électrodes) ; B : ERT6 en dispositif pdFR combiné (48 électrodes).

Table 5 : Caractéristiques du glissement de Magagnosc.

Largeur	Longueur	Surface	Epaisseur	Volume	Rejet vertical	Altitude max - min
250 m	500 m	0.1 km ²	60 m	3.9±0.6 *10 ⁶ m ³	25 à 40 m	600 - 420 m

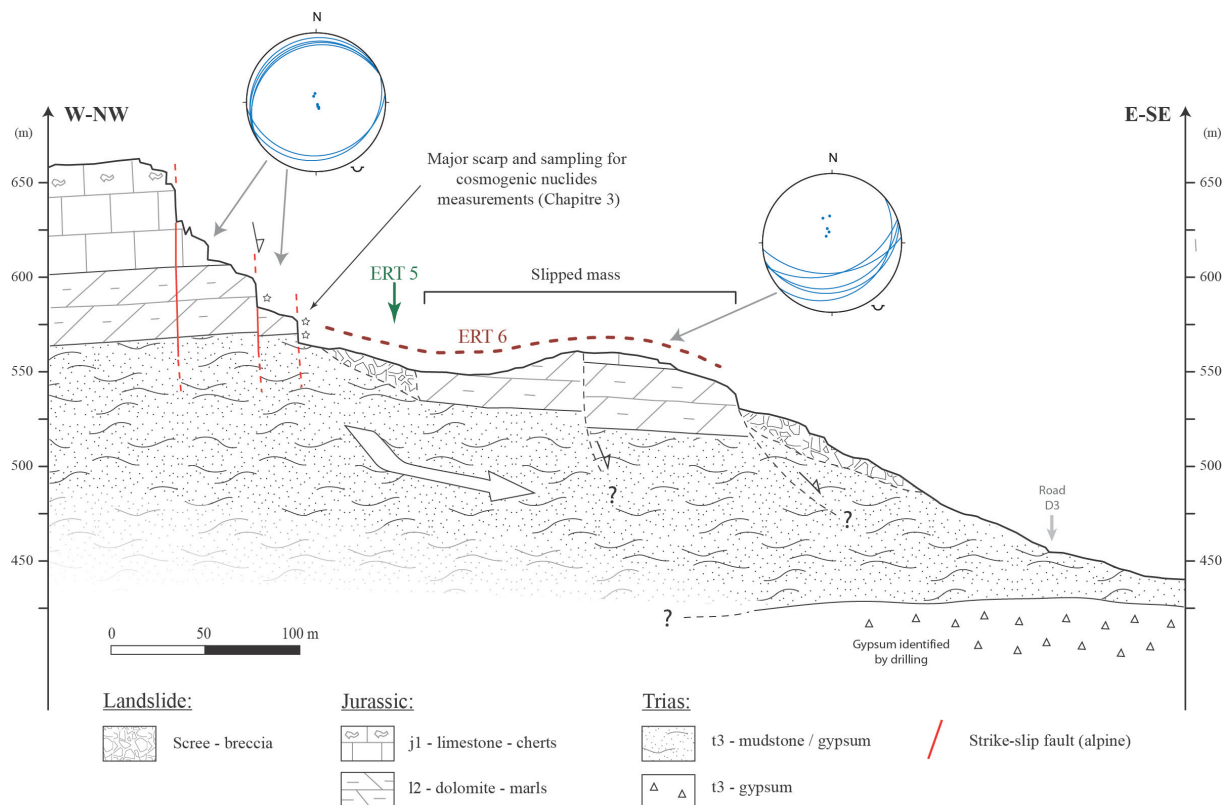


Figure 67 : Coupe interprétative du glissement rocheux de Magagnosc, d'après les données de terrain (Figure 73) et l'interprétation des profils de tomographie électrique (Figure 66).

3.4.2. Glissement de Bar sur Loup

Le paléo-glissement rocheux de grande ampleur de « Bar sur Loup » est localisé sur le versant Sud en amont du village de Bar-sur-Loup (43,7018 N 6,9817 E). La cartographie de terrain au 1/5000^{ème} a permis de mettre en évidence :

- les éléments géomorphologiques caractéristiques et typologiques,
- les limites en surface du glissement,
- les anomalies structurales associées à la rupture.

Une carte de synthèse produite à l'issu de ce travail est présentée Figure 69. Les caractéristiques et les dimensions de ce glissement sont synthétisées Table 6.

D'un point de vue géo-structural le glissement se développe dans le domaine provençal para-autochtone (Figure 62). Il affecte une série tabulaire et monoclinale du Jurassique moyen au Trias supérieur (Bathonien à Keuper) ; respectivement des séries calcaires ou dolomitiques et des séries argilo-gypseuses.

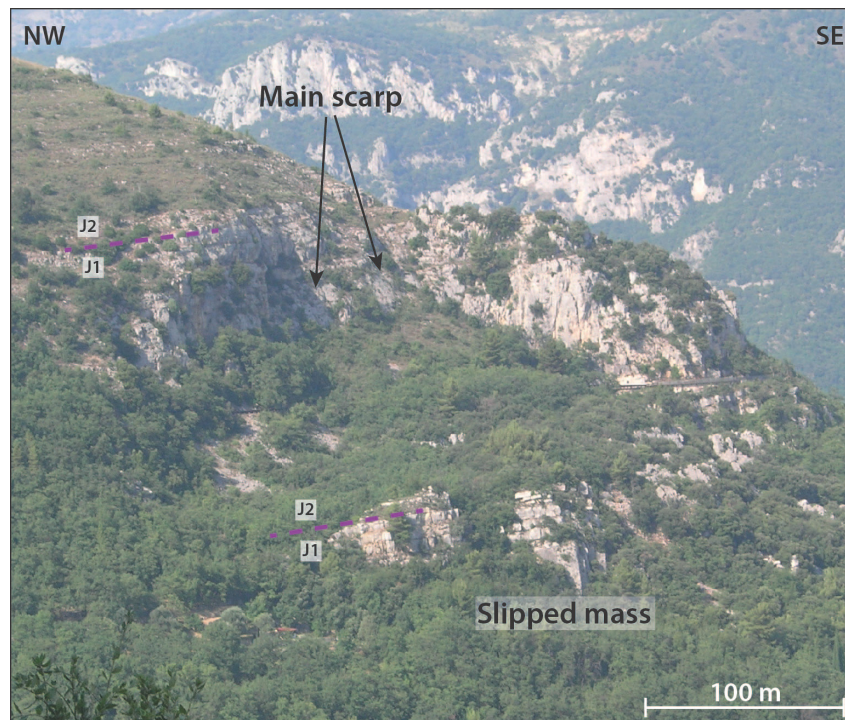


Figure 68 : Vue de face du glissement rocheux de Bar sur Loup. Notez l'escarpement principal, la masse glissée dont la stratigraphie est préservée ainsi que le décalage vertical du contact Bathonien (J2) / Bajocien (J1).

Le paléo-glissement de Bar-sur-Loup est particulièrement bien préservé et visible dans la géomorphologie du versant (Figure 68). Il présente des caractéristiques morpho-structurales similaires à celles du glissement de Magagnosc. On retrouve un escarpement vertical bien marqué dans les lithologies calcaires et guidé latéralement par deux familles de failles principalement subverticales et orientées N10° et N120-160° (Figure 69). Localement, à l'arrière du glissement, l'escarpement principal suit un plan orienté N70° ; 55°W qui est purement d'origine gravitaire (voir flèches Figure 68), c'est-à-dire néoformé lors du glissement. En effet ce plan n'apparaît nul par ailleurs dans le massif et sa direction de pendage est conforme à la direction du glissement.

La Figure 68 montre une stratigraphie préservée dans la masse glissée et un contact Bathonien/Bajocien qui souligne un offset vertical important, de 60 à 70 m par celui du massif stable. Le caractère préservé de la masse glissée indique deux points importants concernant la dynamique et la cinématique du mouvement :

- (1) la rupture s'est produite de façon homogène et synchrone latéralement ;
- (2) la rupture a probablement été soudaine. En effet, les nombreux cas étudiés de glissements de grande ampleur dont la rupture est progressive, présentent, à contrario, une forte dislocation de la masse glissée (El Bedoui et al., 2009 ; Pánek et al., 2009a ; etc.).

D'autre part, on remarque des indices de karstification importants autour du glissement et dans la partie supérieure du versant :

- un état de karstification avancé du plateau en amont du glissement présentant plusieurs avens et dolines,
- plusieurs conduits karstiques, de très nombreuses concrétions et d'anciennes cavités à la base de l'escarpement,
- l'activation de sources à fort débit ($> 30 \text{ l.s}^{-1}$) au pied de la masse glissée lors d'épisodes pluvieux intenses.

L'activation ponctuelle de ces sources à fort débits confirme la sensibilité du contexte hydrogéologique karstique et prouve que la mise en charge en eau du versant peut être soudaine.

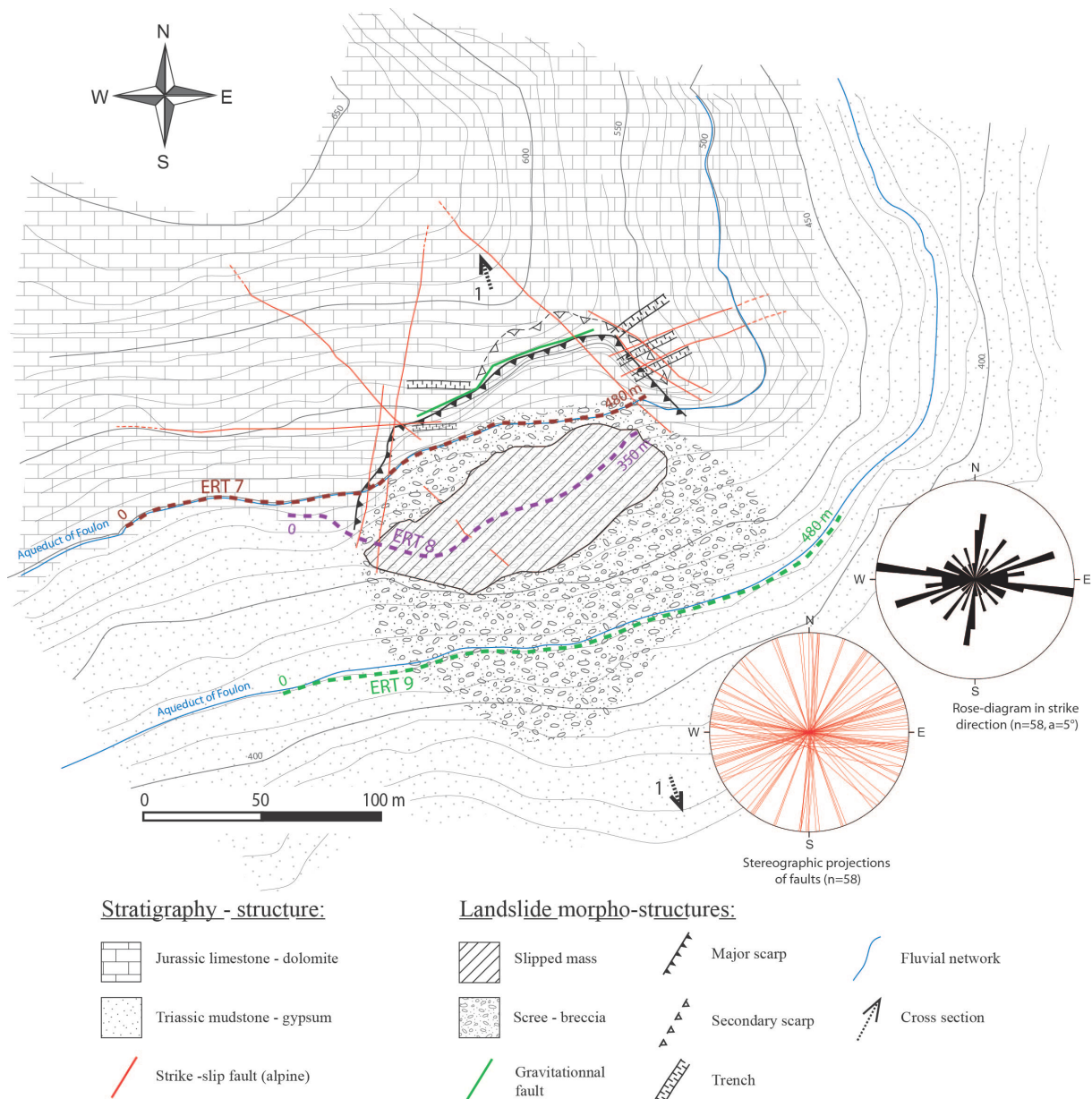


Figure 69 : Carte géomorphologique du glissement rocheux de Bar-sur-Loup et localisation des profils de tomographie électrique ERT7, ERT8 et ERT9.

Afin de contraindre l'analyse cartographique et de préciser la structure profonde du glissement, trois profils de tomographie électrique (Figure 70) ont été réalisés en travers du glissement et à différentes altitudes (Figure 69):

- ERT7 (L=470m ; a=10m), localisé au pied de l'escarpement sur le sentier du canal du Foulon ;
- ERT8 (L=350m ; a=10m), réalisé directement sur la masse glissée ;
- ERT9 (L=470m ; a=10m), réalisé dans la partie inférieure du glissement.

On retrouve sur chacun des profils (Figure 70) trois compartiments litho-stratigraphiques marqués par des résistivités singulières tel que : (ρ_1) supérieures à 1500 $\Omega.m$ (en rouge) et correspondant aux séries calcaires Jurassiques ; (ρ_2) inférieures à 100 $\Omega.m$ (en bleu) et correspondant aux niveaux argileux du Keuper ; et (ρ_3) comprises entre 600 et 1000 $\Omega.m$ (en jaune), pouvant correspondre à un niveau dolomitique dans la série du Keuper. La bonne concordance entre les formations existantes sur les trois profils et les observations de terrain nous permet de faire les interprétations suivantes :

Le profil ERT7 (Figure 70A) intercepte, au pied de l'escarpement, les séries calcaires jurassiques du massif stable (voir interprétation Figure 71). Sur la pseudo-section le contact Jurassique/Keuper apparaît horizontal à environ 460 m d'altitude. On observe, au niveau des côtes 250 et 420 m, des anomalies verticales de faibles résistivités correspondant aux failles bordant le glissement (Figure 69). Directement sous les séries calcaires, on note un niveau argileux d'une épaisseur de 100 m en contact avec un compartiment de résistivité moyenne. Nous interprétons cette formation comme un niveau stratifié de dolomies, cependant, la présence d'éboulis et de formations superficielles recouvrant le pied du versant ne nous a pas permis de l'observer formellement.

Le profil ERT8 (Figure 70B) renseigne sur la structure de la masse glissée. On retrouve de haut en bas : la série calcaire décalée en vertical par la rupture d'environ 60 à 70 m, la série argileuse qui semble fortement amincie puisqu'elle est limitée ici à 40 m d'épaisseur, et enfin, de manière concordante, la série dolomitique que l'on retrouve également sur le profil ERT9 (Figure 70C).

L'ensemble de ces données nous permet de proposer la coupe interprétative illustrée Figure 71. Le glissement s'enracine dans les lithologies ductiles du Keuper et le mouvement se fait par translation puisque aucune rotation importante n'est visible entre la stratigraphie de la masse glissée et celle du massif stable (Figure 71). La préservation de la structure de la masse glissée suggère une rupture synchrone latéralement et un évènement soudain. Enfin, la présence d'un niveau dolomitique rigide (et apparemment non affecté par le glissement) au-dessous des argiles incompetentes implique un processus d'extrusion du matériel argileux lors de la subsidence du compartiment calcaire (Figure 70 et Figure 71). Similairement au cas de Magagnosc, des figures de dissolution de type lapiaz observables sur l'escarpement et les blocs de la masse glissée indiquent qu'il s'agit d'un paléo-glissement.

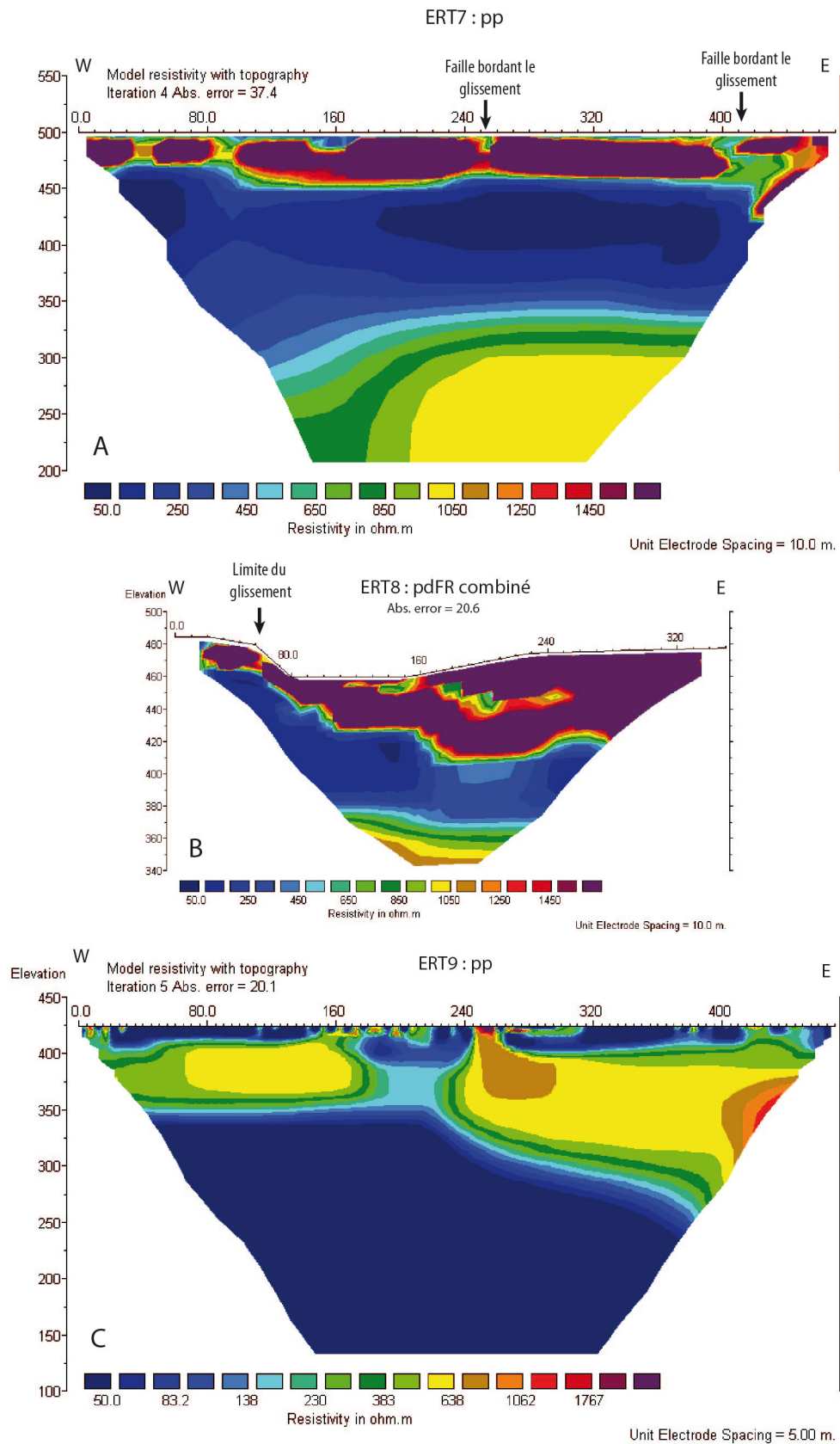


Figure 70 : Profils électriques réalisés sur le glissement rocheux de Bar sur Loup (voir localisation Figure 69). A : ERT7 en dispositif pp (48 électrodes, exagération verticale = 0.7) ; B : ERT8 en dispositif pdFR combiné (32

électrodes, échelle horizontale respectée) ; C : ERT9 en dispositif pp (48 électrodes, exagération verticale 0.7).

Table 6 : Caractéristiques du glissement de Bar sur Loup.

Largeur	Longueur	Surface	Epaisseur	Volume	Rejet vertical	Altitude max - min
260 m	270 m	0.18 km ²	100 m	$3.7 \pm 0.5 * 10^6 \text{ m}^3$	60 - 70 m	590 - 390 m

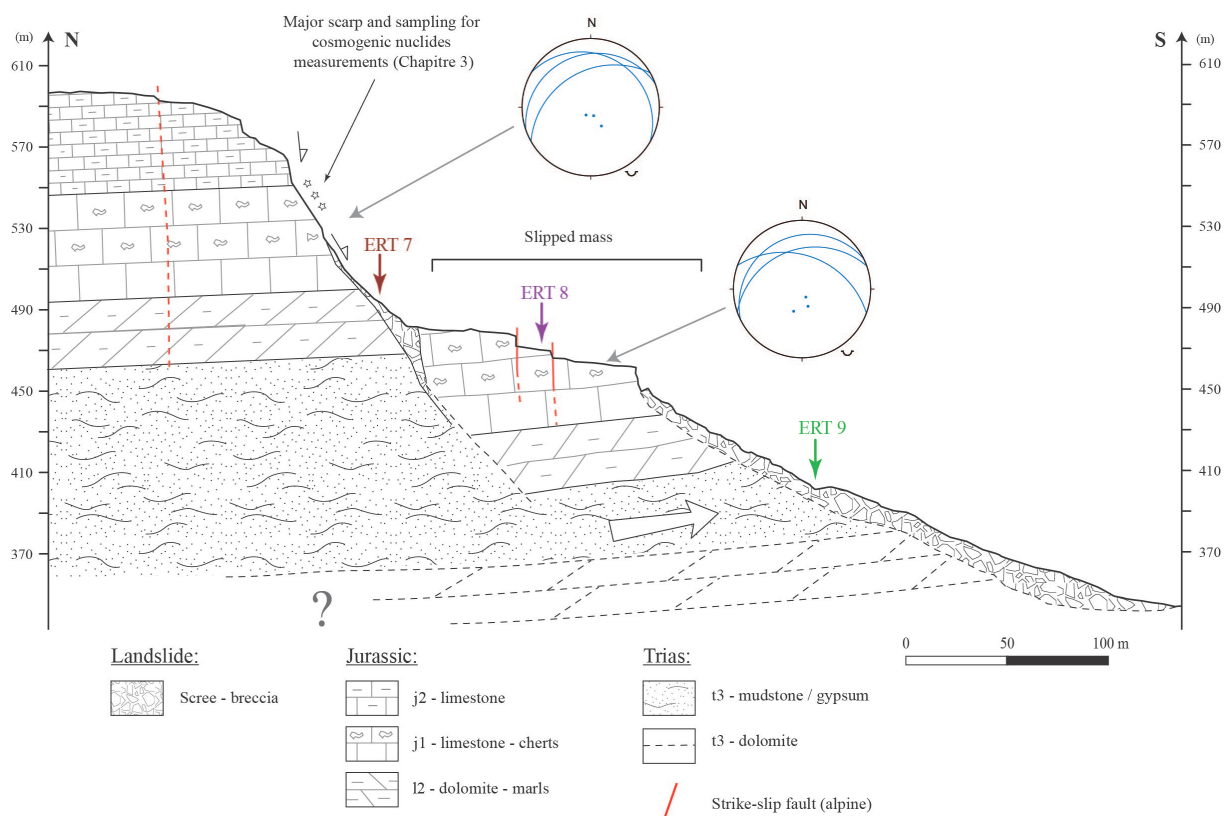


Figure 71 : Coupe interprétative du glissement rocheux de Bar-sur-Loup, d'après les données de terrain (Figure 73) et l'interprétation des profils de tomographie électrique (Figure 70).

Glissement plus ancien sur la partie Ouest du versant : Les Englades :

A environ 700 m à l'Ouest du paléo-glissement de Bar-sur-Loup, au lieu-dit « Les Englades », on observe une structure gravitaire très similaire à celle décrite ci-dessus mais dans un état d'érosion beaucoup plus avancé (43,7010 N 6,9732 E). On retrouve en effet un profil topographique typique qui se décline de haut en bas par : un escarpement gravitaire érodé dans la partie supérieure du versant, une importante dépression directement en aval, puis la présence d'une masse glissée de calcaires jurassiques. En comparaison avec le glissement de Bar-sur-Loup, la masse glissée des Englades apparaît fortement végétalisée et recouverte de formations superficielles, ce qui indique un âge de rupture largement antérieur.

3.4.3. Glissement du Caire

Le paléo-glissement rocheux de grande ampleur du « Caire » est localisé sur la partie supérieure du versant des Costes (orienté Sud) en amont du village de Tourrettes-sur-Loup (43,7356 N 7,0634 E). D'un point de vue géo-structural, le glissement se développe dans le domaine allochtone, à l'extrémité méridionale de la série Mésozoïque chevauchante sur le soubassement autochtone Miocène (Figure 62). Ce secteur correspond au premier front de chevauchement du domaine subalpin méridional. On observe, à l'est du glissement (au lieu dit « les Plantiers) plusieurs lambeaux de poussée tectono-gravitaires emballés dans des brèches continentales miocènes qui attestent de la mise en place épiglyptique de ces nappes (Figure 73).

Le glissement étudié affecte une série calcaire fracturée et légèrement plissée du Jurassique inférieur à moyen et s'enracine dans les niveaux argilo-gypseux du Trias Supérieur. Malgré le contexte tectonique, la série calcaire chevauchante ne présente pas de failles importantes héritées et la fracturation apparaît plutôt diffuse (Tapoul, 1977).

La cartographie de terrain au 1/5000^{ème} a permis de mettre en évidence :

- les éléments géomorphologiques caractéristiques et typologiques,
- les limites en surface du glissement,
- les anomalies structurales associées à la rupture.

Une carte de synthèse produite à l'issue de ce travail est présentée Figure 73. Les caractéristiques et les dimensions de ce glissement sont synthétisées

Table 7.

Le glissement du Caire est particulièrement singulier du fait de la morphologie de son escarpement principal qui présente les caractéristiques d'une faille normale. D'après les observations de terrain, la rupture principale du versant n'est prédisposée par aucune discontinuité structurale héritée (Figure 73). Le plan de glissement, qui s'est développé dans les séries calcaires, a une origine purement gravitaire et semble s'être initié à la faveur d'une coalescence de diaclases et de fractures diffuses. Il en résulte un escarpement qui n'est pas linéaire (Figure 73) et dont l'inclinaison varie de 60 à 70° globalement vers le Sud. Ainsi, bien qu'à grande échelle l'escarpement montre une orientation E-W (Figure 72B et Figure 73), on observe localement de fortes ondulations qui lui donnent l'allure d'une faille « cannelée » (Figure 72C). Sous la patine et l'encroutement de calcite recouvrant le plan, nous avons relevé la présence systématique de stries marqueurs du mouvement gravitaire (Figure 72D). Le pitch mesuré N0-10° ; 50-70°S reste constant sur toute la longueur de l'escarpement et traduit un mouvement de la masse glissée vers le Sud. Ainsi, lorsque l'escarpement est orienté E-W, ces stries correspondent directement à la ligne de plus grande pente sur le plan et lorsque sa direction varie elles apparaissent plus ou moins obliques. Ces stries froides, particulièrement rares pour un glissement de terrain, indiquent :

- un fort couplage du compartiment en mouvement sur la surface de glissement, probablement favorisé par le pendage des strates, majoritairement rentrant dans le versant (Figure 73) ;
- une cinématique de glissement probablement lente et continue ([Pánek et al., 2009a](#), [Delgado et al., 2011](#)).

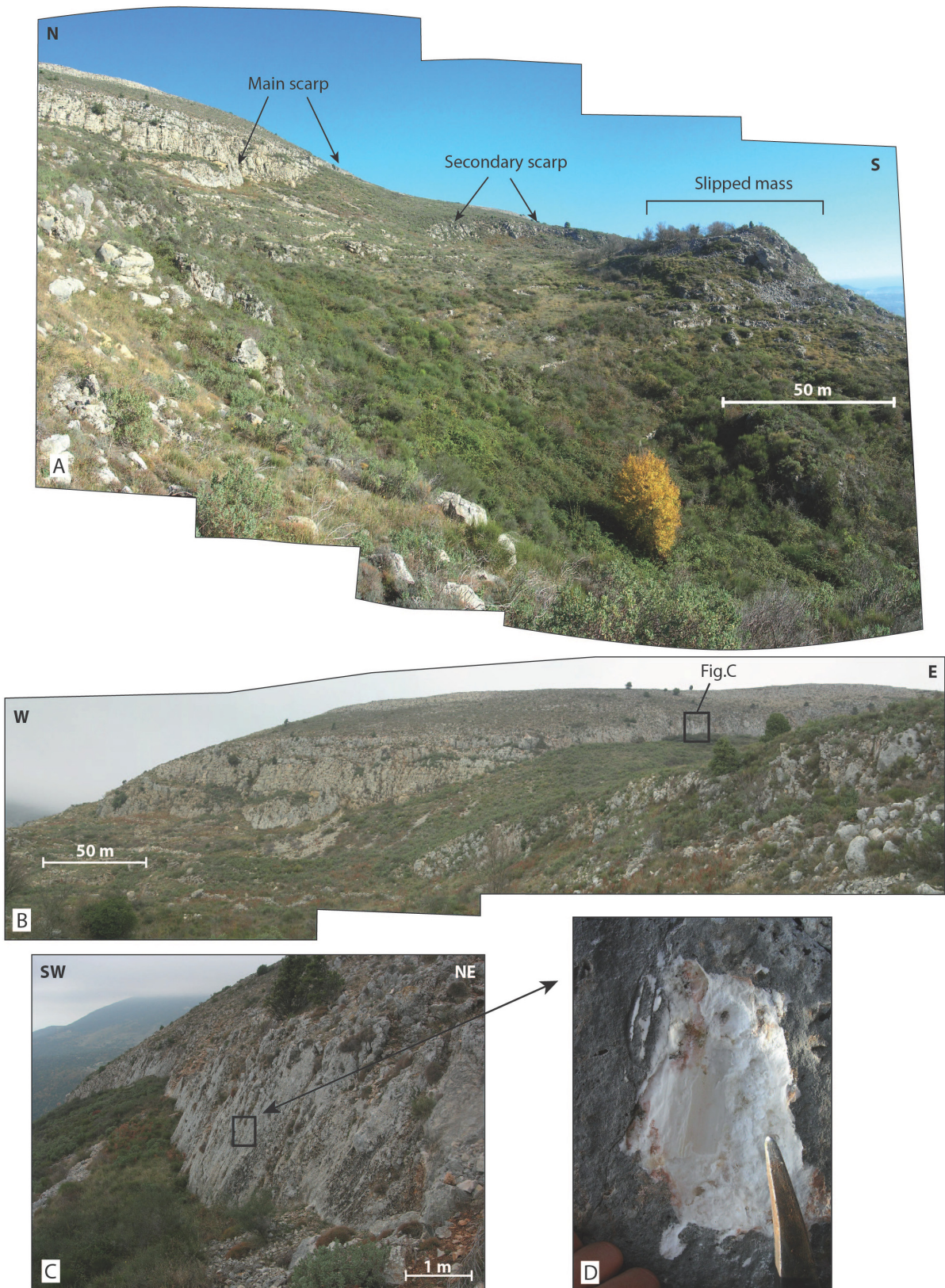


Figure 72 : Photos interprétées illustrant la structure du glissement de grande ampleur du Cairé.

Description de la Figure 72 : A : Panorama N-S montrant les différentes loupes de glissement imbriquées de la partie Ouest du glissement ; B : Panorama E-W illustrant, au second plan, la longueur et la continuité de l'escarpement principal dans le versant, avec l'escarpement secondaire au premier plan ; C : Vue sur

l'escarpement principal ondulant et cannelé ; D : zoom sur les stries d'origine gravitaire observables sur le plan de glissement.

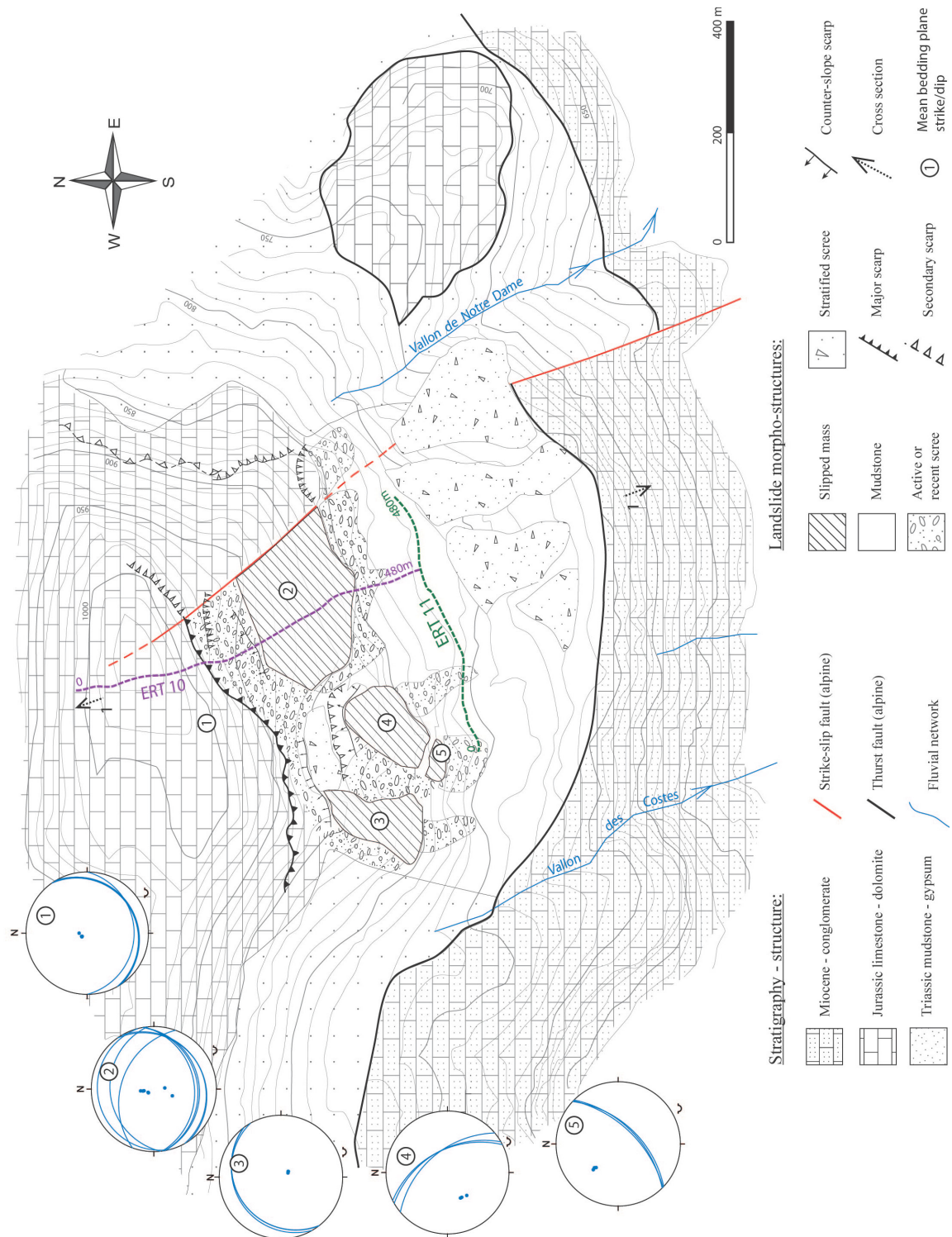


Figure 73 : Carte géomorphologique simplifiée du glissement rocheux du Cairé et localisation des profils de tomographie électrique ERT10 et ERT11. Les différentes projections stéréographiques correspondent à des stations de mesures de stratigraphie localisées sur la carte par leur numéro.

Le corps du glissement peut être décomposé en deux parties : une partie Est et une partie Ouest dont le stade d'évolution est plus avancé (Figure 73). Du côté Est, l'escarpement principal montre un rejet en surface d'environ 5-10 m et la masse glissée se présente en un seul bloc encore structuré. Les orientations stratigraphiques indiquent un mouvement en translation. Du côté Ouest, le rejet de l'escarpement est plus important (<15 m ; Figure 72B) et le corps du glissement est plus chaotique (Figure 72A). Il est décomposé en plusieurs blocs à la faveur d'escarpements secondaires imbriqués et de crevasses (Figure 73). Des rotations importantes dans la masse glissée sont mises en évidence par rapport au massif stable. Dans la partie supérieure, un niveau de grès lités recoupé par un escarpement secondaire suggère un âge de rupture Holocène (Figure 73).

Contrairement aux cas précédemment détaillés, les processus karstiques sont mineurs au niveau du Caire. Le glissement se développe en effet quasiment au sommet du versant qui apparaît très peu karstifié.

Deux profils de tomographie électrique (Figure 74) ont été réalisés (Figure 73) afin de préciser la structure profonde du glissement et notamment la persistance du plan de rupture :

- ERT10 (L=710m ; a=10m), réalisé sur la partie Est, dans le sens de la pente depuis le sommet du versant jusqu'au pied du glissement ;
- ERT11 (L=480m ; a=10m), réalisé horizontalement au pied du glissement afin de contraindre l'épaisseur de la semelle triasique du chevauchement.

Le profil ERT10 (Figure 74A) recoupe perpendiculairement l'escarpement principal au niveau de la cote 440 m et représente ainsi une coupe N-S de l'ensemble du glissement du Caire. Il permet de mettre en évidence une propagation de la rupture à grande profondeur.

On y distingue clairement deux compartiments : les séries calcaires marquées par des résistivités supérieures à 1000 Ω .m, et les séries argileuses triasiques sous-jacentes caractérisées par des résistivités inférieures à 100 Ω .m. Au droit de la cote 440m, on observe une propagation du plan de rupture à travers toute la série calcaire, et jusqu'à une profondeur de minimum 120 m. La zone de rupture apparaît comme un potatoïde de faible résistivité (< 50 Ω .m) dont la largeur est probablement sur estimée à cause de l'inversion et de la faible résolution horizontale du dispositif pôle-pôle (voir tests Figure 44D). De même le décalage des séries (observable en surface au niveau de l'escarpement), semble trop faible (< 15 m) pour être mesuré à la profondeur du contact Trias/Jurassique et avec cette résolution.

Ce profil ERT10 est particulièrement important et a des implications fortes puisqu'il valide l'hypothèse de la propagation d'une surface de rupture à plus de 100 m de profondeur à travers des séries calcaires.

Le profil ERT11 (Figure 74B) apporte des contraintes sur la profondeur de la série triasique au pied du glissement. Une épaisseur d'environ 80 m d'argiles est déduite. Ceci est en bonne

concordance avec la position et le pendage du contact anormal avec les séries gréseuses du Miocène autochtone cartographiées Figure 73.

Sur la base des données de cartographie et des contraintes géométriques profondes apportées par les profils ERT10 et ERT11, nous proposons la coupe interprétative Figure 75 qui illustre la partie Est du versant. Le glissement du Caire s'apparente à un glissement progressif dont la zone de rupture est particulièrement profonde, supérieure à 200m. Le mécanisme de rupture apparaît être principalement associé à l'extrusion des argiles qui composent le soubassement du chevauchement et qui fluent progressivement sous le poids lithostatique des séries calcaires sus-jacentes. Les mesures stratigraphiques indiquent un démantèlement progressif de la masse glissée qui se fracture en plusieurs blocs (Figure 73). Bien que la partie supérieure de l'escarpement principal soit partiellement érodé et présente des figures de dissolution, on observe à la base du plan une frange de patine fraîche d'environ 2 cm d'épaisseur qui témoigne d'une activité récente. Ceci semble indiquer que la rupture s'est probablement initiée au cours de l'Holocène mais que le glissement est toujours actif.

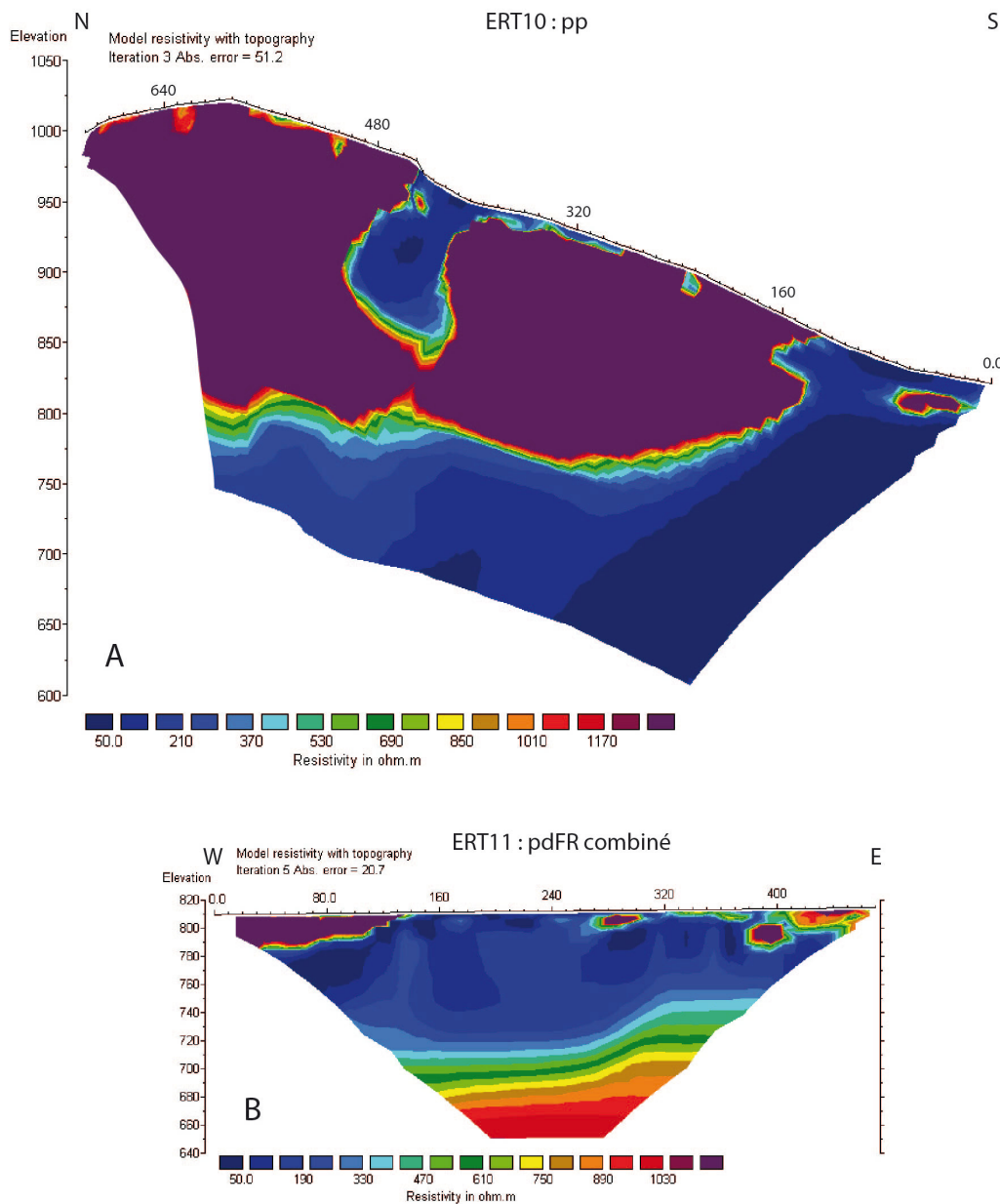


Figure 74 : Profils électriques réalisés sur le glissement rocheux du Caire (voir localisation Figure 73). A : ERT10 en dispositif pp (72 électrodes) ; B : ERT11 en dispositif pdFR combiné (48 électrodes).

Table 7 : Caractéristiques du glissement du Caire.

Largeur	Longueur	Surface	Epaisseur	Volume	Rejet vertical	Altitude max - min
650 m	400 m	0.33 km ²	> 200 m	$27 \pm 3 * 10^6 \text{ m}^3$	5 - 15 m	980 – 780 m

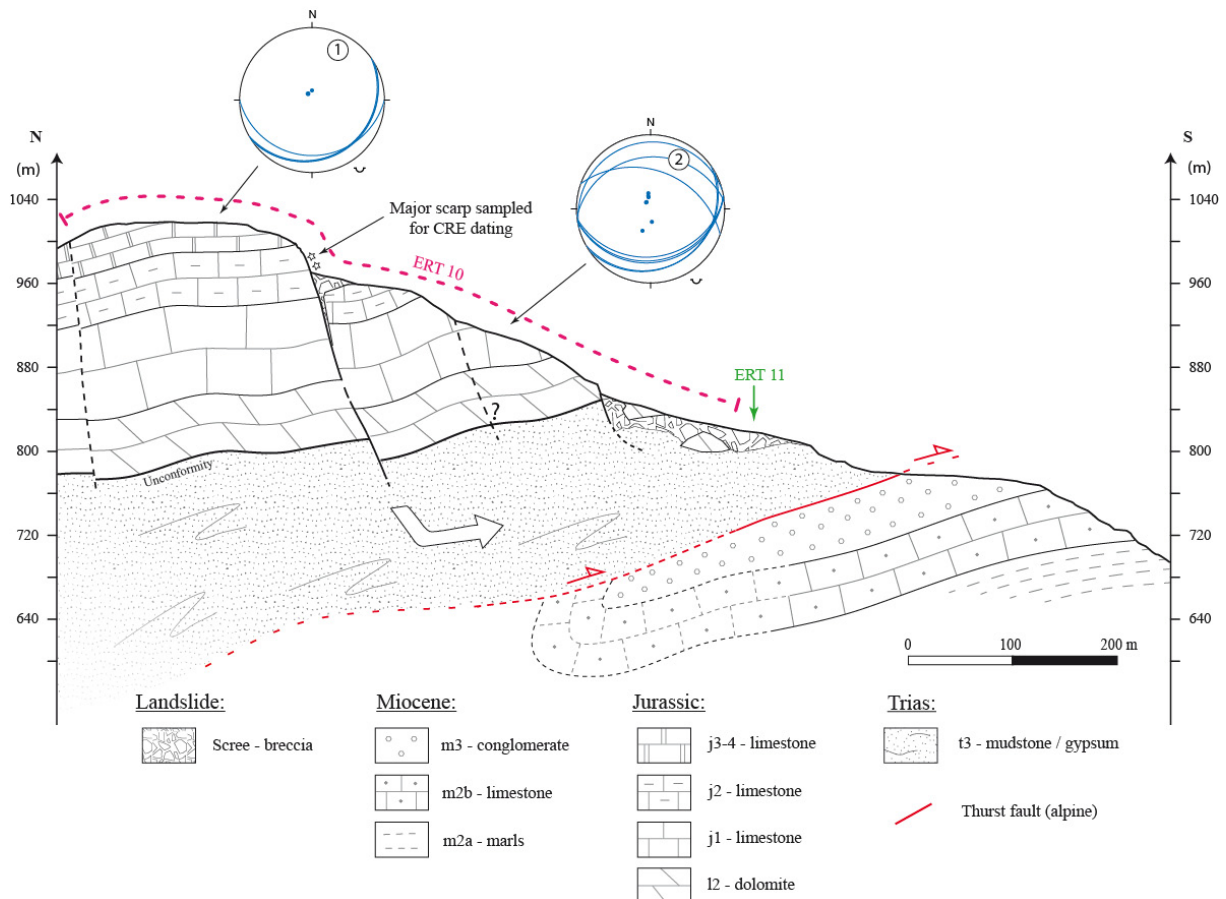


Figure 75 : Coupe interprétative de la partie Est du glissement rocheux du Caire d'après les données de terrain (Figure 73) et l'interprétation des profils de tomographie électrique (Figure 74).

3.4.4. Glissement du Baou des Noirs

Le paléo-glissement rocheux de grande ampleur du « Baou des Noirs » est localisé sur le versant Nord-est du Baou des Noirs, en rive droite de la Cagne (43,7512 N 7,1215 E). D'un point de vue géo-structural, le glissement se développe dans le domaine allochtone au niveau du premier front de chevauchement subalpin méridional (Figure 62). Le glissement affecte une série calcaire et dolomitique (Jurassique inférieur à moyen) et il s'enracine dans les séries argilo-gypseuses (Trias Supérieur) qui constituent la semelle du chevauchement. Au niveau du Baou, la série calcaire chevauchante est marquée par une succession de plis synclinaux/anticlinaux resserrés d'axe N50° (Tapoul, 1977). Localement, juste au Nord de l'extrémité du Baou, l'une de ces structures a évolué en pli-faille de faible amplitude donnant lieu à un petit écaillage très redressé orienté également N50° (Figure 77). Un réseau important de fracturation et de failles subverticales orientées N10-20° et N130-140° est hérité de ces déformations tectoniques (Figure 77).

La cartographie de terrain au 1/5000^{ème} a permis de mettre en évidence :

- les éléments géomorphologiques caractéristiques et typologiques,
- les limites en surface du glissement,

- les anomalies structurelles associées à la rupture.

Une carte de synthèse produite à l'issue de ce travail est présentée Figure 77. Les caractéristiques et les dimensions de ce glissement sont synthétisées Table 8.

Le mouvement de versant de grande ampleur du Baou des Noirs peut être divisé en deux sous secteurs, Nord et Sud, qui montrent des états d'évolution différents (Figure 76A).

3.4.4.1. Secteur Nord

Ce secteur présente un état d'évolution avancé avec la propagation d'une rupture sur plus de 100 m verticalement. L'escarpement principal du glissement est identifiable à partir d'une rupture de pente marquée dans la topographie mais il n'apparaît pas préservé sous la forme d'une falaise. Un dépôt d'éboulis important directement en aval de la rupture de pente semble indiquer que l'escarpement ait été déstructuré par des écroulements secondaires (Figure 76A, Figure 77).

La masse glissée forme une structure quasi-tabulaire assez remarquable dans la morphologie du versant (Figure 76D). La stratigraphie préservée dans le corps du glissement laisse apparaître de façon claire le contact J_1/J_2 qui permet de déduire un rejet vertical maximum de 110 m par rapport au même contact dans le massif stable (Figure 76D). En aval de la masse glissée on retrouve un dépôt d'éboulis vif lié au démantèlement de l'escarpement sus-jacent (Figure 77). Ce dernier souligne tout particulièrement dans le paysage le doublement de la série J_1/J_2 (Figure 76A) associé au glissement de grande ampleur.

En front et au pied du glissement, on observe un important renflement du versant (Figure 77) qui permet de supposer l'éjection d'un bourrelet triasique lors de la rupture. Etant donné la proximité du contact chevauchant entre les argiles triasiques et les marnes miocènes (Figure 77), il est probable la surface de rupture ait été guidée par ce niveau de décollement tectonique.

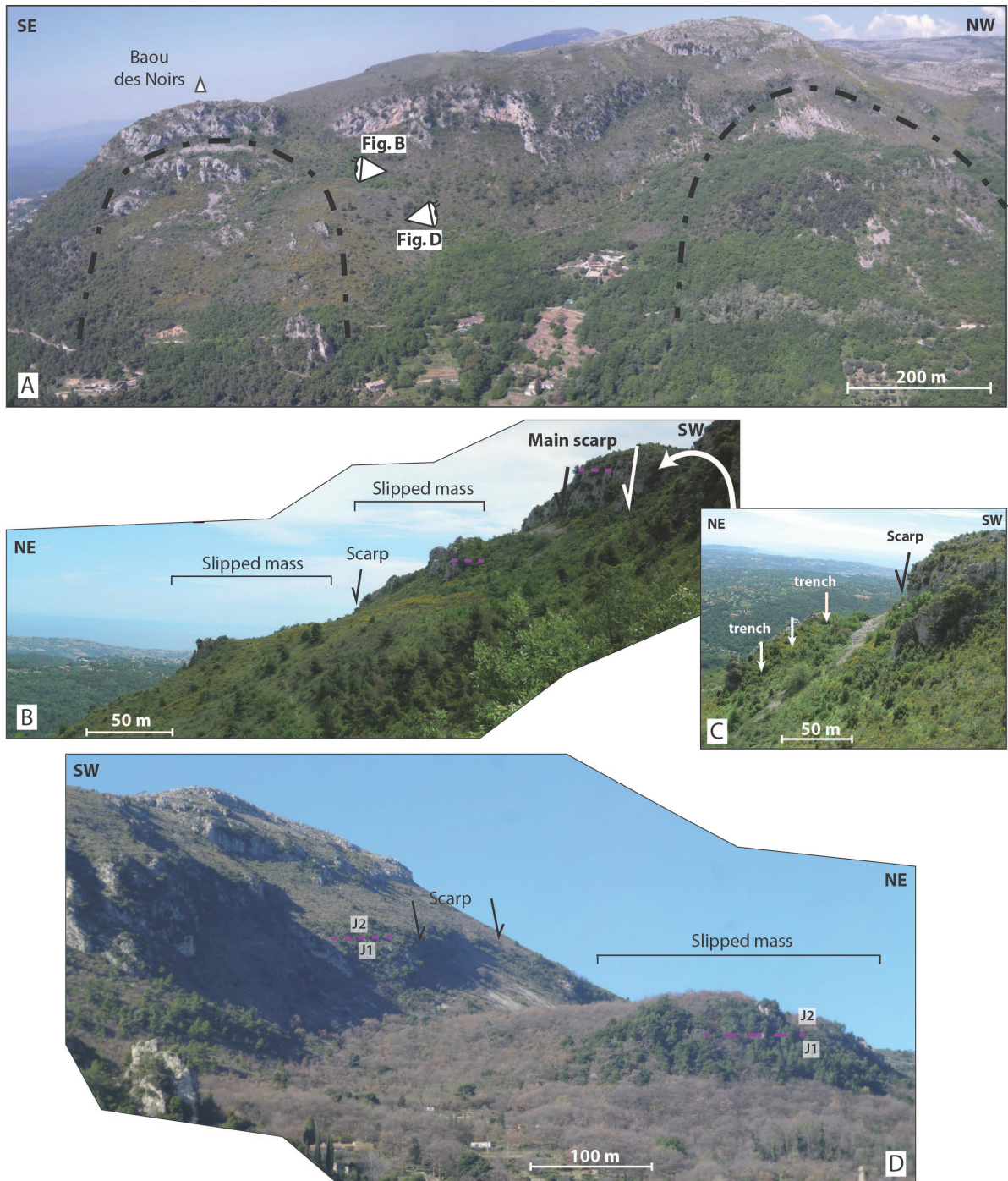


Figure 76 : Photos interprétées illustrant la structure du glissement de grande ampleur du Baou des Noirs.

Description de la Figure 76: A : Panorama depuis le Baou de St Jeannet illustrant les deux ruptures gravitaires de grande ampleur qui affectent le Baou des Noirs ; B : Profil du secteur SE montrant l'escarpement principal et les deux masses glissées imbriquées (notez le décalage du repère stratigraphique en pointillés rouges) ; C : Crevasse majeure au pied de l'escarpement principal du secteur SE ; D : Panorama du secteur NW illustrant la rupture de pente qui marque l'escarpement, le replat topographique important associé à la masse glissée et le décalage vertical du contact J1/J2

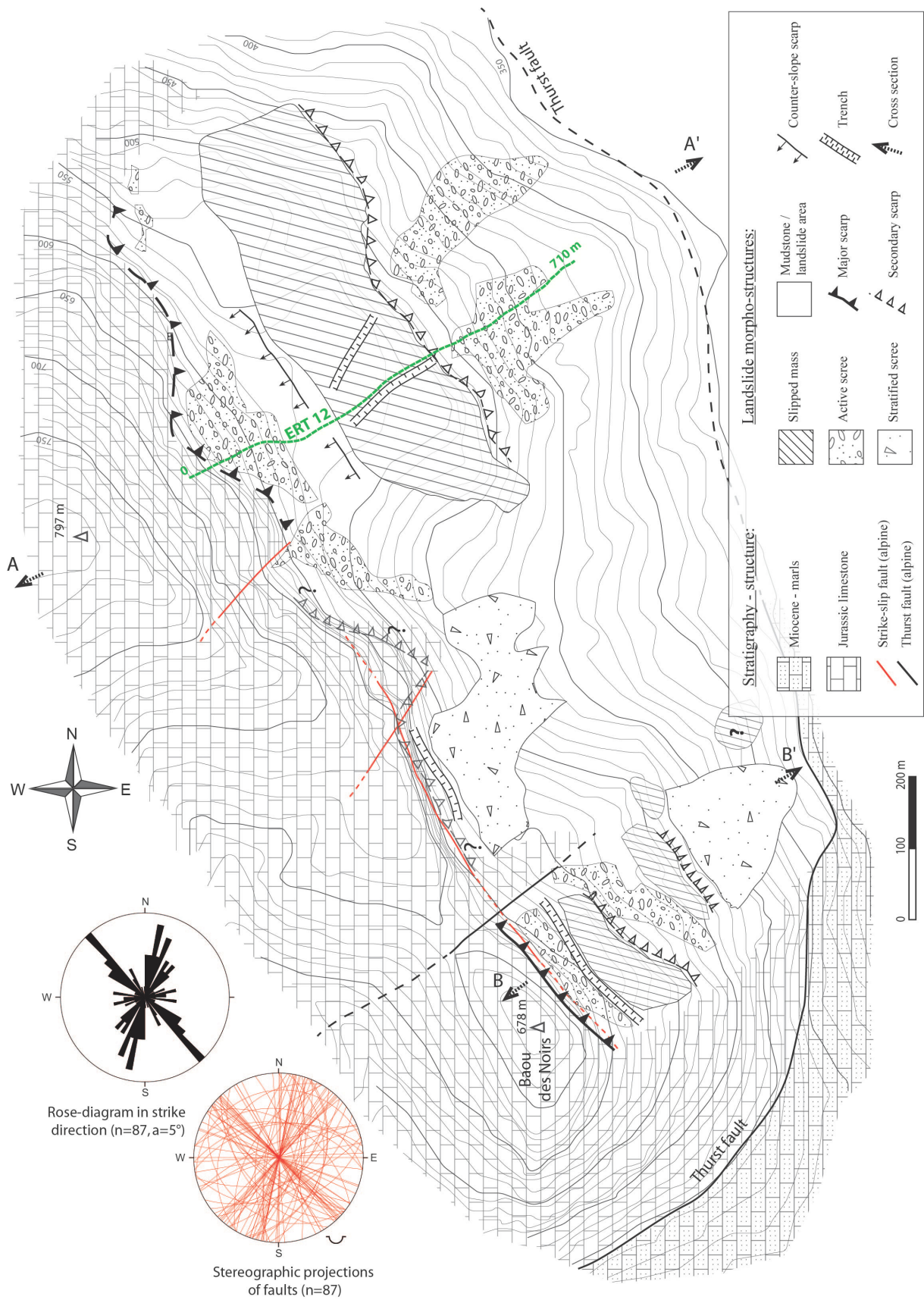


Figure 77 : Carte géomorphologique du glissement rocheux du Baou des Noirs et localisation du profil de tomographie électrique ERT12.

Le profil de tomographie ERT12 (Figure 78) a été réalisé perpendiculairement à l'escarpement principal et dans le sens de pente à travers l'ensemble du glissement (Figure 77).

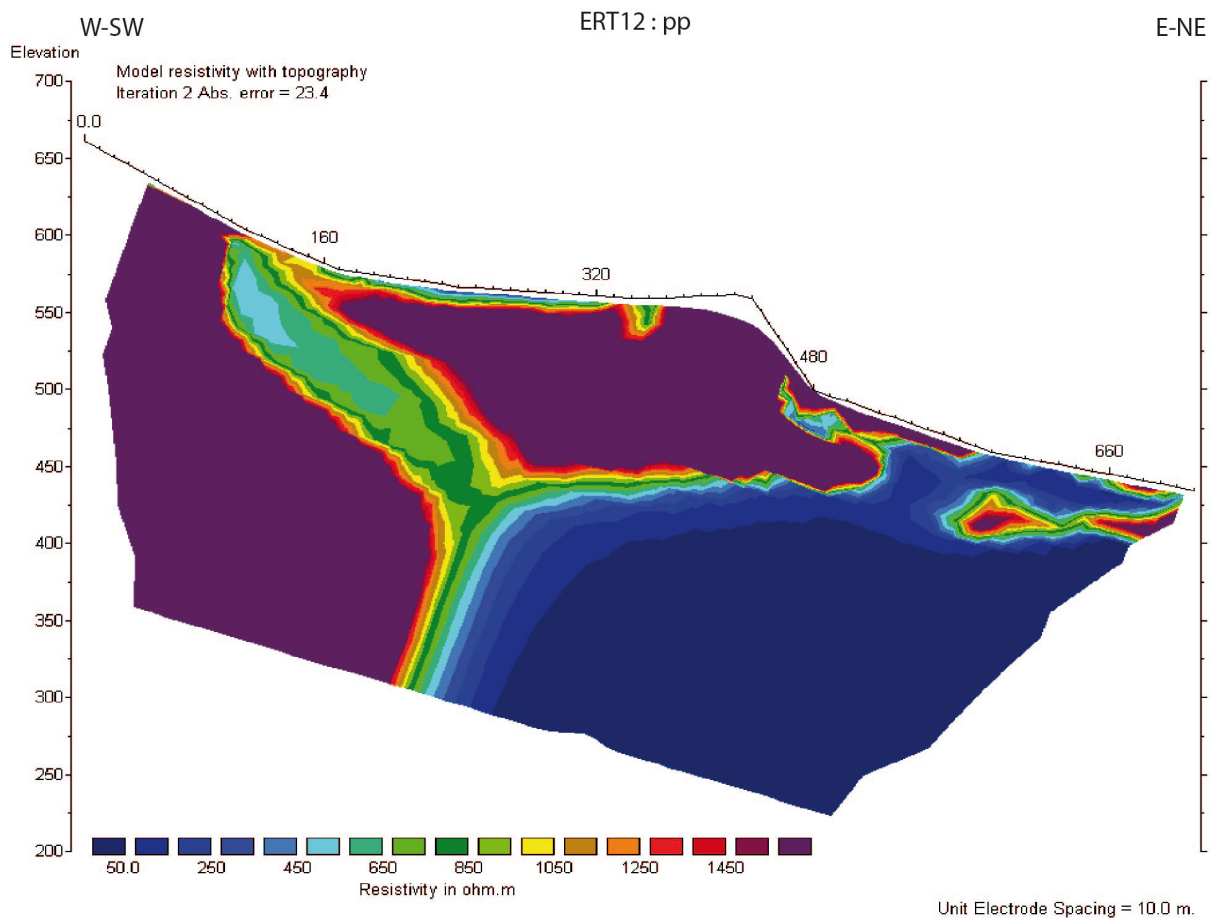


Figure 78 : Profil électrique ERT12 réalisé sur la zone Nord du glissement rocheux du Baou des Noirs, dispositif pp (72 électrodes) (voir localisation Figure 77).

On distingue sur la coupe ERT12 deux compartiments : les séries calcaires marquées par des résistivités supérieures à 1000 $\Omega.m$, et les séries argileuses triasiques sous-jacentes caractérisées par des résistivités inférieures à 100 $\Omega.m$. Au droit de la masse glissée (côtes 260 à 520 m), on observe un contact horizontal et continu entre les séries calcaires et les séries argileuses. Ceci est cohérent avec les observations de surface (Figure 77) et confirme que la masse glissée de cette zone est en un seul bloc.

Au droit de la côte 100m, on observe la propagation d'une rupture à travers toute la série calcaire, et jusqu'à une profondeur de minimum 160 m. La zone de rupture est marquée par une bande de résistivité moyenne (1000 à 500 $\Omega.m$) qui correspond certainement au remplissage de colluvions et d'éboulis observable à l'arrière de la masse glissée (Figure 77). Elle apparaît verticale au niveau de la surface (côte 100 m) puis elle semble progressivement listrique en profondeur. Le contact sub-vertical entre calcaires et argiles dans une partie profonde du profil (inférieure à 450 m) pose des problèmes d'interprétation (Figure 79A).

Nous l'attribuons à un artéfact du modèle d'inversion lié d'une part à la complexité de la structure du versant, et d'autre part, à l'influence de la forte topographie du profil dont la prise en compte en profondeur est complexe.

D'après l'ensemble de ces données nous proposons la coupe interprétative Figure 79A.

3.4.4.2. Secteur Sud

Le glissement qui affecte la partie plus méridionale du Baou des Noirs montre une structure légèrement différente de son homologue (secteur Nord) décrit précédemment. Il présente un stade d'évolution moins avancé (Figure 76A) et des morpho-structures gravitaires qui apparaissent bien mieux préservées (Figure 76A, B et C), ce qui suggère un épisode de rupture plus récent.

Depuis la partie sommitale du Baou des Noirs jusqu'au chemin du Riou (correspondant grossièrement au contact chevauchant, Figure 77), le versant présente une topographie en « marches d'escalier » avec au moins deux ruptures gravitaires majeures imbriquées (Figure 76B). En partant du sommet, on observe :

- un escarpement majeur de 30 à 40 m de haut, guidé par une famille de failles verticales N130-140° ;
- un dépôt d'éboulis vif puis une dépression topographique parallèle à l'escarpement marquant une crevasse d'une longueur de 150 m (Figure 76C),
- une masse glissée de calcaires (Jurassique supérieur) dont la stratigraphie est bien préservée (Figure 76A) et relativement conforme à celle mesurée dans l'escarpement,
- puis à nouveau un escarpement vertical (<20 m) et la répétition de la série ci-dessus avec une nouvelle masse glissée marquée par du Jurassique moyen et dont la stratigraphie est légèrement basculée vers l'aval.

D'après le décalage du contact stratigraphique J_{3-5}/J_6 , nous avons pu quantifier un rejet vertical de 60 m sur l'escarpement principal et de 10 m sur l'escarpement secondaire aval (Figure 79B). Bien que la structure profonde du glissement n'ait pas pu être validée par tomographie, ces rejets verticaux importants impliquent la propagation d'une surface de rupture à une profondeur minimum de 100 m (Figure 79B).

La différence de morphologie avec le glissement de la partie nord pourrait localement s'expliquer par plusieurs facteurs :

- l'épaisseur différentielle de la semelle triasique, supérieur au Nord par rapport au secteur Sud ;
- la proximité du secteur Nord avec la Cagne dont l'incision pourrait avoir modifié localement la pente et supprimé la butée de pied du versant ;

- la position du secteur Nord, directement au pied de l'aquifère karstique majeur du Plan de Noves.

Table 8 : Caractéristiques du glissement du Baou des Noirs.

	Largeur	Longueur	Surface	Epaisseur	Volume	Rejet vertical	Altitude max - min
Secteur Nord	>500 m	550 m	0.33 km ²	140 m	20±2*10 ⁶ m ³	110 m	650 – 400 m
Secteur Sud	200 m	300 m	0.11 km ²	> 100 m	3.1±1.5*10 ⁶ m ³	60 m	640 – 480 m

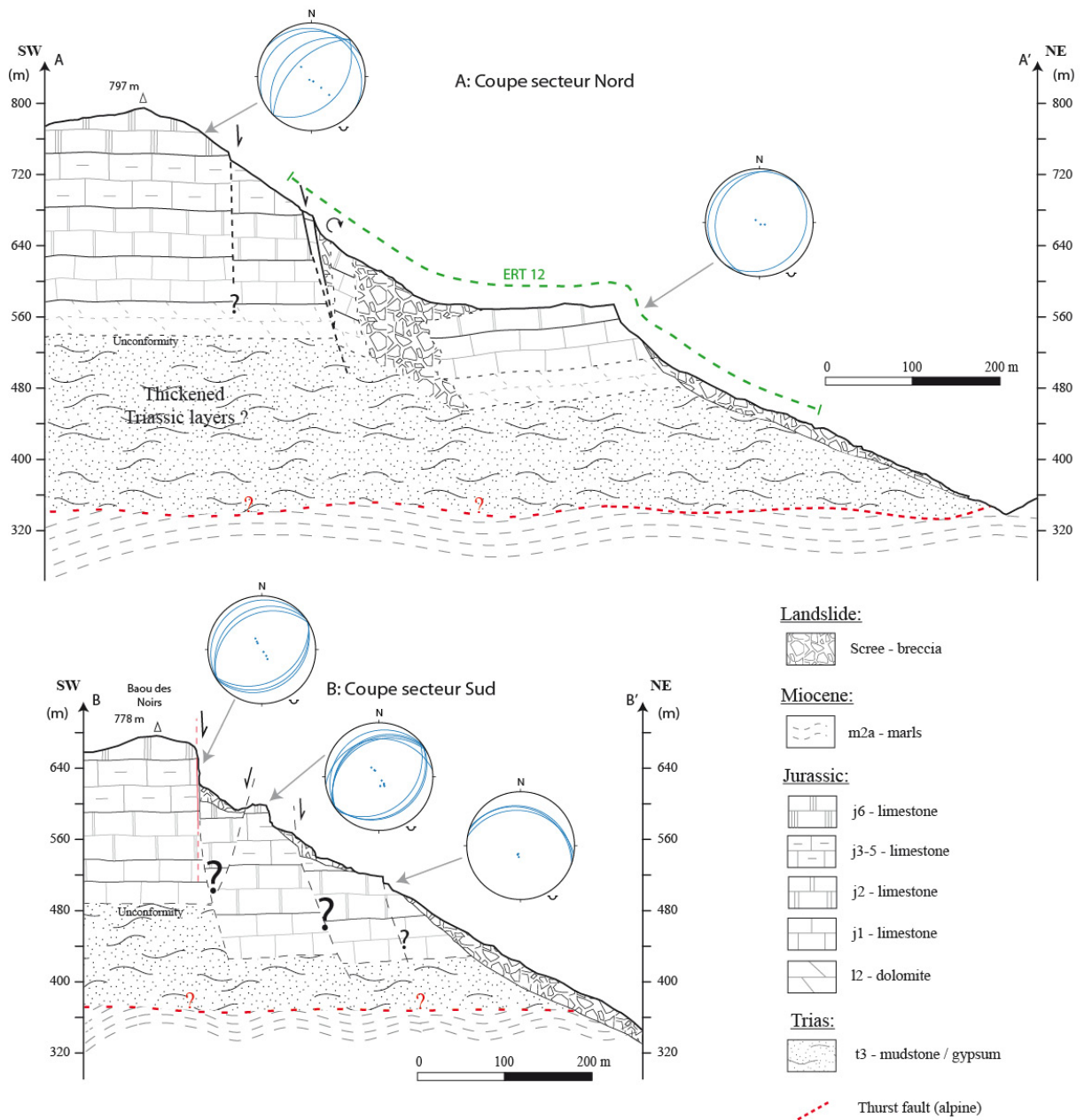


Figure 79 : Coupes interprétatives des glissements affectant le versant Est du Baou des Noirs, d'après les données de terrain (Figure 77) et l'interprétation du profil de tomographie électrique (Figure 78). A : Coupe de la zone Nord. B : Coupe de la zone Sud.

3.4.5. Glissement de Gattières

Le paléo-glissement rocheux de grande ampleur de « Gattières » est localisé sur un versant Sud-est environ 2 km au Nord du village de Gattières (43,7797 N 7,1651 E). D'un point de vue géo-structural le glissement se développe dans le domaine allochtone, au niveau du premier front de chevauchement subalpin méridional (Figure 62). Le glissement affecte une série légèrement plissée du Jurassique inférieur à moyen et du Trias Supérieur, respectivement des séries calcaires ou dolomitiques et des séries argilo-gypseuses. Un travail de cartographie de terrain haute résolution (1/5000^{ème}), réalisé à l'échelle du versant autour du glissement, a permis de mettre en évidence les éléments géomorphologiques caractéristiques de ce mouvement gravitaire de grande ampleur et d'en définir les limites en surface. Une carte de synthèse produite à l'issu de ce travail est présentée Figure 80. La Table 9 synthétise les caractéristiques du glissement.

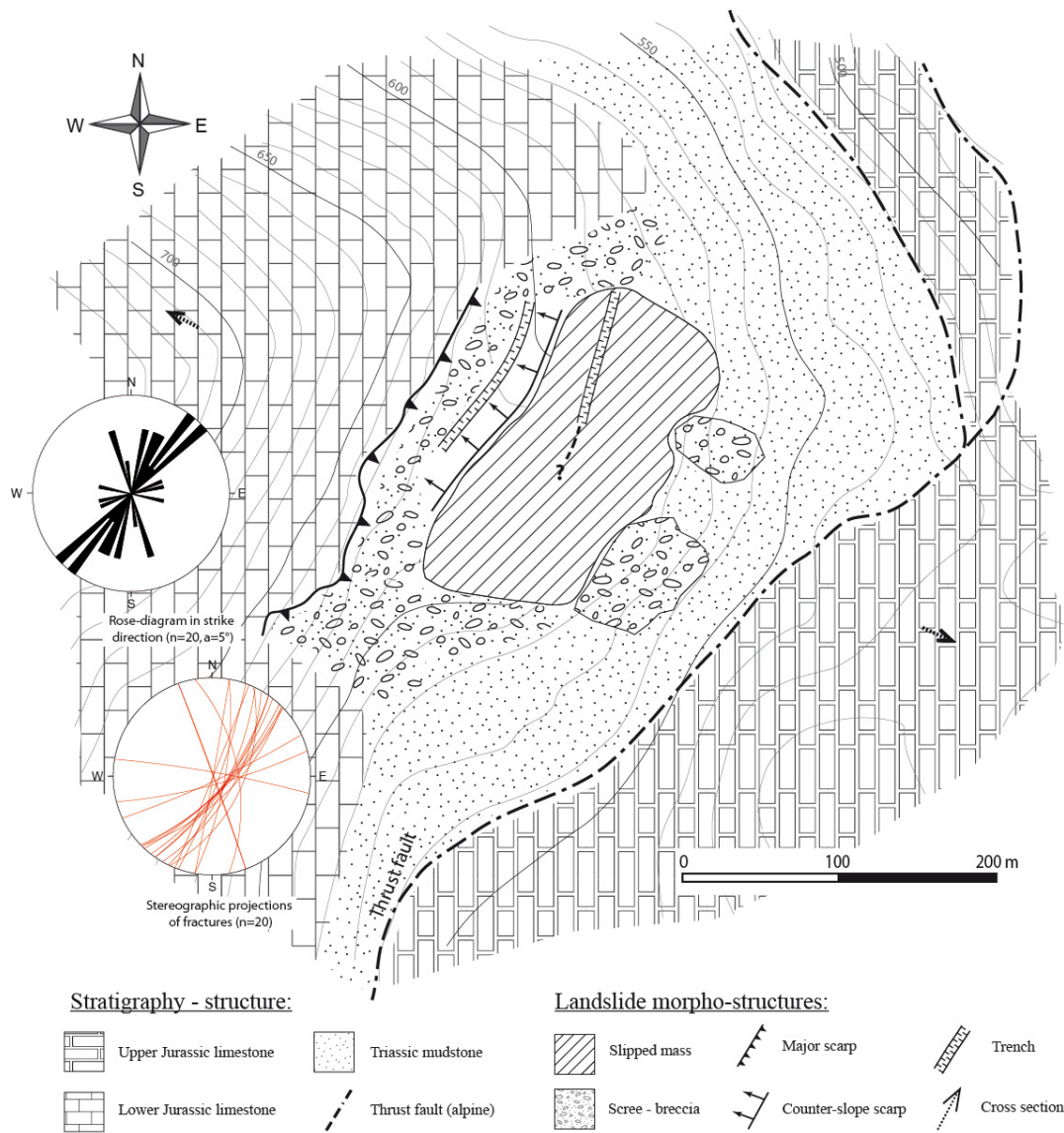


Figure 80 : Carte géomorphologique du glissement rocheux de grande ampleur de Gatières.



Figure 81 : Photos montrant la structure et les morpho-structures du glissement de Gattières.

Description de la Figure 81: A : Panorama du glissement illustrant le profil topographique perturbé du versant, la masse glissée et la dépression entre l'escarpement et la masse glissée ; B : Vue sur l'escarpement principal ; C : L'une des entrées de grotte karstique au pied de l'escarpement principal, ici drapé par des spéléothèmes ; D : Escarpement principal plus au Sud-ouest ; E : Un exemple d'effondrement visible dans la dépression entre la masse glissée et l'escarpement principal.

L'escarpement principal du glissement se présente comme un plan relativement continu sur 250 m de longueur et de 10 à 15 m de hauteur, orienté N30-40 ; 70°SE (Figure 81B et D) pouvant localement passer subvertical (Figure 81C). Cette surface de rupture ne semble pas être prédisposée par une faille héritée (nous n'en avons pas observé au niveau du glissement ni dans le massif en amont), mais plutôt par un réseau de fracturation dense caractérisé par une orientation similaire (voir rose diagramme Figure 80).

Nous avons relevé de nombreux indices de karstification au niveau de l'escarpement : plusieurs entrées de conduits et de grottes (Figure 81C) et d'abondantes concrétions de spéléothèmes, l'escarpement en étant complètement drapé par endroit.

Un décalage vertical d'environ 40 m a pu être estimé à partir du décalage du contact stratigraphique J_{3-5} / J_2 entre le haut de l'escarpement et la masse glissée (Figure 82).

Au pied de l'escarpement s'observe un dépôt, de plusieurs mètres d'épaisseur, de colluvions de pente et de blocs emballés dans une argile rouge/brune de décalcification. Ces dépôts

viennent combler une large dépression orientée NE-SW qui marque le contact avec les séries calcaires du corps du glissement (Figure 81A, Figure 80). Cette large zone de contre-pente est le résultat d'un mouvement horizontal de la masse glissée, s'étant opéré de façon synchrone ou postérieurement à la rupture principale. Des alignements (NE-SW) d'effondrements actifs de diamètres pluri-métriques sont observables au creux de la dépression (Figure 81E). Nous les interprétons comme l'expression de mouvements horizontaux résiduels affectant le corps du glissement ou de dissolution et d'effondrements karstiques, l'ensemble des eaux de ruissellement convergeant désormais dans cette dépression.

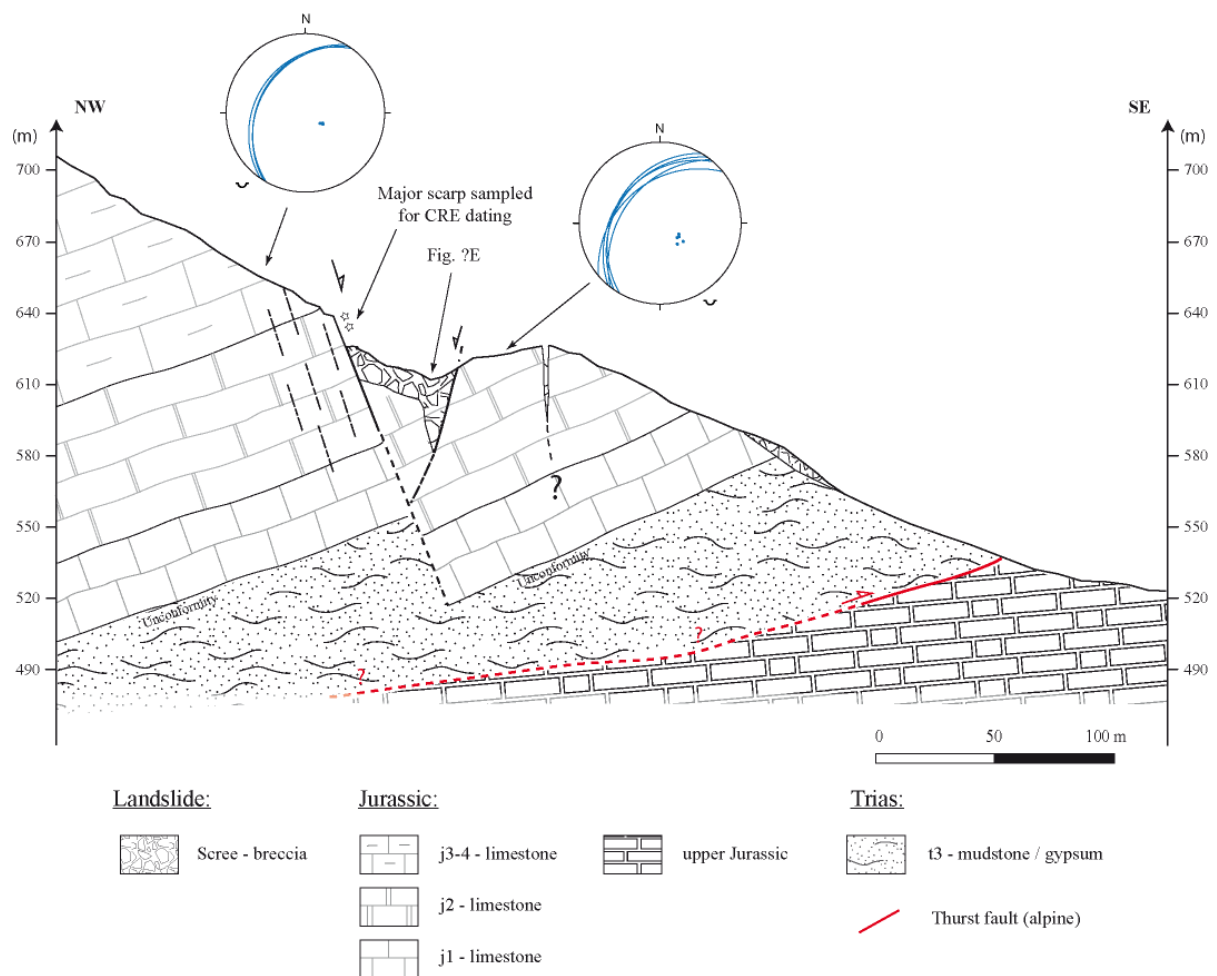


Figure 82 : Coupe interprétative du glissement rocheux de Gattières d'après les données de terrain Figure 80.

Table 9 : Caractéristiques du glissement de Gattières.

Largeur	Longueur	Surface	Epaisseur	Volume	Rejet vertical	Altitude max - min
320 m	280 m	0.08 km ²	? > 100 m	$1.5 \pm 0.3 * 10^6 \text{ m}^3$	40 m	630 – 540 m

3.4.6. Autres grands mouvements de versants identifiés

Plusieurs autres paléo-glissements de grande ampleur, de typologie similaire à ceux précédemment décrits, ont été mis en évidence sur le front méridional de l'arc de Castellane (voir Figure 62). Bien qu'une étude détaillée n'ait pas pu être réalisée pour chacun d'entre eux, des observations de terrain couplées à des analyses d'orthophotos nous ont permis de valider l'existence de ces structures. Leur localisation est synthétisée Table 10.

Nom attribué	Localisation (degré, décimales)	Surface
Glissement du Castellaras	43.6369 N 6.8350 E	0.21 km ²
Glissement de Cabris	43.6574 N 6.8999 E	0.11 km ²
Glissement de Fontèsèche	43.7224 N 6.8182 E	0.40 km ²
Glissement de Gourdon	43.7189 N 6.9806 E	0.26 km ²
Glissement de Courmes	43.7387 N 7.0215 E	0.38 km ²
Glissement du Malvan	43.7396 N 7.0864 E	0.10 km ²
Glissement de la Gravière	43.7855 N 7.1698 E	0.09 km ²
Glissement du Broc N°1	43.8063 N 7.1617 E	0.04 km ²
Glissement du Broc N°2	43.8120 N 7.1630 E	0.11 km ²

Table 10 : Synthèse et localisation des autres grands glissements identifiés dans les chaînes subalpines méridionales.

3.5. Synthèse, discussion et perspectives soulevées

Au cours de ce chapitre nous avons présenté dans un premier temps une analyse géomorphologique très haute résolution du mouvement de la Marbrière. Cela nous a permis : (i) de préciser la typologie d'un mouvement de grande ampleur de type « deep-seated block spread » sur le front subalpin, (ii) d'identifier les mécanismes primaires à l'origine du mouvement, et (iii) de proposer un modèle en trois étapes décrivant l'évolution cinématique sur le long terme (~400 ka) de ce type d'instabilité. Dans un deuxième temps nous avons présenté les résultats d'une cartographie exploratoire, à plus grande échelle, des instabilités gravitaires de grande ampleur existantes sur l'ensemble du front méridional de l'arc de Castellane. La rétro-analyse de ces résultats nous permet de discuter de manière plus approfondie la distribution de ces glissements et les facteurs intervenant dans l'initiation des instabilités gravitaires de type deep-seated block spread.

3.5.1. Distribution des glissements à l'échelle régionale

La cartographie à l'échelle de l'ensemble du front subalpin méridional nous a permis d'identifier avec certitude plus d'une vingtaine de mouvements de versants de grande ampleur, chacun mobilisant des volumes supérieurs au million de mètre cube de roche. La distribution à grande échelle de ces paléo-glissements, révélée Figure 62, met en exergue le rôle clé du contrôle litho-stratigraphique (calcaires sur argiles) dans le développement de ces instabilités. En effet, on constate que quasiment la totalité des grands mouvements de versants recensés sur le front subalpin se sont initiés au contact Jurassique - Trias. A priori, une forte susceptibilité à la genèse de processus gravitaires peut donc être attendue pour tous les versants marqués par ce contact. Toutefois nous verrons ci-dessous que d'autres paramètres importants entrent en jeu dans le développement de ces glissements, en distinguant notamment les facteurs dits préparatoires, des facteurs déclenchants. A l'Ouest des Gorges du Loup, les glissements sont plutôt concentrés dans le domaine autochtone et para-autochtone tandis qu'à l'Est nous les avons exclusivement identifiés dans le domaine allochtone, au niveau du premier front de chevauchement. Ceci s'explique simplement par la structuration différente des massifs de part et d'autre du Loup (Tapoul, 1977 ; Spini, 1978 ; Laurent, 1998 ; Laurent et al., 2000). Coté Ouest, une phase d'érosion quaternaire semble être responsable de la mise à jour du contact Jurassique / Trias au pied des versants para-autochtones (Cabris, Grasse, Magagnosc, Bar-sur-Loup). Cela a induit une perte de confinement latéral des formations triasiques déjà localement sur-épaissies. Concernant le domaine allochtone dans cette zone, le Trias apparaît très réduit au niveau des semelles de chevauchements de Caussols et de Calern (Spini, 1978). Coté Est du Loup, les glissements se localisent exclusivement au niveau du front de chevauchement des Baoux

(Courmes, le Caire, Baou des Noirs et Gattières) dont le style structural est à l'origine du charriage et de la préservation d'une semelle triasique épaisse (> 100 m, [Tapoul, 1977](#)).

Il est également intéressant de noter que des ruptures multiples ont été identifiées pour un même versant dont la structuration est homogène. C'est le cas des versants de la Marbrière, de Bar-sur-Loup ou du Baou des Noirs, marqués par plusieurs ruptures présentant des états de maturités différents. Cela suggère donc que, en plus de l'anisotropie litho-stratigraphique, certains versants ont des caractéristiques plus propices au développement de glissements (la topographie, orientation de la stratigraphie, l'héritage structural...) sur lesquelles nous reviendrons ci-après.

3.5.2. Typologies des glissements

A travers l'article [Zerathe et Lebourg \(2012\)](#), nous avons proposé un modèle d'évolution géomorphologique et temporel du processus de « spreading » s'opérant sur le versant de Marbrière. La dernière phase d'évolution de ce modèle consiste en un basculement progressif vers l'aval des compartiments calcaires composant la partie supérieure du versant (Figure 56). Cela a conduit à une mise en position aval pendage de la stratigraphie puis à l'initiation de glissements gravitaires bancs sur bancs générant des collapses rocheux de grande ampleur (Figure 56).

Si ce modèle, présenté Figure 56, décrit bien l'évolution du glissement de la Marbrière et s'accorde également avec celle de Magagnosc, nous avons toutefois pu observer une légère variabilité dans la typologie des autres mouvements recensés. Cette variabilité se trouve en particulier dans le mode de mouvement de la masse glissée. Pour une grande majorité des glissements analysés, la stratigraphie de la masse glissée reste quasiment conforme à celle du versant stable indiquant un mouvement simple de translation et ce malgré les offsets verticaux très importants mesurés entre les corps de glissements et les escarpements (> 50 m). Des écroulements majeurs sont également observés sur ces glissements mais ils sont plutôt restreints au front de la masse calcaire en mouvement et au niveau de l'escarpement principal. Cette subsidence des compartiments calcaires, sans rotation marquée, apparaît assez surprenante et pose la question du mode de déformation s'opérant dans les niveaux argileux.

La déformation y est-elle localisée par une bande de cisaillement (marquant une surface de rupture à proprement parler) ? Ou bien la formation triasique se comporte-t-elle comme un matériel visqueux dans son ensemble et fluant sous le poids des compartiments calcaires ?

Malheureusement peu d'éléments observationnels nous permettent de trancher cette question. Les pieds de versants sont fortement érodés et/ou masqués par des dépôts de pentes conséquents de telle sorte que des surfaces de ruptures potentielles ne sont plus visibles. La tomographie électrique ne nous pas permis de lever cette ambiguïté. De même, à notre connaissance, peu, voir aucun article ou travail de modélisation numérique, n'abordent le problème et la question reste ouverte.

Néanmoins, considérant les arguments géomorphologiques développés au cours de ce chapitre, l'hypothèse du fluage généralisé nous semble plus appropriée puisqu'elle peut expliquer à la fois un mouvement vertical sans rotation des compartiments calcaires, le bombement des argiles en pied de versants et les phénomènes de « spreading » (déformations horizontales) observés aux contacts Jurassique / Trias.

3.5.3. Facteurs intervenant dans l'initiation et l'évolution des instabilités de type « deep-seated block spread »

A travers la comparaison et la rétro-analyse des différents cas de glissements étudiés et présentés dans ce chapitre, plusieurs facteurs intervenant dans l'initiation et l'évolution des instabilités de type « deep-seated block spread » peuvent être discutés. Ces processus apparaissent très complexes et de nombreux paramètres entrent en jeu.

3.5.3.1. Rôle de l'héritage et du pré-découpage structural

Comme nous avons pu le discuter dans [Zerathe et Lebourg \(2012\)](#), les réseaux de failles héritées jouent un rôle important dans le développement des deep-seated block spread, tout comme d'ailleurs dans une majeure partie des processus d'instabilités de versants. En effet, en fonction de leur orientation, de leur géométrie en profondeur ([Bois et al., 2008](#)), de leur persistance ([Sartori et al., 2003](#)) et de leur densité ([Bois, 2010](#)), les discontinuités héritées (failles et fractures) contrôlent fortement la nature du mouvement de terrain déclenché, son ampleur (volume mobilisé) et sa cinématique.

Un pré-découpage structural a été décelé pour tous les glissements de grande ampleur identifiés sur le front subalpin sauf pour celui du Caire (Figure 73), dont le cas particulier sera discuté ci-après. Ce pré-découpage a été observé en surface et reconnu comme persistant en profondeur à travers l'ensemble des séries calcaires (jusqu'aux niveaux argileux) grâce aux nombreux profils de tomographie électrique. En premier lieu ce pré-découpage en dièdre produit des blocs complètement dissociés du massif, si ce n'est par frottement sur les épontes des failles. Ainsi leur charge lithostatique s'exerce complètement sur les niveaux ductiles sous-jacents, initiant les déformations.

Dans le cas du Caire, le plan de rupture dans les séries calcaires n'est pas prédisposé. Les observations de terrain (Figure 72) montrent qu'il s'est développé à la faveur du réseau de diaclase ainsi que de fracturation diffuse héritée de la tectonique alpine. Ceci semble avoir eu des implications importantes sur la dynamique du glissement. En effet, le Caire présente un rejet vertical en moyenne 5 fois inférieur aux autres glissements analysés, bien que le sous-bassement argileux soit localement particulièrement épais (Figure 75). En outre, le compartiment calcaire du corps du glissement présente un état de déstructuration avancé

(Figure 75), affecté par plusieurs ruptures secondaires imbriquées, suggérant une déformation plutôt lente et progressive.

Comme nous avons pu le voir dans le cas de la Marbrière, les failles sont également des réseaux de dissolution et d'écoulements souterrains préférentiels. La pré-fracturation des calcaires accélère le processus de karstification et d'altération du massif, responsables de l'affaiblissement de ses propriétés mécaniques (Martino et al., 2004 ; Pánek et al., 2009a).

3.5.3.2. Rôle de l'épaisseur et de la nature du soubassement triassique

Selon nous, l'épaisseur du niveau argileux joue certainement un rôle important sur l'initiation et sur la dynamique des glissements. Malheureusement l'épaisseur du soubassement triassique n'a pas pu être directement contrainte pour tous les glissements par des observations ou des mesures, les contacts étant souvent masqués par des formations superficielles ou des éboulis. D'après les coupes interprétatives que nous avons réalisées pour plusieurs glissements (Figure 55, Figure 67, Figure 71, Figure 75, Figure 79, Figure 82), l'épaisseur d'argiles sous les séries calcaires est globalement comprise entre 150 et 200 m. Ces valeurs pourraient servir de données d'entrée pour effectuer des tests dans des modélisations mécaniques.

Dans la bibliographie, plusieurs travaux décrivant les processus de deep-seated block spread » invoquent la dissolution de niveaux gypseux comme l'un des facteurs responsables de la subsidence (Guerrero et al., 2004 ; Gutiérrez et al, 2012a). Dans le cas des glissements identifiés sur le front de l'arc de Castellane, cela ne semble pas vraiment évident. D'une part, la présence de gypse en profondeur n'a été identifiée formellement que pour le glissement de Magagnosc (et encore à grande profondeur, voir Figure 67). D'autre part, mis à part dans le domaine autochtone, la formation du Keuper apparaît très fortement remaniée de sorte que le gypse est tectonisé et réduit en lentilles de quelques déca m³.

3.5.3.3. Rôle de la topographie et du pendage des séries calcaires

Contrairement aux grands mouvements de versants de montagne connus comme La Clapière, Séchilienne ou la Saxe (Crosta et al., 2012), la topographie ne semble pas jouer un rôle prépondérant dans le développement des deep-seated block spread. Il ne s'agit toutefois pas ici de minimiser son influence. Rappelons seulement la constatation faite dans de nombreux cas d'étude que le développement de mouvements de très grande ampleur était possible, dans des contextes où des formations rigides se superposent à des formations plastiques, même avec une pente topographique faible (> 10°) (Pánek et al., 2008 ; Pánek et al., 2010).

Dans les cas étudiés au cours de cette thèse, le dénivelé entre le haut de l'escarpement et le pied du glissement est apparu important (voir Table 5 à Table 9), induisant une pente

comprise entre 20 et 35° en moyenne. Cette topographie forte a certainement eu des implications quant à la dynamique de des mouvements et son influence peut être évoquée pour expliquer les offsets pluri-décamétriques enregistrés sur les escarpements. En outre, lors d'une évolution catastrophique telle qu'un écroulement en masse, une forte topographie accentue le risque associé à l'aléa en permettant une propagation des débris à de plus grandes distances.

Concernant la direction du pendage, il est particulièrement intéressant de constater que tous les glissements reconnus sur l'arc de Castellane se sont initiés sur des versants dits anaclinaux, c'est-à-dire dont la stratigraphie est rentrante (ou subhorizontale) par rapport à la pente du versant. Deux hypothèses peuvent être avancées :

- l'impact de la direction de pendage des strates calcaires sur :
 - o le comportement mécanique du versant,
 - o sur son profil d'érosion,
 - o sur la concentration des contraintes en profondeur.

Des modélisations pourraient être entreprises pour approfondir cette question, mais il est déjà bien connu que pour une même litho-stratigraphie, un versant anaclinal présentera une pente beaucoup forte qu'un versant cataclinal (Cruden, 2003).

- l'impact du pendage des strates calcaires et donc du pendage du contact Jurassique / Trias sur l'hydrogéologie du versant et sur les processus hydromécaniques associés. En effet, les formations triasiques étant quasi-imperméables, un contact Jurassique / Trias incliné vers l'extérieur du versant favorise les écoulements des eaux vers l'extérieur du versant et donc limite la saturation et la stagnation. Au contraire, une configuration cataclinale assure la mise en place d'une nappe karstique pérenne à l'intérieur du versant tel que cela a été décrit Section 2.3.3 (Figure 30 ; Gilli et al., 2010).

Ainsi dans ce dernier cas, même en considérant une perméabilité faible pour les argiles du Keuper, variant entre 10^{-4} et 10^{-10} m.s⁻¹ en fonction de l'état d'altération (Hobbs et al., 2002), les diffusions de fluide induites par les nappes d'eau piégées dans le versant favoriseraient la modification des propriétés mécaniques des argiles (abaissement du seuil de fluage, diminution de la résistance au cisaillement, (Valès et al., 2004 ; Pham et al., 2007 ; Zhang et al., 2012)). En particulier si les argiles contiennent un fort pourcentage de smectites, minéraux reconnus comme expansifs en présence d'eau, les gonflements-rétractions à répétition du versant favorisent le développement de micro-cracks réduisant sa stabilité (Baron et al., 2004 ; Azanon et al., 2005 et 2010).

3.5.3.4. Rôle de la karstification et des aquifères en amont des glissements

A la suite de l'article 1 (Section 3.3.8.2), nous avons discuté les interrelations entre les phénomènes de subsidence sur le long terme, les processus de karstification, les variations de pressions de fluides et leurs impacts sur la dynamique des mouvements en cours.

Il est ainsi intéressant de prendre un peu de recul sur l'échelle spatiale d'analyse des mouvements et de les observer dans leur contexte plus large. On constate ainsi que la plupart des glissements sont localisés au pied d'un ou plusieurs aquifères karstiques majeurs (plateau de la Malle, plateau de la Sarée, plateau de Caussol, plateau de Calern, etc. ; Figure 62). On relève par exemple :

- le glissement du Castellaras : en aval des plateaux de St Vallier-de-Thiey et du bois d'Amon ;
- le glissement de la Marbière : en contre-bas des plateaux de Roquevignon, de St Christophe, de la Malle et du plateau de Caussols ;
- le glissement de Magagnosc : juste sous le plateau de la Sarée lui-même dominé par les karsts précédemment listés ;
- le glissement de Bar sur Loup : au pied du plateau de l'Escoir et du Bois de Gourdon ;
- le glissement du Baou des Noirs : en aval du Plan des Noves ;
- ou encore le glissement de Gattières : juste en pied du plan de Monséguise.

A cela s'ajoute le fait que des indices et marqueurs évidents de processus karstiques (sources actives, grottes ouvertes, conduits cisailés, concrétions massives de spéléothèmes, etc.) sont observables au niveau des escarpements principaux de chacun de ces glissements. Vu la complexité des écoulements karstiques en général (Gilli et al., 2012) et en particulier ceux du système subalpin (Figure 30 ; Gilli et al., 2006 et 2010), il reste très difficile d'estimer la quantité d'eau susceptible d'être accumulée dans ces systèmes et de converger vers l'un des exutoires simplement en évaluant la dimension du bassin versant du karst. Cependant il est raisonnable de penser que lors d'événements pluvieux intenses et ou prolongés, la mise en charge générale des karsts peut avoir des conséquences sur la stabilité des versants au niveau de leurs exutoires, en intensifiant l'ensemble des processus hydromécaniques décrit ci-dessus.

En ce sens, le glissement du Caire apparaît à nouveau singulier puisqu'il est le seul à être localisé à proximité de la ligne de crête d'un versant sans aquifère karstique sus-jacent.

3.5.4. Notion d'états de maturité des versants

Considérant les indices d'activités récents observés sur certains glissements, et en comparant la morphologie d'érosion et de préservation des paléo-glissements identifiés, trois catégories d'états de maturité différents peuvent être établies :

- les glissements actifs ou en préparation : qui présentent des indices de mouvements récents typiques d'une rupture progressive et d'une dynamique lente. Citons la Zone 2 de la Marbrière et le glissement du Caire ;
- les paléo-mouvements « récents » pour lesquels la rupture paroxysmale a été atteinte (écroulement en masse, décalages verticaux très importants entre la masse glissée et le massif stable, etc.) mais dont les morpho-structures sont néanmoins bien préservées et facilement observables (escarpements, crevasses, masse glissée, éboulis vifs). Citons ici le glissement du Castellaras, la Zone 1 de la Marbrière, le glissement de Magagnosc, de Bar-sur-Loup, la zone Sud du Baou des Noirs et le glissement de Gattières ;
- les paléo-mouvements « plus anciens », dont la rupture principale est consommée mais qui sont visiblement beaucoup plus vieux. En témoigne leur stade de démantèlement avancé, marqué par des escarpements devenus invisibles, des masses glissées déstructurées et/ou recouvertes par des dépôts de pentes et des formations superficielles (tufs). Citons ici la Zone 3 de la Marbrière, le secteur des Englades, le glissement de Courmes, la zone Nord du Baou des Noirs et les glissements du Broc.

Malgré que ce constat soit conjecturel et basé sur des arguments observationnels, il pose toutefois la question de l'âge des paléo-glissements reconnus sur le front subalpin méridional. L'occurrence de ces ruptures gravitaires de grande ampleur est-elle stochastique ? Ou bien existe-t-il plutôt des phases d'activité gravitaire plus précises qui pourraient expliquer ces similitudes de morphologie ?

Cette synthèse et ces discussions ont permis d'émettre des hypothèses et d'avancer dans la compréhension des facteurs pré-rupturels des grands mouvements de versants sur le front subalpin. La quantification des mécanismes déclencheurs devient alors l'étape essentielle pour la compréhension à terme des seuils critiques et la gestion des risques associés à une évolution potentiellement catastrophique de ce type de glissement. Ceci soulève encore plusieurs questions cruciales pour mieux comprendre leur genèse :

_ Quelle a été leur cinématique de rupture ? Y a-t-il eu une évolution dans la dynamique de rupture ?

_ Quel est l'âge d'initiation de ces mouvements ? S'agit-il de ruptures Holocènes ou d'âge antérieur ? Ces glissements ont-ils subi une rupture synchrone ?

_ Au-delà de la prédisposition évidente liée au contexte géologique défavorable du front subalpin, qui a pu être discutée au cours de ce chapitre, ces glissements ont-ils un facteur de

forçage externe commun ? Peut-on déceler l'influence d'un événement sismique majeur ou d'une sollicitation climatique importante sur leur évolution ?

_ Enfin la temporalité de ces glissements est-elle différente ou conforme aux phases d'activité gravitaire reconnues dans le reste de la chaîne Alpine ?

Afin d'explorer ces questions et d'y apporter des éléments de réponses, nous avons appliqué sur plusieurs grands glissements identifiés au cours de ce chapitre la technique de datation géochronologique des Nucléides Cosmogéniques produits *in-situ*.

4. Chapitre 3 : Contraintes géochronologiques sur l'âge et la dynamique des glissements de grande ampleur identifiés – Nouveaux éclairages sur les facteurs déclenchants

4.1. Introduction, stratégie et problématique

Les conclusions et les perspectives développées dans le chapitre 2 (*Typologies et structures des mouvements gravitaires de grande ampleur sur le front subalpin*) montrent l'importance et la nécessité d'une meilleure compréhension de la dynamique et du mécanisme de rupture des grands mouvements de versants. Afin de contraindre temporellement cette dynamique et les mécanismes, l'acquisition de bornes chronologiques « absolues » est apparue essentielle.

Parmi les diverses techniques permettant d'établir la chronologie des marqueurs liés aux mouvements de versants (^{14}C , lichénométrie, dendrochronologie, U/Th, etc. (Lang et al., 1999)), la méthode de datation utilisant les cosmogéniques nucléides produit *in-situ* (Cosmic Ray Exposure dating ou CRE) s'est révélée être une méthode de choix, particulièrement adaptée à notre problématique. En effet, depuis une dizaine d'année elle a connu un essor important pour contraindre chronologiquement les morpho-structures gravitaires des glissements rocheux (Bigot-Cormier et al., 2005 ; Sewell et al., 2006 ; Dortch et al., 2009 ; Le Roux et al., 2009 ; Hippolyte et al., 2012 ; etc.). Cette technique est basée sur la mesure par spectrométrie de masse d'éléments produits (^3He , ^{10}Be , ^{21}Ne , ^{26}Al , ^{36}Cl), et accumulés dans les roches de surface, par des réactions entre les atomes constituant les minéraux et le rayonnement cosmique (Gosse et Phillips, 2001). Ces réactions n'ayant lieu que dans les premiers mètres sous la surface (< 20 m), la méthode permet de déterminer avec précision l'âge d'exposition d'une roche sur une échelle de temps de 500 à quelques 10^5 années.

Nous avons utilisé cet outil sur plusieurs mouvements de grande ampleur identifiés sur le front méridional de l'arc de Castellane, dans la perspective première de déterminer la nature de leur facteur déclenchant. Des datations de profils verticaux le long des escarpements gravitaires ont ainsi été réalisées de manière à contraindre l'âge et la dynamique passée des glissements.

Nous reviendrons dans le détail ci-dessous sur les aspects techniques des datations à partir des cosmogéniques nucléides et sur la méthodologie utilisée. Toutefois, pour bien comprendre l'organisation de ce chapitre et les résultats qui y sont exposés, il est important d'expliquer notre stratégie, la chronologie et l'historique de nos recherches. En effet, au

cours de ce travail, nous avons été confrontés à des **problèmes techniques et théoriques**, qui nous ont permis de **confronter l'application de deux nucléides cosmogéniques**, le ^{10}Be et ^{36}Cl .

Pour le quartz, le nucléide cosmogénique utilisé en routine et bien maîtrisé pour ce type d'application est le béryllium-10 (^{10}Be). En effet, les taux de production du ^{10}Be dans le quartz sont bien connus et bien contraints (Balco et al., 2008). Ce minéral présente l'avantage d'être quasi-inaltérable et des études ont déjà montré son applicabilité aux DSLs de la région mais pour des roches endogènes (Bigot-Cormier et al., 2005 ; Sanchez et al., 2009; Darnault et al., 2012). Or les glissements étudiés au cours de cette thèse se trouvent dans des lithologies exogènes dominées par des calcaires. Nous nous sommes ainsi orientés vers le nucléide ^{36}Cl , approprié aux carbonates, mais dont les voies de productions multiples, rendent son utilisation plus complexe (Alfimov et al., 2009). De plus les calcaires présentent des taux de dissolution non négligeables, paramètre difficile à contraindre mais ayant une grande influence dans le calcul des âges d'exposition (Gosse et Phillips, 2001).

Les affleurements calcaires étudiés présentant accidents siliceux tel que des concrétions de chert (silice diagénétique, ou silex), nous avons décidé de réaliser une étude conjointe : ^{36}Cl dans les carbonates et ^{10}Be dans les cherts. Les objectifs scientifiques étaient triples : (1) de calibrer le taux d'érosion local des carbonates par comparaison entre les deux techniques, (2) de valider l'utilisation du ^{36}Cl sur cette zone pour pouvoir l'appliquer ultérieurement sur des escarpements dépourvus de cherts, et (3) d'améliorer l'incertitude sur les âges.

De façon surprenante, les âges obtenus pour les paires d'échantillons (^{36}Cl et ^{10}Be) ont montré des différences très significatives, variant de 3 à 10 ka, et difficilement explicables à première vue sans une reconsidération de la méthode (Zerathe et al., 2013). Ainsi, pour pouvoir s'assurer de mesurer des **âges corrects et interprétables**, il est apparu alors **incontournable** de résoudre le problème méthodologique et d'identifier quelle **technique valide** nous allions pouvoir appliquer.

Finalement, plusieurs observations et arguments nous ont permis de remettre en cause la validité de la méthodologie ^{10}Be pour la datation des cherts et des tests opératoires ont permis d'identifier l'origine des divergences d'âges et de proposer de nouvelles solutions (Zerathe et al., 2013).

Ainsi la première partie de ce chapitre présente synthétiquement les aspects théoriques et techniques de la méthode par la cosmogéniques nucléides produit *in-situ*, ainsi que notre stratégie d'étude. La deuxième partie présente les résultats de nos travaux méthodologiques sous la forme d'un article publié dans la revue *Quaternary Geochronology*. La troisième partie présente les résultats des campagnes de datations réalisées sur six glissements majeurs de l'arc de Castellane. Au regard de la chronique d'âges obtenue, nous proposons une discussion liée à l'interprétation de la dynamique des DSLs et aux âges des ruptures. Cette discussion nous permettra d'identifier le rôle potentiellement déclencheur de variations climatiques Holocènes connues et la corrélation intéressante entre cette

chronique et la base de données existante des grands mouvements de versants datés dans l'arc Alpin. Ces travaux sont présentés sous la forme d'un article en préparation pour la revue [Quaternary Science Reviews](#).

4.2. La datation par les nucléides cosmogéniques produits *in-situ*

La méthode de datation utilisant les nucléides cosmogéniques produits *in-situ* (^3He , ^{10}Be , ^{21}Ne , ^{26}Al , ^{36}Cl) permet la détermination du temps d'exposition ou de la vitesse d'érosion d'une surface soumise au bombardement des particules du rayonnement cosmique. Cette technique a connu des développements et des avancées méthodologiques majeures ces 20 dernières années et constitue actuellement l'une des principales méthodes de quantification des processus géomorphologiques affectant la surface terrestre. Nous décrivons ci-dessous, de manière synthétique, le principe de cette méthode et la stratégie appliquée au cours de nos travaux. Nous avons utilisé conjointement deux nucléides cosmogéniques, le ^{10}Be , appliqué à de la silice diagenétique (chert ou silex), et le ^{36}Cl , appliqué à des calcaires. Les protocoles de traitement chimique des échantillons (^{10}Be et ^{36}Cl) sont présentés en Annexe (A2).

4.2.1. Théorie et principe

Les termes génériques « nucléides cosmogéniques » ou « cosmonucléides » désignent l'ensemble des isotopes formés dans l'environnement terrestre lors de réactions nucléaires induites par les particules incidentes constituant le rayonnement cosmique. En effet, la Terre est bombardée en permanence, et de manière isotrope, par un flux de particules très énergétiques appelé le rayonnement cosmique primaire. Il s'agit à 99% de particules chargées positivement, 87% de protons (noyaux d'hydrogène) et 12% de particules α (noyaux d'hélium) (Lal et Peters, 1967) ; le 1% restant correspondant à des noyaux plus lourds et des électrons (Reedy et al., 1983). On distingue deux composantes dans ce rayonnement primaire :

- une composante galactique, la plus importante, qui provient de l'extérieur du système solaire et généralement attribuée à l'explosion de supernovas ;

- une composante solaire, dont l'intensité est inférieure et varie suivant l'activité solaire.

En cas de période de forte activité solaire, cette composante peut moduler la composante galactique, sans toutefois contribuer significativement à la production des nucléides cosmogéniques à la surface de la Terre (Lal et Peters, 1967).

Avant d'atteindre l'atmosphère, une partie du rayonnement cosmique est directement déviée par le champ magnétique terrestre, agissant comme un bouclier. Suivant l'énergie des particules chargées et leur angle d'incidence par rapport aux lignes de champ magnétique, leur trajectoire va être déviée par la force de Lorentz. Ceci implique une dépendance latitudinale de l'intensité du flux de particules primaires entrant dans l'atmosphère. La déflexion étant maximale à l'équateur, le flux sera plus faible aux basses latitudes et plus intense aux hautes latitudes. L'intensité du flux est donc également

proportionnelle à l'intensité du champ magnétique et inversement proportionnelle à l'activité solaire.

Lorsque les particules cosmiques primaires pénètrent dans les couches les plus superficielles de l'atmosphère, elles interagissent avec les molécules de gaz constituant l'environnement terrestre (principalement ^{14}N et ^{16}O). Elles entraînent des réactions de spallation sur ces atomes, processus au cours duquel un noyau lourd impacté par une particule énergétique incidente est « éclaté » en un ou plusieurs nucléides plus légers. Ces réactions produisent un noyau résiduel avec une masse atomique plus légère et l'émission de particules secondaires (protons, neutrons, muons, rayonnement γ). L'interaction des particules secondaires avec de nouveaux éléments cibles induit une cascade de réactions nucléaires à travers toute l'atmosphère (Figure 83), produisant des cosmonucléides dits « atmosphériques » (^3He , ^{10}Be , ^{14}C , ^{21}Ne , ^{26}Al , ^{36}Cl).

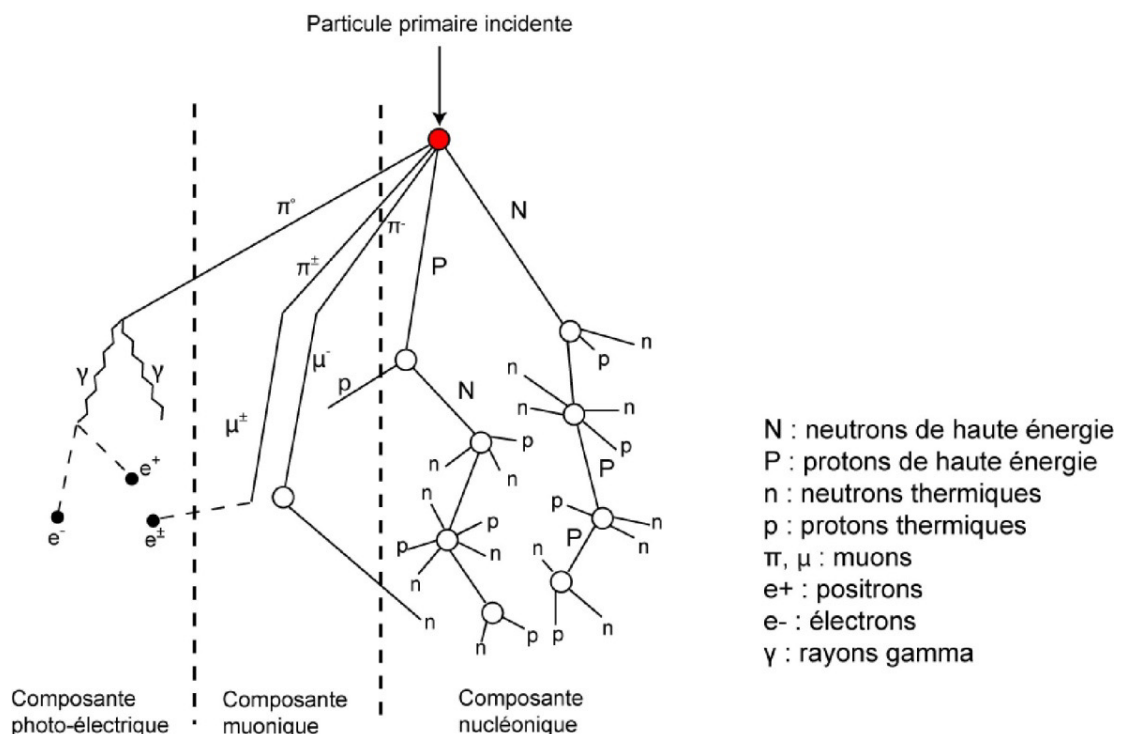


Figure 83 : Cascade de réactions nucléaires produites dans l'atmosphère par le rayonnement cosmique primaire et les particules secondaires.

L'énergie et l'abondance des particules secondaires décroissent exponentiellement avec l'épaisseur d'atmosphère traversée, de telle sorte que seulement 1% d'entre elles atteignent la surface de la Terre avec suffisamment d'énergie pour induire à leur tour des réactions de spallation sur des atomes cibles présents dans les minéraux constitutifs des roches. Du fait de la forte absorption de l'énergie de ces particules par la matière, la production in-situ des cosmonucléides décroît exponentiellement avec la profondeur, limitant leur accumulation aux 20 premiers mètres sous la surface (Lal, 1988 et 1991). Cette propriété est un élément clé pour l'application de la méthode à la quantification des processus géomorphologiques.

Certains nucléides cosmogéniques atmosphériques, comme le ^{10}Be -atmosphérique, produits en très grande quantité dans l'atmosphère, sont lessivés par les pluies et retombent en masse à la surface de la Terre. Ils s'adsorbent alors dans les sols et les roches à la surface des minéraux, utile pour certaines applications (Ménabréaz et al., 2012), mais causant des difficultés pour la mesure stricte des mêmes nucléides produits *in-situ* (voir détails en Annexe A2).

Pour pouvoir calculer un âge d'exposition à partir d'une mesure de la concentration en nucléide cosmogénique d'un échantillon, il faut : (1) connaître le nombre d'atome de l'élément étudié ; (2) un modèle décrivant les variations des taux de production en fonction du temps, de la localisation latitudinale et altitudinale (facteurs d'échelle : « scaling factor ») ; (3) des taux de production de référence, qui sont donnés par convention au niveau de la mer et à haute latitude (Sea Level and High Latitude « SLHL », $> 60^\circ$) ; et (4) connaître l'influence des facteurs locaux sur le taux de production incluant : la topographie du site échantillonné, son taux d'érosion moyen, la concentration en nucléide cosmogénique « héritée » (i.e. potentiellement non nulle à l'exhumation de la roche) et éventuellement la composition chimique de l'échantillon (pour le ^{36}Cl).

4.2.2. La production *in-situ* des nucléides cosmogéniques

Le terme « *in-situ* » désigne la production et l'accumulation de nucléides cosmogéniques au sein du réseau cristallin des minéraux constituant les roches terrestres. Similairement aux cosmonucléides d'origine atmosphérique, ils y sont majoritairement produits par des réactions de spallation sur des atomes cibles, générant des défauts au sein même des systèmes cristallins. Les cosmonucléides produits *in-situ* y restent alors piégés.

4.2.2.1. Les facteurs d'échelles

Le taux de production, en atomes par gramme de roche par an (at/g/an), est le paramètre crucial pour pouvoir déterminer un âge d'exposition, ou un taux d'érosion, à partir d'une concentration mesurée. Le taux de production diffère en fonction du nucléide en question, de la particule incidente considérée (Figure 83), de l'élément cible dans la roche et de la position géographique et altitudinale du site étudié. Il est généralement évalué empiriquement, sur des phases minérales précises, par des mesures de concentration en cosmonucléides d'une surface dont l'âge d'exposition est connu précisément par des datations géochronologiques indépendantes. Il peut s'agir de surfaces profondément enfouies puis exposées suite à un écroulement en masse (daté au ^{14}C ; Kubik et al., 1998 ; Putnam et al., 2010 ; Fenton et al., 2011), de surfaces de polis glaciaires (déglaçiation datée au ^{14}C ; Nishiizumi et al., 1989) ou encore d'une coulée de lave (datée par K–Ar ; Stone et al., 1996 et 1998 ; Schimmelpfennig et al., 2009).

Nous verrons ci-après que les taux ainsi obtenus en surface correspondent quasi-essentiellement à une production de type spallogénique. Les taux de production associés à d'autres réactions peuvent notamment être estimés par l'analyse de l'évolution de la concentration en profondeur (carottage) dans le cas où le taux d'érosion en surface est connu (Braucher et al., 2003, 2011 et 2013).

Le taux de production des cosmonucléides étant directement proportionnel à l'intensité du flux cosmique primaire, lui-même influencé par le champ magnétique et l'épaisseur d'atmosphère traversée, sa valeur va être variable à la surface de la Terre. Des facteurs d'échelle (« scaling factor ») sont alors indispensables pour calibrer un taux de production en fonction de la position géographique et altitudinale du site échantillonné. Par convention, les taux de production de référence sont normalisés au niveau de la mer pour les hautes latitudes (>60°) (SLHL).

De manière générale, deux grands types de réaction sont à l'origine de la production *in-situ* des cosmonucléides: (1) la production spallogénique induite par les neutrons de haute énergie et (2) la production muonique liée à la capture de muons. En plus de ces dernières, nous verrons ci-dessous qu'il existe, spécifiquement pour le ^{36}Cl , des productions par d'autres réactions nucléaires (capture de neutrons de faible énergie (épithermiques et thermiques)).

Concernant la production spallogénique (P_n ou P_{sp}), un modèle décrivant les variations du facteur d'échelle, en fonction de la position géographique sur Terre, a été proposé par Lal (1991), tel que :

$$P_{n,0}(L, z) = a(L) + b(L)z + c(L)z^2 + d(L)z^3$$

Equation 15

où $P_{n,0}$ est la production à la surface, L est la latitude géomagnétique du site, z est son l'altitude et a , b , c , d sont des coefficients dépendant de L .

Ce modèle rend compte des variabilités latitudinales et altitudinales, dues au champ magnétique terrestre, du taux de production spallogénique à la surface. Il est important de préciser que l'intensité variable du vent solaire et les oscillations du dipôle magnétique terrestre (en direction et en intensité) peuvent induire des fluctuations de la production spallogénique de cosmonucléides. Plusieurs modèles permettent de prendre en compte ces paramètres, principalement sur la base des paléo-oscillations du champ magnétique (voir Balco et al., 2008). Toutefois, à l'échelle de l'Holocène, et pour les Alpes, l'influence des variations du champ magnétique sur le taux de production est considéré comme minime (~1%) (Masarik et al, 2001). Il est donc raisonnable de négliger la variabilité temporelle du taux de production dans cette étude.

Le modèle de Lal (1991) a été optimisé par Stone (2000) qui fournit un nouveau polynôme du troisième degré pour prendre en compte les variations spatiales des pressions atmosphériques (calculées par rapport au modèle de l'atmosphère standard) et leurs effets sur les taux de production. Dans nos travaux, ce sont donc les facteurs de Stone (2000),

calculés à partir du logiciel *Cosmo-Calc* (Vermeesch, 2007), qui ont été utilisés pour définir le facteur d'échelle (S_n) de la production spallogénique.

Concernant la production muonique (P_μ), plusieurs études ont démontré que le champ magnétique n'avait pas ou peu d'influence (<10%) sur ce taux de production (Particle Data Group, 1998 ; Stone et al., 1998). La pondération se fait donc uniquement en fonction de l'altitude du site et de la longueur d'atténuation des muons dans le matériel considéré, ici l'air pour la correction altitudinale. Suivant les recommandations de Balco (2008) et Braucher et al. (2011), il est important de distinguer deux composantes muoniques, les muons lents (μ_s) et les muons rapides (μ_f), en fonction de leurs différentes énergies et de leurs longueurs d'atténuation. Nous avons donc calculé des facteurs correctifs indépendants pour chaque composante, comme préconisé par Braucher et al. (2011) :

$$S_{\mu_s} = e^{(1013-P_{\text{site}})/260} \quad \text{et} \quad S_{\mu_f} = e^{(1013-P_{\text{site}})/510}$$

Equation 16

avec S_{μ_s} , S_{μ_f} et 260 g/cm², 510 g/cm², respectivement les facteurs d'échelle et les longueurs d'atténuation pour les muons lents et les muons rapides dans l'air, et P_{site} la pression atmosphérique (kPa) du site calculée grâce à son altitude ([atmoscalc](#)).

Il est important de préciser que les neutrons et les muons réagissent différemment avec la matière en fonction de la densité de la roche (ρ) et de leur longueur d'atténuation (Λ_i). Ce paramètre correspond à l'épaisseur de matière devant être traversée par le flux de particules, exprimée en g/cm² pour s'affranchir de la densité, pour que le taux de production associé diminue d'un facteur e^{-1} (Equation 16). Obtenues expérimentalement, les longueurs d'atténuation couramment utilisées dans les roches sont 160 g/cm², 1510 g/cm² et 4320 g/cm², respectivement pour les neutrons, les muons lents et les muons rapides (Lal, 1991 ; Heisinger et al., 2002a et 2002b).

Le fait que la longueur d'atténuation des neutrons soit plus courte implique que les réactions de spallation sont le mode de production majeur dans les 2 premiers mètres des roches (Brown et al., 1995), tandis que pour des profondeurs plus importantes, les réactions induites par les muons deviennent prépondérantes (Figure 84). Nous verrons ci-dessous que ceci a des implications importantes pour le calcul d'un taux d'érosion ou de la concentration héritée.

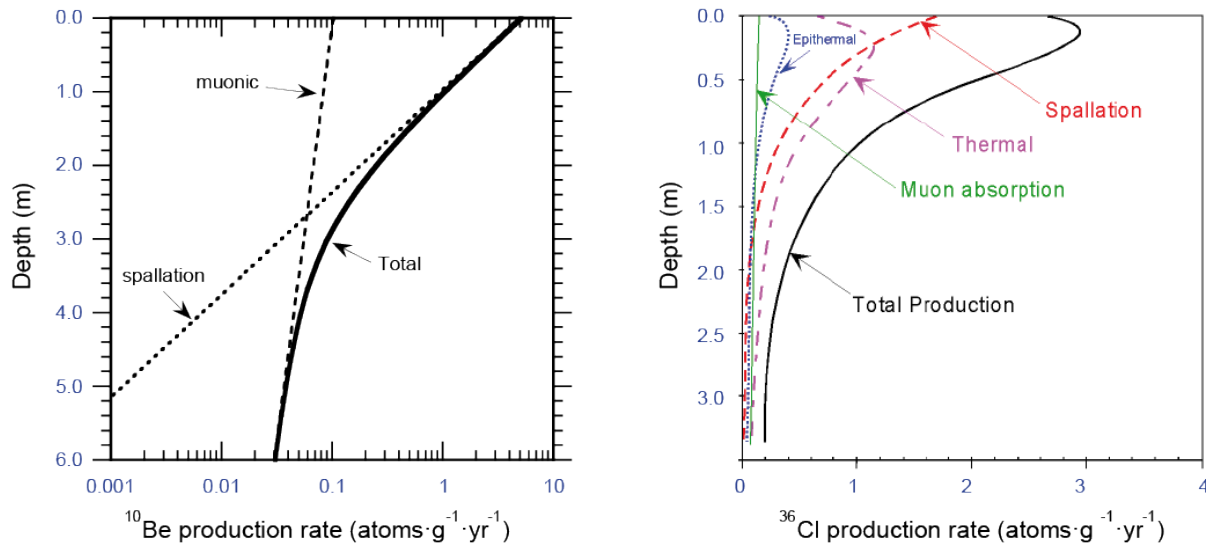


Figure 84 : Exemple théorique d'évolution en profondeur du taux de production relatif à chacune des composantes spallogénique et muonique dans le cas du ^{10}Be et du ^{36}Cl (d'après Gosse and Phillips 2001).

4.2.2.2. Production *in-situ* du ^{10}Be

Le nucléide cosmogénique ^{10}Be *in-situ* est majoritairement produit dans les roches terrestres par des réactions de spallation sur les atomes cibles ^{16}O , ^{27}Al , ^{28}Si et ^{56}Fe . Le ^{10}Be peut également être produit par capture de muons lents et par des réactions causées par des muons rapides sur les isotopes ^{12}C , ^{16}O et ^{28}Si (voir review de Gosse et Phillips, 2001).

Le quartz, d'origine magmatique ou métamorphique (SiO_2), est le minéral le plus couramment utilisé pour la mesure du ^{10}Be produit *in-situ* (Gosse et Phillips, 2001). En effet, il est quasi-exclusivement composé des éléments cibles pour la spallation, l'Oxygène et le Silicium. Ce minéral présente également plusieurs avantages ; il est relativement ubiquiste et très résistant à l'altération de par sa structure cristallographique serrée, limitant notamment les pertes par diffusion et la contamination par infiltration d'eau météoritique saturée en ^{10}Be atmosphérique (Nishiizumi et al., 1986). Le taux de production total de ^{10}Be dans le quartz (P^{10}) peut s'exprimer ainsi :

$$P^{10} = P_n^{10} + P_{\mu s}^{10} + P_{\mu f}^{10}$$

Equation 17

où, P_n^{10} , $P_{\mu s}^{10}$, $P_{\mu f}^{10}$ désignent respectivement les réactions de spallation, la capture de muons lents et les réactions induites par les muons rapides sur les isotopes cibles ^{16}O et ^{28}Si .

Dans le cas de notre étude sur le front subalpin, les lithologies à l'affleurement, exclusivement carbonatées, nous ont contraints à appliquer la méthode ^{10}Be sur des concrétions de silice diagénétique (chert) (Zerathe et al., 2013). Jusqu'à présent plusieurs études avaient déjà utilisé les cherts, ou le silex, pour en déduire des âges d'exposition à partir du ^{10}Be (Matmon et al., 2003 ; Guralnik et al., 2010 ; Davis et al., 2011), sans toutefois

disposer d'autres contraintes géochronologiques absolues pour pouvoir valider leurs résultats.

Pour définir le taux de production de ^{10}Be dans la silice, nous nous sommes basés sur les études les plus récentes. Concernant la production spallogénique (P_n^{10}), un taux de 4.02 ± 0.36 at/g/an a été utilisé. Cette valeur correspond à la moyenne quadratique des taux de production récemment calibrés dans l'Hémisphère Nord, incluant [Balco et al. \(2009\)](#) au Nord-est de l'Amérique, [Fenton et al. \(2011\)](#) et [Goehring et al. \(2012\)](#) respectivement dans le Nord et le Sud de la Norvège et [Briner et al. \(2012\)](#) au Groenland. Ces taux contraints localement sont considérés comme plus « justes » que le taux global (CRONUS, [Balco et al., 2008](#)) et permettent de réduire l'incertitude ([Balco et al., 2008](#) ; [Dunai, 2010](#)). En effet, les âges d'exposition calculés dans ces études s'avèrent conformes à des chronologies indépendantes, contrairement aux âges calculés sur ces mêmes sites avec le taux global ([Balco et al., 2009](#) ; [Kaplan et al., 2011](#)).

Concernant les taux liés à la production muonique, nous nous sommes référés aux travaux de [Braucher et al. \(2011\)](#), réalisés à proximité directe de notre site d'étude (120 km). Ainsi des taux de production de 0.012 ± 0.012 at/g/an et 0.039 ± 0.004 at/g/an ont été appliqués respectivement pour les muons lents ($P_{\mu s}^{10}$) et pour les muons rapides ($P_{\mu f}^{10}$).

Enfin, conformément à [Korschinek et al. \(2010\)](#) et [Chmeleff et al. \(2010\)](#), nous avons appliqué la demi-vie du ^{10}Be récemment réévaluée à $1.387 \pm 0.012 \times 10^6$ ans, donnant une constante de désintégration radioactive (λ_{10}) de $4.997 \pm 0.057 \times 10^{-7}$ ans $^{-1}$.

4.2.2.3. Production *in-situ* du ^{36}Cl

La production du ^{36}Cl produit *in-situ* est beaucoup plus complexe que celle du ^{10}Be *in-situ*. En effet, les modes de production du ^{36}Cl sont plus variés, interdépendants, et fortement influencés par la composition chimique (éléments majeurs et traces) de la roche considérée. D'autre part, les taux de production pour chaque réaction sont moins bien contraints et les incertitudes sont plus fortes ([Alfimov et al., 2009](#)).

De manière générale le ^{36}Cl *in-situ* est majoritairement produit dans les roches terrestres par des réactions de spallation sur les atomes cibles ^{40}Ca , ^{39}K , ^{22}Ti et ^{26}Fe , et par des captures muoniques sur l'isotope ^{40}Ca (voir [Zreda et al., 1991](#) ; [Stone et al., 1996, 1998](#) et review de [Gosse et Phillips, 2001](#)).

La méthode est le plus couramment appliquée aux calcaires ([Stone et al., 1996](#) ; [Benedetti et al., 2002](#) ; [Palumbo et al., 2004](#) ; [Schlagenhauf et al., 2010](#)), car ils sont abondants et contiennent l'élément cible ^{40}Ca . Les principaux modes de production du ^{36}Cl dans les calcaires « purs » (CaCO_3), ayants pour cible le ^{40}Ca , sont synthétisés Figure 85. Il s'agit de productions liées à :

- la réaction de spallation par des neutrons de haute énergie ($P_{sp,Ca}^{36}$),
- la capture de muons négatifs lents ($P_{\mu^-, 40Ca}^{36}$),
- des réactions induites par les muons rapides ($P_{\mu f,Ca}^{36}$).

Le principe se complique lorsque le calcaire contient une certaine concentration (dès quelques dizaines de ppm) de chlore naturel (^{35}Cl). En effet, des neutrons de faible énergie dits « épithermique » ou « thermique » (en fonction de leur énergie) vont être libérés par chacune des trois réactions nucléaires ci-dessus. Ces neutrons de faible énergie pourront alors être capturés par l'isotope ^{35}Cl , produisant également du ^{36}Cl . Similairement, si le calcaire contient une certaine concentration d'Uranium (U), la fission spontanée de ^{238}U et les chaînes de désintégration de l'U/Th vont émettre plusieurs particules dont des neutrons susceptibles d'être également capturés par le ^{35}Cl et de produire du ^{36}Cl dit « non cosmogénique ».

Le taux de production total (P^{36}) du ^{36}Cl dans un calcaire s'exprime alors (Alfimov et al., 2009) :

$$P^{36} = P_{sp,Ca}^{36} + P_{\mu^-,40Ca}^{36} + P_{\mu^-,Ca}^{36} + P_{sp,th}^{36} + P_{sp,epi}^{36} + P_{\mu^-,th}^{36} + P_{\mu^-,th}^{36} + P_{U/Th,th'}^{36}$$

Equation 18

où *th* et *epi* correspondent respectivement aux neutrons thermique et épithermique émis par chacune des réactions primaires sur le Ca, et $P_{sp,th}^{36}$ et $P_{sp,epi}^{36}$ sont les taux de production liée à la capture de neutrons émis par les réactions de spallation ($P_{sp,Ca}^{36}$), et $P_{U/Th,th'}^{36}$ le taux de production liée à la capture de neutrons émis par les désintégrations d'Uranium.

Ceci montre l'importance capitale de connaître précisément la concentration en chlore naturel (^{35}Cl) des roches que l'on veut dater, de manière à pouvoir correctement évaluer l'ensemble des taux de production qui y sont associés (voir annexe A1 pour notre étude). Toutefois, lorsque la concentration en ^{35}Cl dépasse 100 ppm, une incertitude supérieure à 10% peut être attendue sur le taux de production, impliquant de larges erreurs sur l'âge d'exposition final (Alfimov et al., 2009).

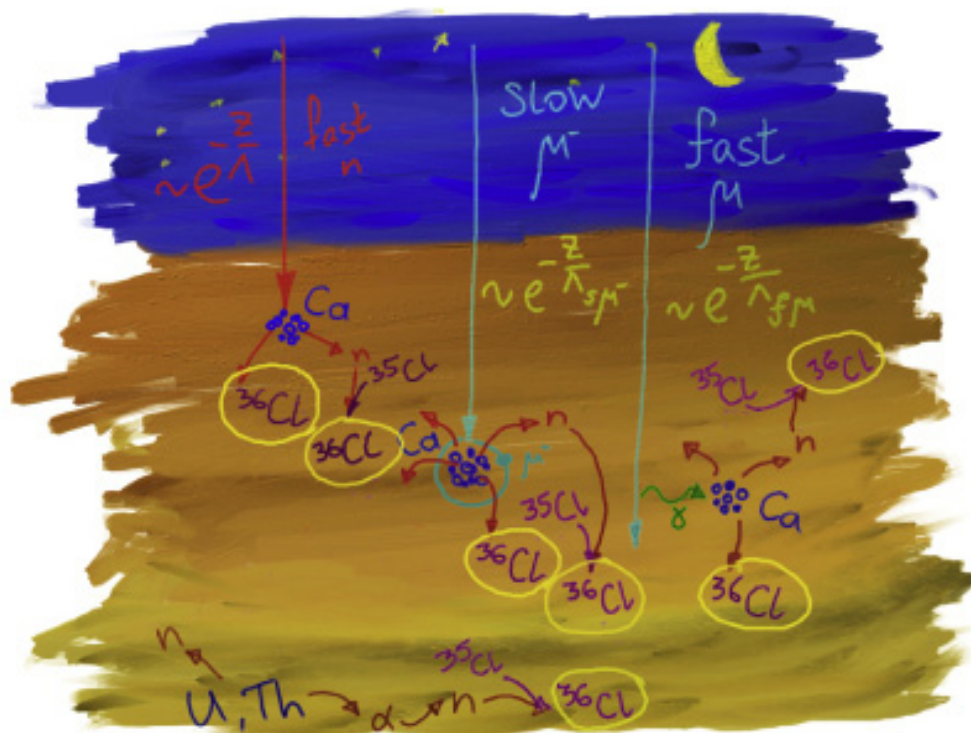


Figure 85 : Différents modes de production du ^{36}Cl dans les calcaires et les dolomies contenant du chlore naturel stable (^{35}Cl) dans leur matrice (Alfimov and Ivy-Ochs, 2009).

De plus, il est important de souligner que les calcaires ne sont jamais composés purement de CaCO_3 (contrairement au quartz, SiO_2). Par exemple leur concentration en Ca peut varier proportionnellement à celle en Mg suivant l'état de dolomitisation du carbonate. Ils peuvent également contenir toutes sortes d'éléments majeurs et traces (Fe_2O_3 , K_2O , TiO_2 , SiO_2 , etc.), cibles potentielles pour la production du ^{36}Cl , dont les concentrations sont variables en fonction du faciès litho-stratigraphique. Ainsi, en plus des modes de production précédemment listés (Equation 18), s'ajoute la contribution de chaque mécanisme de production, dépendante de la concentration dans la roche en ces éléments (voir Schimmelpfennig et al., 2009). Ceci montre à nouveau l'importance de connaître la composition chimique (majeurs et traces) des roches que l'on veut dater, pour pouvoir correctement calibrer le taux de production total de ^{36}Cl *in-situ* (voir annexe A1 pour notre étude).

Nous ne détaillerons pas ici toute la théorie complexe nécessaire pour exprimer le taux de production total du ^{36}Cl *in-situ*. Des synthèses détaillées et des discussions théoriques peuvent être trouvées dans Phillips et al., (1996), Evans et al. (1997), Stone et al. (1998), Swanson et Caffee (2001), Gosse et Phillips (2001), Licciardi et al. (2008), Alfimov et al. (2009), Schimmelpfennig et al. (2009) et Recorbet (2008).

Dans le cadre de nos travaux, nous avons utilisé la feuille de calcul Excel publiée par Schimmelpfennig et al. (2009) permettant de modéliser des âges d'exposition à partir des concentrations mesurées en ^{36}Cl . Cette feuille de calcul tient compte de l'ensemble des modes de production du ^{36}Cl et permet de calibrer le taux de production total à partir de la composition chimique de chaque échantillon. Nous avons conservé une majeure partie des

paramètres par défaut du document, i.e. les taux de production spallogénique SLHL sur les cibles ^{39}K , ^{22}Ti et ^{26}Fe , ainsi que les taux de production muonique (voir [Schimmelpfennig et al. \(2009\)](#)). Nous avons toutefois modifié le taux de production spallogénique le plus important, celui sur le ^{40}Ca ($P_{sp,Ca}^{36}$). Nous avons pris un taux de 42.0 ± 2.0 at/g/an, obtenu *in-situ* par [Braucher et al. \(2011\)](#) à 120 km de notre site d'étude offrant les avantages détaillés ci-dessus (âges d'exposition mieux contraints et réduction d'incertitude).

La demi-vie du ^{36}Cl est estimée à $3.01 \pm 0.04 * 10^5$ ans, donnant une constante de désintégration radioactive (λ_{36}) de $2.303 \pm 0.017 * 10^{-6}$ ans $^{-1}$ ([Goldstein, 1966](#)).

4.2.3. Du taux de production à la concentration (en at.gr $^{-1}$ de roche)

La quantité de nucléides cosmogéniques produits *in-situ* accumulée dans les premiers mètres sous la surface va donc dépendre du taux de production, des propriétés d'absorption de la matière traversée, de la demi-vie du radionucléide considéré et du taux d'érosion.

4.2.3.1. Modèle général

Nous avons donc pu voir ci-dessus que les nucléides cosmogéniques *in-situ* sont produits par plusieurs interactions entre les particules du rayonnement cosmique secondaire et certains atomes cibles constituant les minéraux des roches. Considérons le cas simple d'un seul mode de production, par exemple la réaction de spallation d'un neutron de haute énergie sur un isotope A produisant un radio-isotope B . Soit $P_n(0)$ (at/g/an) le taux de production connu, à la surface, pour cette réaction. Alors le lien entre ce taux de production et la profondeur Z (g/cm 2) est exprimé tel que ([Lal, 1991](#)) :

$$P(Z) = P_n(0) * e^{-\frac{Z}{\Lambda_n}}$$

Equation 19

avec Λ_n (g/cm 2) la longueur d'atténuation du flux de neutrons de haute énergie dans les roches, généralement considérée égale à 160 g/cm 2 (voir [Gosse and Phillips \(2001\)](#) et références associées). Ce paramètre et le taux de production varient en fonction de la particule incidente considérée.

Par ailleurs, il faut tenir compte des pertes par désintégration radioactive, puisque les nucléides cosmogéniques considérés (^{10}Be et ^{36}Cl) ne sont pas stables. L'évolution dans le temps t (an) de la concentration N (at/g), du radionucléide B , est alors fonction de l'héritage $N(Z, t_0)$, c'est-à-dire de la concentration de radionucléide B préexistante dans la roche à $t=0$, de sa constante de désintégration λ (1/an), et du taux de production $P_n(0)$ à la surface telle que ([Lal, 1991](#)) :

$$N(Z, t) = N(Z, 0) * e^{-\lambda.t} + \frac{P_n(0)}{\lambda} * e^{-\frac{Z}{\Lambda_n}} * (1 - e^{-\lambda.t})$$

Equation 20

Ajoutons maintenant à la surface un taux d'érosion constant ε (cm/an). Connaissant la densité de la roche ρ (g/cm³), l'évolution de la profondeur dans le temps peut s'exprimer ainsi :

$$Z(t) = Z_0 - \varepsilon * \rho * t$$

Equation 21

L'Equation 21 devient alors :

$$N(Z, t) = N(Z, 0) * e^{-\lambda.t} + \frac{P_n(0) * e^{-\frac{Z}{\Lambda_n}}}{\lambda + \frac{\varepsilon * \rho}{\Lambda_n}} * \left(1 - e^{-t * \left(\lambda + \frac{\varepsilon * \rho}{\Lambda_n}\right)}\right)$$

Equation 22

Si plusieurs modes de production i sont considérés, caractérisés respectivement par des taux de production P_i et des longueurs d'atténuation Λ_i propres aux particules en jeu, comme c'est le cas pour le ¹⁰Be et le ³⁶Cl (Section 4.2.2), alors la concentration du radionucléide devient :

$$N(Z, t) = N(Z, 0) * e^{-\lambda.t} + \sum_i \frac{P_i(0) * e^{-\frac{Z}{\Lambda_i}}}{\lambda + \frac{\varepsilon * \rho}{\Lambda_i}} * \left(1 - e^{-t * \left(\lambda + \frac{\varepsilon * \rho}{\Lambda_i}\right)}\right)$$

Equation 23

L'Equation 23 est l'équation générale qui décrit l'évolution de la concentration $N(Z, t)$ d'un nucléide cosmogénique produit *in-situ* à la surface de la Terre. L'ensemble des âges d'exposition obtenus et présentés dans ce chapitre a été calculé sur la base de cette équation, en faisant varier les paramètres propres au cosmonucléide considéré et en adaptant le taux d'érosion.

4.2.3.2. Effet de l'érosion

La limite de l'Equation 23, quand t tend vers l'infini, nous indique que la concentration dans les roches augmente donc au cours du temps jusqu'à un état d'équilibre où l'accumulation des nucléides cosmogéniques va être compensée par les pertes par érosion et par décroissance radioactive (Lal, 1991). En fonction du taux d'érosion, du taux de production et de la constante de désintégration radioactive du nucléide considéré, cet état stationnaire sera atteint plus ou moins rapidement dans l'histoire de l'échantillon.

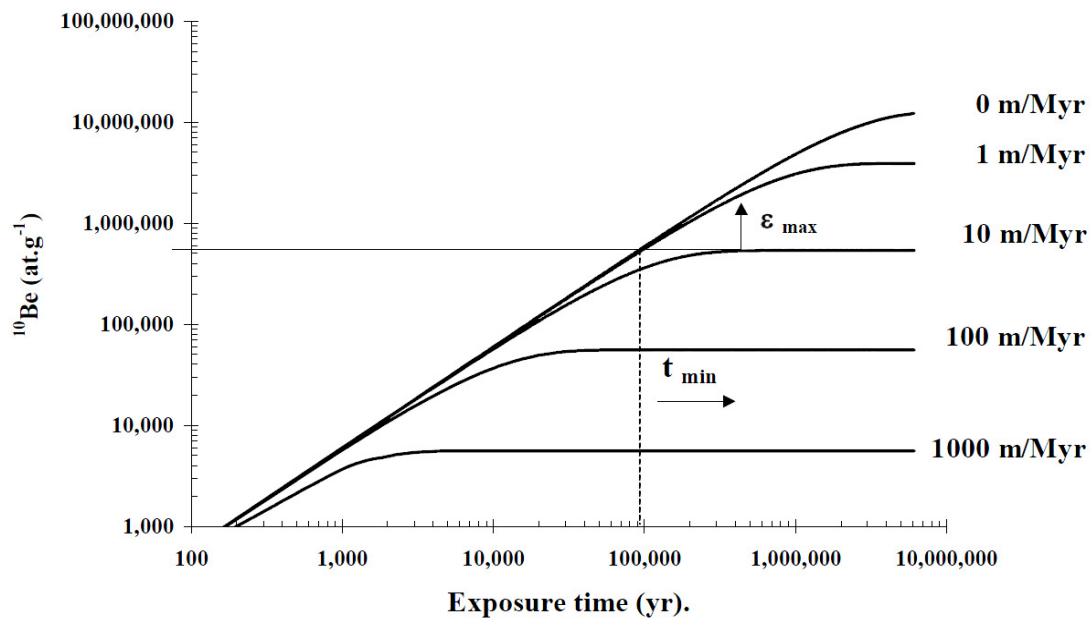


Figure 86 : Evolution théorique de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps d'exposition pour différents taux d'érosion (Braucher et al., 1998). Le modèle est similaire pour le ^{36}Cl mais pour un même taux d'érosion le palier sera atteint plus rapidement car la demi-vie du ^{36}Cl est plus faible que celle du ^{10}Be .

L'état stationnaire ou « steady state » marque donc la limite à partir de laquelle les concentrations mesurées ne peuvent plus être interprétées en termes de temps d'exposition, mais seulement en termes de taux d'érosion.

Ceci a des implications très importantes pour l'application de la méthode. D'une part, cela restreint ses conditions d'utilisation ; pour la détermination d'âges d'exposition il faut être dans la partie linéaire de la courbe et des hypothèses sur le taux d'érosion doivent être posées. D'autre part, cela peut permettre, en échantillonnant une surface exposée depuis un temps supposé infini (steady state), d'accéder au taux de dénudation local maximum (Lal, 1991). Ceci est valable si la concentration mesurée est forte, et requiert des arguments géomorphologiques permettant de faire l'hypothèse que la surface échantillonnée a atteint un état stationnaire. Par exemple, il peut s'agir d'un versant avec une pente continue qui présente des indices d'érosion long terme.

Le taux de dénudation long terme maximum (ϵ_{lterm}) peut ainsi être déterminé à partir de l'Equation 23, en considérant un temps d'exposition infini (exemple $t_{\infty} > 10^9$ ans), et en minimisant le carré de la différence entre la concentration de l'échantillon mesurée par SMA ($N_{mesurée}$) et la concentration théorique ($N_{théorique}$) calculée à partir de l'Equation 23. Cette opération peut être réalisée à partir de l'outil « solver » d'Excel en laissant le terme ϵ_{lterm} variable.

Dans le cas contraire, si on émet l'hypothèse d'une érosion nulle, ou négligeable sur l'échelle de temps considérée (par exemple la surface échantillonnée présente des marqueurs préservés tels que des stries glaciaires ou des tectoglyphes), il est alors possible de déterminer le temps minimum d'exposition (t_{min}) de la même manière en considérant $\epsilon = 0$ dans l'Equation 23 et en laissant le terme t variable.

4.2.3.3. Effet de la géométrie du site

Le flux de rayonnement cosmique est atténué dans l'atmosphère terrestre. Or les particules incidentes proviennent de toutes les directions de l'espace. Donc l'épaisseur d'atmosphère que traversent les rayons cosmiques au niveau du zénith est inférieure à celle que traversent les rayons arrivant avec une forte incidence, proche de l'horizontale. Ainsi l'intensité du flux cosmique $I(\theta, \phi)$, décrit sur angle azimutal ϕ , va varier suivant un angle d'incidence θ par rapport à la surface de la Terre tel que (Lal, 1958):

$$I(\theta, \phi) = I_0 * \sin^m(\theta)$$

Equation 24

valable pour $\theta \geq 0$, et tel que $I(\theta, \phi) = 0$ si $\theta < 0$, avec I_0 l'intensité maximum et m une constante obtenue expérimentalement, couramment égale à 2.3 (Nishiizumi et al., 1989).

L'Equation 24 décrit cependant l'intensité du rayonnement cosmique arrivant sur une surface horizontale n'étant masquée par aucun relief sur les 360° à l'horizon (Figure 87A). Si des reliefs existent, comme très couramment en terrain montagneux, il faut alors tenir compte de cet écrantage topographique qui masque une partie du flux (Figure 87B). Un facteur correctif a été proposé par Dunne et al. (1999) pour tenir compte de cet écrantage topographique :

$$S_t = 1 - \frac{1}{2\pi} \sum_{i=1} \Delta\phi_i * \sin^{m+1}(\theta_i)$$

Equation 25

avec $\Delta\phi_i$ la fraction de l'angle azimutal sur lequel existe un relief, θ_i l'angle que fait ce relief depuis le site échantillonné et par rapport à l'horizontal. Ce facteur doit s'appliquer directement au taux de production.

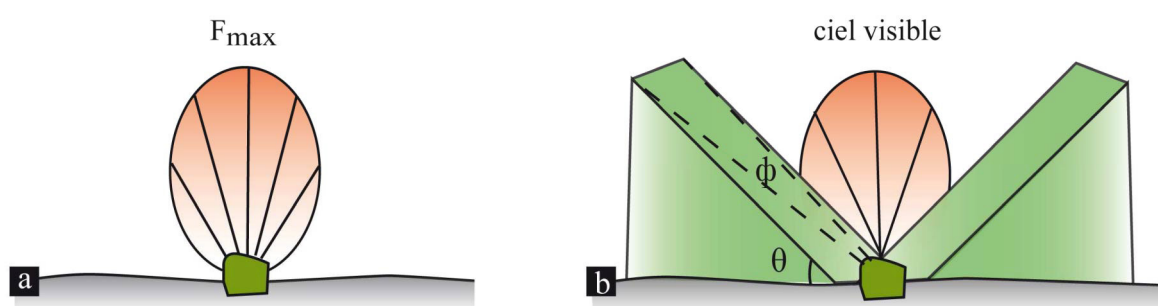


Figure 87 : Effet de la géométrie du site d'échantillonnage et de la topographie environnante sur le taux de production de nucléides cosmogéniques (Sanchez, 2009).

Description de la Figure 87 : A : La surface échantillonnée est horizontale sans masque topographique autour. Le flux de particules incidentes est alors maximal puisque l'échantillon est bombardé par un rayonnement cosmique provenant de toutes les directions de l'espace. B : Cas courant où le site échantillonné est en partie masqué par un relief environnant, caractérisé par une pente θ , et couvrant un azimut Φ . Le flux de rayonnement cosmique est alors diminué.

Toutefois, la partie du flux cosmique arrivant avec une forte incidence (0 à 20°) ne participe qu'à un faible pourcentage du flux total puisque il est fortement atténué par l'épaisseur d'atmosphère traversée (Equation 24). Ceci implique que la correction topographique pour un site n'est vraiment nécessaire que si la pente est forte (> 30°), par exemple dans le cas d'une application à un escarpement subvertical.

4.2.3.4. Autres effets

Tout comme l'écrantage topographique, d'autres masques peuvent atténuer localement le flux et diminuer le taux de production. Il peut s'agir d'une couverture neigeuse pendant quelques mois de l'année (Schildgen et al., 2005 ; Le Roux et al., 2009), de l'effet d'une couverture végétale de type forêt dense (Plug et al., 2007) ou encore d'une épaisseur de sol ou de moraines (Darnault, 2012) qui pourraient masquer pendant un temps l'exposition directe de la surface échantillonnée.

Ces facteurs sont inexistant dans notre application.

4.2.4. De la concentration à l'âge : paramètres locaux et âge d'exposition

La mesure de la concentration en ^{10}Be et en ^{36}Cl se fait par Spectrométrie de Masse par Accélérateur (SMA). Cette technique basée sur le comptage direct du nombre d'atomes s'est développée depuis plusieurs années permettant une diminution considérable du seuil de détection par rapport à l'ancienne méthode de comptage des décroissances (Raisbeck et al., 1987). Dans la présente étude les mesures ont été effectuées au Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques (LN2C), à savoir les préparations chimiques des échantillons (Annexe A1) et les mesures par SMA sur l'instrument ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques ; Arnold et al., 2010 et 2013), au CEREGE (Centre de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement) à Aix-en-Provence. Des explications détaillées concernant le principe de mesure par SMA des isotopes ^{10}Be et ^{36}Cl peuvent être trouvées dans Recorbet (2008).

Une fois les concentrations en ^{10}Be et ^{36}Cl mesurées, leur interprétation en termes d'âges ^{10}Be d'exposition se fait en prenant en compte l'ensemble des paramètres détaillés dans les paragraphes précédents.

4.2.4.1. Cas du ^{10}Be

Dans le cas du ^{10}Be nous avons utilisé l'équation complète suivante pour la modélisation des âges d'exposition :

$$N_{10(z,t,\varepsilon)} = N_{10inh} \cdot e^{-\lambda \cdot t} + \frac{S_t \cdot P_n^{10} \cdot S_n}{\frac{\varepsilon \cdot \rho}{\Lambda_n} + \lambda_{10}} \cdot e^{-\frac{z}{\Lambda_n}} \cdot \left(1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon \cdot \rho}{\Lambda_n} + \lambda_{10}\right)}\right) + \frac{S_t \cdot P_{\mu s}^{10} \cdot S_{\mu s}}{\frac{\varepsilon \cdot \rho}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda_{10}} \cdot e^{-\frac{z}{\Lambda_{\mu s}}} \cdot \left(1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon \cdot \rho}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda_{10}\right)}\right) + \frac{S_t \cdot P_{\mu f}^{10} \cdot S_{\mu f}}{\frac{\varepsilon \cdot \rho}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda_{10}} \cdot e^{-\frac{z}{\Lambda_{\mu f}}} \cdot \left(1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon \cdot \rho}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda_{10}\right)}\right)$$

Equation 26

avec Λ_n , $\Lambda_{\mu s}$ et $\Lambda_{\mu f}$ égaux respectivement à 160 g/cm², 1510 g/cm² et 4320 g/cm², correspondant aux longueurs d'atténuation des neutrons, muons lents et muons rapides dans les roches (Lal, 1991 ; Heisinger et al., 2002a et 2002b).

Les paramètres encore non définis ici sont l'érosion (ε) et l'héritage (N_{10inh}), dont les valeurs et le détail des calculs sont donnés ci-dessous.

4.2.4.2. Cas du ³⁶Cl

Dans le cas du ³⁶Cl nous avons donc utilisé la feuille de calcul Excel publiée par Schimmelpfennig et al. (2009). L'équation générale utilisée dans cette feuille est :

$$N_{36}(z, t, \varepsilon_{36}) = N_{36inh} \cdot e^{-t\lambda} + S_n \cdot S_t \cdot \left(J_{Q,s} \cdot e^{-\frac{z}{\Lambda_n}} \cdot t_{cosm,s}(t, \varepsilon_{36}) + J_{Q,eth} \cdot e^{-\frac{z}{L_{eth}}} \cdot t_{cosm,eth}(t, \varepsilon_{36}) + J_{Q,th} \cdot e^{-\frac{z}{L_{th}}} \cdot t_{cosm,th}(t, \varepsilon_{36}) \right) + S_{\mu} \cdot S_t \cdot \left(J_{Q,\mu} \cdot e^{-\frac{z}{\Lambda_{\mu}}} \cdot t_{cosm,\mu}(t, \varepsilon_{36}) \right)$$

Equation 27

avec S_n et S_{μ} , les facteurs d'échelle respectivement pour les réactions de spallation et de capture muonique ; $J_{Q,i}$ le facteur correctif sur le taux de production, prenant en compte l'épaisseur de l'échantillon pour chaque type de réaction (i), avec s , eth , th , μ valant respectivement pour spallation, neutron épithermique, neutron thermique et muon ; Λ_n , L_{eth} , L_{th} et Λ_{μ} respectivement les longueurs d'atténuation des neutrons de haute énergie, neutrons épithermiques, neutrons thermiques et muons ; et $t_{cosm,i}(t, \varepsilon_{36})$ le facteur temps respectif pour chaque type de réaction (i), tenant compte de la désintégration radioactive du ³⁶Cl (λ_{36}) et du taux d'érosion (ε), définit tel que :

$$t_{cosm,i}(t, \varepsilon_{36}) = 1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon_{36} \cdot \rho}{\Lambda_i} + \lambda_{36}\right)}$$

Equation 28

Pour des détails supplémentaires voir dans Schimmelpfennig et al. (2009).

Nous avons conservé une majeure partie des paramètres par défaut de la feuille de calcul (voir Schimmelpfennig et al. (2009) pour les valeurs), en intégrant la composition chimique pour chaque échantillon, l'écrantage topographique, les facteurs d'échelle pour calibrer les taux de production, l'érosion, la densité de la roche et la concentration héritée.

Les paramètres encore non définis ici sont l'érosion (ε_{36}) et l'héritage (N_{36inh}), dont les valeurs et le détail des calculs sont donnés ci-dessous.

4.2.4.3. Détermination des taux d'érosion

Le taux d'érosion est un facteur important pour le calcul des âges d'exposition (Figure 86). Ce paramètre doit donc si possible être calculé (ou mesuré), ou son estimation doit reposer sur des hypothèses solides. Dans notre étude, trois taux d'érosion doivent être définis (Figure 88):

- d'une part (1) le taux d'érosion long terme des versants (ε_{lterm}), ou taux de dénudation, qui nous servira par la suite pour le calcul de la concentration héritée (détaillé ci-dessous) ;
- et d'autre part le taux d'érosion des escarpements des glissements, depuis leur exhumation, en différenciant (2) le taux d'érosion des cherts (ε_{10}) et (3) le taux d'érosion des calcaires (ε_{36}).

Taux d'érosion long terme :

Comme nous avons pu le voir Section 4.2.3.2, il est possible de modéliser l'érosion long terme maximum d'une surface supposée à l'état d'équilibre (steady state, Figure 86) en mesurant sa concentration en nucléide cosmogénique et à partir de l'Equation 27. C'est ce que nous avons appliqué sur le versant an amont du glissement de Gattières, à partir de l'échantillon GR27 (Zerathe et al., 2013). Ce versant a été choisi pour son profil d'érosion « continu », c'est non affecté de fortes desquamations, bien représentatif des processus d'altération/dénudation long terme (Figure 88). La concentration forte en ^{36}Cl de cet échantillon ($> 5 \cdot 10^5$ at/g ; Table 21), assure son état « steady state » (Braucher et al., 2011).

En considérant un temps infini dans l'Equation 27, nous en avons déduit un taux érosion long terme (ε_{lterm}) de 35 ± 5 $\mu\text{m}/\text{an}$ (Zerathe et al., 2013), concordant avec les taux proposés dans la bibliographie pour des versants calcaires soumis à un régime climatique similaire à celui des chaînes subalpines (Gran Mitchell et al., 2001 ; Matsushi et al., 2010).

Taux d'érosion des escarpements :

Une étude détaillée des escarpements des glissements de la zone 1 de la Marbrière et de Bar-sur-Loup a permis d'apporter des éléments de réponse concernant leur taux d'érosion. Nous avons pu observer systématiquement une érosion différentielle entre les concrétions de chert, à l'affleurement sur les escarpements, et la surface calcaire des plans toujours légèrement en retrait (Figure 88A et B). Le retrait moyen de la surface calcaire par rapport aux gangues de chert a pu être évalué à 20 ± 3 mm suivant plus d'une trentaine de mesures (Figure 88B). En l'absence de trace de desquamation, l'observation de lapiaz fins sur chacun de ces plans suggère qu'il s'agit principalement de dissolution lente des carbonates par les eaux de ruissellement.

Nous avons donc posé l'hypothèse simple que les escarpements présentaient initialement un profil continu lors de leur exhumation, puis que la dissolution des calcaires, par

ruissellement des eaux météoritiques, a lentement fait ressortir les gangues de chert. Ainsi, d'après les mesures d'érosion, et en se basant sur des âges d'exposition ^{36}Cl minimums d'environ 3 Ka (calculés tout d'abord en négligeant le taux d'érosion), nous avons évalué le taux de dissolution des calcaires sur les escarpements à 6-8 $\mu\text{m}\cdot\text{an}^{-1}$. Pour être concordant avec la bibliographie, et tenir compte d'un éventuel retrait de 1 à 2 mm des cherts, un taux (ε_{36}) de 10 $\mu\text{m}/\text{an}$ a finalement été adopté (Plan, 2005 ; Palumbo et al., 2004 ; Schlagenhauf et al., 2010).

Considérant la forte résistance à l'altération des cherts, leur aspect massif et leur patine brune (Figure 88B), il est apparu raisonnable de négliger leur dissolution et de considérer leur taux d'érosion nul sur cette échelle de temps. Quoi qu'il en soit, une érosion de 1 à 2 mm aurait entraîné une variation de l'âge calculé inférieure à 0.5 %.

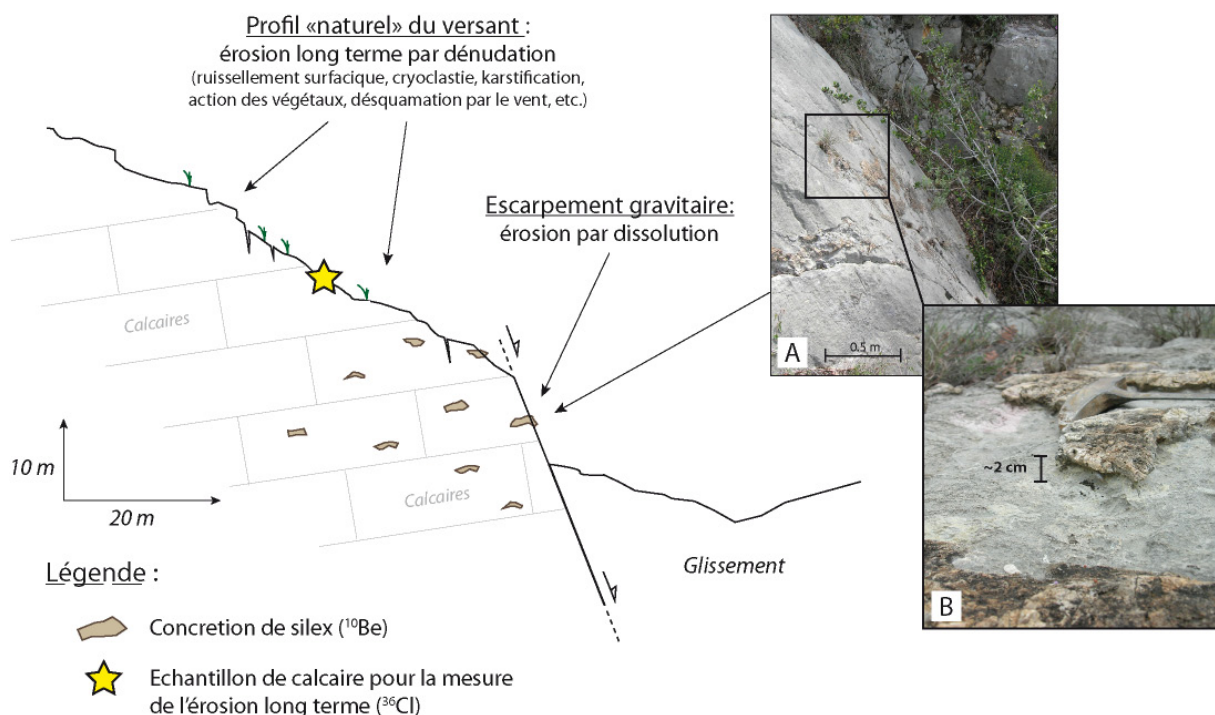


Figure 88 : Schéma conceptuel présentant les différents types d'érosions : l'érosion long terme affectant le profil naturel du versant et l'érosion affectant l'escarpement depuis son exposition, dominée par de la dissolution. A : Vue sur le pied de l'escarpement de Bar-sur-Loup. B : Zoom sur la dissolution différentielle des calcaires par rapport aux cherts. Notez la patine très brune et les lichens sur la surface des cherts.

4.2.4.4. Concentration héritée – Particularité des glissements de terrain

L'« héritage » ou « concentration héritée » désignent la concentration en nucléides cosmogéniques potentiellement préexistante dans la roche au moment de son exhumation. Cette part de nucléides hérités, c'est-à-dire produits en profondeur avant l'exhumation, doit impérativement être prise en compte dans le calcul de l'âge d'exposition au risque de largement le surévaluer (Gosse et Phillips, 2001).

En effet, sur le long terme et en fonction du taux d'érosion en surface, la quantité de cosmonucléides produite en profondeur est non négligeable à cause de l'importante longueur d'atténuation des muons (forte pénétrabilité dans les roches). De nombreuses études *in-situ* montrent, notamment grâce à des forages carottés, que la production des cosmonucléides peut être efficace jusqu'à 20 m de profondeur où elle est dominée par la contribution muonique (Braucher et al., 2003 ; Kim et al., 2004 ; Braucher et al., 2011 et 2013).

Ainsi la part de la concentration héritée, par rapport à celle produite depuis l'exhumation de la surface (qui nous intéresse donc pour le calcul de l'âge), peut être importante et induire une forte erreur dans le calcul d'âge (Stone et al., 1998), tout particulièrement dans les configurations où (voir Figure 99, Figure 100 et Figure 101) :

- la surface à dater a été exhumée récemment (< 10 ka) ;
- la surface était faiblement enfouie (> 20 m) ;
- le taux d'érosion long terme du versant est faible (< 40 $\mu\text{m}/\text{an}$), ayant eu pour effet de maintenir longtemps la surface à dater à de faibles profondeurs (Equation 21).

Ainsi un héritage non négligeable est particulièrement attendu pour des datations d'escarpements de faille ou de glissements de terrain, étant couramment enfouis entre 0 et 20 m avant leur exhumation (Sewell et al., 2006 ; Le Roux et al., 2009 ; Zerathe et al., 2013). Dans ces configurations, la concentration héritée peut alors représenter jusqu'à 50 % de la concentration totale (Le Roux et al., 2009), pouvant évidemment biaiser l'âge d'exposition d'un pourcentage similaire si elle n'est pas prise en compte.

Malgré son importance évidente, ce facteur est souvent négligé (voir ignoré) dans de nombreuses études appliquant la méthode de datation des nucléides cosmogéniques dans des configurations défavorables (escarpements en sub-surface avant leur exhumation) (Bigot-cormier et al., 2005 ; Sanchez et al., 2009 ; Kong et al., 2010 ; Valla et al., 2010 ; Schlagenhauf et al., 2010 ; etc.). Cela pose alors la question du biais introduit dans les âges et de la validité de leurs résultats (voir discussion Zerathe et al., *in preparation*).

En théorie, le calcul de la concentration héritée est relativement simple (Gosse et Phillips, 2001). Il nécessite de connaître (1) le taux d'érosion long terme du versant (ε_{lterm}), (2) la profondeur (verticale) de l'échantillon avant son exhumation (Z_{inh}) et (3) l'écrantage topographique en surface, avant l'évènement ayant conduit à l'exhumation (S_{tinh}). On calcule ensuite la concentration héritée pour chaque échantillon, pour le ^{10}Be et le ^{36}Cl , en considérant un temps infini (t_{∞}), en remplaçant les termes ci-dessus respectivement dans l'Equation 26 et l'Equation 27, puis en minimisant (à partir de l'outil « solver » d'Excel) le carré de la différence entre la concentration de l'échantillon mesurée par SMA ($N_{mesurée}$) et la concentration théorique ($N_{théorique}$) calculée.

En pratique, et tout particulièrement dans le cas des mouvements de versants, déterminer la profondeur de l'échantillon avant la rupture est un peu plus complexe. En effet, cela revient à reconstruire la topographie du versant, au dessus de l'escarpement, avant la rupture gravitaire (voir Figure 99). Connaissant (1) la distance entre l'échantillon et le sommet de

l'escarpement, (2) le pendage de l'escarpement et (3) l'allure du profil topographique initial, il est alors possible d'estimer la profondeur Z_{inh} . Ce travail a été réalisé au cas par cas pour chaque glissement daté (voir [Zerathe et al., 2013](#) et [Zerathe et al., in preparation](#)).

4.2.4.5. Calcul de l'âge d'exposition

Une fois l'ensemble des paramètres défini, le calcul final de l'âge d'exposition revient à minimiser le carré de la différence entre les concentrations théoriques en ^{10}Be et ^{36}Cl , calculées respectivement à partir de l'Equation 26 et de l'Equation 27, et les concentrations mesurées par SMA. Cette opération peut facilement être réalisée par l'outil « solveur » d'Excel.

En tenant compte uniquement de l'incertitude interne, c'est-à-dire de l'incertitude sur la chimie et sur la mesure par SMA (voir Annexe A2), il est possible de comparer les âges obtenus sur un même site. Toutefois, pour pouvoir comparer différents sites entre eux et notamment confronter les âges obtenus avec d'autres chroniques temporelles absolues comme des reconstitutions paléo-climatiques, il est impératif de propager l'erreur sur le taux de production. Ainsi, en plus de l'incertitude interne, une erreur de 9 % et 5 % a été propagée respectivement pour chaque échantillon de ^{10}Be et de ^{36}Cl , comme l'indique les erreurs sur les taux de production (Section 4.2.2).

4.2.5. Stratégie de l'étude

Dans la perspective de contraindre la cinématique et l'âge d'initiation des grands mouvements identifiés nous avons donc réalisé des échantillonnages verticaux le long des escarpements majeurs.

Six glissements, reconnus comme étant les mieux adaptés à l'application de la méthode du fait de la bonne préservation de leur escarpement principal, ont été sélectionnés : la zone 1 de la Marbrière, Magagnosc, Bar-sur-Loup, Le Caire, le secteur Sud du Baou des Noirs et le glissement de Gattières. Dans la mesure du possible, et de la bonne préservation des escarpements, nous avons pris soin d'échantillonner sur la plus grande distance entre la base et le sommet des escarpements afin d'accéder à la meilleure estimation possible de leurs vitesses d'exhumation.

Pour les raisons précédemment évoquées en introduction de ce chapitre, l'étude a commencé par une application conjointe du ^{36}Cl dans les carbonates et ^{10}Be dans les cherts sur les glissements de la Marbrière et de Bar-sur-Loup, les seuls ayant la particularité de présenter des accidents siliceux à l'affleurement sur leurs escarpements. Après la découverte des écarts d'âges considérables et anormaux entre les deux techniques, nous avons ré-échantillonné les escarpements des deux glissements de manière à résoudre le

problème méthodologique. Ces résultats sont présentés dans l'article ci-après ([Zerathe et al., 2013](#)).

Dans un deuxième temps, et une fois le problème résolu, les autres glissements sélectionnés ont ensuite été échantillonnés. Ces résultats, et leurs apports à la compréhension générale des mécanismes de rupture des mouvements de grande ampleur dans les chaînes subalpines, sont présentés et discutés à travers un article en préparation dans la troisième partie de chapitre.

4.3. Article 2: Dating chert (diagenetic silica) using in-situ produced ^{10}Be : Possible complications revealed through a comparison with ^{36}Cl applied to coexisting limestone.

Ces résultats sont présentés sous la forme d'un article publié dans la revue [Quaternary Geochronology](#) (Figure 89). Un résumé en français est présenté ci-dessous.



Figure 89 : Référence de l'Article 2, publié dans la revue [Quaternary Geochronology](#).

Résumé de l'article 2 :

Cet article démontre pour la première fois que l'utilisation du nucléide cosmogénique ^{10}Be dans le but d'obtenir un âge d'exposition, ou d'enfouissement, sur des roches composées de silice diagénétique (chert, silex, etc.), peut induire des erreurs considérables dans le résultat d'âge final et donc dans son interprétation.

L'objectif premier de cette étude était d'établir la chronologie de deux glissements rocheux de grand volume, d'apparence synchrone et de typologie similaire. Structurellement les escarpements de ces glissements recourent des séries calcaires marquées par de nombreux accidents siliceux, ce qui nous a poussé à réaliser une étude conjointe : ^{36}Cl dans les carbonates et ^{10}Be dans les cherts, ceci dans la perspective d'améliorer l'incertitude sur les chroniques d'âge. Des paires d'échantillons de chert et de calcaire ont donc été précautionneusement prélevées à la même hauteur, et à proximité (quelques centimètres), sur chaque escarpement. Le ^{10}Be produit in-situ a été isolé des échantillons de chert en

suyvant le protocole de décontamination et d'extraction chimique utilisé en routine pour le quartz, et de même pour le ^{36}Cl en suivant le protocole de référence pour les carbonates.

De façon très inattendue, nous avons obtenu des différences importantes entre les âges d'exposition dérivés des deux techniques. En particulier, les âges ^{10}Be furent globalement beaucoup plus vieux que ceux obtenus avec le ^{36}Cl . De plus, contrairement aux âges ^{36}Cl , les âges ^{10}Be n'étaient pas représentatifs d'une exhumation normale des escarpements (i.e. du plus vieux au plus jeune en partant du haut), suggérant un problème méthodologique inhérent à l'application ^{10}Be – silice diagénétique.

Au regard de la bibliographie, nous avons pu émettre trois hypothèses principales pour expliquer l'excès de ^{10}Be dans les grains de cherts : (i) une contamination par du ^{10}Be d'origine atmosphérique ; (ii) une production *in-situ* de ^{10}Be dans une autre phase minérale que la silice ; (iii) une absorption du ^{10}Be libéré lors des lessivages sur la surface de la silice amorphe.

Afin de tester ces hypothèses et de tenter une réconciliation des âges ^{10}Be avec les âges ^{36}Cl , nous avons initié une série de tests méthodologiques incluant :

- une étude pétrochimique des cherts : lames minces dans les roches et analyses de la composition chimique des grains (en éléments majeurs et traces) après le protocole usuel de décontamination ;
- de nouvelles mesures du ^{10}Be produit *in-situ* dans les cherts, en repartant des précédents échantillons rocheux mais en testant l'influence de la taille des grains sur l'efficacité du protocole de décontamination. Pour chaque échantillon de chert, trois classes granulométriques ont été définies arbitrairement : GS1_1000-500 μm , GS2_500-250 μm et GS3_250-50 μm .

Les résultats obtenus ont clairement montré une diminution des âges en fonction de la taille des grains, remettant en cause le protocole de décontamination classiquement utilisé dans la communauté pour cette application. Toutefois, les âges dérivés des mesures de concentration en ^{10}Be à partir des granulométries les plus fines (GS3) restèrent significativement supérieurs à leurs homologues issus du ^{36}Cl .

Parallèlement, les investigations pétrochimiques ont montré que (i) les grains de chert étaient composés d'environ 99 % de SiO_2 après leur décontamination, écartant ainsi l'hypothèse d'une production de ^{10}Be dans une autre phase minérale (ex. CaCO_3), et que (ii) différentes phases de silice coexistaient dans les grains de chert, avec notamment une phase cristalline et une phase amorphe hydratée. Il se trouve que la silice amorphe hydratée présente une surface négativement chargée, largement reconnue, dans de nombreuses études sur les réactions « Alkali-Silice », pour son potentiel d'absorption des cations divalents tels que le Ca^{2+} ou le Be^{2+} .

Ainsi une deuxième série de tests a finalement été menée pour tenter de libérer le ^{10}Be potentiellement absorbé à la surface des grains. Ces tests étaient basés sur des lessivages additionnels des grains de chert dans :

- une solution d'acide acétique et de chlorure d'hydroxylammonium ($\text{NH}_2\text{OH}, \text{HCl}$), utilisée couramment pour le lessivage de sédiments en vue d'extraire le ^{10}Be

authigénique (d'origine atmosphérique), cette solution permet de rompre les oxydes métalliques ou les oxyhydroxides ;

- une solution d'hydroxyde de potassium (KOH) permettant de dissoudre totalement la phase de silice amorphe et de ne conserver ainsi uniquement la silice cristalline (dont les grains sont extrêmement fins (< 10 µm)).

L'étape de lixiviation dans le chlorure d'hydroxylammonium n'a pas permis de faire baisser la concentration finale en ^{10}Be .

Seule l'étape KOH s'est finalement révélée efficace puisqu'elle a permis la réconciliation des âges ^{10}Be avec leurs analogues ^{36}Cl tout en considérant leurs incertitudes respectives. Toutefois, en fonction du pourcentage de silice amorphe versus silice cristalline dans l'échantillon, ce protocole entraîne certaines difficultés méthodologiques, car il peut en résulter une forte perte de masse de l'échantillon et des grains résiduels de très faible granulométrie (< 10 µm).

Dating chert (diagenetic silica) using in-situ produced ^{10}Be : Possible complications revealed through a comparison with ^{36}Cl applied to coexisting limestone.

Swann Zerathe, Régis Braucher^b, Thomas Lebourg^a, Didier Bourlès^b, Michel Manetti^c, Laétitia Leanni^b

(a) Université de Nice Sophia-Antipolis, Centre National de la Recherche Scientifique (UMR 7329), Observatoire de la Côte d'Azur, Géoazur, 250 av Albert Einstein 06560 Valbonne, France

(b) CEREGE, Aix Marseille Université - CNRS (UM 34) 13545 Aix en Provence Cedex 04, France

(c) Université de Nice Sophia-Antipolis, Centre National de la Recherche Scientifique (UMR 7329), Observatoire de la Côte d'Azur, Géoazur, Parc Valrose Bât Sciences Naturelles 06108 Nice Cedex 02, France

Abstract:

This paper highlights potential complications that may arise while using in situ produced ^{10}Be to date exposure or burial events using diagenetic silica (chert). The initiation and evolution of large gravitational collapses in sedimentary rocks were constrained using cosmic ray exposure dating. Because these collapses occurred in a stratigraphic level composed of chert (diagenetic silica) concretions interbedded in limestone layers, their development was studied by performing in situ-produced ^{36}Cl and ^{10}Be concentration measurements in both the limestone and coexisting diagenetic silica (chert), respectively. Following the routinely used decontamination and preparation protocols for ^{10}Be produced in diagenetic silica, large discrepancies were observed with exposure ages determined by ^{36}Cl within carbonate for samples originating from the same scarp. While ^{36}Cl exposure ages were clustered as expected for a unique single gravitational event, ^{10}Be exposure ages were scattered along the same studied scarps. To determine the origin of such a bias, petrological investigations were carried out for chert (diagenetic silica). Thin sections highlighted a complex mineralogical texture characterized by remnant silicified ooids showing calcitic cores, calcite inclusions and a dominant amorphous hydrated silica (grain $> 20\ \mu\text{m}$). To decipher and characterize the potential origins of the excess measured ^{10}Be within diagenetic silica, all samples were first reprocessed following the routine decontamination protocol (HCL– H_2SiF_6 leachings and three partial HF dissolutions) but starting from three different grain size fractions (GS1: 1000–500, GS2: 500–250 and GS3: 250–50 μm). The resulting concentrations clearly showed a decreasing ^{10}Be content as a function of the grain size, but still yielded ^{10}Be exposure ages significantly higher than ^{36}Cl counterparts. Because potential adsorption of ^{10}Be at the surface of amorphous silica grains was suspected, partial dissolution steps following by a leaching step in hydroxylamine were investigated. Finally, it seems that an

additional leaching in KOH allowed removal of the amorphous silica phase and the measured ^{10}Be concentrations yielded ^{10}Be exposure ages agreeing within uncertainties with the ^{36}Cl ones. This work suggests that measuring in situ produced ^{10}Be within chert (amongst other types of diagenetic silica, e.g. flint, hornstone, jasper, etc.) containing amorphous silica requires caution.

Keywords: Cosmic ray exposure dating, ^{10}Be , ^{36}Cl , Chert, Diagenetic silica, Limestone

4.3.1. Introduction

This paper presents intercomparisons of ^{10}Be and ^{36}Cl cosmic ray exposure ages, respectively applied to chert (diagenetic silica) and limestone coexisting in carbonate landslide scarps. Potential complications that may arise when using in situ produced ^{10}Be to date chert or other kinds of diagenetic silica are highlighted and discussed.

Initially, the aim of this study was to use cosmic ray exposure dating to assess the failure ages of large-scale landslides (Bigot-Cormier et al., 2005; El Bedoui et al., 2009; Le Roux et al., 2009) and correlate those ages with past climate changes (Borgatti and Soldati, 2010). For this purpose, landslides (Figure 90) whose scarps are located in stratigraphic levels composed of chert (diagenetic silica) concretions interbedded in limestone layers were selected (Figure 91 and Figure 92). In the course of measuring both ^{36}Cl and ^{10}Be cosmogenic nuclides in coexisting limestone and diagenetic silica (chert), respectively, we sought to sharpen the age estimates.

Despite the chert and the limestone samples were collected within a few centimeters from each other along the scarps, significant discrepancies were revealed, the ^{10}Be cosmic ray exposure ages being consistently older than the ^{36}Cl cosmic ray exposure ages. The ^{36}Cl ages (3–4.3 ka) appeared consistent along two profiles (including one eight meters long) with geomorphological observations of the slipped mass and the collapse structure of the landslide evidencing a single rapid event (Figure 91a) while the ^{10}Be ages (3–14.2 ka) proved to be systematically over-estimated. Confronted by such discrepancies we postulated that, because they are coherent with the scenario deduced from the geomorphological features, the clustered ^{36}Cl ages were the most reliable and thus investigated the possible origins of the excess ^{10}Be in cherts. To our knowledge, such problems of correlation between older ^{10}Be ages derived from diagenetic silica (chert, flint, etc.) and other jointly applied absolute dating results had already been widely encountered by geochronologists (Matmon et al., 2003; Guralnik et al., 2010), but the misfits were mostly explained by complex geomorphological processes or analytical uncertainties without much satisfactory explanation and this problem remains misunderstood. Davis et al. (2011) studied exposure-burial histories of lacustrine sediments using the ^{10}Be , ^{26}Al and ^{21}Ne cosmogenic nuclides. They evidence significantly higher concentration of ^{10}Be and ^{26}Al within chert compared to

those measured in coexisting quartz and concluded that this may result from the mixing of two different sediment sources having experienced different pre-burial exposure histories. Based on petrological and mineralogical analysis studies performed at various stages, several variants of the routine ^{10}Be chemical protocol (Figure 93) were tested to insure that the sole in-situ produced ^{10}Be concentration was measured in the appropriate mineralogical phase. Because this study did not initially intend to be a methodological one, the results of our investigations will be presented and discussed in their chronological framework.

4.3.2. Regional setting and description of landslides

The study area is located in southeast France, 15 km to the NW of Cannes town (Alpes-Maritimes), at the first front of the subalpine chains (south-eastern external Alps). Since the early Miocene, this area has undergone several tectonic phases (mainly N–S shortening) linked to the Alps orogenesis (Giannerini, 1978; Sanchez, 2010). The main resulting structures show south-verging thrust faults that give rise to a superposition of Jurassic limestone units (Figure 90). These now form the so-called Castellane arc.

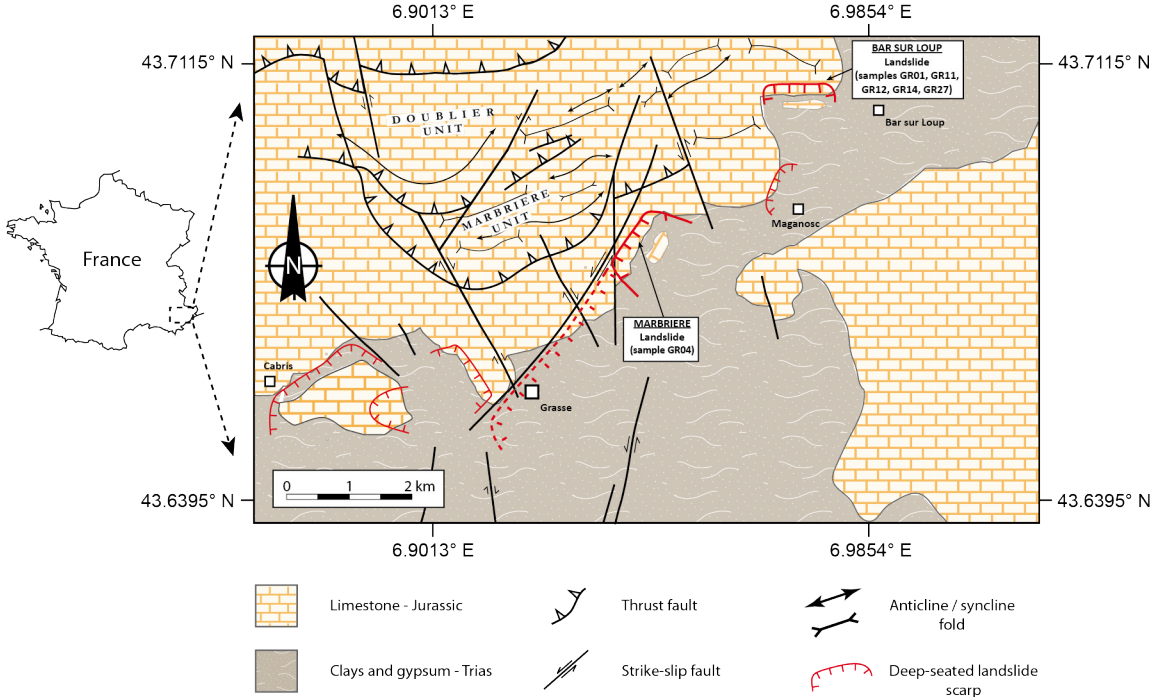


Figure 90 : Structural map of the subalpine chains around the studied area; the largest landslides are noted and specifically those of the Marbrière and Bar-sur-Loup.

The geological framework of the frontal part of this arc (study area) is associated with a thick and tamped Triassic mudstone and gypsum overlain by highly fractured and faulted Jurassic limestone (Spini, 1978). As a result of the contrast in mechanical strength between the

mudstone and limestone layers, this area has been affected by numerous large-scale landslides (Figure 90). These landslides produced high disturbances in the slope morphology and are associated with many typical gravitational morpho-structures such as scarps, counter-slope scarps and trenches (Zerathe and Lebourg, 2012). Geomorphological evidence (Pánek et al., 2009a), such as some rock avalanche deposits located at the toe of the slope, suggest that many of these landslides resulted from a spontaneous collapse event. In situ produced ^{10}Be and ^{36}Cl have been used to date samples from the scarps of two major collapses at the Bar-sur-Loup and at the Marbrière landslide (Figure 91). Morphologically, the Bar-Sur-Loup landslide (Figure 91a) presents a slipped mass with continuous bedding planes suggesting a fast rupture event that did not allow progressive fracturing of the landslide mass. Similar features are also found on the Marbrière landslide (Zerathe and Lebourg, 2012). Samples were taken along vertical profiles from the main scarps (Figure 91b).

4.3.3. Classical methods of cosmic ray exposure dating

4.3.3.1. Sampling of limestone and chert (diagenetic silica) samples

At both sites, coexisting limestone and chert (diagenetic silica) on the scarp surfaces allow direct comparison between ^{36}Cl derived cosmic ray exposure ages from limestone and ^{10}Be derived cosmic ray exposure ages from diagenetic silica (chert). Thus at each sampling location (same elevation and topographic shielding, following Dunne et al. (1999)) along the scarps, paired limestone and chert (diagenetic silica) samples (~5 cm thick) were collected when possible for ^{36}Cl and ^{10}Be concentration measurements, respectively (Table 11). A total of four pairs of samples along the Bar-sur-Loup landslide scarp (GR01, GR11, GR12 and GR14; Figure 91b) and one pair of samples (GR04) at the toe of the Marbrière landslide headscarp (Zerathe and Lebourg, 2012) were thus analyzed. Another limestone sample (GR27) was collected at the surface of a slope unaffected by gravitational processes to estimate the local and long term denudation rate.

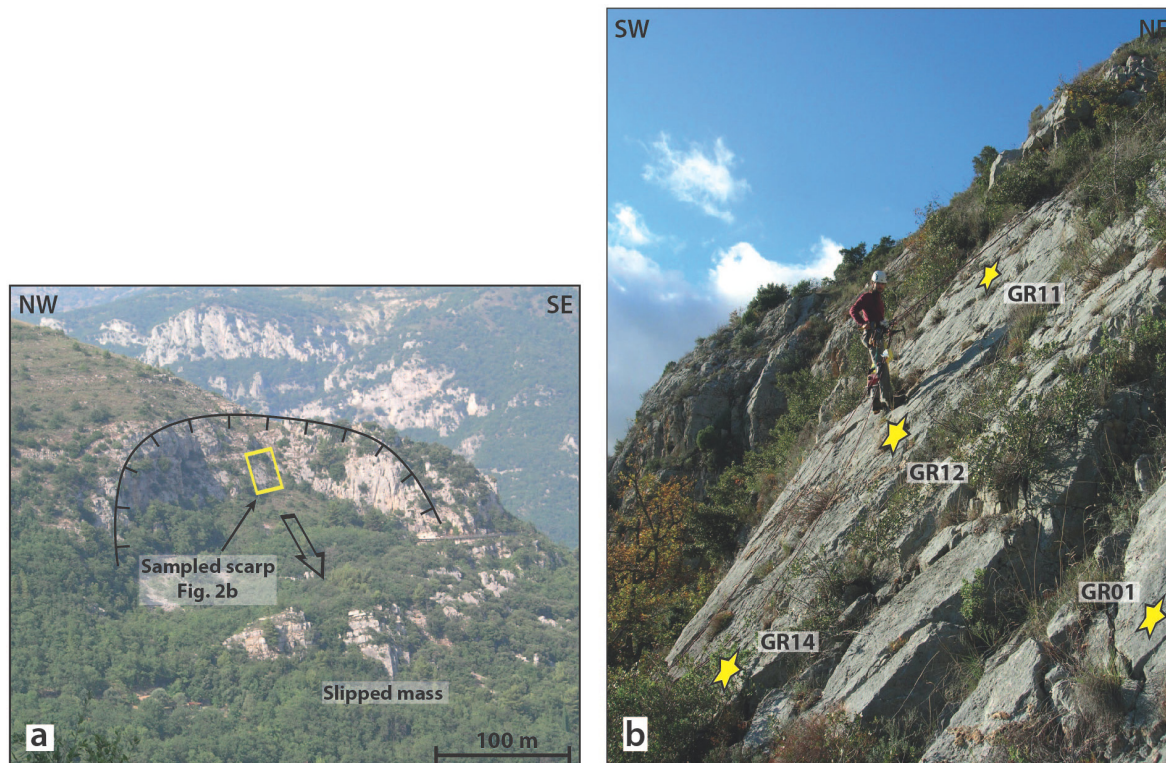


Figure 91 : (a) Panoramic view of the Bar-sur-Loup landslide, with the yellow rectangle corresponding to the sampled scarp, and (b) view of the scarp with the location of pairs of samples collected for combined ^{10}Be and ^{36}Cl analysis.

Table 11 : Field informations and scaling factors for the respective production rates. Z is the depth. The scaling factors for spallation were determined using the Stone (2000) scheme scaling. Sea level contributions for muons were scaled for altitude only following Braucher et al. (2011). GR27 was used as reference to determine the long term denudation rate.

Sample	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)	Z (m)	Shielding factor St	Scaling factor spallation Sn	Scaling factor slow muons $S_{\mu s}$	Scaling factor fast muons $S_{\mu f}$
<i>Bar sur Loup</i>	43.703	6.982	560			1.58	1.301	1.136
GR01				20.5	0.714			
GR11				16.8	0.729			
GR12				18.9	0.726			
GR14				23.8	0.715			
<i>Marbrière</i>								
GR04	43.679	6.943	555	25.0	0.505	1.58	1.301	1.136
GR27	43.780	7.165	630	0	0.72	1.66	1.344	1.154

4.3.3.2. Sample preparation and ^{10}Be and ^{36}Cl extraction

1.4.3.3.2. Separation of ^{36}Cl from limestone

In the case of the limestone, all samples were crushed and sieved (250–500 μm fractions) and then chemical extraction of ^{36}Cl was performed following the chemical procedure recommended by [Ivy-Ochs et al. \(2004\)](#). Since the total ^{36}Cl production rate depends on the bulk rock composition (main target elements are Ca, K, Ti and Fe, see details in [Schimmelpfennig et al., 2009](#)) a few grams of each sample were powdered (size fraction $<50\ \mu\text{m}$) and the major and trace element concentrations were measured by ICP OES and ICP-MS at the SARM laboratory (Nancy, France). The chlorine chemical extraction started with successive (generally three) leachings in ultra pure water (resistivity: $\sim 18\ \text{M}\Omega\text{m}$) followed by partial dissolution (10% weight) in 2N HNO_3 . One and a half milligrams of a ^{35}Cl -enriched chlorine carrier ($^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl} = 999$ from Oak Ridge National Laboratory) was then added, allowing simultaneous determination of natural Cl by AMS isotopic dilution. Samples were completely dissolved in 2N HNO_3 , and Cl was precipitated as AgCl by the addition of AgNO_3 solution. To reduce isobaric interference by ^{36}S during AMS measurement of ^{36}Cl , the AgCl precipitate was re-dissolved using NH_4OH and sulfur was co-precipitated along with BaCO_3 as BaSO_4 by addition of a slightly ammoniac saturated $\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$ solution. The final AgCl-target was produced by re-precipitation using HNO_3 , repeated washing cycles with HNO_3 and H_2O , and drying at $80\ ^\circ\text{C}$. The AgCl was then directly packed into nickel cathodes. AMS measurements were performed at the 5 MV national AMS facility ASTER located at Cerege, Aix en Provence, France ([Arnold et al., 2010](#) and [Arnold et al., 2013](#)). All ^{36}Cl concentrations were normalized to the KNSTD1600 calibration material ($^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl} = 1.6 \cdot 10^{-12}$ provided by K. Nishiizumi). The decay constant of $2.303 \pm 0.016 \cdot 10^{-6}\ \text{a}^{-1}$ used corresponds to a ^{36}Cl half-life ($T_{1/2}$) of $3.014 \cdot 10^5$ years. All the analytical and chemical data are presented in Table 12 with respect to the recommendations of [Dunai and Stuart \(2009\)](#). Analytical uncertainties include the counting statistics, machine stability ($\sim 0.5\%$) and blank correction ($^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ blank ratio was on the order of $0.816 \pm 0.098 \cdot 10^{-14}$).



Figure 92 : Chert (diagenetic silica) concretions at outcrop on the Bar-sur-Loup landslide scarp.

2.4.3.3.2. Separation of ^{10}Be from diagenetic silica (chert)

In the case of chert, diagenetic silica was first isolated and purified from samples. Targets were then prepared for Accelerator Mass Spectrometer (AMS) analyses following the “routine” chemical procedures adapted from [Brown et al. \(1991\)](#) and [Bourlès et al. \(1989\)](#). Prior to initiating chemical procedures, all samples were crushed and sieved in 250–1000 μm fractions that we labeled GS0. Carbonates were first removed by leaching in 20% HCl; successive leachings in $\text{H}_2\text{SiF}_6\text{--HCl}$ were then performed to remove all mineral phases but SiO_2 . Three partial dissolutions in concentrated HF ($\sim 48\%$), each dissolving $\sim 10\%$ of the sample, were next carried out to remove adsorbed meteoric ^{10}Be . After the addition of 100 μl of a concentrated ^9Be carrier solution ($3.025 \pm 0.009 \times 10^{-3} \text{ g } ^9\text{Be/g}$ ([Merchel et al., 2008a](#))), the purified diagenetic silica was totally dissolved in excess 48% HF and the beryllium was separated by two successive solvent extractions ([Bourlès et al., 1989](#)). Targets of purified beryllium oxide were prepared for ^{10}Be measurements on the French AMS (accelerator mass spectrometry) national facility ASTER located at the CEREGE laboratory (Aix en Provence). The ^{10}Be data were calibrated directly against the National Institute of Standards and Technology (NIST) standard reference material 4325 by using an assigned $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of $2.79 \pm 0.03 \times 10^{-11}$ ([Nishiizumi et al., 2007](#)) and a ^{10}Be half-life ($T_{1/2}$) of $1.387 \pm 0.012 \times 10^6$ years, i.e. a decay constant of $4.997 \pm 0.057 \times 10^{-7} \text{ a}^{-1}$ ([Korschinek et al., 2010](#); [Chmeleff et al., 2010](#)). Analytical uncertainties included the counting statistics, the machine stability ($\sim 0.5\%$) and blank correction ($^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ blank ratios ranged from 1.3 to 3.1×10^{-15}).

Table 12 : Composition of the limestone samples. Measurements of major and trace elements were done by ICP-AES and ICP-MS, respectively, at the SARM-CRPG facility (Nancy, France). The amount of water was determined by the Karl Fischer titration method. The reported uncertainties correspond to the mean deviation deduced from several routine analyses on geostandards (for more information please see <http://helium.cprg.cnrs-nancy.fr/SARM/pages/geostandards.html#>).

Sample	CaO [wt-%]	K ₂ O [wt-%]	TiO ₂ [wt-%]	Fe ₂ O ₃ [wt-%]	MgO [wt-%]	Al ₂ O ₃ [wt-%]	CO ₂ [wt-%]	H ₂ O [wt-%]	B (ppm)	Cl (ppm)	Cr (ppm)	Gd (ppm)	Li (ppm)	Sm (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)
Uncertainties	< 1%	< 15%	< 10%	< 5%	< 5%	< 25%	< 0.5%	< 5%	< 20%	< 1%	< 25%	< 5%	< 10%	< 10%	< 15%	< 10%
GR01 *	54.46	0.03	0.02	0.15	0.52	0.08	44.07	0.37	2.00	26	6.32	0.91	1.15	0.83	0.34	1.80
GR04	54.66	0.02	0.01	0.14	0.49	0.05	44.10	0.35	2.00	20	5.49	0.75	1.10	0.66	0.18	2.43
GR11	54.25	0.04	0.02	0.16	0.55	0.11	44.03	0.39	2.00	24	7.15	1.08	1.20	0.99	0.50	1.16
GR12 *	54.46	0.03	0.02	0.15	0.52	0.08	44.07	0.37	2.00	29	6.32	0.91	1.15	0.83	0.34	1.80
GR14 *	54.46	0.03	0.02	0.15	0.52	0.08	44.07	0.37	2.00	29	6.32	0.91	1.15	0.83	0.34	1.80
GR27	39.60	0.12	0.03	0.20	15.61	0.51	43.54	0.60	6.70	32	6.1	1.00	2.03	0.90	0.41	0.66

* Samples for which we assume the mean chemical composition of GR04 and GR11. The bulk rock microfacies is the same for all samples.

4.3.3.3. Exposure age calculations, denudation and inheritance

1.4.3.3.3. ³⁶Cl systematics

Cosmic ray exposure ages derived from ³⁶Cl concentrations were calculated following the calculation spreadsheet exhaustively presented in Schimmelfennig et al. (2009). This spreadsheet integrates all production pathways (spallation, thermal neutrons and muon capture, radiogenic production) determined using a rock's chemical composition, position, altitude of the sample and topographic shielding. Each pair of sample positions and elevations was recorded using a handheld GPS (WGS84 datum, Table 11) and the corresponding pressures were determined using the online “1976 Standard Atmosphere Calculator”. In the spreadsheet, considering an exposure time t and a denudation ε , the total ³⁶Cl concentration N_{36} (at g^{-1}) in a sample of finite thickness at mass depth z is given by:

$$\begin{aligned}
 N_{36}(z, t, \varepsilon) = & N_{36inh} \cdot e^{-t\lambda} \\
 & + S_n \cdot S_t \cdot \left(J_{Q,s} \cdot e^{-\frac{z}{\Lambda_f}} \cdot t_{cosm,s}(t, \varepsilon) + J_{Q,eth} \cdot e^{-\frac{z}{L_{eth}}} \cdot t_{cosm,eth}(t, \varepsilon) \right. \\
 & \left. + J_{Q,th} \cdot e^{-\frac{z}{L_{th}}} \cdot t_{cosm,th}(t, \varepsilon) + J_{Q,\mu} \cdot e^{-\frac{z}{\Lambda_\mu}} \cdot t_{cosm,\mu}(t, \varepsilon) \right)
 \end{aligned}$$

Equation 29

where N_{36inh} (i.e. inheritance) is the ³⁶Cl concentration accumulated at depth prior to the exposure event (landslide failure), S_n is the scaling factor for the spallation reaction, S_t is the topographic shielding factor (Dunne et al., 1999), $J_{Q,x}$ are the production rate coefficients, including sample thickness integration factors for the respective reaction types (s stands for spallation, eth for epithermal neutron, th for thermal neutron and μ for slow negative muon

capture), Λ_f and Λ_μ are the attenuation lengths for fast neutrons and muons respectively, and L_{eth} and L_{th} are the diffusion lengths for thermal and epithermal neutrons, respectively. A spallation production rate of 42.0 ± 2.0 atm of ^{36}Cl $\text{g}^{-1} \text{Ca a}^{-1}$ at sea level and high latitude (Braucher et al., 2011) was used and scaled to the site position (Table 11) using the Stone (2000) polynomial.

2.4.3.3.3. ^{10}Be systematics

In order to determine cosmic ray exposure ages from ^{10}Be concentrations (N_{10} at g^{-1}) measured in each diagenetic silica fraction, the following equation (Equation 30) was used:

$$N_{10(z,t,\varepsilon)} = N_{10\text{inh}} \cdot e^{-\lambda t} + \frac{S_t \cdot P_n \cdot S_n}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda} \cdot e^{-\frac{z}{\Lambda_n}} \cdot \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda \right)} \right] + \frac{P_{\mu s} \cdot S_t \cdot S_{\mu s}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda} \cdot e^{-\frac{z}{\Lambda_{\mu s}}} \cdot \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda \right)} \right] + \frac{P_{\mu f} \cdot S_t \cdot S_{\mu f}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda} \cdot e^{-\frac{z}{\Lambda_{\mu f}}} \cdot \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda \right)} \right]$$

Equation 30

where $N_{10\text{inh}}$ (i.e. inheritance) is the ^{10}Be concentration accumulated at depth prior to the exposure event (landslide failure), $N_{10(z,t,\varepsilon)}$ is the ^{10}Be concentration as a function of the depth z (g cm^{-2}), taking into account a density of 2.6 g cm^{-3}), and the exposure time t (years), ε is the erosion rate ($\text{g cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$), S_t the topographic shielding (Dunne et al., 1999), $P_n, P_{\mu s}$, and $P_{\mu f}$, the spallation, slow, and fast muon production rates, at sea level and high latitude, and S_n is the altitudinal and latitudinal scaling factor for neutrons, while $S_{\mu s}$ and $S_{\mu f}$ are the altitudinal scaling factors for slow and fast muons, respectively. Λ_n , $\Lambda_{\mu s}$ and $\Lambda_{\mu f}$ are the attenuation lengths for neutrons (160 g cm^{-2}), slow muons (1500 g cm^{-2}) and fast muons (4320 g cm^{-2}), respectively (Braucher et al., 2011). A sea-level and high-latitude spallation production rate (P_n) of 4.02 ± 0.36 at $\text{g}^{-1} \text{a}^{-1}$ was used. This production rate is a quadratic mean of recently calibrated production rates in the Northern Hemisphere (Northeastern America from Balco et al. (2009); Northern Norway from Fenton et al. (2011); Southern Norway from Goehring et al. (2012) and Greenland from Briner et al. (2012)). All individual production rates have been corrected for a ^{10}Be half life of $1.387 \pm 0.012 \cdot 10^6$ years (Korschinek et al., 2010; Chmeleff et al., 2010). The corresponding spallation scaling factor (S_n) for the samples' latitude and elevation (Table 11) was calculated using the Stone scaling scheme (Stone, 2000). For muon contributions, sea-level and high-latitude production rates from Braucher et al. (2011) were used, 0.012 ± 0.012 at $\text{g}^{-1} \text{a}^{-1}$ and 0.039 ± 0.004 at $\text{g}^{-1} \text{a}^{-1}$ for slow ($P_{\mu s}$) and fast ($P_{\mu f}$) muons, respectively. The corresponding scaling factors provided in Table 11 ($S_{\mu s}$ and $S_{\mu f}$) were calculated only for elevation following Braucher et al. (2011). At the surface, muon contributions represent less than 2% of the total production rate, but

these contributions are predominant at depths (>4 m) where spallogenic production becomes negligible.

3.4.3.3.3. *Estimation of inheritance and exposure age calculations*

Exposure durations have thus been determined by adjusting, for a given denudation rate, the modeled concentrations to the measured concentrations using Equation 29 and Equation 30 for ^{36}Cl and ^{10}Be , respectively. However, it is important to realize that prior to the gravitational event, despite all scarp samples being buried and therefore not exposed at the surface as today, the scarp samples were nevertheless submitted to cosmic rays passing through the bedrock (especially muon particles). This implies that they may have accumulated a non-negligible amount of cosmogenic nuclides at depth before being exhumed by the gravitational event. This is taken into account while modeling the exposure ages through the $N_{36\text{inh}}$ and $N_{10\text{inh}}$ terms for ^{36}Cl and ^{10}Be ages, respectively. This inherited component may be estimated from a sample collected on a stable surface not affected by the gravitational event, and exposed long enough to have reached the denudation steady state (Lal, 1991). From its measured cosmogenic nuclide concentration, a local long term denudation rate of the slope can be determined. Considering all collected samples at their respective depths from the top of the scarp and using the long term denudation rate of the slope determined above in Equation 29 and Equation 30, the inherited concentrations accumulated prior to the gravitational event can be determined. To perform this determination, the ^{36}Cl concentration measured in sample GR27 (Table 11), located on a similar slope close to the study area, was used. The thus determined local long term denudation rate for the slope is $35 \pm 5 \mu\text{m a}^{-1}$. This denudation rate is consistent with the value of $29 \pm 3 \mu\text{m a}^{-1}$ (Gran Mitchell et al., 2001) and the values ranging between 25 and $40 \mu\text{m a}^{-1}$ (Matsushi et al., 2010), obtained for long term denudation rates in the Mediterranean region and in Japanese karst areas (experiencing quite similar meteorological conditions as the northern Mediterranean area), respectively. The pre-landslide geometry was determined regarding topographic profiles of the slope unaffected by gravitational deformations located as close as possible to the landslide scar. For example, for the BsL landslide, we assumed a pre-landslide geometry identical to the topographic profile determined at the NE and SW of the landslide scar (Figure 91a). The pre-event sample depths Z (Table 11) were thus estimated according to this profile and to the scarp dip.

All studied samples brought to the surface by the gravitational event have been affected by different denudation rates since the scarp exhumation. Considering: (i) the temperate climate of the southeastern Alps (Magny et al., 2002) as well as the high resistance of silica to dissolution ($\epsilon < 5 \mu\text{m a}^{-1}$, Ivy-Ochs et al., 2004, 2006), and (ii) the brown varnish of cherts at outcrops (Figure 92) that are evidence of long exposure duration and no granular disintegration of the sampled surfaces, we deemed that a correction for chert (diagenetic silica) denudation was unnecessary since its effect appears negligible over the time-scale

investigated here (Sanchez et al., 2009; Darnault et al., 2012). However, a noticeable dissolution difference of 20 ± 3 mm between the limestone and the chert was observed all along the sampled scarps. When this height is divided by the apparent minimum ^{36}Cl exposure age of 3 ka, this yields a mean denudation rate of $\sim 6 \mu\text{m a}^{-1}$ along the scarp. Considering the dissolution rates of $11 \mu\text{m a}^{-1}$ estimated by Plan (2005) in the Austrian Alps, we conservatively applied a mean denudation rate of $10 \mu\text{m a}^{-1}$ to determine all ^{36}Cl exposure ages. In any case, assuming no denudation rather than a $10 \mu\text{m a}^{-1}$ denudation rate would have lead to underestimating the discussed ^{36}Cl exposure ages by less than 2%.

The ^{36}Cl and ^{10}Be cosmic ray exposure ages together with the associated modeled inherited components are presented in Table 13 and Table 14 and Figure 94.

Table 13 : Cosmogenic ^{36}Cl , chlorine and calcium content in the limestone samples. Prior to the exposure event, the long term denudation rate of $35 \pm 5 \mu\text{m a}^{-1}$ was used to calculated the inheritance ($N_{36\text{inh}}$), and then, after the exposure event, a $10 \mu\text{m a}^{-1}$ denudation rate was used to calculate the presented exposure ages.

Sample	Cl (ppm)	Ca (wt-%)	Weight (g)	$^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ (10^{-14})	N_{36} (10^4at.g^{-1})	$N_{36\text{inh}} / N_{36}$ (%)	^{36}Cl age (ka)
GR01	27.0 ± 0.3	38.94 ± 0.4	35.14	10.03 ± 0.376	10.993 ± 0.412	14.2	4.30 ± 0.46
GR04	20.6 ± 0.2	39.08 ± 0.4	34.80	6.482 ± 0.301	6.501 ± 0.302	8.3	3.80 ± 0.40
GR11	24.7 ± 0.3	38.79 ± 0.4	34.47	8.234 ± 0.551	8.908 ± 0.596	19.9	3.19 ± 0.40
GR12	29.7 ± 0.3	38.94 ± 0.4	35.04	7.252 ± 0.327	8.170 ± 0.369	16.4	2.99 ± 0.32
GR14	14.0 ± 0.1	38.94 ± 0.4	33.96	7.594 ± 0.328	7.205 ± 0.311	12.6	2.97 ± 0.32
GR27	32.0 ± 0.3	28.3 ± 0.3	41.22	48.49 ± 1.100	56.28 ± 5.990		
Blank				0.816 ± 0.098			

4.3.4. Comparison of ^{10}Be and ^{36}Cl cosmic ray exposure ages

While theoretically no significant differences between ^{36}Cl and ^{10}Be exposure ages were expected along the studied scarp according to the assumed kinematics (see details in Section 2), major discrepancies were observed. ^{36}Cl exposure ages ranging from 3 to 4.3 ka exhibited a unimodal distribution (Figure 94b). According to the χ^2 statistical method (Ward and Wilson, 1978), the ^{36}Cl exposure ages belong to a single population (calculated $\chi^2_{(95\%)} = 8.30$ lower than the theoretical χ^2 of 9.50 for five samples) whose weighted mean is 3325 ± 165 years. This confirms the occurrence of a single gravitational event. By contrast, the ^{10}Be exposure ages calculated from GS0 (250–1000 μm fraction, five measurements), ranging from 3 to 14.2 ka, exhibited a scattered (Figure 94a) and multimodal (Figure 94c) distribution which does not favor, contrary to the distribution of ^{36}Cl exposure ages, a single rapid gravitational exhumation of the scarp. Nevertheless, the ^{10}Be exposure ages of samples GR12 and GR14 (Table 14) were not significantly different from their corresponding ^{36}Cl

exposure ages (Figure 94a–c). All these considerations led us to conclude that the disagreement of the ^{10}Be exposure ages most likely arises from an undetermined ^{10}Be contamination related to the use of diagenetic silica (chert) substrates. In the literature, studies comparing exposure or burial ages derived from ^{10}Be concentration measurements within cherts with different ages deduced from other techniques such as OSL dating (Matmon et al., 2003), ^{36}Cl (Matmon et al., 2009) and ^{26}Al and ^{21}Ne (Davis et al., 2011) have already highlighted such discrepancies that systematically yield to older ages associated to the cherts due to their abnormally high ^{10}Be concentrations. Guralnik et al. (2010) also have reported extremely high and scattered ^{10}Be concentrations within cherts.

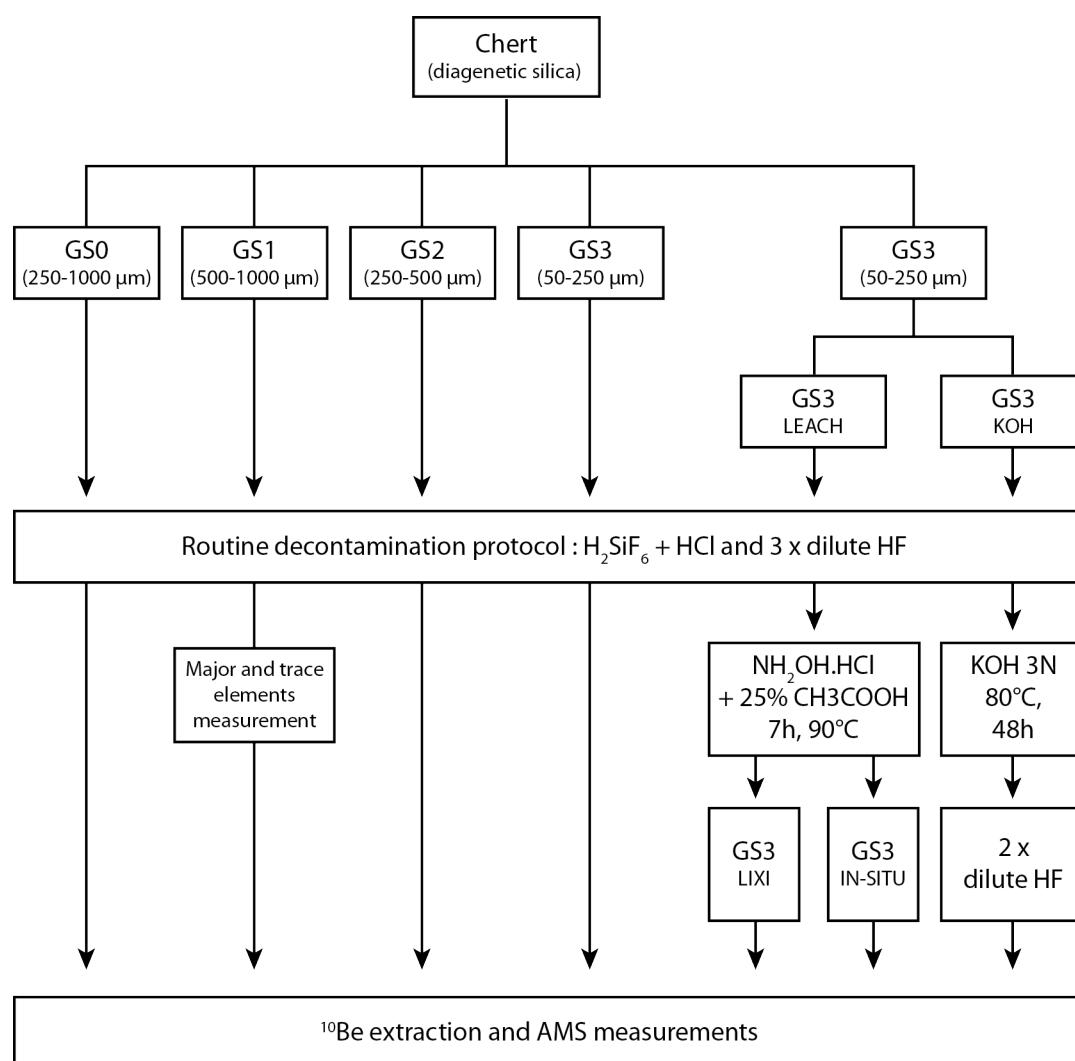


Figure 93 : Flowchart presenting the different chemical cleaning steps tested to try to understand the origin of the spurious excess of ^{10}Be and remove it.

We were thus led to suspect that the nature of the matrix used could be the cause of these inconsistencies. Indeed the ^{10}Be cosmogenic nuclide is usually analyzed in pure crystalline quartz (from igneous rocks) and many authors have already exposed difficulties when using it in other mineral phases (Seidl et al. (1997) and Shimaoka et al. (2002) in

olivine; Ivy-Ochs et al. (1998), Blard et al. (2008) in pyroxenes, Merchel et al. (2008b) in carbonates). Among the problems encountered by these authors, the inefficiency of the routine protocol steps in properly decontaminating samples of meteoric ^{10}Be is often evoked. However, several studies (e.g. Boaretto et al., 2000; Ivy-Ochs et al., 2001; Verri et al., 2004) have convincingly demonstrated that flint or chert are not contaminated by meteoric ^{10}Be , even when exposed on the surface, and behave as a closed system with respect to in situ produced ^{10}Be . Moreover, in this study, the calculated ^{10}Be exposure ages of two samples (GR12 and GR14) were not significantly different from their corresponding ^{36}Cl exposure ages, which does not support the hypothesis of a systematic meteoric ^{10}Be contamination. Finally, the formation age of the studied cherts roughly 170 Ma ago allows us to firmly discard the possibility of persistent primordial or meteoric ^{10}Be incorporated during their crystallization (^{10}Be half life = $1.387 \pm 0.012 \cdot 10^6$ years (Korschinek et al., 2010; Chmeleff et al., 2010)).

Table 14 : $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios, ^{10}Be concentration and associated exposure ages for scarp samples as a function of grain size. Prior to the exposure event, the long term denudation rate of $35 \pm 5 \mu\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$ was used to calculate the inheritance ($N_{10\text{inh}}$), and then, after the event, the presented exposure ages were calculated considering no denudation (see explanation Section 3.3.3).

Sample	Grain-size	Weight (g)	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (10^{-14})	N_{10} (10^4 at.g $^{-1}$)	$N_{10\text{inh}}/N_{10}$ (%)	^{10}Be age (ka)
Blank	Blank GR01 and GR04 for GS0 fraction		0.265 ± 0.057			
	Blank GR11, GR12 and GR14 for GS0 fraction		0.307 ± 0.069			
	Blank GS1, GS2 and GS3 fractions		0.127 ± 0.032			
GR01	GS0: 250-1000 μm	18.08	4.580 ± 0.611	4.989 ± 0.621	7	10.09 ± 1.26
	GS1: 500-1000 μm	13.24	2.232 ± 0.295	2.919 ± 0.381	13	5.57 ± 0.73
	GS2: 250-500 μm	6.69	1.388 ± 0.206	3.745 ± 0.516	10	7.37 ± 1.02
	GS3: 50-250 μm	9.58	0.955 ± 0.139	1.762 ± 0.255	21	3.04 ± 0.44
GR04	GS0: 250-1000 μm	33.27	7.692 ± 0.393	4.716 ± 0.246	4	14.16 ± 0.73
	GS1: 500-1000 μm	22.69	7.066 ± 0.277	6.199 ± 0.235	3	18.59 ± 0.71
	GS2: 250-500 μm	14.72	2.428 ± 0.166	3.179 ± 0.215	6	9.22 ± 0.62
	GS3: 50-250 μm	13.89	1.393 ± 0.132	1.854 ± 0.175	11	5.12 ± 0.48
GR11	GS0: 250-1000 μm	24.35	6.267 ± 0.380	5.130 ± 0.276	9	9.98 ± 0.54
	GS1: 500-1000 μm	25.20	5.872 ± 0.302	4.625 ± 0.233	10	8.89 ± 0.45
	GS2: 250-500 μm	37.86	7.697 ± 0.462	4.036 ± 0.229	12	7.63 ± 0.43
	GS3: 50-250 μm	21.58	3.647 ± 0.237	3.305 ± 0.212	14	6.07 ± 0.39
GR12	GS0: 250-1000 μm	28.50	3.769 ± 0.276	2.456 ± 0.229	17	4.39 ± 0.33
	GS1: 500-1000 μm	38.35	3.687 ± 0.380	1.882 ± 0.180	22	3.16 ± 0.30
	GS2: 250-500 μm	30.87	3.247 ± 0.365	2.042 ± 0.248	20	3.50 ± 0.43
	GS3: 50-250 μm	14.09	1.905 ± 0.233	2.298 ± 0.451	18	4.05 ± 0.80
GR14	GS0: 250-1000 μm	26.81	2.476 ± 0.254	1.651 ± 0.137	18	2.95 ± 0.24

Other studies, such as Braucher et al. (2005, 2006), have demonstrated that the in-situ production rate of ^{10}Be could be enhanced if target elements suitable for spallation reactions such as Carbon co-exist within the SiO_2 mineral lattice.

Hence, regarding the various potential processes able to explain the excess of ^{10}Be in diagenetic silica (chert), mainly related to its non-crystalline structure, petrological and mineralogical investigations of the analyzed chert were performed. They are discussed in the following section together with the results of further chemical cleaning steps added to the routinely used protocol to try to understand and thus eliminate the spurious excess ^{10}Be .

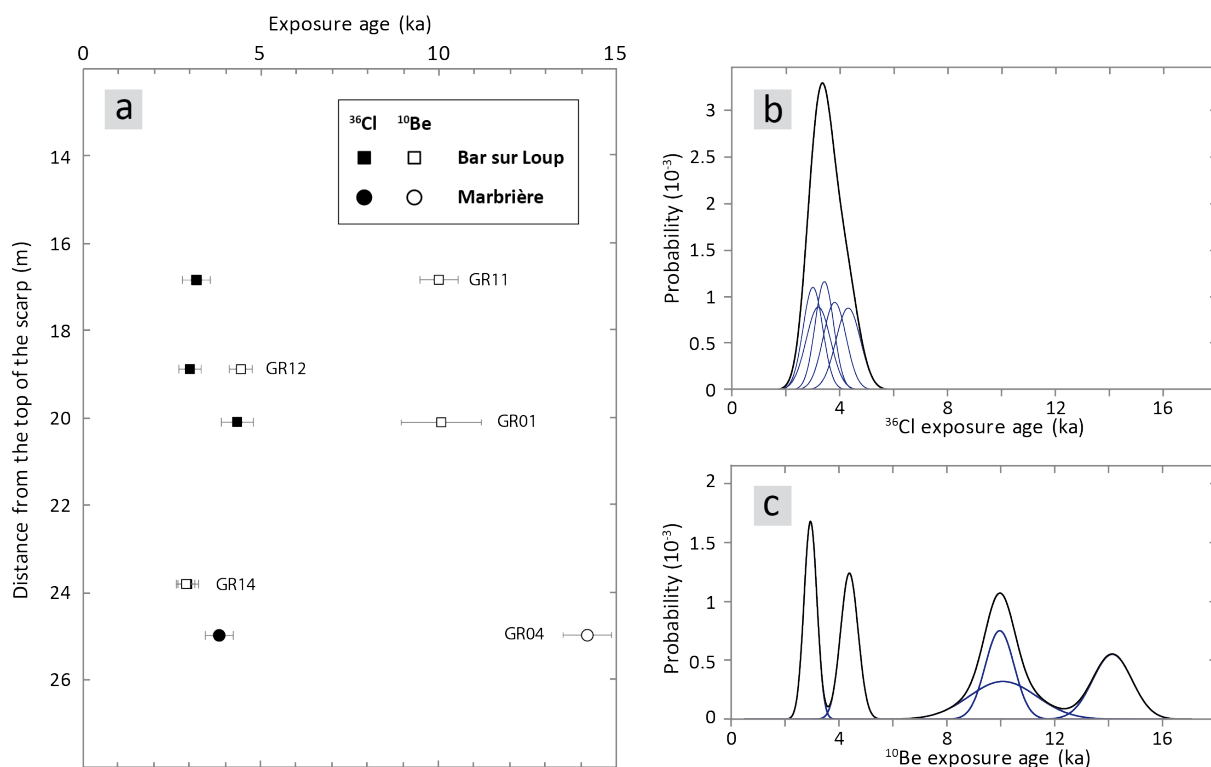


Figure 94 : Graphs showing (a) ^{36}Cl (black) and ^{10}Be (open) exposure ages versus altitude along the scarp; b) and c) probability density plots showing the distribution of ^{36}Cl and ^{10}Be exposure ages respectively. Thin blue curves correspond to the Gaussian distribution of individual ages, while thick black curves show the summed probability of the total population.

4.3.5. Petrological characteristics of chert: potential origins of the excess ^{10}Be

In the study area, cherts are present only in the Middle Jurassic stratigraphic unit and particularly in the upper Bajocian, which is represented by a formation of stratified oolitic limestones. When outcropped, they consist of brownish and wine-red lens-shaped concretions inter-bedded with the limestone strata (Figure 92). Chert bodies may reach a maximum of 40 cm in thickness and are generally less than 1 m long. Details on the different chertification processes and the related silica diagenesis can be found in the reviews of [Knauth \(1979\)](#), [Williams and Crerar \(1985\)](#) and [Hesse \(1989\)](#). In our case, the chertification might be close to the process described by [Bustillo et al. \(1998\)](#) in a similar environment.

Bustillo et al. (1998) described a slow (Ma) process, related to circulation of fluids (with variable silica concentrations) throughout the limestone pores and subsequent epigenization of CaCO_3 with exogenous SiO_2 . This could lead to different varieties of silica, such as micro-quartz or micro-crystalline quartz, fibrous quartz or chalcedony and mega-quartz depending on diagenetic processes (Knauth, 1994). Through thin section analysis using polarized light microscopy, we identified the chert host rock as an oolitic grainstone (Figure 95a). Despite having been silicified, the chert microtexture is identical to that of the surrounding limestone and, because it corresponds to an intertidal and highly energetic depositional environment on a carbonate platform, the presence in the bulk rock of clay minerals is not likely (also proven by chemical analysis as reported in Table 15). This is an important consideration because it allows rejection of the hypothesis of instantaneous re-absorption of ^{10}Be released during the leaching steps on clay minerals (Merchel et al., 2008b).

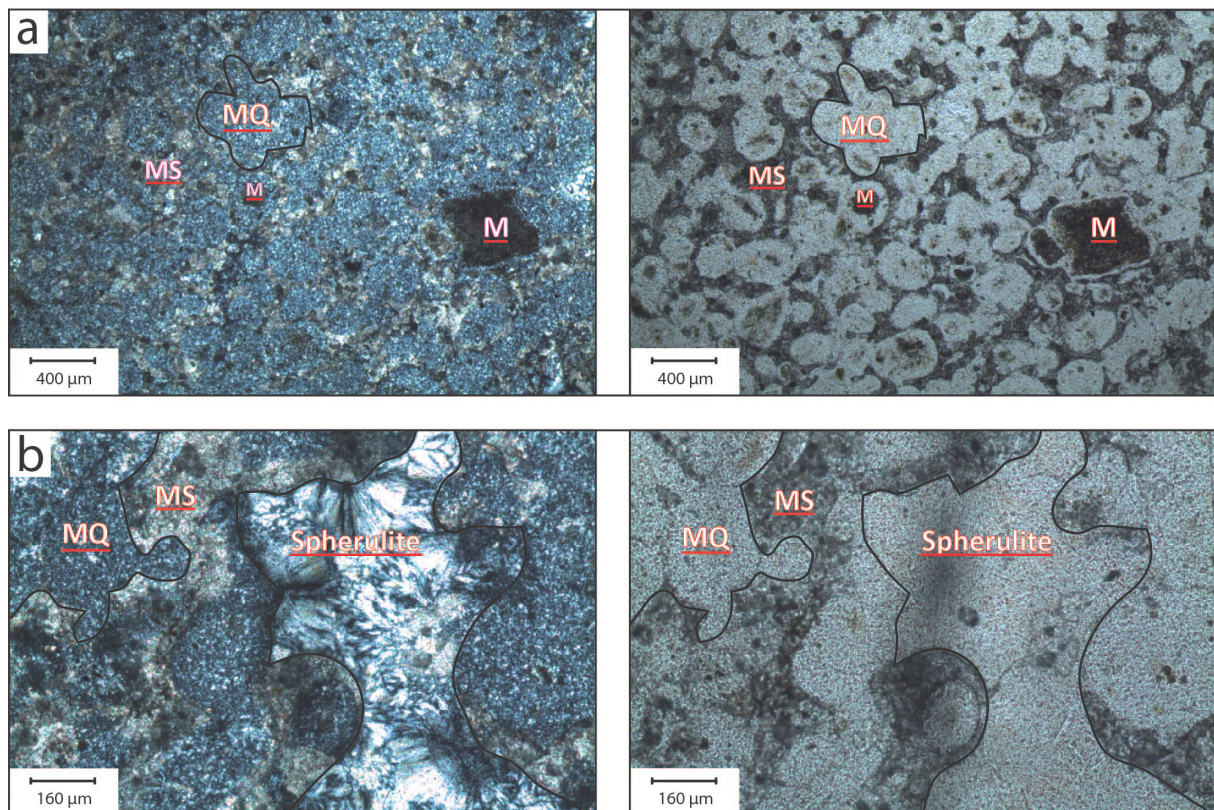


Figure 95 : Thin layer cross sections through chert bulk rock. Left and right are identical view but under crossed polars and plane-polarized light, respectively. (a) Typical micro-texture of the Bajocian cherts. The ghost texture of the host-rock, an oolitic limestone, is easily recognizable. The ooids are partially replaced by micro-quartz (MQ) but their cores remain mainly micritic (M). The cement is dominated by micro-sparite (MS). (b) The two types of diagenetic silica that constitute the chert are shown: micro-quartz (MQ) and large sections of spherulite which are equivalent to an amorphous and hydrated phase of silica.

The part of the host rock most affected by silicification corresponds to the allochems (Figure 95a), whereas the cement remains mainly dominated by micro-sparite. Two different types of diagenetic silica are recognizable: microquartz and fibrous quartz. Microquartz,

whose crystal size is less than 5 μm , occurs in granular shapes with undulatory extinction, and has mainly replaced the original micrite of the ooids. However, in Figure 95a it is shown that the major part of these ooid cores remains calcitic. [Merchel et al. \(2008b and 2010\)](#) proposed, relying on measurements in clay-free minerals and MonteCarlo calculations, that the production rate of ^{10}Be within CaCO_3 could be roughly 2.7 times higher than in SiO_2 . As the outer silica shells of the ooids may shield calcitic inner cores, it might be possible that the source of abnormally high ^{10}Be concentrations could be related to a higher accumulation of ^{10}Be in the calcite that was released from the ooid shell after its total dissolution in HF 48%.

The fibrous quartz, also called spherulite, present in the chert is a kind of coarser grains ($>150\ \mu\text{m}$, Figure 95b) chalcedony ([Hesse, 1989](#)). It corresponds to an amorphous and hydrated form of silica which may contain between 1 and 3 wt-% of water ([Knauth, 1994](#)). This water is mainly present in a structural-OH form ([Knauth, 1994](#)) and is responsible for the hydrolysis of siloxane bridges (Si-O-Si) ([Verstraete, 2005](#)). The presence of the hydroxide ions in the amorphous silica leads to some defects in its molecular structure, meaning that the Si-O-Si network may be broken and terminated with deprotonated OH groups called silanols ([Zuralev, 2000](#)). It is commonly established that silanols constitute active sites, negatively charged, for the adsorption of positive bivalent ions such as Ca^{2+} or Be^{2+} ([Bulteel et al., 2002](#)). One cannot exclude that when released during the purifications steps, ^{10}Be is quickly and tightly bound to silanols and then released in solution after the last total dissolution step in 48% HF. This can be supported by a rough mass balance calculation. Indeed, (1) assuming a minimum density of ~ 8 OH groups/ nm^2 at the surface of any amorphous or fibrous type of silica ([Iler, 1979](#)); (2) applying a density of $2.6\ \text{g cm}^{-3}$, and (3) considering 1 g of grains whose size is $500\ \mu\text{m}$, this gram contains ~ 6000 grains corresponding to a total grain area of $\sim 4 \cdot 10^{15}\ \text{nm}^2$. If only 0.1% of this underestimated total specific area is composed of amorphous silica, then about $3 \cdot 10^{13}$ OH groups are available to bind the released ^{10}Be .

4.3.6. Attempts toward a better diagenetic silica (chert) purification

As suggested above, the discrepancies between the ^{36}Cl and ^{10}Be cosmic ray exposure ages most likely result from an excess of ^{10}Be that may arise either from a contamination by ^{10}Be produced within calcite that is not released by the leaching steps usually performed (both $\text{HCl-H}_2\text{SiF}_6$ and HF) or from adsorption on the surfaces of amorphous silica grains ([Bourlès et al., 1989](#); [Verstraete, 2005](#)) of ^{10}Be released during the decontaminating leaching steps. To test these two hypotheses, the four samples GR01, GR04, GR11 and GR12, which gave incorrect ages for the GSO fraction, were treated anew, starting from the bulk rock and following three different protocols which are summarized Figure 93. First, the customarily used procedure (detailed Section 3.2.2) was carried out on different grain sizes; second, an

additional leaching procedure supposed to specifically solubilizing any beryllium adsorbed on sedimentary particles was performed as described in [Bourlès et al. \(1989\)](#); and, finally, the effect of three additional leaching steps in KOH at 80 °C to eliminate amorphous silica as described in [Verstraete \(2005\)](#) was investigated.

4.3.6.1. Grain size effect

Starting with three different grain size fractions: 500–1000 µm, 250–500 µm and 50–250 µm, labeled GS1, GS2 and GS3, respectively, the ^{10}Be was chemically extracted using the routine protocol described in Section 3.2.2 (Figure 93). For samples GR04, GR11 and GR12, a few grams of the coarser size fraction (purified silica grains, GS1) were taken just after the three partial dissolutions in HF, and sent to the SARM for determination of their major and trace elements (Table 15). These analyses could not be performed on GR01 due to a lack of material.

After AMS measurements of ^{10}Be concentrations in the different grain size fractions, a clear relationship between grain-size and ^{10}Be concentration was observed (Figure 96 and Table 14). For all samples but GR12, the concentration in the GS3 fraction is 1.6–2.8 times lower than that in fraction GS0. This trend implies a contamination issue linked to coarser grains. In sample GR12, whose ^{10}Be exposure age is not significantly different from its corresponding ^{36}Cl exposure age (Table 14), no clear variation as a function of grain size was observed.

Based on these new measurements, ^{10}Be exposure ages were calculated for GS1, GS2 and GS3 (Table 14). The ^{10}Be exposure ages related to the smallest grain sizes agree more closely, though still not perfectly, with the ^{36}Cl exposure ages (Figure 97a). In particular, a discrepancy ranging from 1.3 to 2.9 ka remained for samples GR04 and GR11. The standard deviation value of the sample (S_N), calculated for each pair of sample (i.e. between the ^{10}Be exposure age and its ^{36}Cl reference exposure age) and for each fraction (GS0, GS1, GS2, GS3 and KOH), unambiguously highlighted the dependency between the grain-size fraction processed and the age overestimation (Figure 97b). However, the ^{10}Be concentrations measured in the finest grain size fraction (GS3) yielded ^{10}Be exposure ages that remained significantly different from their corresponding ^{36}Cl exposure ages, implying a residual excess of spurious ^{10}Be .

Table 15 shows the chemical composition of the coarser grain fractions (major elements) prior to their total dissolution. The grains were composed of at least 98 wt-% SiO_2 . Unambiguously, this demonstrates the efficiency of the successive $\text{HCl-H}_2\text{SiF}_6$ and HF leachings in dissolving calcite, even for the largest grain size fraction (GS1: 1000–500 µm). This also implies that the overestimated ^{10}Be concentration is not directly linked to residual calcite inclusions. Indeed, assuming a maximum post-leaching concentration of 0.0021 g of CaCO_3 per g of chert (the highest percentage of CaO (Table 15)), a ~3.3 ka exposure

duration, and using a production rate of ^{10}Be within calcite about 2.7 times higher than in SiO_2 (Merchel et al., 2010), a concentration of ~ 100 atoms of ^{10}Be per g of chert that may arise from residual calcite can be estimated. This contribution from calcite is insufficient to explain the excess of $\sim 20\,000$ atoms of ^{10}Be g^{-1} observed for these samples.

Table 15 : Major element chemical compositions of the chert samples of the GS1 fraction having experienced successive HCL-H₂SiF₆ leachings and the three HF partial dissolutions (Figure 93). Measurements of elements were done by ICP-AES at the SARM-CRPG facility (Nancy, France). The reported uncertainties correspond to the mean deviation deduced from several routine analyses on geostandards (for more information please see <http://helium.crpg.cnrs-nancy.fr/SARM/pages/geostandards.html#>).

Sample	SiO ₂ [wt-%]	Al ₂ O ₃ [wt-%]	Fe ₂ O ₃ [wt-%]	MnO [wt-%]	MgO [wt-%]	CaO [wt-%]	Na ₂ O [wt-%]	K ₂ O [wt-%]	TiO ₂ [wt-%]	P ₂ O ₅ [wt-%]	LI [wt-%]	Total [wt-%]
Uncertainties	< 1%	< 25%	-	-	-	< 25%	< 25%	< 25%	-	-	-	-
GR01	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	-
GR04	98.90	0.09	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0.02	0.02	0.03	< L.D.	< L.D.	0.94	100.00
GR11	98.65	0.08	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0.21	0.02	0.02	< L.D.	< L.D.	1.02	100.00
GR12	98.64	0.14	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0.03	0.03	0.03	< L.D.	< L.D.	1.13	100.00

LI = Lost on ignition

NA = not analyzed because of lack of material

< L.D = not detectable

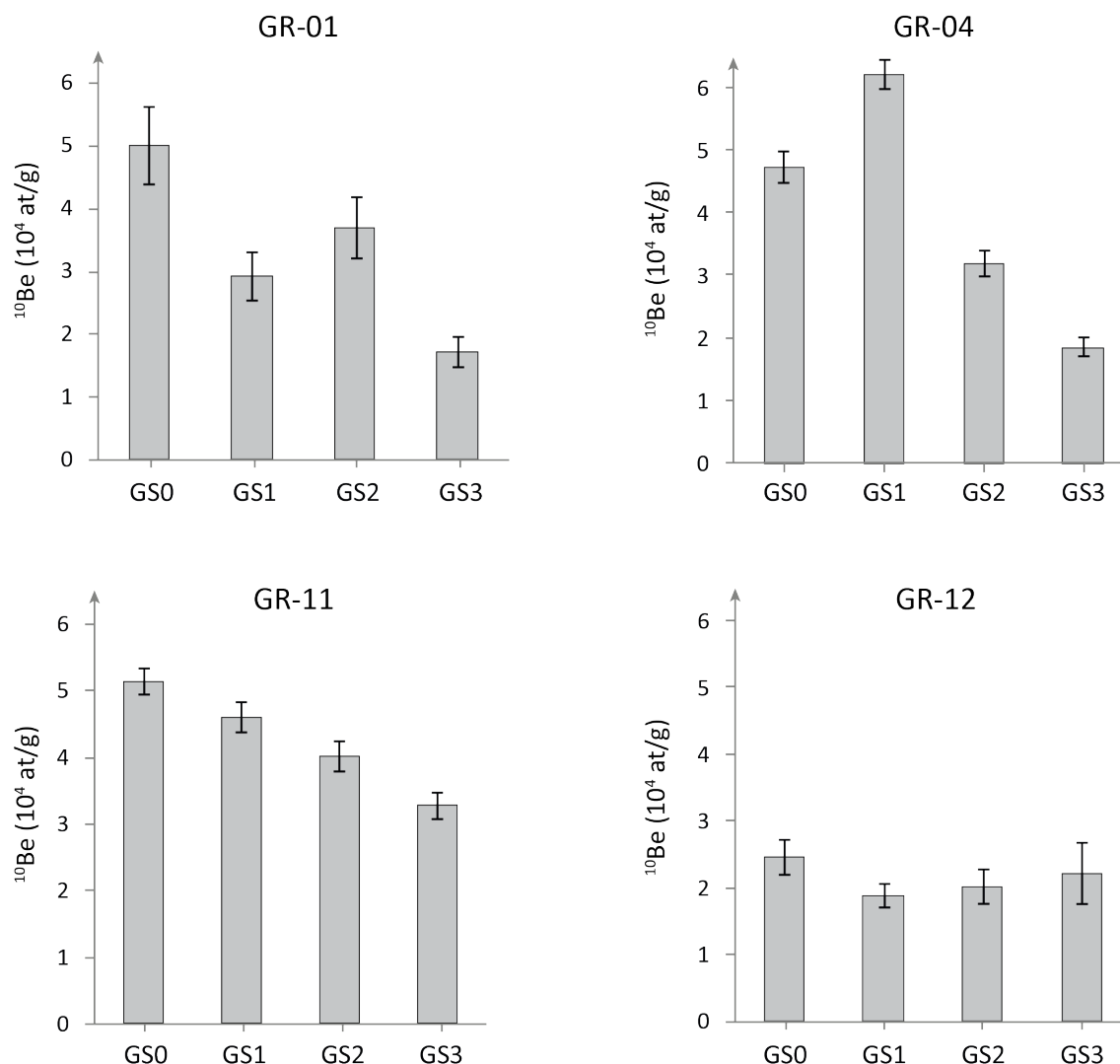


Figure 96 : Measured ^{10}Be concentration for each fraction processed. GS0: 250-1000 mm fraction (data used for calculations of Figure 94 ages), GS1: 500-1000 mm fraction, GS2: 250-500 mm fraction, GS3: 50-250 mm fraction.

Considering next the hypothesis of ^{10}Be adsorbed on the grain surfaces, the expected trend should have been opposite to the one obtained (Figure 96, Table 14). Indeed, the specific surface area is inversely proportional to the radius of the grains, implying that the adsorption capacity increases when the grain size decreases. However, [Payá et al. \(2001\)](#) and [Verstraete \(2005\)](#) show that amorphous silica is less resistant to mechanical and chemical weathering than crystalline quartz. In our study, it may thus be assumed that the amorphous silica content is progressively reduced due to its preferential grinding into very fine fractions (<50 μm) and its higher sensitivity to acidic weathering. ^{10}Be adsorption ability being directly related to the percentage of amorphous silica present within the grain, it may be lowest in the smallest fraction, where the proportion of microcrystalline quartz increases relative to that in amorphous silica.

4.3.6.2. Leaching effect

To evaluate the ability of ^{10}Be to adsorb at the surfaces of the exogenous silica grains, a leaching procedure following that described in [Bourlès et al. \(1989\)](#) was applied to 15 g of the finest size fraction (GS3) of purified silica grains (Figure 93). It consisted of leaching these grains at $90 \pm 5 \text{ C}^\circ$ during 7 h in 0.16 M hydroxylammonium-chloride ($\text{NH}_2\text{OH}\cdot\text{HCl}$) in a 25% acetic acid solution that breaks the oxide and the oxy-hydroxide links ([Bourlès et al., 1989](#)) and allows the release into solution of the potentially adsorbed ^{10}Be . The leachate was separated by centrifugation and the grains were additionally washed three times with H_2O . Each leachate was combined with its corresponding washing solutions, spiked with 100 μl of a $3 \cdot 10^{-3} \text{ g g}^{-1} \text{ }^{19}\text{Be}$ carrier solution and then prepared for AMS measurements as described in Section 3.2.2. These leachates were labeled GR01-LIXI, GR04-LIXI, GR11-LIXI and GR12-LIXI. The remaining grain samples were labeled GR01-INSITU, GR04-INSITU, GR11-INSITU and GR12-INSITU and also prepared for AMS measurements as described in Section 3.2.2. Results are presented in Table 16.

It is important to mention that because the amount of powder originally processed was not sufficient to perform this additional investigation, new bulk rock aliquots of the four samples were crushed and sieved. Despite the similar bulk rock composition, the data obtained on these new aliquots cannot be directly compared to those obtained in Section 6.1, as the amount of potentially adsorbed ^{10}Be is related to the specific surface area of the grains, which may depend on the variable distribution of each grain size fraction and its content in amorphous silica. Nevertheless, the results obtained after the leaching tend to confirm the qualitative trend observed above: the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios of samples GR01-LIXI and GR12-LIXI were similar to the blank ratio, whereas the cosmic ray exposure ages of samples GR01-INSITU and GR12-INSITU were similar to that measured for the GS3 fraction (Table 14). On the contrary, for samples GR04 and GR11, the two most contaminated samples (even considering fraction GS3, Figure 97a), a higher concentration of adsorbed ^{10}Be was released in their corresponding leachate samples, GR04-LIXI and GR11-LIXI.

However, despite the effective release of ^{10}Be after the leaching, the deduced ages still remained significantly higher than their corresponding ^{36}Cl exposure ages. This additional leaching in a hydroxylammonium-chloride solution was therefore not conclusive. Moreover, no mass loss was observed during this step.

It may thus be concluded that (i) this additional step had a limited effect on the amorphous silica and that (ii) the ^{10}Be exposure ages could be largely overestimate even when starting with small grain-size (250-50 μm). An additional cleaning procedure based on KOH leaching was thus investigated.

Table 16 : $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios (uncorrected for blank) and ^{10}Be concentrations measured after the routine decontamination protocol followed by additional leaching in hydroxyl-ammonium in acetic acid. LIXI refers

to ^{10}Be measured in the leaching solutions and INSITU to the ^{10}Be measured in the grains. The corresponding exposure ages are presented.

Sample	Weight (g)	LIXI		INSITU			Age (ka)
		$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (10^{-14})	N_{10} (10^4 at.g^{-1})	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (10^{-14})	N_{10} (10^4 at.g^{-1})	$N_{10\text{inh}}/N_{10}$ (%)	
GR01	15.50	0.181 ± 0.074	0.078	2.385 ± 0.257	2.851 ± 0.31	13	5.42 ± 0.58
GR04	16.15	0.590 ± 0.145	0.683	2.587 ± 0.193	3.016 ± 0.24	6	8.72 ± 0.65
GR11	15.45	0.705 ± 0.089	0.791	3.272 ± 0.333	4.082 ± 0.36	11	7.73 ± 0.67
GR12	14.63	0.261 ± 0.064	0.179	1.481 ± 0.256	1.752 ± 0.29	23	2.88 ± 0.47
Blank		0.111 ± 0.056		0.233 ± 0.067			

(*) From a solid aliquot different to those of Table 14

(**) Upper limit

4.3.6.3. KOH leaching

Assuming that the released ^{10}Be is adsorbed on amorphous silica, an additional cleaning step relying on the differential solubilities of crystalline quartz and amorphous silica in concentrated KOH was attempted (Figure 93). The protocol described in Verstraete (2005) was adapted to our purpose: two successive leachings of diagenetic silica (chert) grain (50–250 μm) in 40 ml of 3N KOH solution at $80 \pm 5 \text{ C}^\circ$ during 48 h in closed PTFE Nalgene[®] bottles were performed in order to dissolve all amorphous silica (Verstraete, 2005). After each leaching, the samples were cleaned with ultra pure water, dried and weighed. These samples were labeled GR01-KOH, GR04-KOH, GR11-KOH and GR12-KOH.

Together with a 50% loss of mass after each leaching, a drastic decrease in the grain size was observed by microscope. The final grain size, less than 10 μm , probably corresponds to grain of microcrystalline quartz, as observed in the thin layer cross sections (Section 5). An identical leaching experiment performed on pure crystalline quartz from magmatic origin (reference sample) did not evidence any mass loss. This can be explained by slower reaction rates on the more resistant crystalline quartz. The remaining grain samples were then leached twice in dilute HF and prepared for AMS measurement. Despite the fact that samples GR11-KOH and GR12-KOH did not produce adequate ^9Be current to be measured at AMS due to problems during the chemical processing, the ^{10}Be exposure ages of GR01-KOH and GR04-KOH samples that had been subjected to the KOH procedure agreed within uncertainties with their corresponding ^{36}Cl exposure ages (Table 17).

Table 17 : ^{10}Be concentrations measured in the grain after KOH leaching, and their corresponding cosmic ray exposure ages. The corresponding ^{36}Cl age are also reminded in the last column for comparison. The ^{10}Be data for GR11-KOH and GR12-KOH are not shown since they could not be obtained due to problems during chemical processing resulting in a ^9Be current too low for quantification.

Sample	Weight (g)	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (10^{-14})	N_{10} (10^4 at.g^{-1})	$N_{10\text{inh}}/N_{10}$ (%)	^{10}Be age (ka)	^{36}Cl age (ka)
--------	------------	---	---------------------------------------	-------------------------------	---------------------------	---------------------------

GR01-KOH	8.80	1.202 ± 0.137	2.331 ± 0.265	16	4.29 ± 0.49	4.30 ± 0.46
GR04-KOH	16.94	1.509 ± 0.313	1.534 ± 0.318	13	4.13 ± 0.86	3.80 ± 0.40
GR11-KOH	12.65	Low ⁹ Be current				
GR12-KOH	6.81	Low ⁹ Be current				

Unfortunately, two corroborating ages are insufficient to claim the efficiency of the KOH leaching and additional samples will be treated in a future study. Nevertheless these preliminary results allow a discussion about the effect of the KOH leachings on chert grains with respect to the release of excess ¹⁰Be. As shown by [Payá et al. \(2001\)](#) and confirmed by our tests on a pure crystalline quartz, the boiling KOH leaching preferentially dissolves amorphous or low crystalline silica matter whilst the highly crystalline silica (pure micro-quartz) concentrates in the insoluble residue, avoiding any re-adsorption of the solubilized beryllium. Moreover, the KOH leaching also completely individualizes the micro-quartz grains and thus ensures leaching of any potential micro-porosity. Despite the hypothesis of meteoric ¹⁰Be trapped in micro-pores being rejected in our case (see details Section 4), this effect might be useful for diagenetic silica where such contamination is suspected. To unequivocally prove the efficiency of KOH leaching against a simple grain size reduction, it might be suitable to directly crush the chert into a grain size smaller than 10 µm before performing the “classical” quartz cleaning steps. However, this approach will suffer substantial methodological problems, such as separating the smaller than 10 µm grains from their leaching solution and performing the additional required sequential HF leachings without completely dissolving the smaller than 10 µm grains.

Finally, it would have been worthwhile coupling all the ¹⁰Be measurements with another cosmogenic nuclide produced in the same mineral such as ²⁶Al to eventually follow the ²⁶Al/¹⁰Be ratio that is free to evolve for a sample exposed at the surface from ~3.5 to ~6.2, depending on the denudation rate. At each preparation step, any ratios out of these boundaries might have revealed a contamination by an excess of ¹⁰Be, assuming the ²⁶Al concentration remained constant throughout all these steps. Nevertheless, due to previous attempts ([Boaretto et al., 2000](#)) evidencing that it is difficult to get rid of more than 50% of the Al in flint or chert and because of the relatively high amount of Al in our samples (higher than 450 ppm), this approach has not been attempted in this work due to the likely inability to perform accurate AMS ²⁶Al measurements.

Recently, [Mifsud et al. \(2013\)](#) developed a new technique based on hot phosphoric acid etchings for the isolation and purification of samples with very low quartz abundance as well as for quartz grains containing high native Al concentrations ([Shulmeister et al., 2010](#)). This method which seems to be also efficient on cherts ([Mifsud et al., 2013](#)) deserves to be more specifically tested on different kinds of cryptocrystalline silica materials in the light of the new results of this paper.

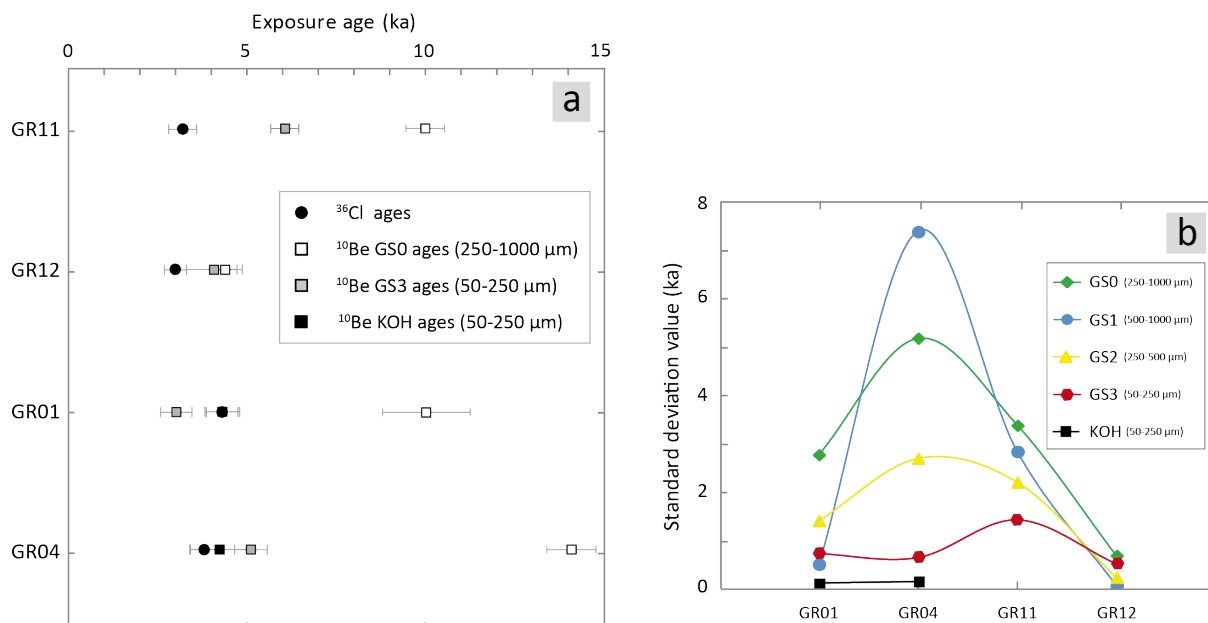


Figure 97 : (a) Plot of ^{10}Be exposure ages obtained for the GS3 fraction (50-250 μm) after KOH leaching in comparison with the expected ^{36}Cl exposure ages, and the initial ^{10}Be exposure ages obtained for the GS0 fraction (250-1000 μm). The ^{10}Be data for GR11-KOH and GR12-KOH are not shown since they could not be obtained due to problems during the chemical processing resulting in a ^9Be current too low for quantification. (b) Plot of the standard deviation values (SN) calculated for each pair of sample (the ^{10}Be exposure age and its ^{36}Cl expected exposure age) and for each fraction. On this graph, more flat and closer to the x-axis is the curve, more the ^{10}Be exposure ages obtained are closed to the expected ^{36}Cl exposure ages.

4.3.7. Implications of the results

Over the past decade, cherts or flints have been used in numerous studies to measure in-situ produced ^{10}Be concentrations. These include especially the study and dating of stone tools in archeological science (Ivy-Ochs et al., 2001; Verri et al., 2004, 2005; Boaretto et al., 2009) as well as the analysis of various geomorphological systems (Matmon et al., 2003, 2009; Guralnik et al., 2010; Davis et al., 2011).

Far from wanting to cast doubts on previous results or review the complex studies listed above, the aim of this paragraph is to expose the potential implications of the results of this paper on previous studies using diagenetic silica to determine in-situ ^{10}Be concentrations. First of all, the origin of the excess ^{10}Be in relation to the use of diagenetic silica is not completely solved and further investigations, among those listed in Section 6.3, must be realized to reach a single definitive conclusion. Then, taking into account that in this study about 20% of the ^{10}Be exposure ages were not significantly different from the ^{36}Cl exposure ages, none of the published results could be challenged without comparison to other absolute age constraints. Nevertheless, we have shown a clear dependency of excess ^{10}Be on the grain size used during physico-chemical purification processes. Hence, studies which began with a grain size $<50\ \mu\text{m}$ might have obtained exposure ages close to the “true” ones.

On the contrary, studies using the customary grain size (>250 μm) might have obtained inaccurate ages, which could be especially suspicious if these ages are deemed to be consistently older than expected and oddly scattered.

4.3.8. Conclusion

This paper highlights that using the classic ^{10}Be method to date diagenetic silica (chert) exposure or burial event may lead to an overestimation of the ^{10}Be concentration and consequently inaccurate and ages too old.

The initial goal of this study was to quantify the kinematic processes of large gravitational collapses in sedimentary rocks, and date their initiation and evolution with time using cosmic ray exposure dating. Because at the studied sites both limestone and diagenetic silica (chert) coexist, in situ-produced ^{36}Cl and ^{10}Be concentrations were measured in limestone and diagenetic silica (chert), respectively, to derive independent age constraints. However, following the routinely used decontamination and preparation protocols for ^{10}Be produced in diagenetic silica, large discrepancies between the resulting ^{10}Be exposure ages and their corresponding ^{36}Cl exposure ages were evidenced. Although all ^{36}Cl exposure ages are internally consistent and strongly support the occurrence of a single gravitational event (at 3325 ± 165 years), the ^{10}Be exposure ages along the same studied scarps are scattered with respect to a gravitational exhumation and significantly older than the ^{36}Cl exposure ages. In light of petrographic investigations highlighting a complex mineralogical texture (remnant silicified ooids with calcitic cores, calcite inclusions, microcrystalline quartz and amorphous hydrated silica), additional steps to the routinely used protocols have been tested to better purify the diagenetic silica (chert) samples. The grain size effect has been tested on four different grain fractions. Although a clear grain size dependence is evidenced, the finest (GS3: 250–50 μm) grain size fractions in which the lowest ^{10}Be concentrations have been measured still yield ^{10}Be exposure ages significantly higher than their corresponding ^{36}Cl exposure ages. Attempts to further leach the sample in a hydroxylammonium-chloride solution did not succeed either. Finally, adding two leaching steps in a 3N KOH solution at 80 °C during 48 h followed by partial dissolution in dilute HF allowed removal of all amorphous silica whose silanol sites were suspected of absorbing the ^{10}Be released during previous purification steps. However, despite the ^{10}Be exposure ages calculated from the ^{10}Be concentrations measured in these so purified microcrystalline quartz fractions agree within uncertainties with their corresponding ^{36}Cl exposure ages, two corroborating ages are statistically insufficient to conclude that the KOH step could solve the problem.

Additional investigations utilizing more data, a comparison with another nuclide (^{26}Al) in concert with major and trace elements measurements of the leaching solutions will help elucidate the origin of the excess of ^{10}Be in diagenetic silica and to find an appropriate new cleaning method.

Acknowledgements

This work was supported by the PACA Region. M. Arnold, G. Aumaître and K. Keddadouche are thanked for their valuable assistance during ^{10}Be and ^{36}Cl measurements at the ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix en Provence), which is supported by the INSU/CNRS, the French Ministry of Research and Higher Education, IRD and CEA. Florence Bigot-Cormier is thanked for her major role at the beginning of this study. Benoit Derode is gratefully thanked for fruitful discussions. Ari Matmon and an anonymous reviewer are thanked for their thorough and interesting reviews.

References

Available in the general reference list at the end of this manuscript.

4.4. Article 3: Middle Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by ³⁶Cl dating: Insight on an Alpine-scale increased period of landslide activity?

Ces résultats sont présentés sous la forme d'un article en préparation pour la revue [Quaternary Science Reviews](#). Un résumé en français est présenté ci-dessous.

Résumé de l'article 3 :

Cet article présente une étude géomorphologique et géochronologique permettant de mieux comprendre l'occurrence, la dynamique et les causes des grandes ruptures gravitaires qui affectent le domaine Sud-ouest des Alpes externes.

La première partie des résultats est constituée d'une synthèse des données de cartographie exposées au Chapitre 1 de ce manuscrit de thèse. Nous y exposons brièvement la typologie particulière, la distribution et la morphométrie des grands glissements identifiés sur le front méridional subalpin.

La deuxième partie des résultats aborde la problématique de l'occurrence temporelle de ces mouvements et de leurs facteurs déclenchants à travers l'application de la méthode des nucléides cosmogéniques produits *in-situ*.

D'un point de vue méthodologique, l'utilisation de cette approche pour dater l'exhumation d'escarpements de glissements a permis de mettre en lumière un aspect important de la méthode, souvent négligé dans plusieurs études publiées: la prise en compte de l'héritage dans le calcul de l'âge d'exposition. Nous montrons la nécessité de prendre en compte ce paramètre à travers (i) des calculs théoriques de la concentration héritée attendue sur un escarpement (de faille, ou gravitaire) typiquement enfoui en subsurface avant son exhumation et (ii) la reconsidération d'un profil d'âges vertical réalisé sur un escarpement de faille active et récemment publié par [Kong et al. \(2010\)](#). Nous montrons que négliger le paramètre « héritage » est susceptible d'entraîner jusqu'à 50 % d'erreur dans les âges d'exposition, erreur évidemment propagée dans les interprétations géodynamiques et géomorphologiques associées (vitesse d'exhumation, séquences sismiques passées, etc.).

Dans cette étude, six glissements majeurs du front subalpin méridional ont été sélectionnés pour l'échantillonnage de profils verticaux le long de leurs escarpements sommitaux : la zone 1 de la Marbrière, Magagnosc, Bar-sur-Loup, le Caire, le secteur Sud du Baou des Noirs et le glissement de Gattières.

Les chroniques d'âges obtenues ont permis de discerner deux cinématiques différentes :

- une dynamique de rupture progressive et lente (étalée sur au moins $3 \cdot 10^3$ ans) pour le glissement du Caire ;
- des ruptures soudaines, exprimées par des séries d'âges statistiquement identiques depuis le sommet jusqu'à la base des escarpements, pour les cinq autres glissements.

Cette différence de cinématique semble s'expliquer par deux paramètres catalyseurs principaux (absents pour le glissement du Caire) : (i) la prédisposition de la surface de rupture par des failles héritées, et (ii) l'état local de karstification du versant et la présence de grands aquifères karstiques en amont des glissements. En outre, le fait que les processus de « deep-seated block spread » puissent évoluer en collapse rocheux apparaît comme nouveau au regard des études précédentes sur ces phénomènes.

Les âges d'initiation des glissements ont été évalués à $3.9 \pm 0.5 * 10^6$ ans (Marbrière), $4.7 \pm 0.5 * 10^6$ ans (Magagnosc), $3.7 \pm 0.9 * 10^6$ ans (Bar-sur-Loup), $6.5 \pm 0.5 * 10^6$ ans (Caire), $4.6 \pm 0.7 * 10^6$ ans (Baou des Noirs) et $3.7 \pm 0.7 * 10^6$ ans (Gattières). En écartant le glissement du Caire, dont la dynamique est clairement différente, un test de Khi2 sur ces âges montre qu'ils sont corrélés entre eux, donnant une moyenne pondérée de $4.2 \pm 0.3 * 10^6$ ans (avec $X^2_{(95\%)} = 2.51$, inférieur à la valeur théorique de 9.49 pour 5 individus). La rupture soudaine de ces glissements et leur très bonne corrélation temporelle suggèrent un facteur déclenchant commun. Ainsi l'impact de forçages mécaniques liés à deux facteurs potentiels est discuté :

(1) L'effet d'une secousse sismique majeure : un déclenchement co-sismique apparaît peu plausible au regard du contexte sismotectonique régional, contexte dans lequel l'occurrence de séismes de magnitude supérieure à 6.5 est improbable.

(2) L'effet d'événements pluvieux intenses : la période de déclenchement des glissements coïncide parfaitement avec l'évènement « 4.2 », une oscillation climatique Holocène bien connue et caractérisée par d'intenses bouleversements hydrologiques à l'échelle de l'Europe de l'Ouest. Les études paléo-climatologiques récentes montrent que (i) cet épisode de pluies intenses est le plus marqué de la période Holocène et que (ii) son impact est particulièrement visible dans les séries détritiques locales des Alpes du Sud-ouest et notamment dans celles de la basse vallée du fleuve du Var. De plus, nous avons montré, à travers notre étude géomorphologique, que les versants du front subalpin méridional peuvent être très sensibles à un apport massif d'eau de part leur karstification et leur structure géologique marquée par un soubassement argileux.

Nous attribuons donc le déclenchement des collapses rocheux mis en évidence sur le front subalpin à l'impact de cet épisode climatique majeur. Plusieurs processus hydromécaniques associés à la mise en charge brutale du système karstique sont discutés.

Finalement, à travers une review des principaux glissements de grande ampleur datés dans les Alpes, nous proposons qu'à l'échelle de l'arc Alpin, un nombre important de grands mouvements de versants ait pu être déclenché par cette oscillation climatique.

Cette étude montre pour la première fois dans les Alpes une relation claire entre le co-déclenchement de plusieurs grandes ruptures gravitaires et l'évènement climatique « 4.2 ».

Middle Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by ^{36}Cl dating: Insight on an Alpine-scale increased period of landslide activity?

Swann Zerathe^{a,*}, Thomas Lebourg^a, Régis Braucher^b, Didier Bourlès^b

(a) Université de Nice Sophia-Antipolis, Centre National de la Recherche Scientifique (UMR 6526), Observatoire de la Côte d'Azur, Géoazur, 250 av Albert Einstein 06560 Valbonne, France

(b) Aix-Marseille Université, CNRS-IRD-Collège de France, UM 34 CEREGE, Technopôle de l'Arbois, BP80, 13545 Aix-en-Provence, France

Abstract:

In the central and eastern Alps, a middle Holocene period (~ 4 ka BP) of enhanced mix-pattern of landslide activity has been evidenced by many authors (Prager et al., 2008; [Sanchez et al., 2010](#); [Borgatti and Soldati, 2010](#)). Although it is generally assumed that the internal structure of a slope (e.g. lithology and rock mass properties, inherited faults and heterogeneities, etc.) is preponderant for the progressive development of large-scale landslides, the ability to identify triggering factors responsible for final slope failures such as glacial debuttressing, seismic activities or climatic changes, especially when considering landslide cluster at an orogen-scale, is still debated. Highlighting in this study a new spatial and temporal concordant cluster of deep-seated slope failures in the external south-western Alps, we discuss and review the possible causes for such wide-spread slope instabilities at both local and larger scale (Alpine).

High resolution field mapping coupled with electrical resistivity tomography ([Zerathe and Lebourg, 2012](#)) first allow determining the structural model of the large landslides and precisating their depth limit (100 to 200 m) as well as the involved rock volumes ($>10^7$ m³). We show that they developed in the same geostructural context of thick mudstone layers overlain by faulted limestone and followed a block-spread model of deformation that could evolve in rock-collapse events ([Zerathe and Lebourg, 2012](#)).

Cosmic ray exposure dating, using both ^{36}Cl and ^{10}Be in coexisting limestone and chert, respectively, have been carried out from the main scarps of six Deep Seated Landslides (DSL) and lead to ages ranging from 3 to 4.8 ka. They highlighted: (i) mainly single and fast ruptures and (ii) concomitant initiation with two main peaks of activity at around 3.2 and 4.1 ka.

Because this region was not affected by historical glaciations events, landslide triggering by glacial unloading can be excluded. The presented data combined with field observations preferentially suggest that these failures were climatically driven and were most likely controlled by high pressure changes in the karstic medium. Despite requiring further

investigations and discussions, it appears, considering the numerous events dated as occurring during the middle Holocene period, that a potential large-scale triggering cannot be excluded in this area.

Keywords: Large landslides, Alps, Cosmic ray exposure dating, ^{36}Cl , Cluster, Triggering factors, Climate change, 4.2 event

4.4.1. Introduction

Understanding the mechanisms leading to the occurrence of large-scale landslides is essential for Quaternary geologists and geomorphologists as landslides phenomena play first order roles in dismantling mountain range (Korup et al., 2010 ; Larsen and Montgomery, 2012), limiting relief growth (Larsen and Montgomery, 2012 ; Roering, 2012), controlling long term denudation rates and associated sediment flux (Zech et al., 2009; Hsieh and Chyi, 2010), modifying topography and landscape environment (Korup and Clague, 2009; Hewitt, 2009), and, last but not least, generating strong hazards and thus associated risk for human activities (Kilburn and Pasuto, 2003; Eeckhaut and Hervás, 2012).

The recent review published in a special issue of *Geomorphology* edited by Crosta and Clague (2009) shown that the knowledge of when, why and how large-scale landslides ($> 10^6$ m³) occurred, still suffers from several misunderstood points. Amongst those, the editors listed the following aspects they consider to be understudied or controversial:

- regional distribution within mountain ranges,
- triggers and causes, including the effects of climatic change,
- chronology, including initial movement, reactivation, and timing of recurrence,
- failure mechanisms, including conditioning of the failure zone and final collapse.

This lack of knowledge is mainly due to the fact that large landslides evolve on long time scales ($>10^4$ yrs) that hamper their study (Larsen and Montgomery, 2012; Roering, 2012).

The work presented in this paper aims to address parts of these substantial issues. Using cosmic ray exposure dating method, we investigate the chronological development of large landslides recently discovered in the southwest external part of the European Alps (Figure 98). In addition to geomorphological investigations, we analyze the landslide causes and their failure mechanisms using more than thirty absolute cosmic ray exposure ages. The obtained results allow us to discuss the Holocene triggering of the studied landslides according to recently evidenced constraints on past climate variations and to demonstrate, for the first time in the European Alps, a clear relationship between the temporally grouped collapse of these landslides and the so-called 4.2 ka event (Walker et al., 2012 and reference therein), a severe paleo-hydrological pulse. Furthermore, comparison of our chronic with other large-scale landslide chronics published throughout the Alps may suggest a period of synchronous gravitational failures at larger scale.

Most researchers currently assumed that the internal geological structures of a slope together with its geomorphological history act as the main preparatory factors for the development of large-scale landslides. Geomorphological history (Ballantyne, 2002a), lithology, rock mass properties (Margielewski, 2006; Cadoppia et al., 2007; Delgao et al., 2011), inherited tectonic structures such as faults, folds and shear zones (Di Luzio et al., 2004; Brideau et al., 2009), slope and shape of topography (Bachmann et al., 2006),

weathering process induced by climate variations (Crozier, 2010; Lebourg et al., 2011) and recurrent seismicity (Lebourg et al., 2009; Sanchez et al., 2009; Lebourg et al., submitted) are recognized to be the most important predisposing factors.

Several studies (Pollet, 2004; Martino et al., 2004; Prager et al., 2008; El Bedoui et al., 2009; Le Roux et al., 2009) have also established that large-scale slope failures do not evolve temporally linearly but can be separated in distinct phases of temporal evolution. There is firstly a progressive pre-failure phase evolving on time scale up to 10^4 years characterized by slow movement rates (mm to cm/yr), and related to the chemical and mechanical weathering rates of the rock slope continually submitted to gravity and external solicitations. It broadly results in the progressive development of cracks and possible changes in the hydrological properties of the slope which ultimately affect its equilibrium. Then, either the slope still evolves progressively and slowly, generating shallow landslides and progressive dismantling or, once the general properties of the slope are weakened, the effect of a highly energetic solicitation of the landscape, called triggering factor, could drastically modify the stability conditions and cause the final slope collapse.

Understanding the factors and mechanisms leading to the transition from a progressive failure toward a sudden and rapid event is the challenge for a better risk management (Hewitt et al., 2008). Whilst the triggered factors currently evoked are paraglacial slope processes (see a review in McColl, 2012), climatic changes (Bookhagen et al., 2005; Borgatti and Soldati, 2010), or tectonic activity (Jibson et al., 2004; Antinao and Gosse, 2009), substantial debates are still ongoing to clearly point out which one is the most influencing and controlling factor (Crosta and Clague, 2009). Especially in the Alps, many visions oppose. While few studies suggested a primary control by tectonic activities (Ambrosi and Crosta, 2006; Persaud et al., 2004; Hippolyte et al., 2006; Sanchez et al., 2009), a link between past climate variations and landslides occurrence was also often suggested, but this has been rarely done on the basis of convincing proofs (Le Roux et al., 2009; Borgatti and Soldati, 2010).

More generally, it remains difficult to study these movements on time scales on the order of thousands of years and consequently first order questions still remain unsolved or partly addressed. For example: Does a time of recurrence exist for large-scale landslide failures when considering a mountain range scale, or are large landslides purely stochastic geomorphic processes?

To elucidate such questions, temporal and spatial landslide inventories up to the mountain range scale are crucial to assess the random or clustered trends of the landslide distribution (Hewitt et al., 2008; Ostermann and Sanders, 2011; Korup et al., 2010). Furthermore, comparing chronologically clustered landsliding with the past climate variations and other significant events (such as paleoseismicity chronicles, glacier retreat phases, etc.) chronology may also lead to a broader knowledge of landslides triggering (McColl, 2012). At a mountain-range scale, establishing such analysis is a long and fastidious task that however progressively emanates from several studies.

During the last ten years, the cosmic ray exposure dating method that allows accurately assessing the putting to surface exposure of scarps or boulder deposits resulting from gravitational events has been applied to this problematic. Using this approach, amongst other absolute dating methods, several studies succeeded to reconstruct landslide inventories upon the Holocene scale in different mountain ranges such as the New Zealand Alps (Hancox and Perrin, 2009), the Himalayas (Dortch et al., 2009), the Nanga Parbat-Haramosh Massif (northern Pakistan) (Hewitt, 2009) and the Chilean Andes (Antinao and Gosse, 2009).

Regarding the European Alps, the numerous studies dealing with the timing of large landslide failures published over the last ten years provide a large dataset, a prerequisite necessary to better understand the driving mechanisms and rates of large Holocene landsliding in that region. However, up to now, no comprehensive study tried to review these dated events at the scale of the mountain belt and to cross-correlated them to eventually evidence any potential trends. Moreover, despite Zerathe and Lebourg (2012) highlighted a high concentration of collapse-shaped rock slope failures in the South-Western Alps, accurate chronological constraints of landsliding are still missing for this part of the Alps (Zerathe et al., 2013).

The aim of this paper is to document the style and ages of large-scale landslides in the South-Western Alps. We focus on the southern part of the Castellane Arc, a subalpine chain typically formed by folding and thrusting of Mesozoic limestones and mudstone and affected by several large landslide failures. Interestingly this area was not affected by any glaciations during the last thousands years (Bravard et al., 1987; Darnault et al., 2012), allowing to reject glacial debuttressing as a possible control factor on the gravitational processes, and thus simplifying the discussion of the landslide triggering.

4.4.2. Geo-structural and geomorphological settings of the study area

The study area is located in the southeast of France, roughly 15 km north of the Mediterranean coastline, close to the Cannes and Nice towns (Alpes Maritimes). Morphologically, it is a moderately elevated mountain range whose altitudes range from 200 to 1200m. Geologically, this area is on the first southern front of the southern Subalpine chains bounded to the north by the elevated crystalline massif of the Argentera (internal Alps), and, to the south, by the Ligurian oceanic domain and its steep and narrow margin (e.g. Calais et al., 2000).

The southern Subalpine chains, better known such as the Castellane and the Nice arcs, consist in a series of S to SW-verging thrusts and folds involving Mesozoic to Paleogene sedimentary cover (Figure 98). This sedimentary cover, previously deposited above the crystalline basement of the Argentera-Taneron-Esterell on the northern Tethyan margin (De Graciansky et al., 1989), was globally pulled out above a basal decollement zone within the upper Triassic gypsum and mudstones (Goguel, 1936; Peline-Chabert, 1996; Laurent et al.,

2000). This southward thrusting occurred mainly during the Miocene as a result of the successive NS compressional phases related to the exhumation of the crystalline massif of Argentera and to the Alps orogenesis (Sanchez et al., 2011b; Giannerini et al., 2011) that pursued during the Pliocene and the Quaternary under similar stress fields (Ritz, 1991, Larrocque et al., 2011). Nowadays, these deformations gave rise to a superimposition of fractured Jurassic limestone units, bounded by major N40° and N160° strike slip faults, and overlying highly tamped and thickened Triassic soft rocks (Spini, 1978) which constitute a geological context highly prone to landsliding. From a hydrological standpoint, several deep karstic aquifers develop within each limestone unit, underlying by the thick impervious level of Triassic mudstone. Because bedding planes, and thus the contact between karstified limestone and mudstone level (aquiclude), typically dips (15-30°) toward the slope interior, groundwater reserves are permanent.

As a result of the mechanical properties of the basal mudstone formations, the slopes of the Castellane Arc are affected by numerous “deep-seated block spread” phenomena (Zerathe et Lebourg, 2012). This term is used to describe the movement, both in vertical and horizontal directions, of a large rock slab ($>10^6 \text{ m}^3$) over a deforming mass of softer underlying material, in which a continuous failure surface is often not well-recognized (Pasuto and Soldati, 1996). The movement is accommodated by visco-plastic deformation of the softer material (Esposito et al., 2007) or, less frequently, by shearing along basal decollement surfaces. Typical morpho-structural features are commonly associated to deep-seated block spread landslides, as well as to other large-scale gravitational processes, including graben-like and/or half graben-like depressions (Gutierrez et al., 2012), steep scarps, counter-slope scarps, trenches, tension cracks, etc. (Pasuto and Soldati, 1996; Agliardi et al., 2001; Margielewski and Urban, 2003; Rohn et al., 2004; Margielewski, 2006). Generally the subsidence of the rigid block mass expulses the ductile underlying material, inducing the formation of bulges at the foot slope (Pasuto and Soldati, 1996; Pánek et al., 2008).

In the literature, these type of landslides are recognized to deform at very slow to extremely slow rate, e.g. cm to mm.yr^{-1} (Berardino et al., 2003; Magri et al., 2008; Delgado et al., 2011; Guttierrez et al., 2012a and 2012b) and to progressively develop over very long time scales, e.g. 10^3 to 10^8 years (Pánek et al., 2009b ; Guttierrez et al., 2012a). Few studies have also shown that after a long lasting period they may evolved into large-scale dangerous rock collapse (Pánek et al., 2009b ; Zerathe et Lebourg, 2012), but this remains not fully understand.

Frequently, other types of secondary landslides are associated to the large-scale deformation such as shallow landslides in the mudstone spreading out, and rock falls or toppling that affect the free face, the slab blocks and the steep unconfined head scarp.

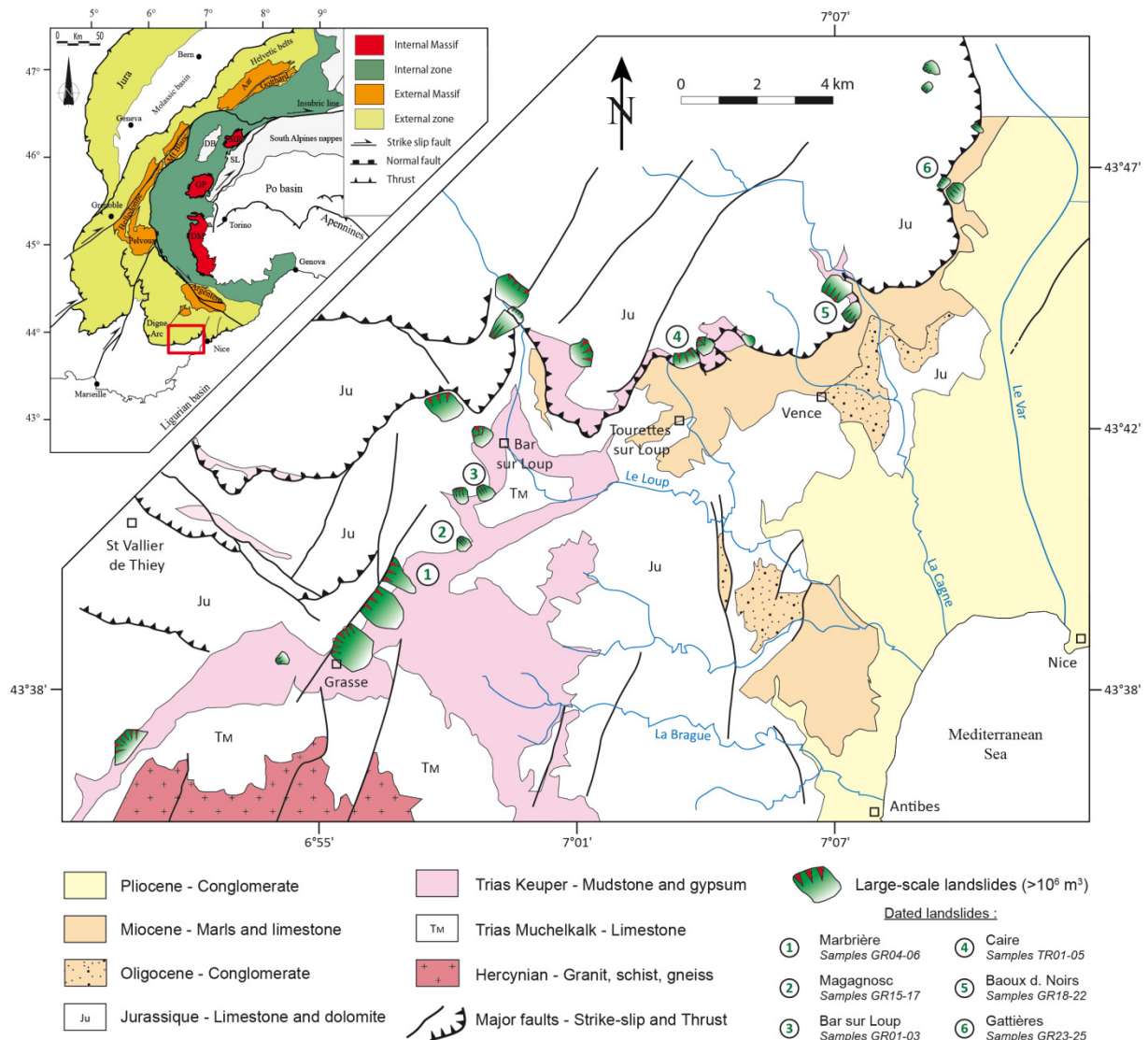


Figure 98 : Large-scale structural map of the studied area and location of the main and dated landslides (modified from the geological map Cannes-Grasse, BRGM n°999).

4.4.3. Methods

4.4.3.1. Field mapping and landslides analysis

This study began with the analysis and the interpretation of high resolution images from the QuickBird satellites (Google Earth, resolution 1 m) in order to identify and to map the landslides. The landslides were identified and characterised by their lineaments associated to topographic anomalies and morpho-structures typically related to large-scale gravitational failures.

On the basis of the existing geological map (BRGM n°999, 1970), and after field verifications, we compiled these data on a 1:50,000 scale map (Figure 98). The resulting cartographic scheme allowed us to determine the first order relations between the geological structure,

the landscape and the occurrence of millions cubic meters landslides. We discovered and analyzed about 20 landslides constituted by a mass of limestone spreading out on incompetent mudstone and exhibiting various evolution and preservation stages.

Highly detailed field analysis (resulting in high resolution maps), geophysical investigations and cosmic ray exposure dating were performed on the six most preserved landslides (see details Section 4.4.3.2).

Fields analyses are especially required when studying large-scale landslides because of the complex structure of the gravitational failures added to the singular characteristics of each study case depending on the local geological constrains and geomorphological history of the landscape. During field investigations, we conducted structural measurements of all the geological structures, which are faults, bedding planes and main gravitational morpho-structures, in order to highlight or not the role of inherited structures in the deep-seated landslide process (see [Margielewski, 2006](#)). Despite being not presented in this study, several electrical resistivity tomography were performed on each studied landslide to validate the surface observations (such as the vertical offset recorded along scarps), to investigate deformation changes with depth, and to accurately assess the rock volume involved.

4.4.3.2. Cosmic Ray Exposure dating

Since two decades, cosmic ray exposure dating has become an important tool to quantify various processes affecting the Earth's surface such as deglaciation ([Balco, 2011](#); [Darnault et al., 2012](#)), tectonic activity ([Schlagenhauf et al., 2010](#); [Siame et al., 2012](#)), fluvial incision ([Brocard et al., 2003](#); [Valla et al., 2010](#)) and to date, for example, artifacts of paleoanthropological interest ([Lebatard et al., 2010](#); [Pappu et al., 2011](#)). The application of cosmic ray exposure dating has also been successful in reconstructing the kinematics of paleo-landslide ([Le Roux et al., 2009](#); [Dortch et al., 2009](#); [Sanchez et al., 2009](#)). This method is based on the accumulation of terrestrial cosmogenic nuclides (TCNs, such as ^{36}Cl , ^{10}Be , or ^{26}Al) produced through nuclear reactions between the stable isotopes that comprise the rocks and the incident high-energy galactic cosmic radiation in the mineral lattice of superficial rocks (see a review in [Gosse and Philips, 2001](#)). Because the rate of this in-situ production of TCNs decreases exponentially with depth ([Lal, 1991](#)), their concentration measured within the rock can be directly linked to the rock's history during its near-surface exposure.

In this paper, the dominant calcareous lithology of the bedrock favors the use of the in-situ produced ^{36}Cl cosmogenic nuclide but previous dating results from ^{10}Be measurements within coexisting cherts are also accounted for ([Zerathe et al., 2013](#)).

To determine the timing of initiation of landslides, two different strategies are generally applied when using cosmic ray exposure dating: (i) sampling boulders deposits (Dortch et al. 2009) or (ii) direct sampling of the scarp surface which results from the downward sliding-mass movement (Le Roux et al, 2009). Sampling boulders are generally used in the case of giant rock avalanches and/or when the scarps are unpreserved or inaccessible. This strategy provides the timing of the rock avalanches, but requires a large amount of data/samples to be statistically consistent. Possibly affected by pre-rupture cosmogenic accumulation and post-depositional exhumation processes, the analyzed boulders do not generally allow ruling out the occurrence of several landslides over a span of several hundred years (Ivy-Ochs et al., 2009). In this study, landslide scarp surfaces were sampled. This approach indeed yields more accurate failure ages that allow better estimation of the involved kinematics over a long time span (Le Roux et al, 2009; Sanchez et al., 2009).

Samples have therefore been collected along vertical profiles from the main scarps of six large landslides from the studied area. For each sample, location, altitude and topographic shielding (following Dunne et al. (1999)) were recorded. When possible, chert samples coexisting with limestone were also collected for ^{10}Be concentrations measurements (Zerathe et al., 2013; Table 21). These samples provide other independent constraints on failure-ages of the landslides that have to be compared with the ages obtained using ^{36}Cl . All the limestone samples were crushed and sieved (250-500 μm fractions) and chemically processed for ^{36}Cl extraction following Ivy-Ochs et al. (2004). Because the total ^{36}Cl production rate depends on the bulk rock composition (main target elements are Ca, K, Ti and Fe, see details in Schimmelpfennig et al., 2009), a few grams of each sample were powdered (size fraction < 50 μm) and the major and trace elements concentrations were measured at the SARM/CNRS laboratory (Nancy, France).

The chlorine chemical extraction started with successive cleaning in deionized water (2 times 5 hours) followed by partial dissolution (10% weight) in 2N HNO_3 . Then 1.5 mg of a ^{35}Cl -enriched ($^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}=999$) chlorine carrier was added in order to determine the natural ^{35}Cl sample content by isotopic dilution using the Accelerator Mass Spectrometry (AMS) technique. Samples were completely dissolved in dilute HNO_3 , and Cl precipitated as AgCl adding an AgNO_3 solution. To reduce isobaric interference from ^{36}S during AMS measurements of ^{36}Cl , the AgCl precipitate was re-dissolved using NH_4OH , and sulfur was co-precipitated with BaCO_3 as BaSO_4 by the addition of a slightly ammonium saturated $\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$ solution. The final AgCl-target was produced by re-precipitation using HNO_3 , repeated washing cycles with HNO_3 and H_2O and drying at 80 °C. AgCl was then directly packed into nickel cathodes for ^{36}Cl measurement at the 5MV AMS national facility ASTER located at CEREGE, Aix en Provence, France (Arnold et al., 2010; Arnold et al., 2013). Standardization has been done against KNSTD 1600 calibration material (provided by K. Nishiizumi) with an associated $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ value of $1.6 \cdot 10^{-12}$. The decay constant of $2.303 \pm 0.016 \cdot 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ used corresponds to a ^{36}Cl half-life ($T_{1/2}$) of $3.014 \cdot 10^5$ years (Goldstein, 1966). All the analytical

and chemical data are presented in Table 18 and Table 21 with respect to the recommendations of Dunai and Stuart (2009). Analytical uncertainties include the counting statistics, machine stability (<0.5%) and blank correction ($^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ blank ratio was on the order of 0.774 ± 0.102 and $0.816 \pm 0.098 * 10^{-14}$).

Table 18 : Chemical composition of limestone samples. Measurements of major and trace elements were done by ICP-AES and ICP-MS, respectively, at the SARM-CRPG facility (Nancy, France). The amount of water was determined by the Karl Fischer titration method. The reported uncertainties correspond to the mean deviation deduced from several routine analyses on geostandards (for more information please see <http://helium.crgp.cnrs-nancy.fr/SARM/pages/geostandards.html#>).

Sample	CaO [wt- %]	K ₂ O [wt- %]	TiO ₂ [wt- %]	Fe ₂ O ₃ [wt- %]	MgO [wt- %]	Al ₂ O ₃ [wt- %]	CO ₂ [wt- %]	H ₂ O [wt- %]	B (ppm)	Cl (ppm)	Cr (ppm)	Gd (ppm)	Li (ppm)	Sm (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)
Inc. %	< 1	< 15	< 10	< 5	< 5	< 25	< 0.5	< 5	< 20	< 1	< 25	< 5	< 10	< 10	< 15	< 10
GR01	54.46	0.03	0.02	0.15	0.52	0.08	44.07	0.37	2	27	6.32	0.91	1.15	0.83	0.34	1.80
GR02	54.46	0.03	0.02	0.15	3.89	0.18	44.44	0.42	3	30	7.81	1.1	1.35	1	0.57	1.35
GR03	54.46	0.03	0.02	0.15	3.89	0.18	44.44	0.42	3	31	7.81	1.1	1.35	1	0.57	1.35
GR04	54.66	0.02	0.01	0.14	0.49	0.05	44.10	0.35	2	21	5.49	0.75	1.10	0.66	0.18	2.43
GR05	54.66	0.02	0.01	0.14	0.56	0.12	44.19	0.47	3	39	4.77	1	1.3	0.9	0.30	1.82
GR06	54.66	0.04	0.02	0.15	0.63	0.18	44.27	0.59	4	35	10.6	1.18	1.5	1.06	0.42	1.22
GR10	54.66	0.02	0.01	0.14	3.89	0.18	44.44	0.42	3	29	7.81	1.1	1.35	1	0.57	1.35
GR11	54.25	0.04	0.02	0.16	0.55	0.11	44.03	0.39	2	25	7.15	1.08	1.20	0.99	0.50	1.16
GR12	54.66	0.02	0.01	0.14	3.89	0.18	44.44	0.42	3	30	7.81	1.1	1.35	1	0.57	1.35
GR13	54.66	0.02	0.01	0.14	3.89	0.18	44.44	0.42	3	16	7.81	1.1	1.35	1	0.57	1.35
GR14	54.46	0.11	0.02	0.21	7.23	0.25	44.84	0.44	3	14	8.47	1.10	1.5	1.09	0.63	1.55
GR15	35.07	0.03	0.02	0.13	15.55	0.17	43.54	0.33	4.5	233	b.d.l.	0.2	1.75	0.2	0.13	0.84
GR16	35.07	0.03	0.02	0.13	15.55	0.17	43.54	0.33	4.5	210	b.d.l.	0.2	1.75	0.2	0.13	0.84
GR17	35.07	0.03	0.02	0.13	15.55	0.17	43.54	0.33	4.5	107	b.d.l.	0.2	1.75	0.2	0.13	0.84
GR18	55.00	0.12	0.03	0.20	1.98	0.51	43.54	0.6	6.7	20	6.1	1	2.03	0.9	0.41	0.66
GR19	52.30	0.12	0.03	0.20	2.78	0.51	43.54	0.6	6.7	31	6.1	1	2.03	0.9	0.41	0.66
GR20	53.50	0.12	0.03	0.20	1.58	0.51	43.54	0.6	6.7	10	6.1	1	2.03	0.9	0.41	0.66
GR21	54.27	0.12	0.03	0.20	1.28	0.51	43.54	0.6	6.7	19	6.1	1	2.03	0.9	0.41	0.66
GR22	54.74	0.12	0.03	0.20	0.78	0.51	43.54	0.6	6.7	20	6.1	1	2.03	0.9	0.41	0.66
GR23	48.46	0.12	0.03	0.20	6.58	0.51	43.54	0.6	6.7	2	6.1	1	2.03	0.9	0.41	0.66
GR24	54.21	0.12	0.03	0.20	0.98	0.51	43.54	0.6	6.7	18	6.1	1	2.03	0.9	0.41	0.66
GR25	39.51	0.12	0.03	0.20	15.71	0.51	43.54	0.6	6.7	38	6.1	1	2.03	0.9	0.41	0.66
GR26	45.50	0.12	0.03	0.20	9.71	0.51	43.54	0.6	6.7	11	6.1	1	2.03	0.9	0.41	0.66
GR27	39.62	0.12	0.03	0.20	15.61	0.51	43.54	0.6	6.7	32	6.1	1	2.03	0.9	0.41	0.66
TR01	53.50	0.07	0.03	0.24	0.56	0.50	43.54	0.70	4	7	b.d.l.	0.37	2.3	0.34	0.41	0.36
TR02	53.65	0.07	0.03	0.23	0.56	0.46	43.77	0.71	4.3	8	4.58	0.33	2.17	0.31	0.4	0.38
TR03	54.14	0.04	0.02	0.18	0.54	0.25	44.04	0.73	3	24	b.d.l.	0.19	1.6	0.17	0.21	0.28
TR04	53.30	0.10	0.04	0.28	0.58	0.63	43.74	0.70	6	18	4.58	0.43	2.6	0.42	0.58	0.5
TR05	53.65	0.07	0.03	0.23	0.56	0.46	43.77	0.71	4.3	46	4.58	0.33	2.17	0.31	0.4	0.38

Inc. % : respective uncertainties in percentage; b.d.l. : below detection limit.

Exposure ages derived from ^{36}Cl concentrations were determined using the spreadsheet proposed by Schimmelpfennig et al. (2009). This spreadsheet integrates all production sources according to each cosmic ray flux particle and to the bulk rock chemical compositions (see details in Schimmelpfennig (2009)). We kept all the default parameters of this spreadsheet but those given hereafter. Considering an exposure time t and denudation ε , the total ^{36}Cl concentration (atoms/g) in a sample of finite thickness at mass depth Z is given by:

$$\begin{aligned}
 N_{total}(z, t, \varepsilon) = & N_{inher} \cdot \exp^{-t\lambda} \\
 & + S_n \cdot S_T \cdot \left(J_{Q,s} \exp\left(-\frac{Z}{\Lambda_f}\right) t_{cosm,s}(t, \varepsilon) + J_{Q,eth} \exp\left(-\frac{Z}{L_{eth}}\right) t_{cosm,eth}(t, \varepsilon) \right. \\
 & \left. + J_{Q,th} \exp\left(-\frac{Z}{L_{th}}\right) t_{cosm,th}(t, \varepsilon) \right) + S_\mu \cdot S_T \cdot \left(J_{Q,\mu} \exp\left(-\frac{Z}{\Lambda_\mu}\right) t_{cosm,\mu}(t, \varepsilon) \right)
 \end{aligned}$$

Equation 31

where N_{inher} (e.g. inheritance) is the ^{36}Cl concentration accumulated at depth prior to the exposure event, λ is the ^{36}Cl decay constant, S_n and S_μ are the scaling factor for spallation reaction and muon capture respectively, S_T is the topographic shielding factor, $J_{Q,x}$ are the production rate coefficients including the sample thickness integration factors for the respective reaction types (s stands for spallation, eth for epithermal neutron, th for thermal neutron and μ for slow negative muon capture), Λ_f and Λ_μ are the attenuation length for fast neutron and muons, respectively, L_{eth} and L_{th} are the diffusion length for thermal and epithermal neutron, respectively, $t_{cosm,x}(t, \varepsilon)$ are time factors for the respective cosmogenic reaction types including the radioactive decay of ^{36}Cl and the erosion rate. Exposure time has thus been determined by adjusting, for a given denudation rate, the exposure time such that the modeled concentration equaled the measured one.

The spallation production rate of 42 ± 2.0 atm of $^{36}\text{Cl} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{Ca} \cdot \text{a}^{-1}$ at sea level and high latitude (Schimmelpfennig et al., 2011; Braucher et al., 2011) was used. Scaling factors for spallation were calculated for the sampling latitude and elevation reported in Table 21 using Stone (2000) parameters. Scaling factors for muonic production were calculated only for elevation following Braucher et al. (2011).

For the steep scarps, a short-term denudation rate of $10 \mu\text{m} \cdot \text{yr}^{-1}$ has been evaluated from the differential dissolution rate between chert concretions and limestone (see Zerathe et al., 2013 for details). In any case, assuming no denudation rather than a $10 \mu\text{m} \cdot \text{yr}^{-1}$ denudation rate lowers the calculated exposure ages by less than 2 %.

It has to be considered that the scarp samples currently exposed at the surface may have accumulated a non negligible amount of cosmogenic nuclides while exposed at depth before the failure event. This has been taken into account through the N_{inher} parameter in Equation 31. To estimate this inherited concentration, Equation 31 was used (without considering the N_{inher} term) assuming a constant long term denudation rate ε_{inher} (denudational steady state) and infinite time (Lal, 1991) for the considered sample at depth Z and the topographic shielding of the surface S_{tInher} . The accurate assessments of Z , ε_{inher} as well as the topographic geometry of the pristine surface prior to the landslide failure (exposure event) are discussed below.

In order to accurately estimate the local long-term denudation, sample GR27 (Table 21) located at the top surface above the Gattières landslide scarp, and thus unaffected by the landslide, has been collected. Following the calculation described above, the determined long term denudation using this sample is $35 \pm 5 \mu\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$ (see details in Zerathe et al., 2013).

In many studies aiming to date scarps (landslides or fault) using cosmogenic nuclides, the inheritance is not taken into account and it is often argued that it could be negligible (Valla et al, 2010; Kong et al., 2010 ; Schlagenhauf et al., 2010). However neglecting this parameter may yield to inaccurate conclusions because it has been demonstrated that even in samples collected at depth below 20m the production of TCNs due to muons remains effective (Braucher et al., 2011 and 2013). Although surface muon contributions represent less than 2% of the total production rate, these muon contributions are indeed predominant at depth (> 4 m) where spallogenic production becomes negligible. Finally, it has to be precised that the depths considered here are the vertical distance between the sample and the surface (Figure 99A), not the position of the sample along the scarp.

Importance of the pre-failure depth and how it can be estimated:

The first parameter required to accurately determine the inherited concentration is the depth of the sample prior to the main failure event. However, as shown on Figure 99A, the measurement of the depth Z in the case of landslides is far from being straightforward. In many cases, slope toe is not preserved and the pre-failure geometry determination is thus difficult. To reconstruct the slope dip prior to the landslide failure, assumptions have to be made considering the mean surrounding topography reasonably not affected by the failure event (Figure 99B). When such an approach is not possible, it could be assumed that the slope trend reasonably varies between the local mean topographic dip and the horizontal. Hence, for each studied landslide, according to the complexity of the pre-failure topography reconstruction, a specific uncertainty linked to the Z estimation has been accounted for (Table 21).

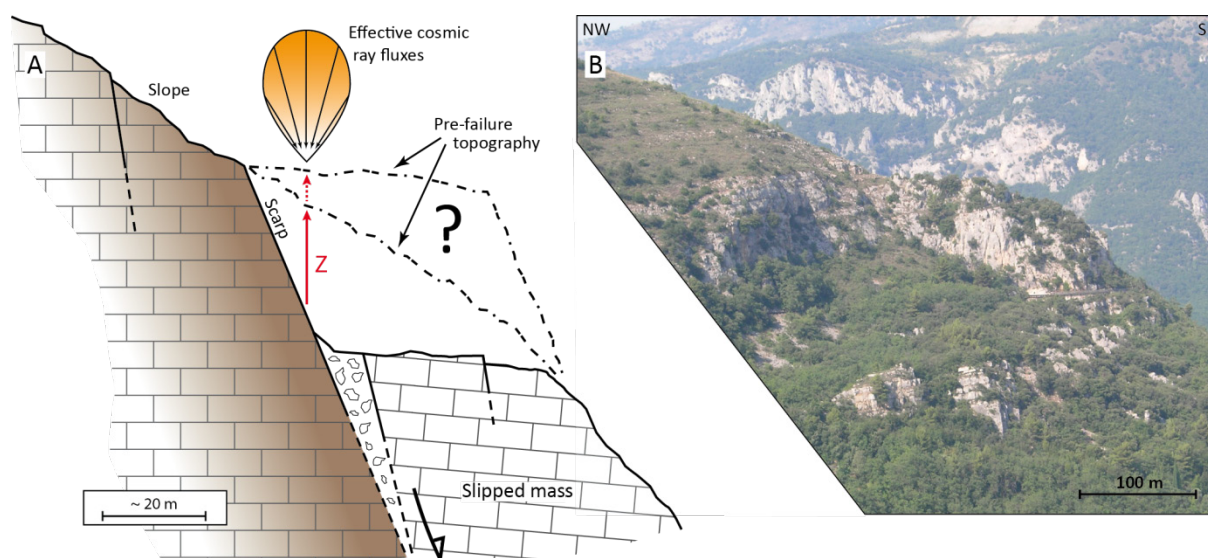


Figure 99 : (A) Sketch of a typical landslide scarp. It shows the difficulties that one may encounter to reconstruct the topography prior to the landslide failure. The shape of this topography is of main importance to access the depth Z used for the inheritance calculation. (B) The Bar sur Loup landslide where the pre-failure topography is visible on its southeast boundary.

Importance of accounting for inheritance on exposure ages determination:

The evolution along the scarp of the expected percentage of inheritance compared to the total ^{36}Cl concentration for several post-failure exposure durations (see the figure caption for calculation details) is shown Figure 100 for a configuration and a denudation rate similar to those used for the Gattières landslide (Table 21). In the upper ten meters of the scarp the part of inherited ^{36}Cl concentration represents more than 50 percent of the total ^{36}Cl concentration if the exposure duration is shorter than 6 ka.

Table 19 : Published ^{10}Be ages from Kong et al. (2010) and corresponding ages recalculated taking into account the inheritance.

Samples	Published ^{10}Be ages (no inheritance, ka)	Theoretical Depth ^a (m)	Re-calculated ages ^b with inheritance for following denudation rate (ka)		
			$\epsilon_{\text{inher}} = 15 \mu\text{m/yr}$	$\epsilon_{\text{inher}} = 25 \mu\text{m/yr}$	$\epsilon_{\text{inher}} = 35 \mu\text{m/yr}$
YN22	2.8 ± 0.3	26.2	2 ± 0.2	2.2 ± 0.2	2.3 ± 0.3
YN23	3.1 ± 0.3	23.7	2.3 ± 0.2	2.5 ± 0.2	2.6 ± 0.3
YN24	3.5 ± 0.3	21.9	2.5 ± 0.2	2.8 ± 0.2	3.0 ± 0.3
YN25	5.2 ± 0.7	17.0	3.8 ± 0.5	4.2 ± 0.6	4.4 ± 0.6
YN26	7.2 ± 0.6	9.5	4.6 ± 0.4	5.4 ± 0.5	5.8 ± 0.5
YN27	8.8 ± 1.0	7.1	5.5 ± 0.6	6.5 ± 0.7	7.1 ± 0.8
YN28	9.6 ± 1.1	5.9	5.9 ± 0.7	7 ± 0.8	7.6 ± 0.9

^a Reasonable theoretical depth has been evaluated ,by using the data and the photos available in the paper of Kong et al (2010), from geometrical calculation according to the mean slope dip, the scarp dip and the distance of samples from the top of the scarp. ^b The part of inheritance has been calculated for the given denudation rate, following the procedure

described in Braucher et al. (2003), considering an infinite time, and using the parameters described in Kong et al. (2010).

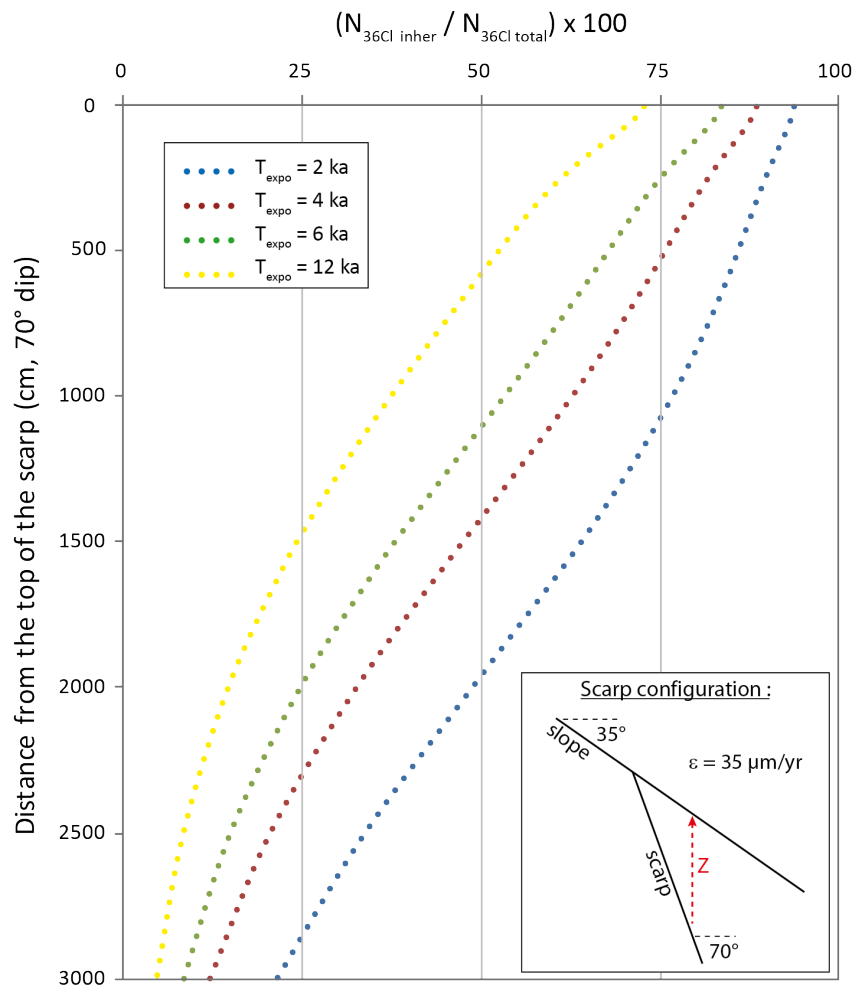


Figure 100 : Theoretical variations, along a gravitational scarp whose shape is identical to that of the Gattières landslide, of the percentage of inherited ^{36}Cl relatively to the total concentration of ^{36}Cl for different exposure durations. Calculations are done using the Schimelpfening worksheet (Schimelpfennig et al. 2009), for a denudation rate equals to $35 \mu\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$ and a pure limestone chemical composition.

For such slope-scarp configurations, and especially for short exposure durations (<6 ka), it thus clearly appears that neglecting inheritance could lead to large bias in the exposure age calculations. For example, in their study, Kong et al. (2010) assume the potential inheritance along the sampled scarp to be zero, despite Figure 101C and D (extracted from their paper) showing that the upper part of the scarp is close to the surface. Table 19 and Figure 101E show the potential effects of taking into account the inheritance while recalculating for different denudation rates the exposure ages (see figure caption for details on ages calculations). Depending on the applied denudation rates, large variations of the exposure ages for the upper part of the scarp are obtained, which finally range from 6 to 9 ka. In addition, the dip-slip rate of the Daju fault scarp could be increased by a factor 2. Finally, taking into account inheritance significantly improves the distances versus age's linear regression.

In any cases, considering or not inheritance must be discussed as this has important consequences on the deduced quantification, and hence on the understanding, of the studied geodynamic processes. Generally, an exponential distribution of the TCNs concentration with depth (Figure 101A), or worst, an exponential distribution of ages with depth (Figure 101B; Sanchez et al., 2009; Valla et al., 2010; Kong et al., 2010), reveals a significantly underestimated inheritance.

In the presented cases, the shallow depth of the sampled landslide scarps (ranging from 1.8 to 25 m) unambiguously requires to consider an inherited ^{36}Cl component while calculating the exposure ages (Figure 99).

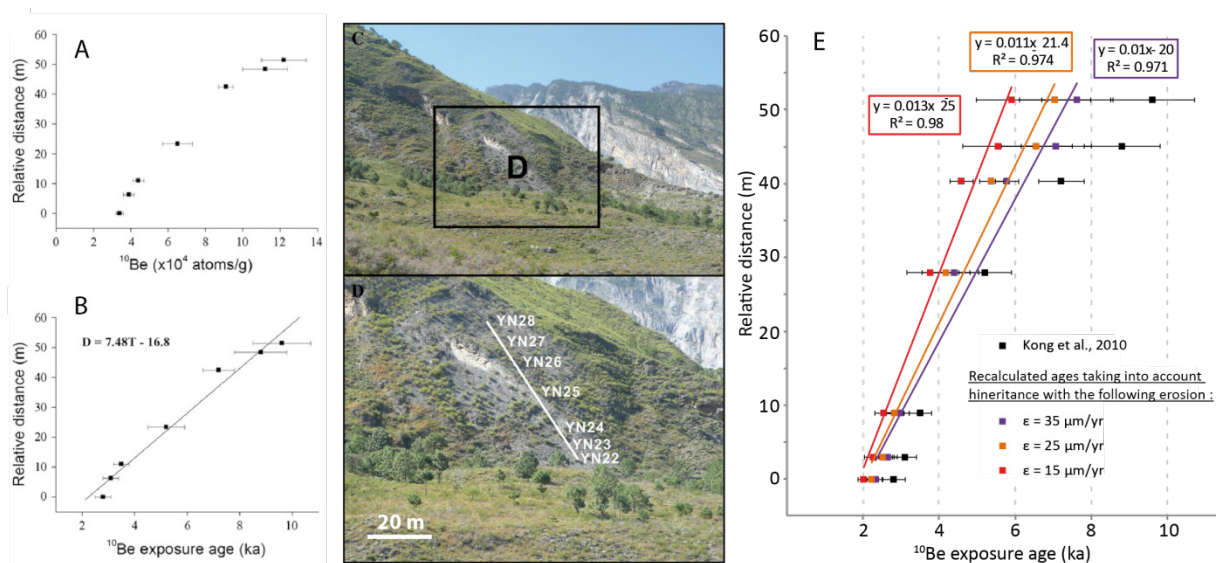


Figure 101 : Example of the implication of the underestimation of inheritance; figures A, B, C and D are modified from Kong et al., 2010. (A) Plot of relative sample locations versus ^{10}Be concentrations. (B) Plot of relative sample location versus ^{10}Be ages. (C and D) General view of the Daju fault scarp with sample location and surrounding topography. (E) Recalculated ages using all parameters of Kong et al. (2010) and the calculus method described therein but taking into account the part of ^{10}Be potentially inherited from a production at depth prior to the event (see Table 19 for details).

4.4.4. Geomorphological mapping and landslides characteristics

This paragraph is a brief synthesis of the results previously exposed in the chapter 2 of this thesis. It will be expand for the submitted version of this paper where we will describe more precisely the morphometry of each landslide. Furthermore, in order to support the landslide descriptions, we project adding, probably in the supplementary data, few simplified maps and cross sections for each dated landslide.

Geological and geomorphological mapping of the southern front of the Castellane Arc reveals the presence of more than twenty large and deep-seated landslides (Figure 98). Their locations (Figure 98) show that the development of these anomalously large deep-seated movements is favored by the presence of thick Triassic mudstone and gypsum layers typically constituting the base of the Castellane Arc slopes.

The evidenced landslides are located in two areas: (1) in the autochthonous domain, where relief has been created by differential erosion and local fluvial incision. This leads to the absence of lateral confining of the slopes and to the development of subsequent lateral spreading; (2) in the allochthonous domain where ductile Triassic rocks have accumulated in the footwall of the Baou thrust.

High resolution field mapping coupled with electrical resistivity tomography allow defining the structural model of the large landslides, their depth limits (100 to 200 m depth) and their involved rock volumes ($>10^6 \text{ m}^3$). They strictly developed in the same geostructural context that is thick mudstone layers overlain by faulted limestone. They followed a block-spread model of deformation that could evolve in rock-collapse events (Zerathe and Lebourg, 2012). A typical depth structure of this kind of gravitational slope process is presented Figure 102. It corresponds to the Marbrière landslide. Most of the identified landslides did not show evidence of current activities and are thus considered as paleo-movements.

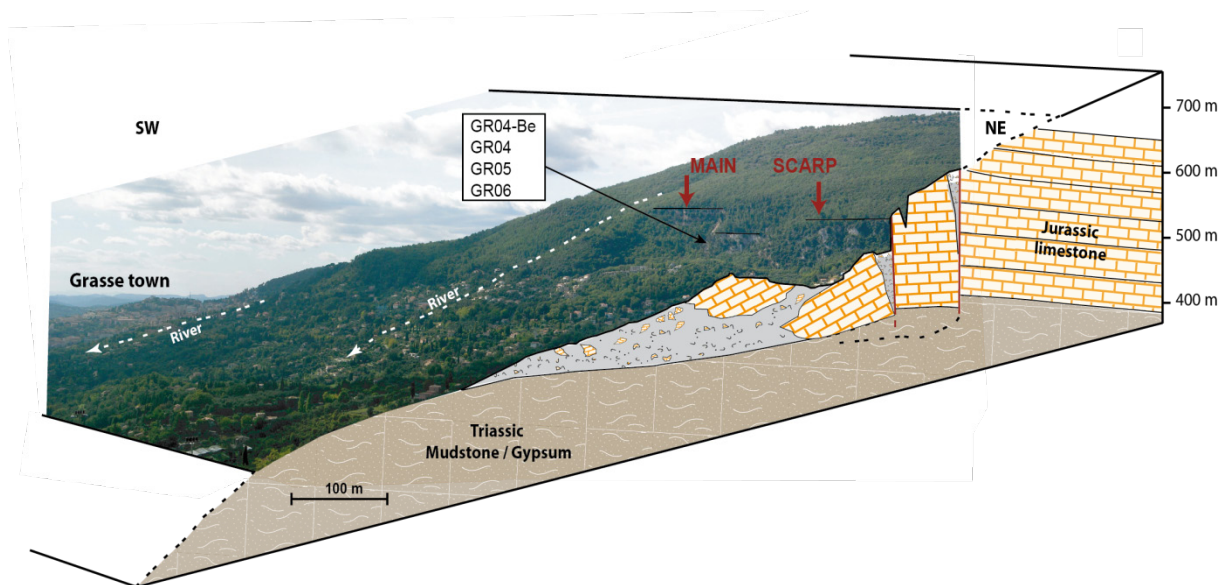


Figure 102 : Panoramic view and simplified geological cross-section of the Marbrière landslide and location of the scarp sampled for cosmic ray exposure dating (modified from Zerathe and Lebourg, 2012).

The main particularities of the subalpine chain slope failures are the well preserved structure of the slipped mass (Figure 103A and Figure 104A, B), their steep and high head-scarps and the large offset (20 to 70 m) often recorded thanks to benchmark level comparisons between the stable massif and the slipped mass. The preserved bedding planes allow evaluating the movement components. Surprisingly any rotation (or only few degrees) was brought out and the landslides are mostly translational (Table 20).

Table 20 provides a synthesis of the morphometry of the landslides selected for cosmic ray exposure dating. Two types of morphology are identified: five landslides whose failure surface was evidently predisposed by inherited faults or fractures within the limestone (Marbrière, Magagnosc, Bar-sur-Loup, Baou des Noirs, Gattières) and one other which was not (Caire). Interestingly, the Caire is the one showing the shortest scarp offset.

One other main singularity of the Caire landslide is that it develops close to a summit while others were found to be located at foot slope. In addition, they also are located at the basal boundaries of the major deep-aquifer that develops in the several limestone units of the subalpine chain and close to major karstic springs.

Table 20 : Morphometry of the dated landslides.

Landslide name	V (10 ⁶ m ³)	A (km ²)	E _{Max} (m asl.)	E _{Min} (m asl.)	L (m)	W (m)	Z (m)	Hs (m)	HI (m)	Main scarp	Type of failure
Marbrière	20±2	0.43	600	310	850	700	150	50	700	90°, Fa	Complex - collapse
Magagnosc	3.9 ± 0.6	0.1	600	420	500	250	60	25-40	240	90°, Fa	Complex - collapse
Bar sur Loup	3.7 ± 0.5	0.18	590	390	270	260	100	60-70	190	55-90°, Fa	Translational
Caire	27 ± 3	0.33	980	780	400	650	>200	5-15	560	65°	Translational - lateral spreading
Baou des Noirs	3.1±1.5	0.11	640	480	300	200	>100	60	200	90°, Fa	Translational - lateral spreading
Gattières	1.5 ± 0.3	0.08	630	540	280	320	>100	40	260	90 -70°, Fr	Translational

V: total volume of material displaced, A: total affected area, E_{max}: elevation of the upper scarp, E_{min}: elevation of the landslide toe, L: maximum length, W: maximum width, Z: mean depth of the failure surface or landslide mass thickness, Hs: mean height or offset record on the headscarp, HI: length of the head scarp, Main scarp: characteristics and dip of the main scarp, Fa and Fr stand for fault or fracture predisposed head scarp respectively.

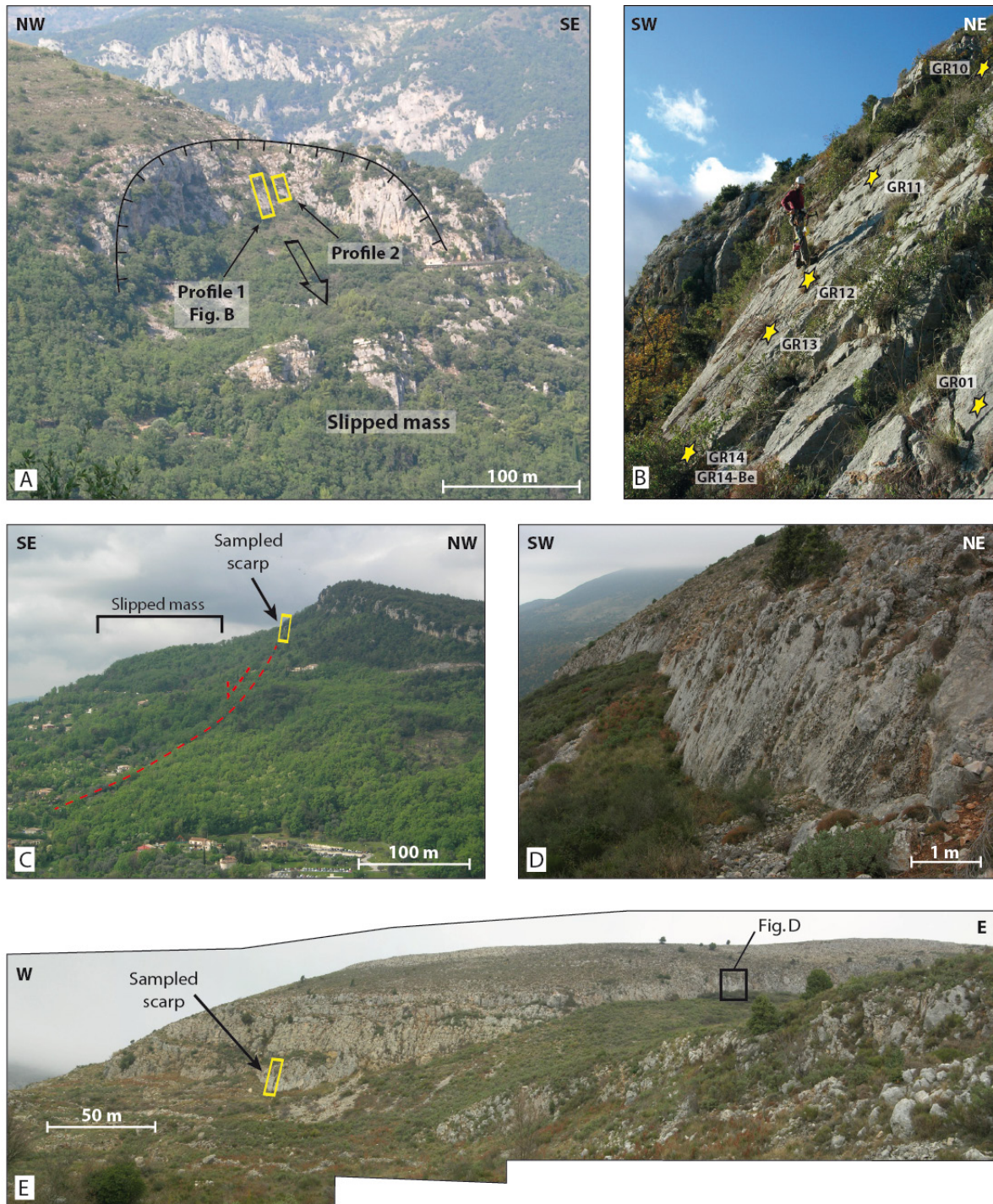


Figure 103 : (A) View of the top of the Bar sur Loup landslide and location of the two ^{36}Cl profiles. (B) The main scarp of the Bar sur Loup landslide and sample locations of profile 1, GR01 is located at the base of the profile 2. (C) Lateral view of Magagnosc landslide from the Bar sur Loup one and supposed location of the failure surface (red dotted line). (D) Zoom on the Caire landslide scarp. (E) Panoramic view of the Caire landslide scarp. Note the undulatory shape of the scarp and the striae generated by the hanging wall block downward displacement.

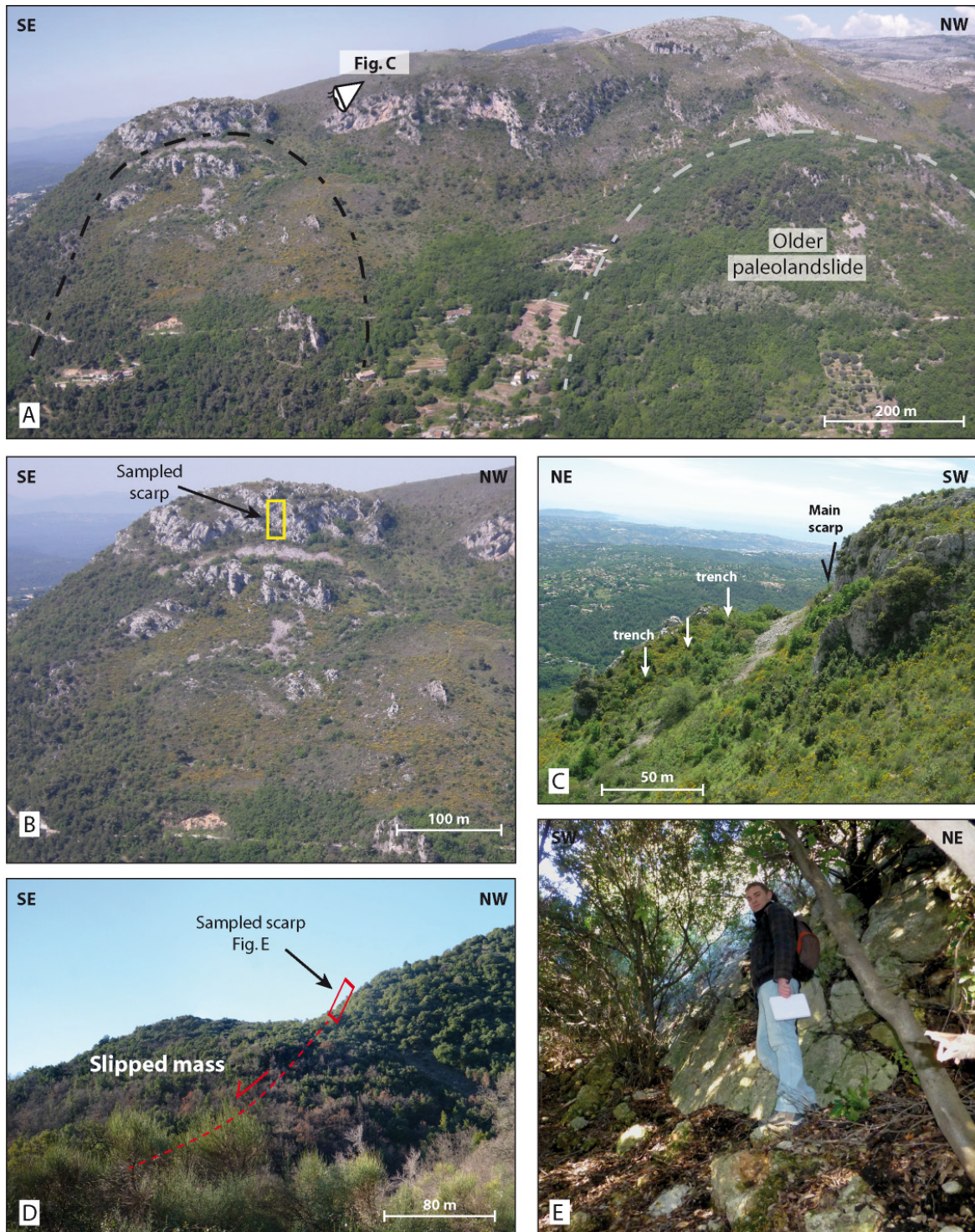


Figure 104 : (A) Panoramic view of the Baou des Noirs slope taken from the Baou of St Jeannet. On the right the grey dotted line highlights the boundary of an old landslide body. On the left, the Baou des Noirs landslide studied in this paper is revealed by the dark dotted line. (B) Focus on the Baou des Noirs landslide and location of the dating profile on the head-scarp. (C) Large trench at the toe of the main scarp of the Baou des Noirs landslide. (D) Lateral view of the Gattières landslide showing the main topographic anomaly associated to the slope failure and an interpretation of the depth boundary of the failure surface (red dotted line). (E). Main scarp of the Gattières landslide sampled for cosmic ray exposure dating.

4.4.5. Dating results

All ^{36}Cl exposure ages presented in the next section and their related data are reported Table 21, following the recommendation of [Dunai and Stuart \(2009\)](#).

4.4.5.1. Marbrière landslide

On the Marbrière landslide, four samples, three limestones and one chert, have been taken along the main scarp (Figure 102). Because the sampled scarp is vertical (Figure 102 and Table 20), uncertainties on the pre-failure depth assessment are low and the inheritance calculations are thus accurate. All the ^{36}Cl exposure ages are ranging from 3.8 to 4 ka and show a distribution along the scarp that strongly supports the occurrence of single and sudden gravitational failure as also expected by the geomorphic evidences (see section 4.4.3.2 ; Figure 102). All the ^{36}Cl data together with an independent ^{10}Be exposure age from sample GR04Be taken close to GR04 yield to a unimodal distribution (Figure 105A) whose weighted mean is 3.9 ± 0.2 ka ($\chi^2_{(95\%)} = 0.22$) according to the χ^2 statistical method of [Ward and Wilson \(1978\)](#). Considering the full width at half maximum (FWHM $= 2.35\sigma$) of the summed probability curve (Figure 105A), the Marbrière landslide occurred between 3.4 and 4.4 ka, the weighted mean being 3.9 ± 0.2 ka.

Table 21 : ^{36}Cl analytical data. Cosmogenic ^{36}Cl , chlorine and calcium content in the limestone samples. Prior to the exposure event, the long term denudation rate of $35 \pm 5 \mu\text{m a}^{-1}$ and topographic shielding $S_{T \text{ Inher}}$ was used to calculate the inheritance ($N_{36 \text{ inher}}$), and then, after the exposure event, a $10 \mu\text{m a}^{-1}$ denudation rate and the topographic shielding $S_{T \text{ Expo}}$ was used to calculate the presented exposure ages.

Sample	Lat. (°)	Long. (°)	Elev. (m asl)	Z (m)	S_T Inher.	S_T Expo.	Sn	S_μ	Cl (ppm)	Ca (wt-%)	Weight (g)	$^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ (10^{-14})	$N_{36 \text{ total}}$ (10^4 at/g)	$N_{36 \text{ inher}}$ (10^4 at/g)	^{36}Cl ages (ka)
<i>Bar sur Loup</i>	43.703	6.982	560				1.58	1.301							
GR01-Be ^a				20.5	0.71	0.71									4.54±0.52
GR01				20.5	0.71	0.71			27 ± 0.3	38.9 ± 0.4	35.14	10.03 ± 0.38	10.99 ± 1.1	1.09 ± 0.09	4.53±0.46
GR02				19.5	0.71	0.71			30 ± 0.2	38.9 ± 0.4	36.14	9.12 ± 0.36	10.22 ± 1.09	1.23 ± 0.10	4.05±0.41
GR03				17.3	0.71	0.71			31 ± 0.2	38.9 ± 0.4	35.37	9.13 ± 0.39	10.55 ± 1.15	1.71 ± 0.15	3.98±0.41
GR10				15.6	0.71	0.71			29 ± 0.2	38.8 ± 0.4	33.04	5.53 ± 0.31	6.22 ± 0.70	2.27 ± 0.21	1.46±0.46
GR11				16.8	0.73	0.73			25 ± 0.3	38.8 ± 0.4	34.47	8.23 ± 0.55	8.91 ± 0.99	1.78 ± 0.17	3.19±0.40
GR12				18.9	0.73	0.73			30 ± 0.3	38.9 ± 0.4	35.04	7.25 ± 0.33	8.17 ± 0.89	1.34 ± 0.11	2.99±0.32
GR13				19.6	0.73	0.73			16 ± 0.2	38.9 ± 0.4	33.11	7.89 ± 0.37	7.87 ± 0.62	1.05 ± 0.10	3.18±0.34
GR14				23.8	0.72	0.72			14 ± 0.1	38.9 ± 0.4	33.96	7.59 ± 0.33	7.21 ± 0.53	0.91 ± 0.08	2.97±0.32
GR14-Be ^a				23.8	0.72	0.72									3.22 ± 0.27
<i>Marbrière</i>	43.679	6.943	555				1.58	1.301							
GR04-Be ^a				25	0.51	0.51									4.23±0.88
GR04				25	0.51	0.51			21 ± 0.2	39.1 ± 0.4	34.8	6.48 ± 0.30	6.50 ± 0.6	0.54 ± 0.03	3.80±0.4
GR05				13.2	0.51	0.51			39 ± 0.4	39.1 ± 0.4	33.35	7.20 ± 0.33	9.19 ± 1.12	2.63 ± 0.24	4.02±0.45
GR06				15	0.51	0.51			35 ± 0.3	39.1 ± 0.5	34.69	6.71 ± 0.30	8.04 ± 0.96	2.02 ± 0.17	3.87±0.42
<i>Magagnosc</i>	43.687	6.970	570				1.61	1.322							
GR15				8.3	0.5	0.5			233 ± 2.2 ^b	25.8 ± 0.6	72.65	6.55 ± 0.32	22.35 ± 5.97	9.89 ± 0.77	4.65±0.48
GR16				13	0.5	0.5			2 10 ± 2 ^b	22.7 ± 0.5	72.87	5.52 ± 0.30	17.11 ± 4.53	5.33 ± 0.31	4.68±0.37
GR17				2.5	0.5	0.5			107 ± 1 ^b	27.4 ± 0.5	74.4	10.49 ± 0.41	18.76 ± 4.29	16.33 ± 4.10	0.86±0.5
<i>Caire</i>	43.736	7.062	915				2.08	1.530							
TR01				12	0.64	0.64			7 ± 0.1	38.2 ± 0.5	34.51	9.37 ± 0.35	8.08 ± 0.43	5.78 ± 2.25	0.97±0.49
TR02				10	0.64	0.64			8 ± 0.2	38.3 ± 0.4	36.32	14.29 ± 0.50	12.31 ± 0.65	7.71 ± 2.61	1.96±0.52
TR03				9	0.64	0.64			24 ± 0.2	38.7 ± 0.4	32.84	12.90 ± 0.44	14.69 ± 1.25	9.42 ± 2.94	2.12±0.5
TR04				8	0.64	0.64			18 ± 0.2	38.1 ± 0.4	33.89	16.49 ± 0.51	17.32 ± 1.25	10.41 ± 2.93	2.89±0.5

TR05				6.9	0.64	0.64			46 ± 0.4	38.3 ± 0.4	33.51	15.45 ± 0.55	21.76 ± 2.72	13.32 ± 3.56	3.22±0.5
Baou des Noirs	43.743	7.125	650				1.68	1.354							
GR18				4.5	0.55	0.5			20 ± 0.2	39.3 ± 0.7	41.18	18.54 ± 0.54	18.24 ± 1.53	11.39 ± 1.20	4.39±0.53
GR19				8	0.55	0.5			31 ± 0.3	37.4 ± 0.7	41.89	13.41 ± 0.45	14.69 ± 1.65	6.19 ± 0.64	5.48±0.59
GR20				11	0.55	0.5			10 ± 0.1	38.2 ± 0.6	40.86	12.02 ± 0.44	10.19 ± 0.65	3.44 ± 0.36	4.54±0.49
GR21				15	0.55	0.5			19 ± 0.2	38.8 ± 0.5	42.06	8.97 ± 0.36	8.28 ± 0.75	1.79 ± 0.18	4.15±0.44
GR22				20.5	0.55	0.64			20 ± 0.2	39.1 ± 0.7	42.88	21.15 ± 0.56	20.31 ± 1.71	0.72 ± 0.07	10.2±0.98
Gattières	43.780	7.165	630				1.66	1.343							
GR23				6.7	0.92	0.58			2 ± 0.1	34.6 ± 0.5	41.54	24.65 ± 1.02	18.45 ± 0.93	10.74 ± 2.21	5.24±0.72
GR24				5.25	0.92	0.58			18 ± 0.2	38.7 ± 0.5	41.97	23.34 ± 0.61	22.13 ± 1.72	16.32 ± 3.09	3.32±0.45
GR25				3.2	0.92	0.58			38 ± 0.3	28.2 ± 0.4	40.11	20.00 ± 0.65	24.74 ± 2.96	19.60 ± 3.05	3.49±0.64
GR26				1.8	0.634	0.5			11 ± 0.1	32.6 ± 0.5	40.42	25.96 ± 0.63	23.01 ± 1.29	18.49 ± 1.99	3.66±0.56
GR27 ^c				0	0.72	-			32 ± 0.3	28.3 ± 0.3	41.22	48.49 ± 1.10	56.28 ± 5.99	-	-
Blk1 ^d												0.82 ± 0.10			
Blk2 ^e												0.77 ± 0.10			

Elev.: elevation above sea level, Z: depth used for the inheritance calculation, corresponding to the vertical distance between the sample and the pre-failure topography. St Inher.: topographic shielding used for the inherited concentration calculation. St Expo.: topographic shielding used for the exposure ages calculation. Scaling factor: scaling factor for spallation reaction computed from Stone (2000). $N_{36 \text{ total}}$: Concentration of ^{36}Cl measured in the sample. $N_{36 \text{ inher}}$: calculated inherited concentration of ^{36}Cl in the sample, accumulated at depth Z during an “infinite time” and considering erosion= $35 \pm 5 \mu\text{m.a}^{-1}$. ^a Ages from Zerathe et al. (2013), obtained by applying ^{10}Be on coexisting chert.

^b Abnormally high concentration of natural chlorine linked to the dolomitic facies of these samples (see Table 18).

^c Sample considered at steady state and used to calculate the local and long term erosion rate $\sim 35 \mu\text{m.a}^{-1}$

^d Blank used for the samples GR01 to GR14 and TR01 to TR05

^e Blank used for the samples GR15 to GR27

4.4.5.2. Magagnosc landslide

On the Magagnosc landslide (Figure 103C), three samples of dolomite were collected from two different profiles. Two samples were extracted in the central part of the main scarp (GR15 and GR16), at the toe of the vertical cliff (15 m high) generated by the mass collapse. Their ages range from 4.65 ± 0.48 to 4.68 ± 0.37 ka, both agreeing within uncertainties (Figure 105B). A third sample (GR17) was collected at the southwestern extremity of the same scarp. This sample yields a younger age (0.86 ± 0.5 ka) that results from a significant contribution of the inherited component considered in the age calculation (see Table 21). This high inherited component contribution is due to the proximity of GR17 to the apparent top of the scarp and therefore to the shallow depth of the sample prior to the failure (Table 20). We suspect that the local short height of the scarp is linked to secondary rock falls. Hence, two interpretations are possible: (i) the GR17 cosmic ray exposure age is an outlier because the amount of inheritance has been highly overestimated, the sample depth used for inheritance calculation being underestimated because of secondary rock-falls of the top of the scarp posterior to the main landslide activity; or (ii) the GR17 cosmic ray exposure age highlights a recent activity phase of the landslide. As it is difficult to favor one or the other hypothesis based on field observations, we discarded sample GR17. Hence, considering the FWHM of the summed probability curve for the two samples GR15 and GR16 (Figure 105B), the main failure of the Magagnosc landslide could have occurred between 4.2 and 5.2 ka, the weighted mean being 4.7 ± 0.3 ka.

It is important to notice that regarding the large amount of stable chlorine-35 measured in these samples, 233, 210 and 107 ppm for GR15, GR16 and GR17, respectively (Table 18), the interpretation of these exposure ages should be considered with caution. Indeed, a high ^{35}Cl concentration implies a ^{36}Cl production through the low-energy neutron capture pathway greater than 20% of the total production of ^{36}Cl . The low-energy neutron flux, and hence the ^{36}Cl production by low-energy neutron capture on ^{35}Cl , being not well constrained because its sensitivity to many factors such as for example, the water content (variable and difficult to assess) and the uncertainties in the diffusion model and in neutron interaction cross-sections (Stone et al., 1996; Schimmelpfennig et al., 2009, Alfimov and Ivy-ochs, 2009), additional unaccountable uncertainties associated to the final age calculation estimated to be more than 10 % by Alfimov and Ivy-ochs (2009) may have to be considered.

4.4.5.3. Bar sur Loup landslide

Two parallel profiles about 15 meters away were sampled along the main scarp of the Bar sur Loup landslide (Figure 103A), which exhibits a regular and smooth shape and whose plane dips 65° S (Figure 103B and Table 20). For this landslide, close lateral topographic profiles unaffected by the gravitational failure and showing sub-horizontal slope downward

to the headscarp (Figure 99B), helped us to accurately assess the initial samples depth. Five limestone samples (GR10-14) and one concomitant chert sample (GR14-Be) were collected along the western side of the main scarp (Profile 1, Figure 103B). Discarding sample GR10 as discussed below, the cosmic ray exposure ages, including the ^{10}Be one, obtained along Profile 1 range from 2.97 ± 0.32 to 3.22 ± 0.27 ka. All agreeing within uncertainties, they belong to the same population whose weighted mean is 3.1 ± 0.3 ka ($\chi^2_{(95\%)} = 0.58$; Ward and Wilson, 1978). Regarding the 15 m length of the profile, obtaining statistically undistinguishable ages all along the scarp strongly supports the occurrence of a rapid slope failure. Similarly, the four ages obtained along the profile 2 (length ≈ 3 m), located eastward of profile 1, range from 3.98 ± 0.41 to 4.54 ± 0.52 ka (GR01-03 for limestone and GR01-Be for chert). They yield a weighted mean of 4.2 ± 0.2 ka ($\chi^2_{(95\%)} = 1.34$).

Because of field evidences of recent caving at the top of head scarp which might be responsible for rejuvenation of the sampled surface (Figure 103B), sample GR10 was discarded.

Despite the results obtained from both profiles support the idea of a cinematically rapid failure for the Bar sur Loup landslide, it is still difficult to precise its initiation time. Indeed a difference, higher than the analytical uncertainties, is obtained between the mean ages of each profile, as shown by the slight bimodal shape of the summed probability curve (Figure 105C). However, several arguments such as (1) the scarp continuity between each sampled profile and (2) the shape of the slipped mass, that is well preserved and shows continuous horizontal bedding planes (Figure 103A), support the hypothesis of a synchronous lateral failure. Thus, considering the FWHM of the summed probability curve, the Bar sur Loup landslide failure occurred between 2.8 and 4.5 ka, with a high probability of occurrence between 3.1 and 4.2 ka that correspond to the weighted mean ages obtained from each profile.

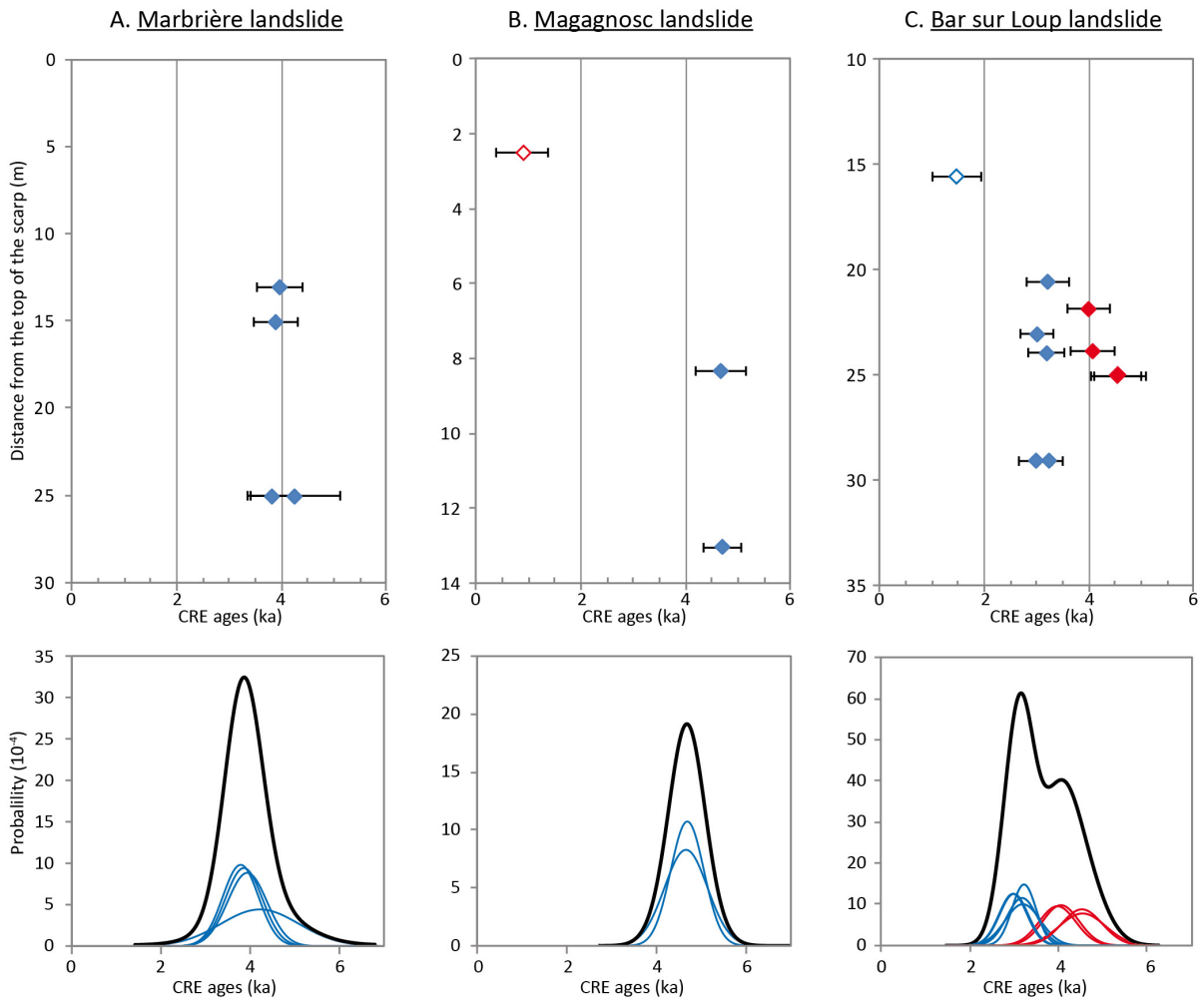


Figure 105 : Analyses of the ³⁶Cl exposure ages of: (A) The Marbrière landslide, (B) the Magagnosc landslide and (C) the Bar sur Loup landslide. Top: cosmic ray exposure ages as a function of the distances from the top of scarps, where blue and red diamonds stand for different profiles extracted on the same scarp (blue diamonds label profile 1 and red diamonds profile 2) and empty blue diamonds stand for outliers (see text for explanations). Bottom: Density plots showing the corresponding Gaussian distribution of cosmic ray exposure ages, where the outliers are not taking into account. Blue and red curves correspond to the Gaussian distribution of individual age, while black curves show the summed probability of the entire population.

4.4.5.4. Caire landslide

Among the six dated landslide, The Caire is the only one which clearly display a different failure morphology since it is not predisposed by any inherited fault.

Exposure ages obtained for the Caire landslide regularly decrease from 3.22 ± 0.5 to 0.97 ± 0.49 ka from the top to the bottom of the scarp, indicating a progressive and continuous downward motion of the landslide mass along the scarp (Figure 106). We fitted a regression line through the 5 ³⁶Cl exposure ages ($R^2=0.98$) which provide a mean scarp slip rate of 2.2 mm.yr^{-1} , potentially variable between 1.6 and 4 mm.yr^{-1} , considering the highest analytical uncertainties. Assuming that the scarp slip rate did not vary with time since the failure

initiation, extrapolation of the current dating results to the top of the scarp suggest an initiation of the Caire landslide between 6 and 7 ka.

Although one profile does not allow permanently constrain the overall movement of the slide, the obtained results confirm, in addition to geomorphologic observations (Figure 103C), that the Caire landslide failure's was progressive at least from 4 ka to nowadays, and thus behaves differently from the previously discussed.

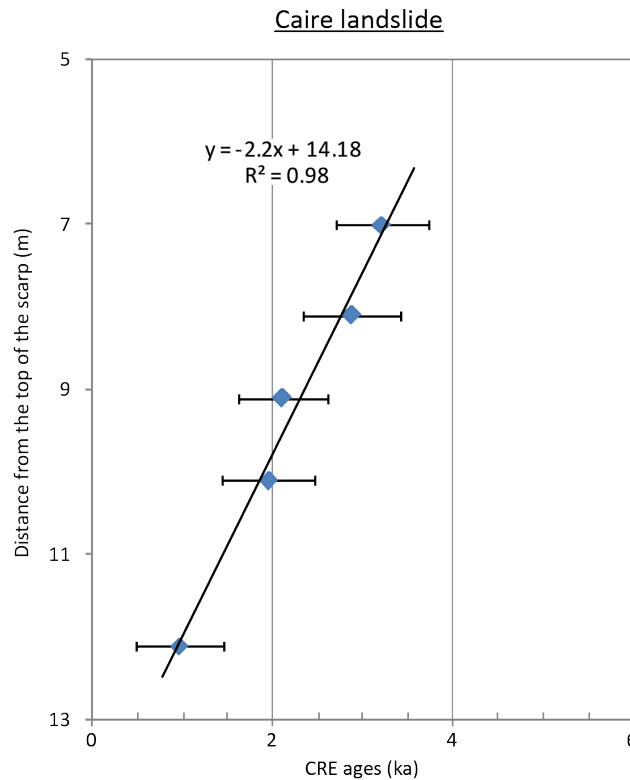


Figure 106 : Plot of the ^{36}Cl exposure ages versus the sample location from the top to the bottom of the scarp. The derivative of the linear trend function provides a mean value of the scarp slip-rate which equals to $2.2 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ but could vary between 4 and $1.6 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ considering the analytical uncertainties.

4.4.5.5. Baou des noirs landslide

We analyzed five samples extracted from the headscarp of the Baou des Noirs landslide. The ^{36}Cl exposure ages obtained range from 4.15 ± 0.44 to 10.2 ± 0.98 ka (GR18-22; Figure 107A). The Gaussian analysis together with the χ^2 statistic test applied on the first four ages (sample located in the upper part of the scarp) agreeing within uncertainties yield an uncertainty-weighted mean age of 4.56 ± 0.3 ka ($\chi^2_{(95\%)} = 3.39$). The fifth sample (GR22), located at the toe of the scarp, yields an individual age two times older than this weighted mean age. Based on field re-examinations, it appears that this sample was inadvertently taken from a block independent from the main scarp and was thus most likely detached from the upper part of the scarp where the inherited ^{36}Cl concentration is significant (see section 2.4.4.3.2). Discarding this outlier, cosmic ray exposure ages along the Baou des Noirs

landslide head scarp reveals the occurrence of a single gravitational failure event at 4.6 ± 0.7 ka, the uncertainty corresponding to the FWHM of the summed Gaussian probability curve (Figure 107A).

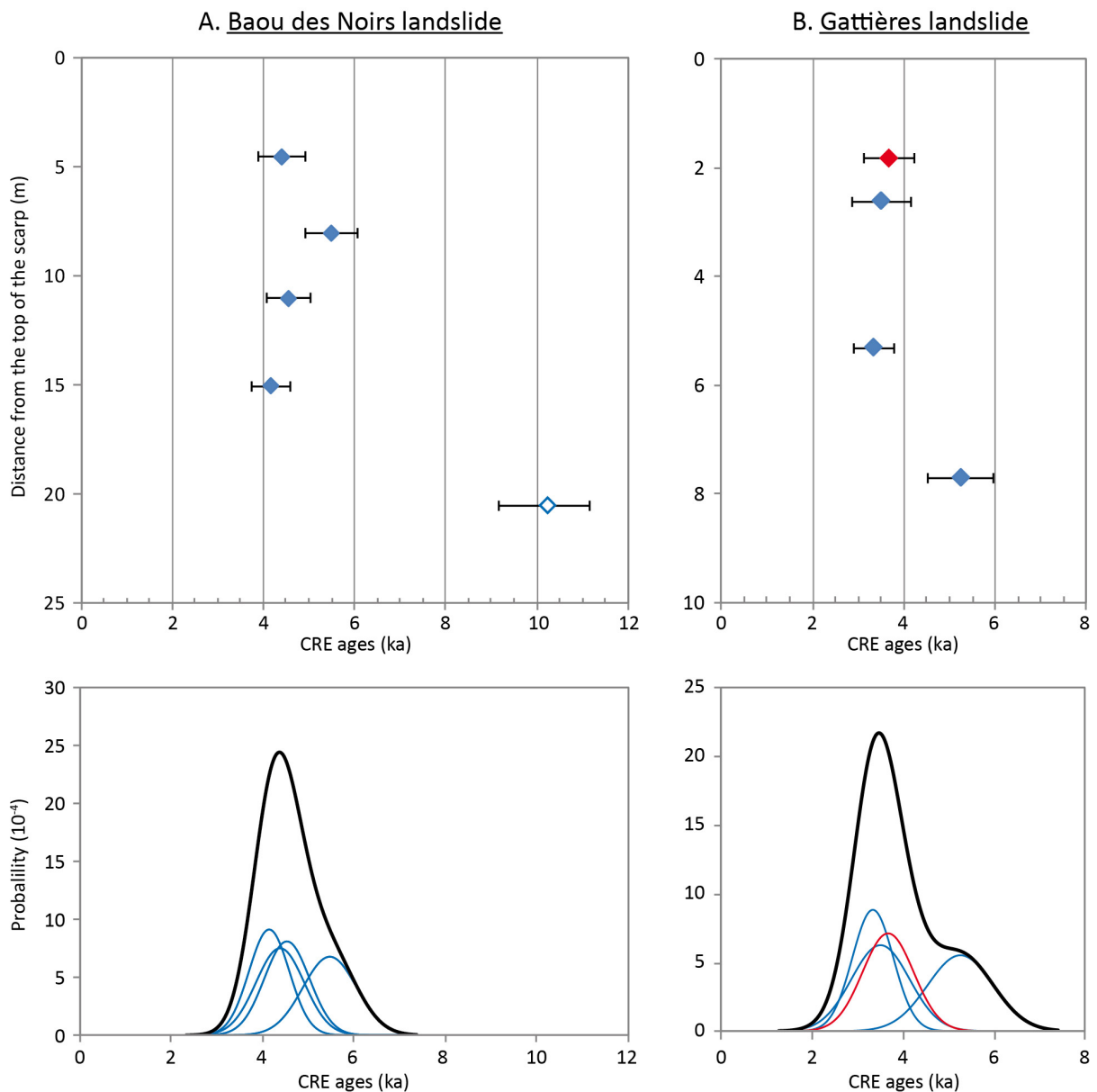


Figure 107 : Analyses of the ^{36}Cl exposure ages of: (A) The Caire landslide and (B) the Gattières landslide. Top: cosmic ray exposure ages as a function of the distances from the top of scarps, where blue and red diamonds stand for different profile extracted on the same scarp and the empty blue diamond for outlier (see text for explanations). Bottom: Density plots showing the corresponding Gaussian distribution of cosmic ray exposure ages, the outliers being not considered. Blue and red curves correspond to the Gaussian distribution of individual age, while black curves show the summed probability of the total population.

4.4.5.6. Gattières landslide

On the Gattières landslide, the lateral continuity of the main scarp above the whole slipped mass allowed sampling two vertical profiles roughly 60m away. The profile 1, located northward, comprised three samples whose cosmic ray exposure ages range from 3.32 ± 0.45 to 5.24 ± 0.72 ka. Although three data are insufficient to unambiguously constrain the failure kinematics, the obtained age distribution reflects a rapid scarp exhumation (Figure 107B). Sample GR-26 collected along the southside of the Gattières scarp yields a cosmic ray exposure age 3.66 ± 0.56 ka indistinguishable from those deduced for the profile 1 (Figure 107B). Considering these four ages, the Gattières landslide thus occurred between 2.8 and 4.2 ka, the weighted mean age being 3.7 ± 0.3 ka ($\chi^2_{(95\%)} = 5.38$) and the uncertainty corresponding to the FWHM of the summed Gaussian probability curve (Figure 107B).

4.4.5.7. Synthesis

More than thirty samples extracted from nine vertical profiles along the main landslide-scarps were processed to constrain, using independent ^{36}Cl and ^{10}Be terrestrial cosmogenic radionuclides surface exposure dating, the chronology of six large-scale and deep-seated slope failures located in the Southwestern Alps. Except for the special case of the Caire landslide displaying a singular kinematic that will be specifically discussed hereafter, these data mainly show that:

- (i) The landslide failures are clustered between 3 and 4.8 ka, that is during the middle Holocene period (Figure 108),
- (ii) The landslide failures were rapid and most probably spontaneous, suggesting a period of enhanced rock-collapses in the subalpine chains.

Regarding the age distribution (Figure 108), it is likely that these five landslides occurred simultaneously between 3 to 4.8 ka.

A different kinematics has been revealed for the Caire landslide. The exposure ages obtained along the scarp shown a progressive and continuous failure at a slip rate of lower than 4 mm.yr^{-1} since at least 3.2 ka. Beyond the particular process acting on the Caire landslide, these results are important because they demonstrate that the cosmic ray exposure dating method is able to reveal a progressive scarp exhumation which reinforces our confidence in the rapid collapse of the other landslides.

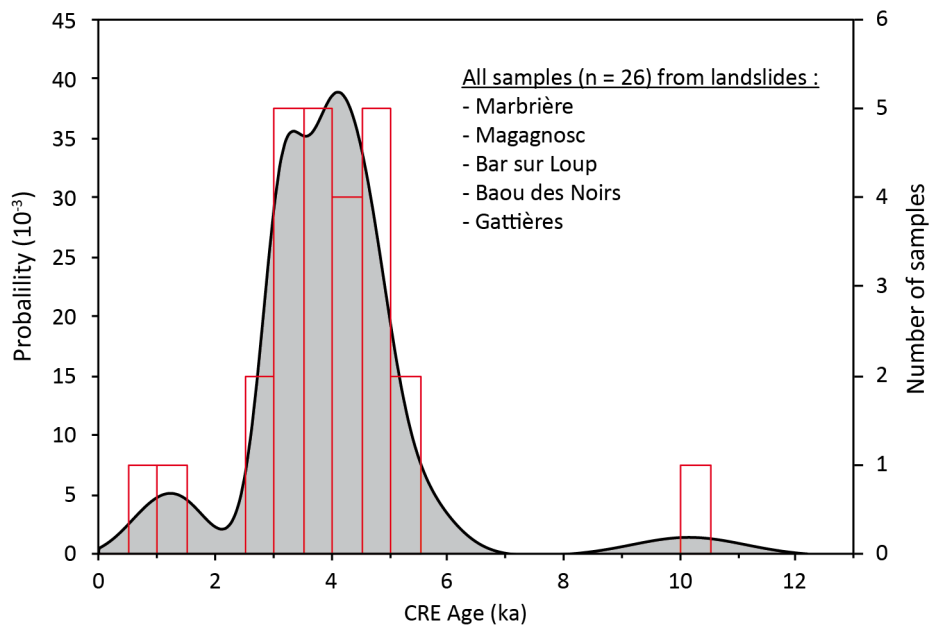


Figure 108 : Age distribution reported as a binned frequency histogram and a probability and density distribution. All the cosmic ray exposure ages associated to the five landslides whose failure process has been linked to a rapid punctual event are considered (Marbrière, Magagnosc, Bar sur Loup, Baou des Noirs and Gattières).

4.4.6. General discussion

4.4.6.1. Failure types and causes of landslides in subalpine chain

This paragraph will be also extended for the submitted version of this paper. It provides a synthesis of the discussion exposed in the Section 3.5.3 of this thesis, but strengthened by the absolute chronological constraints on landslide's kinematic presented above.

This discussion focuses on the spatial clustering of deep-seated landslides on the southern front of the subalpine chain whose developments are mainly due to the presence of ductile Triassic mudstone layers covered by faulted and karstified limestone slab.

Geological slopes generally experienced a two-steps evolution: (1) a slow and gradual evolution dominated by weathering processes, and (2) a sudden breakdown due to a higher energy trigger. The analysis of deep-seated block spread type of movement developed in the review of [Gutierrez et al. \(2012a\)](#) shows that several factors control the stability of this type of slide (the topography, the thickness of the limestone series, the thickness of the plastic series, the effect of pre-cut slope, the karst that drains the fluid with induced effects of the varying load to the mechanical behavior of plastic clays, erosion of the slope basement, hydromechanical effect, etc.). These factors essentially control the "normal" evolution of the basins, that is to say the progressive and slow phase of the gravitational movements, while "non-standard" stresses such as earthquakes or abrupt climate change control the so-called catastrophic acceleration.

Deep-seated block spreads are generally assumed to be characterized by progressive slope displacements at slip rates lower than 16 mm.yr^{-1} (Cruden and Varnes, 1996; Delgado et al., 2011; Gutierrez et al., 2012a). In this study, such characteristic has been established for the Caire landslide, whose age distribution profile highlights continuous displacements at slip rates lower than 4 mm.yr^{-1} (Figure 106). Field observations of fresh-cracks and unfilled morpho-structures suggest in addition that it is still active. Geomorphological observations combined to vertical age profiles acquired along the main landslide-scarps of the five others studied landslides provide evidences for episodic and rapid displacements. On the Marbrière and Magagnosc landslides, the occurrence of rock-avalanches has been favored by translational rock-slip along strata after downward toppling of the slipped-masses (Figure 102; Zerathe and Lebourg, 2012). On the Bar-sur-Loup, Baou des Noirs and Gattières landslides, despite sudden large offset were recorded along the main scarps (between 40 and 70 m; Table 20), the associated slipped-masses did not experienced any consequent rotation (backward or frontward). Gutierrez et al. (2012) also proved such episodic displacements of a few meters they attributed to subsidence caused by interstratal dissolution of underlying halite-bearing evaporates. In the cases studied here, such a process seems unlikely regarding the amplitude of the offset recorded and the absence of massive evaporate outcrops. Based on our interpretation, the sudden collapse of the subalpine deep-seated block spreads might result from a sudden and complete loss of stability of the mudstone basement under the effect of a highly energetic triggering factor.

On the other hand, if we invoked any triggering factor to explain the five sudden catastrophic failures, keeping in mind that these landslides are at most a few kilometers away from each other (Figure 98), the question is: why did the Caire landslide behaved differently from the others?

Comparing the main predisposing factors of each of these six landslides (Table 20), it appears that the Caire is the only one whose failure surface within limestone seems not to have been predisposed by any inherited fault. Indeed, its scarp shows an undulating shape (Figure 103D and E) and seems to have developed due to diffused fracturation locally observed in the limestone. This might have resulted in a high coupling between the slipping mass and the scarp during the progressive failure, as inferred by clear dip striations noticeable on its scarp plane (Figure 103D). Such a coupling and its associated high friction probably had hampered a rapid failure. Moreover, it has to be notice that the Caire slope failure is the one which occurred in the upper part of a slope, without any deep-karstic aquifer trapped behind while others have.

Thus, these two mains parameters, the effect of pre-cut slope and the presence of deep-aquifer trapped within the slope, have most likely played an important role in the final triggering. These parameters will again be discussed after having proposed a possible origin of the triggering factor. Geomorphological arguments and geochronological data obtained from this study indeed strengthen evidences from various sectors of the southern front of the subalpine chain and lead thus to consider at this scale: (i) a synchronous activation and (ii) a fast breaking phase probably linked to a highly energetic event.

4.4.6.2. Triggering factors of landslides in the South-western Alps

This discussion aims to address the following question: What can be the triggering factors of the Holocene landslides in the Alps?

To do so, two spatial scales will be considered: (1) the scale of the studied area, i.e. the South-western Alps and, (2) the scale of the entire Alpine belt through a more speculative discussion based on state of the art landslide dating across the Alps.

The spatially clustered distribution of the landslides in the Castellane Arc as well as the temporal distribution between 3 to 4.8 ka of several failures suggest their common trigger in the middle Holocene. In the literature, two main processes are often proposed to explain sudden large landslides triggering:

- the effect of ground shaking during strong earthquake (Keefer, 1984 and 1994; Jibson et al., 2004; Dunning et al., 2007; Gutiérrez et al., 2008);
- the effect of heavy precipitation linked to sudden climate change (Volk, 2000; Bookhagen et al., 2005; Le Roux et al., 2009; Borgatti and Soldatti, 2010)

In the following paragraphs we will attempt to review both the seismo-tectonic context of the studied area and the past Holocene climate variations, to argue if any of these two factors could explain and correlate with the period of large landslides triggering evidenced between 3 to 4.8 ka in the South-western Alps.

1.4.4.6.2. *A seismological triggering factor?*

Earthquakes-induced landslides have been studied since long using historic reports (Seed, 1968; Rodriguez et al., 1999) and direct field observations after major earthquakes (Keefer, 2002; Malamud et al., 2004). Most of the time, these reports have described shallow landslides (less than 10 million cubic meters) induced by earthquakes. Deep-seated landslides triggered by earthquakes have unfortunately not been well described (Sing et al., 2008). So, how do earthquakes induce large landslides? More, is it really possible at a regional scale to produce simultaneously half-dozen of large landslides?

One major finding of researchers working on landslides triggered by earthquakes is that the largest gravitational failures ($>10^6 \text{ m}^3$) potentially triggered by a strong earthquake ($M > 7.5$) could rarely be located beyond a distance of 100 km from the fault rupture or from the epicenter (Keefer, 1994; Tibaldi et al., 1995; Keefer, 2002; Malamud et al., 2004; Jibson et al., 2004 and 2006). Indeed, the accelerations levels and the ground-shaking frequencies must be the highest to induce such large failures (Jibson et al., 2006). We will thus try to review the seismo-tectonic context of the South-western Alps with respect to a 100 km radius around our study area.

The South-western Alps is an intraplate domain characterized by low deformation rate (Larroque et al., 2009), whose current seismic deformation is diffuse and considered being low to moderate (Béthoux, 1992; Larroque et al., 2009). The region is continuously affected by several hundred of small events each year ($M_l=1.5-3.5$), and by one or two events with magnitudes close to 5 every five years approximately (Larroque et al., 2009). Few historical seismicity data also attests for earthquakes of magnitude close to 6, but whose epicenter are located quite far away from our study area, offshore in the Ligurian basin (“Marcel fault” ; Larroque et al., 2012). At a regional scale, the potentially active fault systems on shore are poorly characterized and their properties remain widely unknown (e.g. Courboulex et al. 2007; Larroque et al. 2011; Larroque et al. 2012). Nevertheless, three main “recent” strike-slip faults have to be accounted for: (1) the Donareo fault, located in lower Var valley, which affected Quaternary conglomerates (Figure 98; Larroque et al., 2011; Bauve et al., 2012), (2) the Blausasc fault, located North-east from Nice, which produces micro-seismicity (Courboulex et al., 2003 and 2007) and (3) the Argentera-Bersezio fault system located in the Argentera-Mercantour external massif, whose Holocene activity has been proved (Sanchez et al., 2009 et 2010).

According to these authors and on the basis of the recent review proposed by Larroque (2009), these fault systems would not be able to generate earthquakes with magnitude up to 6 because of their short fault length, the low stress field of the South-western Alps and the limited thickness of the seismogenic crust of the Ligurian-Alps intraplate context.

Sanchez et al. (2009) recently proposed a direct cause to effect relation between the Holocene tectonic activities the Argentera-Bersezio fault system and the Pra/Clapière landslides development (65 to 80 km from our study area). However, despite the spatial connection between the fault and the landslides is clear, the proof of their temporal relationship remains weak since the age of fault offset (7 ka BP) has been established based on two cosmic ray exposure ages only. Moreover, the initiation of the Pra and the Clapière landslides were bracketed between 5-2.5 ka BP (Bigot-Cormier et al., 2005; Sanchez et al., 2009), few thousand years later than the fault activation. Unfortunately, the paleo-sismological report of Sanchez et al. (2009) is the one available in the region.

Otherwise, all the potentially active fault systems are strictly located eastward to the Var valley and traces of recent tectonic deformation (Holocene or Pleistocene) have never been reported across the Castellane Arc belt over the last forty years.

Consequently, despite it is currently not possible to completely exclude this hypothesis; it is unlikely that the large landslides studied in this paper were triggered by a strong earthquake for several reasons. First, the occurrence of an earthquake with a magnitude up to 7.5, which is prerequisite to trigger large landslides, is unlikely taking into account the seismo-tectonic settings of the area they are located in (Larroque, 2009; Sanchez et al., 2009). Secondly, the spatial distribution of the landslides did not reveal any evident East-West trend according to their volumes or scarp offsets, on the contrary to what would have been expected in the case of a coseismic triggering and, above all, taking into account that all the potentially seismic faults are located far to the East from their locations. We would

thus prefer the vision that the recurrent low seismicity of the Southwestern Alps played the role of a preparatory factor in progressively fracturing and weakening the slopes.

2.4.4.6.2. *A climate change as triggered factor?*

Throughout the world, most landslides are essentially caused by rainfall, and their initiation and evolution thus depend on meteorological and physiographical conditions. However, while individual rainfall events can cause slope failures in the case of shallow or soil landslides, triggering deep-seated landslides needs specific climate changes related to heavy rainfall over a long time period. Similarly, on time scales lower than 100 years, limited environmental condition changes may influence the hydrology controlling shallow landslide activity according to power laws involving their size and frequency (Dai and Lee, 2001; Guzzetti et al., 2002). On time scales longer than 100 years, larger and deeper-seated landslides whose activity may be influenced by substantial climate changes are considered (Soldati et al., 2004; Borgatti and Soldati, 2010). For instance, in the Himalaya, where the monsoon leads to intense rainstorm periods, this causal relation was highlighted by several authors to explain slope-failures involving several million cubic meters of rock material. These studies include direct observations (Volk, 2000; Dunning et al., 2007) and correlations between paleoenvironmental evidences of rainy period and absolute landslide dating (Bookhagen et al., 2005; Dortch et al., 2009). The mechanical effect of impulsive water inflow on rock-slope stability will be more specifically discussed hereafter.

In the European Alps, the impact of climate changes during the Holocene period has been significant on hydrological processes, and the literature offers many interpretations based on different climate proxies helping to reconstruct temperature evolution and/or paleo-hydrology patterns. Previous studies in mountain belts have shown the impact on landsliding of climate evolution during the Holocene as specifically highlighted by a review of climate changes in the Alps.

The Holocene is climatically a relatively stable period compared to the Quaternary Period (Alley et al. 2005). Nevertheless, several studies have shown that the Holocene is punctuated by marked secular to millennial rapid climate fluctuations caused by complex combinations of forcing (Mayewski et al, 2004, Wanner et al, 2008 and 2011; Le Roy, 2012). Le Roy (2012) shown that in the Alps early Holocene temperatures have reached values close to those of the mid-20th century relatively early on although this period also experienced some very cold short pulses. The early Holocene seasonality was more pronounced than that of the second half of the Holocene with higher humidity and frequent returns to cold conditions up to 9.3 ka. Then, very dry conditions prevailed until ~8.2 ka, that is before the Boreal/Atlantic transition which is characterized again by high humidity and relatively cool temperatures. Darnault et al. (2012) recently proposed a compilation of published ages to document the glacier retreat at the Alpine-scale and highlighted three main phases of glacier retreat at 14.9 ± 0.8 ka, 10.9 ± 1.1 ka and 8.4 ± 0.9 ka (Figure 109).

The middle Holocene period, often defined as the Holocene Climatic Optimum ([Renssen et al., 2009](#)), is characterized by warm and wet conditions, however without any records of flood event, that gradually become drier from ~7 ka. Finally, the second half of the Holocene shows a gradual decrease in temperature and an increase in hydrological activity starting around 5.8-5.5 ka that becomes even more pronounced at ~4.2-4.0 ka under the combined influence of climatic and anthropogenic factors. During the last 4,000 years, hot and dry spells have never been as long as those of the early and mid-Holocene and several fresh and moist secular to millennial periods subsequently succeeded.

During the last period, many detrital events were observed in Alpine alluvial valleys. They are reported in numerous studies and are of a main interest for this discussion. Indeed, while paleohydrologic reconstructions are still a matter of debate when considering studies based on pollen and speleothem data only ([Zanchetta et al., 2007](#); [Ortu et al., 2008](#)), the link between detrital events and heavy rainfall periods (leading to higher erosion) as well as flashflood events is generally accepted.

Detrital events have been estimated to have occurred at 4,410-4,090 cal. BP in the Southern Alps ([Guiomar and Rousset, 1999](#)), between 4,450 and 3,700 cal. BP in the Bourget Lake recording Rhone floods ([Arnaud et al., 2005](#)) and between 4,250 and 3,880 cal. BP in the alluvial plain of the Rhone ([Delhon, 2005](#), [Berger et al., 2008](#)). Between 4,150 and 3,950 cal. BP, high lake levels are recorded in the Northern Alps and the Jura ([Magny, 2004](#)). Between 5,500 and 4,600 cal. BP, the Lake Anterne (northern French Alps) recorded this climate transition as a cause of hydrodynamic and erosion process changes implying an increase of the soil erosion as well as of the frequency of flashfloods ([Giguët-Covex et al., 2011](#)). In the upper Rhone valley also, at 4,300 cal. BP, this period is characterized by an increase of the hydro-sedimentary activity of large and small-catchment basins ([Berger et al., 2008](#)). In the Southern Alps, the Saint Léger Lake records a high lake level between 5,200 and 3,700 cal. BP ([Digerfeldt et al., 1997](#)) and highly impulsive detrital events are recorded in Lake Petit (Mercantour) between 4,350 and 4,180 cal. BP, accompanied by an increase in soil erosion and landscapes marked opening ([Brisset et al., 2012](#)). Finally, in the studied area, borehole logs of the sedimentary sequences of the Var, Paillon and Brague river mouths (see location on Figure 98) revealed the general hydrological pattern of the subalpine chain catchments for the entire Holocene ([Dubar et al., 1995](#)). All boreholes concordantly show evidence of quiescent hydrological regime between 8,000 to 5,000 cal. BP (fine-grained and organic sedimentation), whereas deposition of coarse and unsorted gravel sequences beginning just after 5,000 cal. BP supports the occurrence of several flashflood events and the activation of mass movements in the subalpine valleys at that time period ([Dubar et al., 1995](#)).

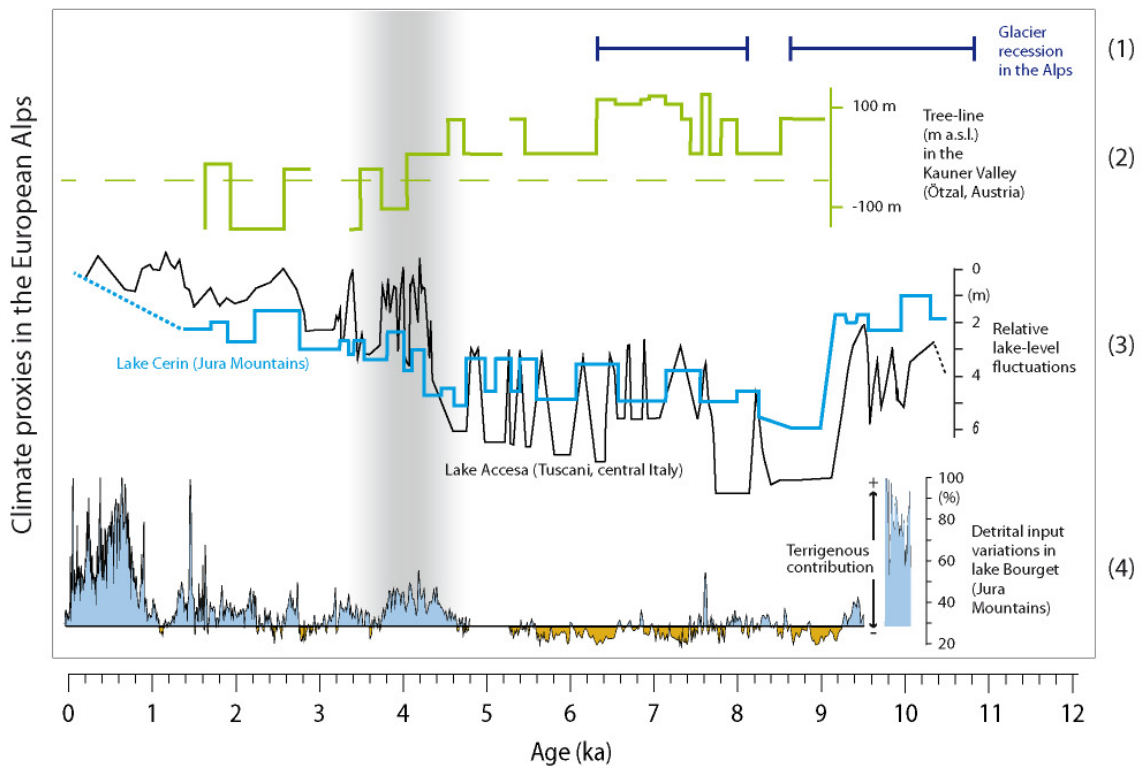
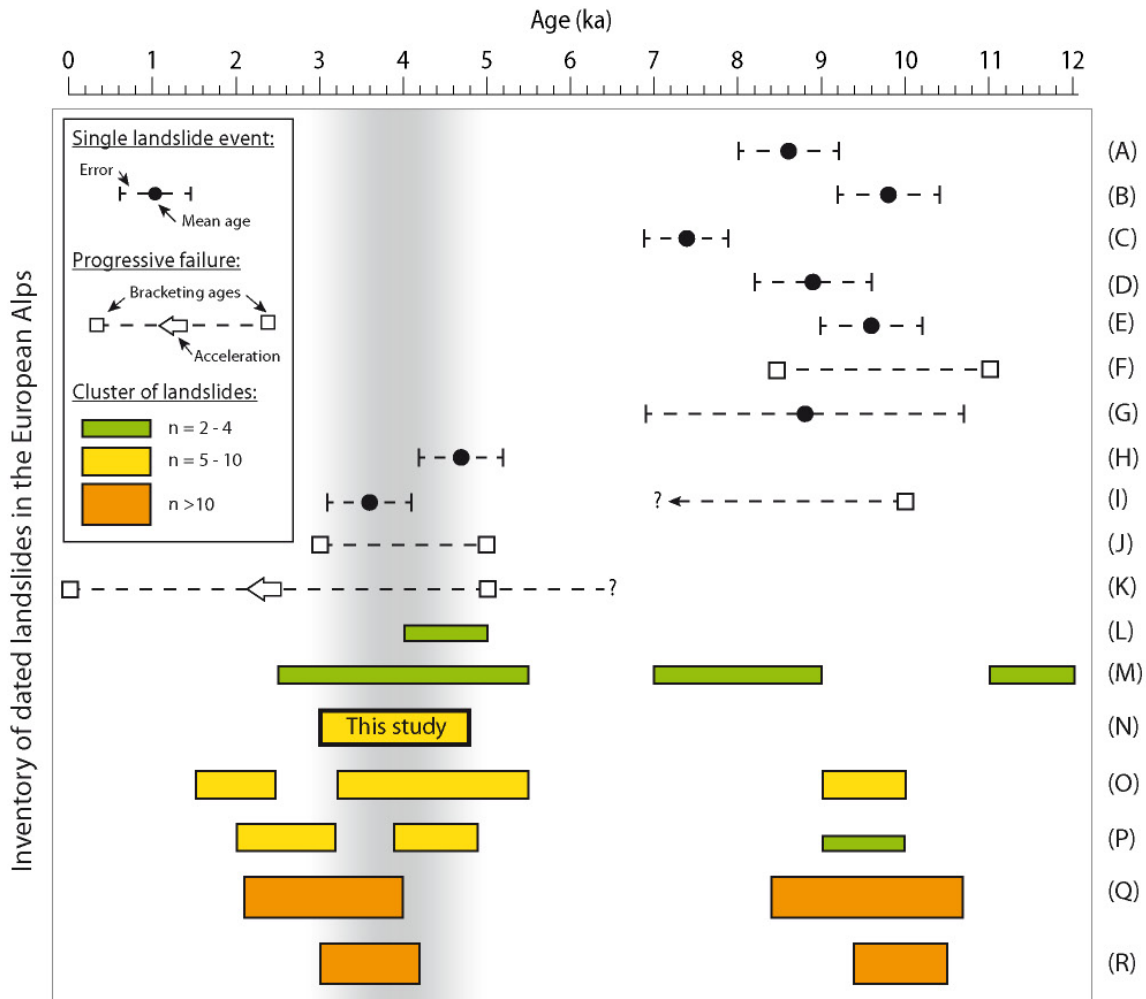


Figure 109 : Synthetic diagram showing, for the Holocene period and at the Alpine-scale, the relationships between (A) the chronology of large-scale landslide events and (B) the variations of climatic and paleohydrological conditions based on different climate proxies. Corresponding references for the inventory of dated landslides in the Alps are: ^AOstermann et al., 2012, ^BIvy-Ochs et al., 1998, ^CHormes et al., 2008, ^DIvy-ochs et al., 2009, ^ETinner et al., 2005, ^FHippolyte et al., 2009, ^GHippolyte et al., 2006, ^HDelunel et al., 2010, ^IEl Bedoui et al., 2008, ^JBraucher unpublished, ^KLe Roux et al., 2009, ^LPanizza, 1996, ^MSanchez et al., 2009, ^NThis study, ^OLateltin et al., 1997, ^PBertolini et al., 2004, ^QBorgatti and Soldati, 2010, ^RPrager et al., 2008. The letters ascribed to the references are the same than those reported on the map Figure 110 allowing for their spatial locations. Corresponding references of the paleoclimatic data: ¹Main periods of the last deglaciation in alpine valleys recently compiled by Darnault et al., 2012, ²a record of tree-line variations in the Austrian Alps reported from Nicolussi et al., 2005, ³lake-level fluctuations reflecting regional hydrological conditions recorded from Lake Accesa (dark line, Tuscany, Central Italy) (Magny et al., 2007) and Lake Cerin (blue line, Jura mountains, eastern France) (Magny et al., 2011), ⁴a detrital input record of Lake Bourget (Jura mountains, Arnaud et al., 2012). The vertical grey band suggests the correlation between the brutal 4.2 ± 0.6 ka climate oscillation and the concordant occurrence of numerous large-scale slope failures across the European Alps mountain belt.

As a summary, examination at the European scale of sedimentary archives not only from the Western Europe but also from the Mediterranean basin (Magny et al., 2003, 2011 et 2013) suggests the occurrence of a major climate anomaly at 4.2 cal. BP whose forcing are still debated (Magny et al., 2009; Le Roy 2012). In any cases, all studies highlighted the occurrence of two phases of climate change (Walker et al., 2012), one at the beginning of the Holocene (8.2 event) and another most important phase in the mid-Holocene (4.2 event) characterized by long lasting periods of high rainfall that may be chronologically correlated to the triggering of the landslides studied in this work.

Applying the probability density distributions approach (Sircombe et al., 2004) to test whether the ages obtained along the vertical profiles may statically represent a single event reveals indeed that the Marbrière, Magagnosc, Bar-sur-Loup, Baou des Noirs and Gattières landslides have all experienced a brutal rock-collapse phase at 3.9 ± 0.5 ka, 4.7 ± 0.5 ka, 3.7 ± 0.9 ka, 4.6 ± 0.7 ka and 3.7 ± 0.7 ka, respectively. In addition, the χ^2 statistical method of Ward and Wilson (1978) demonstrates that all these landslide-failure ages statistically belong to a single population whose weighted mean is 4.2 ± 0.3 ka ($X^2_{(95\%)} = 2.51$ while the theoretical χ^2 value for five samples is 9.50).

Thus taking into account the above outstanding temporal correlation between the cluster of landslide failures in the Southwestern Alps and the major (and well constrained) “4.2” climate perturbation, we propose with a good confidence a cause-and-effect relationship between the heavy rainfalls induced by the 4.2 ka climate oscillation event and the triggering of these fives landslides. To our knowledge, it is the first time that a convincing cross-correlation between large-scale landslides triggering and the well-known 4.2 climatic event is proved in the Alps.

In addition to this demonstrated temporal correlation, it is also reminded that the karstic context of the front of the subalpine chains can be especially sensitive to impulsive water inflows. Strong and sudden rises of the water table level in the deep karst aquifers can be expected in response to heavy and extended rainfall period (Gilli et al., 2010). Moreover, it has also been previously described that these large landslides developed at the foot of karstic aquifer, directly along the contact with the aquiclude (contact between ductile Triassic mudstone overlain by faulted and intensively karstified limestone slab), where fluid pressures can reach its maximum due to the mudstone permeability barrier. In such specific context, impulsive water inflows can promote or trigger a gravitational failure in different ways:

- (1) The water influx may represent a significant mass supplement in the limestone medium, increasing the vertical load (maximal stress axe: σ_1) and thus increasing the deviatoric stress within the basal ductile layers;
- (2) Due to the highly impulsive nature of the fluid inflow, the raw pressure variations within the pre-existing faults and fractures (that pre-cut the limestone and represent the main way of fluid circulation) may triggered undrained response of the surrounding rock; This will trigger rapid effective stress variations that, in return, induce static stress field changes and/or dynamic shearing on pre-existing fractures. At larger-scale, the nucleation of such ruptures induces the general decrease of the mechanical strength of the altered medium, leading to a potential evolution of the landslide kinematic toward a catastrophic rock-collapse (Derode et al., 2013);
- (3) Due to changes in the rheology of the basal mudstone in response to an increase in pore pressure and/or increase in clay saturation, a loss of stability of the slope basement could occur. Several studies shown that these effects could induce a decrease in the mechanical behaviour of the mudstone or even a complete fluidization of the clay (Iverson, 2005; Mainsant et al., 2012).

Although hydrological changes mainly induced landsliding acceleration or triggering, fluctuations in the pore pressure may also affect the slope stability on long time-scales. Due to the spread of the rock morphology, water influences the mudstone unit resulting from weathering and softening of the argillaceous rocks, percolates through faults with the consequent weathering of the overlying limestone, increases subsequent dissolution and karstification and changes the frictional component of the resistance on the effective stress. Hydrological processes that trigger landslides have thus strong temporal variations depending on the weathering evolution state of the slope, and potential landslide activity must be assessed in terms of spatial extent, temporal frequency, and weathering conditions.

4.4.6.3. A Middle Holocene (3 - 5 ka) period of increasing landslides failures at Alpine-scale?

In the western, central and eastern European Alps, several studies based on absolute dating techniques (such as cosmic ray exposure dating, radiocarbon, etc.) have reported the chronology of large-scale landslide failures, or even pointed out different periods of increased slope instability during the Holocene (e.g. [Panizza et al., 1996](#); [Corsini et al., 2001](#); [Bertolini et al., 2004](#); [Soldati et al., 2004](#); [Prager et al., 2008](#); [Sanchez et al., 2009](#); [Borgatti and Soldati, 2010](#)). These studies discussed the potential factors responsible for landslides triggering, but their conclusions remained often hypothetical or speculative because of unsatisfactory amount of data or/and low constraints on past climate variations or paleo-sismological chronics. Up to now, no comprehensive study tried to review these dated events at the Alpine-scale and to cross-correlated them to eventually evidence any potential trends.

We acknowledge that working out such a compilation is far to be simple. Main difficulties are related to the large amount of available (published and unpublished) data, the high variability in landslide typologies and the numerous dating methods that have been applied. In particular, the used absolute dating methods have been usually improved since the data have been published (the results are sometimes close of being obsolete nowadays) and age-recalculations should probably be necessary.

Nevertheless, in order to provide a first order compilation of dated landslides at the Alpine-scale, few rules were followed. They are: (1) in order to take into account as accurate absolute ages as possible, only “recently” published datum (< 1995) were considered; (2) dealing in this study with large-scale landslides, only papers reporting on the chronology of slope failure involving more than 10^6 m³ (without any differentiation of typologies) were considered, and (3) for the studies in which local periods of enhanced landsliding were proposed (e.g. [Prager et al., 2008](#); [Borgatti and Soldati, 2010](#)), they were differentiated according to the number of failures occurring in a given period (three groups were defined: $n= 2-4$; $n=5-10$ and $n>10$, see Figure 109). Each study-case accounted for in the flowchart (Figure 109) was located on the map Figure 110 on which its main characteristics (name, landslide timing, volume involved and typology) are listed. Four selected climate proxies, representatives of the hydrological variations across the Alps during the Holocene ([Nicolussi et al., 2005](#); [Magny et al., 2003](#); [Magny et al., 2007](#) and [2011](#); [Arnaud et al., 2012](#) (see also [Magny et al., 2013](#))) have also been added to the flowchart for comparisons. These studies were referenced as well on the map Figure 110 (see discussion above). Despite this compilation is certainly not exhaustive and allows for visual correlations only, it offers, on the basis on the previously listed assumptions, a valuable state-of-the-art to discuss the timing of landslides at the Alpine-arc scale.

Two main trends appear: (i) a first period recording numerous mass-wasting events during Pre-boreal and Boreal periods (from 11 to 8 ka cal. BP) and (ii) a second period of increased landslide activity during the Subboreal period (from 5.0 to 3.0 ka cal. BP).

During the first period, landslides were likely triggered by paraglacial processes. This time-span indeed coincides with the general alpine-glacier retreat that occurs mostly synchronously throughout the entire Alps between 10.9 ± 1.1 ka and 8.4 ± 0.9 ka (Darnault et al., 2012). This relationship has been already reported and intensively studied (Cossart et al. 2008; Kellerer-Pirklbauer et al., 2010; Darnault et al., 2012). The triggering of large-scale slope failures by the isostatic rebound resulting from a significant glacial retreat is a generally accepted scenario (Ballantyne, 2002a and 2002b; Mac Coll et al., 2012).

The second period recording numerous mass-wasting events is the Subboreal period (from 5.0 to 3.0 ka cal. BP). As shown Figure 109, several authors have already described this Middle-Holocene phase of enhanced landslide activities (Lateltin et al., 1997; Prager et al., 2008; Sanchez et al., 2009; Borgatti and Soldati, 2010), but it is the first time that this trend appears to be potentially generalized throughout the entire Alpine mountain belt (Figure 110).

The causes of this second period of enhanced landslide failures are still debated. Some authors proposed that the development of large landslide events during the mid-Holocene could be related to a phase of intense tectonic activity (Persaud et al., 2004; Ambrosi and Crosta, 2006; Sanchez et al., 2009), while others have associated it to the consequence of the climatic transition between the Atlantic and the Subboreal chronozone (Prager et al., 2008; Borgatti and Soldati, 2010). To our opinion, the fact that several large landslides occurred during one or two thousand years throughout the entire Alpine arc (Figure 110) may allow excluding, with a relatively good confidence, the possibility of a seismo-tectonic control. Indeed, considering the prior discussion, it seems not reasonable to propose that multiple earthquakes with magnitude up to 7 may have occurred throughout the entire Alpine arc during such a short period of time. Contrariwise, the synchronous evolution of different climate proxies studied throughout the chain (Figure 110) demonstrated that the "4.2 ka" climatic event had a global impact on the European Alps (Magny et al., 2013). This event was associated with a global and very intense hydrological pulse. As discussed above, the sedimentary and hydrological consequences of this climatic pulse are recorded between 5 and 3 ka in various archives, mostly from the central and eastern Alps, and this paper provides new data from the southwestern part of the Alps that significantly reinforce the global significance at the alpine scale of this climate event.

Finally, as shown on Figure 110, deep-seated landslides that developed on various slope lithologies, on previously glaciated and non-glaciated slopes, on slopes experiencing different tectonic activity and distributed throughout the Alps, from north to south and from east to west, reveal a relatively grouped temporal distribution considering that the diversity of the initial conditions would have led to expect initiation ages distributed throughout the Holocene. To the contrary, the majority of the deep-seated landslide initiation ages clusters around the major climate upheaval at ~ 4 ka. It is thus highly probable and statistically

permissible to offer the “4.2 ka” hydrological event as a major deep-seated landslide triggering factor.

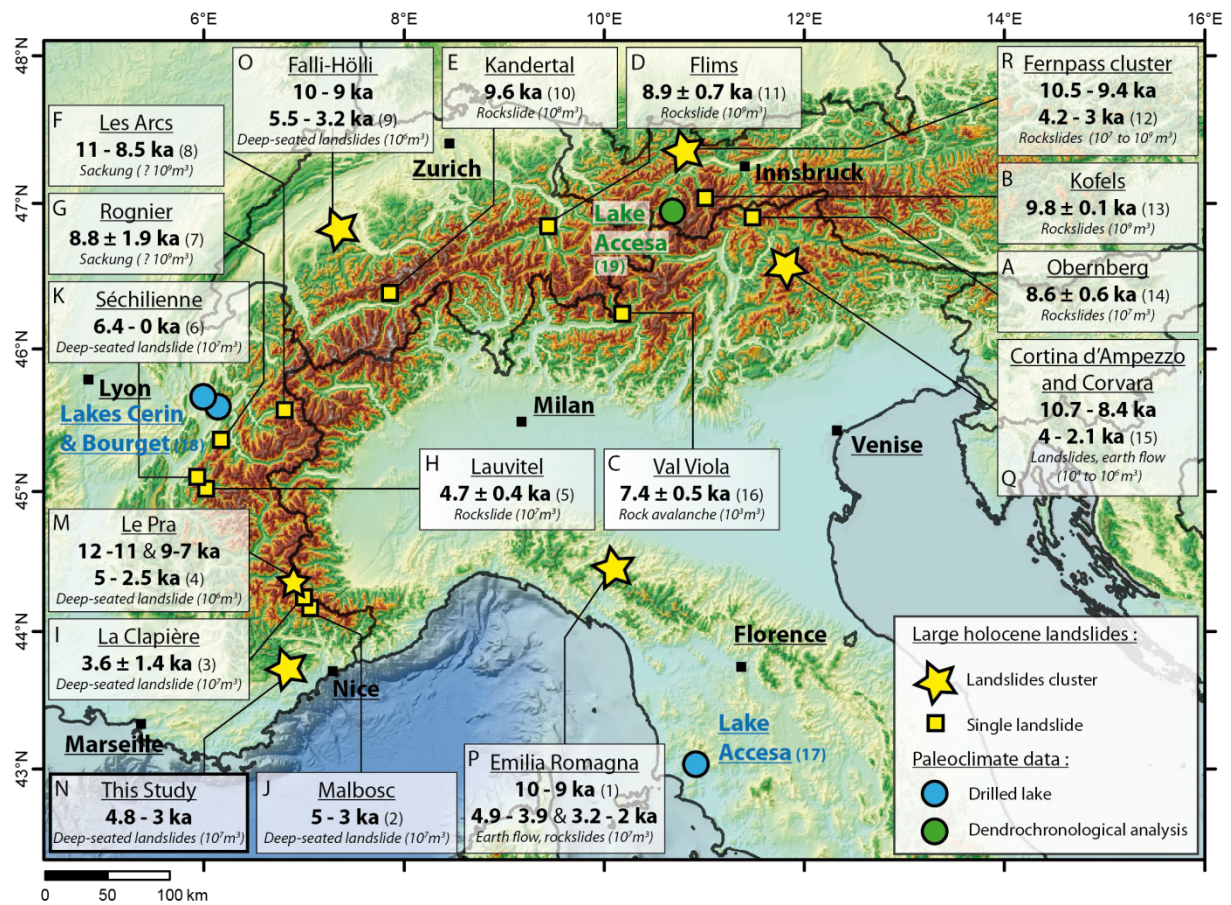


Figure 110 : Reference map for site locations of studies reported Figure 109 and discussed in the text. The reference letters ascribed are the same than those reported on Figure 109, thus the reader is referred to this figure caption for the legend.

4.4.7. Conclusions

A detailed investigation of the processes involved in the initiation and evolution of large-scale landslides located in the low gradient subalpine chain of the South-western part of the external European Alps was performed. The mapping of more than 20 large-scale paleolandslides shows that these landslides typically evolved following a deep-seated block spread model of deformation that developed due to the specific geological structure of the subalpine chain where fractured and karstic limestone units overlie thick and soft Triassic rocks.

The cosmic ray exposure dating method applied on six landslides scarps reveals that all the failures occurred during the middle Holocene and allows differentiating two evolution patterns: (1) one landslide initiated roughly 6-7 ka ago evolved progressively since at least 3 ka; (2) the other five have experienced a sudden rock-collapse phase between 3 and 4.8 ka,

demonstrating that this kind of expected slow gravitational process can also evolve toward a more rapid and dangerous failure.

A statistical analysis demonstrates that the cosmic ray exposure failure-ages for the five rapid collapses belong to a single population whose weighted mean is 4.2 ± 0.3 ka. Considering the local seismo-tectonic settings of the subalpine chain which makes very unlikely the occurrence of magnitude up to 6.5 earthquakes, we propose that the triggering of these landslides resulted from the “4.2 ka” climate event characterized by intense hydrological perturbations associated to the heaviest rainfall period of the entire Holocene. Locally, the implied triggering processes may be amplified due to the high sensitivity of the karstified subalpine chain slopes to impulsive water inflow.

Finally, we propose, at the scale of the entire Alpine mountain belt and for the Holocene, the first compilation of absolutely dated large-scale landslides. The remarkable agreement between the presented chronology not only with other across the Alps published large-scale landslide chronologies but also with the “4.2 ka” climatic event chronology strongly suggests a period of synchronous gravitational failures at the Alpine scale triggered by a global intense hydrological pulse.

Acknowledgments

This work is supported by the PACA Region. L. Léanni, V. Guillou, M. Arnold, G. Aumaître and K. Keddadouche are thanked for their valuable assistance during ^{10}Be and ^{36}Cl measurements at the ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix en Provence) which is supported by the INSU/CNRS, the French Ministry of Research and Higher Education, IRD and CEA.

References

Available in the general reference list at the end of this manuscript.

5. Conclusion générale

La communauté scientifique des Sciences de la Terre s'intéresse principalement aux grands glissements rocheux depuis plusieurs décennies pour le rôle prépondérant qu'ils jouent dans les processus géomorphologiques fondamentaux (morphogénèse, compensation de la surrection tectonique des massifs, transferts sédimentaires, *etc.*), mais aussi pour le risque majeur qu'ils représentent sur les territoires anthropisés, où le temps géologique sur lequel ils évoluent ne peut être pris en compte pragmatiquement.

Au cours de cette étude, nous avons tenté de comprendre l'origine des ruptures gravitaires de grande ampleur, leur évolution au cours du temps, ainsi que les facteurs de forçages naturels qui les contrôlent et permettent la dérive plus ou moins rapide de ces systèmes vers des ruptures potentiellement catastrophiques. Nous nous sommes focalisés sur le domaine frontal des chaînes subalpines méridionales et plus particulièrement sur l'extrémité Sud de l'Arc de Castellane. Cette zone d'étude a été spécifiquement définie en réponse à une problématique scientifique identifiée depuis plusieurs années comme prioritaire par la région Provence-Alpes-Côte d'Azur qui y apporte un soutien financier régulier. Ce territoire, connu pour sa forte densité de grands mouvements de versants, n'avait cependant jamais été étudié dans le cadre d'une approche globale mêlant géomorphologie, mesures de terrains, évaluation des cinématiques de glissement et étude des facteurs d'impact à l'échelle Alpine. En outre, ces massifs, caractérisés par des structures géologiques relativement simples, n'ont pas subi d'englacement au cours des dernières centaines de milliers d'années, nous permettant d'évincer l'hypothèse des forçages post-glaciaires et leurs conséquences dans le contrôle des déformations long-termes, mais aussi également de pouvoir accéder à un historique de ces déformations mieux préservées sur de plus grandes échelles de temps (au-delà des derniers cycles glaciaires).

Cette étude a débuté par un travail de cartographie, fondamental à une bonne identification des objets géologiques à étudier, mené à différentes échelles sur le front subalpin méridional. Ce travail a permis pour la première fois d'établir l'identification et le recensement de plus de vingt paléo-glissements majeurs distribués au pied des reliefs karstiques urbanisés des Pré-Alpes. Ces glissements, analogues de part leur morphologie de rupture aux « deep-seated block spreading », nous sont apparus principalement contrôlés par le contraste de propriétés mécaniques entre les argiles ductiles du Trias et les séries calcaires Jurassique cassantes qui les recouvrent (modèle géologique typique des chaînes subalpines).

Une première étude exploratoire a ensuite été entreprise sur un secteur où nous avons identifié plusieurs états de maturation d'un même processus de grande ampleur, le versant de la Marbrière (Grasse, 06). Nous avons réalisé une analyse haute résolution sur la base de cartographies et de prospections de tomographies électriques de ces terrains. Les premiers résultats ont montré, en comparant la morphologie de trois stades d'évolution, que : (1) les

facteurs pré-rupturels déterminants pour l'initiation de ce type de mouvements semblent être associés au pré-découpage structural, à l'orientation de la stratigraphie, et à l'intensité de la karstification ; (2) leur modèle d'évolution morphologique interne et externe était de l'ordre de 400 ka correspondant à une échelle de temps long-terme ; et enfin (3) nous montrons qu'il est possible d'avoir pour un même versant deux types de comportements long terme :

(1) un collapse rocheux

(2) une longue et lente déformation/altération tendant vers un profil d'équilibre.

En particulier le comportement de type collapse rocheux, identifié sur la Zone 1 dans un premier temps grâce à des arguments essentiellement géomorphologiques, est apparu comme un résultat nouveau pour les mouvements de type deep-seated block spread. A l'échelle unique de ce glissement, il a toutefois été difficile de statuer sur l'origine de cette rupture rapide, pouvant résulter d'une évolution progressive ou de l'impact d'un facteur déclenchant (Zerathe et Lebourg, 2012).

Dans un second temps, forts de la mise en évidence de ce type de processus et à la lumière d'une étude bibliographique plus ciblée, nous avons entrepris de revisiter l'ensemble du domaine frontal des chaînes subalpines où de très nombreuses « anomalies », ou morphostructures gravitaires, suggérant l'occurrence passée de plusieurs autres collapses rocheux, ont pu être identifiées. Afin d'apporter des contraintes chronologiques absolues indispensables à la validation de la cinématique de ces ruptures, à la définition de leur âges d'initiation, ainsi qu'à la recherche de leur origine (facteur déclenchants), nous avons simultanément appliqué la technique des nucléides cosmogéniques produits *in-situ* aux escarpements des glissements.

D'un point de vue méthodologique, cette application nous a conduits à utiliser une approche couplée utilisant deux types de radionucléides, le ^{36}Cl et ^{10}Be , respectivement sur des calcaires et sur des cherts. Le premier niveau d'analyse nous a montré une forte divergence dans les âges d'expositions issus des deux approches, ce qui nous a forcés à remettre en cause la méthode et le *modus operandi*. Ce nouveau regard sur la méthode, nous a permis de mettre en lumière un problème majeur lié à l'application du ^{10}Be sur des roches composées de silice diagenétique (chert ou silex), et ainsi proposer un nouveau protocole d'extraction chimique du ^{10}Be pour ce type de roche, assurant l'obtention d'un âge d'exposition correct (Zerathe et al., 2013). Au regard de la fréquence d'utilisation cette méthode à des applications géomorphologiques variées ainsi qu'en archéologie (évaluation d'âges d'industrie lithique), ce résultat peut avoir à un impact important dépassant largement le cadre de notre étude et de la problématique des mouvements de grande ampleur.

Des profils verticaux ont ensuite été échantillonnés le long des escarpements sommitaux de six glissements majeurs (plus de 40 échantillons). Les chroniques d'âge obtenues (^{10}Be et ^{36}Cl) ont permis de mettre en évidence que cinq glissements étudiés sur six ont subi une rupture brutale et possiblement synchrone entre 3 et 4.8 ka, confirmant les arguments

géomorphologiques précédemment exposés et la possibilité d'événements catastrophiques liés aux mouvements de type « rock spreading ». Les mesures sur le sixième glissement, quant-à lui non affecté par un héritage karstique et non prédisposé par des failles, ont révélé une rupture progressive et lente attendue pour des mouvements de type « deep-seated block spread ».

Finalement, la surprenante synchronicité de plusieurs collapsés rocheux majeurs ($>10^6 \text{ m}^3$) sur le front subalpin nous a amené à considérer l'hypothèse d'une origine et d'un facteur de forçage commun pour l'ensemble de ces ruptures. Un nouveau travail de recherche bibliographique et de réflexion régionale s'est initié, au cours desquels nous avons étudié la potentialité d'un déclenchement sismique et/ou climatique. L'hypothèse d'un forçage lié à un fort séisme ($M_w > 7$) nous a semblé peu probable au regard du contexte de sismicité faible à modérée de la jonction Alpes-Ligure. A l'inverse, une très bonne corrélation temporelle est apparue entre la période de déclenchement des glissements et l'événement « 4.2 », une oscillation climatique sans précédent à l'échelle de l'Holocène et responsable d'intenses pulses hydrologiques sur l'ensemble des Alpes (récemment mise en évidence avec plus de certitude). L'influence de ces événements pluvieux majeurs avait notamment pu déjà être identifiée régionalement à travers des carottages et analyses de dépôts fluviatiles de la basse vallée du Var. L'ensemble de ces éléments nous permet donc de conclure à un rôle déclencheur de ce pulse climatique sur les collapsés rocheux identifiés sur le front subalpin, et plus spécifiquement au rôle clé des processus hydromécaniques induits par ces apports d'eau météorique massifs au sein des versants karstiques (Zerathe et al., en préparation).

Plus largement, ce travail de thèse a notamment permis d'apporter quelques éléments de réponse et de réflexion à la question fondamentale de la temporalité du cycle gravitaire pour des ruptures de grande ampleur.

En effet, dans le contexte des chaînes subalpines méridionales, les observations géomorphologiques couplées aux contraintes géochronologiques indiquent que la transition d'une rupture lente et progressive vers une cinématique de glissement rapide n'est pas aléatoire d'un versant à l'autre. De façon claire, il semble plutôt qu'un grand nombre de collapsés rocheux se soit déclenchés en même temps, ou du moins au cours de la même période (étalée sur 1 à 2 ka) il y a environ 4.2 ka BP, sous l'impact d'une oscillation climatique majeure. Avec le recul des datations absolues, les comparaisons qualitatives des différents états de préservation des paléo-glissements (ou états de maturités) prennent une autre dimension et ouvrent des perspectives intéressantes. En effet, sur la base de critères observationnels, nous avons plus établi trois groupes à l'échelle du front subalpin: (i) les glissements identifiés comme actifs ou en préparation, (ii) les paléo-glissements « récents » d'âge Holocène (datés à ~ 4.2 ka) et un dernier groupe (iii) de paléo-glissements « beaucoup plus anciens » certainement d'âge Pléistocène (e.g. Zone 3 de la Marbrière évaluée à plus de 400 ka). Cette distribution, et l'absence de morphologies intermédiaires, suggérerait l'occurrence passée d'une autre phase de déclenchement généralisé de grandes ruptures à l'échelle régionale au cours de ces dernières centaines de milliers d'années. Ainsi, la période

de temps séparant deux crises gravitaires majeures semble être de l'ordre de plusieurs centaines de milliers d'années sur ce territoire. L'acquisition de contraintes absolues sur l'âge de ces paléo-glissements anciens, par exemple en ayant recours à la méthode U/Th sur les spéléothèmes scellant ces masses glissées, pourrait permettre d'approfondir cette idée et potentiellement de discuter l'origine de cette phase antérieure de glissement.

A l'échelle de l'ensemble de l'arc Alpin, la synthèse de premier ordre des grands mouvements de versants datés que nous avons établie montre l'apparition de deux périodes d'activité gravitaire plus marquée à l'échelle de l'Holocène. La première période, relativement bien connue, est post-déglaciation (de 11 à 8 ka BP) et semble être liée à l'impact mécanique du retrait glaciaire. La deuxième période, nouvellement identifiée et centrée sur le milieu de l'Holocène (de 5 à 3 ka), apparaît quant à elle potentiellement liée à l'impact de l'évènement climatique « 4.2 ». Cette constatation soulève la question de l'interprétation à donner à l'intervalle de temps de 4 à 5 ka qui sépare ces deux phases. S'agit-il du temps nécessaire à la fatigue mécanique et à l'altération progressive d'un ensemble de versants au sein de orogène Alpin, les conduisant tous progressivement vers un état proche d'une rupture de grande ampleur ? Ou s'agit-il simplement de l'intervalle de temps (possiblement variable) entre l'occurrence d'évènements suffisamment énergétiques pour induire un déclenchement majeur ?

En outre, tant à l'échelle locale (domaine subalpin) que plus générale (chaîne Alpine), cette étude et la synthèse de la distribution temporelle des mouvements de versants dans l'arc Alpin, semble indiquer que l'occurrence de grandes ruptures gravitaires ne soit pas un phénomène stochastique sur le long terme. Ces évènements apparaissent sensiblement contrôlés au premier ordre par l'influence de sollicitations très énergétiques (plutôt d'origine climatique dans le cas des Alpes) qui semble primer sur les facteurs de prédispositions lithostratigraphiques et structuraux locaux.

Références bibliographiques

A

- Adepelumi, A., Ako, B.D., Ajayi, T.R., Olorunfemi, A.O., Awoyemi, M.O., Falebita, E., 2008. Integrated geophysical mapping of the Ifewara transcurrent fault system, Nigeria. *Journal of African Earth Sciences* 52, 161–166.
- Agliardi, F., Crosta, G. B., Frattini, P., & Malusà, M.G., 2013. Giant non-catastrophic landslides and the long-term exhumation of the European Alps. *Earth and Planetary Science Letters* 365, 263-274.
- Agliardi, F., Crosta, G., Zanchi, A., 2001. Structural constraints on deep seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology* 59, 83–102.
- Agliardi, F., Crosta, G.B., Zanchi, A., Ravazzi, C., 2009b. Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy. *Geomorphology* 103, 113-129.
- Alfimov, V., and Ivy-Ochs, S., 2009. How well do we understand production of ^{36}Cl in limestone and dolomite? *Quaternary Geochronology* 4, 462-474.
- Alley R.B., Agustsdottir A.M., 2005. The 8k event: Cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24, 1123–1149.
- Ambrosi, C., Crosta, G.B., 2006. Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology* 83, 183-200.
- Andreani, L., 2004. Caractérisation et datation U/Th des calcretes de Piedmont de Basse Provence : Implication paléoclimatiques et sismotectoniques. Master thesis. Université de Provence, 32p.
- Antinao, J.L., and Gosse, J., 2009. Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32–34.5°S): Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution. *Geomorphology* 104, 117-133.
- Apuani, T., Masetti, M. and Rossi, M., 2007. Stress-strain-time numerical modelling of a deep-seated gravitational slope deformation: Preliminary results. *Quaternary International* 171-172, 80-89.
- Argand, E., 1916. Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 14, 145-191.
- Arnaud F., Revel M., Chapron E., Desmet M., Tribouvillard N., 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* 15, 3, 420-428.
- Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguet-Covex, C., Poulénard, J., Magny, M., 2012. Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quaternary Science Reviews* 51, 81-92.
- Arnold, M., Aumaître, G., Bourlès, D.L., Keddaddouche, K., Braucher, R., Finkel, R.C., Nottoli, E., Benedetti, L., Merchel, S., 2013. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER after 4 years: Status and recent developments on ^{36}Cl and ^{129}I . *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B* 294, 24-28.
- Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D.L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R.C., Aumaître, G., Gott dang, A., Klein, M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B* 268, 1954-1959.
- van Asch, T.W., Malet, J.P., van Beek, L.P., Amitrano, D., 2007. Techniques, issues and advances in numerical modelling of landslide hazard. *Bulletin de la société géologique de France* 178, 65-88.

- Azañón, J. M., Azor, A., Yesares, J., Tsige, M., Mateos, R. M., Nieto, F., & Rodríguez-Fernández, J., 2010. Regional-scale high-plasticity clay-bearing formation as controlling factor on landslides in Southeast Spain. *Geomorphology* 120, 26-37.
- Azañón, J.M., Azor, A., Pérez-Peña, J.V., Carrillo, J.M., 2005. Late Quaternary large-scale rotational slides induced by river incision: The Arroyo de Gor area (Guadix basin, SE Spain). *Geomorphology* 69, 152-168.



- Bachmann, D., Bouissou, S., Chemenda, A., 2006. Influence of large scale topography on gravitational rock mass movements: New insights from physical modeling. *Geophysical research letters* 33.
- Bachmann, D., Bouissou, S., Chemenda, A., 2009. Analysis of massif fracturing during Deep-Seated Gravitational Slope Deformation by physical and numerical modeling. *Geomorphology* 103, 130-135.
- Balco, G., 2011. Contributions and unrealized potential contributions of cosmogenic-nuclide exposure dating to glacier chronology, 1990-2010. *Quaternary Science Reviews* 30, 3-27.
- Balco, G., Briner, J., Finkel, R.C., Rayburn, J.A., Ridge, J.C., Schaefer, J.M., 2009. Regional beryllium-10 production rate calibration for late-glacial northeastern North America. *Quat. Geochronol.* 4, 93-107.
- Balco, G., Stone, J.O., Lifton, N.A., Dunai, T.J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology* 3, 174-195.
- Ballantyne, C.K., 2002a. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21, 1935-2017.
- Ballantyne, C.K., 2002b. A general model of paraglacial landscape response. *The Holocene* 12, 371-376.
- Barker, R.D., 1978. The offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable. *Geophysical Prospecting* 29, 128-143.
- Baron, I., Cilek, V., Krejci, O., Melichar, R., & Hubatka, F., 2004. Structure and dynamics of deep-seated slope failures in the Magura Flysch Nappe, outer Western Carpathians (Czech Republic). *Natural Hazards and Earth System Science* 4, 549-562.
- Baroux, E., Bethoux, N., Bellier, O., 2001. Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. *Geophys. J. Int.* 145, 336-348.
- Bauve, V., Rolland, Y., Sanchez, G., Giannerini, G., Schreiber, D., Corsini, M., Perez, J.L., Romagny, A., 2012. Pliocene to Quaternary deformation in the Var Basin (Nice, SE France) and its interpretation in terms of "slow-active" faulting. *Swiss J Geosci* DOI 10.1007/s00015-012-0106-4.
- Belle E., Grisey E., Lebourg T., Mudry J., Aleya L., 2007. Spatialization and estimation of the leachate infiltration from the municipal solid waste landfill of Etueffont (France). A multidisciplinary approach : geophysics and water balance. Lisbonne, GEE, 8p.
- Benedetti, L., Finkel, R., Papanastassiou, D., King, G., Armijo, R., Ryerson, F., & Flerit, F., 2002. Post-glacial slip history of the Sparta fault (Greece) determined by ^{36}Cl cosmogenic dating: Evidence for non-periodic earthquakes. *Geophysical Research Letters* 29, 87-1.

- Berardino, P., Costantini, M., Franceschetti, G., Iodice, A., Pietranera, L., Rizzo, V., 2003. Use of differential SAR interferometry in monitoring and modelling large slope instability at Maratea (Basilicata, Italy). *Engineering Geology* 68, 31-51.
- Berger J.F., Salvador P.G. Franc O., 2008 - La chronologie fluviale postglaciaire du haut bassin rhodanien. *Collection EDYTEM. Cahiers de Paléoenvironnement*, 6, 117-144.
- Bertolini, G., Casagli, N., Ermini, L., Malaguti, C., 2004. Radiocarbon Data on Lateglacial and Holocene Landslides in the Northern Apennines. *Natural Hazards* 31, 645-662.
- Béthoux, N., Fréchet, J., Guyoton, F., Thouvenot, F., Cattano, M., Eva, C., Feignier, B., Nicolas, M., Granet, M., 1992. A closing Ligurian sea ? *Pure and Applied Geophysics* 139, 179-194.
- Béthoux, N., Tric, E., Chery, J., Beslier, M.O., 2008. Why is the Ligurian basin (Mediterranean sea) seismogenic? Thermomechanical modelling of a reactivated passive margin. *Tectonics* 27, doi: 10.1029/2007TC002232.
- Bigot-Cormier, F., Braucher, R., Bourlès, D., Guglielmi, Y., Dubar, M., Stéphan, J.F., 2005. Chronological constraints on processes leading to large active landslides. *Earth Planet. Sci. Lett.* 235, 141-150.
- Bigot-Cormier, F., Poupeau, G., Sosson, M., 2000. Dénudation différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie et traces de fission (apatites, zircons). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 330, 363-370.
- Blard, P.H., Bourlès, D., Pik, R., Lavé, J., 2008. In situ cosmogenic ^{10}Be in olivines and pyroxenes. *Quatern. Geochronol.* 3, 196-205.
- Boaretto, E., Barkai, R., Gopher, A., Berna, F., Kubik, P.W., Weiner, S., 2009. Specialized Flint Procurement Strategies for Hand Axes, Scrapers and Blades in the Late Lower Paleolithic: A ^{10}Be Study at Qesem Cave, Israel. *Human Evol.* 24, 1-12.
- Boaretto, E., Berkovits, D., Hass, M., Hui, S.K., Kaufman, A., Paul, M., Weiner, S., 2000. Dating of prehistoric cave sediments and flints using ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from Tabun Cave, Israel. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B* 172, 767-771.
- Bogdanoff, S., Michard, A., Mansour, M., Poupeau, G., 2000. Apatite fission track analysis in the Argentera massif: evidence of contrasting denudation rates in the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *Terra Nova* 12, 117-125.
- Bois, T., 2010. Etude des Hétérogénéités Structurales et de l'Altération sur la Déstabilisation des Massifs Rocheux par une Approche Couplée de Modélisation Physique et Numérique. PhD Thesis, 234p.
- Bois, T., Bouissou, S., Guglielmi, Y., 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, 709-719.
- Bonnard, C., Forlati, F., Scavia, C., 2004. Identification and mitigation of large landslide risks in Europe: advances in risk assessment. AA Balkema.
- Bookhagen, B., Thiede, R.C., Strecker, M.R., 2005. Late Quaternary intensified monsoon phases control landscape evolution in the northwest Himalaya *Geology* 33, 149-152.
- Borgatti, L. and Soldati, M., 2010. Landslides as a geomorphological proxy for climate change: A record from the Dolomites (northern Italy). *Geomorphology* 120, 56-64.
- Bourlès, D.L., Raisbeck, G.M., and Yiou, Y., 1989. ^{10}Be and ^9Be in marine sediments and their potential for dating. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 53, 443-452.

- Bovis M.J., Evans S.G., 1996. Extensive deformations of rock slopes in southern Coast Mountains, southwest British Columbia, Canada. *Engineering Geology* 44, 163-182.
- Bovis, M.J., Evans, S.G., 1995. Rock slope movements along the Mount Currie "fault scarp", southern Coast Mountains, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32, 2015-2020.
- Braucher, R., Benedetti, L., Bourlès, D.L., Brown, E.T., Chardon, D., 2005. Use of in situ-produced ^{10}Be in carbonate-rich environments: A first attempt. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 1473-1478.
- Braucher, R., Blard, P.H., Benedetti, L., Bourlès, D.L., 2006. Extending ^{10}Be applications to carbonate-rich and mafic environments. *Geol. Soc. Amer. Special Paper* 415, 17-28.
- Braucher, R., Bourlès, D., Merchel, S., Vidal Romani, J., Fernandez-Mosquera, D., Marti, K., & Keddadouche, K., 2013. Determination of muon attenuation lengths in depth profiles from in situ produced cosmogenic nuclides. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 294, 484-490.
- Braucher, R., Bourlès, D.L., Brown, E.T., Colin, F., Muller, J.-P., Braun, J.-J., Delaune, M., Edou Minko, A., Lescouet, C., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 2003. Application of in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples from Cameroon and Gabon. *Chemical Geology* 170, 95-111.
- Braucher, R., Brown, E.T., Bourlès, D.L., Colin, F., 2003. In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* 211, 251-258.
- Braucher, R., Colin, F., Brown, E.T., Bourles, D.L., Bamba, O., Raisbeck, G. M., & Koud, J.M., 1998. African laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 1501-1507.
- Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., and Bourlès, D., 2011. Production of cosmogenic radionuclides at great depths: A multi element approach. *Earth and Planetary Science Letters* 309, 1-9.
- Bravard, Y., Chardon, M., Dresch, J., Julian, M., Soutadé, G., 1987. Dynamique de l'évolution des reliefs au cours du Quaternaire. In: *Méditerranée, Troisième série, Tome 61, Alpes - Caucase*.
- Brideau, M.A., Stead, D., Kinakin, D., Fecova, K., 2005. Influence of tectonic structures on the Hope Slide, British Columbia, Canada. *Engineering Geology* 80, 242-259.
- Brideau, M.A., Yan, M., Stead, D., 2009. The role of tectonic damage and brittle rock fracture in the development of large rock slope failures. *Geomorphology* 103, 30-49.
- Briner, J.P., Young, N.E., Goehring, B.M., Schaefer, J.M., 2012. Constraining Holocene ^{10}Be production rates in Greenland. *J. Quat. Sci.* 27, 2-6.
- Brisset, E., Guiter, F., Miramont, C., Delhon, C., Arnaud, F., Disnar, J.R., & Pailles, C., 2012. Approche multidisciplinaire d'une séquence lacustre holocène dans les Alpes du Sud au lac Petit (Mercantour, alt. 2200m. France): histoire d'un géosystème dégradé. *Quaternaire* 23.
- Brocard, G.Y., Van Der Beek, P.A., Bourlès, D.L., Siame, L.L., Mugnier, J.-L., 2003. Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. *Earth and Planetary Science Letters* 209, 197-214.
- Brown, E. T., Bourlès, D.L., Colin, F., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Desgarceaux, S., 1995. Evidence for muon-induced production of ^{10}Be in nearsurface rocks from the Congo. *Geophysical Research Letters* 22, 703-706.

- Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kurz, M.D., Brook, E.J., 1991. Examination of surface exposure ages of antarctic moraines using insitu produced Be-10 and Al-26. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 2269-2283.
- Brueckl, E., Parotidis, M., 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, 877-883.
- Bulteel, D., Garcia-Diaz, E., Vernet, C., Zanni H., 2002. Alkali-silica reaction: A method to quantify the reaction degree. *Cement Concrete Res.* 32, 1199-1206.
- Bustillo, M.A., Delgado, J.R., Ruiz-Ortiz, P.A., 1998. Meteoric water participation in the genesis of Jurassic cherts in the Subbetic of southern Spain - a significant indicator of penecontemporaneous emergence. *Sediment. Geol.* 119, 85-102.

C

- Cadoppia, P. Giardino, M., Perrone, G., Tallone, S., 2007. Litho-structural control, morphotectonics, and deep-seated gravitational deformations in the evolution of Alpine relief: A case study in the lower Susa Valley (Italian Western Alps). *Quaternary International* 171-172, 143-159.
- Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C.B. 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24, 1025-1028.
- Calais, E., Galisson, L., Stephan, J.F., Delteil, J., Deverchere, J., Larroque, C., Mercier de Lepinay, B., Popoff, M., Sosson, M., 2000. Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948-1998. *Tectonophysics* 319, 1-17.
- Calò, F., Calcaterra, D., Iodice, A., Parise, M., Ramondini, M., 2012. Assessing the activity of a large landslide in southern Italy by ground-monitoring and SAR interferometric techniques. *International Journal of Remote Sensing* 33, 3512-3530.
- Campbell, R.B., Bower, C.A., Richards, L.A., 1948. Change of electrical conductivity with temperature and the relation of osmotic pressure to electrical conductivity and ion concentration for soil extracts. *Soil Science* 13, 66-69.
- Campredon, R., 1977. Les formations paléogènes des alpes maritimes franco-italiennes. Thèse de Doctorat d'Etat, Nice.
- Campy, M., 1982. Le Quaternaire franc-comtois: Essai chronologique et paleoclimatique. These d'Etat, Université de Franche-comté, 575p.
- Caputo, R., Piscitelli, S., Oliveto, A., Rizzo, E., Lapenna, V., 2003. The use of electrical resistivity tomographies in active tectonics: examples from the Tyrnavos Basin, Greece. *Journal of Geodynamics* 36, 19-35.
- Carobene, L., Cevasco, A., 2011. A large scale lateral spreading, its genesis and Quaternary evolution in the coastal sector between Cogoleto and Varese (Liguria, Italy). *Geomorphology* 129, 398-411.
- Cauchon-Voyer, G., Locat, J., Leroueil, S., St-Onge, G., and Demers, D., 2011, Large-scale subaerial and submarine Holocene and recent mass movements in the Betsiamites area, Quebec, Canada: *Engineering Geology* 121, 28-45.
- Chabert-Pelline, C., 1996. Géométrie et cinématique de la branche occidentale de l'arc de Castellane (Chaînes subalpines de Haute-Provence, France). PhD Thesis, University Nice Sophia Antipolis, 198 pp.

- Chigira, M., 2009. September 2005 rain-induced catastrophic rockslides on slopes affected by deep-seated gravitational deformations, Kyushu, southern Japan. *Engineering Geology* 108, 1-15.
- Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., Jakob, J., 2010. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research* 268, Section B, 192–199.
- Claerbout, J.F., Muir, F., 1973. Robust modeling with erratic data. *Geophysics* 38, 826-844.
- Clauzon, G., 1978. The Messinian Var canyon (Provence, Southern France)—paleogeographic implications. *Marine Geology* 27, 231-246.
- Clauzon, G., 1996a. Limites de séquences et évolution géodynamique. *Géomorphologie : Relief, processus, environnement* 1, 3-22.
- Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.F., 1996b. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? *Geology*, 24, 363-366.
- Coltorti, M., Ravani, S., Cornamusini, G., Ielpi, A., Verrazzani, F., 2009. A sagging along the eastern Chianti Mts., Italy. *Geomorphology* 112, 15-26.
- Corsini, A., Marchetti, M., Soldati, M., 2001. Holocene slope dynamics in the area of Corvara in Badia (Dolomites, Italy): chronology and paeoclimatic significance of some landslides. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 24, 127-139.
- Corsini, M., Ruffet, G., Caby, R., 2004. Alpine and late hercynian geochronological constraints in the Argentera Massif (Western Alps). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97, 3-15.
- Cossart, E., Braucher, R., Fort, M., Bourlès, D.L., Carcaillet, J., 2008. Slope instability in relation to glacial debuttressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ^{10}Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology* 95, 3-26.
- Cossart, E., Fort, M., Bourlès, D., Carcaillet, J., Perrier, R., Siame, L., Braucher, R., 2010. Climatic significance of glacier retreat and rockglaciers re-assessed in the light of cosmogenic dating and weathering rind thickness in Clarée Valley (Briançonnais, French Alps). *Catena* 80, 204-219.
- Courboulex, F., Larroque, C., Deschamps, A., Gélis, C., Charreau, J., Stéphane, J.F., 2003. An unknown active fault revealed by microseismicity in the south-east of France. *Geophysical Research Letters* 30, doi: 10.1029/2003GL017171.
- Courboulex, F., Larroque, C., Deschamps, A., Kohrs-Sansorny, C., Gélis, C., Got, J.L., Charreau, J., Stéphane, J.-F., Béthoux, N., Virieux, J., Brunel, D., Maron, C., Duval, A.M., Pérez, J.L., Mondielli, P., 2007. Seismic hazard on the French Riviera: observations, interpretations and simulations. *Geophysical Journal International* 170, 387-400.
- Crosta G.B., Clague J.J., 2009. Dating, triggering, modelling, and hazard assessment of large landslides. *Geomorphology* 103, 1-4.
- Crosta, G. B., Cancelli, P., Tamburini, A., Alberto, W., Broccolato, M., Castellanza, R., Leva, D., 2012. Chasing a complete understanding of a rapid moving rock slide: the La Saxe landslide. In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 14, p. 11813).
- Crosta, G., Frattini, P., Agliardi, F., 2013. Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps. *Tectonophysics*, In Press, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.04.028>.
- Crosta, G.B., 1996. Landslide, spreading, deep seated gravitational deformation: analysis, examples, problems and proposals. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 19, 297-313.
- Crosta, G.B., Agliardi, F., 2003. Failure forecast for large rock slides by surface displacement measurements. *Canadian Geotechnical Journal* 40, 176-191.

- Crosta, G.B., Cancelli, P., Tamburini, A., Alberto, W., Broccolato, M., Castellanza, R., Frattini, P., Agliardi, F., Rivolta, C., Leva D., 2012. Chasing a complete understanding of a rapid moving rock slide: the La Saxe landslide. *Geophysical Research Abstracts*, EGU2012 - 11813.
- Crozier, M.J., 1986. Classification of slope movement. Dans *Landslides; causes, consequences and environment*. London, Sydney, Dover, New Hampshire, 252p.
- Crozier, M.J., 2010. Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review. *Geomorphology* 124, 260-267.
- Cruden, D. M., Varnes D.J., 1996, Landslide types and processes, *Landslides: Investigations and Mitigations*, A.K. Turner and R.L. Schuster - Special report 247, 36-71.
- Cruden, D.M., 2003. The shapes of cold, high mountains in sedimentary rocks. *Geomorphology* 55, 549-261.
- Cucchi, F., Fabio, F., Marinett, E., 1996. Surface degradation of carbonate rocks in karst of Trieste (Classical Karst, Italy). In: Fornós, J.J., Ginés, A. (Eds.), *Karen Landforms*. Universitat de les Illes Balears, Palma.
- Cucchi, F., Fabio, F., Ulcigrai, F., 1994. Degradation by dissolution of carbonate rocks. *Acta Carsologica* 23, 55–62.
- Cucchi, F., Forti, F., Finocchiaro, F., 1987. Carbonate surface solution in the classic karst. *International Journal of Speleology* 16, 125–138.



- Dahlin, T., Zhou, B., 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting* 52, 379-398.
- Dai, F.C., Lee, C.F., 2001. Frequency–volume relation and prediction of rainfall-induced landslides. *Engineering Geology* 59, 253-266.
- Dardeau, G., 1983. Le Jurassique dans les Alpes-Maritimes (France). Stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte structural à la jonction des dispositifs dauphinois, briançonnais et provençal. PhD Thesis, Université Nice Sophia Antipolis, 391 pp.
- Darnault, R., 2012. Étude de l'évolution géomorphologique des versants de montagne et des déstabilisations gravitaires associées: une approche couplée de datations géochronologiques, d'observations sismotectoniques et de modélisations. Ph. D. Thesis, Nice Sophia Antipolis Univ. 240p.
- Darnault, R., Rolland, Y., Braucher, R., Bourlès, D., Revel, M., Sanchez, G., Bouissou, S., 2012. Timing of the last deglaciation revealed by receding glaciers at the Alpine-scale: impact on mountain geomorphology. *Quatern. Sci. Rev.* 31, 127-142.
- Davis, M., Matmon, A., Fink, D., Ron, H., Niedermann, S., 2011. Dating Pliocene lacustrine sediments in the central Jordan Valley, Israel — Implications for cosmogenic burial dating. *Earth Planet. Sci. Lett.* 305, 317-327.
- De Graciansky, P.C., Dardeau, G., Lemoine, M., Tricart, P., 1989. The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. *Inversion Tectonics*, Geological Society of London Special Publication 44, 87-104.
- Debelmas, J., 1974. *Géologie de la France*. 2t. Ed.Doin., 540 pp.

- Delgado, J., Vicente, F., García-Tortosa, F., Alfaro, P., Estévez, A., Lopez-Sanchez, J.M., Tomás, R., Mallorquí, J.J., 2011. A deep seated compound rotational rock slide and rock spread in SE Spain: Structural control and DInSAR monitoring. *Geomorphology* 129, 252-262.
- Delhon, C., 2005. Anthropisation et paléoclimats du Tardiglaciaire à l'Holocène en moyenne vallée du Rhône : études pluridisciplinaires des spectres phytolithiques et pédo-anthracologiques de séquences naturelles et de sites archéologiques. Thèse de Doctorat, Université Paris I Panthéon-Sorbonne, Paris, 3 vol., 843 p.
- Delunel, R., Hantz, D., Braucher, R., Bourlès, D.L., Schoeneich, P., Deparis, J., 2010. Surface exposure dating and geophysical prospecting of the Holocene Lauvitel rock slide (French Alps). *Landslides* 7, 393-400.
- Derode, B., Cappa, F., Guglielmi, Y., Rutqvist, J., 2013. Coupled-seismohydro-mechanical monitoring of inelastic effects on injection-induced fracture permeability. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* (61), pp. 266-274
- Descloitres, M., Ribolzi, O., Le Troquer, Y., 2003. Study of infiltration in a Sahelian gully erosion area using time-lapse resistivity mapping. *Catena* 53, 229-253.
- Dey, A., Morrison, H.F., 1979. Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting* 27, 106-136.
- Di Luzio, E., Bianchi-Fasani, G., Esposito, C., Saroli, M., Cavinato, G.P., Scarascia-Mugnozza, G., 2004. Massive rock-slope failure in the Central Apennines (Italy): the case of the Campo di Giove rock avalanche. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 63, 1-12.
- Digerfedit, G., BEaulieu, de J.L., Guiot, J. Mouthon, J., 1997. Reconstruction and paleoclimatic interpretation of Holocene lake-level changes in Lac de Saint Léger, Haute-Provence, southeast France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 136, 231-258.
- Dortch, J. M., Owen, L.A., Haneberg, W.C. Caffee, M.W., Dietsch, C., Kamp, U., 2009. Nature and timing of large landslides in the Himalaya and Transhimalaya of northern India. *Quaternary Science Reviews* 28, 1037-1054.
- Dramis, F., Sorriso-Valvo, M., 1994. Deep-seated gravitational deformations related landslides and tectonics. *Engineering Geology* 38, 231-243.
- Dubar, M., 1987. Précisions sur la structure et le fonctionnement récent du fossé tectonique du Var inférieur (Alpes Maritimes, France), d'après l'étude des déformations des terrains quaternaires. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 304, 141-146.
- Dubar, M., Anthony, E., J, 1995. Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera. *Quaternary Research* 43, 329-343.
- Dunai, T., and Stuart, F.M., 2009. Reporting of cosmogenic nuclide data for exposure age and erosion rate determinations. *Quaternary Geochronology* 4, 437-440.
- Dunne, J., Elmore, D., Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27, 3-11
- Dunning, S.A., Mitchell, W.A., Rosser, N.J., Petley, D.N., 2007. The Hattian Bala rock avalanche and associated landslides triggered by the Kashmir Earthquake of 8 October 2005. *Engineering Geology* 93, 130-144.

ع

- Eberhardt, E., Stead, D., Coggan J., 2004. Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slopes - the 1991 Randa rockslides. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 41, 69-87.
- Edwards, L.S., 1977. A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics* 42, 1020-1036.
- Eeckhaut M.V.D., Hervás, J., 2012. State of the art of national landslide databases in Europe and their potential for assessing landslide susceptibility, hazard and risk. *Geomorphology* 139-140, 545-558.
- El Bedoui, S., Guglielmi, Y., Lebourg, T., Pérez, J.L., 2009. Deep-seated failure propagation in a fractured rock slope over 10,000 years: the La Clapière slope, the southeastern French Alps. *Geomorphology* 105, 232-238.
- Esposito, C., Martino, S., Scarascia Mugnoza, G., 2007. Mountain slope deformations along thrust fronts in jointed limestone: an equivalent continuum modelling approach. *Geomorphology* 90, 55-72.
- Evans, J.M., Stone, J.O.H., Fifield, L.K., Cresswell, R.G., 1997. Cosmogenic chlorine-36 production in K-feldspar. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 123, 334-340.

ف

- Fabre, R., Desreumaux, C., Lebourg, T., 2000. Les glissements rocheux du versant sud du Layens (Vallee d'Aspe, Pyrenees occidentales). *Bulletin de la Société Géologique de France* 171, 407-418.
- Fallot, P., Faure-Muret, A., 1949. Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 228, 616-619.
- Fazzito, S.Y., Rapalini, A.E., Cortés, J.M., Terrizzano, C.M., 2009. Characterization of Quaternary faults by electric resistivity tomography in the Andean Precordillera of Western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28, 217-228.
- Feda J., 1973. Stability of natural slopes. *Proc. Int. Conf. SMFE* 6.
- Fenton, C.R., Hermanns, R.L., Blikra, L.H., Kubik, P.W., Bryant, C., Niedermann, S., Meixner, A., Goethals, M.M., 2011. Regional ¹⁰Be production rate calibration for the past 12 ka deduced from the radiocarbon-dated Grøtlandsura and Russenes rock avalanches at 69° N, Norway. *Quatern. Geochronol.* 6, 437-452.
- Ferhat, G., Feigl, K.L., Ritz, J.F., Souriau, A., 1998. Geodetic measurement of tectonic deformation in the Southern Alps and Provence, France, 1947-1994. *Earth Planet. Sci. Lett.* 159, 35-46.
- Flageollet, J.-C., 1996. The time dimension in the study of mass movements. *Geomorphology* 15, 185-190.
- Foeken, J.P.T., Dunai, T. J., Bertotti, G., Andriessen, P.A.M., 2003. Late Miocene to present exhumation in the Ligurian Alps (southwest Alps) with evidence for accelerated denudation during the Messinian salinity crisis. *Geology* 31, 797-800.
- Fort, M., Cossart, E., Arnaud-Fassetta, G., 2010. Catastrophic landslides and sedimentary budgets. I., Alcantara-Ayala, and AS, Goudie (eds.), *Geomorphological Hazards and Disaster Prevention*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 75-85.
- Forti, F., 1984. Messungen des Karsabtrages in der Region Friul-Julisch-Venetien (Italian). *Die Höhle* 35, 125-139.

- Franco, M., 1982. Etude géologique de la bordure des chaînes subalpines méridionales entre St-Vallier de Thiey et Thorenc (Alpes-Maritimes). Ph.D thesis, Université de Nice, 136p.
- Furlani, S., Cucchi, F., Forti, F., Rossi, A., 2009. Comparison between coastal and inland Karst limestone lowering rates in the northeastern Adriatic Region (Italy and Croatia). *Geomorphology* 104, 73–81.



- Gaffet, S., Guglielmi, Y., Cappa, F., Pambrun, C., Monfret, T., Amitrano, D., 2010. Use of the simultaneous seismic, GPS and meteorological monitoring for the characterization of a large unstable mountain slope in the southern French Alps. *Geophysical Journal International* 182, 1395-1410.
- Gao, J., Maro, J., 2010. Topographic controls on evolution of shallow landslides in pastoral Wairarapa, New Zealand, 1979–2003. *Geomorphology* 114, 373–381.
- Gassin, B., Bevilacqua, R., Bourguignon, L., Dangel, L., Dubar, M., Luzi, C., Rodet-Bellarbi, I., Thiébault, S., 1997. Grasse Usine Chiris. Les occupations préhistoriques. DFS de fouille préventive. SRA PACA, Aix en Provence. 308 pp.
- Gelis, C., Revil, A., Cushing, M.E., Jougnot, D., Lemeille, F., Cabrera, J., Hoyos, A., Rocher, M., 2010. Potential of electrical resistivity tomography to detect fault zones in limestone and argillaceous formations in the experimental platform of Tournemire, France. *Pure and Applied Geophysics* 167, 1405–1418.
- Giannerini, G., 1978. Contribution à l'étude géologique de la bordure méridionale de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var) : Relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du Tertiaire. Ph. D. Thesis, Nice Sophia Antipolis Univ.
- Giannerini, G., Sanchez, G., Schreiber, D., Lardeau, J.M., Roland, Y., Bellando de Castro, A., Bauve, V., 2011. Geometry and sedimentary evolution of the transpressive Roquebrune-Cap-Martin basin: implications on the kinematics and timing of the Nice arc deformation during Miocene times, SW Alps. *Bulletin de la Société Géologique de France* 182, 493-506.
- Giannerini, G., Sanchez, G., Schreiber, D., Lardeaux, J.-M., Rolland, Y., 2011. Miocene tectono-sedimentary evolution of the arc de Nice and Arc de Roya: new investigations on the Miocene Roquebrune-cap martin basin. *Bull. Soc. géol. France* 182, 493-506.
- Giardini, D., Grunthal, G., Shedlock, K.M., Zhang, P.Z., 1999. The GSHAP Global Seismic Hazard Map. *Annali Di Geofisica* 42, 1225-1230.
- Gidon, M. et Pairis, J.-L., 1971. Remarques sur l'évolution structurale et les caractères des mouvements tectoniques dans la branche Nord-Oest de l'arc de Castellane. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 272, 2412-2415.
- Gigot, P., Grandjacquet, C., Haccard, D., 1974. Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. *Bulletin de la Société Géologique de France* XVI, 128-139.
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Poulénard, J., Disnar, J.R., Delhon, C., Francus, P., & Delannoy, J.J., 2011. Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m asl, NW French Alps): The role of climate and human activities. *The Holocene* 21, 651-665.

- Gilli, E., 2005. Review on the use of natural cave speleothems as palaeoseismic or neotectonics indicators. *C. R. Geoscience* 337, 1208–1215.
- Gilli, E., 2011. *Karstologie : Karsts, grottes et sources*. Edition Dunod, 256p.
- Gilli, E., Boudin, F., Longueverne, L., Florsch, N., Walch, J.J., Gomez, A., Depeyre, J., Marie, J.C., 2010. Neotectonics and current hydrologically-induced karst deformation. Case study of the Plateau de Calern (Alpes-Maritimes, France). *Geodinamica Acta* 23, 49-64.
- Gilli, E., Delange, P., 1999. Recent, slow and aseismic movement of an overthrust observed in the Abel sink hole (Saint-Vallier-de-Thiey, Alpes-Maritimes, France). *Geodinamica Acta* 12, 169-177.
- Gilli, E., Mangan, C., Michelot, N., 2006. *Les traçages karstiques des Alpes-Maritimes*. Université Nice Sophia Antipolis.
- Gilli, E., Mangan, C., Mudry, J., 2012. *Hydrogéologie-3ème édition-Objets, méthodes, applications: Objets, méthodes, applications*. Dunod.
- Ginsburg, L., 1959. Etude géologique de la bordure subalpine, à l'Ouest de la basse vallée du Var. *Bulletin au Service de la Carte Géologique de la France* 57, 1-38.
- Ginsburg, L., 1960. Etude géologique de la bordure subalpine à l'ouest de la basse vallée du Var. *Bulletin au Service de la Carte Géologique de la France* 259, LVII.
- Goehring, B.M., Lohne, Ø.S., Mangerud, J., Svendsen, J.I., Gyllencreutz, R., Schaefer, J. and Finkel, R., 2012. Late glacial and holocene ¹⁰Be production rates for western Norway. *J. Quat. Sci.* 27, 89-96.
- Goes, B.J.M., Meekes, J.A.C., 2004. An effective electrode configuration for the detection of DNAPLs with electrical resistivity tomography. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics* 9, 127-141.
- Goguel, J., 1936. Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.* 360 p.
- Gokceoglu, C., Sezer, E., 2009. A statistical assessment on international landslide literature (1945–2008). *Landslides* 6, 345-351.
- Goldstein, G., 1966. Partial half-life for β -decay of ³⁶Cl. *Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry* 28, 937-939.
- Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475-1560.
- Graham, R.H., 1981. Gravity sliding in the Maritimes Alps. In *Thrust and Nappe Tectonics*, The Geological Society of London, 335-352.
- Gran Mitchell, S., Matmon, A., Bierman, P.R., Enzel, Y., Caffee, M., Rizzo, D., 2001. Displacement history of a limestone normal fault scarp, northern Israel, from cosmogenic ³⁶Cl. *J. Geophys. Res.* 106, 4247-4264.
- Griffiths D.H., Barker R.D., 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics* 29, 211-226.
- Guerrero, J., Gutiérrez, F., Lucha, P., 2004. Paleosubsidence and active subsidence due to evaporite dissolution in the Zaragoza area (Huerva River valley, NE Spain): processes, spatial distribution and protection measures for transport routes. *Engineering Geology* 72, 309-329.
- Guglielmi, Y., Cappa, F., 2010. Regional-scale relief evolution and large landslides: Insights from geomechanical analyses in the Tinée Valley (southern French Alps). *Geomorphology* 117, 121-129.

- Guralnik, B., Matmon, A., Avni, Y., Fink, D., 2010. ^{10}Be exposure ages of ancient desert pavements reveal Quaternary evolution of the Dead Sea drainage basin and rift margin tilting. *Earth Planet. Sci. Lett.* 290, 132-141.
- Gutiérrez, F., Carbonel, D., Guerrero, J., McCalpin, J.P., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M. 2012b. Late Holocene episodic displacement on fault scarps related to interstratal dissolution of evaporites (Teruel Neogene Graben, NE Spain). *Journal of Structural Geology* 34, 2-19.
- Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Rosell, J., Galve, J.P., & Carbonel, D., 2012a. Investigating gravitational grabens related to lateral spreading and evaporite dissolution subsidence by means of detailed mapping, trenching, and electrical resistivity tomography (Spanish Pyrenees). *Lithosphere* 4, 331-353.
- Gutiérrez, F., Ortuño, M., Lucha, P., Guerrero, J., Acosta, E., Coratza, P., Piacentini, D., Soldati, M., 2008. Late Quaternary episodic displacement on a sackung scarp in the central Spanish Pyrenees. Secondary paleoseismic evidence? *Geodinamica Acta* 21, 187–202.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Acosta, E., Ríos, S., Guerrero, J., Lucha, P., 2005. Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology* 69, 298-314.
- Guzzetti, F., Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Reichenbach, P., 2002. Power-law correlations of landslide areas in central Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 195, 169-18.

5

- Hancox, G.T., Perrin, N.D., 2009. Green Lake Landslide and other giant and very large postglacial landslides in Fiordland, New Zealand. *Quaternary Science Reviews* 28, 1020-1036.
- Haug, E., 1891. Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises. *Bull. Serv. Carte géol. Fr*, 3, n°21. 197 pp.
- Heincke, B., Günther, T., Dalsegg, E., Rønning, J.S., Ganerød, G.V., Elvebakk, H., 2010. Combined three-dimensional electric and seismic tomography study on the Åknes rockslide in western Norway. *Journal of Applied Geophysics* 70, 292–306.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A.J.T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Knie, K., Nolte, E., 2002b. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 357-369.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A.J.T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Neumaier, S., & Nolte, E., 2002a. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 1. Fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 345-355.
- Helmstetter, A., Garambois, S., 2010. Seismic monitoring of Séchilienne rockslide (French Alps): Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls. *Journal of Geophysical Research* 115, 15pp, doi:10.1029/2009JF001532.
- Hernandez, M., 2009. Développement d'une méthodologie et d'outils pour la cartographie probabiliste des aléas gravitaires dans les formations superficielles. PhD Thesis, Université Nice Sophia Antipolis, 302 pp.
- Hesse, R., 1989. Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts. *Earth-Science Rev.* 26, 253-284.

- Hewitt, K., 2009. Catastrophic rock slope failures and late Quaternary developments in the Nanga Parbat-Haramosh Massif, Upper Indus basin, northern Pakistan. *Quaternary Science Reviews* 28, 1055-1069.
- Hewitt, K., Clague, J.J., Orwin, J.F., 2008. Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes. *Earth-Science Reviews* 87, 1-38.
- Highland, L., Bobrowsky, P.T., 2008. *The Landslide Handbook: A guide to understanding landslides*. Reston, VA, USA: US Geological Survey.
- Hippolyte, J.-C., Bourlès, D., Braucher, R., Carcaillet, J., Léanni, L., Arnold, M., Aumaitre, G., 2009. Cosmogenic ^{10}Be dating of a sackung and its faulted rock glaciers, in the Alps of Savoy (France). *Geomorphology* 108, 312-320.
- Hippolyte, J.C., Bourlès, D., Léanni, L., Braucher, R., Chauvet, F., Lebatard, A.E., 2012. ^{10}Be ages reveal > 12 ka of gravitational movement in a major sackung of the Western Alps (France). *Geomorphology* 171-172, 139-153.
- Hippolyte, J.-C., Brocard, G., Tardy, M., Nicoud, G., Bourles, D., Braucher, R., Menard, G., Souffache, B., 2006. The recent fault scarps of the Western Alps (France): tectonic surface ruptures or gravitational sackung scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and ^{10}Be dating approach. *Tectonophysics* 418, 255–276.
- Hobbs, P., Hallam, J. R., Forster, A., Entwisle, D., Jones, L. D., Cripps, A.C., & Meakin, J.L., 2002. *Engineering geology of British rocks and soils: mudstones of the Mercia Mudstone Group*.
- Hormes, A., Ivy-Ochs, S., Kubik P.W. Ferreli, L., Michetti, A.L., 2008. ^{10}Be exposure ages of a rock avalanche and a late glacial moraine in Alta Valtellina, Italian Alps. *Quaternary International* 190, 136-145.
- Hradecký, J., Pánek, T., 2008. Deep-seated gravitational slope deformations and their influence on consequent mass movements (case studies from the highest part of the Czech Carpathians). *Natural Hazards* 45, 235-253.
- Hsieh, M.L., Chyi, S.J., 2010. Late Quaternary mass-wasting records and formation of fan terraces in the Chen-yeo-lan and Lao-nung catchments, central-southern Taiwan. *Quaternary Science Reviews* 29, 1399-1418.
- Huggel, C., Clague, J. J., & Korup, O., 2012. Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 77-91.
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M.J., Hutchinson, J.N., 2001. A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience* 7, 221-238.
- Hutchinson, J. N., 1988. General Report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. *Proc. 5th Int. Symp. On Landslides*. Lausanne, Balkema. 1, pp 335.

♪

- Iler, R.K., 1979. *The Chemistry of Silica: Solubility, Polymerization, Colloid and Surface Properties and Biochemistry of Silica*. John Wiley & Sons, New York, 864p.
- Ingham, M., 2005. High resolution electrical imaging of fault zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 150, 93–105.

- Irr, F., 1984. Paléo-environnements et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure Nord du bassin méditerranéen occidental. Un système de pente de la paléo-marge liguro-provençale. Thèse de l'Université de Nice Sophia Antipolis, 464p.
- Iverson, R., 2005. Regulation of landslide motion by dilatancy and pore pressure feedback. *J. Geophys. Res.*, 110 (10.1029).
- Ivy-Ochs, S., Heuberger, H., Kubik, P.W., Kerschner, H., Bonani, G., Frank, M., Schlüchter, C., 1998. The age of the Köfels event: relative, ^{14}C and cosmogenic isotope dating of an early Holocene landslide in the Central Alps (Tyrol, Austria). *Z. Gletsch.kd.Glazialgeol.* 34/1, 57-68.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Maisch, M., Sailer, R., Schaefer, J., Kubik, P.W., Synal, H.A., Schlüchter, C., 2006. The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne . In: Siame L.L., Bourlès D.L. and Brown E.T. (Eds.), *In Situ Cosmogenic Nuclides and their Applications in Earth Sciences*. *Geol. Soc. America* 415, Special Paper, 43-60.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science* 23, 559-573.
- Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Masarik, J., Wieler, R., Bruno, L., Schüchter, CH., 1998. Preliminary results on the use of pyroxene for ^{10}Be surface exposure dating. *Schweizerische Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen*, 78, 375-382.
- Ivy-Ochs, S., Poschinger, A.v., Synal, H.-A., Maisch, M., 2009. Surface exposure dating of the Flims landslide, Graubünden, Switzerland. *Geomorphology* 103, 104-112.
- Ivy-Ochs, S., Synal, H.A., Roth, C., Schaller, M., 2004. Initial results from isotope dilution for Cl and ^{36}Cl measurements at the PSI/ETH Zurich AMS facility. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B* 223-224, 623-627.
- Ivy-Ochs, S., Wüst, R., Kubik, P.W., Müller-Beck, H., Schlüchter, C., 2001. Can we use cosmogenic isotopes to date stone artifacts? *Radiocarbon* 43, 759-764.

Ƶ

- Jaboyedoff, M., Baillifard, F., Bardou, E., Girod, F., 2004. Weathering, cycles of saturation–unsaturation, and strain effects as principal processes for rock mass destabilization. *Quarterly Journal of Engineering Geology & Hydrogeology* 37, 95–103.
- Jeannin, P., 1996. Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques. Thèse de l'université de Neuchâtel, 237p.
- Jenatton, L., Guiguet, R., Thouvenot, F., Daix, N., 2007. The 16,000 event 2003–2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps). *Journal of Geophysical Research* 112, doi: 10.1029/2006JB004878.
- Jibson, R.W., Harp, E.L., Schulz, W., Keefer, D.K., 2004. Landslides triggered by the 2002 Denali Fault, Alaska, earthquake and the inferred nature of the strong shaking. *Earthquake Spectra* 20, 669-691.
- Jibson, R.W., Harp, E.L., Schulz, W., Keefer, D.K., 2006. Large rock avalanches triggered by the M 7.9 Denali Fault, Alaska, earthquake of 3 November 2002. *Engineering Geology* 83, 144-160.
- Jolivet, L., 1995. La déformation des continents. Exemples régionaux Ed. Hermann, Paris, 224p.

- Jomard, H., 2006. Analyse multi-échelles des déformations gravitaires du Massif de l'Argentera Mercantour. PhD Thesis, Université Nice Sophia Antipolis, 246 pp.
- Jomard, H., Lebourg, T., Guglielmi, Y., Tric, E., 2010. Electrical imaging of sliding geometry and fluids associated with a deep seated landslide (La Clapière, France). *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 588–599.
- Jomard, H., Lebourg, T., Tric, E., 2007. Identification of the gravitational boundary in weathered gneiss by geophysical survey: La Clapière landslide (France). *Journal of Applied Geophysics* 62, 47–57.
- Jorda M., Rosique T., Evin J., 2000. Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *C. R. acad. Sc. Paris* 33, 187-193.
- Jorda, M., 1988. Modalités paléoclimatiques et chronologiques de la déglaciation würmienne dans les Alpes françaises du Sud (Bassin durancien et Alpes de Haute Provence). In: *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 25, 111-122.
- Jorda, M., Rosique, T., 1994. Le tardiglaciaire des Alpes françaises du Sud: Rythme et modalités des changements biomorphoclimatiques. *Quaternaire* 5, 141-149.
- Julian, M., 1980, Les Alpes Maritimes Franco-Italiennes. Etude Géomorphologique: Thèse d'Etat thesis, Aix-Marseille II, 836p.
- Julian, M., Anthony, E., 1996, Aspects of landslide activity in the Mercantour Massif and the French riviera, southeastern France: *Geomorphology* 15, 275-289.



- Kaplan, M.R., Strelin, J.A., Schaefer, J.M., Denton, G.H., Finkel, R.C., Schwartz, R., & Travis, S.G., 2011. In-situ cosmogenic ¹⁰Be production rate at Lago Argentino, Patagonia: Implications for late-glacial climate chronology. *Earth and Planetary Science Letters* 309, 21-32.
- Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Bulletin of the Geological Society of America* 95, 406-421.
- 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, 265-284.
- Keefer, D.K., 2002. Investigating landslides caused by earthquakes - a historical review. *Surveys in Geophysics* 23, 573-510.
- Keller, G.V., Frischknecht, F.C., 1966. *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Pergamon Press, Oxford. 517 pp.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Proske, H., Strasser, V., 2010. Paraglacial slope adjustment since the end of the Last Glacial Maximum and its long-lasting effects on secondary mass wasting processes: Hauser Kaibling, Austria. *Geomorphology* 120, 65-76.
- Kilburn, C. R., Pasuto, A., 2003. Major risk from rapid, large-volume landslides in Europe (EU Project RUNOUT). *Geomorphology* 54, 3-9.
- Kim, H.J., Song, Y., Lee, K.H., 1999. Inequality constraint in least-squares inversion of geophysical data. *Earth Planets and Space* 51, 255-260.
- Kim, K.J., Englert, P.A.J., 2004. Profiles of in situ ¹⁰Be and ²⁶Al at great depths at the Macraes Flat, East Otago, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters* 223, 113-126.

- Kinakin, D., Stead, D., 2005. Analysis of the distributions of stress in natural ridge forms: implications for the deformation mechanisms of rock slopes and the formation of sackung. *Geomorphology* 65, 85–100.
- Knauth L.P. (1979) Origin of chert in limestone. *Geology* 7, 274-277.
- Knauth, L.P., 1994. Petrogenesis of chert. In: Heane, P.J., Prewitt, C.T., Gibbs, G.V. (Eds.). *Silica Rev. in Mineral.* 29, Mineralog. Soc. of America, Washington, D.C., 233-258.
- Kong, P., Fink, D., Na, C., Xiao, W., 2010. Dip-slip rate determined by cosmogenic surface dating on a Holocene scarp of the Daju fault, Yunnan, China. *Tectonophysics* 493, 106-112.
- Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U.C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., Lierse von Gostomski, Ch., Kossert, K., Maitia, M., Poutivtsev, M., Remmert, A., 2010. A new value for the half-life of ^{10}Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B* 268, 187-191.
- Korup, O. and Clague, J.J., 2009. Natural hazards, extreme events, and mountain topography. *Quaternary Science Reviews* 28, 977-990.
- Korup, O., Densmore, A.L., Schlunegger, F., 2010. The role of landslides in mountain range evolution. *Geomorphology* 120, 77-90.
- Kubik, P.W., Ivy-Ochs, S., Masarik, J., Frank, M., Schlüchter, C., 1998. ^{10}Be and ^{26}Al production rates deduced from an instantaneous event within the dendro-calibration curve, the landslide of Köfels, Ötztal Valley, Austria. *Earth and Planetary Science Letters* 161, 231-241.



- 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: In situ nuclide production rates and erosion models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 104, 424-439.
- Lal, D., Malhotra, P.K., Peters, B., 1958. On the production of radioisotopes in the atmosphere by cosmic radiation and their application to meteorology. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 12, 306-328.
- Lal, D., Peters, B., 1967. Cosmic ray produced radioactivity on the earth. In *Kosmische Strahlung II/Cosmic Rays II* (pp. 551-612). Springer Berlin Heidelberg.
- Lallemant, S., Huchon P., Jolivet L., and Prouteau G., 2005. *Convergence lithosphériques: Enseigner les sciences de la Terre*, Vuibert, 182p.
- Lang, A., Moya, J., Corominas, J., Schrott, L., Dikau, R., 1999. Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements. *Geomorphology* 30, 33-52.
- Larroque, C., 2009. *Aléa sismique dans une région intraplaque à sismicité modérée: l'exemple de la jonction Alpes-Bassin Ligure*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Nice-Sophia-Antipolis, 176p.
- Larroque, C., Béthoux, N., Calais, E., Courboulex, F., Deschamps, A., Déverchère J., Stéphan, J.-F., Ritz, J.-F., Gilli, E., 2001. Active and recent deformation at the Southern Alps-Ligurian basin junction. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw* 80, 255-272.

- Larroque, C., Delouis, B., Godel, Bélanda, Nocquet, J.-M., 2009. Active deformation at the southwestern Alps-Ligurian basin junction (France-Italy boundary) : Evidence for recent change from compression to extension in the Argentera massif. *Tectonophysics* 467, 22-34.
- Larroque, C., Delouis, B., Hippolyte, J.-C., Deschamps, A., Lebourg, T., Courboux, F., Bellier, O., 2011a. Etude multidisciplinaire de la faille de Saint-Sauveur – Donaréo (basse vallée du Var, Côte d’Azur) : Contribution à l’évaluation de l’aléa sismique dans la zone urbanisée de Nice. *Bulletin de la Société Géologique de France* 182, 323-336.
- Larroque, C., Scotti, O., Ioualalen, M., 2012. Reappraisal of the 1887 Ligurian earthquake (western Mediterranean) from macroseismicity, active tectonics and tsunami modeling. *Geophys. J. Int.* 190, 87-104.
- Larsen, I. J., Montgomery, D.R., 2012. Landslide erosion coupled to tectonics and river incision. *Nature Geoscience* 5, 468-473.
- Larsen, I.J., Montgomery, D.R., Korup, O., 2010. Landslide erosion controlled by hillslope material. *Nature Geoscience* 3, 247-251.
- Lateltin, O., Beer, C., Raetzo, H., 1997. Landslides in flysch terranes of Switzerland: causal factors and climate change. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 90, 401-406.
- Laurent, O., 1998. Modalités de la structuration d’un prisme de front de chaîne : l’exemple de l’arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales, France). Thèse de l’Université de Nice Sophia Antipolis, 279p.
- Laurent, O., Stéphan, J.F., Popoff, M., 2000. Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l’arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales). *Géologie de la France* 3, 33-65.
- Le Roux, O., Schwartz, S., Gamond, J. F., Jongmans, D., Bourles, D., Braucher, R., & Leanni, L., 2009. CRE dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth and Planetary Science Letters* 280, 236-245.
- Le Roy, M., 2012. Reconstitution des fluctuations glaciaires Holocènes dans les Alpes occidentales- Apports de la dendrochronologie et des datations par isotope cosmogénique. Laboratoire EDYTEM. PhD Thesis, 390p.
- Lebatard, A.E., Bourlès, D.L., Braucher, R., Arnold, M., Durringer, P., Jolivet, M., & Brunet, M., 2010. Application of the authigenic $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ dating method to continental sediments: Reconstruction of the Mio-Pleistocene sedimentary sequence in the early hominid fossiliferous areas of the northern Chad Basin. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 57-70.
- Lebourg, T., 2009. Rôles des héritages géologiques dans les processus d’instabilités gravitaires. HDR Université Nice-Sophia Antipolis, 55p.
- Lebourg, T., Binet, S., Tric, E., Jomard, H., El Bedoui, S., 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, 399-406.
- Lebourg, T., El Bedoui, S., Hernandez, M., 2009. Control of slope deformations in high seismic area: results from the Gulf of Corinth observatory site (Greece). *Engineering Geology* 108, 295–303.
- Lebourg, T., Hernandez, M., Jomard, H., El Bedoui, S., Bois, T., Zerathe, S., Tric, E., Vidal, M., 2011. Temporal evolution of weathered cataclastic material in gravitational faults of the La Clapiere deep seated landslide by mechanical approach. *Landslides* 8, 241–252.

- Lebourg, T., Hernandez, M., Zerathe, S., El Bedoui, S., Jomard, H., Fresia, B., 2010. Landslides triggered factors analysed by time lapse electrical survey and multidimensional statistical approach. *Engineering Geology* 114, 238–250.
- Licciardi, J.M., Denoncourt, C.L., Finkel, R.C., 2008. Cosmogenic ^{36}Cl production rates from Ca spallation in Iceland. *Earth and Planetary Science Letters* 267, 365-377.
- Lines, L.R., and Treitel, S., 1984. Tutorial : A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting* 32, 159-186.
- Loke M.H., Barker R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting* 44, 131-152.
- Loke, M.H., 1994. The inversion of two-dimensional resistivity data. Unpubl. PhD thesis, Un. Of Birmingham.
- Loke, M.H., 1996-2009. Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys. www.geoelectrical.com. 153p.
- Loke, M.H., 1997. Res2DINV Software User's Manual. Loke, M.H., Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting* 44, 131–152.

m

- Loke, M.H., 2000. Topographic modelling in resistivity imaging inversion. 62nd EAGE Conference & Technical Exhibition Extended Abstracts, D-2.
- Maffei, A., Martino, S., Prestininzi, A., 2005. From the geological to the numerical model in the analysis of gravity-induced slope deformations: an example from the Central Apennines (Italy). *Engineering Geology* 78, 215–236.
- Magny M. 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* 113, 65-79.
- Magny M., Begeot C., Guiot J., Peyron O. 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases, *Quaternary Science Reviews* 22, 1589-1596.
- Magny M., Vannièrè B., Zanchetta G., Fouache E., Touchais G., Petrika L., Coussot C., Walter-Simonnet A.V., Arnaud F. 2009. Possible complexity of the climatic event around 4300-3800 cal. BP in the central and western Mediterranean. *The Holocene* 19, 6, 823-833.
- Magny, M., 2013. Orbital, ice-sheet, and possible solar forcing of Holocene lake-level fluctuations in west-central Europe: A comment on Bleicher. *The Holocene*. In press.
- Magny, M., Bossuet, G., Ruffaldi, P., Leroux, A., Mouthon, J., 2011. Orbital imprint on Holocene palaeohydrological variations in west-central Europe as reflected by lake level changes at Cerin (Jura Mountains, eastern France). *Journal of Quaternary Science* 26, 171-177.
- Magny, M., de Beaulieu, J.L., Drescher-Schneider, R., Vannièrè, B., Walter-Simonnet, A.V., Miras, Y., Millet, L., Bossuet, G., Peyron, O., Brugiapaglia, E., Leroux, A., 2007. Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews* 26, 1736-1758.

- Magny, M., Miramont, C., Silvan, O., 2002. Assessment of the impact of climate and anthropogenic factors on Holocene Mediterranean vegetation in Europe on the basis of palaeohydrological records. *Palaeog. Palaeoclim. Palaeoecol.* 186, 47-59.
- Magri, O., Mantovani, M., Pasuto, A., Soldati, M., 2008. Geomorphological investigation and monitoring of lateral spreading along the north-west coast of Malta. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 31, 171-180.
- Mainsant, G., Jongmans, D., Chambon, G., Larose, E., Baillet, L., 2012. Shear-wave velocity as an indicator for rheological changes in clay materials: Lessons from laboratory experiments. *Geophysical Research Letters*, 39.
- Maisch, M., Wipf, A., Denneler, B., Battaglia, J., Benz, C., 1999. Die Gletscher der Schweizer Alpen. Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien Schlussbericht NFP 31, Zürich.
- Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 2004. Landslides, earthquake and erosion. *Earth and Planetary Science Letters* 229, 45-5.
- Mangan C., 1997. Synthèse hydrogéologique du bassin de la Haute-Siagne (Alpes-Maritimes), Rapp. int. Cabinet geol. Mangan, Nice.
- Mangan, C., 1982. Géologie et hydrogéologie karstique du bassin de la Brague et ses bordures (Alpes-Maritimes, France). PhD Thesis, University Nice Sophia Antipolis, 187 pp.
- Mangan et Fandel., 2010. Le gypse dans le département des Alpes-Maritimes. Localisation, Utilisation et problèmes induits. *Ann. Mus. nat. Nice*, XXV: 151-166.
- Margielewski, W., 2006. Structural control and types of movements of rock mass in anisotropic rocks: case studies in the Polish Flysch Carpathians. *Geomorphology* 77, 47–68.
- Margielewski, W., Urban, J., 2003. Crevice-type caves as initial forms of rock landslide development in the Flysch Carpathians. *Geomorphology* 54, 325–338.
- Martino, S., Prestininzi, A., Scarascia Mugnozza, G., 2004. Geological-evolutionary model of a gravity-induced slope deformation in the carbonate Central Apennines (Italy). *Quaternary Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 37, 31–47.
- Masarik, J., Frank, M., Schäfer, J.M., Wieler, R., 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, 2995-3003.
- Matmon, A., Crouvi, O., Enzel, Y., Bierman, P., Larsen, J., Porat, N., Amit, R., Caffee, M., 2003. Complex exposure histories of chert clasts in the late Pleistocene shorelines of Lake Lisan, southern Israel. *Earth Surf. Process. Land.* 28, 493-506.
- Matmon, A., Simhai, O., Amit, R., Haviv, I., Porat, N., McDonald, E., Benedetti, L., Finkel, R., 2009. Desert pavement-coated surfaces in extreme deserts present the longest-lived landforms on Earth. *Bull. Geol. Soc. Am.* 121, 688-697.
- Matsushi, Y., Sasa, K., Takahashi, T., Sueki, K., Nagashima, Y., Matsukura, Y., 2010. Denudation rates of carbonate pinnacles in Japanese karst areas: Estimates from cosmogenic ³⁶Cl in calcite. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B* 268, 1205-1208.
- May, C., Roering, J., Eaton, L. S., & Burnett, K. M., 2013. Controls on valley width in mountainous landscapes: The role of landsliding and implications for salmonid habitat. *Geology* 41, 503-506.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Curt Stager, J., Karlén, W., Maasch, K.A., David Meeker, L., & Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243-255.

- Mc Calpin J.P., 1999. Geomorphology, hydrology and hydrogeology of Medano Creek, Great Sand Dunes National Monument, southern Colorado: Hydrologic, geologic, and biologic research at great sand dunes National Monument and vicinity, Colorado. Proceedings of National Park Service Research Symposium 1 (US Geological Survey), p. 8-30.
- McColl, S.T., 2012. Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology* 153–154, 1-16.
- Ménabréaz, L., Bourlès, D.L., Thouveny, N., 2012. Amplitude and timing of the Laschamp geomagnetic dipole low from the global atmospheric ^{10}Be overproduction: Contribution of authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios in west equatorial Pacific sediments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117.
- Merchel, S., Arnold, M., Aumaitre, G., Benedetti, L., Bourlès, D.L., Braucher, R., Alfimov, V., Freeman, S.P.H.T., Steier, P., Wallner, A., 2008a. Towards more precise ^{10}Be and ^{36}Cl data from measurements at the 10^{-14} level: Influence of sample preparation. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B* 266, 4921–4926.
- Merchel, S., Benedetti, L., Bourlès, D.L., Braucher, R., Dewald, A., Faestermann, T., Finkel, R.C., Korschinek, G., Masarik, J., Poutivtsev, M., Rochette, P., Rugel, G., Zell, O., 2010. A multi-radionuclide approach for in situ produced terrestrial cosmogenic nuclides: ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl and ^{41}Ca from carbonate rocks. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B* 268, 1179-1184.
- Merchel, S., Braucher, R., Benedetti, L., Grauby, O., Bourlès, D.L., 2008b. Dating carbonate rocks with in-situ produced cosmogenic ^{10}Be : Why it often fails. *Quatern. Geochron.* 3, 299-307.
- Meric, O., 2006. Etudes des mouvements de terrain par méthodes géophysiques. PhD Thesis, Université Joseph Fourier, 252 pp.
- Micarelli, L., Benedicto, A., Wibberley, C.A.J., 2006. Structural evolution and permeability of normal fault zones in highly porous carbonate rocks. *Journal of Structural Geology* 28, 1214-1227.
- Mifsud, C., Fujioka, T., Fink, D., 2013. Extraction and purification of quartz in rock using hot phosphoric acid for in situ cosmogenic exposure dating. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B* 268, 1179-1184.
- Morse, J.W., and Arvidson, R.S., 2002. The dissolution kinetics of major sedimentary carbonate minerals. *Earth-Science Reviews* 58, 51-84.



- Naudet, V., Lazzari, M., Perrone, A., Loperte, A., Piscitelli, S., Lapenna, V., 2008. Integrated geophysical and geomorphological approach to investigate the snowmelt triggered landslide of Bosco Piccolo village (Basilicata, southern Italy). *Engineering Geology* 98, 156–167.
- Nemcok, A., Pasek, J., Rybar, J., 1972. Classification of landslides and other mass movements. *Rock Mechanics* 4, 71–78.
- Nguyen, F., Garambois, S., Chardon, D., Hermitte, D., Bellier, O., Jongmans, D., 2007. Subsurface electrical imaging of anisotropic formations affected by a slow active reverse fault, Provence, France. *Journal of Applied Geophysics* 62, 338–353.
- Nicod, J., 2002. Karsts, paléo-géomorphologies, paléo-environnements. *Panorama des recherches récentes en France (1992- 2001) / Karsts, palaeogeomorphology, palaeoenvironments. An overview of recent research on French karsts (1992-2001).* In: *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 8, 253-268.

- Nicolussi, K., Kaufmann, M., Patzelt, G., van der Plicht, J., Thurner, A., 2005. Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Vegetation History and Archaeobotany* 14, 221-234.
- Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southon, J.R., Finkel, R.C., McAninch, J., 2007. Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B* 258, 403–413.
- Nishiizumi, K., Lal, D., Klein, J., Middleton, R., Arnold, J.R., 1986. Production of ^{10}Be and ^{26}Al by cosmic rays in terrestrial quartz in situ and implications for erosion rates. *Nature* 319, 134-136.
- Nishiizumi, K., Winterer, E.L., Kohl, C.P., Klein, J., Middleton, R., Lal, D., Arnold, J.R., 1989. Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research* 94, 17907-17.

O

- Olayinka, A.I., Yaramanci, U., 2000. Use of block inversion in the 2-D interpretation of apparent resistivity data and its comparison with smooth inversion: *Journal of Applied Geophysics* 45, 63-82.
- Oldenburg, D.W., McGillivray, P.R., Ellis, R.G., 1993. Generalized subspace methods for large-scale inverse problems. *Geophysical Journal International* 114, 12-20.
- Olivet, J.L., 1978. Nouveau modèle et évolution de l'Atlantique Nord et central. Thèse de 3^{ème} cycle, Paris.
- Ortu E., Peyron O., Bordon A., de Beaulieu J.L., Consolata Siniscalco C., Caramiello R., 2008. Lateglacial and Holocene climate oscillations in the South-western Alps: An attempt at quantitative reconstruction. *Quaternary International* 190, 71-88.
- Osterman, M., Sanders, D., 2011. At least 500 post-glacial catastrophic rockslides/rock avalanches in the Alps: Is there a message? *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 13, EGU2011-2215.
- Ostermann, M., Sanders, D., Ivy-Ochs, S., Alfimov, V., Rockenschaub, M., Römer, A., 2012. Early Holocene (8.6 ka) rock avalanche deposits, Obernberg valley (Eastern Alps): Landform interpretation and kinematics of rapid mass movement. *Geomorphology* 171-172, 83-93.
- Owen, L.A., 2010. Landscape development of the Himalayan–Tibetan orogen: a review. *Geological Society, London, Special Publications* 338, 389-407.

P

- Palumbo, L., Benedetti, L., Bourlès, D., Cinque, A., Finkel, R., 2004. Slip history of the Magnola fault (Apennines, Central Italy) from ^{36}Cl surface exposure dating: evidence for strong earthquakes over the Holocene. *Earth and Planetary Science Letters* 225, 163-176.
- Pánek, T., Hradecký, J., Minár, J., Hungr, O., Dušek, R., 2009b. Late Holocene catastrophic slope collapse affected by deep-seated gravitational deformation in flysch: Ropice Mountain, Czech Republic. *Geomorphology* 103, 414-429.
- Pánek, T., Hradecký, J., Šilhán, K., Smolková, V., Altová, V., 2009a. Time constraints for the evolution of a large slope collapse in karstified mountainous terrain of the southwestern Crimean Mountains, Ukraine. *Geomorphology* 108, 171–181.
- Pánek, T., Hradecký, J., Smolková, V., Šilhán, K., 2008. Gigantic low-gradient landslides in the northern periphery of the Crimean Mountains (Ukraine). *Geomorphology* 95, 449-473.

- Pánek, T., Margielewski, W., Tábořík, P., Urban, J., Hradecký, J., Szura, C., 2010. Gravitationally-induced caves and other discontinuities detected by 2D electrical resistivity tomography: case studies from the Polish Flysch Carpathians. *Geomorphology* 123, 165–180.
- Pánek, T., Tábořík, P., Klimeš, J., Komárková, V., Hradecký, J., Šťastný, M., 2011. Deep-seated gravitational slope deformations in the highest parts of the Czech Flysch Carpathians: Evolutionary model based on kinematic analysis, electrical imaging and trenching. *Geomorphology* 129, 92-112.
- Panizza, M., Pasuto, A., Silvano, S., Soldati, M., 1996. Temporal occurrence of landslides in the area of Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Italy). *Geomorphology* 15, 311-326.
- Pappu, S., Gunnell, Y., Akhilesh, K., Braucher, R., Taieb, M., Demory, F., Thouveny, N., 2011. Early Pleistocene Presence of Acheulian Hominins in South India. *Science* 331, 1596-1599.
- Parker, R. N., Densmore, A. L., Rosser, N. J., De Michele, M., Li, Y., Huang, R., & Petley, D. N., 2011. Mass wasting triggered by the 2008 Wenchuan earthquake is greater than orogenic growth. *Nature geoscience* 4, 449-452.
- Particle Data Group, 1998. Review of particle physics. *Eur. Phys. J.C* 3, 1-794.
- Pasuto, A., Soldati, M., 1996. Rock spreading. In: Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L., Ibsen, M.L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Courses*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 122–136.
- Pasuto, A., Soldati, M., 2013. 7.25 Lateral Spreading Treatise on Geomorphology 7, 239-248.
- Payá, J., Monzó, J., Borrachero, M.V., Mellado, A., Ordoñez, L.M., 2001. Determination of amorphous silica in rice husk ash by a rapid analytical method. *Cement Concr. Res.* 31, 227-231.
- Persaud, M., Pfiffner, O.A., 2004. Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. *Tectonophysics* 385, 59-84.
- Petley, D., 2012. Global patterns of loss of life from landslides. *Geology* 40, 927-930.
- Pham, Q. T., Vales, F., Malinsky, L., Nguyen Minh, D., Gharbi, H., 2007. Effects of desaturation–resaturation on mudstone. *Physics and Chemistry of the Earth* 32, 646-655.
- Phillips, F.M., Zreda, M.G., Flinsch, M.R., Elmore, D., Sharma, P., 1996. A reevaluation of cosmogenic ³⁶Cl production rates in terrestrial rocks. *Geophysical Research Letters* 23, 949-952.
- Plan, L., 2005. Factors controlling carbonate dissolution rates quantified in a field test in the Austrian alps. *Geomorphology* 68, 201-212.
- Plug, L.J., Gosse, J.C., McIntosh, J.J., Bigley, R., 2007. Attenuation of cosmic ray flux in temperate forest. *Journal of Geophysical Research* 112.
- Polino, R., Dal, Piaz, G. V., and Gosso, G., 1990. Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. *Mémoires de la Société géologique de France* 156, 345-367.
- Pollet N., 2004. Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses: Apport des observations de terrain à la compréhension des processus de propagation et dépôt. Application aux cas de La Madeleine (Savoie, France), Flims (Grisons, Suisse) et Köfels (Tyrol, Autriche). Thèse, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, p. 331.
- Prager, C., Zangerl, C., Patzelt, G., Brandner, R., 2008. Age distribution of fossil landslides in the Tyrol (Austria) and its surrounding areas. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8, 377-407.

Putnam, A.E., Schaefer, J.M., Barrell, D.J.A., Vandergoes, M., Denton, G.H., Kaplan, M.R., & Kelley, S.E., 2010. In situ cosmogenic ^{10}Be production-rate calibration from the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Geochronology* 5, 392-409.

R

Raisbeck, G. M., Yiou, F., Bourles, D., Lestringuez, J., Deboffe, D., 1987. Measurements of ^{10}Be and ^{26}Al with a tandemron AMS facility. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 29, 22-26.

Recorbet, F., Caractérisation multi-méthodes des grands glissements de versants : Application à la falaise de Cap de Canaille. Ph. D. Thesis, Paul-Cezanne Univ. 318p.

Reedy, R.C., Arnold, J.R., Lal, D., 1983. Cosmic-ray record in solar system matter. *Annual Review of Nuclear and Particle Science* 33, 505-538.

Renssen, H., Seppä, H., Heiri, O., Roche, D.M., Goosse, H., Fichet, T., 2009. The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nature Geoscience* 2, 411-414.

Reynolds, J.M., 1997. An introduction to environmental and applied geophysics. Wiley.

Ritz, R.F., 1991. Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'oligocène. Implications sismotectoniques. PhD Thesis, University Montpellier, 187 pp.

Rizzo, V., Leggeri, M., 2004. Slope instability and sagging reactivation at Maratea (Potenza, Basilicata, Italy). *Engineering geology* 71, 181-198.

Robain, H., Albouy, Y., Dabas, M., Descloitres, M., Camerlynck, C., Mechler, P., Tabbagh, A., 1999. The location of infinite electrodes in pole-pole electrical surveys: consequences for 2D imaging. *Journal of Applied Geophysics* 41, 313-333.

Rodriguez, C.E., Bommer, J.J., Chandler, R.J., 1999. Earthquake-induced landslides: 1980-1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 18, 325-346.

Roering, J., 2012. Tectonic geomorphology: Landslides limit mountain relief. *Nature Geoscience* 5, 446-447.

Rohn, J., Resch, M., Schneider, H., Fernandez-Steeger, T.M., Czurda, K., 2004. Large-scale lateral spreading and related mass movements in the Northern Calcareous Alps. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 63, 71-75.

Rousset, C., Guiomar, M., 1999. The beginning of torrentiality in La Fontarasse Basin (Barles, Alpes-de-Haute-Provence, France), evidence for an Ancient Holocene climatic break. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science* 328, 541-546.

S

Sage, F., Beslier, M.-O., Thinon, I., Larroque, C., Dessa, J.-X., Migeon, S., Angelier, J., Guennoc, P., Schreiber, D., Michaud, F., Stéphan, J.-F., Sonnette, L., 2011. Structure and evolution of a passive margin in a compressive environment: Example of the south-western Alps-Ligurian basin junction during the Cenozoic. *Marine and Petroleum Geology* 28, 1263-1282.

Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A., Richard, G., 2005. Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil and Tillage Research* 83, 173-193.

- Sanchez, G., 2010. Chronologie et évolution de la déformation de la croûte moyenne à la surface d'un prisme collisionnel en décrochement – Impact sur l'aléa sismo-gravitaire : L'exemple des Alpes Sud-occidentales. Thèse de l'Université de Nice Sophia Antipolis, 290p.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Corsini, M., Braucher, R., Bourlès, D., Arnold, M., Aumaître, G., 2009. 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, 1–13.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Corsini, M., Jolivet, M., Bricaud, S., Carter, A., 2011b. Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera-Mercantour massif (SW Alps). *Terra Nova* 23, 116-126.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Schneider, J., Corsini, M., Oliot, E., Goncalves, P., Verati, C., Lardeaux, J.-M., Marquer, D., 2011a. Dating low-temperature deformation by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on white mica, insights from the Argentera–Mercantour Massif (SW Alps). *Lithos* 125 (1–2), 521–536.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Schreiber, D., Corsini, M., Lardeaux, J.M., Giannerini, G., 2010. The active fault system of SW Alps. *Journal of Geodynamics* 49, 296–302.
- Sartori, M., Baillifard, F., Jaboyedoff, M., Rouiller, J.D., 2003. Kinematics of the 1991 Randa rockslides (Valais, Switzerland). *Natural Hazards and Earth System Science* 3, 423-433.
- Sassa, K., Canuti, P., 2008. Landslides-disaster risk reduction. Springer Edts.
- Schildgen, T.F., Phillips, W.M., Purves, R.S., 2005. Simulation of snow shielding corrections for cosmogenic nuclide surface exposure studies. *Geomorphology* 64, 67-85.
- Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R., Blard, P.H., Bourlès, D., Burnard, P., Williams, A., 2009. Sources of in-situ ^{36}Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. *Quaternary Geochronology* 4, 441–461.
- Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Garreta, V., Pik, R., Blard, P. H., Burnard, P., & Dunai, T., 2011. Calibration of cosmogenic ^{36}Cl production rates from Ca and K spallation in lava flows from Mt. Etna (38° N, Italy) and Payun Matru (36° S, Argentina). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 2611-2632.
- Schlagenhauf, A., Gaudemer, Y., Benedetti, L., Manighetti, I., Palumbo, L., Schimmelpfennig, I., Finkel, R., Pou, K., 2010. Using in situ Chlorine-36 cosmonuclide to recover past earthquake histories on limestone normal fault scarps: a reappraisal of methodology and interpretations. *Geophysical Journal International* 182, 36-72.
- Schreiber, D., 2010. Modélisations géométriques 3D et champs de déformations dans les Alpes du Sud. Thèse de l'Université de Nice Sophia Antipolis, 281p.
- Schroetter, J.M., 1997. L'enregistrement sédimentaire de la déformation mio-plio-quadernaire sur la bordure ouest de l'arc de Nice. Mémoire de DEA, Université de Nice-Sophia-Antipolis, 28p.
- Schrott, L., Sass, O., 2008. Application of field geophysics in geomorphology: advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology* 93, 55–73.
- Schwartz, S., 2002. La zone piémontaise dans les Alpes occidentales : un paléo-complexe de subduction. Argument métamorphiques, géochronologiques et structuraux. Thèse de l'Université de Claude Bernard, Lyon, 341p.
- Seed, H.B., 1968. Landslides during earthquakes due to liquefaction. *Journal of soil mechanics and Foundation Div.* 94, 1055-1122.

- Seidl, M.A., Finkel, R.C., Caffee, M.W., Hudson, G., Dietrich, W.E., 1997. Cosmogenic isotope analyses applied to river longitudinal profile evolution: problems and interpretations. *Earth Surf. Proc. Landforms* 22, 195-209.
- Sewell, R.J., Barrows, T.T., Campbell, S.D.G., Fifield, L.K., 2006. Exposure dating (^{10}Be , ^{26}Al) of natural terrain landslides in Hong Kong, China. *Special Papers – Geological Society of America* 415, 131.
- Shimaoka, A., Kong, P., Finkel, R.C., Caffee, M.W., Nishiizumi, K., 2002. The determination of in situ cosmogenic radionuclides in olivine. In: Twelfth Annual VM Goldschmidt Conference, A709 (abstr.).
- Shulmeister, J., Fink, D., Hyatt, O.M., Thackray, G.D., Rother, H., 2010. Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al exposure ages of moraines in the Rakaia Valley, New Zealand and the nature of the last termination in New Zealand glacial systems. *Earth Planet. Sci. Lett.* 297, 558-566.
- Siame, L., Chen, R-F., Derriex, F., Lee, J-C., Chang, K-J., Bourlès, D.L., Braucher, R., Léanni, L., Kang, C-C., Chang, C-P., Chu, H-T., 2012. Pleistocene alluvial deposits dating along frontal thrust of Changhua Fault in western Taiwan: the Cosmic Ray Exposure point of view. *Journal of Asian Earth Sciences*, in press, [10.1016/j.jseaes.2012.02.002](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.02.002).
- Silvester P.P. and Ferrari R.L., 1990. *Finite elements for electrical engineers* (2nd. ed.). Cambridge University Press.
- Sing, R.G., Botha, G.A., Richards, N.P., McCarthy, T.S., 2008. Holocene landslides in KwaZulu-Natal, South Africa. *South African Journal of Geology* 11, 39-52.
- Sircombe, K.N., 2004. AgeDisplay: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. *Computers & Geosciences* 30, 21-31.
- Soldati, M., Corsini, A., Pasuto, A., 2004. Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena* 55, 141-161.
- Sonnette, L., 2012. Etude structurale et paléomagnétique de la courbure des systèmes plissés et chevauchants des arcs de Nice, de Castellane et du Nord-Est de Taiwan. Thèse de l'Université de Nice Sophia Antipolis, 336p.
- Spini, H., 1978. Etude géologique de la bordure des chaînes subalpines méridionales au Nord de Grasse (A-M). PhD Thesis, Université Nice Sophia Antipolis, 101 pp.
- Stephenson, W.J., and Finlayson, B.L., 2009. Measuring erosion with the micro-erosion meter - Contributions to understanding landform evolution. *Earth Science Reviews* 95, 53-62.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *J. Geophys. Res.* 105, 23753-23759.
- Stone, J.O., Allan, G.L., Fifield L.K., Cresswell, R.G., 1996. Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 679-692.
- Stone, J.O.H., Evans, J.M., Fifield, L.K., Allan, G.L., Cresswell, R.G., 1998. Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 433-454.
- Suski, B., Brocard, G., Authemayou, C., Muralles, B.C., Teyssier, C., Holliger, K., 2010. Localization and characterization of an active fault in an urbanized area in central Guatemala by means of geoelectrical imaging. *Tectonophysics* 480, 88-98.
- Swanson, T.W., Caffee, M.L., 2001. Determination of ^{36}Cl production rates derived from the well-dated deglaciation surfaces of Whidbey and Fidalgo islands, Washington. *Quaternary Research* 56, 366-382.

7

- Tapoul, 1977. Etude géologique de la bordure Sud-oriental de l'arc de Castellane entre le Loup et la Cagne. PhD Thesis, Université Nice Sophia Antipolis, 158 pp.
- Thouvenot, F., Paul, A., Senechal, G., Hirn, A., Nicolich, R., 1990. Ecors-Crop wide-angle reflexion seismics: constraints on deep interfaces beneath the Alps. *Mémoires de la Société géologique de France* 156, 97-106.
- Tibaldi, A., Ferrari, L. Pasquarè, G., 1995. Landslides triggered by earthquakes and their relations with faults and mountain slope geometry: an example from Ecuador. *Geomorphology* 11, 215-226.
- Tibaldi, A., Rovida, A. and Corazzato, C., 2004. A giant deep-seated slope deformation in the Italian Alps studied by paleoseismological and morphometric techniques. *Geomorphology* 58, 27-47.
- Tinner, W., Kaltenrieder, P., Soom, M., Zwahlen, P., Schmidhalter, M., Boschetti, A., Schlüchter, C., 2005. The postglacial rockfall in the Kander valley (Switzerland): age and effects on palaeoenvironments. *Eclogae Geol. Helv.* 98, 83-95.
- Tricart, P., 1984. From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the western Alps *Am. J. Sci.*, 284, 97-120.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Lardeaux, J.-M., 2004. Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from multistage faults (Queyras, Schistes lustrés, western Alps). *Journal of Structural Geology* 26, 1 633-1 645.

V

- Valès, F., Nguyen Minh, D., Gharbi, H., Rejeb, A., 2004. Experimental study of the influence of the degree of saturation on physical and mechanical properties in Tournemire shale (France). *Applied clay science* 26, 197-207.
- Valla, P.G., Van Der Beek, P.A., Carcaillet, J., 2010. Dating bedrock gorge incision in the French Western Alps (Ecrins-Pelvoux massif) using cosmogenic ¹⁰Be. *Terra Nova* 22, 18-25.
- Van Den Eeckhaut, M., Hervás, J., 2012. State of the art of national landslide databases in Europe and their potential for assessing landslide susceptibility, hazard and risk. *Geomorphology* 139, 545-558.
- Varnes, D. J., 1978, Landslides types and processes., in S. R. L. K. R.J., ed., *Landslides Analysis and Control*, Washington D.C., Transportation Research Board Special Report 176, p. Chap. 2, 11-33.
- Varnes, D.J., Coe, J.A., Godt, J.W., Savage, W.Z., Savage, J.E., 2000. Measurements of ridgespreading 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. OpenFile report 00-205, online edition, U.S. Geological survey.
- Varnes, D.J., Radbruch-Hall, D.H., Varnes, K.L., Smith, W.K., Savage, W.Z., 1990. Measurement of ridge-spreading movements (sackungen) at Bald Eagle Mountain, Lake County, Colorado, 1975–1989. U.S. Geological Survey Open-File Report 90–543. 13 pp.
- Vermeesch, P., 2007. CosmoCalc: An Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8.

- Verri, G., Barkai, R., Bordeanu, C., Gopher, A., Hass, M., Kaufman, A., Kubik, P., Montanari, E., Paul, M., Ronen, A., Weiner, S., Boaretto, E., 2004. Flint mining in prehistory recorded by in situ-produced cosmogenic ^{10}Be . *Proc. Nat. Acad. Sci.* 101, 7880-7884.
- Verri, G., Barkai, R., Gopher, A., Hass, M., Kubik, P.W., Paul, M., Ronen, A., Weiner, S., Boaretto, A., 2005. Flint procurement strategies in the Late Lower Palaeolithic recorded by in situ produced cosmogenic ^{10}Be in Tabun and Qesem Caves (Israel). *J. Archaeol. Sci.* 32, 207-213.
- Verstraete, J., 2005. Approche multi-technique et multi-échelle d'étude des propriétés structurales des matériaux hétérogènes : application à un granulat siliceux naturel. Ph. D. Thesis, Mulhouse Univ.
- Volk, H.R., 2000. The 1998 Tatopani landslide in the Kali Gandaki Valley of western Nepal; cause and relation to mass rock creep. *Journal of Nepal Geological Society* 22, 405-412.
- Von Raumer, J.F., 1984. The External Massifs, relics of Variscan basement in the Alps. *Geol. Rund.* 73, 1-31.
- Von Raumer, J.F., Ménot, R.P., Abrecht, J., Biino, G., 1993. The Pre-Alpine evolution of the External massifs. In: J. von Raumer, F., Neubauer (Eds.), *The Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Springer, Berlin, Heidelberg, New-York, 221-240.

W

- Walker, M.J.C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L.C., Fisher, D.A., Long, A.J., & Weiss, H., 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science* 27, 649-659.
- Wanner, H., Bütikofer, J., 2008. Holocene Bond cycles, real or imaginary ? *Geografie-Sbornik CGS*, 113, 4, 338-350.
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews* 30, 3109-3123.
- Ward, G. K. and Wilson, S. R., 1978. Procedures for comparing and combining radiocarbon age determinations: a critique. *Archaeometry* 1, 19-31.
- White, W.B., 1988. *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press, New York. 464 pp.
- Williams, L.A., Crerar, D.A., 1985. Silica Diagenesis, II. General Mechanism. *J. Sediment. Petrol.* 55, 0312-0321.
- Wilson, A.J., Petley, D.N., Murphy, W., 2003. Down-slope variation in geotechnical parameters and pores fluid control on a large-scale Alpine landslide. *Geomorphology* 54, 49-62.

Y

- Yilmaz, I., Ekemen, T., Yildirim, M., Keskin, İ., Özdemir, G., 2006. Failure and flow development of a collapse induced complex landslide: the 2005 Kuzulu (Koyulhisar, Turkey) landslide hazard. *Environmental Geology* 49, 467-476.

Yuan, Z., Chen, J., Owen, L. A., Hedrick, K. A., Caffee, M., Li, W., & Robinson, A.C., 2012. Nature and timing of large landslides within an active orogen, eastern Pamir, China. *Geomorphology* 182, 49-65.

N

Zanchetta, G., Drysdale, R.N., Hellstrom, J.C., Fallick, A.E., Isola, I., Gagan, M.K., Pareschi, M.T., 2007. Enhanced rainfall in the Western Mediterranean during deposition of sapropel S1: stalagmite evidence from Corchia cave (Central Italy). *Quaternary Science Reviews* 26, 279–286.

Zech, R., Zech, M., Kubik, P.W., Kharki, K., Zech, W., 2009. Deglaciation and landscape history around Annapurna, Nepal, based on ^{10}Be surface exposure dating. *Quaternary Science Reviews* 28, 1106-1118.

Zerathe, S., 2009. Analyse des relations entre les déformations gravitaires d'un versant et son contexte structural, versant de la Marbrière (Grasse, Alpes Maritimes). Master Thesis, University Nice Sophia Antipolis, 60p.

Zerathe, S., Braucher, R., Lebourg, T., Bourlès, D., Manetti, M., Leanni, L., 2013. Dating chert (diagenetic silica) using in-situ produced ^{10}Be : Possible complications revealed through the comparison with ^{36}Cl applied on coexisting limestone. *Quaternary Geochronology* In press.

Zerathe, S., Lebourg, T., 2012. Evolution stages of large deep-seated landslides at the front of a subalpine meridional chain (Maritime-Alps, France). *Geomorphology* 138, 390-403.

Zhang, F., Xie, S. Y., Hu, D. W., Shao, J. F., Gatmiri, B., 2012. Effect of water content and structural anisotropy on mechanical property of claystone. *Applied Clay Science* 69, 79-86.

Zischinsky U., 1966. On the deformation of high slopes. Proc. 1st Conference of International Society of Rock Mechanics, p. 179-185.

Zreda, M.G., Phillips, F.M., Elmore, D., Kubik, P.W., Sharma, P., Dorn, R.I., 1991. Cosmogenic chlorine-36 production rates in terrestrial rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 105, 94-109.

Zuralev, L.T., 2000. The surface chemistry of amorphous silica. Zhuravlev model. *Colloids and Surf.* 173, 1-38

Annexes

Annexe 1. Article 4: A Late Holocene deep-seated landslide in the northern French Pyrenees

Résumé article 4:

Nous avons au cours de ce mémoire abordé essentiellement la problématique des grands mouvements de versant liés aux forçages climatiques et la littérature scientifique n'offre que très peu d'exemple où les seismes sont à l'origine du déclenchement de mouvement de masse de plusieurs milliers de millions de m³. Les seismes sont présent dans toutes les chaînes de montagnes avec des activités plus ou moins importantes, et ils ne génèrent que rarement des mouvements de masse de grande ampleur. Parmi les nouveaux verrous scientifiques qui apparaissent dans la littérature, il y a celui qui porte sur le déclenchement et les mécanismes causaux de DSL et DSGSD autre que retrait glaciaire, variation des flux d'eau souterraine, évolution des contraintes topographique. Comme nous en avons débattu dans ce mémoire les études les plus récentes sur les instabilités gravitatives dans les Alpes du Sud (Mercantour-Argentera Massif et les chaînes subalpines) nous ont permis de mettre en évidence l'importance des structures géologiques héritées, les processus d'altération et les forçages climatiques. C'est à ce titre que nous avons travaillé sur le glissement de la Cristalère, où nous avons appliqué les mêmes stratégies d'étude et outils pour comprendre et proposer des hypothèses expliquant le déclenchement d'un DSL dans les Pyrénées. Il s'agit du plus grand glissement de terrain (DSL) jamais identifié dans les Pyrénées françaises. Ce dernier est situé dans la vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques). Notre cartographie sur le terrain et nos analyses géomorphologiques montrent que ce glissement d'un volume compris entre 1200 et 1600 millions de mètres cubes de roche dans un contexte géologique complexe de différentes lithologies, affectés par des failles et des plis, une géomorphologie glaciaire, et les pentes abruptes. Pour contraindre l'âge du glissement, nous avons appliqué les méthodes de datation par CRE, étudié les dépôts de sédiments d'un petit lac qui s'est développé dans la première contre pente générée par le glissement.

A Late Holocene deep-seated landslide in the northern French Pyrenees

T. Lebourg⁽¹⁾, S. Zerathe⁽¹⁾, R. Fabre⁽²⁾, J Giuliano^(1;3), M. Vidal⁽¹⁾.

⁽¹⁾UMR 7329, Géoazur, CNRS-UNSA-IRD-UPMC, 250 rue A. Einstein, 06560 Valbonne, France.

⁽²⁾UMR 5295, I2M-GCE, Avenue des facultés, 33405 Talence, France

⁽³⁾UMR 7330, CEREGE, Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement, Europôle Méditerranéen de l'Arbois - Avenue Louis PHILIBERT - BP 80 - 13545 AIX EN PROVENCE cedex 04

*Corresponding author: lebourg@geoazur.unice.fr

Abstract:

A very large deep-seated landslide (DSL) in the northern Pyrenees with over ~1400 million cubic meters was examined, mapped, and dated by lake sediment rates and ¹⁰Be terrestrial cosmogenic radionuclide surface exposure (CRE) dating. Our analysis reveals the role of inherited structures in the landslide process, and we highlight typical gravitational morpho-structures and a small lake trapped at the toe of the landslide headscarp. The study of the lake helps provide us with the approximate age of the landslide, through calculations based on sedimentation rates ($0.86 \pm 0.57 \text{ mm yr}^{-1}$). Using these, we find the earliest formation of the lake following the landslide to be $1106 \pm 540 \text{ yr}$. To better constrain the timing of the landslide, we applied ¹⁰Be CRE dating and they highlight two main destabilization phases. Finally, we discuss the different triggering factors responsible for the main failure. Information, arguments, and evidence relating to historic markers, and especially to the absence of particular climate markers, point to a single event at 1380 yr. This argument is supported by the absence of major climate change during Dark Ages. The hypothesis of a single event scenario is supported by a major seismic event that occurred around 1380 yr (Lavedan earthquake).

Keywords: Deep-seated gravitational deformation, Morpho-structures, Pyrenees, Cosmic ray exposure dating, Triggering factors, Climate changes, Coseismic triggering

1. INTRODUCTION

Over the past decade, many research teams working on gravitational mass movements have upgraded and further developed the many methods of morphological characterization, dynamic observation, kinematic modelling, and geochronology dating, to be able to understand better the erosion processes related to landslide dynamics. Landslides have an important place in the understanding of erosion processes in mountainous areas, and their role in the dismantling of mountains range has been confirmed by numerous studies (Korup et al., 2010).

In mountain areas all over the world, it exists some specific and large-scale landslide structures known as “deep-seated landslides” (DSLs) and “deep-seated gravitational slope deformations” (DSGSDs).

Deep-seated gravitational slope deformations (DSGSDs) are gravity-induced processes which evolve over a very long time interval and usually affect entire slopes, displacing rock volumes up to hundreds of millions of cubic meters over areas of several square kilometers with thicknesses of several tens of metres. The main feature of these processes is the probable absence of a continuous surface of rupture and the presence, at depth, of a zone where displacement takes place mostly through micro-fracturing of the rock mass (Radbruch-Hall, 1978). DSGSDs, thus defined by Malgot (1977), have been documented almost everywhere in the world since the end of the 1960s and described by different authors with different terms, such as sackung, gravity faulting, depth creep of slopes, deep-reaching gravitational deformations, deep-seated creep deformations, gravitational block-type movements, gravitational spreading and gravitational creep. In spite of the variety of terms used, at present the terms most frequently used to identify the main DSGSDs types are sackung and lateral spreading. Sackung can be described as a sagging of a slope due to visco-plastic deformations taking place at depth which affect high and steep slopes made up of homogeneous, jointed or stratified rock masses showing brittle behaviour (Zischinsky, 1969; Crosta, 1996). Lateral spreading consists of lateral expansions of rock masses occurring along shear or tensile fractures. Two main types of rock spreading, occurring in different geological situations, can be distinguished: (1) affecting brittle formations overlying ductile units, generally due to the deformation of the underlying material, and (2) in homogeneous rock masses (usually brittle) without a recognized or well-defined basal shear surface or zone of visco-plastic flow (Pasuto and Soldati, 1996).

Triggering and causal mechanisms of DSGSDs as well as DSLs include (Agliardi et al., 2009; Gutiérrez et al., 2008): (1) postglacial debuttrressing of oversteepened slopes and associated changes in groundwater flow (Bovis, 1982; Agliardi et al., 2001; Ballantyne, 2002), (2) topographic stresses (Radbruch-Hall, 1978; Varnes et al., 1989), (3) regional tectonic or locked-in stresses (Miller and Dunne, 1996), (4) earthquake ground shaking or co-seismic slip along faults (e.g. Beck, 1968; Harp and Jibson, 1996; McCalpin and Hart, 2003; Gutiérrez-Santolalla et al., 2005, Hippolyte et al., 2006; Gutiérrez et al., 2008), and (5) fluvial erosion of the toe of slopes (Crosta and Zanchi, 2000).

Recent studies on gravitational instabilities in the southern Alps (Mercantour-Argentera Massif and Subalpine chains) have allowed us to highlight large deep-seated landslides with specific morphologies and their relationships with the inherited geological structures (Jomard, 2006; El Bedoui et al., 2009; Zerathe and Lebourg, 2012). All of these studies have also indicated that the inherited geological structures, or the geomorphological inheritance, and also strong weathering processes have had important roles in the development of these major deep-seated landslides. However, an important lack of knowledge remains about the triggering factors that are involved in the development of such large-scale instabilities, and especially for processes that are in the range of thousands of years old. Indeed, various observations regarding Late and Middle Holocene landslides (Zerathe and Lebourg, 2012) have not clearly identified these triggering factors.

Most of the time, main-slope failure is the result of a mix of progressive rock degradation, upon which are superimposed extreme events, such as earthquakes (Crozier et al., 1995), ice melt, and heavy precipitation, among others. We carried out the present study to further determine such triggering factors, and because of the specific morphology of the studied case, a coupled approach was followed, which included combined cosmic ray exposure (CRE) dating, sediment analysis, and geomorphological observations.

Very few of DSLs or DSGSDs have been identified in the Pyrenean mountain chains and there have been very few reports that have described such deformations (Gutiérrez-Santolalla et al., 2005; Hürlimann et al., 2006; Gutiérrez et al., 2008).

The lack of identification of such structures in the Pyrenees is particularly surprising, because the Pyrenees mountains cover several hundreds of square miles of steeply sloped mountains that undergo active tectonics (Barnolas and Chiron, 1996) and active geomorphological / erosional processes that would promote the development of gravitational processes. Around the study area (Fig. 1A), previous studies identified some shallow rockslides (Lebourg et al., 2003a, 2003b; Fabre et al., 2001, 2002) and few DSGSD were reported in Spain, in the central Pyrenees (Gutiérrez-Santolalla et al., 2005; Hürlimann et al., 2006; Gutiérrez et al., 2008).

In the present study, we focus on the recognition and characterization of the largest deep-seated landslide ever identified in the French Pyrenees (Gutiérrez et al., 2012), which is located in the Aspe Valley (Atlantic Pyrenees). Our field mapping and geomorphological analyses show that this Cristallere DSL involved between 1200 and 1600 million cubic meters of rock in a complex geological setting of various lithologies, affected by faults and folds, a glacial geomorphology, and steep slopes (Figs. 1B and 2A). To constrain the timing of the Cristallere DSL, we applied CRE dating and we studied the sediment deposits of a small lake trapped within one of the large gravitational morpho-structures associated with the landslide. Finally, we discuss the different triggering factors that could have been responsible for the final main failure.

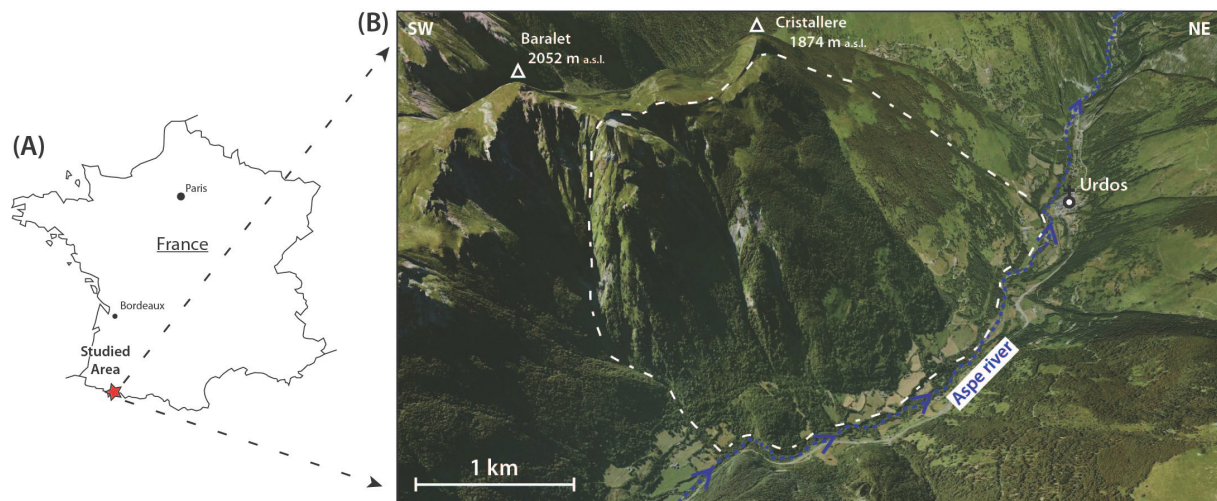


Figure 1. Location of the studied area. (A) Location of the Aspe valley in France. (B) Three-dimensional view of the Cristallere slope, the white dashed line corresponds to the boundary of the deep-seated landslide (from Google Earth).

2. GEOLOGICAL SETTING

The study area is located in the Aspe Valley (Fig. 1), which is an old glacial valley of the Atlantic Pyrenees. This valley has been studied for 15 years, due to numerous shallow landslides (developed in tills) that have affected all of its slopes. However, on the Cristallere slopes, a very important gravitational deformation was identified. In this particular area of the Aspe Valley, since the beginning of the 20th century (and the creation of railway tracks), there have been numerous signs of active deformation, particularly on the urban infrastructure (e.g. railwaytracks cut, tunnels deformed and houses destroyed).

During the Quaternary, the Aspe Valley was heavily affected by the last glaciation, and there are numerous morphological markers that outcrop along the entire valley (Debourle and Deloffre, 1977; Lebourg et al., 2004, Canerot, 2008). On about 40% of the outcrops, we have located the formation of glacial moraines. Moraine-forming materials appear like a heap of unsorted and very heterogeneous glacial or periglacial materials, which are also known as “till”. These formations are from at least 10 kyr (Taillefer, 1969), and consequently any deformations that have affected these formations must be of a younger age. Subsequent to the glacier retreat, the Aspe River cut the glacial valley through by about 200 m the height of Portalet (Fabre et al., 2002) by filling an alluvial terrace that over lapped the base of the Cristallere slope.

From a geological standpoint, the Aspe Valley belongs to the Pyrenees “Axial Zone” (Barnolas and Chiron, 1996), which is composed of Palaeozoic rock (Fig. 2A) that has been folded and faulted by both the Variscan and the Alpine orogeny. On the Cristallere slope, the fold axes are oriented from 90°N to 140°N. These are recumbent folds that are overturned to the south (Lebourg et al., 2003a), with their axes oriented east to west, and with low

westward axial plunge. In detail, from top to bottom, the Cristallere slope consists of three Palaeozoic units (Ternet et al., 2004):

- (i) The Devonian units, which are characterized by limestone and which form a glacial rock bar near the Baralet Peak. These constitute an anticline fold with a 120°N axis that is bounded by two 130°N sub-vertical faults;
- (ii) The Carboniferous units, which are characterized by alternating black shale and blue-gray sandstone. Outcrops at altitudes between 700 m and 1400 m a.s.l., and this lithology constitute the major part of the Cristallere slope;
- (iii) The Permian units, which are characterized by alternating sandstone and red shale. Outcrop at the top of the Cristallere slope (1854 m a.s.l.). The upper part of these units is associated with limestone with siliceous breccias and conglomerates. We collected the hydro-thermal quartz used for ^{10}Be dating from this formation.

3. MATERIALS AND METHODS

Our study began with an analysis of high-resolution images from satellites, to initially identify the lineaments and typical topographic anomalies. This was followed by field surveys and geological analysis. During the field investigations of the landslide, we performed structural measurements of the faults, fractures and bedding planes, together with a precise analysis and mapping of the gravitational morpho-structures, to reveal the role of the inherited structures in the landslide process (Margielewski, 2006). We paid particular attention to gravitational morpho-structures, to identify the landslide boundaries. To constrain the timing of the landslide failure and to understand its kinematics model of evolution, we use two dating methods. First, we studied the sediment deposits of a small lake trapped at the toe of the Cristallere headscarp. Secondly, we performed CRE dating on the same scarp, using ^{10}Be .

3.1. Lake sediments methods

Lake sediments can be used to date sedimentary events, climatic events, and sudden flows, or to constrain the sedimentation rate (Appleby, 2000). After the glacial retreat, or after landslide processes, lakes can be created on the backward, at which time the sedimentation processes start with a new system (Wojciech, 2004). Knowing the thickness of the sediment and an estimating the sedimentation rate, we can obtain an approximate time for when the lake system was formed.

Table 1 gives some examples of sedimentation rates obtained for a few European and Canadian mountain lakes. For example, in Spain, for mountain lakes located close to our

study area, Appleby (2000) and Catalan et al. (2002) reported sedimentation rates of 0.83 mm yr⁻¹ and 0.67 mm yr⁻¹, respectively. Similarly, in Switzerland, Appleby (2000) and Schimd et al. (2010) obtained values from 0.58 mm yr⁻¹ to 2.0 mm yr⁻¹.

To obtain the approximate age of the Cristallere landslide lake sediments, we used a calculation based on sedimentation rate estimation *versus* sediment depth.

Table 22. Example of sedimentation rates recorded for some glacial lakes.

Lake	Country	Altitude (m a.s.l.)	Sedimentation rate (mm/y)	Core depth (mm)	Mean annual rainfall (mm/y)	Reference
Saanajarvi	Finland	679	0.26	56	422	Appleby, 2000
Barrancs Lake	Spain	2360	1.85	700	?	Larrasoaña al., 2010
Ovre Neadalsvatn	Norway	728	0.554	118	1500	Appleby, 2000
Nizne Terianske	Slovakia	1941	0.36	60	1775	Appleby, 2000
Gossenköllesee	Austria	2417	0.56	108	1300	Appleby, 2000
Hagelsee	Switzerland	2339	0.58	110	1820	Appleby, 2000
Jezero v Ledvicah	Spain	1830	0.83	190	2619	Appleby, 2000
Redo	Spain	2240	0.67	90	1328	Catalan et al., 2002
Engstlen	Switzerland	1853	2.0	100	1456	Schimd et al., 2010
Stein	Switzerland	1756	1.6	100	1456	Schimd et al., 2010
Tantare	Canada	450	0.9-1.3	1500	?	Feyte et al., 2012
Bédard	Canada	680	0.5-2.6	1000	?	Feyte et al., 2012
Holland	Canada	475	0.5-4.4	1100	?	Feyte et al., 2012

? = data not reported

3.2. Cosmic ray exposure dating

The second geomorphological element, which is the main landslide scarp, was dated using the CRE dating method. CRE dating is a currently applied method that quantifies various earth surface geomorphological processes. Its use has recently seen success in paleo-landslide kinematics reconstruction (Le Roux et al., 2009). CRE dating is based on the accumulation of cosmogenic nuclides that are produced through nuclear reactions induced between high-energy cosmic radiation and stable isotope components of rock. As the *in-situ* production rate of cosmogenic nuclides decreases exponentially with depth, the concentration of cosmogenic nuclides measured in the rock can be linked to the history of the rock in terms of its near-surface exposure, i.e. its exposure age (for a review, see Gosse and Phillips, 2001).

To determine the initiation age and the kinematics of the Cristallere slope failure, five hydrothermal quartz samples (Fig. 5) were extracted following a vertical profile along the head-scarp surface. These were used for the ¹⁰Be measurements (Table 3). Three partial dissolutions in 48% hydrofluoric acid were used to dissolve ~10% of each sample, to decontaminate them from potential atmospheric ¹⁰Be, and thus to ensure that only the *in-situ* produced ¹⁰Be was considered. After the addition of 100 µl of a 3×10⁻³ g.g⁻¹⁹ Be spiking

solution (Merchel and Herpers, 1999, Merchel et al., 2008), the purified quartz was totally dissolved in an excess of 48% hydrofluoric acid and the beryllium was separated by two successive solvent extractions (Bourlès et al., 1989). The target purified beryllium oxide was prepared for ^{10}Be measurements at the ASTER (Accelerator for Earth sciences, Environment and Risk) mass spectrometry accelerator National Facility in France, at the CEREGE laboratories (Aix en Provence, France).

The ^{10}Be data were calibrated directly against the National Institute of Standards and Technology standard reference (material 4325) using an assigned $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of $2.79 \pm 0.03 \cdot 10^{-11}$ (Nishiizumi et al., 2007) and a ^{10}Be half-life ($T_{1/2}$) of $1.387 \pm 0.012 \times 10^6$ years; i.e. a decay constant of $4.997 \pm 0.057 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ (Korschinek et al., 2010; Chmeleff et al., 2010). The analytical uncertainties here included the counting statistics, the machine stability (ca. 0.5%), and the blank correction ($^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ blank = 0.256×10^{-14}).

A ^{10}Be production rate at sea level and at high latitudes of $4.49 \pm 0.39 \text{ atoms.g}^{-1}.\text{yr}^{-1}$ was computed using the Stone scaling scheme (Stone, 2000). The CRE ages were determined from the ^{10}Be concentrations using the following equation:

$$C_{(x,t)} = \frac{S_t \cdot P_n \cdot S_n}{\frac{\epsilon}{\Lambda_n} + \lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_n}} \cdot \left[1 - e^{-t(\frac{\epsilon}{\Lambda_n} + \lambda)} \right] + \frac{P_{\mu Slow} \cdot S_t \cdot S_{\mu s}}{\frac{\epsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}} \cdot \left[1 - e^{-t(\frac{\epsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda)} \right] + \frac{P_{\mu Fast} \cdot S_t \cdot S_{\mu f}}{\frac{\epsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu f}}} \cdot \left[1 - e^{-t(\frac{\epsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda)} \right] \quad (1)$$

where $C(x,t)$ is the ^{10}Be concentration as a function of the depth x (g.cm^{-2}), taking into account a density of 2.6 g.cm^{-3} , and the exposure time t (years), ϵ is the erosion rate ($\text{g.cm}^{-2}.\text{yr}^{-1}$), S_t is the topographic shielding (Dunne et al., 1999), P_n is the spallation, $P_{\mu Slow}$ and $P_{\mu Fast}$, are the spallation, slow and fast muon production rates, at sea level and high latitudes, and S_n , $S_{\mu s}$ and $S_{\mu f}$ are the scaling factors for neutron, slow and fast muons. Λ_n , $\Lambda_{\mu s}$ and $\Lambda_{\mu f}$ are the attenuation lengths for neutrons (160 g.cm^{-2}), slow muons (1500 g.cm^{-2}) and fast muons (4320 g.cm^{-2}), respectively. The muon schemes followed Braucher et al. (2011). Combined with the contributions from the slow and fast muons, this sea-level and high-latitude production rate was then scaled for the sampling altitudes and latitudes of the Cristallere head-scarp, using the scaling factors proposed by Stone (2000). A reasonable erosion rate of $10 \text{ }\mu\text{m.yr}^{-1}$ was used for the quartz erosion rate (Ivy-Ochs et al., 2006), although erosion has little influence over such a time range. Indeed, assuming no erosion rather than a $10 \text{ }\mu\text{m.yr}^{-1}$ erosion rate lowered the calculated CRE ages by less than 1%. All of the analytical and chemical data are presented in Table 2, with respect to the recommendations of Dunai and Stuart (2009).

4. RESULTS

The strategy of our study focused on three aspects: an analysis of the gravitational slope deformation, the deformation ‘clocks’, and the time scale of the triggering factors. These clocks we used are the comparative analysis of the most recent gravitational deformations (landslide failure responsible for the scarp exhumation) and the dating of scarps by the cosmionucleides ^{10}Be method.

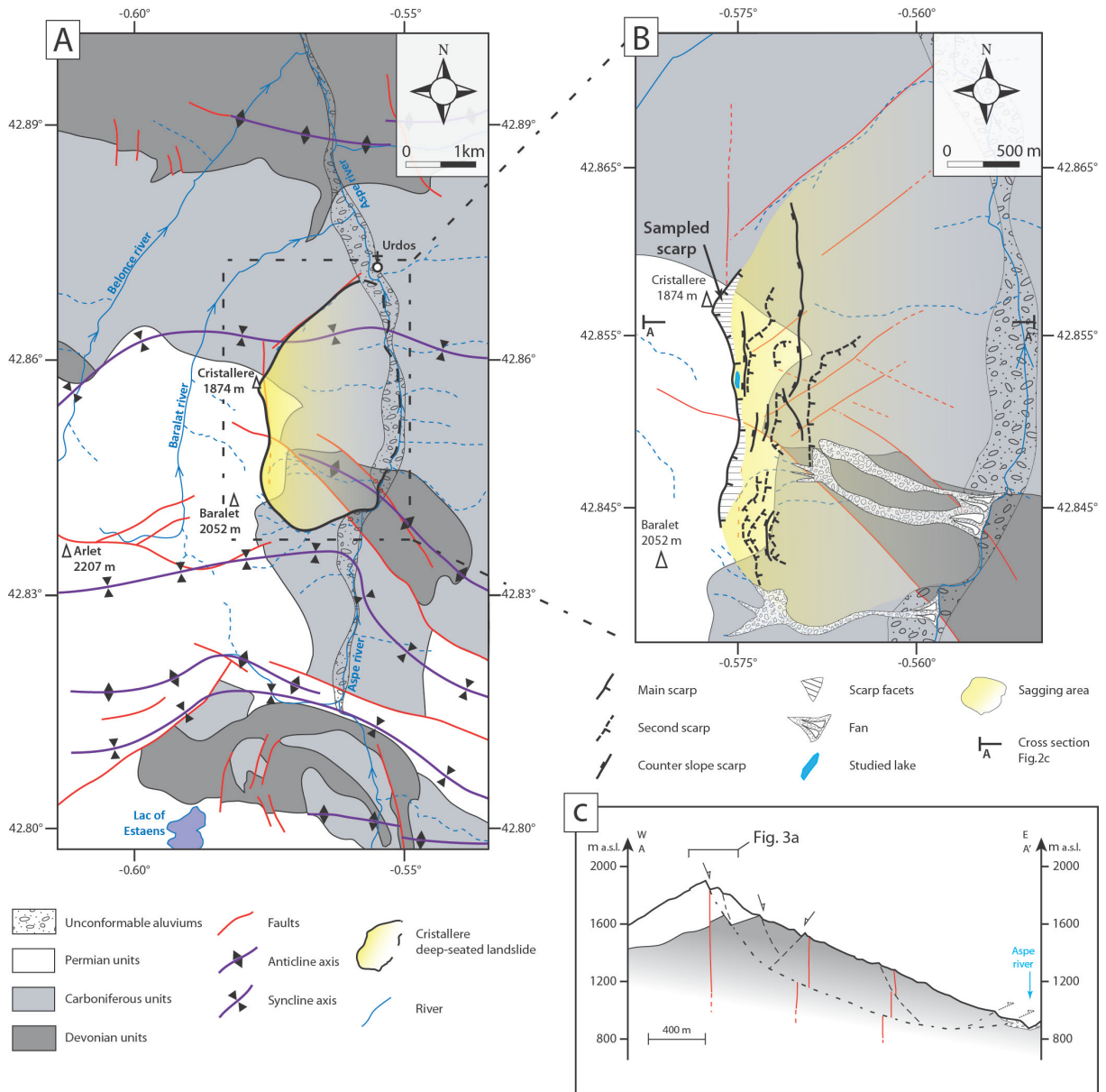


Figure 2. Morpho-structural settings of the studied area. (A) Geo-structural map around the Cristallere landslide. (B) Morpho-structural map of the Cristallere slope showing the main features of the gravitational slope deformation. (C) Simplified cross section of the Cristallere deep-seated landslide.

4.1. Analysis of gravitational slope deformations

In the literature, DSLs are described as major structures that have resulted in the sliding of all rock types and in all the mountain ranges of the recent world (Zischinsky, 1966; Beck,

1968; Bovis and Evans, 1995). In various studies, it has been suggested that DSLs have very similar morphological characteristics, with counterslope, double ridges, escarpments and important extensions that can affect an entire slope (Varnes 1978; El Bedoui et al., 2009). We located such morphostructures in the study area, and more particularly there is a double ridge with a lake located 60 m down from the Cristallere peak.

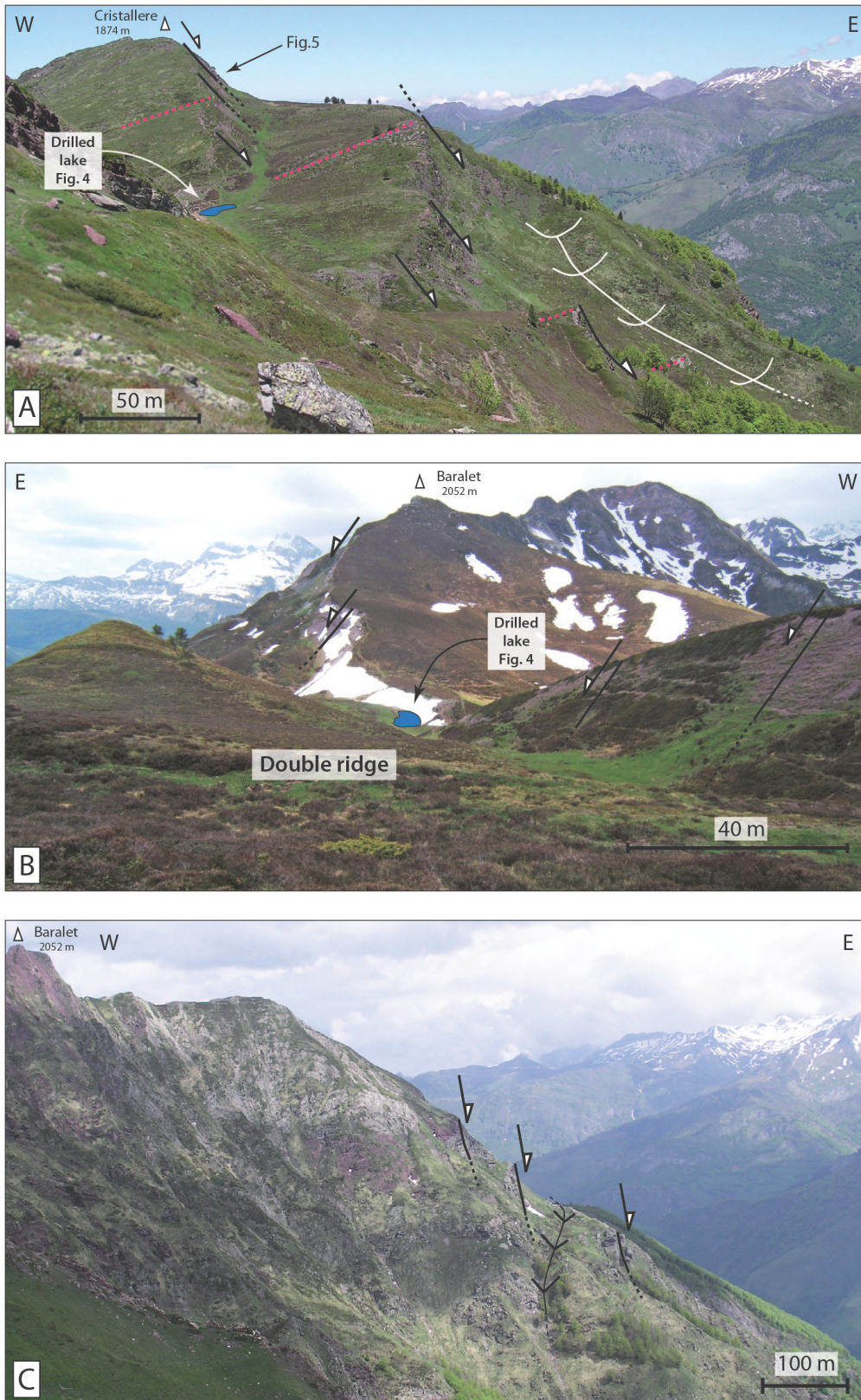


Figure 3. Interpreted field photo illustrating the main gravitational morpho-structures of the Cristallere DSL. (A and B) Different views of the Cristallere head-scarp, its associated double-ridge and the trapped lake. The red dashed line highlights a benchmark level in the Permian layers and the white line shows a counter-slope scarp. (C) View of the southern part of the Cristallere slope showing the main scarp and counter-slope scarp.

The recognition and mapping of the Cristallere landslide slope morphological structures is based on five particular geomorphological features. Defined from the top to the bottom of the slope, these are:

(i) At the top of the Cristallere slope, below the ridge line and oriented from north to south, there is a significant main escarpment with an offset ranging from a few meters to more than 120 m below the Cristallere peak (1854 m a.s.l.). At this level, and over a length of over 1.6 km, there is a break in the slope, with a counter-slope, against which there is a lake trapped at the top of the range (Figs. 2B and 3A, B);

(ii) This north-to-south oriented counter-scarp from the Cristallere peak to the Courmette peak (1950 m a.s.l.) is associated with fractures oriented from 10 °N to 170 °N, with a dip of 45 °E to 50 °E. It corresponds to the upper part of the landslide fracture surface that affects the entire slope. The failure plane is deeply eroded and stripped in the south near the peak of Baralet, where it has fed a large alluvial fan that is now 50 m wide, and is still active today. The erosion reveals a series of listric faults that penetrate into the deeper side. These listric faults were associated with the main failure;

(iii) On the top of the Cristallere peak, there is a north-to-south double crest on either side of the main escarpment. This double crest corresponds to the collapse of the eastern side along the failure plane, oriented north to south, and it is located more than 4 km from the top of the Cristallere peak and the peak of Baralet,

(iv) Immediately below the main escarpment and at the top of the hillside, there is a steep aspect with several dihedral structures around the directions of 50 °N to 60 °N, 90 °N, 120 °N to 130 °N, which correspond to fractures measured in the Permian and Carboniferous geological formations;

(v) A flat area in the valley that corresponds to the toe of the landslide. This toe is characterized by a Quaternary alluvial terrace that covers to 200 m east of the Aspe River. This corresponds to the Cristallere landslide maximum forward shift (Fig. 2B). This deformation affects the last glacial stage (Würm) moraines and distorts the entire slope bottom (Barnolas et Chiron, 1996). This deformation of the most recent deposits indicates the relative age of this movement is post 10 kyr (the last glacial moraine deposits; Fabre et al., 2003).

The landslide analysis shows the external and internal structures of the Cristallere slip:

- a. The mass is largely fractured in decametric elements;
- b. The slipping and sliding of the internal structures was not unstructured;
- c. The landslide front is not eroded, as defined for glacial erosion, and there is a topographic anomaly at the front and a lift against the slide top, with a release of more than 200 m.
- d. The interpolation of the lateral boundaries of the landslide as well as the propagation at depth of the observed gravitational morpho-structures, led us to propose a

propagation of the gravitational failure until 300 to 400 m deep (see the cross section Fig. 2C).

Hence, taking into account that the landslide length is about 3600m, the width 2200m and the thickness about 350m, the rock volume involved can be approximate through the use of a half ellipsoid. This gives a volume of about 1400 ± 200 million cubic meters.

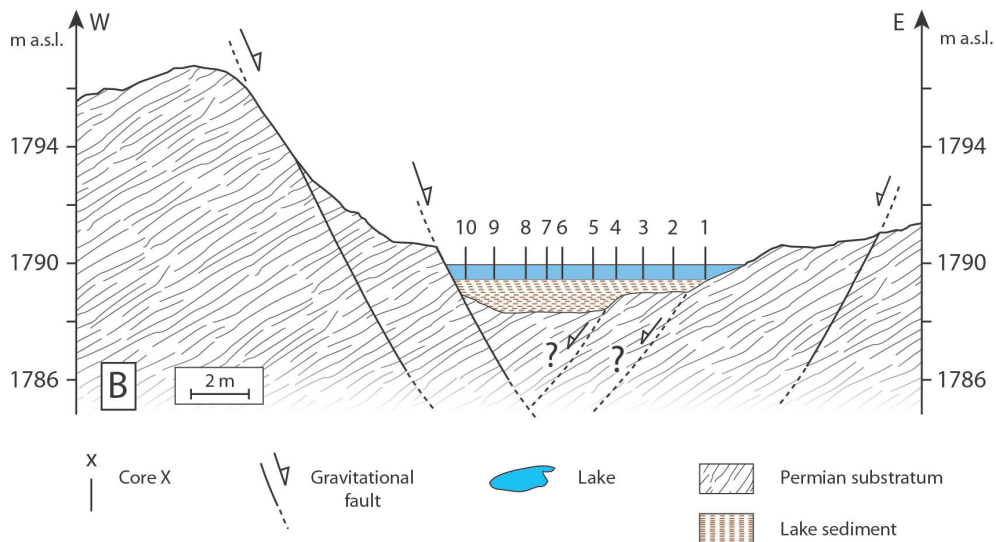
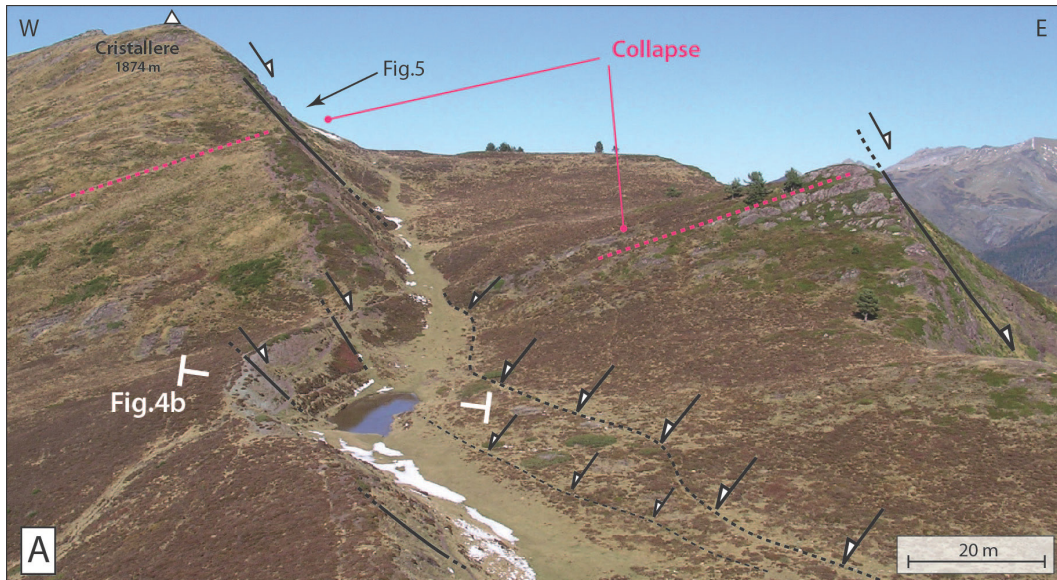


Figure 4. (A) Zoom on the Fig. 3A showing the drilled lake and the location of counter-slope scarps (or antithetic gravitational faults) (B) Cross-section of Cristallere lake, showing the positions of the sample cores taken in the lake.

4.2. Lake sediment benchmark approach

During the landslide process, a lake was created on the mountain top, and all of the sediments in the lake are therefore post date the shift of the landslide. Sediments from mountain lakes can provide detailed and continuous temporal records of Holocene lakes and watershed dynamics.

Use of the thickness of the sediments and the sedimentation rate here provided an approach to estimate the beginning of the creation of the Cristallere Lake. The formation of the Cristallere Lake was concurrent with to the landslide, providing another temporal marker that can be used along with the cosmogenic nuclides method and morpho-structure observation. The lake was formed after the collapse, so the age of the sediment will give a lower time limit. The lake is located on the top of the main scarp at an altitude of 1785 m a.s.l. The thickness of the cumulated muddy deposits in the lake makes it possible to determine the age and the sedimentation velocity. Of the ten cores taken, the maximum thickness was seen for cores 7, 8 and 9, with a mean thickness of 950 mm (Fig. 4).

In the literature on high mountain lakes in temperate zones, there have been proposed sedimentation rates at between 0.75 mm yr^{-1} and 1.9 mm yr^{-1} (Appleby, 2000; Catalan et al., 2002; Larrasoana al., 2010; Schimd et al., 2010; Morellón et al., 2009, 2011; Feyte et al., 2012). Using this interval, we calculate an average value of sedimentation rate of $0.86 \pm 0.57 \text{ mm yr}^{-1}$. Hence, taking a mean sedimentation rate of $0.86 \pm 0.57 \text{ mm}$ and a mean sediments thickness of 950 mm, we can define the earliest formation of the lake following the landslide shift as $1106 \pm 540 \text{ yr}$.



Figure 5. Hydrothermal quartz sampled for the cosmogenic ^{10}Be dating.

4.3. Cosmic ray exposure results

Measuring the *in-situ* produced ^{10}Be concentrations gave values ranging from 1.32×10^4 atoms.g $^{-1}$ to 2.44×10^4 atoms.g $^{-1}$. The ^{10}Be CRE ages, calculated as described in the methods section, are presented in the Figure 6. These ages are given according the locations of the samples along the scarp. As we unfortunately only had four age samples (limited by the lack of quartzite outcrops), a classical approach using linear regression does not fit the data well

(Fig. 6A). Nevertheless, the results provide interesting constraints on the kinematics and the timing of the failure.

Table 2. Cosmogenic ^{10}Be analytical data.

Sample	Lat.	Long.	Z	DT	St	P0	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$	^{10}Be	Exposure age
	(°)	(°)	(m)	(m)		($\text{atm}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$)	($\times 10^{-14}$)	($\times 10^3 \text{ at}\cdot\text{g}^{-1}$)	(yr)
CR10Be-C	42.8536	0.5722	1850	27.9	0.79	18.63	3.401 ± 0.28	16.18 ± 1.16	1083 ± 78
CR10Be-D	42.8536	0.5722	1852	25.7	0.79	18.63	3.178 ± 0.22	13.88 ± 0.96	929 ± 64
CR10Be-E	42.8536	0.5722	1869	9.4	0.79	18.63	2.594 ± 0.2	13.19 ± 1.01	881 ± 68
CR10Be-F	42.8536	0.5722	1875	3	0.95	18.63	5.266 ± 0.05	24.49 ± 1.16	1299 ± 62

Z: Altitude; DT: distance from the top of the scarp; St: Topographic shielding; P0: Production rate.

First, the results highlight the very young ages, ranging between 880 yr and 1300 yr (Table 2). Secondly, according to the χ^2 statistical method (Ward and Wilson, 1978), we found that the three ^{10}Be CRE ages obtained in the lower part of the scarp represent a single population ($\chi^2_{(95\%)} = 4.09$), with a weighted mean of 960 ± 40 yr (Fig. 6B).

These data can suggest two destabilization phases: (i) a first phase of failure that might have occurred around 1300 ± 60 yr, for which the kinematics remain speculative but which might be progressive; and (ii) a second phase that most probably occurred around 960 ± 40 yr, and for which the ^{10}Be CRE age distribution (Fig. 6B) strongly supports the occurrence of a single gravitational event related to an instantaneous rupture phase.

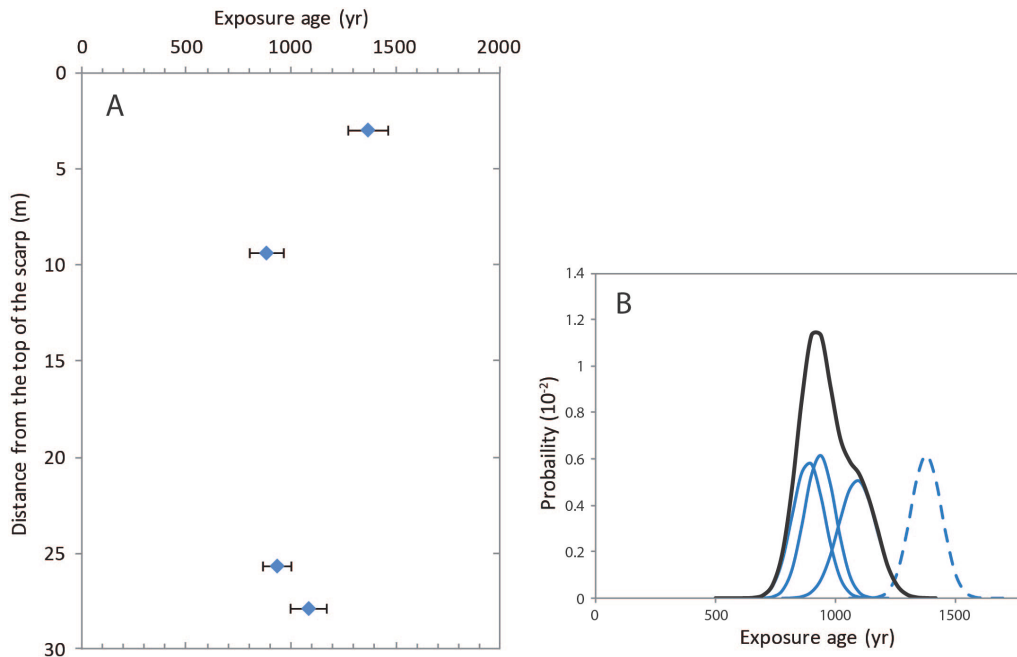


Figure 6. A. Plot of the ^{10}Be CRE ages *versus* the distance along the scarp. **B.** Gaussian analysis of the CRE ages. The full blue lines show samples C, D and E, and the dotted blue line shows sample F. The black curve corresponds to the summed probability of the total population, not including sample F.

5. DISCUSSION

The question related to the age of the landslide must be constrained by the morphological observations, as well as relative and absolute time limits. The landslide morphology with a preservation of structures and a shift in the river shows that the erosion processes have not erased the freshness of the morphology of the slide. The main elements on which we base our analysis and propose our interpretation are: (i) the preserved morphology of the landslide (no glacial action); (ii) the presence of the lake at the top of the landslide with undisturbed sediments; (iii) the rapid movement of a mass that has not moved since the formation of the lake. In the case of the present study, we are analysing a very large DSL with a vertical discharge of around 120 m at the top of the slope, and a horizontal displacement of over 200 m at the river.

The results from the CRE dating and the lake sediment analysis suggest the proposal of two scenarios:

1. Landslide initiation at 1300 ± 60 yr, following mostly a slow and progressive deformation, and then around 960 ± 40 yr a new triggering factor (earthquake or climatic factor).

2. A single landslide event around 1300 ± 60 yr, and important differential erosion of the base of the main scarp.

To deal with these two scenarios, we must seek the paleoclimatic data for the northern Pyrenees area and analyze these for the two main triggering factors, which might be earthquakes or major climate change.

5.1. Discussion of potential triggering factors

The discussion proposed here focuses mainly on the impact of an external triggering factor. Triggering factors are associated to two levels of discussion in the analysis and understanding of a gravitational process: the internal process (weathering), and the external forcing (rapid changes associated with earthquakes or heavy rainfall). In the literature, most studies deal with the effects of earthquakes or weather, although mainly for more “present-day” shallow landslides (Keefer, 1984, 2000 and 2002; Stark and Hovius, 2001). However, what about large Holocene landslides?

We are confronted in the present study with the need to identify or to propose the interpretation of the triggering factors (Sing et al., 2008) associated with these two scenarios. There are two main possibilities: either there was slow progressive degradation of the slope, or there was a single event. So, what events might have driven this DSL? An important seismic event, or a sudden change in the water regime, via climate change?

We discuss here our attempts to identify the possible causes relating to the local environment and history, with a historical paleo-seismic event approach and a review of the important data on climate changes that have been reviewed in the literature.

5.1.1. A sismological triggering factor

Landslides induced by earthquakes have been studied for a very long time, using historic reports (Seed, 1968; Rodriguez et al., 1999; Keefer, 2002; Malamud et al., 2004). Most of the time, these reports have described shallow landslides (less than 10 million cubic meters) induced by earthquakes. Very large landslides, such as DSLs, that were caused by earthquakes have unfortunately not been well described (Sing et al., 2008). One such report described the collapse in debris flow such as the in landslides triggered by the 2002 Denali fault in Alaska (Jibson et al., 2004).

So how do earthquakes induce landslides? Rodriguez et al. (1999) and Keefer (2002) have explain the relationships between the characteristics of shallow landslides and earthquakes as dependent on the magnitude (Malamud et al., 2004), the area influenced (Keefer, 2002), the maximum distance of the earthquake from the landslide (Keefer, 2002), and the intensity of the shaking (Jibson et al., 2004). However, all of these correlations are related to shallow landslides; what about the real influence of seismic events on large and deep landslides?

The Pyrenean range is characterized in the literature and according to instrumental seismicity as of moderate seismic activity, although there have been strong earthquakes (Fig. 7) (Lambert and Levret-Albaret, 1996). The strong earthquakes with epicentral intensities greater than VIII that occurred close to the Aspe Valley within the last 1500 years or so are reported in historical catalogs (Lambert and Levret-Albaret, 1996), and for the potentially relevant ones, also in SisFrance (BRGM et al., 2004). Without being exhaustive, the most important of these are given in Table 3.

Table 3. The main strong earthquakes with epicentral intensities greater than VIII that have occurred close to the Aspe valley within the last 1500 yrs. Taken from Sisfrance (BRGM et al., 2004, www.sisfrance.net).

Date yr cal. AD	Location in France	Distance from Aspe valley (km)	Intensity
580	Lavedan	45	?
1302	Bigorre	50 ± 5	?
1518	Bigorre	50 ± 5	?
1543	Mauleon	48 ± 5	?
1660	Bigorre	50 ± 5	8.5
1750	Bigorre	50 ± 5	7.5
1854	Lavedan	45	7.5
1967	Arette (Bearn)	29	8

The difficulty of working with such past events is the lack of information available for the major events, such as very large earthquakes (Honoré et al., 2011). These are rarely identified clearly beyond the last millennium in little-populated mountain areas. Indeed, written and verbal memory rarely exceeds 1000 yr, except in cases of exceptional events, like the Lavedan earthquake of 1380 yr. The short analysis of the Sisfrance document related to this earthquake: “*Ipsa anno graviter urbs Burdegalensis a terrae motu concussa est, moeniaque civitatis in discrimine eversionis exstiterunt : atque ita omnis populus metu mortis exterritus est, ut si non fugeret, putaret se cum urbe dehiscere. Unde et multi ad civitates alias transierunt. Qui tremor ad vicinas civitates porrectus est, et usque Hispaniam adtigit, sed non tam validè. Tatem de Pyrenaeis montibus immensi lapides sunt commoti, qui pecora hominesque prostraverunt.*” (BRGM et al., 2004; www.sisfrance.net) explains that: “*In the city of Bordeaux the same year, the city was severely shaken by the earthquake, and the critical conditions of the state of the city and its walls were created. Most people were afraid of death and believed that the city was opened in two. It was the same for many cities. .. In the Pyrenees Mountains huge stones were moved and many men and cattle died...*”

We have very little quantitative information on this event, but the “intensity” and the “evidence” it has left in history leads us to note the positive correlation between the dates from this event and its closeness to the landslide area. Although it would be very presumptuous to directly link this earthquake to the triggering factor of the Cristallere landslide, the review that we have conducted shows that this close area (ca. 50 km from Aspe Valley) has been the site of many important earthquakes, and so this factor cannot be totally excluded (Table 3).

From a physical point of view, it is relatively easy to compute the impact of an earthquake as a triggering factor for small landslides. However, how much energy, and hence what intensity, is needed to mobilize a mass as huge as several billion tons? This is an open question that we hope to treat in future studies. To confirm or exclude the hypothesis of a major earthquake’s having triggered the Cristallere landslide, it is also important to search the scientific literature for other possible major triggering factors, such as the climatic events of this period. Indeed, many studies, such as Soldati et al. (2004) and Borgatti and Soldati (2002), have found positive correlations between changes in weather patterns that can cause disturbances of the hydraulic system, and major slip failures such as Clapiere and Séchilienne, to periods around 3800 yr (Bigot-Cormier et al., 2005; El Bedoui et al., 2009).

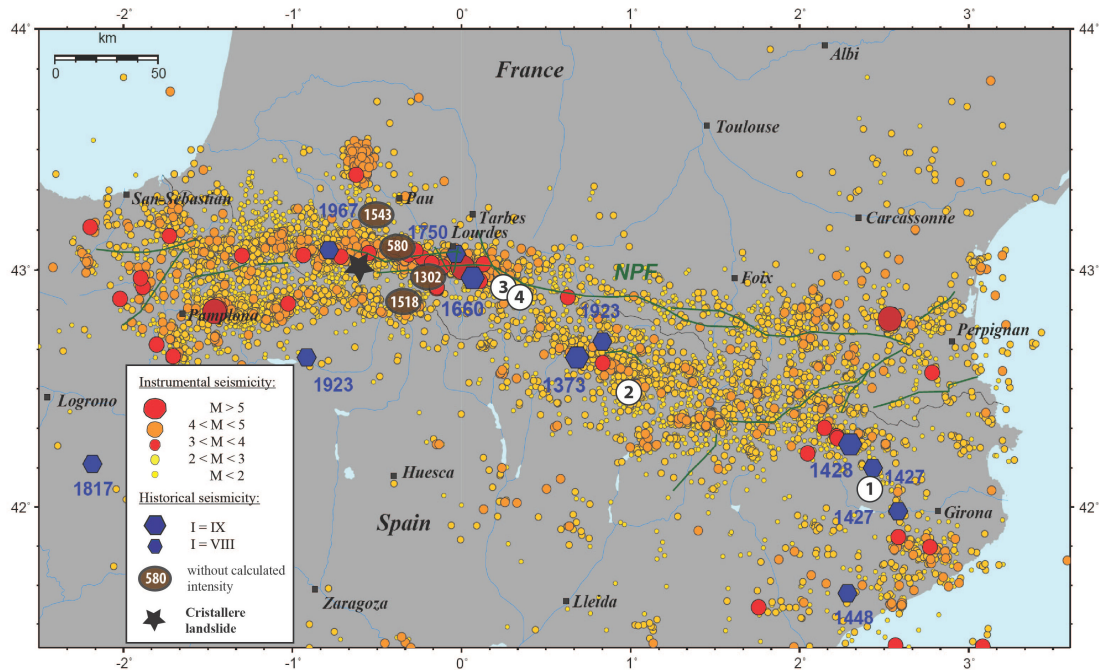


Figure 7. Instrumental seismicity, historical seismicity and uncalculated seismicity of the Pyrenees range (modified from Honoré et al., 2011) and other DSGSDs (sackings and lateral spreading) known in the Pyrenees range and supposed to be coseismic. 1: Zarroca et al., 2012; 2: Gutiérrez et al., 2012; 3: Gutiérrez-Santolalla et al., 2005; 4: Gutiérrez et al., 2008.

5.1.2. Climate change as a triggering factor?

The impact of climate change since the Last Glacial Maximum (18 kyr) on hydrological processes can be significant, and the literature offers many interpretations based on temperature evolution and/or rainfall. Throughout the world, most landslides are essentially caused by rainfall, and they can thus depend on meteorological and physiographical conditions. However, while individual rainfall events can cause slope failures in the case of shallow landslides, DSLs need more than heavy rainfall over a short period, and thus they need more specific climate change. Here, hydrological changes as triggering factors can be considered more as a mechanism of initiation and reactivation, because fluctuations in the pore pressure can affect the stability at different time scales. Due to the dependence of the frictional component of the resistance on the effective inter-particle stress, the rise in pore pressure or groundwater levels that is required for this triggering is proportional to the depth of the landslide mass with a landslide depth of more than 300 m, particularly special conditions will be needed (Van Beck, 2002). Hydrological processes that trigger landslides have strong temporal variations that are imposed on the weathering evolution (Lebourg et al., 2011), and potential landslide activity must be assessed in terms of its spatial extent, the temporal frequency, and the weathering conditions (Van Beck, 2002). On medium time scales of less than 100 years, environmental conditions and their changes can influence the hydrology that controls landslide activity. This control will also be associated to the power law, according to size and frequency (Dai and Lee, 2001; Guzzetti et al., 2002). On longer

time scales of more than 100 years, we are more interested in the larger landslides, and the control of their activity will mainly be influenced by very important climate change (Borgatti and Soldati, 2002; Soldati et al., 2004).

Table 4. Climate change periods of the Late Holocene epochs (modified after Desprat et al., 2003; Morellon et al., 2009, 2011).

Late Holocene epoch	Time period (yr)
Recent Warming	100
Little Ice Age	100 to 550/600
Medieval Warm Epoch	550/600 to 1000
Dark Ages	1000 to 1500
Romain Warm Epoch	1500 to 2500

Previous studies in mountain regions have shown the impact of climate change on landslides during the Holocene, and using cosmogenic dating methods, it was shown that the largest landslides were favored by major climate regime shifts (Bigot-Cormier et al., 2005; El Bedoui et al., 2009). If we refer to the largest slope movements of the Alps (e.g. Clapière, Séchillienne, Marbrière; Zerathe and Lebourg, 2012), it has been noted that there is a very important link between the melting and retreat of glaciers and the initiation of DSLs. Climate change in mountain areas generates significant variations in the water flow in the mountains. When the glaciers withdraw, the phenomenon of decompression relaxation can often influence gravitational recovery processes that were initiated well before the arrival of the glaciers. This type of phenomenon has been clearly demonstrated for slopes affected by glaciers. However, for slopes that were not covered by glaciers, there is also a link between increased water flow in the solid and the initiation processes of sliding. This has also been the case for many landslides in the Maritime Alps (Zerathe and Lebourg, 2012).

A quick review of the climatic changes in the Pyrenees provides information related to temperature evolution, but nothing that is directly related to the rainfall activity during the late Holocene. The most propitious times related to the Cristallere landslide appear to be the Medieval Warm Epoch and the Dark Ages (Table 4). The age around 1000 yr that was associated with the Medieval Warm Epoch was first defined by Lamb in 1965. Lamb (1965) based his argument almost exclusively on a subjective interpretation of historic information and paleoclimatic data from western Europe, which he used to construct indices of “summer wetness” and “winter severity”. From these he found evidence for warm, dry summers and mild winters centered around 1100 to 1200 yr. This Medieval Warm Epoch or also Medieval Climate Anomaly (Moreno et al., 2012) was associated with significant evidence of widespread hydrological anomalies in the interval from 1150 to 950 yr (Stine, 1994) and 1150 to 700 yr in the northern Spanish Pyrenees (Moreno et al., 2012). Bradley and Jones (1993) indicated prolonged drought in some areas, and exceptional rains elsewhere, and he suggested that widespread changes in the frequency or persistence of circulation regimes might have accounted for the unusual nature of this period in many regions. Recent studies

on global warming (Goosse et al., 2006; Mann et al., 1998, 1999) associated these climate variations with changes in precipitation and hydrologic conditions, which will also be associated with a rise in global temperature. Bradley and Jones (1993) and Mann et al. (1998) explain that placing such changes in context is more difficult than reconstructing paleo-temperatures, because the correlation field for precipitation is much smaller (it is more geographically restricted) than for temperature. Consequently, precipitation and the associated hydrological variability must be considered on a regional scale. The study of Moreno et al. (2012) highlights at the large regional scale episodes of heavy rainfalls with highest sedimentation rates in mountain lakes (Moreno et al., 2012). As the study area was a periglacial area, the Holocene climate variability reveals that there were extremely large variations in the regional precipitation. This is the most problematic information for us: there is not enough local information available on regional climate changes, because the data provide only global information. It is important to remember the concept that climate change will have a significant impact on many other hydrometeor and precipitation aspects. A team of researchers from the National Center for Atmospheric Research in the USA have explained how and why a warmer atmosphere and warmer oceans will lead to more intense rainfall. Furthermore, several studies have suggested that such global warming will be associated with abrupt changes in precipitation (or temperature) rather than with slow-phase transitions (Alley et al., 1997; Campbell et al., 1998; Anderson et al., 1998). However, while rationally the presence and activation of DSLs can be the result of such a major and very intense event, for the Cristallere DSL this remains difficult to explain in such a fashion because of the low level of watershed. These simple considerations not exclude the possibility of saturation of the whole slope, but make it very unlikely.

6. CONCLUSION

The Cristallere DSL was a landslide that involved about 1400 million cubic meters, which makes it one of the largest in the French Pyrenees. This landslide is now characterized by specific gravitational morphostructures, including the counter slope, a double ridge, escarpments, and more particularly, a double ridge under the lake. This lake is located closed to the Cristallere mountain top, and it was created after the landslide event.

Chronological markers (CRE dating, lake sediments, landslide shape) allow us to propose time limits and two scenarios for the occurrence of the Cristallere landslide: (i) landslide initiation at 1300 ± 60 yr, with slow and progressive deformation, then around 960 ± 40 yr a new triggering factor (earthquake or climatic factor); (ii) a single landslide event around 1300 ± 60 yr, and important differential erosion of the base of the main scarp.

Information, argument and evidence relating to historic markers, and especially the absence of particular climate markers, tend us towards the choice of the second scenario (one event at 1380 yr). Furthermore, the absence of significant hydrogeological watershed above the landslide does not correlate and associate with the climate change impact as the triggering factor. This argument is supported by the absence (according to the latest

literature) of major climate change with very heavy precipitation between 1000 and 1500 yr. The hypothesis of the second scenario can also be supported by a major seismic event around 1380 yr (the Lavedan earthquake). We would therefore propose that the Cristallere DSL that involved the movement about 1.4 billion cubic meters was probably initiated by a single seismic event.

Acknowledgements

We would like to thank R. Braucher and D. Bourlès from the CEREGE for their helps concerning the CRE calculation and with ASTER. We thank also Françoise Courboulex, Anne Deschamp, Laetitia Honoré, Matthieu Sylvander, Alexis Rigaud for fruitful discussions, for information on the seismological data, and for their knowledge of historical earthquakes.

References

- Agliardi, F., Crosta, G., Zanchi, A., 2001. Structural constraints on deep seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology* 59, 83-102.
- Agliardi, F., Crosta, G.B., Zanchi, A., Ravazzi, C., 2009. Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy. *Geomorphology* 103, 113-129.
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U., 1997. Holocene climate instability: A prominent, wide spread event 8200 yr ago. *Geology* 25, 483-486.
- Anderson, D.E., Binney, H.A., Smith, M., 1998. Evidence for abrupt climatic change in northern Scotland between 3900 and 3500 calendar years BP. *The Holocene* 8, 97-103.
- Appleby, G., 2000. Radiometric dating of sediment record in European mountain lakes. *Paleolimnology and ecosystem dynamics at remote European Alpine lakes*, *Limnol.* 59, 1-14.
- Ballantyne, C., 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21, 1935-2017.
- Barnolas, A., Chiron, J.C., 1996. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Volume 1 : Introduction. Géophysique. Cycle Hercynien, Orléans, BRGM, 729p.
- Beck, A.C., 1968. Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment: New Zealand *Journal of Geology and Geophysics* 11, 191-199.
- Bigot-Cormier, F., Braucher, R., Bourlès, D., Guglielmi, Y., Dubar M., Stéphan J.F., 2005. Chronological constraints on processes leading to large active landslides. *Earth and Planetary Science Letters* 235, 141-150.
- Borgatti, L., Soldati, M., 2002. The influence of Holocene climatic changes on landslide occurrence in Europe. In: Ryba' r, J., Stemberk, J., Wagner, P. (Eds.), *Landslides*. A.A. Balkema Publishers, Lisse, 111-116.
- Bourlès, D.L., Raisbeck, G.M., Yiou, Y., 1989. ^{10}Be and ^9Be in marine sediments and their potential for dating. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 53, 443-452.
- Bovis, M.J., 1982. Uphill-facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia. *Geological Society of America Bulletin* 93, 804-812.

- Bovis, M.J., Evans, S.G., 1995. Rock slope movements along the Mount Currie "fault scarp", southern Coast Mountains, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32, 2015-2020.
- Bradley, R.S., Jones, P.D., 1993. "Little Ice Age" summer temperature variations: Their nature and relevance to recent global warming trends, *The Holocene* 3, 367-376.
- Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., Bourlès, D., 2011. Production of cosmogenic radionuclides at great depths: A multi element approach. *Earth and Planetary Science Letters* 309, 1-9.
- BRGM-IRSN-EDF et al., 2004. Histoire et caractéristiques des seismes ressentis en France métropolitaine et sur ses abords, *SisFrance* catalog. Available at: <http://www.sisfrance.net/> (last access 2012 june).
- Campbell, I.D., Campbell, C., Apps, M.J., Rutter, N.W., Bush, A.B., 1998. Late Holocene 1500 yr climatic periodicities and their implications. *Geology* 26, 471-473.
- Catalan, J., Pla, S., [Rieradevall](#), M., [Felip](#), M., [Ventura](#), M., [Buchaca](#), T., [Camarero](#), L., [Brancelj](#), A., [Appleby](#), P.G., Lami, A., Grytnes, J.A., Agustí-Panareda A., Thompson, R., 2002. Lake Redó ecosystem response to an increasing warming in the Pyrenees during the twentieth century. *Journal of Paleolimnology* 28, 129-145.
- Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., Jakob, J., 2010. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B* 268, 192-199.
- Crosta, G., 1996. Landslide, spreading, deep seated gravitational deformation: analysis, examples, problems and proposals. *Geogr Fis Din Quat* 19, 297-313.
- Crosta, G.B., Zanchi, A., 2000. Deep-seated slope deformations. Huge, extraordinary, enigmatic phenomena. In: Bromhead, E., Dixon, N., Ibsen, M. (Eds.), *Landslides in Research, Theory and Practice*. Thomas Telford, Proc. 8th Int. Symposium Landslides, Cardiff, June 2000. Thomas Telford, pp. 351-358.
- Crozier M.J., Deimel M.S., Simon J.S., 1995. Investigation of earthquake triggering for deep-seated landslides, Taranaki, New Zealand. *Quaternary international* 25, 65-73.
- Dai, F.C., Lee, C.F., 2001. Frequency–volume relation and prediction of rainfall-induced landslides. *Engineering Geology* 59, 253-266.
- Debourle, A., Deloffre, R., 1977. Pyrénées occidentales, *Annales de Géographie* 86, n° 478, 739-741.
- Desprat, S., Sanchez Goni, M.F., Loutre, M.F., 2003. Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data. *Earth and Planetary Science Letters* 213, 63-78.
- Dunai, T., Stuart, F.M., 2009. Reporting of cosmogenic nuclide data for exposure age and erosion rate determinations. *Quaternary Geochronology* 4, 437-440.
- Dunne, J., Elmore, D., Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27, 3-11.
- El Bedoui, S., Guglielmi, Y., Lebourg, T., Pérez, J.L., 2009. Deep-seated failure propagation in a fractured rock slope over 10,000 years: The La Clapière slope, the south-eastern French Alps. *Geomorphology* 105, 232-238.
- Fabre, R., Desreumaux, C., Lebourg, T., 2001. Les glissements rocheux du versant sud du Layens (Vallée d'Aspe, Pyrénées occidentales). *Bulletin de la Société Géologique de France* 171, 407-418.

- Fabre, R., Lebourg, T., Clément, B., 2002. Typologie et modèles géométriques de glissements de terrain : exemples dans les Pyrénées Atlantiques et Centrales. *Revue Française de Géotechnique* 99, 35-48.
- Fabre, R., Texier, J.P., Clément, B., Lebourg, T., 2003. *Méthode de localisation des moraines de convergence dans une ancienne vallée glaciaire (Pyrénées, France) : conséquences sur les instabilités des moraines et reconstruction des glaciers au Würm*. *Canadian Geotechnical Journal* 40, 419-434.
- Feyte, S., Gobeil, C., Tessier, A., Cossa, D., 2012. Mercury dynamics in lake sediments. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 82, 92-112.
- Goosse, H., Arzel, O., Luterbacher, J., Mann, M.E., Renssen, H., Riedwyl, N., Timmermann A., Xoplaki, E., Wanner, H., 2006. The origin of the European "Medieval Warm Period" *Clim. Past.* 2, 99-113.
- Gosse, J.C. Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475-1560.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Acosta, E., Ríos, S., Guerrero, J., Lucha, P., 2005. Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology* 69, 298-314.
- Gutiérrez, F., Ortuño, M., Lucha, P., Guerrero, J., Acosta, E., Coratza, P., Piacentini, D., Soldati, M., 2008. Late Quaternary episodic displacement on a sackung scarp in the central Spanish Pyrenees. Secondary paleoseismic evidence ? *Geodinamica Acta* 21, 187-202.
- Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Rosell, J., Galve, J.P., Carbonel, D., 2012. Investigating gravitational grabens related to lateral spreading and evaporite dissolution subsidence by means of detailed mapping, trenching, and electrical resistivity tomography (Spanish Pyrenees). *Lithosphere* 4, 331-353.
- Guzzetti, F., Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Reichenbach, P., 2002. Power-law correlations of landslide areas in central Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 195, 169-18.
- Harp, E.L., Jibson, R.W., 1996. Landslides triggered by the 1994 Northridge, California, earthquake. *Bulletin of the Geological Society of America* 86, 319-332.
- Hippolyte, J.-C., Brocard, G., Tardy, M., Nicoud, G., Bourlès, D., Braucher, R., Ménard, G., Souffaché, B., 2006. The recent fault scarps of the western Alps (France): tectonic surface ruptures or gravitational sackung scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and ^{10}Be dating approach. *Tectonophysics* 418, 255-276.
- Honoré, L., Courboulex, F., Souriau, A., 2011. Ground motion simulations of a major historical earthquake (1660) in the French Pyrenees using recent moderate size earthquakes. *Geophysical Journal International* 187, 1001-1018.
- Hürlimann, M., Ledesma, A., Corominas, J., Prat, P.C., 2006. The deep-seated slope deformation at Encampadana, Andorra: Representation of morphologic features by numerical modelling. *Engineering Geology* 83, 343-357.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Maisch, M., Sailer, R., Schaefer, J., Kubik, P.W., Synal, H.A., Schlüchter, C., 2006. The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne . In: Siame L.L., Bourlès D.L. and Brown E.T. (Eds.), *In Situ Cosmogenic Nuclides and their Applications in Earth Sciences*. *Geol. Soc. America* 415, 43-60.
- Jibson, R.W., Harp, E.L., Schulz, W., Keefer, D., 2004. Landslides Triggered by the 2002 Denali Fault, Alaska, Earthquake and the Inferred Nature of the Strong Shaking. *Earthquake Spectra* 20, 669-691.

- Jomard, H., 2006. Analyse multi-échelles des déformations gravitaires du Massif de l'Argentera Mercantour. PhD Thesis, Université Nice Sophia Antipolis, 246p.
- Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Bulletin of the Geological Society of America* 95, 406-421.
- Keefer, D.K., 2000. Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution -the 1989 Loma Prieta, California event. *Engineering Geology* 58, 231-249.
- Keefer, D.K., 2002. Investigating landslides caused by earthquakes - a historical review. *Surveys in Geophysics* 23, 573-510.
- Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U.C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., Lierse von Gostomski, Ch., Kossert, K., Maitia M., Poutivtsev, M., Remmert, A., 2010. A new value for the half-life of ^{10}Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B* 268, 187-191.
- Korup, O., Densmore, A.L., Schlunegger, F., 2010. The role of landslides in mountain range evolution. *Geomorphology* 120, 77-90.
- Lamb H.H., 1965. The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1, 13-37.
- Lambert and Levret-Albaret, 1996. Mille ans de séismes en France: (catalogue d'épicentres, paramètres et références). Ouest Edition, Nantes, Presse Academic, 75p.
- Larrasoana, J.C., Ortuño, M., Birks, H.H., Valero-Garcés, B., Parés, J.M., Copons, R., Camarero, L., Bordonau, J., 2010. Palaeoenvironmental and palaeoseismic implications of a 3700-year sedimentary record from proglacial Lake Barrancs (Maladeta Massif, Central Pyrenees, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 294, 83-93.
- Le Roux, O., Schwartz, S., Gamond, J.F., Jongmans, D., Bourlès, D., Braucher, R., Mahaney, W., Carcaillet, J., Leanni, L., 2009. CRE dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 280, 236-245.
- Lebourg, T., Fabre, R., Clément, B., Frappa, M., 2003a. Different landslides on mountain sides in relation with the geological and geomorphological inheritance. *Bull. Engineering Geology Environment* 62, 221-229.
- Lebourg, T., Riss, J., Fabre, R., Clément, B., 2003b. Morphological characteristics of till formations in relation with mechanical parameters. *Mathematical Geology* 35, 835-852.
- Lebourg, T., Riss, J., Pirard, E., 2004. Influence of morphological characteristics of heterogeneous moraines formations on the mechanical behaviour. *Engineering Geology* 73, 37-50.
- Lebourg, T., Hernandez, M., Jomard, H., El Bedoui, S., Bois, T., Zerathe, S., Tric E., Vidal, M., 2011. Temporal evolution of weathered cataclastic material in gravitational faults of the La Clapiere deep seated landslide by mechanical approach. *Landslides* 8, 241-252.
- Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 2004. Landslides, earthquake and erosion. *Earth and Planetary Science Letters* 229, 45-5.
- Mann, M.E., Bradley, R.S., Hughes, M.K., 1998. Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries, *Nature* 392, 779-787.
- Mann, M.E., Bradley, R.S., Hughes, M.K., 1999. Northern Hemisphere Temperatures During the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations. *Geophys. Res. Lett.* 26, 759-762.

- Malgot, J., 1977. Deep-seated gravitational slope deformations in neovolcanic mountain ranges of Slovakia. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 16, 106-109.
- Margielewski, W., 2006. Structural control and types of movements of rock mass in anisotropic rocks: case studies in the Polish Flysch Carpathians. *Geomorphology* 77, 47-68.
- McCalpin, J.P., and Hart, E.W., 2003. Ridge-top spreading features and relationship to earthquakes, San Gabriel Mountains region, Southern California—Parts A and B, in Hart, E.W., ed., *Ridge-Top Spreading in California; Contributions toward Understanding a Significant Seismic Hazard: Sacramento, California*, California Geological Survey, CD 2003-05, 2 CD-ROMs.
- Merchel, S., Herpers, U., 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochimica Acta* 84, 215-219.
- Merchel, S., Arnold, M., Aumaitre, G., Benedetti, L., Bourlès, D.L., Braucher, R., Alfimov, V., Freeman, S.P.H.T., Steier, P., Wallner, A., 2008. Towards more precise ^{10}Be and ^{36}Cl data from measurements at the 10-14 level: Influence of sample preparation. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B* 266, 4921-4926.
- Miller, D.J., Dunne, T., 1996. Topographic perturbations of regional stresses and consequent bedrock fracturing. *Journal of Geophysical Research* 101, 1-25.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Vegas-Vilarrúbia, T., González-Sampériz, P., Romero, Ó., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Moreno, A., Rico, M., Corella, J.P., 2009. Late glacial and Holocene paleohydrology in the western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 28, 2582–2599.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Vegas-Vilarrúbia, T., Rubio, E., Rieradevall, M., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Romero, O., Engstrom, D.R., López Vicente, E., Navas, A., Soto, J., 2011. Climate changes and human activities recorded in the sediments of Lake Estanya (NE Spain) during the Medieval Warm Period and Little Ice age. *Journal of Paleolimnology* 46, 423-452.
- Moreno, A., Pérez, A., Frigola, J., Nieto-Moreno, V., Rodrigo-Gámiz, M., Martrat, B., González-Sampériz, P., Morellón, M., Martín-Puertas, C., Corella, J.P., Belmonte, Á., Sancho, C., Cacho, I., Herrera, G., Canals, M., Grimalt, J.O., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Vegas-Vilarrúbia, T., Valero-Garcés, B.L., 2012. The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. *Quaternary Science Reviews* 43, 16-32.
- Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southon, J.R., Finkel, R.C., McAninch J., 2007. Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B* 258, 403-413.
- Pasuto, A., Soldati, M., 1996. Rock spreading. In: Dikau, R., Brunnsden, D., Schrott, L., Visen, M.-L. (Eds.), *Landslide recognition. Identification, movement and causes*. Wiley, Chichester, 122-136.
- Radbruch-Hall, D., 1978. Gravitational creep of rock masses on slopes, in Voight, B., ed., *Rockslides and Avalanches - Natural Phenomena*. *Developments in Geotechnical Engineering* 14, 608–657.
- Schmid M., Busbridge M., Wüest A., 2010. Double-diffusive convection in Lake Kivu. *Limnology and oceanography* 55, 225-238.
- Seed, H.B., 1968. Landslides during earthquakes due to liquefaction. *Journal of soil mechanics and Foundation Div.* 94, 1055-1122.

- Sing, R.G., Botha, G.A., Richards, N.P., McCarthy, T.S., 2008. Holocene landslides in KwaZulu-Natal, South Africa. *South African Journal of Geology* 11, 39-52.
- Soldati, M., Corsini, A., Pasuto, A., 2004. Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Lateglacial. *Catena* 55, 141-161.
- Stark, C.P., Hovius, N., 2001. The characterization of landslide size distributions. *Geophysical Research Letters* 28, 1091-1094.
- Stine, S., 1994. Extreme and persistent drought in California and Patagonia during mediaeval time. *Nature* 369, 546-549.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105, 23753–23759.
- Taillefer, F., 1969. Les glaciations des Pyrénées. *Bull. AFEQ., INQUA.*, Paris, pp. 19-32.
- Ternet, Y., Majesté-Lenjoulas C, Guerrot C., and Rossi P. 2004. BRGM-Laruns Somport geological map, Volume 1069.
- Van Beck, L.P.H., 2002. Assessment of the influence of changes in land use and climate on landslide activity in a Mediterranean environment. Proefschrift Universiteit Utrecht, PhD Thesis, 360p.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movements Types and Processes. In: Schuster, R.L., & Krizek, R.J., (eds), *Landslides Analysis and Control*. Transportation Research Board Special Report 176, National Research Council, Washington D.C., Chap.2, 11-33.
- Varnes, D.J., Radbruch-Hall, D.H., Savage, W.Z., 1989. Topographic and structural conditions in areas of gravitational spreading of ridges in the western United States. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1496, 28 pp.
- Ward, G.K., Wilson, S.R., 1978. Procedures for comparing and combining radiocarbon age determinations: a critique. *Archaeometry* 1, 19-31.
- Wojciech, T., 2004. Estimating recent sedimentation rates using ²¹⁰Pb on the example of morphologically complex lake (upper lake raduńskie, Poland). *Geochronometria* 23, 21-26.
- Zarroca, M., Linares, R., Bach, J., Roqué, C., Moreno, V., Font, L.L., Baixeras, C., 2012. Integrated geophysics and soil gas profiles as a tool to characterize active faults: The Amer fault example (Pyrenees, NE Spain). *Environmental Earth Sciences* 67, 889-910.
- Zischinsky, U., 1966. On the Deformation of High Slopes, *Proc. 1st Conf. Int. Soc. Rock Mech.*, Lisbon, vol. 2, 179-185.
- Zischinsky, U., 1969. Über sackungen. *Rock Mechanics* 1, 30-52.
- Zerathe, S., Lebourg, T., 2012. Evolution stages of large deep-seated landslides at the front of a subalpine meridional chain (Maritime-Alps, France). *Geomorphology* 138, 390-403.

Annexe 2. Traitement des échantillons

A2.1 Mesure de l'isotope cosmogénique ^{10}Be

A2.1.1 Extraction chimique de l'isotope ^{10}Be produit in-situ

Dans la perspective d'analyser par spectrométrie de masse la quantité de Béryllium-10 (^{10}Be) présent dans une roche, une longue préparation rigoureuse en laboratoire de l'échantillon est nécessaire. Celle-ci permet d'extraire le ^{10}Be piégé dans le minéral en le séparant des autres éléments et de ses isobares. Cette préparation a en partie été réalisée au laboratoire du CEREGE où j'ai pu être formé à la procédure chimique par Laetitia Leanni et Régis Braucher, puis la répéter de façon autonome dans notre laboratoire de Géoazur.

Il est important de noter que **le protocole de purification du quartz décrit ci-dessous n'est valable que pour le traitement du quartz cristallin** (i.e. d'origine magmatique ou métamorphique). Concernant, le quartz d'origine exogène (silice diagénétique ou amorphe), **cette méthodologie a été appliquée au début mais nous avons pu montrer dans cette thèse qu'il était fondamental de revoir cette routine de protocole de décontamination, de manière à assurer uniquement l'extraction du ^{10}Be piégé dans la maille cristalline (Zerathe et al., 2013)**. Ainsi, le protocole de purification du quartz décrit ci-dessous n'a finalement été suivi que pour les échantillons de quartzite prélevés sur le glissement de la Cristallère (Annexe A1). Le reste du protocole est valable pour l'ensemble des échantillons. La procédure d'extraction du ^{10}Be consiste en deux grandes étapes : (1) la purification du quartz, (2) l'extraction du ^{10}Be sous forme d'oxyde de béryllium (BeO).

- Purification du quartz

Cette première étape démarre par le broyage et tamisage de l'échantillon rocheux. La fraction 250-1000 μm est conservée, dont environ 100g est incorporé dans une bouteille Nalgène préalablement labélisée et pesée. L'échantillon subit ensuite les attaques acides d'un mélange composé d'un tiers d'acide chlorhydrique (HCl) et de deux tiers d'acide hexafluorosilicique (H_2SiF_6) sous agitation pendant environ 24h. Le bain d'acide est changé puis l'opération est répétée jusqu'à l'obtention de quartz pur (la solution reste translucide après 24h d'agitation). Dans l'optique de libérer le ^{10}Be d'origine atmosphérique potentiellement adsorbé à la surface des grains, et donc ne conserver uniquement que le ^{10}Be piégé la maille cristalline du quartz (produit in-situ), l'échantillon est partiellement dissous (10% de la masse) dans une solution d'acide fluorhydrique (HF) à 40% (Brown et al, 1991). Cette étape est répétée trois fois. L'échantillon est finalement rincé puis séché à 90° à l'étuve durant 24h. Entre 30 et 50g de quartz pur sont conservés pour l'étape suivante, le reste constituant une réserve pour d'éventuels répliques.

- Extraction du ^{10}Be

A partir de cette étape, les manipulations doivent être particulièrement soignées afin d'éviter toute contamination. Un échantillon labélisé « blanc » suivra l'ensemble du protocole jusqu'à la mesure AMS. Cet échantillon, sans quartz, a pour but de déterminer les éventuelles pollutions induites par les différents produits chimiques utilisés.

Une quantité connue (pesée à 10^{-5}) d'environ 100 µg d'une solution de ^9Be dosée à $3.025 \cdot 10^{-3}$ g/g est ajoutée à l'échantillon. Cet entraîneur a pour but de (1) pouvoir travailler sur une quantité de matière pondérable et (2) fixer le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ qui est ensuite mesuré par spectrométrie de masse par accélérateur (SMA). L'échantillon est ensuite dissous totalement dans HF en excès. Cette solution est évaporée à sec dans des béchers en téflon puis substituée par une solution de HCl à 10.2 mol.L^{-1} . On y ajoute ensuite goutte à goutte une solution de NH_4OH aqueuse à 32% jusqu'à pH 8/9 et obtention d'un précipité blanc qui est centrifugé. Le surnageant est jeté, le précipité est lavé trois fois à l'eau ultra pure à pH 8/9 puis il est dissous avec 3 ml d'HCl à $10^{-2} \text{ mol.L}^{-1}$.

A partir de cette étape, plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour isoler l'isotope ^{10}Be de ces isobares tel que le Bore-10 mais aussi des éléments comme l'Al, Fe, Mn. Pour nos échantillons, nous avons utilisé celle de l'extraction par solvant organique (Bourlès et al., 1989). Une extraction par colonnes remplies de résine échangeuse d'ions (anions et cations) est aussi possible mais n'a pas pu être appliquée pour nos échantillons. En effet la grande quantité de Fe et surtout d'Al naturel présente dans les silex à produit un gel épais au dessus des colonnes, empêchant l'échantillon de pénétrer dans la résine. L'extraction utilisant l'EDTA présente l'avantage de complexer directement l'Al et ainsi de l'éliminer.

L'échantillon est incorporé à un bécher en verre de 250 ml préalablement lavé plusieurs fois à l'eau ultra pure et labélisé. On y ajoute une solution d'EDTA (dilué à 50% dans de l'eau) jusqu'à pH 8 ainsi que 2 ml d'acétyle acétone qui va complexer le béryllium. Après 20min, on verse ce mélange, additionné à 10 ml de CCl_4 , dans une ampoule à décanter. Après dégazage, la phase organique (CCl_4 , se trouvant dans la partie inférieure de l'ampoule) est extraite. L'opération est répétée deux fois, en réincorporant le CCl_4 au même bécher en verre. On ajoute ensuite 6 ml d'HCL (37%) pour décomplexer le béryllium et la solution est évaporée à sec. On ajoute successivement 4 ml d' HNO_3 (69%) et 4 ml d' HClO_4 . Cette étape a pour but d'oxyder totalement les résidus organiques présents dans l'échantillon. La phase HNO_3 est répétée (évaporation à sec) puis l'échantillon est substitué dans 4 ml d'HCL à 7N. Ce volume, réduit à 1 ml par évaporation, est introduit précautionneusement avec une pipette dans un tube à centrifuger. On y ajoute progressivement des gouttes d'ammoniaque (39%) jusqu'à pH 8-9 et précipitation visible du béryllium ($\text{Be}(\text{OH})_2$). Le tube est centrifugé, le surnageant jeté puis le précipité est lavé trois fois à l'eau ultra pure pH 8/9. Enfin le précipité est dissous dans 200 µl d' HNO_3 (69%) et transféré dans un creuset en porcelaine pour être oxydé sous forme d'oxyde de béryllium (BeO) dans un four à 700°C pendant 30 min. Pour finir l'oxyde de béryllium est mélangé à une poudre de niobium et l'ensemble est pastillé dans une cathode en cuivre permettant une meilleure ionisation lors de l'analyse au spectromètre de masse par accélération (SMA, [Merchel et al., 2008](#)).

Les taux de production des isotopes cosmogéniques dans les roches étant très faibles, leur mesure doit se faire sur des accélérateurs capables de mesurer des rapports isotopiques de l'ordre de 10^{-15} . Les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de chaque échantillon ont ainsi été déterminés au spectromètre de masse par accélérateur ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques ; Klein et al., 2008 ; Arnold et al., 2010 ; Arnold et al., 2012) du CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences et de l'Environnement).



Figure 111 : Vue panoramique sur l'accélérateur ASTER du CEREGE

Des explications détaillées concernant le fonctionnement d'ASTER et le principe de mesure par spectrométrie de masse par accélérateur (Raisebeck et al., 1987) peuvent être trouvées dans Arnold et al. (2010) et de façon explicite dans Recorbet (2008) ; Delunel (2010) et Roy (2012).

A2.1.2 Calcul de la concentration en ^{10}Be

La mesure par spectrométrie de masse par accélérateur nous permet donc d'obtenir la valeur du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ pour chaque échantillon. Ce rapport, dit « brut », est ensuite corrigé pour se conformer à un étalon international dont le ratio $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ est parfaitement connu. Les mesures à ASTER sont effectuées par rapport au standard NIST 4325 dont le rapport est de $2,79 \pm 0,3 \cdot 10^{-11}$.

Connaissant la masse de l'échantillon dissous et le nombre d'atomes de ^9Be que l'on a introduit dans l'échantillon (entraîneur), on peut ainsi déduire la concentration en ^{10}Be .

Le nombre d'atome en ^9Be (n_9^{Spike}) pour chaque échantillon se calcule tel que :

$$n_9^{Spike} = \frac{\text{Masse spike} * \text{concentration spike}}{\text{Masse molaire Be}} * \text{Nombre Avogadro}$$

Finalement la concentration en ^{10}Be dans l'échantillon se calcule tel que :

$$N_{10} = \left[\left(\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}} \right)_{\text{mesuré}} - \left(\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}} \right)_{\text{blanc}} \right] * \frac{\text{Nbre Atome } ^9\text{Be}}{\text{Masse Quartz dissoute}}$$

Le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesuré pour le blanc doit en effet être soustrait au rapport de chaque échantillon pour tenir compte et corriger d'éventuelles pollutions.

L'incertitude sur le calcul de la concentration (σN_{10}) est dite « incertitude interne » et elle provient de deux sources principales :

- l'incertitude de la machine sur les standards utilisés et l'incertitude de la moyenne des mesures étalons, égale à 1% ;
- l'incertitude sur la mesure AMS du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de l'échantillon qui intègre le taux de comptage pour chaque échantillon (N)

Elle est calculée tel que :

$$\sigma N_{10} = N_{10} * \sqrt{\left(\frac{\sqrt{N}}{N}\right)^2 + (0.01)^2}$$

L'incertitude interne peut éventuellement suffire pour une comparaison de datations issues d'échantillons provenant du même site, par exemple pour un même escarpement de glissement de terrain. Cependant pour comparer des âges obtenus sur des sites éloignés, ou bien comparer ses données avec d'autres techniques de datation, l'incertitude sur les taux de production (σP) doit également être propagée. D'après [Balco et al. \(2008\)](#) l'incertitude sur les taux de production est d'environ 9%.

On parle ainsi d'incertitude externe (σ_{EXT}) tel que :

$$\sigma_{EXT} = \sqrt{\sigma N_{10}^2 + \sigma P^2}$$

Avec la détermination d'un taux de production, les hypothèses faites sur le taux d'érosion, et le calcul de la concentration héritée, l'âge d'exposition de l'échantillon peut être déterminé (voir Section 4.2.4).

A2.2 Mesure de l'isotope cosmogénique ^{36}Cl

A2.2.1 Extraction chimique de l'isotope ^{36}Cl produit in-situ

L'extraction chimique du nucléide cosmogénique Chlore-36 (^{36}Cl) des échantillons de cette thèse a également été réalisée au CEREGE, où j'ai pu être formé à la méthode par Régis Braucher et Valéry Guillou.

L'extraction du ^{36}Cl est relativement moins dangereuse que celle du ^{10}Be puisque les produits utilisés sont moins nocifs. Toutefois la procédure reste complexe d'autant plus que les sources de contaminations peuvent être nombreuses car le chlore est très présent dans notre environnement (eau du robinet, sel, produit de nettoyages, javel, etc.). Ainsi l'extraction du ^{36}Cl se fait dans un laboratoire isolé, strictement destiné à ces manipulations. L'extraction commence par le broyage et le tamisage de l'échantillon (calcaire dans notre cas) dont la fraction 250-500 μm est conservée. Environ 200 g de poudre sont incorporés dans une bouteille nalgène de 500 ml, préalablement lavée à l'eau ultra pure, séchée à 90°C à l'étuve pendant 24h et pesée (précision $> 10^{-2}$). De manière à éliminer toutes les particules fines, l'échantillon subit ensuite des lavages successifs (3 à 5) de 24h à l'eau ultra pure sur agitateur, jusqu'à ce que la phase liquide reste translucide.

Une dissolution partielle, de 10%, est réalisée en incorporant 1 ml/g d'échantillon d' HNO_3 2N. Après rinçage à l'eau, l'échantillon est à nouveau mis à l'étuve (24h à 80°C) puis pesé afin d'évaluer l'efficacité de l'attaque acide. A ce stade 5g d'échantillon sec sont prélevés pour analyse chimique des éléments majeurs (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5), et des éléments traces (U, Th, etc.) par ICP-MS et par spectrométrie pour la mesure des oxydes. Ces analyses, effectuées au CRPG-SARM (Nancy), sont indispensables pour interpréter correctement les concentrations en ^{36}Cl . En effet, les modes de production du ^{36}Cl sont multiples et il existe plusieurs éléments cibles pour la spallation (Ca, K, Ti and Fe) (voir [Schimmelpfennig et al., 2009](#) et [Alfimov et al., 2009](#)). Il est donc indispensable de connaître la concentration en ces éléments pour correctement calibrer le taux de production du ^{36}Cl pour chaque échantillon.

Un blanc est associé aux échantillons à partir de cette étape. 1,5 ml d'entraîneur (spike) enrichi en ^{35}Cl ($^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}=999$) sont ensuite pesés puis ajoutés à chaque échantillon. Un spike d'une concentration de 3.314 mg de Cl/g de solution a été utilisé pour les échantillons de 2010 et un spike d'une concentration de 2.00250 mg de Cl/g de solution pour les échantillons de 2011. Il y a très peu de fractionnement dans la nature, ainsi le rapport naturel $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ est stable tel qu'il y a 75.77% de ^{35}Cl et 24.23% de ^{37}Cl ($R_n = 3.127$). En ajoutant une quantité de spike dont le rapport R_s de $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ est différent du rapport naturel R_n , le rapport $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ de l'échantillon va ainsi être modifié (**Figure 112**). La concentration en chlore naturel dans les échantillons est ensuite obtenue par dilution isotopique ([Desilets et al., 2006](#)).

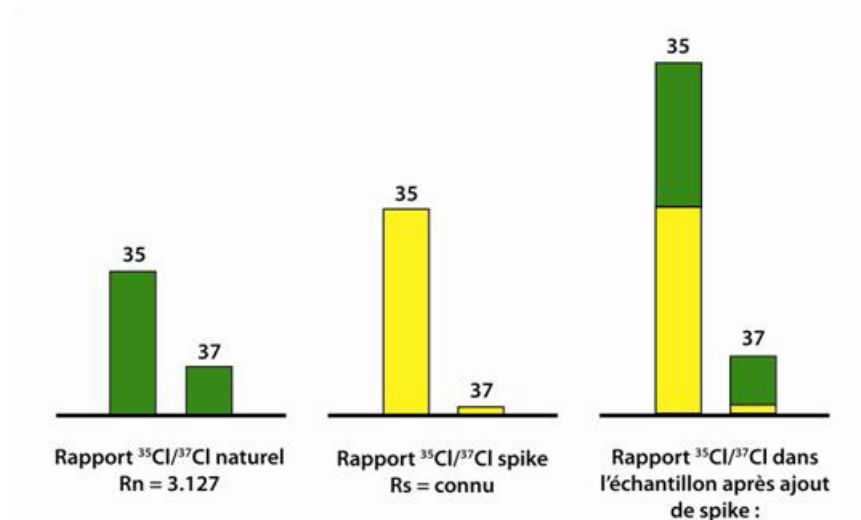


Figure 112 : Rappports isotopiques $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ de gauche à droite : dans la nature, dans un spike enrichi en ^{35}Cl , puis dans l'échantillon après ajout du spike. Dans notre cas nous avons utilisé un spike enrichi en ^{35}Cl .

Les échantillons sont par la suite dissous complètement, sous hôte, dans un volume d' HNO_3 déterminé à partir de l'efficacité de la dissolution partielle. La solution est filtrée (Figure 113) et les résidus non carbonatés (principalement des argiles, oxydes et silice) sont séchés et pesés, ce qui permet de connaître précisément la masse de l'échantillon dissous.

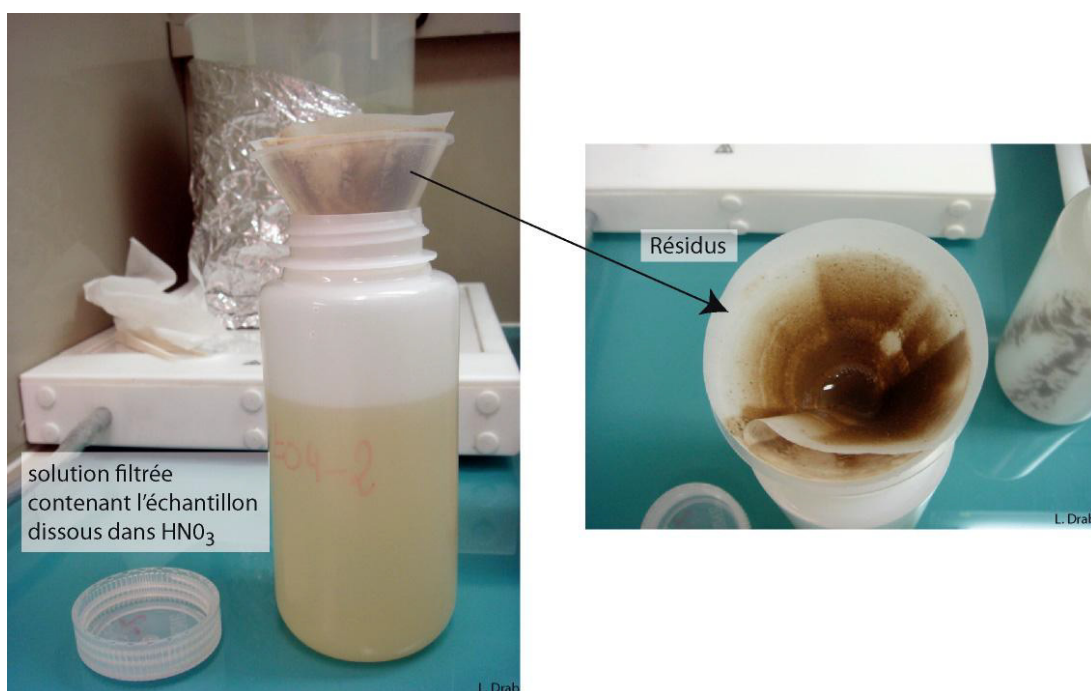


Figure 113 : Séparation de la solution contenant l'échantillon des résidus non carbonatés par filtration (Le Dortz, 2010)

Après filtration on prélève une aliquote d'1 ml de solution qui sera analysée par ICP-MS afin de déterminer la concentration de l'échantillon en Ca. Cette mesure est particulièrement

importante car le Ca est l'élément cible principal pour la production par spallation du ^{36}Cl . Dans le cas d'échantillon calcaire plus ou moins dolomitique, la concentration en Ca peut varier inversement avec la concentration en Mg.

L'étape suivante est la précipitation du Cl sous forme de chlorure d'argent (AgCl) par l'ajout d'1 g d'une solution à 10% de nitrate d'argent. Cette opération doit impérativement se faire à l'ombre pour éviter la réduction du chlorure d'argent en argent métallique et de ce fait la formation de dichlore et la perte de produit. L'ensemble doit reposer au moins 24h dans le noir. Le surnageant est suite pompé puis le précipité récupéré et transféré dans un tube à centrifuger grâce à une pipette. La bouteille est rincée avec 2 fois avec 1 ml d'ammoniaque, lesquels sont ajoutés à l'AgCl pour le dissoudre.

Le soufre (^{36}S) étant un isobare du ^{36}Cl , il est très important de l'éliminer afin d'éviter les interférences pendant la mesure AMS. On rajoute donc dans le tube à centrifuger quelques millilitres d'une solution saturée en nitrate de baryum de manière à le faire précipiter sous forme de sulfate de baryum. La solution est à nouveau filtrée, cette fois à l'aide d'une seringue munie d'un filtre de type « acrodisc ».

Une deuxième précipitation d'AgCl est réalisée en respectant le protocole décrit ci-dessus mais sans l'étape du sulfate de baryum. Le tube est centrifugé puis le précipité lavé avec 4 ml d' HNO_3 et deux fois avec 5 ml d'eau ultra pure. Il est finalement transféré avec une spatule dans un petit tube « Eppi » opaque préalablement pesé. Le précipité est séché pendant 12 h à l'étuve à 80°C , à nouveau pesé puis directement pastillé dans une cathode en nickel avant la mesure SMA à ASTER (Arnold et al., 2013).

Le principe est similaire au ^{10}Be , cependant un peu plus complexe car deux rapports isotopiques nécessitent d'être mesurés : le rapport $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ et le rapport $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ afin de déterminer la concentration de ^{35}Cl naturel dans l'échantillon. En effet la capture de neutron thermique par le ^{35}Cl est aussi une source de production du ^{36}Cl (Schimmelpennig et al., 2009).

A2.2.2 Calcul de la concentration en ^{35}Cl naturel et en ^{36}Cl

Concentration en chlore naturel (^{35}Cl) dans l'échantillon :

La concentration en chlore naturel dans l'échantillon se calcul donc avec le rapport $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ mesuré (R_{m35}) et en considérant le rapport naturel $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ connu ($R_n = 3.127$), tel que :

$$R_{m35} = \frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}_{(\text{mesuré})}} = \frac{n^{35}\text{Cl}_{\text{spike}} + n^{35}\text{Cl}_{\text{naturel}}}{n^{37}\text{Cl}_{\text{spike}} + n^{37}\text{Cl}_{\text{naturel}}}$$

avec n le nombre d'atomes et

$$n^{37}\text{Cl}_{\text{naturel}} = \frac{n^{35}\text{Cl}_{\text{spike}} - R_{m35} * n^{37}\text{Cl}_{\text{spike}}}{R_{m35} - R_n}$$

et

$$n_{35Cl_{naturel}} = n_{37Cl_{naturel}} * R_n$$

On calcule ensuite le nombre d'atome de chlore naturel ($n_{Cl_{echantillon}}$) dans l'échantillon:

$$n_{Cl_{echantillon}} = n_{Cl_{spike}} * \frac{\%Cl_{35}_{spike} - R_{m35} * \%Cl_{37}_{spike}}{R_{m35} * \%Cl_{37}_{naturel} - \%Cl_{35}_{naturel}}$$

Il est important de soustraire la quantité de chlore naturel présent dans le blanc ($n_{Cl_{blanc}}$, calculé comme ci-dessus), et donc potentiellement ajouté à chaque échantillon au cours de la chimie :

$$n_{Cl_{corrigé}} = n_{Cl_{echantillon}} - n_{Cl_{blanc}}$$

Enfin, on calcule la concentration en chlore naturel (en ppm) dans l'échantillon :

$$[n_{Cl_{naturel}}]_{echantillon} = \frac{n_{Cl_{corrigé}} * M_{Cl_{naturel}}}{N_{Avogadro} * m_{echantillon \ dissout}} * 10^6$$

- Concentration en chlore-36 cosmogénique dans l'échantillon (^{36}Cl) :

Pour calculer la concentration en ^{36}Cl dans l'échantillon on utilise le rapport mesuré $^{36}Cl/^{35}Cl$ (R_{m36}) puisque le spike est enrichi en ^{35}Cl .

On a :

$$R_{m36} = \frac{^{36}Cl}{^{35}Cl} = \frac{n_{^{36}Cl_{echantillon}}}{n_{^{35}Cl_{echantillon}}}$$

avec

$$n_{^{35}Cl_{echantillon}} = n_{^{35}Cl_{spike}} + n_{^{35}Cl_{naturel}}$$

d'où

$$n_{^{36}Cl_{echantillon}} = R_{m36} * (n_{Cl_{spike}} * \%Cl_{35}_{spike} + n_{^{35}Cl_{naturel}} * \%Cl_{35}_{naturel})$$

Le nombre d'atomes de ^{36}Cl dans l'échantillon doit également être corrigé du nombre d'atomes de ^{36}Cl contenu dans le blanc ($n_{^{36}Cl_{blanc}}$) :

$$n_{^{36}Cl_{corrigé}} = n_{^{36}Cl_{echantillon}} - n_{^{36}Cl_{blanc}}$$

On obtient finalement la concentration en ^{36}Cl dans l'échantillon en at/g :

$$N_{36} = \frac{n_{36Cl_{\text{corrigé}}}}{m_{\text{échantillon dissout}}}$$

Le calcul d'incertitude sur la concentration en ^{36}Cl est le même que pour la concentration ^{10}Be :

$$\sigma N_{36} = N_{36} * \sqrt{\left(\frac{\sqrt{N}}{N}\right)^2 + (0.01)^2}$$

Après la détermination d'un taux de production en fonction de la composition chimique de l'échantillon ([Schimmelfennig et al., 2009](#)), les hypothèses faites sur le taux d'érosion et le calcul de la concentration héritée, l'âge d'exposition de l'échantillon peut être déterminé (voir Section 4.2.4).