HAL
open science

# Evaluation de l'aléa éboulement rocheux Développements méthodologiques et approches expérimentales. Application aux falaises calcaires du y grenoblois

Carine Dussauge Peisser

## To cite this version:

Carine Dussauge Peisser. Evaluation de l'aléa éboulement rocheux Développements méthodologiques et approches expérimentales. Application aux falaises calcaires du y grenoblois. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2002. Français. NNT : . tel-00739372

**HAL Id: tel-00739372**

**https://theses.hal.science/tel-00739372**

Submitted on 8 Oct 2012

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

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

# THESE

présentée par

**Carine Dussauge-Peisser**

pour obtenir le titre de DOCTEUR

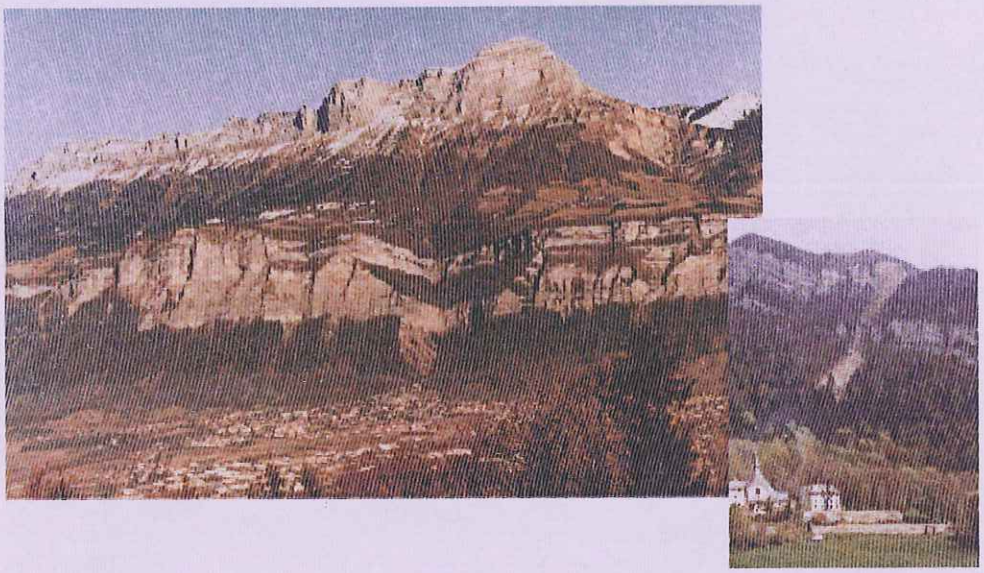
**DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER – GRENOBLE 1**
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : Géomécanique

# Evaluation de l'aléa éboulement rocheux

## Développements méthodologiques et approches expérimentales

## Application aux falaises calcaires du Y grenoblois



Soutenue le 17 mai 2002, devant le jury composé de :

| | | |
|---|---|---|
| Jack-Pierre Piguet | Président | Professeur, Ecole des mines de Nancy |
| Vincent Labiouse | Rapporteur | Maître d'Enseignement et de Recherche, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne |
| Claudio Scavia | Rapporteur | Professeur, Politecnico di Torino |
| Denis Jongmans | Examinateur | Professeur, Univ. Joseph Fourier, Grenoble |
| Jean-Robert Grasso | Examinateur | Directeur de recherche, Univ. Joseph Fourier, Grenoble |
| Véronique Merrien-Soukatchof | Examinateur | Maître de Conférence, Ecole des Mines de Nancy |
| André Giraud | Directeur de thèse | Maître de Conférence, Univ. Joseph Fourier, Grenoble |

Laboratoire Interdisciplinaire de Recherche Impliquant
la Géologie et la Mécanique

**THESE**

présentée par

**Carine Dussauge-Peisser**

pour obtenir le titre de DOCTEUR

**DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER – GRENOBLE 1**
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : Géomécanique

# Evaluation de l'aléa éboulement rocheux
# Développements méthodologiques et approches expérimentales
# Application aux falaises calcaires du Y grenoblois

Soutenue le 17 mai 2002, devant le jury composé de :

| | | |
|---|---|---|
| Jack Pierre Piguet | Président | Professeur, Ecole des mines de Nancy |
| Vincent Labiouse | Rapporteur | Maître d'Enseignement et de Recherche, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne |
| Claudio Scavia | Rapporteur | Professeur, Politecnico di Torino |
| Jean-Robert Grasso | Examinateur | Directeur de recherche, Univ. Joseph Fourier, Grenoble |
| Denis Jongmans | Examinateur | Professeur, Univ. Joseph Fourier, Grenoble |
| Véronique Merrien-Soukatchof | Examinateur | Maître de Conférence, Ecole des Mines de Nancy |
| André Giraud | Directeur de thèse | Maître de Conférence, Univ. Joseph Fourier, Grenoble |

En souvenir de quelques journées peu printanières passées sur le terrain,

Amicalement,

Carine

A tous ceux qui sont partis trop tôt,

A tous ceux qui font
que la vie est toujours belle

## Remerciements

La fin de ce travail ne marque pas un aboutissement mais un nouveau commencement. Il est temps d'aller découvrir d'autres horizons et de remercier tous ceux qui m'ont aidée, d'une manière ou d'une autre, à parcourir le chemin tortueux de la thèse.

Je souhaite tout d'abord remercier Pierre Antoine qui, par son enthousiasme de tous les instants, a su me transmettre sa passion de la géologie et des risques naturels.

Merci à André Giraud pour m'avoir proposé de travailler dans ce domaine, sur un sujet appliqué d'une grande richesse. Que Didier Hantz, qui a suivi l'ensemble de mon travail de façon minutieuse, soit ici remercié.

Toute ma gratitude à Denis Jongmans pour son soutien sans faille, aussi bien scientifique que moral.

Merci à Jean-Marc Vengeon pour ses nombreux coups de mains sur tous les plans, du plan de thèse aux topos d'escalade.

Je ne suis pas sûre que mon esprit critique se soit auto-organisé au cours des discussions avec Jean-Robert Grasso et Agnes Helmstetter, mais celles-ci ont toujours été riches et fructueuses. Merci à vous de m'avoir initié au monde complexe des lois de puissance.

La partie géophysique de ce travail n'aurait pu être menée à bien sans l'incitation de Bernard Couturier, ni sans la participation active aux campagnes d'essais de Marc Wathelet, Hans Havenith, Hervé Teerlynck, Mathieu Jeannin, Yves Orengo. Merci pour votre bonne humeur et votre ardeur sur le terrain, malgré des conditions météo parfois hivernales.

Pierrick Taluy a réalisé plusieurs études géologiques et géomécaniques, et a « débroussaillé » le fonctionnement du logiciel Arcview. Merci pour ton enthousiasme dynamique et communicatif. Merci aussi à Delphine Deschamps qui a eu le courage de saisir une grande quantité de données.

Je tiens également à remercier les participants du projets Interreg IIc. La découvertes des communautés scientifiques internationales m'a sans aucun doute fait porter un regard nouveau sur la recherche. Merci pour les discussions

échevelées franco-anglo-italiennes et pour les bons moments passés ensembles. Ma pensée va tout particulièrement à Daria Mazzoccola, qui nous éclairait par ses sourires et sa gentillesse et qui nous manque aujourd'hui.

Je remercie vivement Vincent Labiouse et Claudio Scavia, qui ont accepté d'être mes rapporteurs, ainsi que Véronique Merrien-Soukatchoff. Leur relecture attentive a largement contribué à l'amélioration du document final.

Merci à Jack-Pierre Piguet pour avoir bien voulu présider le jury de cette thèse malgré un emploi du temps surchargé.

Enfin, ces quatre années ne seraient pas passées si vite sans la présence de toute l'équipe de la maison des Géosciences, en particulier Sophie, Magali, Olivier, notre expert ès café, Françoise et Christine - mes « remonte-pente », Sara - l'âme souriante du laboratoire. Mention spéciale à Marielle, co-passionnée de montagne et coach pour mes examens d'accompagnateur.

Pour terminer, un immense merci à tous ceux qui m'ont accompagnée et soutenue jusqu'ici, qui ont supporté mes humeurs et mes doutes. Parmi eux les plus méritants sont de loin ma mère et Andréas.

## Résumé

### Evaluation de l'aléa éboulement rocheux

Développements méthodologiques et approches expérimentales
Application aux falaises calcaires du Y grenoblois

L'évaluation de la stabilité d'une falaise reste un problème complexe, principalement en raison de la multiplicité des mécanismes de déclenchement possibles et du manque de connaissances sur la structure interne du massif. Elle relève le plus souvent d'un avis d'expert, basé sur des observations de terrain - morphologie du versant, mesure en surface des discontinuités, estimation du rôle de l'eau... Ces méthodes ont pour principal inconvénient de rester qualitatives, sans toujours préciser de critères objectifs clairs.

La méthodologie proposée tente d'apporter des éléments quantitatifs et plus objectifs, tant dans le domaine spatial que dans le domaine temporel.

Dans un premier temps, une analyse factorielle, réalisée sur un système d'information géographique, permet de tester la sensibilité de différents facteurs au déclenchement d'éboulements – géologie, morphologie, structure. Le croisement de ces facteurs aide ainsi à pointer, sur une zone d'étude étendue, les sites les plus défavorables qui feront l'objet d'étude de terrain.

Ensuite les instabilités potentielles repérées sur le terrain sont caractérisées au moyen d'une fiche qui recense les facteurs à prendre en compte. A chaque facteur (géométrique, mécanique, hydraulique...) est attribué un poids relatif, fonction du mécanisme d'instabilité en jeu, et un indice chiffré basé sur les observations de terrain. Une caractérisation ainsi quantifiée doit faciliter la hiérarchisation des instabilités potentielles selon leur niveau de risque.

Pour renforcer cette caractérisation, dont la principale difficulté est l'extrapolation vers l'intérieur du massif des observations faites en surface, différentes méthodes de prospection géophysique sont testées sur des rebords de falaise. La tomographie sismique met en évidence une zone de vitesse lente à l'arrière du front de falaise, correspondant à une zone de fracturation plus ouverte. L'interférométrie radar quant à elle apporte une image de la continuité des fractures en profondeur et de leur espacement. Ces méthodes permettent d'estimer, en l'absence de géométrie claire, un volume maximum potentiellement instable.

Enfin l'évaluation temporelle de l'occurrence des éboulements est abordée par une analyse statistique de la population d'événements connus sur une zone d'étude homogène. La distribution du nombre d'éboulements en fonction de leur volume s'aligne sur une loi puissance $N(V)= \alpha V^{-b}$ pour des populations provenant de sites très différents – falaises calcaires de la région grenobloise, dômes granitiques de la vallée du Yosemite. Sans préjuger de ses implications sur la dynamique des phénomènes d'éboulement – analogue de la loi de Gutenberg-Richter pour les séismes- cette loi permet en première approche de calculer des périodes de retour d'éboulements de volume donné sur la région étudiée – analogue des crues décennales, centennales.

## Abstract

### Rock fall hazard evaluation

Development of methods and experimental approaches

Application on limestone cliffs in the Grenoble area, France

The evaluation of the stability state of rock cliffs is a complex problem, mainly due to the numerous failure mechanisms and to the lack of knowledge of the internal structure of the massif. This thesis wants to bring some new quantitative and objective elements, both on the spatial and temporal aspects.

In a first step, a factor analysis, based on a GIS, tests the sensibility of different factors concerning rock falls triggering (geology, morphology, structure). A systematic crossing of these factors over a wide area helps pointing out the dangerous sites, which will later be specifically studied.

Potential instabilities are then characterized through a description grid. Each factor taken into account (geometrical, mechanical, hydraulic) is weighted and described by a numerical index based on field observation. This quantification helps defining a hierarchy according to the level of hazard of the instabilities.

In order to reinforce the characterization of instabilities by extrapolating surface observation inside the massif, we have tested some geophysical methods. Seismic tomography and radar interferometry provide images of deep discontinuities: location, aperture, continuity.

Finally, we propose a statistical approach for estimating the temporal occurrence of rock falls. For various populations of known events (Grenoble area, Val d'Arly, Yosemite Valley), the frequency-volume distribution of rock falls follows a power law. This law provides in a first step a good estimation for the return period of rock falls with a given volume. In a further step it allows discussing the rock falls dynamics – as an analogue for the Gutemberg-Richter law.




# TABLE DES MATIERES


**INTRODUCTION GENERALE** ..... **5**

**CHAPITRE I. LES METHODES D'ETUDE DES INSTABILITES ROCHEUSES : ETAT DE L'ART ET PROBLEMATIQUE SUR LA REGION GRENOBLOISE** ..... **13**

I.A. ETAT DE L'ART ..... 13

*I.A.1. Méthodes de dimensionnement* ..... 15

*I.A.2. Méthodes d'évaluation des risques naturels d'instabilités rocheuses* ..... *18*

*I.A.3. Evaluation temporelle de l'occurrence des éboulements* ..... 23

*I.A.4. Synthèse* ..... 26

I.B. LES EBOULEMENTS ROCHEUX DANS LES FALAISES CALCAIRES DU Y GRENOBLOIS ..... 26

*I.B.1. Présentation générale du secteur* ..... 26

*I.B.2. Aperçu historique* ..... 28

**CHAPITRE II. LOCALISATION DES INSTABILITES POTENTIELLES : DETERMINATION DES FACTEURS DE PREDISPOSITION** ..... **33**

II.A. CONTEXTE GEOLOGIQUE DU SECTEUR ETUDIE : LES FALAISES CALCAIRES DU Y GRENOBLOIS ..... 33

*II.A.1. Phase de sédimentation : influence des variations lithologiques* ..... 35

*II.A.2. Phase de déformation des massifs : principaux traits de la structure – tectonique* ..... 39

*II.A.3. Phase d'érosion* ..... 41

II.B. ANALYSE EN RETOUR D'EBOULEMENTS PASSES ..... 43

*II.B.1. Rocheplaine* ..... 44

*II.B.2. Le Cuchet* ..... 47

*II.B.3. Les Saillants du Gua* ..... 51

*II.B.4. Le Pas de l'Ane* ..... 56

II.C. LES FACTEURS DE PREDISPOSITION ..... 60

II.D. LOCALISATION DE SECTEURS FAVORABLES AU DECLENCHEMENT D'EBOULEMENTS : PREMIERS RESULTATS DE L'UTILISATION D'UN SIG ..... 62

*II.D.1. Bref aperçu des principes de base d'un SIG* ..... 63

*II.D.2. Elaboration d'un SIG « Eboulement » sur le Y grenoblois* ..... 64

*II.D.3. Indice de susceptibilité : définition et résultats préliminaires* ..... 66

*II.D.4. Synthèse* ..... 71

II.E. CONCLUSIONS ..... 71

**CHAPITRE III. ASPECT LOCAL : CARACTERISATION DE COMPARTIMENTS ROCHEUX POTENTIELLEMENT INSTABLES** ..... **73**

III.A. INTRODUCTION ..... 73
III.B. PROPOSITION D'UNE FICHE DE CARACTERISATION ..... 74
*III.B.1. Principe* ..... 74
*III.B.2. Evaluation statique de la stabilité : les différents mécanismes de rupture* ..... 76
*III.B.3. Des aspects statiques aux aspects dynamiques : les facteurs d'évolution* ..... 92
*III.B.4. Fiche de caractérisation* ..... 102
III.C. APPLICATION/ VALIDATION SUR QUELQUES EXEMPLES ..... 108
*III.C.1. Application détaillée à un aléa particulier : cas du Rocher Pointu, Chartreuse.* ..... 108
*III.C.2. Test d'objectivité et de reproductibilité de la fiche* ..... 110
*III.C.3. Comparaison des résultats de la fiche de caractérisation avec d'autres méthodes existantes* ..... 111
III.D. CONCLUSION ..... 122

**CHAPITRE IV. APPORTS DES METHODES GEOPHYSIQUES A LA CARACTERISATION DES FRONTS DE FALAISE** ..... **125**

IV.A. ETAT DE L'ART ET OBJECTIFS ..... 125
*IV.A.1. Prospection sismique* ..... 126
*IV.A.2. Prospection électromagnétique* ..... 131
*IV.A.3. Radar de subsurface (Ground Penetrating Radar)* ..... 133
*IV.A.4. Prospection électrique* ..... 136
*IV.A.5. Conclusions* ..... 136
IV.B. PARTIE EXPERIMENTALE ..... 137
*IV.B.1. Le site expérimental* ..... 137
*IV.B.2. La campagne de mesures* ..... 138
*IV.B.3. Synthèse* ..... 142
IV.C. EXPLOITATION DES RESULTATS ..... 145
*IV.C.1. Anisotropie de vitesse sismique* ..... 145
*IV.C.2. Tomographie sismique* ..... 147
*IV.C.3. Radar de sub-surface* ..... 161
*IV.C.4. Confrontation de la tomographie sismique et du radar* ..... 170
*IV.C.5. Mesures électromagnétiques* ..... 172
*IV.C.6. Mesures de bruit de fond* ..... 175
IV.D. CONCLUSIONS ..... 177

**CHAPITRE V. APPROCHE TEMPORELLE DE L'OCCURRENCE DES EBOULEMENTS** ..... **179**

V.A. UTILISATION DES STATISTIQUES DANS LE DOMAINE DES RISQUES NATURELS ..... 179
V.B. LES DONNEES DISPONIBLES ..... 181
*V.B.1. Biais d'échantillonnage possibles* ..... 181





*V.B.2. Le catalogue du RTM sur le Y grenoblois* ..... 183
*V.B.3. Le catalogue USGS sur la vallée du Yosemite* ..... 185
*V.B.4. Un catalogue local : les hautes gorges du Val d'Arly* ..... 188
*V.B.5. Un catalogue « mondial »* ..... 189
V.C. ANALYSE STATISTIQUE DES DISTRIBUTIONS DE VOLUMES ..... 190
*V.C.1. Méthodologie* ..... 190
*V.C.2. Résultats : loi de distribution et paramètre b* ..... 191
*V.C.3. Résultats : le paramètre a* ..... 196
*V.C.4. Synthèse et discussion : une distribution en loi puissance pour les volumes d'éboulements ?* ..... 197
V.D. COMPARAISON AVEC DES MODELES ET D'AUTRE PHENOMENES ..... 200
*V.D.1. Les modèles d'érosion* ..... 200
*V.D.2. Les modèles génériques* ..... 202
*V.D.3. Synthèse* ..... 202
V.E. IMPLICATIONS POUR LE RISQUE ..... 204
*V.E.1. Intérêts d'une loi statistique pour décrire la distribution des éboulements passés* ..... 204
*V.E.2. Possibilités d'extrapolation* ..... 208
V.F. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES : PROBABILITE D'OCCURRENCE D'UNE INSTABILITE DONNEE DANS UN DELAI DONNE ..... 209

**CONCLUSIONS GENERALES** ..... **211**

**BIBLIOGRAPHIE** ..... **215**

ANNEXES

**ANNEXE 1. RUPTURES CIRCULAIRE** ..... **1-1**
1.A. ABAQUES DE HOEK ET BRAY POUR LES RUPTURES CIRCULAIRES (HOEK ET BRAY, 1981) ..... 1-1
1.B. CORRELATIONS ENTRE LE CRITERE EMPIRIQUE DE HOEK ET BROWN ET LES CLASSIFICATIONS DE MASSIFS ROCHEUX ..... 1-5

**ANNEXE 2. CARACTERISATION A L'AIDE DE LA FICHE LIRIGM DE DEUX INSTABILITES PAR DEUX GEOLOGUES INDEPENDANTS** ..... **2-1**

**ANNEXE 3. CARACTERISATION DES INSTABILITES DU SITE DE BUISSON** ..... **3-1**

**ANNEXE 4. INVENTAIRES D'EBOULEMENTS ROCHEUX UTILISES POUR LES ETUDES STATISTIQUES** ..... **4-1**
4.A. INVENTAIRE DU Y GRENOBLOIS (D'APRES RTM, 1996) ..... 4-1
4.B. INVENTAIRE DE DONNEES MONDIAL ..... 4-4

# Introduction générale

Les dernières décennies ont connu un fort accroissement de l'intérêt international pour les mouvements de terrain, et ce pour deux raisons.
Tout d'abord, le monde a pris conscience du poids socio-économique de ces phénomènes naturels. Au niveau mondial, 5% des morts dues à des phénomènes naturels ont été attribuées à des mouvements de terrain durant la période 1967-1991 (d'après Aleotti et Chowdhury, 1999). Cette proportion augmente fortement dans nos régions alpines en raison des conditions géologiques et morphologiques (illustré au paragraphe suivant sur l'Isère).
D'autre part, la pression de l'urbanisation sur l'environnement s'est largement accrue. En région montagneuse, les zones densément peuplées reflètent l'orographie et l'orientation (fonds de vallées ou versants les moins escarpés et le mieux orientés). Les activités anthropiques entrent donc de plus en plus souvent en conflit avec les processus d'évolution de versants.

En mai 1984, la France s'est engagée dans l'élaboration de documents d'affichage du risque, avec les Plans d'Evaluation des Risques. L'évolution des concepts, en application de la loi 82-600 relative à l'indemnisation des victimes de catastrophes naturelles, a aboutit en 1995 à la mise en place des Plans de Prévention des Risques ou PPR (Besson, 1996).
En ce qui concerne les risques d'éboulement rocheux, les services opérationnels responsables de l'élaboration de ces PPR précisent (Dussauge, 1998) que les zones situées au pied de falaises de grande hauteur sont quasiment sans distinction classées rouges (non constructibles). Or, les éboulements, qui sont des événements peu fréquents (surtout pour les plus gros, par rapport aux avalanches ou aux laves torrentielles), marquent assez peu la mémoire locale. De plus, sauf événement de grande ampleur, les dégâts causés sont le plus souvent ponctuels. Les risques sont donc difficiles à faire accepter comme tels. Mais, en parallèle, la société actuelle devient de moins en moins tolérante face au risque. Les responsables politiques sont directement mis en cause. Les services opérationnels encouragent donc le développement de méthodes d'estimation du risque qui puissent mieux discriminer les risques réels. Vis à vis de l'opinion publique comme des spécialistes, les études doivent être transparentes et doivent pouvoir être justifiées point par point (Ho et al., 2000).

## Contexte : les éboulements et chutes de blocs en France et en Isère

En France, les départements les plus touchés par les risques naturels (glissements de terrains, éboulements et chutes de pierres, avalanches, débordements torrentiels, inondations, séismes) sont majoritairement les départements de montagne – Alpes et Pyrénées. Dans ces départements existent depuis plus d'un siècle des services de Restauration des Terrains de Montagne, qui gèrent entre autres ces problèmes. Pour le R.T.M., les phénomènes naturels qui ont le plus fréquemment des conséquences sur les collectivités sont les débordements torrentiels (crues, laves torrentielles) et les avalanches de neige. Les instabilités rocheuses (éboulements et chutes de pierres) représentent annuellement environ 30% des mouvements de terrains survenus, et jusqu'à 50% en 1998. Les travaux réalisés contre ce type de risque

occupent une part de plus en plus importante des budgets consacrés aux risques naturels : de quelques pour cent il y a quinze ans, elle représente actuellement environ 10 à 15% du budget total (tableau1).

| Année | 1998 | 1997 | 1996 | 1995 | 1994 | 1993 | 1992 | 1991 | 1990 | 1989 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Budget total (Millions de francs) | 86.5 | 99.7 | 83.7 | 123 | 129 | 113 | 127 | 134 | 107 | 102 |
| **% Chutes de pierres** | **17** | **11** | **12** | **9** | **10** | **8** | **8** | **5** | **7** | **7** |
| % Glissements / érosion superficielle | 17 | 0 | 0 | 20 | 14 | 16 | 14 | 10 | 15 | 15 |
| % Avalanches | 9 | 10 | 11 | 6 | 11 | 11 | 19 | 28 | 20 | 17 |
| % Correction torrentielle | 55 | 57 | 52 | 63 | 62 | 62 | 57 | 56 | 57 | 59 |
| | | | | | | | | | | |
| **% du budget national risque affecté en Isère** | **28** | **25** | **27** | **30** | **35** | **31** | **30** | **25** | **30** | **26** |
| | | | | | | | | | | |
| Travaux neufs réalisés dans l'année en France, en domanial et hors domanial, toutes sources de financements confondues | | | | | | | | | | |

*Tableau 1. Travaux réalisés dans l'année par le R.T.M. dans les 11départements de montagne français (neuf et entretien, gestion patrimoniale et travaux des communes). Source = rapports d'activités annuels du R.T.M, O.N.F. (Ministère de l'Agriculture et de la Pêche), archives Délégation Nationale.*

Dans ce tableau général le département de l'Isère, avec sa topographie accidentée et son urbanisation croissante, est particulièrement concerné. Les travaux de prévention et de protection y représentent une dépense annuelle particulièrement importante : 20 % du budget national des travaux R.T.M. sont attribués à ce seul département. Sur ces sommes, dédiées aux collectivités et à la gestion patrimoniale, la part des travaux concernant les problèmes d'éboulements et chutes de blocs reste faible (5 à 10 % du budget affecté aux mouvements de terrain), la majorité des fonds étant affectée aux débordements torrentiels. Par contre au niveau du réseau routier, la Direction Départementale de l'Equipement engage plus de 55% de son budget « risque naturel » pour le traitement des éboulements et chutes de blocs. Une opération sur deux réalisées en 1999 et 2000 pour la protection des routes iséroises est liée au risque rocheux.
Sur l'ensemble de l'arc alpin, les phénomènes d'éboulements représentent près de 30% des mouvements de terrain (Interreg II.C, 2001).

## Quelques définitions

Les différents types de mouvements de terrain sont en général classés en fonction du mode de déplacement et du type de matériaux impliqués (UNESCO, 1990 ; Cruden et Varnes, 1996). On distingue par exemple dans la terminologie française (CFGI, 2000) :

- les mouvements liés à la présence de vides souterrains (karsts, anciennes galeries…) : ce sont les affaissements ou effondrements ;
- les mouvements liés à la présence d'une pente (terme anglophone générique de landslides). Ces derniers comprennent :
  - les glissements de terrain, terme général utilisé pour les mouvements de sol meuble ; les matériaux se déplacent principalement par glissement, avec des vitesses assez lentes (quelques centimètres par jour à quelques mètres par heure) ;
  - les écoulements : les coulées boueuses et laves torrentielles sont caractérisé par un transport de type fluide de matériaux saturés ;





  - les mouvements gravitaires profonds, aux mécanismes souvent complexes, qui peuvent acquérir des dimensions pluri-hectométrique et affecter l'ensemble d'un versant (type Séchilienne ou la Clapière (Interreg I, 1998).
  - les phénomènes de fauchage : liés à l'existence dans le versant d'une anisotropie mécanique marquée, ils peuvent se développer en mouvement profond aussi bien qu'en glissement rotationnel ou en chute de blocs ;
  - les éboulements et chutes de blocs (voir ci-dessous).

Par rapport aux autres mouvements de terrain, les phénomènes de chutes de blocs et éboulements se distinguent par les caractéristiques suivantes :

1) Ils trouvent leur origine sur des versants de roche plutôt massives, donc à fortes pentes (souvent 50-60°, allant jusqu'aux falaises subverticales). Les éléments à risque (population, bâtiments, activités économiques) sont le plus souvent situés bien en contrebas de ces zones sources, sur des pentes plus douces ou en fond de vallée. Ces considérations obligent à distinguer les deux phases des phénomènes :
   - la rupture, c'est à dire le détachement d'une masse rocheuse de l'ensemble du versant : les mécanismes de rupture peuvent être variés, comme détaillé au chapitre III ; l'analyse de la rupture est l'objet essentiel de ce travail ;
   - la propagation, c'est à dire le mouvement et la trajectoire des éléments constitutifs de la masse rocheuse détachée, jusqu'à leur arrêt. Les phénomènes de propagation ont été largement étudiés et de nombreux logiciels de calculs ont été développés. Ils ne sont pas abordés dans ce travail. On pourra consulter à ce sujet la bibliographie succincte réalisée par Cancelli et Crosta (1993) pour les trajectoires de blocs isolés. Le projet Interreg II.C (2001) a été l'occasion de confronter plusieurs logiciels. I. Rochet (2000) propose une synthèse des travaux concernant les propagations en masse.

2) La manifestation du phénomène est extrêmement rapide (plusieurs m/s), ce qui a deux conséquences principales :
   - les possibilités d'évacuation des personnes et des biens sont très limitées ;
   - les impacts des masses rocheuses sont très énergétiques, la capacité de destruction est donc importante. Le coût socio-économique de ces phénomènes est donc fort : destruction de bâtiments, de réseaux de communications (d'où interruption du transport, isolement des vallées en montagne…).

3) Les termes « éboulements – chutes de blocs » couvrent une large gamme de volume. La littérature n'est toujours pas très homogène quant à la terminologie adoptée. Dans le cadre de ce travail, nous retiendrons les définitions suivantes, qui ont fait l'objet d'un consensus lors du travail réalisé avec les collègues suisses et italiens (Interreg II.C, 2001) :
   - les chutes de pierres ou de blocs : il s'agit du détachement, à partir d'un versant rocheux, d'éléments isolés (pierres, blocs, gros blocs) qui tombent en chute libre, roulent et rebondissent sans interaction entre eux ; le volume total éboulé peut aller de quelques mètres cubes à quelques dizaines de milliers de mètres cubes ; ces événements correspondent au terme anglo-saxon de rockfall ;

- les éboulements en masse (ou en grande masse) : la propagation de la masse rocheuse se fait avec une forte interaction des éléments entre eux ; le volume total peut atteindre plusieurs centaines de milliers à plusieurs millions de mètres cubes ; on a longtemps utilisé le terme d'écroulement, qui persiste encore par habitude ; le terme d'éboulement catastrophique se rencontre également. Les Anglo-saxons parlent de rockavalanche. D'occurrence exceptionnelle, ces phénomènes sont capables de détruire des villages entiers (voir cas du Granier, paragraphe I.C).

Ces différents termes décrivent en fait la manifestation du phénomène, à partir du moment où la rupture se produit.
Tant que la masse rocheuse est encore en place dans le versant, mais proche de sa limite d'équilibre, on parlera d'instabilité potentielle, ou encore d'instabilité rocheuse.

Les chutes de blocs de faibles volumes peuvent avoir de grandes conséquences en terme de risque car elles sont fréquentes et peuvent être très dommageables (une pierre de quelques dizaines de $cm^3$ peut être meurtrière si elle touche directement une personne après quelques dizaines de mètres de chute). Toutefois, ce type de phénomène ne fait pas véritablement l'objet de ce travail. En effet, les services opérationnels (services des routes notamment) traitent assez couramment ce genre de problème par des mesures de protection, actives (grillage, grillage plaqué, ancrage…) ou passives (filet pare-blocs).

Il est par contre d'autant plus difficile de se protéger contre un éboulement que son volume potentiel est important. Les merlons, seule parade qui puisse être efficace, sont des ouvrages coûteux et contraignants (emprise au sol importante) qui ne sont mis en œuvre que si la probabilité de rupture de la masse rocheuse est jugée forte. Il est donc important de pouvoir afficher de manière précise le risque dans ce cas : soit pour décider des priorités dans la construction d'ouvrages de protection si les zones exposées sont déjà construites, soit dans le cas inverse (ou si aucune protection n'est possible) pour guider dans leurs choix les responsables de l'aménagement du territoire.

L'ensemble du travail qui suit s'intéresse essentiellement aux éboulements dont la période de retour de l'ordre de la vie humaine. Les éboulements en grande masse, plus rares mais qui peuvent causer des dégâts de grande ampleur, préoccupent également les gestionnaires de l'aménagement du territoire et ne sont donc pas exclus de notre étude.
Par la suite, nous emploierons uniquement le terme générique d'éboulement, sans distinction particulière de volume.

## La problématique du risque

Selon les régions et les services, la signification accordée aux différents termes utilisés varie. Le groupe de travail « falaise » a proposé une terminologie commune (Interreg IIC, 2001), mais il nous parait également important d'y ajouter les sens d'usage courant utilisés par la communauté française des risques naturels.

Du fait de leur caractère aléatoire, les phénomènes naturels sont désignés en France par le terme **aléa**. Dans le cas des éboulements, cette notion concerne l'instabilité potentielle elle-même : sa localisation, son volume, son état de stabilité actuel et ses possibilités d'évolution future. Pour une évaluation complète de l'aléa, il faut définir sa **probabilité de rupture**, c'est à dire la probabilité que l'instabilité potentielle identifiée arrive à la rupture (dépassement de la limite d'équilibre) dans un délai donné. Cette probabilité doit idéalement être quantifiée ; elle est pourtant souvent qualitative (voir





chapitre I). Les spécialistes suisses parlent à ce niveau de « *dangerosité* ». On parle d'**occurrence** d'un éboulement pour désigner le fait qu'il se réalise, c'est à dire que l'instabilité potentielle arrive à la rupture et donne lieu à un éboulement.

Le terme de **danger** (« danger » en anglais) désigne dans la littérature internationale l'intensité du phénomène. Son estimation est basée sur l'énergie que peuvent atteindre les blocs dans leur chute (vitesse, hauteur de vol…). Cette notion est liée au mode de propagation, c'est à dire à la façon dont les éléments rocheux vont se déplacer depuis leur point de départ jusqu'à leur point d'arrêt. La probabilité d'atteinte est définie comme la probabilité de réalisation, en un lieu donné et au cours d'une période donnée, d'un dommage (impacts de blocs d'une certaine intensité). C'est la notion de « *hazard* » anglophone, parfois aussi désignée comme aléa.

La notion de **vulnérabilité** est utilisée pour quantifier les dommages que pourrait causer aux biens et aux personnes un phénomène dangereux : la vulnérabilité d'une zone résidentielle ou d'une route à fort trafic est beaucoup plus forte que celle d'une parcelle agricole. On la définit en pourcentage de dommage par rapport à la valeur totale.

Si les éléments rocheux sont susceptibles de rencontrer sur leur trajectoire des éléments vulnérables (personne, bâtiment, activité anthropique), on parle alors de **risque**.

Le présent travail s'attache uniquement à l'évaluation de l'**aléa**, indépendamment de la vulnérabilité des zones exposées. Pour être complète, une telle évaluation doit définir la localisation des instabilités potentielles, leur caractérisation en terme de stabilité actuelle et leur probabilité de rupture. La seule notion d'intensité prise en compte dans ce travail est relative au volume potentiellement instable. C'est ce sens qu'il faudra comprendre lorsque nous emploierons le terme de danger.

## Présentation du travail

Il existe actuellement quelques méthodes qui proposent une évaluation du risque lié aux éboulements, mais celles-ci tiennent davantage compte de la vulnérabilité que de la probabilité d'occurrence des phénomènes (toutes les zones sources sont considérées comme identiques quant à leur possibilité de produire des éboulements). Cette tendance s'explique par le fait que les phénomènes de rupture sont complexes et les conditions qui mènent à la rupture mal connues.
L'objectif de ce travail est d'améliorer les méthodes d'évaluation du risque en cernant mieux les instabilités potentielles elles-mêmes et leur probabilité de rupture. Nous nous intéressons donc uniquement aux zones de départ des éboulements, sans considérer leur propagation ni le risque qu'ils engendrent.

Dans un premier chapitre, nous dressons un état des méthodes existantes pour l'étude des pentes rocheuses. Ce bilan met en évidence l'inadéquation de la plupart d'entre elles à détecter et hiérarchiser des instabilités potentielles sur un vaste territoire. La lacune la plus importante concerne probablement la quantification de l'évolution dans le temps et, au final, de la probabilité de rupture d'une instabilité donnée dans un délai donné.
Nous présentons ensuite le « Y grenoblois », secteur d'étude à partir duquel la réflexion méthodologique a été menée. Sa situation géographique, sa morphologie particulière, limitent les possibilités d'application de certaines méthodes d'étude existantes, ce qui implique le développement de méthodes particulières ; son historique en terme d'éboulements rocheux explique l'acuité du problème posé par ce type de risque naturel et le besoin d'y faire face.

A partir de ce panorama, qui met en lumière les spécificités du problème posé, nous proposons quatre développements méthodologiques.

Le premier point concerne la détection, sur un vaste territoire (120 km de falaises par exemple dans le cas du Y grenoblois) des zones les plus susceptibles de produire des éboulements. Le chapitre II propose pour cela une méthode basée sur la recherche de facteurs de prédisposition, facteurs intrinsèques au massif qui influencent la localisation de zones de départ d'éboulements. La superposition cartographique de ces facteurs, réalisée à l'aide d'un système d'information géographique, doit permettre le calcul, en tout point des falaises, d'un indice de susceptibilité, lequel quantifie la prédisposition de chaque portion de falaise à devenir le siège d'éboulements. Les premiers résultats sont présentés sur une petite partie du secteur d'étude.
Cette analyse préliminaire, à petite échelle (grandes dimensions), a pour objectif de cibler les études de terrain, qu'il n'est pas possible de réaliser de façon détaillée sur un territoire trop vaste.

Une fois les instabilités potentielles repérées, il faut les étudier du point de vue de leur stabilité actuelle et de leur possibilité d'évolution dans le temps. Le but est de pouvoir hiérarchiser leur niveau de danger, avec un objectif triple : d'une part définir des priorités d'aménagement si des protections sont nécessaires en contrebas, d'autre part obtenir une quantification du danger qui puisse servir à la fois à calculer une probabilité de rupture et à comparer avec d'autres dangers naturels (laves torrentielles, avalanches en terrain de montagne…).

Le chapitre III propose une fiche de caractérisation dont le principe est de décrire les instabilités potentielles de manière exhaustive, objective et quantifiée. Pour cela nous détaillons d'abord les principaux mécanismes d'instabilité possibles, puis tous les facteurs qui interviennent dans l'état de stabilité (actuel et futur) d'une masse rocheuse. La fiche est ensuite présentée, illustrée par quelques exemples d'application et confrontée à deux autres méthodes d'évaluation du danger.

Pour caractériser des instabilités potentielles reconnues, un des facteurs d'importance est la continuité du découpage de la masse rocheuse. Or, si les discontinuités sont visibles en surface, leur prolongement en profondeur est très difficile à appréhender.
Pour tenter de lever cette incertitude qui pèse souvent sur l'évaluation du danger, nous faisons appel, dans le chapitre IV, aux méthodes géophysiques. Une étude bibliographique sur les méthodes de prospection montre que, bien qu'elles aient été peu appliquées en milieux rocheux (surtout dans le cas des falaises subverticales), certaines méthodes sont susceptibles de fournir des informations précises sur la fracturation. Nous présentons en détail les résultats obtenus sur un site d'essai avec les méthodes de tomographie sismique, de radar de surface et d'électromagnétique. L'interprétation fine des données, ébauchée dans ce travail, amène à une caractérisation plus complète des masses rocheuses.

Enfin, en parallèle avec les trois étapes précédentes, il faut répondre à la question temporelle de l'occurrence des éboulements. L'analyse déterministe n'étant possible que dans de trop rares cas particuliers, nous proposons dans le chapitre V une approche probabiliste, basée sur l'étude de données historiques. De telles approches sont déjà utilisées dans d'autres domaines des risques naturels (séismes, crues…). Trois séries de données sont traitées, correspondant aux sites du Y grenoblois, de la vallée du Yosemite et des gorges de l'Arly. A partir des distributions de volume des éboulements passés, nous





montrons dans quelle mesure il est possible d'estimer des probabilités d'occurrence d'événements de volume donné sur la zone d'étude. Les potentialités et les limites de cette approche sont discutées.

# CHAPITRE I. Les méthodes d'étude des instabilités rocheuses : état de l'art et problématique sur la région grenobloise

## I.A. Etat de l'art

Les méthodes d'étude des instabilités rocheuses ont initialement été développées pour répondre à des problèmes spécifiques d'ingénierie. Il s'agit le plus souvent de dimensionner des pentes futures pour éviter tout risque d'instabilité ( ouverture de carrières à ciel ouvert, percement d'ouvrages souterrains, terrassement de talus routiers ... ).

Si les instabilités naturelles, c'est à dire non déclenchées par l'intervention directe de l'homme, ont été décrites depuis longtemps (par exemple dans l'ouvrage collectif édité par Voight, 1979), c'est plus récemment que les techniciens ont cherché à formaliser des méthodes d'étude et de prévision . Certaines des méthodes mises au point précédemment ont été réutilisées, plus ou moins adaptées, mais il a été nécessaire de développer des approches nouvelles correspondant à des contraintes particulières.

### Rôle des discontinuités

Lors des essais réalisés en laboratoire sur des échantillons de roche intacte, les caractéristiques mécaniques obtenues sont, pour la plupart des roches dites résistantes (calcaires, granite, gneiss, basaltes) de l'ordre de 35-45° pour l'angle de frottement (valeurs caractéristiques pour de faibles contraintes de confinement, ce qui correspond à l'état de contrainte à proximité d'un front de falaise), quelques dizaines de MPa pour la cohésion et des valeurs aussi fortes que 50-200 MPa pour la résistance en compression simple (par exemple Hoek et Brown, 1980). Compte tenu de ces caractéristiques, une pente rocheuse homogène pourrait se développer sur plus de 1000 m de hauteur avec un front vertical sans risque de rupture. Les ruptures de la matrice rocheuse elle-même sont donc très rares (sauf dans le cas de roches tendres telles que marnes ou schistes). Par conséquent l'origine des éboulements rocheux est liée, le plus souvent, à des « défauts » de la matrice rocheuse, à savoir les discontinuités qui découpent un massif.

De ce fait, la majorité de la littérature concernant la stabilité des pentes rocheuses accorde une importance particulière à la description des discontinuités. Nous ne rentrerons pas ici dans les détails de l'étude structurale (description détaillée des discontinuités d'un site), qui sont par exemple largement développés dans les ouvrages de Hoek et Bray (1981) ou Priest (1993). Les lignes qui suivent ont essentiellement pour objectif de préciser des termes ou des notions qui seront utilisés par la suite.

Il existe dans les massifs rocheux différents types de discontinuités (aussi appelées joints ou fractures), fonction de leur mode de formation :

- les joints de stratification séparent les strates des roches sédimentaires ; résultant de la formation des roches, ils ont toujours une grande extension ;
- les joints de schistosité caractérisent principalement certaines roches métamorphiques. De grande densité et souvent très persistants, ils découpent la roche en feuillets;
- les diaclases, sont des discontinuités sans déplacement relatif des épontes ; présentes dans tous les types de roche, elles favorisent un débit en blocs du massif ;
- les failles sont des fractures avec déplacement relatif des épontes ; d'extension généralement importante, elles sont liées à des accidents géologiques.

Ces différentes discontinuités sont caractérisées par :

- leur orientation, définie par leur azimut (direction d'une horizontale du plan par rapport au nord) et leur pendage (inclinaison par rapport à l'horizontale). Parmi les différentes notations possibles, nous utilisons la convention suivante : orientation ($0 \leq a \leq 180°$) / pendage ($0 \leq b \leq 90°$) et sens du pendage (plongement vers le nord, l'est, le sud, l'ouest) ;
- leur continuité (extension ou encore persistance) ;
- leur ouverture (distance entre les deux épontes) ;
- leur remplissage éventuel ;
- la morphologie des épontes (rugosité, ondulation) et leur état d'altération ;
- les éventuelles circulations d'eau (traces d'humidité, ruissellement…).

Le plus souvent, les discontinuités d'un massif peuvent être regroupées en familles de plans plus ou moins parallèles, de caractéristiques communes. On définit alors l'espacement, distance entre les plans successifs d'une même famille.

Les caractéristiques géométriques (persistance, espacement) définissent le découpage en blocs du massif. Les caractéristiques morphologiques (pendage, ondulation, rugosité, ouverture, remplissage) influencent à la fois les circulations d'eau dans le massif et les mécanismes possibles de rupture.

Toutes ces caractéristiques sont obtenues à partir d'observations géologiques. Deux techniques principales sont utilisées pour faire des relevés systématiques (voir par exemple Priest, 1993, Jaboyedoff et al, 1996) :

- la « scan-line » (appelée aussi en français « levé à la ficelle ») : les discontinuités sont relevées le long d'une ligne de mesure (les espacements doivent alors être corrigés de l'angle entre l'orientation de la famille et la scan-line) ;
- la fenêtre d'observation : les discontinuités sont relevées à l'intérieur d'une surface rectangulaire : l'espacement est mesuré orthogonalement à la famille, la persistance est évaluée à partir du nombre de traces de discontinuités entièrement incluses dans la fenêtre.

L'analyse structurale est la base de la plupart des méthodes décrites par la suite.





### *I.A.1. Méthodes de dimensionnement*

#### I.A.1.1. L'approche empirique par classification

A partir de l'expérience des ingénieurs sur un grand nombre de pentes stables et instables, des classifications des massifs rocheux ont vu le jour dans les années 70.

Le "Rock Mass Rating System" (RMR) permet de classifier les masses rocheuses d'un point de vue géomécanique (Bieniawski, 1976, 1993) par une valeur numérique allant de 100 à 0. Cette méthode, développée plus spécialement dans le cadre des travaux souterrains, est toujours à la base de nombreuses évaluations de la qualité des roches. Elle requiert l'évaluation de 6 paramètres: (1) La résistance de la matrice rocheuse, (2) le RQD (fragmentation de la roche), (3) l'espacement des discontinuités, (4) la description des deux faces des discontinuités, (5) les conditions hydrauliques, (6) orientation des discontinuités. A partir des valeurs affectées à ces paramètres est calculée une note (le RMR) qui caractérise le massif.

Le "Slope Mass Rating" (SMR) est une adaptation du RMR à la caractérisation des versants reprofilés (talus routiers en particulier). Romana (1988) additionne deux paramètres quantifiables à la valeur du RMR : la géométrie des joints (azimut et pendage des joints par rapport à la pente topographique), qui prend donc un poids plus important que dans le RMR, et la méthode de reprofilage (à la pelle, à l'explosif…). Cette méthode s'applique assez facilement à la caractérisation de la stabilité des pentes, (Ronzani et al., 1999) mais n'a pas véritablement été appliquée sur des pentes naturelles (Tsiambaos et Telli, 1992).

Ces approches empiriques constituent souvent la base de l'étude géomécanique d'une pente à dimensionner.

#### I.A.1.2. L'approche analytique

Depuis longtemps déjà les auteurs de mécanique des roches se sont intéressés aux calculs de stabilité d'une pente rocheuse (Terzaghi 1962).
Plusieurs méthodes ont été développées, qui répondent à des configurations différentes.

Méthode vectorielle, théorie des blocs

Lorsqu'un versant rocheux est découpé en blocs par plusieurs familles de discontinuités, il n'est pas toujours évident a priori de définir les mécanismes de rupture qui vont se produire.
Goodman et Shi (1985) ont développé une « théorie des blocs » qui permet de définir les blocs dont le mouvement est cinématiquement possible, ainsi que leur mode d'instabilité. Il s'agit d'une méthode vectorielle, basée sur la notion de « pyramides de joints » établies sur un stéréogramme. Essentiellement utilisée pour les travaux d'excavation souterraine, cette méthode peut également s'appliquer aux pentes naturelles, notamment pour déterminer si les blocs rocheux découpés sont susceptibles de glissement plan ou glissement dièdre. Le cas d'étude de Rocheplaine, traité au chapitre II (paragraphe II.B.1) fait appel à cette méthode.
Une fois les mécanismes cinématiquement possibles détectés, la méthode suivante peut s'appliquer.

Méthode des équilibres limites :

Le principe de cette approche est de recenser les forces s'appliquant sur une masse rocheuse donnée :

- d'une part les forces motrices : ce sont principalement le poids, les forces hydrauliques, les sollicitations dynamiques (séismes, vibrations d'origine anthropique…),
- d'autre part les forces qui s'opposent au mouvement, ou forces résistantes : elles dépendent de la résistance des discontinuités (au cisaillement ou à la traction), ou de la matrice rocheuse elle-même (critère de rupture).

Un facteur de sécurité F est alors calculé, égal à la somme des forces résistantes sur la somme de forces motrices. Selon les besoins, F peut aussi s'écrire plutôt en contraintes ou en moments.
Si F> 1, la masse est stable ; Si F < 1, la masse est instable : il y a chute.

Cette méthode nécessite la définition d'un modèle géométrique de la masse rocheuse étudiée et d'un modèle mécanique pour la rupture. Cela implique le plus souvent une nécessaire simplification de la situation réelle, indispensable pour mener un calcul analytique, ou l'introduction d'une approche probabiliste (paragraphe A.1.4).
Hoek et Bray (1981) en particulier ont déterminé des formules de facteurs de sécurité pour des cas plus ou moins complexes de glissements plans et glissements dièdres. Ces formules sont utilisées dans le Chapitre III (paragraphe III.B.2.1)

### I.A.1.3. Méthodes numériques

Les méthodes d'équilibre limite ne sont plus applicables lorsque les mécanismes de rupture mettent en jeu un grand nombre de blocs ou lorsque les blocs subissent de grands déplacements ou de grandes rotations. Pour répondre à ces cas de figure, Cundall a mis au point une méthode numérique « d'éléments distincts » ou Distinct Element Methods (Cundall et Hart 1985).

Cette méthode permet de simuler des ensembles de blocs, rigides ou déformables, dont la géométrie est définie par l'orientation, l'espacement et la persistance des joints dans la masse rocheuse. Les joints sont affectés de lois contraintes-déplacements qui conditionnent le mouvement relatif d'un bloc par rapport à l'autre. Le mouvement d'un bloc est répercuté sur l'équilibre des blocs voisins. Un résumé du principe de la méthode et de la séquence de calcul est disponible dans l'ouvrage de Giani (1992). Cette méthode permet d'interpréter des mécanismes de rupture sur des cas particuliers qui peuvent mettre en jeu des mouvements complexes. Toutefois elle demande un investissement important (en recueil de données et en temps de modélisation) et doit être justifiée par les enjeux exposés à l'instabilité (exemple du mouvement de versant de Séchilienne (Vengeon, 1998) ou de La Clapière (Merrien-Soukatchoff et al., 2001).

Toutes ces approches jouent un rôle important dans la compréhension des phénomènes d'instabilités rocheuses. Toutefois elles nécessitent une bonne connaissance des paramètres à intégrer dans le calcul. Or, le milieu étudié est un milieu naturel – par opposition à des milieux dont l'homme maîtrise la constitution – et il n'est pratiquement pas possible de définir entièrement ses caractéristiques. En effet les moyens d'investigations sont ponctuels alors que la variabilité des paramètres est importante (que ce soit les caractéristiques des discontinuités ou celles de la matrice rocheuse, ou encore la répartition des pressions d'eau). De fortes incertitudes pèsent ainsi sur les données.





### I.A.1.4. Prise en compte de l'incertitude sur les paramètres

Les incertitudes qui entachent les données nécessaires aux calculs de stabilité se répercutent sur le facteur de sécurité. Différentes méthodes probabilistes ont été développées, qui considèrent ce facteur F comme une variable aléatoire, une variable conditionnée (théorie de Bayes (décrite dans l'ouvrage de Giani, 1992) ou encore une variable floue : la théorie des ensembles flous, développée par Zadeh (1965), a été appliquée à la mécanique des roches par Sakurai et Shimizu (1987).

L'approche la plus courante est probablement celle qui consiste à considérer les données d'entrées comme des variables aléatoires, représentées par leur fonction de densité de probabilité. Le coefficient de sécurité devient alors lui-même une variable aléatoire, dont la fonction densité de probabilité est obtenue grâce à un grand nombre de calculs avec tirage au sort des variables d'entrée. Plusieurs méthodes, qui diffèrent par leur détail d'application sont couramment utilisées : les méthodes de la « marge de sécurité », de Monte Carlo ou de Rosenblueth sont détaillées avec des exemples d'application par Einstein et Baecher (1983). La fonction de densité de probabilité de F obtenue permet de calculer une probabilité de rupture, c'est à dire la probabilité que F soit inférieur à 1.

Méthode probabiliste du Polytecnico Turin

Le principe de la méthode probabiliste avec ponts rocheux développée par Scavia et al. (2001) est de calculer la probabilité de rupture d'une pente rocheuse dont les caractéristiques structurales et géomécaniques sont décrites de façon statistique à partir des données du site. Cette méthode peut s'utiliser aussi bien pour des études de dimensionnement que pour des études d'évaluation des risques naturels (paragraphe ci-après I.A.2).

Le seul mécanisme modélisé est celui du glissement sur une surface composée de deux familles de discontinuités, en deux dimensions. Une importance particulière est accordée à la quantification de la proportion des ponts rocheux, c'est à dire la quantité de matrice rocheuse qui n'est pas traversée par des discontinuités. Même si leur proportion est faible, les ponts rocheux contribuent fortement à la stabilité d'un massif. L'objectif n'est pas la description d'une instabilité localisée particulière, mais la modélisation des configurations qui peuvent mener à la rupture. La méthode génère une surface potentielle de rupture à partir des données structurales du site. Elle permet une étude paramétrique des caractéristiques mécaniques c (cohésion) et T (résistance en traction des ponts rocheux), et de la hauteur de pente H. Le résultat est donné sous 2 formes : un coefficient de sécurité moyen et une probabilité de rupture (pourcentage de facteurs de sécurité calculés inférieur à 1) pour chaque triplet (c, T, H).

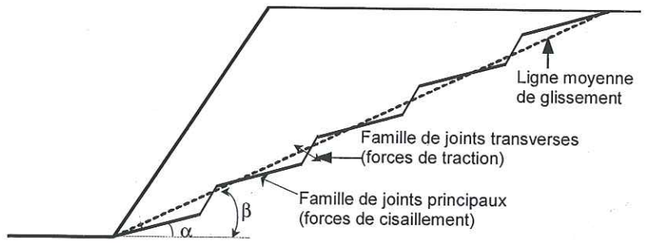



*Figure I-1Méthode Polytecnico Turin: surface de rupture 2D prise en compte dans le calcul probabiliste du facteur de sécurité*

Rappelons que la littérature propose comme probabilité de rupture acceptable une valeur de 0.1%, sur la base de la fréquence réelle de rupture des barrages en terre.

Toutefois, bien qu'elles veuillent traiter de l'incertitude des paramètres, toutes ces méthodes nécessitent une bonne connaissance de la répartition statistique des paramètres en question (fonction de densité de probabilité, fonction d'appartenance à un ensemble). Il est important de noter que le choix d'une méthode statistique ou probabiliste dépend de la qualité et de la quantité des données. Le problème de l'obtention de ces données, difficile sur les terrains naturels (par opposition aux fronts de carrière, talus routiers ou ouvrage souterrain), reste donc entier.

D'autre part, l'ensemble de ces méthodes ne peut s'appliquer que sur un volume restreint, à la géométrie convenablement estimée: plan de glissement, dièdre ou ensemble de blocs connus a priori. Celles ci intéressent donc plutôt des études de type ingénierie (excavation de talus ou souterraine, carrière..) ; elles répondent davantage à la question "Ce talus, cette portion de galerie seront-ils stables après excavation?" qu'à notre interrogation "Où sont dans cette falaise les instabilités potentielles, dans un laps de temps donné?"

### *I.A.2. Méthodes d'évaluation des risques naturels d'instabilités rocheuses*

Les études d'évaluation des risques liés aux pentes rocheuses naturelles peuvent être de plusieurs types (CFGI , 2000 ; Interreg IIC, 2001) :

- les études spécifiques concernent des aménagements précis (bâtiment, route...) ; elles ont généralement pour objectif de définir les travaux nécessaires à leur mise en sécurité ; elles sont donc nécessairement détaillées, et peuvent utiliser des méthodes décrites dans le paragraphe précédent ;
- les études de site actif (indices de mouvement observés) doivent définir à court terme les mesures à mettre en œuvre pour limiter ou éliminer le risque à venir ; comme il s'agit d'une instabilité déjà localisée, un système d'instrumentation est souvent mis en place pour suivre l'évolution du mouvement ;
- les études de type cartographique ont pour objectif d'afficher l'aléa ou le risque ; elles portent en général sur une zone vaste (plusieurs kilomètres de linéaire, ou plusieurs $km^2$) ; les moyens alloués et l'étendue du secteur à étudier ne permettent pas le plus souvent de pratiquer des essais mécaniques pour obtenir les caractéristiques du massif (c et $\phi$), ni de quantifier les pressions interstitielles mobilisables. Les méthodes précédentes sont donc rarement applicables.

C'est à ce dernier type d'étude que nous nous intéressons particulièrement.

Dans l'arc alpin, les pratiques dans ce domaine varient d'un pays à l'autre. Jusque dans les années 90, les études sont très liées aux spécialistes qui les appliquent. Récemment, des méthodes d'études plus formelles ont été développées, localement, pour répondre à des questions propres à chaque région concernée. De façon générale, les études cartographiques sont divisées en plusieurs phases :

1. la définition de secteurs d'étude homogènes du point de vue des caractéristiques géologiques, morphologiques, géomécaniques ;





2. la détection des instabilités potentielles, ponctuelles (masse rocheuse individualisée) ou diffuses (portion de pente d'où de nombreux blocs peuvent partir, sans qu'il soit clairement possible de les individualiser) ;
3. l'évaluation de la probabilité de rupture (pour une instabilité ponctuelle) ou du nombre de blocs susceptibles de se détacher dans un délai donné (pour une instabilité diffuse) ;
4. l'analyse de la propagation ;
5. l'évaluation des probabilités d'atteinte et du risque.

Les méthodes d'évaluation de l'aléa se limitent aux phases 1, 2 et 3 ; les méthodes d'évaluation du risque poursuivent jusqu'à la phase 5.

Le détail de quatre des cinq méthodes décrites ci-dessous (CETE, Matterock, RES, RHAP) est disponible dans l'ouvrage du « groupe falaise » (Interreg IIC, 2001), réuni depuis 1998 pour confronter les pratiques en France, en Suisse et en Italie. Nous nous attacherons donc surtout à faire ressortir les spécificités de chaque méthode et à montrer pourquoi elles ne sont pas directement applicables à la question qui nous intéresse.

Méthode CETE

Le groupe Mécanique des Roches du Centre Technique de l'Equipement (CETE de Lyon) pratique en France depuis plus de 20 ans des études d'évaluation de l'aléa, aussi bien spécifiques que cartographiques. La méthodologie proposée, actuellement en cours de formalisation (Guide L.C.P.C, non encore disponible), est le résultat de cette expérience accumulée.

La première phase est une reconnaissance préliminaire, basée sur l'étude de documents existants (cartes, archives...), l'examen de photographies aériennes (à axe vertical et également à axe oblique), une première étude structurale. Cette étape permet de définir des domaines homogènes sur la zone d'étude (sectorisation) et de repérer les principales instabilités potentielles.

La reconnaissance détaillée, sur le terrain, permet de localiser précisément les compartiments instables et de les caractériser. La caractérisation se fait en terme de classe de volume et de probabilité de rupture. Le volume est estimé à partir de la géométrie des discontinuités qui délimitent le compartiment rocheux. La probabilité de rupture est évaluée, de manière qualitative, en fonction des paramètres géomécaniques, hydrauliques et des processus d'évolution possible. Elle s'exprime par des couples de probabilité / délai d'occurrence, qui qualifient la probabilité que l'instabilité potentielle arrive à la rupture dans des délais donnés (Tableau I-1). La grille peut comporter plusieurs valeurs de qualification, qui seront interprétées en fonction de la vulnérabilité des zones exposées et aideront à définir la programmation des travaux de protection ou d'aménagement nécessaires.

Cette approche, volontairement qualitative, laisse une part importante au jugement de l'expert qui mène l'étude. Le résultat peut donc dépendre de l'expérience de celui qui la réalise, ce qui introduit un caractère subjectif à l'évaluation de l'aléa. D'autre part, l'absence totale de quantification pose le problème de la justification et de la « traçabilité » de l'étude. L'influence des différents paramètres étant englobée dans la qualification finale, il est difficile de revenir a posteriori sur l'évaluation (en particulier lors d'une étude ultérieure).

| Délai<br>Probabilité | **I**<br>(immédiat) | **tct**<br>(très court terme)<br>(dans les 2 ans) | **ct**<br>(court terme)<br>(dans les 10 ans) | **mt**<br>(moyen terme)<br>(30 ans) | **lt**<br>(long terme)<br>(entre 30 et 100 ans) | **>lt** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **te**<br>(très élevée) | | | | | X | non |
| **e**<br>(élevée) | | | | X | | quali- |
| **m**<br>(modérée) | | | X | | | fia- |
| **f**<br>(faible) | | | | | | ble |

*Tableau I-1Grille de qualification de l'aléa utilisée par le CETE (d'après Interreg II.C, 2001)*

## Méthode Matterock (Rouiller et al, 1998)

La méthode Matterock, développée depuis 1996 dans le Valais suisse, accorde une importance toute particulière aux discontinuités. La première étape est donc une analyse structurale détaillée. Les observations in situ et à distance, l'utilisation de la fenêtre d'observation, permettent de définir les caractéristiques des familles de discontinuités. Les persistances, les espacements et la distribution des discontinuités dans une falaise sont quantifiés par des formules statistiques (lois de distribution exponentielle des espacements (Priest, 1993), probabilité de recoupement de deux discontinuités (Jaboyedoff et al., 1996).

Les zones potentiellement instables sont détectées de manière automatique, grâce à un Modèle Numérique de Terrain, par la confrontation de l'agencement structural et de la topographie. Une cartographie est établie en fonction de la pente (considérée comme un facteur favorisant les instabilités) et du nombre d'intersection entre des discontinuités et la topographie locale.

Les zones sensibles ainsi mises en évidence sont étudiées en détail sur le terrain. Les instabilités détectées sont caractérisées par un « indice de dangerosité », fonction de 7 facteurs. (Tableau I-2).Cet indice est la somme des pondérations affectées à chaque facteur en fonction des observations de terrain. En fonction de la valeur obtenue, l'indice de dangerosité est qualifié de faible, moyen ou élevé. Ces qualificatifs définissent la probabilité de rupture, qui est donc estimée de manière qualitative.

La méthode combine ensuite la probabilité d'atteinte (estimée à partir de la probabilité de rupture et la probabilité de propagation) et l'intensité du phénomène (énergie des blocs éboulés) pour définir le degré de danger (faible, moyen, élevé) en tout point d'un territoire.

L'application de cette méthodologie sur des sites du « Y grenoblois » a soulevé plusieurs difficultés. Tout d'abord, la confrontation de l'agencement structural avec la topographie n'est pas un indicateur particulièrement discriminant étant donné la configuration du site. En effet l'orientation générale des falaises varie très peu sur plusieurs kilomètres d'affilé (Voir paragraphe I.B). Le micro-relief en dents de scie (succession d'éperons et de redents) correspond souvent aux directions de deux familles de discontinuités ; pour être correctement imagé, un MNT très détaillé serait nécessaire (maille de 10 m par 10 m). De plus, cette méthode pointe préférentiellement les zones favorables aux glissements, plans et dièdres. Les mécanismes de rupture étant très variés dans les falaises étudiées, cet aspect est quelque peu réducteur (voir les cas d'étude du paragraphe II.B et les mécanismes décrits au paragraphe III.B).





| Critère | Facteurs et processus | Échelle de pondération |
|---|---|---|
| **Continuité** | • agencement structural<br>• probabilité de recoupement<br>• activité (elle reflète la continuité) | 0 à 5<br>(5 = plan continu) |
| **Degré d'activité** | • chute de blocs<br>• état de fragmentation, dislocation<br>• déplacement<br>• autres | 0 à 5: latente<br>5 à 50: modérée<br>≥ 50: forte |
| **Eau** | présence ou absence | 0 à 5 |
| **Degré de sensibilité aux facteurs dégradants** | • altération<br>• météo-climat<br>• séismicité de base (1 à 4 Richter)<br>• facteur géologique: dissolution, tassement, glissement, influence des autres aléas, etc.<br>• facteurs anthropogènes | 0 à 10 |
| **Degré de Sensibilité aux situations déclenchantes** | facteurs dégradants fortement amplifiés | 0 à ≥ 50 |
| **Degré de Sensibilité aux facteurs stabilisants** | • effet de butée<br>• perte de masse<br>• permafrost<br>• facteur anthropogène | 0 à -50<br>(attention: signe -) |
| ***Facteur de* sécurité ou appréciation subjective** | • structural<br>• géomécanique<br>• facteurs déclenchants/stabilisants<br>• autres | -20 à +20 |

*Tableau I-2. Méthode Matterock : Pondération des facteurs et processus pris en compte dans le calul de l'indice de dangerosité (Rouiller et al., 1998)*

D'autre part, la procédure de quantification du danger a selon nous l'inconvénient d'avoir des échelles de pondération très ouvertes pour certains facteurs (de 0 à 50). Certes cela laisse une liberté de jugement à l'observateur, mais introduit une assez grande subjectivité dans l'évaluation. En outre, le fait de sommer toutes les pondérations ramène au même niveau d'influence des facteurs qui peuvent avoir des rôles différents (stabilité actuelle, évolution). Cet indice unique dissimule des processus qui peuvent être complexes et évoluer différemment dans le temps. Ces réflexions serviront de base à l'élaboration de la fiche de caractérisation présentée au chapitre III.

## Méthode Rockfall Hazard Rating System (RHRS)

Une approche paramétrique quantifiée a été proposée par Pierson (1991). La méthode (RHRS) utilise 9 paramètres pour évaluer les risques de chutes de blocs sur des routes. Ces paramètres incluent la géologie, la morphologie, l'historique sur le site, mais aussi des facteurs de risque spécifiques tels que la distance de visibilité et la largeur de la route, la fréquence du trafic et le temps passé par un véhicule dans la zone dangereuse, l'efficacité des mesures de protection. Chaque paramètre est affecté d'un « score » selon des critères simples ; la somme fournit un indice chiffré qui aide à définir les mesures à adopter. Hoek (1999) cite comme référence une faible priorité de travaux pour un indice inférieur à 300, des travaux de protection urgents pour un indice supérieur à 500.

Cette méthode est assez couramment utilisée aux Etats-Unis et au Canada, en grande partie pour définir les travaux de sécurisation sur les autoroutes.

Une limite de cette approche est la grande importance accordée aux paramètres de vulnérabilité par rapport à ceux concernant l'aléa lui-même. Elle est de ce fait beaucoup trop spécifique aux problèmes routiers (ou autres types de problèmes linéaires, par exemple les voies ferrées) et n'est pas directement applicable aux études locales ou régionales.

Méthode Rock Engineering System (RES)

La méthodologie RES a été conçue par Hudson (1992) comme une approche large des problèmes d'ingénierie des roches. Un système est défini comme un objet plus ou moins complexe qui réagit d'une certaine façon à des paramètres d'entrée (les causes), pour produire un signal de sortie (les effets). L'approche consiste à définir tous les paramètres en rapport avec le système et à quantifier d'une part l'influence qu'ils ont sur le système, d'autre part l'influence que le système a sur eux. Les résultats sont donnés sous la forme d'une matrice d'interaction, qui permet de calculer le poids relatif de chaque paramètre.

L'environnement « chute de blocs » peut être vu comme un tel système. L'approche RES, qui est modulable (le nombre et le type de paramètres sont choisis en fonction de la nature de l'étude), a été appliquée aux risques de chutes de blocs (Cancelli et Crosta, 1993) et à la qualification des instabilités rocheuses (Mazzoccola et Hudson, 1996).

La matrice d'interaction (ou matrice d'influence) comporte 15 paramètres dans le cas des chutes de blocs, 20 dans le cas des instabilités rocheuses plus conséquentes (Cancelli et Mazzoccola, 1994). Le poids de chaque paramètre, Wi, issu de la matrice, est constant pour un site donné. Pour chaque zone étudiée, un indice Vi est affecté à chaque paramètre en fonction des observations de terrain ; cet indice peut prendre les valeurs 0, 1, 2 ou 3 pour la première matrice, 0, 1 ou 2 pour la seconde.

Le Rock Mass Intensity Index (RMII), défini comme la somme des produits Vi ×Wi quantifie l'intensité des phénomènes.

La probabilité d'occurrence est ensuite estimée, essentiellement en fonction des événements passés. Elle s'exprime par un facteur compris entre 0 et 1.

L'aléa (« hazard ») est défini comme le produit du RMII par la probabilité d'occurrence.
Enfin, une nouvelle matrice d'interaction permet de quantifier la vulnérabilité, et le risque est calculé comme le produit de l'aléa par la vulnérabilité.

Cette démarche a le mérite de décomposer point par point l'évaluation du risque, en prenant en compte de façon systématique tous les facteurs influents et en introduisant une quantification à chaque étape. Toutefois la construction des matrices d'interaction est un processus complexe, qui doit être réajusté pratiquement à chaque nouvelle étude. Le nombre d'indices à affecter est très grand (15×15, 20×20 selon le nombre de paramètres), ce qui peut rendre l'analyse laborieuse.
D'autre part, le facteur de probabilité d'occurrence est attribué de façon purement qualitative et comporte donc une part de subjectivité. Basé essentiellement sur l'historique des événements passés, il est très difficile à estimer pour les instabilités de grand volume, qui sont rares.





Méthode Rockfall Hazard Assessment Procedure (RHAP)

Cette méthode, actuellement utilisée par les services géologiques italiens de la région Lombardie, a été développée (et publiée) après le début de ce travail (Agostini et al., 1999, Mazzoccola et Sciesa, 2000). Elle est conçue pour évaluer de manière rapide, et donc à moindre coût, la probabilité d'atteinte et le risque de chutes de blocs et d'éboulements de faible volume. Elle s'applique à des problèmes ponctuels ou linéaires. Ces deux aspects font que la méthode RHAP répond mal aux critères de l'évaluation de l'aléa éboulement sur un vaste territoire (problèmes surfaciques).

### *I.A.3. Evaluation temporelle de l'occurrence des éboulements*

Lorsqu'une instabilité potentielle est repérée (et caractérisée) la question qui intéresse le plus les responsables en charge du risque est la suivante : « Quand l'événement va-t-il se produire » ? Pourtant, parmi les méthodes déductives décrites ci-avant (déterministes ou probabiliste), aucune ne donne d'information d'ordre temporel. Les méthodes plus générales (paragraphe précédent) restent de l'ordre du qualitatif. Pour tenter de répondre à cette question, deux types d'approches ont été envisagés :

- des études de suivi de mesures dans le temps d'une instabilité particulière, avec essai de prévision de rupture ;
- des études de corrélation événements / climat, qui donnent des répartitions d'événements sur l'année.

#### I.A.3.1. La cinématique d'un mouvement rocheux

On peut schématiser ainsi les grandes lignes de la cinématique d'un mouvement de terrain (Azimi et al., 1988) :

- une phase de stabilisation liée aux déformations élastiques différées (par exemple après une excavation ou dans le cas des pentes naturelles après le retrait glaciaire), assimilable à un fluage primaire ;
- une phase de mouvements à vitesse lente n'entraînant pas de désordres importants (fluage secondaire), qui peut avoir une durée très variable (de zéro à quelques années pour les éboulements) : il peut y avoir des phases d'accélération - ralentissement en fonction des influences extérieures, et les mouvements peuvent être réversibles;
- une phase d'accélération qui mène à la rupture (fluage tertiaire), en général courte pour les éboulements (quelques semaines au maximum): les mouvements deviennent irréversibles et leur évolution n'est plus déterminée par des influences extérieures.

L'importance relative de ces différentes phases est très variable en fonction des caractéristiques géologiques et géomécaniques du massif, de la configuration du site et du volume des masses instables. En particulier, pour les éboulements de faible volume et les chutes de blocs, l'évolution vers la rupture peut ne pas être perceptible et peut apparaître brutalement sans signes prémonitoires observables.

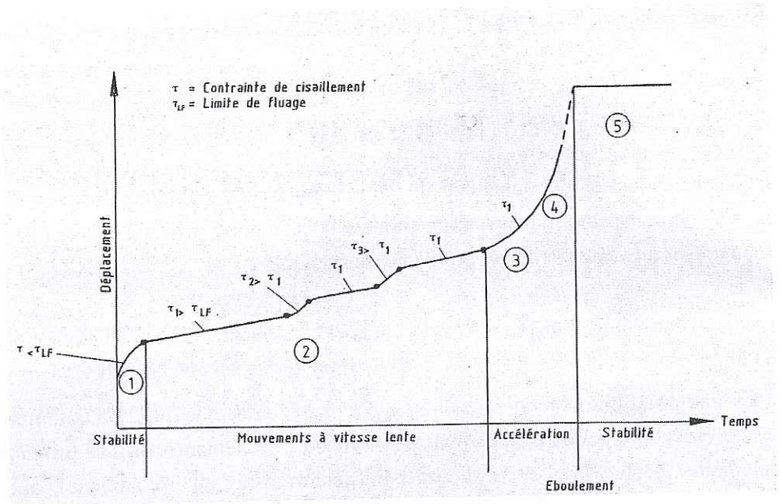



*Figure I-2: Différentes phases de la cinématique d'un mouvement de terrain (Azimi et al., 1988)*

En pratique, il faudrait s'attacher à déceler la transition entre les phases 2 et 3 marquant la divergence du phénomène. Mais il est très difficile d'estimer à quel stade d'évolution se situe la zone active. En effet une étude de risque, réalisée à un instant donné, n'est qu'une " photo instantanée " du massif. Pour avoir accès à la cinématique propre d'un mouvement particulier, il est nécessaire de disposer d'informations précises sur l'évolution antérieure et sur l'évolution actuelle. Si la première reste généralement inaccessible, la seconde ne peut être déterminée que par la mise en place d'un dispositif d'auscultation ou de surveillance adapté. Cette stratégie n'est généralement envisagée que pour des instabilités importantes.

D'autre part il est nécessaire de distinguer dans cette analyse les phénomènes profonds, impliquant l'ensemble d'un massif rocheux, et les phénomènes superficiels, ne concernant qu'un bloc ou une écaille. En effet l'influence des facteurs déclenchants ne sera pas la même : le gel par exemple joue beaucoup en surface, très peu en profondeur - sauf parfois en bouchant les exutoires, ce qui développe les pressions interstitielles (voir paragraphe III.B.3).

### I.A.3.2. Prévision de rupture pour des instabilités détectées instrumentées

Lorsqu'une instabilité potentielle, détectée par exemple par les méthodes exposées au chapitre III, peut faire l'objet d'une instrumentation (mesures de déplacements, de déformations) et que les mesures mettent effectivement en évidence un mouvement, il est alors possible de suivre l'évolution dans le temps de ce mouvement. A partir de la surveillance spécifique d'un site d'instabilité rocheuse où un mouvement avait été décelé, quelques méthodes de prévision de rupture ont été testées : soit une extrapolation des déplacements ou des vitesses de déplacements jusqu'à un seuil de rupture (par exemple Voight et Kennedy, 1979 ; Zvelebil, 1984 ; Glaw et Lotter , 1996 ou Borsetto et al., 1992) soit des méthodes d'inverse des vitesses ou de suite convergente (Azimi et al, 1988). Si certaines des prévisions ont réussi, avec des résultats plus ou moins précis, ce ne sont que quelques cas isolés, qui dépendent de conditions bien particulières.





En effet, la plupart des méthodes se basent sur le même postulat : le mécanisme du mouvement demeure identique à lui-même au cours du temps (modèle univarié, le temps seul constitue l'index d'évolution prépondérant). La notion de prévision n'est donc applicable que dans quelques cas très particuliers, lorsque le mouvement n'est pas influencé dans le temps par son évolution elle-même. Par exemple, Azimi et al (1988) ont appliqué avec succès une méthode de suite convergente à un mouvement rocheux situé sur la route menant à La Toussuire (CD926). Le mouvement était contrôlé exclusivement par les joints stratigraphiques, les vitesses de déplacement n'étant pas influencées par la pluviométrie. La date de rupture a été prévue au jour près. Par contre, la même méthode a mené à une fausse alerte dans un autre cas, pour lequel les pluies ont été à l'origine d'une accélération trompeuse (Azimi et Desvarreux, 1996).

Ces exemples illustrent particulièrement la difficulté de prévoir l'évolution de mouvements à commande hydraulique prédominante.

Pour prendre en compte ce paramètre hydraulique, il est envisageable de développer des modèles d'évolution de mouvement multivariés. Il faut alors estimer les apports d'eau dans le versant au niveau de l'instabilité et modéliser leur liaison avec les déplacements ou vitesses de déplacement de la masse instable. Ceci n'est en pratique réalisable que dans des cas bien instrumentés impliquant une masse en mouvement importante, comme par exemple le mouvement de versant de La Clapière (Follacci, 1987).

Lorsqu'elles sont applicables, ce qui, nous l'avons vu, n'est pas toujours le cas, ces méthodes ponctuelles de prévision de rupture requièrent au préalable la mise en place d'un système de surveillance lourd. Ceci n'est réellement envisageable que pour des instabilités qui menacent directement des enjeux importants.

### I.A.3.3. Les approches climatiques

Un autre type d'approche, qui ne s'intéresse pas à l'évolution d'une masse rocheuse particulière mais au comportement plus global des éboulements au cours du temps, cherche à mettre en évidence les périodes de l'année favorables à ces phénomènes. Les résultats de telles études sont évidemment étroitement liés aux conditions climatiques propres à la région étudiée (Sandersen et Bbakkeloi, 1996 ; Culshaw et Bell., 1992).

Pour les falaises calcaires de la région grenobloise, nous avons montré (Dussauge, 1998) que les pics d'événements se situent en décembre-janvier-février et en avril. En détaillant les événements par classe de volume, la courbe du nombre de jours de gel par mois correspond bien au nombre d'événements de petit volume (< 50 m3). La courbe de précipitation quant à elle suit bien le nombre total d'éboulements si elle est décalée d'un mois, ce qui peut indiquer un certain temps de réponse du massif à la pluie.

Toutefois il reste toujours un certain nombre d'événements étudiés qui ne semblent en rien liés au climat. D'autre part l'utilisation de moyennes mensuelles de pluviométrie ne peut faire apparaître que des tendances de corrélation : en effet, cette approche n'est pas assez fine pour mettre en évidence des effets climatiques de type accidentel déclenchant des instabilités ponctuelles telles que les chutes de blocs. Dans certains cas particuliers il est cependant possible d'établir des corrélations significatives avec les précipitations à l'échelle de la journée; c'est le cas en particulier sur l'itinéraire de la RN 1, sur l'île de la Réunion (LCPC, rapports internes). Ce cas reste relativement exceptionnel.

### *I.A.4. Synthèse*

Le problème de l'évaluation des risques d'éboulement rocheux concerne largement toutes les vallées alpines. Chaque région a développé de manière individuelle sa propre approche, qui répond souvent à des configurations spécifiques aux sites concernés. Si certains éléments sont déjà bien opérationnels (notamment les outils trajectographiques), aucune méthode n'est entièrement satisfaisante, en particulier au niveau de la localisation et de la caractérisation des instabilités potentielles. Un travail de recherche méthodologique est donc encore nécessaire, avec des approfondissements scientifiques particuliers.

La difficulté d'estimer l'évolution dans le temps des mouvements rocheux est toujours mise en évidence. Cette difficulté provient en partie de la relation complexe entre les mouvements et facteurs influents (conditions particulières à chaque site, combinaisons de facteurs difficiles à cerner). Il existe donc bien dans ce domaine un réel problème d'indétermination, et donc de difficile prévisibilité des éboulements.

Dans la littérature, la notion de probabilité de rupture n'est jamais abordée de façon quantitative. C'est donc un axe important qui reste à développer, car c'est l'élément qui intéresse en fin de compte les décideurs (politiques, responsables de l'aménagement du territoire).

## I.B. Les éboulements rocheux dans les falaises calcaires du Y grenoblois

### *I.B.1. Présentation générale du secteur*

Le « Y grenoblois » est délimité par trois massifs montagneux, comme illustré par la Figure I-3 : à l'est, la chaîne de Belledonne, massif cristallin externe de l'arc alpin, au nord le massif de la Chartreuse et à l'ouest celui du Vercors. Ces deux derniers appartiennent à l'ensemble des massifs subalpins (Préalpes au sens des géographes), qui se prolongent au nord par les Bauges et les Bornes. Ils correspondent aux massifs les plus occidentaux des Alpes et sont à dominante calcaire et marneuse.

Dans la région de Grenoble, Chartreuse et Vercors sont séparés de la chaîne de Belledonne par le sillon subalpin, large vallée orientée NE-SW. Il s'agit au nord de la vallée du Grésivaudan, dans laquelle coule l'Isère, et au sud de la vallée du Drac. Les deux rivières confluent au niveau de Grenoble puis s'écoulent vers le nord-ouest en empruntant la « cluse de l'Isère ». Ces trois vallées – Grésivaudan, Drac et cluse de l'Isère – dessinent les branches d'un Y qui valent au secteur le nom de « Y grenoblois », que nous emploierons par la suite.





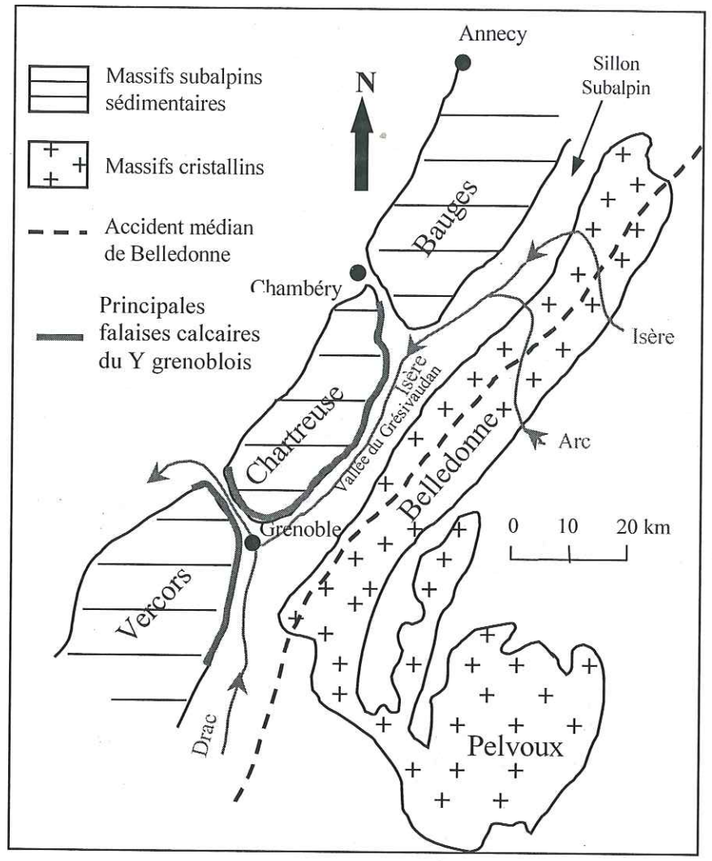



*Figure I-3. Situation géographique et géologique de la région grenobloise. Le « Y » grenoblois est matérialisé en gras (modifié d'après Gidon, 1996, Jeannin, 2001)*

De toute part, ce Y est souligné par d'importantes falaises calcaires, hautes parfois de plus de 300 m :

- le rebord oriental de la Chartreuse présente deux niveaux de falaises(Figure I-4) : le Grésivaudan est dominé par la barre tithonique, de St Vincent de Mercuze à Corenc et Grenoble, alors que la barre urgonienne s'étend, un peu en retrait, du Mt Granier au nord à la Dent de Crolle au sud, surmontant le plateau des Petites Roches ;
- la partie occidentale de la Chartreuse borde la rive droite de la cluse de l'Isère, de Grenoble à Voreppe ;
- le Vercors oriental borde au nord la rive gauche de la cluse de l'Isère, de Veurey-Voroize à Fontaine, puis la longue crête du Moucherotte à la Moucherolle domine la vallée du Drac jusqu'à Vif au sud, en se dédoublant par endroit (voir chapitre suivant pour l'organisation géologique) ; le massif se prolonge plus au sud bien au-delà de la zone qui nous intéresse.

Au total ce sont 140 km de falaises qui dominent 40 communes de l'agglomération grenobloise. L'urbanisation croissante, notamment sur les pentes au pied des falaises, pose de plus en plus le problème des risques liés aux éboulements rocheux. A l'occasion de la révision de schéma directeur de

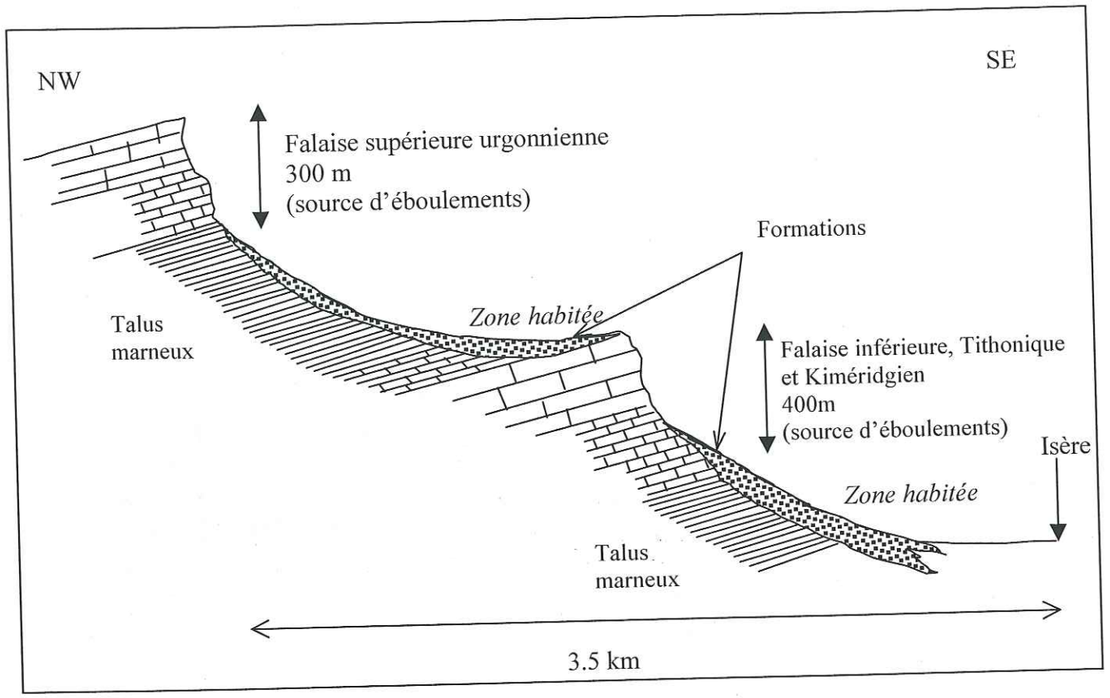



*Figure I-4. Coupe représentative de la morphologie du rebord oriental de la Chartreuse : deux niveaux de falaise, sources d'éboulements, surmontent chacun une zone urbanisée.*

l'agglomération grenobloise, la Communauté de Communes (Syndicat Mixte pour l'élaboration et le suivi du schéma directeur de l'agglomération grenobloise) s'est soucié de l'importance de ce phénomène naturel. En effet, si les différents services opérationnels en charge de ce type de risque, (le service de Restauration des Terrains de Montagne, R.T.M, la Direction Départementale de l'Equipement) traitent de façon courante les problèmes de chutes de pierre (voir paragraphe I.A), ils ont plus de mal à faire face aux éboulements plus importants (Dussauge, 1998). Or, comme nous allons le montrer dans le paragraphe suivant, ce type d'événement frappe régulièrement le secteur.

### *I.B.2. Aperçu historique*

Autour de l'agglomération de Grenoble, les massifs calcaires de la Chartreuse et du Vercors ont connu et connaissent encore des mouvements de terrain d'age, de nature et d'ampleur très variés (voir tableau 1 de l'introduction). Parmi ceux-ci, les éboulements rocheux de grande ampleur sont nombreux à avoir marqué l'histoire de la région. Les différences entre ces événements sont importantes, tant du point de vue des mécanismes que de leurs conséquences, et mettent en évidence la variété des causes à l'origine de ces désordres.

Pour ouvrir ce chapitre cartusien et vertacomicien (adjectifs affectés respectivement à la Chartreuse et au Vercors) nous évoquerons quelques événements marquants qui ont affecté cette partie des chaînes subalpines. L'objectif de cette partie est surtout de donner un aperçu du nombre et de la diversité des phénomènes intéressant la région. Les événements abordés, pratiquement tous anciens, n'ont pas fait l'objet d'étude spécifique de notre part ; en conséquence les descriptions restent succinctes, sans iconographie particulière. Nous apporterons davantage de détails aux études de cas du chapitre suivant.





Ecroulement de Proveysieux, préhistorique

Il se trouve en rive droite de la vallée de l'Isère, à une vingtaine de kilomètres au nord-ouest de Grenoble. On observe facilement à partir de la plaine une ligne de crête qui descend vers la cluse de l'Isère, constituée de calcaires urgoniens à fort pendage vers l'est (60-70°). La rectitude de cette ligne de crête est rompue localement par un ensellement qui la décale vers l'est. La pente sous cet ensellement est marquée par un relief ruiniforme d'aiguilles et de gros blocs correspondant à une masse éboulée, dont le volume est estimé à $150.10^6$ $m^3$. A première vue on a donc un cas typique de tassement de versant ancien, suggérant un glissement de type banc sur banc. Cependant une analyse minutieuse de la partie écroulée, (Ramirez, 1988 ; Antoine, 1988) montre qu'en fait la masse remaniée est « perchée » sur la ligne de crête et qu'elle n'est que le témoin de la partie basse d'un écroulement fossile dont le sommet, beaucoup plus à l'ouest, a été totalement érodé. Le volume total de l'écroulement devait donc être très largement supérieur aux $150.10^6$ $m^3$ évoqués. Il y a eu, depuis le mouvement du versant, une modification considérable de la morphologie de la zone étudiée qui lui fait attribuer un age préhistorique (Mindel-Riss, voire antérieur).

Un autre écroulement très ancien est identifiable au-dessus de Sassenage, à quelques kilomètres de Grenoble au pied des contreforts du Vercors (amoncellement de blocs de calcaire urgonien de grandes tailles). La niche de départ se voit encore sur le versant est de la Dent du Loup et suggère là aussi un énorme glissement de type banc sur banc (Moret 1945).

Eboulement du Grand Som, 1132

La première communauté des Pères Chartreux s'était installée à environ 2 km en amont du monastère actuel, dans la vallée du désert de Chartreuse, au centre du massif, sous les contreforts de la face ouest du Grand Som (50 km de Grenoble). Le 30 janvier 1132, une catastrophe ravagea le monastère. On dispose d'un témoignage relaté dans la Chronique des cinq premiers prieurs de Chartreuse : « En la vingt-troisième année du priorat de Guigues, une masse incroyable de neige, se précipitant des hauts sommets rocheux avec une soudaine impétuosité, emporta dans son effroyable tourbillon et ensevelit sous sa masse immense toutes les cellules des religieux sauf une, et avec elles six moines et un novice .» (Un_Chartreux, 1881) Un moine fut d'ailleurs retrouvé vivant douze jours après l'accident. Ce témoignage de l'époque s'est avéré cependant très inexact. Lorsque l'on est sur les lieux, il apparaît qu'aucune avalanche normale ne pourrait atteindre l'ancien monastère. Par contre, un chaos de blocs énormes jonche l'emplacement, témoignant d'un éboulement cyclopéen parti des falaises calcaires du massif du Grand Som, auquel devait s'être mêlé de la neige résiduelle. Ce témoignage humain montre encore une fois qu'il faut être prudent sur l'analyse des faits et qu'une réinterprétation postérieure est la plupart du temps nécessaire pour définir les mécanismes mis en œuvre.

Eboulement du Mont Granier, 1248.

En novembre 1248, entre 300 et $500.10^6$ $m^3$ de matériaux se sont « écroulés » du mont Granier en Savoie, à l'extrémité nord-est du massif de la Chartreuse. La masse s'est propagée sur plusieurs $km^2$, ensevelissant le village de St André et plusieurs hameaux, faisant (probablement) plusieurs milliers de victimes et marquant fortement la mémoire collective.

La dénivellation parcourue par la masse principale de l'éboulement est de 1500 m environ, pour une distance maximale parcourue de 7.5 km. La zone de dépôt, rendue chaotique par les blocs (dont

certains font une centaine de mètres-cubes) et de nombreux petits lacs, est connue sous le nom des Abymes de Myans. Mais en fait l'écroulement de la falaise principale, constituée de calcaires massifs urgoniens, n'est qu'une faible partie de l'ensemble de la masse mise en mouvement. Une grande partie des dépôts correspond aux marnes valanginiennes qui forment le soubassement de la falaise. Le volume de ces matériaux fins serait 100 fois supérieur à celui des blocs (Goguel et Pachoud, 1972).

L'écroulement de la falaise urgonnienne ne fut donc qu'un phénomène secondaire, déclenché par un glissement dans les marnes valanginiennes sous-jacentes. La stratification est faiblement pentée vers l'extérieur du massif (10 à 15°). Une des surfaces de stratification a servi de plan de rupture (visible d'ailleurs en un endroit).

Dans le cas du Granier, pour expliquer l'extension de la surface de dépôts, on suppose que le glissement a dû être rapide et que l'eau contenue dans le terrain a pu être vaporisée par la forte élévation de température induite par le mouvement. La pression de vapeur pourrait alors équilibrer celle des matériaux au-dessus, diminuant ainsi les effets du frottement (Habib, in Goguel et Pachoud, 1972).

Une autre interprétation pour la rupture (Cruden et Antoine, 1984) fait intervenir un glissement plan sur une zone de faiblesse située dans les marnes. Ce plan, dont la cohésion aurait été diminuée par des mouvements antérieurs (plissement entraînant un glissement d'une couche sur l'autre), est parallèle à la stratification et penté de 17° vers l'aval. Des pressions interstitielles développées dans les calcaires valanginiens supérieurs aurait permis l'ouverture de joints parallèles à la face actuelle du Granier (cicatrice de rupture de la falaise) et le glissement de l'ensemble marnes et calcaires sur le plan marneux.

Dans ce cas, la première idée d'un seul écroulement d'un pan de falaise, développée par L.Moret (1945) reste trop simple et n'est pas à l'échelle du phénomène. Il n'en est pas moins vrai qu'un tel scénario peut se (re)produire, si l'on considère que des conditions géologiques très semblables (falaise calcaire massive sur soubassement marneux) existent sur une grande partie des rebords de la vallée de l'Isère (entre St Badolph et Voreppe, environ 60 km).

## Eboulements de Combe Noire (1971) et la Buffe (1992)

Plus récemment, le Vercors septentrional a connu successivement deux éboulements importants qui ont conduit à la fermeture définitive de la route D218 de Montaud au tunnel du Mortier (30 km au nord ouest de Grenoble). En janvier 1971, une masse de 50 000 m$^3$ de calcaire urgonien s'est détachée de la falaise de Combe Noire, haute de plus de 200 m, et a emporté la route sur une centaine de mètres. En avril 1992, un second éboulement de l'ordre de 20 000 m$^3$, parti de l'Eperon de la Buffe, 500 m au sud de Combe Noire, a emporté ou recouvert la chaussée sur plus de 100 m ((Mecanroc, 1993). Suite à ces événements, considérés comme n'étant pas exceptionnels dans ce secteur à risque, la portion de route entre Montaud et le tunnel du Mortier a été abandonnée.

Le premier éboulement a concerné toute la hauteur de falaise. Les grandes discontinuités subparallèles à la falaise qui délimitent encore des blocs instables laissent supposer que la masse éboulée était en partie découpée par un de ces plans et a glissé / basculé le long de celui-ci (Couture, 1994). Une cavité de plusieurs mètres de diamètre, soulignée par des traces d'altération, atteste de la circulation d'eau sur ce plan (relation avec l'important réseau karstique du Vercors, possibilités de mise en pression).

Pour l'éboulement de la Buffe, un plan de discontinuité préexistant, parallèle à une des faces de l'éperon, a joué un rôle déterminant au niveau de la rupture (Mecanroc, 93). Par contre la partie ouest de la masse rocheuse n'était pas prédécoupée ; elle s'est rompue en dehors de plans de fracture existants. D'autre part l'éboulement n'a pas concerné toute la hauteur de la falaise mais seulement sa partie





supérieure ; le banc massif d'assise s'est cisaillé selon un plan incliné d'environ 45°. On devine dans ce banc une cavité, correspondant vraisemblablement à un réseau karstique. Cette cavité a pu être la cause d'une diminution progressive des caractéristiques mécaniques de l'assise de la masse rocheuse qui a finalement cédé.

La portion de route comprise entre Montaud et le tunnel du Mortier avait fait l'objet, en 1988, d'une étude de risque. Cette étude avait pointé plusieurs masses rocheuses apparemment instables, mais pas l'éperon de la Buffe. Cet exemple illustre bien la difficulté de prévoir de grands éboulements

La mémoire collective a conservé d'autres traces d'éboulements importants ayant eu des conséquences graves. On parle par exemple, sans davantage de précisions connues aujourd'hui, des vignes de Lumbin, au pied du rebord oriental de la Chartreuse, 30 km au nord de Grenoble, qui ont été détruites à moitié par un éboulement de la falaise calcaire tithonique en 1701, ou encore du vieux village de St Paul de Varce, 30 km au sud de Grenoble, détruit par un écroulement au XVII$^e$ siècle.

Ces quelques exemples, qu'ils soient récents ou beaucoup plus anciens, sont des témoignages de la sensibilité de la région grenobloise aux éboulements de grande ampleur. La variété des volumes en jeu, des faciès géologiques affectés et des mécanismes de rupture illustre la complexité de ces phénomènes.

## L'inventaire des mouvements rocheux

Pour ce qui est des éboulements plus récents, nous disposons d'un inventaire des mouvements rocheux, réalisé par le service RTM[1] de l'Isère sur le secteur du Y grenoblois. Il recense 114 événements marquants, dont 102 au cours du XX$^e$ siècle, de quelques m$^3$ à plusieurs millions de m$^3$. En se basant sur ce catalogue (depuis 1248, éboulement du Granier, jusqu'en 1996), le secteur a connu au cours du siècle passé une moyenne d'un éboulement par an supérieur à 100 m$^3$, dont un éboulement de l'ordre de 10 000 m$^3$ tous les vingt ans, un de l'ordre de 100 000 m$^3$ tous les 80 ans. On connaît aussi dans le département 4 éboulements de plus d'un million de m$^3$, le plus conséquent étant celui du Mt Granier.

Même si tous les événements passés n'apparaissent pas dans ce catalogue (voir détail dans le chapitre V), ces chiffres donnent une idée de l'importance des phénomènes d'éboulements rocheux dans la gestion des risques naturels en Isère.

[1] RTM : Restauration des Terrains de Montagne, service de l'Office National des Forêts (voir chapitre Introduction)

# CHAPITRE II. Localisation des instabilités potentielles : détermination des facteurs de prédisposition

Le premier pas dans l'estimation de l'aléa d'éboulement rocheux est la localisation de masses rocheuses potentiellement instables. Nous avons fait apparaître dans le chapitre I que, lorsque le secteur à étudier est vaste, l'étude de terrain sur l'ensemble du secteur n'est pas envisageable.
L'objectif de ce chapitre est de déterminer, sur une grande étendue, les zones qui peuvent être les plus favorables au déclenchement d'éboulements.

Dans un premier temps nous décrivons le contexte géologique de la zone étudiée, c'est à dire les rebords des massifs subalpins de la Chartreuse et du Vercors qui délimitent le Y grenoblois. Nous tentons de mettre en lumière les éléments qui peuvent avoir une influence sur la localisation des instabilités rocheuses.

Dans une seconde partie nous étudions en détail quelques cas d'éboulements passés. Les facteurs géologiques et morphologiques qui semblent avoir favorisé la rupture pour ces quelques exemples sont ensuite observés sur un plus grand nombre d'événements répertoriés.
Les facteurs qui se retrouvent sur de nombreux cas nous amènent à définir la notion de facteurs de prédisposition. Ces facteurs sont alors pris en compte dans un système d'information géographique. Cet outil nous permettra de passer de la démarche d'analyse en retour à une démarche prospective.

## II.A. Contexte géologique du secteur étudié : les falaises calcaires du Y grenoblois

Le relief d'un massif, ses formes d'érosion sont en étroite relation avec son histoire géologique. Les instabilités rocheuses, qui sont une manifestation de la géodynamique externe, doivent par conséquent être influencées par cette histoire.

Dans ce chapitre, nous décrivons les grands traits de la géologie de la Chartreuse et du Vercors (Figure II.A.1), en cherchant à faire ressortir l'influence possible des facteurs géologiques sur les risques d'instabilités rocheuses. Les éléments abordés dans ce paragraphe trouvent pour beaucoup leur source dans le site internet de M. Gidon (2002), qui reprend l'ensemble des travaux réalisés sur ces massifs et auquel on pourra se reporter pour tout renseignement complémentaire.

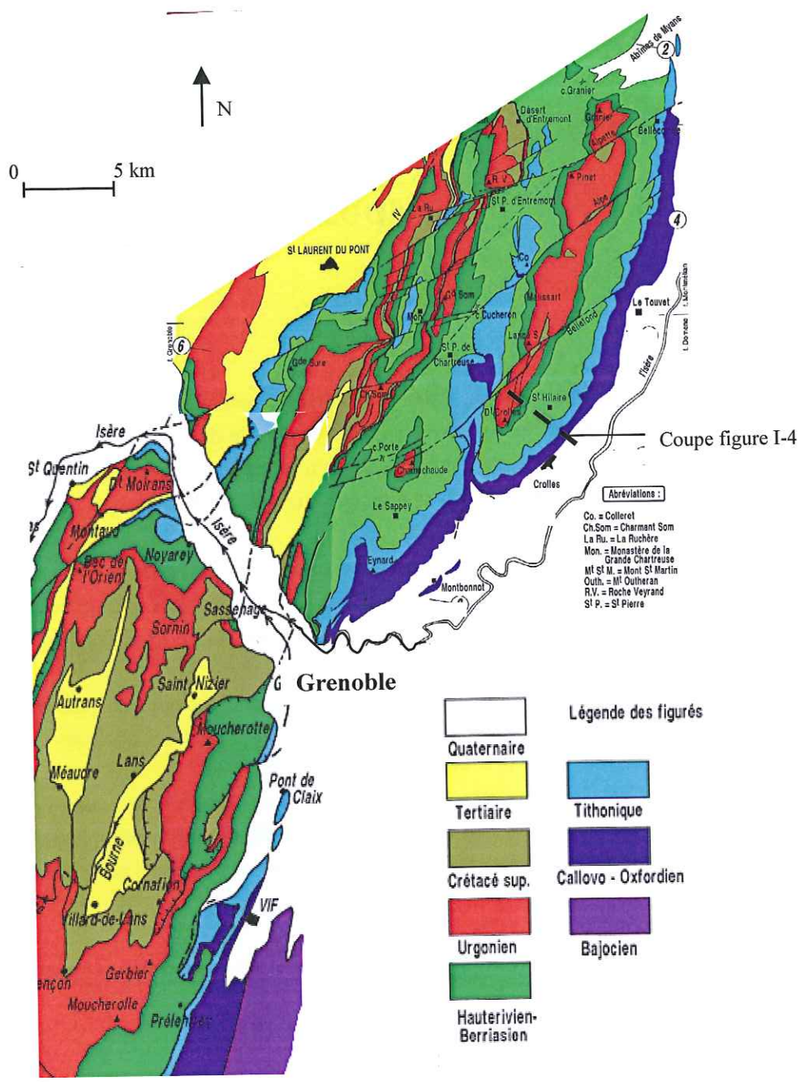



*Figure II.A-1. Carte géologique simplifiée de la Chartreuse méridionale et du Vercors septentrional oriental (d'après Gidon, 2002)*





### *II.A.1. Phase de sédimentation : influence des variations lithologiques*

Les formations sédimentaires du Vercors et de la Chartreuse sont suffisamment similaires pour être schématisées par une seule colonne stratigraphique (Figure II.A.2, à quelques exceptions près qui seront détaillées dans le texte).
Dans notre secteur d'étude on peut différencier, du plus ancien au plus récent :

Les Terres Noires (base du Jurassique supérieur)

C'est l'ensemble marneux dans lequel est partiellement creusée la vallée du Grésivaudan. Cette formation n'est pas intéressée par les éboulements et ne sera pas détaillée ici.

L' « Argovien »

On qualifie ainsi les niveaux supérieurs des Terres Noires, datés de l'Oxfordien. Constitué surtout de bancs fins de calcaires brunâtres très argileux, l'Argovien forme un talus de quelques centaines de mètres au pied de la falaise tithonique. Il joue donc peu de rôle dans le déclenchement des éboulements, mais davantage dans leur propagation (ce qui sort du cadre de ce travail).

Les calcaires tithoniques

Les calcaires tithoniques, au sens large, forment une falaise haute d'environ 400 m. Leur puissance s'accroît d'est en ouest. L'exemple type est la falaise inférieure du rebord oriental de la Chartreuse. Cette "barre tithonique" regroupe en fait 3 formations superposées. On distingue de bas en haut :

- les calcaires du "Séquanien", qui correspondent aux couches de l'Oxfordien terminal et du Kimméridgien basal. L'épaisseur des bancs est variable, plutôt décimétrique ; le litage est assez marqué, avec des surfaces de bancs bien nettes et une quasi-absence de joints.
- les marno-calcaires du Kimméridgien inférieur (couches de la "galerie du Saint-Eynard"), qui présentent des bancs de calcaire argileux de 20 à 50 cm avec des joints décimétriques plus marneux ;
- les calcaires du Kimméridgien supérieur, désignés à Grenoble sous le nom de « calcaires de la Porte de France », constitués d'une alternance de bancs centimétriques et de bancs plurimétriques ; cet étage correspond au Tithonique sensu stricto des stratigraphes ;

Morphologiquement, la falaise est partagée en deux par le talus marno-calcaire Kimméridgien inférieur. On parlera de « corniche supérieure » pour la partie haute et de « corniche inférieure » pour le Séquanien.

Le Berriasien

Ces calcaires argileux gris sont constitués d'une succession de bancs décimétriques à joints marneux alternant avec des niveaux marneux décamétriques. Puissants de 200 à 400 m à l'est de la Chartreuse, ces couches se réduisent fortement vers le nord-ouest. Le caractère érodable des marno-calcaires se traduit dans le paysage par un talus de faible pente.
La partie basale du Berriasien est formée de "couches à ciment naturel". Cette formation étant facilement déblayée par l'érosion, le passage des couches du Jurassique à celles du Crétacé se fait par une rupture de pente nette ; par endroit le sommet des bancs jurassiques est même dénudé plus ou moins largement, en

une « dalle structurale ». Le Plateau des Petites Roches, sur le rebord oriental de la Chartreuse (figure I.4) est une bonne illustration de ce phénomène.
En Chartreuse orientale la série passe vers le haut aux marnes de Narbonne. En Chartreuse occidentale par contre la transition se fait très progressivement, par des alternances de faisceaux calcaires et de lits de marnes (« calcaires et marnes du Chevallon »), jusqu'aux Calcaires du Fontanil.

Les marnes de Narbonne

Ces marnes grises, qui font partie du Berriasien, sont surtout présentes en Chartreuse orientale (800m), puis leur épaisseur diminue fortement vers l'ouest où elles sont progressivement remplacées par les calcaires du Fontanil.
Morphologiquement elles forment un talus peu raide, la plupart du temps recouvert d'éboulis ou de végétation.

Les calcaires Valanginiens (Calcaires du Fontanil)

Les calcaires du Fontanil, de faciès bioclastique, ont une teinte rousse en patine, mais plus bleutée en profondeur (« calcaires bicolores »). Leurs strates, décimétriques à métriques, sont séparées par des joints plus argileux, voire franchement marneux.. De ce fait ils sont en général bien moins massifs que ceux de l'Urgonien. Ils forment malgré tout une falaise presque verticale.
La puissance et la compacité de cette falaise croissent d'E en W à l'inverse des marnes de Narbonne. Par conséquent, si le sommet de la formation est Valanginien supérieur, sa base est d'autant plus âgée que l'on se trouve plus à l'ouest (en Chartreuse occidentale elle se situe même franchement au milieu de l'étage Berriasien).
En Chartreuse occidentale - et dans une moindre mesure dans le Vercors - les calcaires du Fontanil dessinent une falaise aussi importante que celle de l'Urgonien et remplacent même ce dernier en tant qu'armature des crêtes principales. Par contre, en Chartreuse orientale, ils forment une barre bien moins épaisse, qui disparaît même assez facilement sous les éboulis.

Les Marnes à miches" hauteriviennes

Ces couches sont caractérisées par des bancs calcaires, alternés de marnes et souvent affectés par un débit en boules (d'où leur nom).
Elles forment un talus, le plus souvent couvert de végétation et/ou garni par une jupe d'éboulis, qui monte jusqu'au pied des falaises urgoniennes.

Les calcaires urgoniens

Ce sont des calcaires de plate-forme, très clairs, datés du Barrémien et de l'Aptien inférieur (Bédoulien). Ils contiennent beaucoup de coquilles et sont notamment riches en rudistes. Ils présentent les bancs les plus épais et les plus massifs de la série, sur une épaisseur allant jusqu'à 350 m.
Ils constituent le repère majeur dans les paysages de Chartreuse et du Vercors. Ce sont notamment eux qui forment les crêtes du rebord oriental de la Chartreuse (falaise supérieure, sommets de près de 2000 m , Chamechaude, Dent de Crolle). Le massif du Vercors est sans doute, parmi les massifs subalpins, celui où les calcaires de l'Urgonien couvrent la plus grande superficie. Ils y forment de vastes plateaux, particulièrement développés dans la partie méridionale du massif. Au niveau du Y grenoblois,





ils forment à l'Est du massif toute la chaîne de falaises entre le Moucherotte et le Grand Veymont, ainsi que l'extrémité nord du massif.
Malgré leur aspect massif, les falaises de calcaires urgoniens présentent deux vires principales. La mieux marquée est la "couche à orbitolines", riche en foraminifères du même nom . Constituée de calcaires roux où s'intercalent plusieurs niveaux métriques de marnes franches ou de calcaires très marneux , elle forme un talus d'une trentaine de mètres de haut, souvent garni de végétation. Un autre niveau lité s'observe une cinquantaine de mètres en contrebas des couches à orbitolines. Il forme assez souvent une autre vire moins continue (voir par exemple le site de Rocheplaine, paragraphe II.B.I).

Les nombreuses études consacrées aux calcaires de plate-forme du Barrémo-aptien ont mis en évidence un grand nombre d'ensembles lithologiques. En particulier Arnaud (1981) et Arnaud-Vanneau (1989) ont détaillé la stratigraphie séquentielle des calcaires urgoniens du Vercors. Ils distinguent plusieurs séquences de dépôts, liées aux variations eustatiques du niveau de la mer (la hauteur d'eau, le confinement du milieu et l'hydrodynamisme influencent la nature du dépôt sédimentaire donc la lithologie). Deux niveaux sont à noter particulièrement en regard des risques d'instabilité rocheuse :

- Les limites de séquence de dépôt correspondent à des phases d'émersion de la plate-forme organogène où se déposaient les débris d'organismes à coquilles calcaires. La sédimentation est alors interrompue et le niveau émergé est soumis aux agents érosifs. En particulier, les infiltrations d'eau douce provoquent une dissolution des carbonates et créent des karsts. Ainsi la limite de séquence nommée « sbB4 » par Arnaud (1981) est soulignée par des paléokarsts sur une épaisseur d'une dizaine de mètres. Ce niveau, évident sur la coupe des gorges du Nant (Vercors occidental, hors zone d'étude de ce travail), se retrouve en certains endroits du rebord oriental de la Chartreuse (dent de Crolles notamment). Il peut influencer les circulations souterraines et constituer un niveau plus sensible mécaniquement parlant, puisque sa porosité atteint 16% alors qu'elle n'est que de 1% pour les niveaux courants (Arnaud, 1981).
- En eaux très peu profondes, les zones confinées sont des milieux très calmes, sans courants. Les cyanobactéries qui se développent se déposent en couches fines extrêmement régulières et forment des roches laminées, les algalmats. L'interface entre les algamats et le dépôt suivant est très lisse et plane : dans les gorges du Nant elle a servi de plan de glissement à une masse de plusieurs milliers de mètres cubes.

Ce rapide aperçu sur la stratigraphie séquentielle montre que la sédimentation elle-même peut influer sur l'apparition future d'instabilités rocheuses.

Le Sénonien

Le Sénonien inférieur (Campanien) repose à sa base sur la Lumachelle là où elle existe (niveau d'age Aptien, peu épais mais facile à repérer grâce à sa teinte rousse).
Ce sont des marno-calcaires blanchâtres, d'aspect crayeux, très tendres et qui s'effritent en fragments plurimillimétriques ; en Chartreuse on parle surtout de "Craie marneuse", alors que dans le Vercors les niveaux plus ou moins gréseux sont appelés « lauzes ». Ils sont le plus souvent recouverts de prairies.
Ces marno-calcaires passent transitionnellement, vers le haut, aux calcaires à silex du Sénonien supérieur. Puissants de 50 à 100 m, ces calcaires clairs – blancs ou beiges- en bancs d'épaisseur métrique, constituent la dernière barre de falaise du paysage grenoblois.

Molasses et conglomérats miocènes

Le sommet de la succession stratigraphique de la Chartreuse et du Vercors est constitué par les molasses du Miocène. Les rivières qui érodaient les Alpes à cette époque ont déposé dans le sillon molassique périalpin des sables et des galets, qui se sont transformés en grès à ciment argileux, alternant avec des passées conglomératiques.
Ces formations sont très peu concernées par les éboulements rocheux.

En résumé, le paysage calcaire grenoblois est marqué par trois niveaux de falaises séparés par des talus marneux : ce sont, du plus ancien au plus récent, la barre tithonique, la barre valanginienne des calcaires du Fontanil (surtout marquée à l'ouest des massifs) et la barre urgonienne. Ces trois séries forment l'essentiel de l'ossature du Vercors et de la Chartreuse, avec des falaises le plus souvent subverticales.

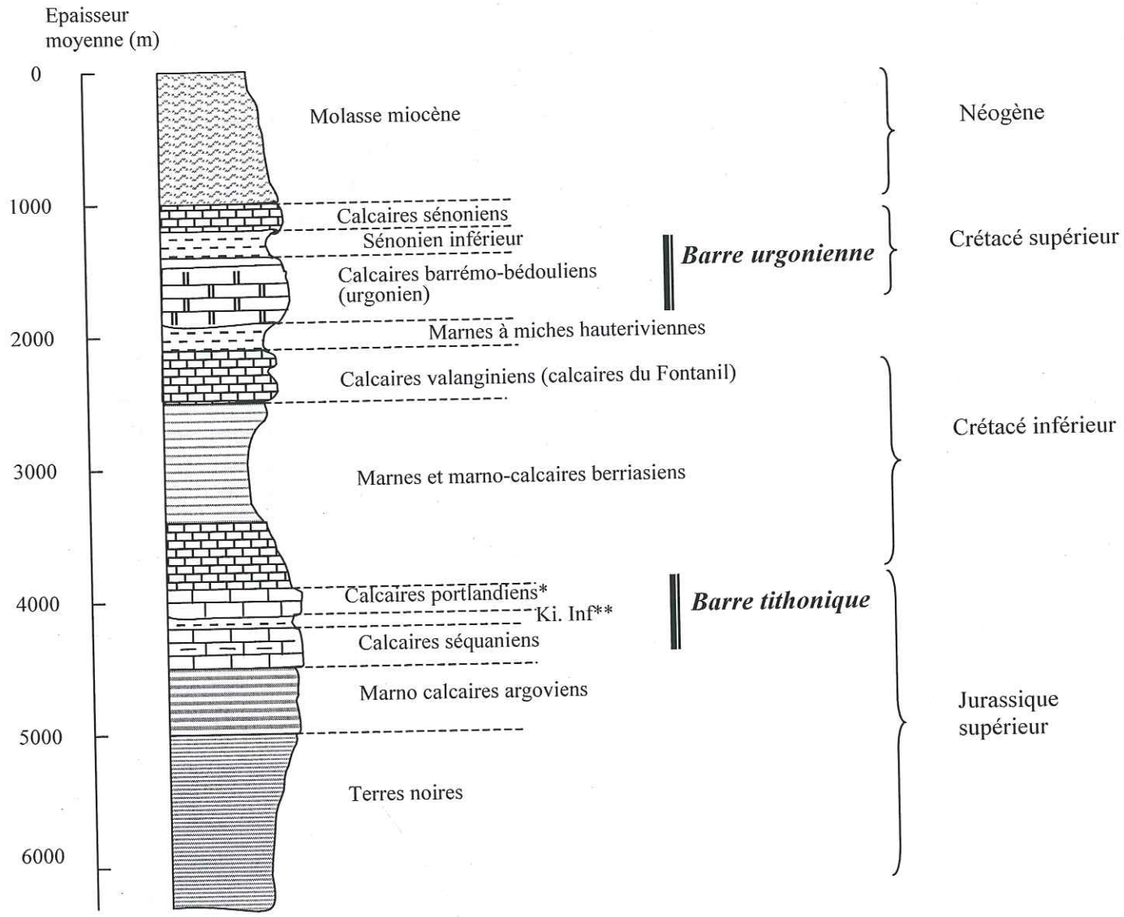



*Figure II.A-2. Colonne stratigraphique simplifiée de la Chartreuse et du Vercors ; la dureté relative des assises géologiques est symbolisée par des escarpements forcés : les calcaires massifs apparaissent en surplomb ; *tithonique sensu stricto, ** Kimméridgien inférieur(d'après Gidon, 2002).*





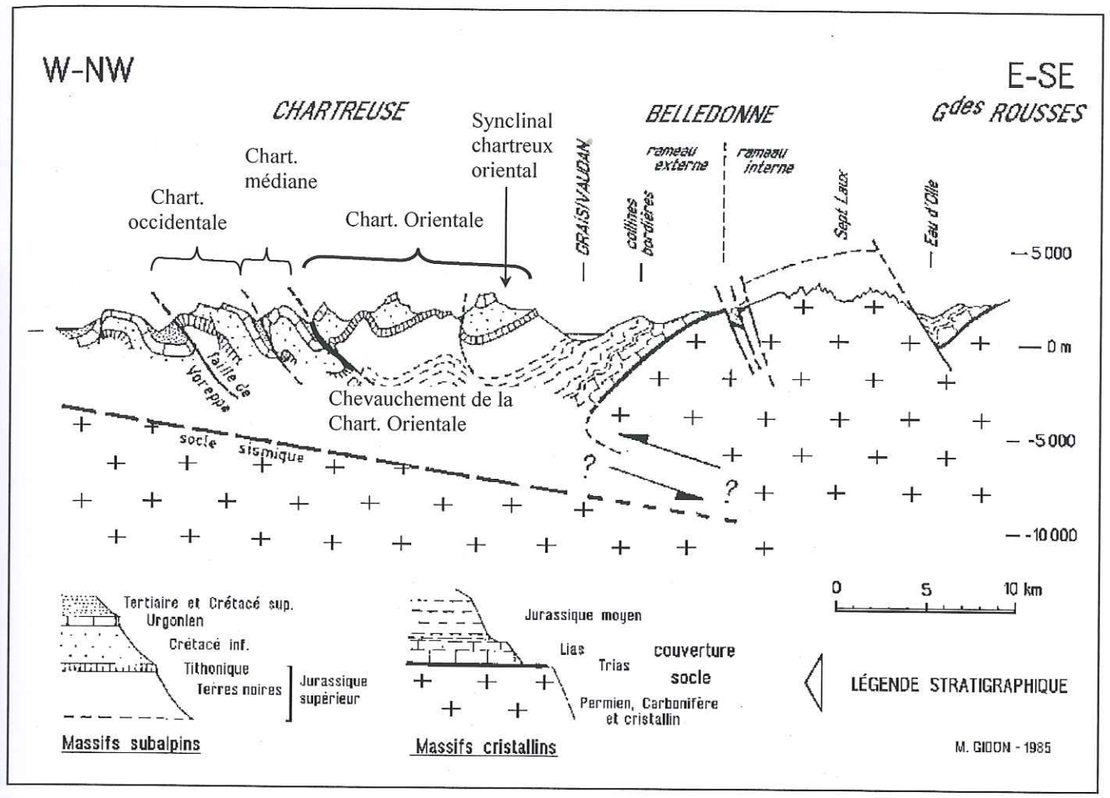



*Figure II.A-3. Coupe d'ensemble du chaînon subalpin de la Chartreuse, au niveau de la Dent de Crolles, en relation avec le socle cristallin de Belledonne ; les demi-flèches accompagnées de points d'interrogation situent l'hypothétique chevauchement du socle (d'après Gidon, 1985 extrait de Gidon, 2002)*

### *II.A.2. Phase de déformation des massifs : principaux traits de la structure – tectonique*

Nous donnons ici un bref aperçu des déformations subies par les massifs subalpins de la Chartreuse et du Vercors. Nous insisterons particulièrement sur les directions structurales prédominantes, qui expliquent à la fois le relief actuel et l'agencement de la fracturation des roches.

Aspects généraux

Les déformations tectoniques qui affectent les massifs subalpins sont plutôt modérées si on les compare à celles des Alpes internes. D'autre part, elles sont les plus récentes car les déformations alpines se sont propagées d'est en ouest. La direction principale des efforts est restée à peu près identique (est-ouest) et les plis ont un alignement globalement nord-sud. Ainsi les falaises du rebord oriental de la Chartreuse et du Vercors sont-elles alignées de façon presque continue du Mt Granier, 40 km au nord de Grenoble, à la Moucherolle 30 km au sud.

Sans entrer dans davantage de détail, le relief de ces massifs découle de deux actions principales liées à l'émergence des Alpes :

- une surrection des massifs, qui a été plus importante au niveau de la chaîne de Belledonne puisqu'elle a porté les sommets jusqu'à 3000 m (2000 m maximum en Chartreuse et Vercors nord).
- un raccourcissement général de la croûte, orienté grossièrement est-ouest, qui a donné naissance à une série de plis et de chevauchements orientés N10 à N20°, en Chartreuse comme dans le Vercors. Les plis et chevauchements sont globalement déversés vers l'ouest, traduisant une composante de cisaillement dans ce sens(Figure II.A.3). Ce sont ces structures longitudinales qui modèlent l'essentiel du relief. Elles sont complétées par des failles décrochantes, compatibles avec la direction générale du raccourcissement (voir détails ci-dessous) : elles représentent une composante d'allongement du massif, secondaire par rapport à la composante de raccourcissement. Malgré des rejets qui peuvent être importants (voir Chartreuse orientale) elles expliquent surtout des aspects de détail du relief.

La chronologie de ces déformations prête encore à discussion, 2 hypothèses s'opposent. La première est que la phase de plissement des massifs subalpins de Vercors et Chartreuse est antérieure à la surrection des massifs cristallins externes, qui n'aurait fait que reprendre partiellement les plis (Gidon, 1998-2002). La seconde hypothèse est que les plis et chevauchements des massifs subalpins sont associés et sont la poursuite dans la couverture mésozoïque d'un grand chevauchement crustal (Ménard, 1989). Ce chevauchement soulève les massifs cristallins externes et leur fait repousser la couverture devant eux.

Une phase de déformation antérieure, extensive et locale, a plus récemment été mise en évidence. Elle s'exprime par une série de failles normales nord-sud, c'est à dire parallèles à l'axe des plis. Ces quelques failles, présentes sur le rebord oriental de la Chartreuse ainsi que dans le Vercors, sont datées de l'Aptien (certaines sont colmatées par de la Lumachelle). Elles n'ont pas été remobilisées par le plissement de la chaîne, mais au contraire ont été déformées, bousculées et parfois tronçonnées « en baïonnette » (faille du Pas de l'Oeille dans le Vercors, faille de la Gorgette à la Dent de Crolle, voir Gidon, 1998-2002). Cette chronologie est donc importante en regard des études d'instabilités rocheuses, puisque ces failles peuvent présenter une surface en échelon (baïonnette, du seul fait de leur déformation) beaucoup plus favorable à la stabilité des masses rocheuses qu'une surface plane.

Le sillon subalpin, quant à lui, correspond essentiellement à un creusement dans les formations tendres des Terres Noires (Figure II.A.3). La présence où non d'un accident tectonique guidant sa direction est toujours sujette à controverse (Gidon, 1998-2002, Ménard, 1989).

La Chartreuse

Dans le détail, la Chartreuse est divisée en trois zones longitudinales (nord-sud), chacune délimitée à l'ouest par une faille de chevauchement :

- la Chartreuse occidentale correspond à un vaste anticlinal déjeté à l'ouest. Son flanc ouest est coupé par la faille de Voreppe, faille de chevauchement qui limite le massif et le met directement en contact avec les molasses de la zone jurassienne. Les failles de décrochement de ce secteur, qui n'ont que de faibles rejets, se connectent à cette faille de Voreppe sans la traverser. La Chartreuse occidentale se caractérise par l'importance dans son paysage des calcaires du Fontanil (Valanginien, voir





paragraphe précédent). Au sud, cette zone se prolonge, au-delà de la cluse de l'Isère, par l'extrémité nord du Vercors ;
- la Chartreuse médiane correspond elle aussi à un large anticlinal, coupé à l'ouest par un chevauchement, de moindre importance que le précédent. Mais, dans ce cas, la voûte du pli plonge à la fois vers le nord et vers le sud. De ce fait la zone médiane disparaît sous le recouvrement de la Chartreuse orientale avant d'atteindre la cluse de l'Isère ; elle n'apparaît donc pas dans notre secteur d'étude ;
- la Chartreuse orientale est un ensemble plus complexe, fait d'un faisceau de 5 plis principaux presque parallèles. Le secteur qui nous intéresse, à savoir le bord oriental du massif, correspond au pli le plus important, le grand synclinal oriental. Les falaises qui dominent le Grésivaudan forment le flanc est de ce synclinal (le pendage des strates plonge donc vers l'intérieur du massif).

  A l'ouest, la Chartreuse orientale est limitée par le « Chevauchement chartreux oriental », très continu, qui pourrait se prolonger au sud par le chevauchement du Moucherotte dans le Vercors oriental (Gidon, 2002, en contradiction avec la thèse Ménard, 1989).

Le massif de la Chartreuse est caractérisé par une série de décrochements dextres, orientés NE-SW, plus marqués en Chartreuse orientale. Trois décrochements majeurs, d'orientation N50 à N60, recoupent le grand synclinal oriental, avec des rejets horizontaux et verticaux importants (respectivement jusqu'à 2 km et une centaine de mètres). Les accidents de la même famille, de moindre extension, sont nombreux.
Une deuxième famille d'accidents est représentée par des failles d'extension N0° à N20°, dont l'importance en terme de surface de glissement potentielle a été relativisée ci-dessus (surface en échelon qui empêche le glissement).
Ces deux directions se retrouvent très souvent lors des études structurales locales (découpage par des familles de discontinuités à l'échelle du site observé, voir section suivante II.B).

Le Vercors

Le Vercors est également divisé en trois ensembles, occidental, médian et oriental. Les secteurs concernés par cette étude appartiennent au Vercors oriental. La partie plus au nord (rive gauche de la cluse de l'Isère), est assez semblable aux structures de la Chartreuse occidentale, alors que la partie extrême-orientale (du Moucherotte à la Moucherolle) ressemble davantage à la Chartreuse orientale. On y suit l'important chevauchement du Moucherotte, dont il n'est pas exclu qu'il poursuive vers le sud le chevauchement chartreux oriental. Ce chevauchement, qui dédouble par endroit la barre urgonienne et/ou la barre tithonique, rend plus complexe la structure de cette longue falaise, qui correspondrait sinon à la terminaison du flanc est du synclinal de Villard-de-Lans. Dans l'ensemble, la stratification est donc, comme le long du Grésivaudan, inclinée vers l'intérieur du massif.
Les modestes décrochements du Vercors nord sont plutôt orientés NW-SE et sont sénestres, par opposition aux décrochements dextres plus importants au sud du massif (Cléry, Jasneuf).

### *II.A.3. Phase d'érosion*

Les dernières glaciations n'ont que modérément affecté les massifs, dont les entrées (cols) étaient déjà en hauteur par rapport à l'épaisseur de glace. Les glaciers du Würm ont surtout longé le Grésivaudan et la vallée du Drac et emprunté la cluse de l'Isère, sans pénétrer l'intérieur des massifs. Dans le Grésivaudan, il semble que la barre urgonienne n'ait pas été touchée par la glace.

Le moteur principal de l'érosion est torrentiel. Les cœurs des plis ont été vidés, formant des vallées d'axe nord-sud (et produisant dans les anticlinaux ces inversions de relief si caractéristiques de la Chartreuse). Bien qu'il soit capable de décaper d'importantes carapaces urgoniennes, ce type d'érosion attaque beaucoup plus rapidement les couches marneuses.

Les calcaires urgoniens sont particulièrement sensibles à la karstification (formation de réseaux souterrains par dissolution des carbonates). D'autre part les structures synclinales sont favorables aux accumulations d'eaux, qui sont toutes drainées vers le même point bas. Ces deux paramètres contribuent à faire du Vercors et de la Chartreuse le paradis des spéléologues, avec des réseaux de plusieurs dizaines de kilomètres. Sur les crêtes orientales de la Chartreuse, certains paléo-réseaux sont découverts par l'érosion et forment un relief très tourmenté fait de crevasses et de tours. En bordure de falaise, de telles tours peuvent se retrouver en limite d'équilibre (SDAU, 2002).
Du point de vue hydraulique, les réseaux souterrains peuvent être à l'origine de mises en charges importantes et provoquer des instabilités de grande ampleur (cause évoquée pour l'éboulement de la Buffe, voir Chapitre I, paragraphe I.B.2).
N'oublions pas non plus les niveaux de paléokarsts hérités des phases d'émersion lors de la sédimentation, qui peuvent influer sur les circulations (voir la description des calcaires urgonniens ci-avant).

L' « éboulisation » peut être définie comme le processus d'érosion qui affecte les corniches calcaires, de façon quasi continue, en détachant des falaises des débris rocheux, du $cm^3$ au $dm^3$, qui viennent fournir l'essentiel des éboulis de pente. Parmi les processus en jeu, l'érosion par gélifraction affecte de façon conséquente les roches, au-delà de 1000 m sous nos latitudes. Rovera (1997) met en évidence l'éboulisation des corniches de calcaire urgonien en Chartreuse (Chamechaude, 2000 m, et Aulp du Seuil, 1600-1800m) au niveau des « abris sous roche ». Une érosion différentielle se crée entre les strates fines litées et les bancs plus massifs qui sont progressivement mis en surplomb. L'auteur estime la vitesse d'érosion de ces abris sous roche à 0.1 mm /an.

Dans cette évolution du paysage, les éboulements rocheux ne sont qu'une étape très rapide d'érosion des versants. De nombreuses traces d'éboulements anciens existent au pied des pentes dont la stratification est conforme. Le sapement du pied des couches permet des glissements bancs sur banc. On peut citer les éboulements du Charmant Som en 1132, (Chapitre I, paragraphe I.B.2), du Petit Som, du tunnel des Agneaux ou encore du vallon de Marcieux, qui ont dégagé des dalles structurales bien visibles. Ces événements ne sont pas tous datés, mais l'accumulation des blocs en pied est largement prise par la végétation. Nous reviendrons sur ce point au paragraphe II.C.





## II.B. Analyse en retour d'éboulements passés

En analysant en détail des éboulements passés dont la cicatrice de rupture est encore suffisamment fraîche, nous allons tenter de mettre en avant certains paramètres de sensibilité à la rupture.
L'étude se fait essentiellement sur le terrain, en portant une attention particulière à :

- la topographie ;
- la géologie ;
- la mécanique.

Parmi les sites d'éboulements connus sur le Y grenoblois, nous en avons visité en détail une dizaine. Ils sont repérés sur la carte de la Figure II.B.1. L'accessibilité et la fraîcheur de la surface de rupture sont des éléments importants pour l'obtention d'informations fiables ; ils ont donc guidé le choix des sites d'étude. Nous avons par la suite sélectionné 4 sites qui présentent des caractéristiques variées mais souvent rencontrées dans d'autres cas.

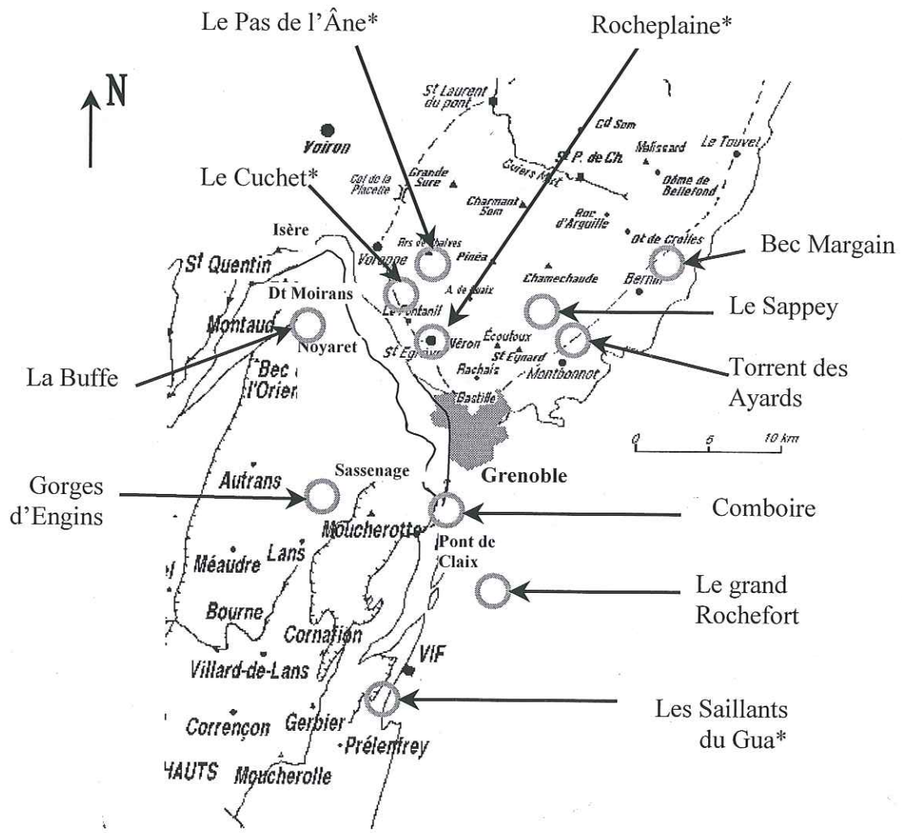



*Figure II.B-1. Localisation des sites d'étude dans le Y grenoblois (d'après un fond topographique simplifié extrait de Gidon, 2002) ; les sites affectés d'une étoile(*) sont détaillés ci-après.*

### *II.B.1. Rocheplaine*

Le site de Rocheplaine, sur la commune de St Egrève, est depuis plusieurs années une école d'escalade fréquentée. Le 5 juillet 97, une chute de bloc a entraîné la fermeture du site. Après nettoyage d'une partie de la falaise et réalisation d'un merlon de protection, le site a été en partie réouvert.
L'événement de 97 n'est pas très important (2 $m^3$) mais d'autres cicatrices d'éboulement, non datées, attestent de la relative activité de la falaise. Nous en détaillerons une en particulier.

#### II.B.1.1. Contexte géologique et morphologique

Géologie

Le site d'escalade de Rocheplaine est formé de calcaires du Crétacé inférieur, du complexe urgonien inférieur. Dans cette formation massive à bancs épais plurimétriques, un niveau de calcaires roux, plus marneux et lités, détermine une vire formée des bancs décimétriques à métriques. Epaisse d'une dizaine de mètres, elle sépare en deux la masse urgonienne inférieure. Plus haut dans la falaise, une couche à Orbitolines crée une vire similaire
La falaise appartient au flanc oriental de l'anticlinal des rochers de l'Eglise, dont la charnière est orientée N10-20. La stratification est orientée N20 et pentée 55°E.
Aucun accident géologique remarquable n'intéresse ce site.
Des traces d'humidité noires sont visibles sur certains plans de stratification. Cependant la morphologie du site (en crête) limite très fortement les possibilités d'apport d'eau (Figure II.B.2).

Morphologie

Le front de falaise a une direction moyenne N115 et une pente moyenne verticale – variant de 80° vers le nord à 80° vers le sud. Il est en fait composé de deux plans, décalés l'un par rapport à l'autre par la vire de calcaire roux. Plus lité et plus marneux, donc plus tendres, ce dernier détermine une vire morphologique inclinée dans le paysage. Cette morphologie en marche d'escalier détermine en plus du front moyen de falaise une deuxième surface libre, presque orthogonale à la première (Figure II.B.2).

Analyse structurale

L'ensemble de la falaise présente trois familles de discontinuités bien distinctes. Plusieurs séries de mesures ont été effectuées, en-dessous de la vire, au niveau de la vire et au-dessus de celle-ci. Les caractéristiques de chaque famille sont très homogènes sur l'ensemble du site. Elles sont résumées dans le Tableau II.B.1.
Ces trois familles de discontinuités découpent des blocs parallélépipédiques, à angles pratiquement droits.





| **Famille** | **Orientation** (direction / pendage) | **Persistance** | **Espacement** | **Ondulation / rugosité** | **Ouverture** |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 Stratification | N20 / 55E | hectométrique | Plurimétrique à décimétrique | plane et lisse | 0 à quelques mm, avec parfois un remplissage argileux |
| 2 Diaclases | N15 / 35W | Métrique (interrompue par les plans de stratification) | métrique | ondulée et lisse | Fermée |
| 3 Plans de falaise | N110 / subverticale (75N à 75S) | décimétrique | Métrique | irrégulière et rugueuse | quelques mm à quelques cm |

*Tableau II.B-1. Caractéristiques des discontinuités sur le site de Rocheplaine*

Conséquence sur les mécanismes de rupture

La vire de calcaire roux, tendre, s'érode plus rapidement que le calcaire urgonien massif. La dépression qu'elle délimite (Figure II.B.2) définit sur le site de Rocheplaine deux types de mouvements cinématiquement possibles par rapport au découpage structural :

1. Au dessus de la vire, l'érosion des calcaires marneux crée un vide sous la partie supérieure des bancs de calcaire massif, qui se retrouvent en surplomb. Des blocs glissent alors progressivement vers l'ouest. L'érosion régressive dans cette partie de falaise se fait donc du bas vers le haut.
2. En dessous de la vire, le vide créé par l'érosion des calcaires tendres se manifeste par le décalage du front moyen de falaise vers l'ouest (Figure II.B.2). La butée de pied des bancs de calcaire a disparu et autorise des glissements sur les joints de stratification.

#### II.B.1.2. La chute de bloc de juillet 97

La cicatrice du bloc tombé en juillet 97 se situe immédiatement au-dessus de la vire de calcaires roux. Comme décrit précédemment, les mécanismes de rupture cinématiquement possibles dans cette partie du site sont des glissements sur les diaclases, plus ou moins guidés par la famille 3 (Figure II.B.3.a).
Le bloc étudié a un volume de $1m \times 1m \times 2m = 2m^3$. Une analyse modale selon Goodman et Shi (1985, chapitre I) permet de définir le mécanisme de rupture : il s'agit d'un glissement dièdre sur les plans 2 et 3.

En faisant l'hypothèse que les deux plans ont le même angle de frottement, on peut déterminer facilement les caractéristiques mécaniques des plans à la rupture (voir § 3.B.2.1. sur les glissements dièdres). Dans ce cas, si on considère une cohésion nulle, l'angle de frottement vaudrait $\phi = 39°$ ; en considérant $\phi = 35°$ (valeur estimée in situ d'après la morphologie plutôt rugueuse ou ondulée des plans), on obtient une cohésion c = 2.9 kPa ; avec $\phi = 30°$ (hypothèse pessimiste correspondant à un plan parfaitement lisse) on a c = 5.4 kPa (Jeannin, 2000). Par conséquent, dans cette configuration géométrique, une faible cohésion sur les plans de diaclase est suffisante pour assurer la stabilité des blocs

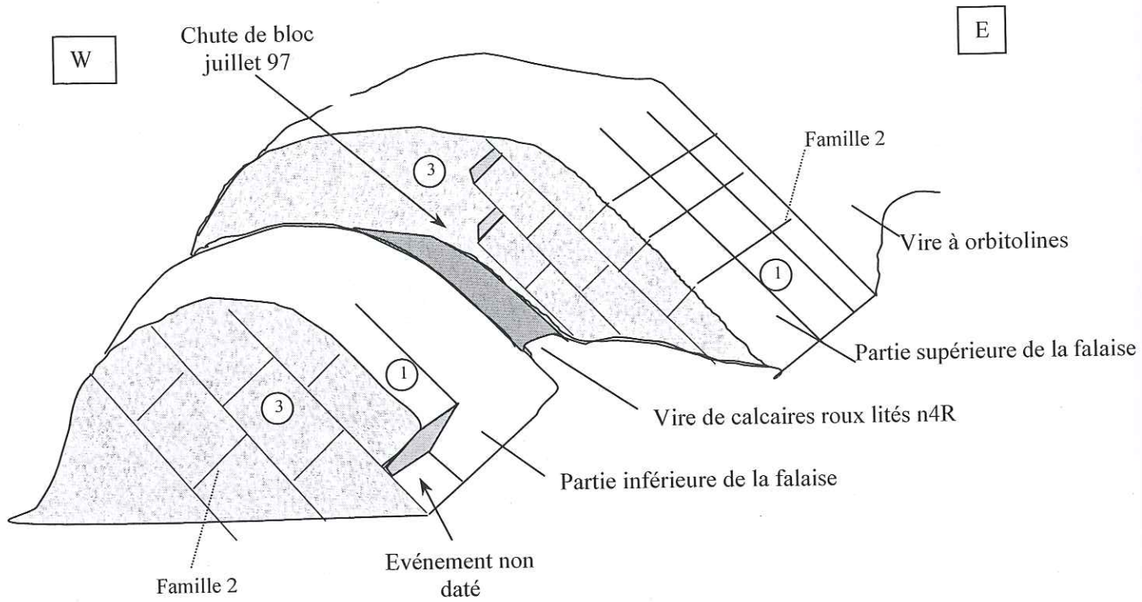



*Figure II.B-2. Représentation schématique du site de Rocheplaine. Quelques plans de stratifications (famille 1) et quelques plans de diaclases (famille 2 sont représentés sur les deux plans de falaises principaux (déterminés par la famille 3 et représentés en granité). Les surfaces grisées soulignent des surfaces libres.*

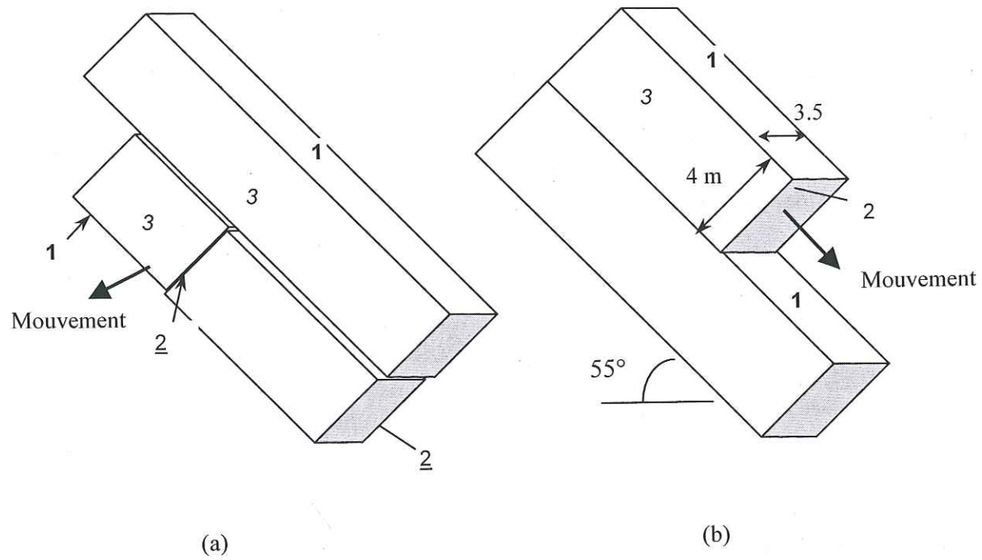



*Figure II.B-3. Mécanismes de glissement possibles sur le site de Rocheplaine, étant donné un découpage structural selon 3 familles (1= Stratification, N20/55E, 2= Diaclases, N15/35W, 3=Plan de falaise, N110/SV):( a) Au-dessus de la vire, glissement sur 2 (et 3) avec décollement sur 1, représentatif de la chute de juillet 97 ;(b) En dessous de la vire, glissement sur 1 et décollement sur 2, représentatif de l'éboulement non daté.*





– au moins pour des rapports volume du bloc / surface de glissement équivalent à celui de l'exemple calculé.

Cette chute de bloc est survenue après deux jours de précipitations intenses. On peut penser que c'est ce facteur qui a provoqué la rupture.

#### II.B.1.3. Analyse de l'éboulement non daté

Au pied de la falaise, on peut observer un bloc de près de 200 $m^3$, qui s'est détaché de la partie inférieure, en dessous de la vire, à une date inconnue (quelques dizaines d'années au moins). Le plan de glissement principal est bien visible : il s'agit d'un plan de stratification, penté à 55°E (Figure II.B.3..b). Ce plan présente par endroit un mince dépôt de calcite ; d'autre part on observe un remplissage argileux sur le prolongement du plan au-delà de la surface de rupture. Aucun dépôt argileux n'est présent sur la surface de rupture mais on peut supposer qu'il a été altéré avec le temps depuis qu'il est à l'air libre.

Une analyse modale montre que le mécanisme de rupture est un glissement plan le long du plan de stratification. En supposant un angle de frottement pour ce plan $\phi = 25°$ (en raison du remplissage argileux), la cohésion minimum pour assurer la stabilité du bloc (facteur de sécurité F=1) vaut c = 114 kPa (Jeannin, 2000). Même en prenant $\phi = 35°$, on a encore c = 90 kPa. Ces valeurs de cohésion sont beaucoup plus élevées que dans le cas précédent. Dans cette configuration, en dessous de la vire, les plans de stratification doivent donc posséder une cohésion importante pour assurer la stabilité des blocs découpés. Cette cohésion peut provenir du remplissage argileux lui-même ou de ponts de matière dus à la cristallisation de la calcite.

#### II.B.1.4. Synthèse

Le site de Rocheplaine a connu plusieurs chutes de blocs ou éboulements de faible ampleur. Le dernier événement est une chute de bloc de 2 $m^3$, survenue le 5 juillet 1997 après deux jours de pluie.

Le découpage structural du site est très simple et régulier, avec trois familles de discontinuités presque orthogonales entre elles (stratification, diaclases et plans de falaise). La morphologie de la falaise, liée à la présence d'une couche de calcaires lités plus tendres que le calcaire massif urgonien, autorise avec ce découpage structural deux types de rupture de blocs. Au-dessus de la vire, les glissements sont possibles sur les diaclases. En dessous ils se font sur les plans de stratification et sont favorisés par un remplissage argileux.

Dans ce cas, les facteurs essentiels qui contribuent à la rupture des blocs rocheux sont la géologie (lithologie et discontinuités) et la morphologie de la falaise. La pluie a probablement été le facteur déclenchant pour le bloc de juillet 97.

### *II.B.2. Le Cuchet*

L'éboulement du Cuchet date probablement de l'hiver 2000. La cicatrice de départ et la zone de propagation, le long de laquelle les arbres ont été détruits, sont bien visibles depuis la cluse de l'Isère. Au moment de la visite du site, en Mai 2000, la cicatrice était encore bien préservée et nous disposons d'observations de bonne qualité.

### II.B.2.1. Contexte géographique et géologique :

Le site du Cuchet se situe à 630 m d'altitude, sur la commune du Chevalon de Voreppe, dans la partie méridionale du massif de la Chartreuse (Figure II.B.1). L'éboulement est parti d'une petite barre rocheuse d'une hauteur de 30 m, orientée à l'ouest avec une inclinaison d'environ 70°.
Cette barre est formée de calcaires bicolores du Valanginien. La stratification, d'orientation moyenne N30/ 20E, plonge légèrement vers l'intérieur du versant.
La barre d'origine de l'éboulement précède une importante falaise calcaire qui marque le sommet du versant. L'ensemble appartient au flanc oriental de l'anticlinal de Chalves. Un contact anormal décrochant (dextre) existe juste au pied du site (Figure II.B.6) .

### II.B.2.2. Analyse de la surface de rupture

#### Observations géométriques

La surface de rupture s'étend sur toute la hauteur de la barre rocheuse, soit 30 m, et sur une largeur moyenne de 5-6 m..
L'orientation des plans de falaise, de part et d'autre de la cicatrice, varie de N10 au nord à N165 au sud. D'autre part les masses surplombantes restées en place en haut de la surface de rupture laissent penser que la topographie avant rupture n'était pas rectiligne mais était déterminée par l'intersection des deux plans de falaise. L'éboulement du Cuchet correspond donc à celui d'un éperon rocheux, comme schématisé sur la Figure II.B.4.

Sur la zone de dépôt, les plus gros blocs font près de 1.5 m de côté, ce qui peut correspondre à l'épaisseur maximale de la masse éboulée. En couplant toutes ces observations nous évaluons le volume de la masse éboulée à environ 250 $m^3$.

#### Analyse structurale

Il existe 3 familles de discontinuités principales sur le site. Leurs caractéristiques respectives sont résumées dans le tableau ci-dessous :

| **Famille** | **Orientation** (direction / pendage) | **Persistance** | **Espacement** | **Ondulation / rugosité** | **Ouverture** |
|---|---|---|---|---|---|
| Stratification | N30 / 20E | hectométrique | décimétrique | plane et lisse | quelques mm |
| Diaclases | N90 / subverticale | métrique | décimétrique | ondulée et rugueuse | quelques mm |
| Plans de falaise | N0 / 70W | métrique | décimétrique | irrégulière et rugueuse | quelques cm |

*Tableau II.B-2. Caractéristiques des discontinuités relevées sur le site du Cuchet.*

La surface de rupture n'est pas un plan unique. Elle est composée de relais entre les différents plans de discontinuités (Figure II.B.7.a).





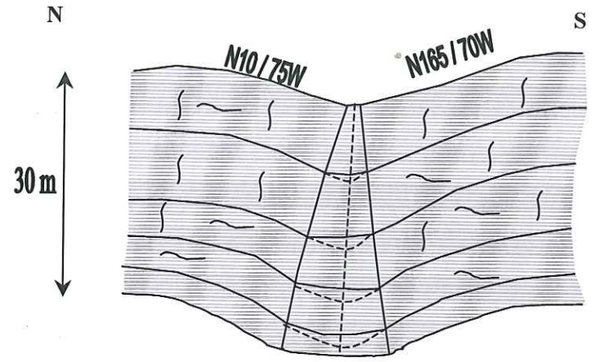



*Figure II.B-4. Représentation schématique de la topographie du site du Cuchet, avant éboulement (topographie originale en traits tirés) et après (d'après Taluy, 2000)*

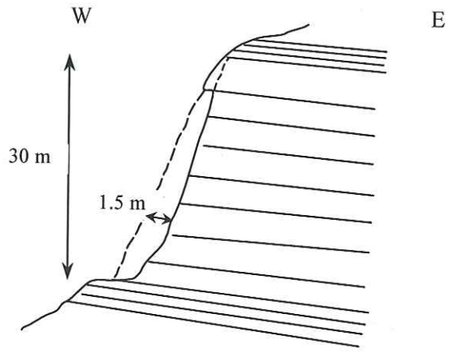



*Figure II.B-5. Coupe du site du Cuchet au niveau de l'éboulement de 2000; le trait pointillé marque la topographie supposée avant la rupture*

#### Analyse des facteurs ayant pu mener à la rupture

Une importante partie de la cicatrice de l'éboulement est couverte de concrétions carbonatées (qui ressemblent beaucoup à du tuf, mais sans débris végétaux). Localement, ce dépôt peut atteindre plusieurs dizaines de centimètres (Figure II.B.7.c).

La discontinuité située à l'arrière des masses surplombantes encore en place sur la partie haute de la cicatrice est remplie de ce même dépôt carbonaté sur une épaisseur d'environ 10 cm, comme indiqué sur la figure II.B.7.b. L'existence de ce dépôt indique que les plans qui constituent la surface de rupture étaient interconnectés et étaient le siège d'écoulements lents.

Au-dessus de la barre rocheuse, un replat et une pente boisée mènent au pied de la falaise principale. Au niveau de l'éboulement, la pente forme une combe assez marquée. Cette morphologie permet de supposer des apports en eau importants et réguliers, qui peuvent expliquer la formation du tuf (ou travertin).

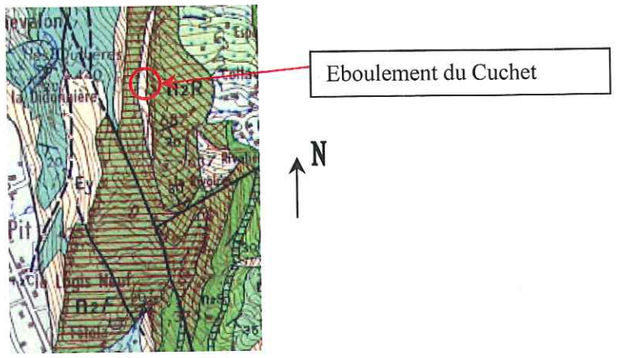



*Figure II.B-6.Extrait de la carte géologique au niveau du site du Cuchet, commune de Chevalon de Voreppe Le contact NW-SE passant au pied de la falaise valanginienne (n2F) est décrochant dextre (feuille Grenoble à 1/50000*

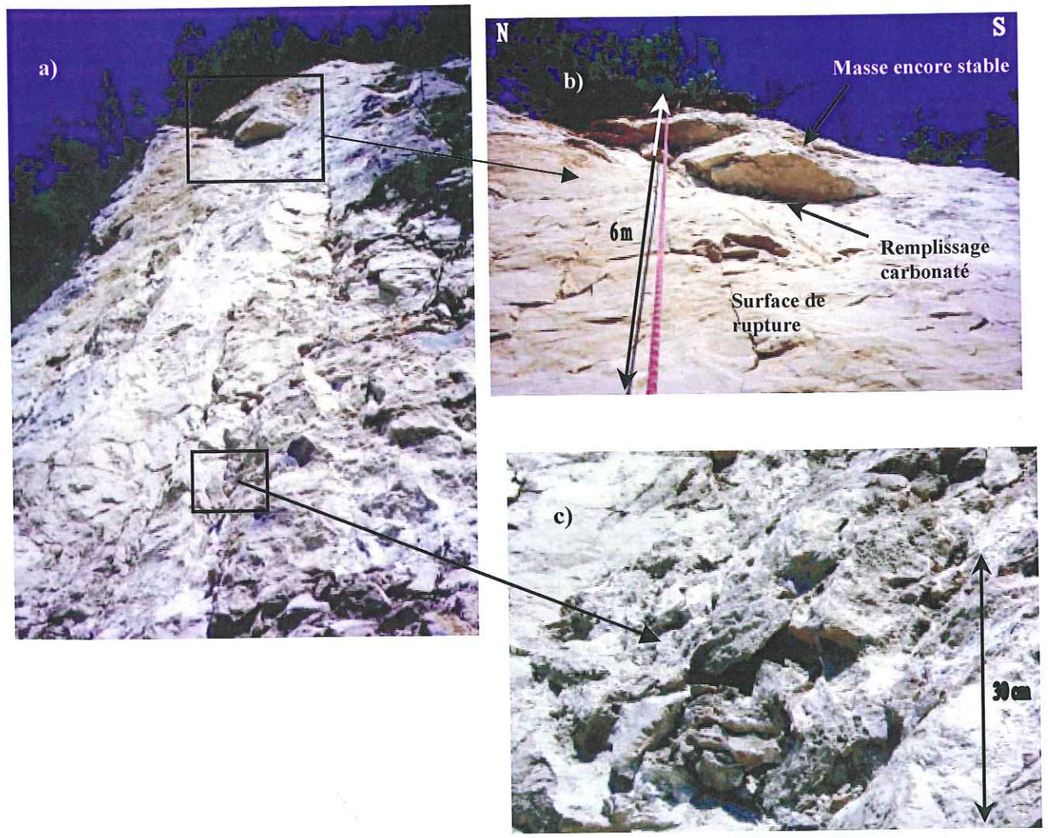



*Figure II.B-7. Vues sur la cicatrice de l'éboulement du Cuchet ( photographiées le 23/05/00) : a) L'ensemble de la surface de rupture présente de nombreuses discontinuités en relais(vue du pied) ; b) Les masses en surplombs encore stables en partie haute sont découpées à l'arrière par le prolongement de la surface de rupture, avec un remplissage de matière carbonatée ; c) Détail de la matière carbonatée présente sur une partie de la surface de rupture.*





Du fait de leur structure très vacuolaire, les tufs ont des caractéristiques mécaniques faibles par rapport à la roche calcaire. Ils constituent donc des zones de moindre résistance. D'autre part le tuf est sensible à la dissolution. Les « ponts » que représente ce remplissage entre la falaise et la masse rocheuse individualisée par des discontinuités sont donc amenés à se dissoudre.

#### II.B.2.3. Synthèse

L'éboulement du Cuchet, daté de l'hiver 2000, concerne environ 250 $m^3$ de calcaires valanginiens. La surface de rupture est composée de relais entre les trois familles de discontinuités représentées sur la barre rocheuse. Elle est pentée d'environ 70° et largement recouverte de dépôts carbonatés. La morphologie de la pente située au-dessus de la barre rocheuse permet des apports d'eau suffisants pour former ces concrétions.

Le mécanisme de rupture le plus probable est une rupture progressive dans les dépôts carbonatés fragiles remplissant les discontinuités préexistantes. Des ponts de roche calcaire devaient assurer la stabilité de la masse prédécoupée ; ils ont pu céder sous l'effet de pressions interstitielles ou d'un phénomène de fatigue.

### *II.B.3. Les Saillants du Gua*

Le 31 Mars 1997 dans l'après-midi, un éboulement d'un volume de plus de 600 $m^3$ s'est produit au-dessus du hameau de Champrond, sur la commune des Saillants du Gua. La masse s'est fracturée dans sa chute en blocs allant du décimètre cube à la dizaine de mètres cubes ; certains blocs se sont immobilisés dans les cours et jardins des maisons de Champrond, écrasant deux voitures. La totalité des arbres sur la trajectoire des blocs a été arrachée, laissant un cône d'éboulis dénudé sur une largeur de plus de trente mètres.

#### II.B.3.1. Contexte géographique et géologique

Situation géographique

L'éboulement provient de la partie nord de la falaise dite de "l'Eglise St Michel" sur le rebord oriental du massif du Vercors. Cette falaise domine les hameaux de Champrond et Champa, sur la commune des Saillants du Gua, au sud ouest de Vif. Haute de 20 à 50 mètres, elle se développe sur plus de 300 mètres de longueur, à une altitude d'environ 800 m. En dessous s'étend un versant boisé d'un dénivelé de 3 à 400 m.

Au niveau de la cicatrice de l'éboulement, la falaise forme une avancée convexe par rapport au plan moyen de la falaise.

Lithologie

La partie haute de la falaise, constituée de bancs calcaires massifs d'épaisseur métrique, est datée du Portlandien (faciès Tithonique du Jurassique supérieur); comme on le voit sur la figure II.B.8, la partie supérieure de la falaise (5) et la partie inférieure (3) sont séparées par un niveau à petits bancs décimétriques (4), épais d'environ 2m. L'ensemble repose sur une formation du Kimméridgien, d'abord

calcaire (alternance de minces lits calcaires et des feuillets marneux sur 6-7 m (2)) puis plus marneuse vers la base du versant (1).

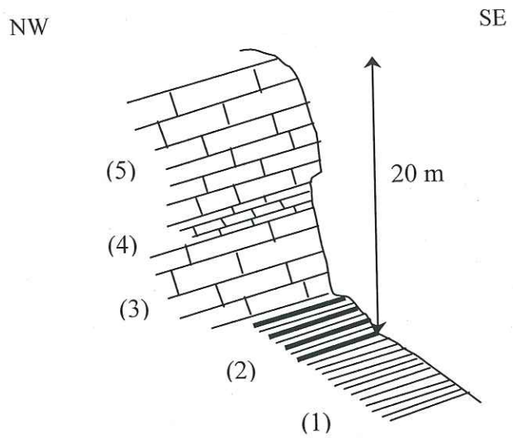



*Figure II.B-8.Coupe lithologique générale de la falaise de l'Eglise St Michel, commune des Saillants du Gua. (1), (2) = Kimméridgien, (3), (4), (5) = Portlandien.*

L'orientation générale de la falaise, exposée sud-est, n'est pas constante: elle passe de N60° au sud à N30° au niveau de la cicatrice d'éboulement puis N50° au nord.
Les strates sont pentées vers l'ouest d'environ 40°, mais présentent localement de fortes variations. Dirigées vers l'intérieur du versant, elles ne permettent pas de glissements banc sur banc, mais favorisent par contre l'apparition de surplombs, surtout entre les niveaux (4) et (5) (Figure II.B.8).

Le contexte tectonique semble avoir joué un rôle prépondérant dans le déclenchement de l'instabilité. En effet, la partie nord de la falaise, qui contient la cicatrice de rupture, se situe juste à l'extrémité sud d'un important chevauchement, responsable du dédoublement de la barre tithonique (déplacement de l'ordre du kilomètre). Le plan de chevauchement est orienté grossièrement N30, avec un faible pendage vers le nord ouest. Il semble que cet accident soit à l'origine de l'interruption de la falaise immédiatement au nord de l'éboulement (voir la photo d'ensemble de la Figure II.B.9).

Contexte hydrogéologique

Une source de débit assez peu important émerge à la base de la falaise de l'Eglise St Michel, à environ 600m au sud de la zone de départ de l'éboulement. Elle résulte d'écoulements internes au massif. Le petit ruisseau du Champa coule également à cet endroit, qui marque l'extrémité sud de la falaise.
Le plateau herbeux et la zone boisée assez peu inclinée au-dessus de la falaise favorisent les infiltrations d'eau. Toutefois le bassin versant est réduit, la crête située une cinquantaine de mètres plus haut que la tête de falaise permet peu d'accumulations d'eau.
Les nombreuses traces d'humidité et le placage de calcite qui recouvre une bonne partie de la paroi attestent d'importants ruissellements à la surface de la falaise et entre les bancs.





Analyse structurale

Une scan-line (définie au Chapitre I) a été réalisée au pied de la falaise, immédiatement au sud de la cicatrice d'éboulement sur une longueur d'une cinquantaine de mètres. Outre la stratification, 5 familles de discontinuités ont été différenciées. Le tableau II.B.3 en résume les caractéristiques principales. Pour l'orientation, seul le pôle de chaque famille est indiqué, mais la dispersion autour de chaque valeur est importante.
la famille 1 a une direction souvent parallèle au plan de falaise, mais avec un pendage inverse (vers l'intérieur du massif) qui délimite des plans de surplomb. Les familles 3, 4 et 5 ont une direction et une pente conformes à la surface libre, permettant donc des glissements sur ses plans. La famille 5 en particulier, qui est très représentée, autorise des glissements plans.

| Famille | Orientation (direction / pendage) | Persistance | Espacement / Ouverture | Ondulation / rugosité | Remarques |
|---|---|---|---|---|---|
| Stratification | Globalement N35/50W Localement variable | hectométrique | Décimétrique à métrique / quelques mm | plane et lisse | |
| 1 | N50/65N | décimétrique | métrique / fermée | | Plans parallèles au front de falaise, mais à pendage inverse |
| 2 | N105/60N | métrique | décimétrique à métrique / centimétrique | ondulée | |
| 3 | N160/60E | Métrique à décamétrique | décimétrique à métrique / quelques mm | plane et lisse | |
| 4 | N15/75E | métrique | décamétrique / fermées | Ondulée et rugueuse | Famille du plan sud du dièdre éboulé (N20-80E) |
| 5 | N35/55E | métrique | métrique / fermée | | Plans parallèles au front de falaise, pendage conforme |

*Tableau II.B-3. Caractéristiques des discontinuités relevées sur le site des Saillants du Gua*

La falaise étudiée est donc très fracturée, selon 6 familles de discontinuités. D'autre part les traces de chutes de blocs et d'éboulement sont nombreuses. Ces observations ne sont pas caractéristiques des falaises tithoniques de la région grenobloise - de la Chartreuse au Vercors – qui sont dans l'ensemble plutôt saines. Par exemple, la partie supérieure de la falaise du St Eynard, qui domine la commune de Corenc (Nord de Grenoble), est peu fracturée et il y a peu d'indices de chutes de blocs sur le terrain (ce qui n'est pas le cas du niveau inférieur, Séquanien).

### II.B.3.2. La surface de rupture

La cicatrice de rupture, haute d'une vingtaine de mètres, est constituée de 3 surfaces : 2 surfaces subverticales ( N20/80E au sud et N70-90/80S au nord formant un dièdre et une surface basale peu inclinée). L'angle d'ouverture du dièdre est d'environ 120° (Figure II.B.9). La surface sud est un plan continu, presque complètement lisse. Sa couleur jaune clair atteste d'une altération importante. La

discontinuité responsable de ce plan était sans aucun doute continue et ouverte avant la rupture. D'ailleurs elle se prolonge vers le nord dans le versant, ouverte de 5 cm. Au contraire la surface nord est de couleur plus foncée, très rugueuse à petite échelle et formée de marches d'escalier à grande échelle. Certains relais de cette surface complexe correspondent à des familles de discontinuités repérées lors de l'étude structurale ; les autres semblent être des ruptures de la matrice rocheuse elle-même.

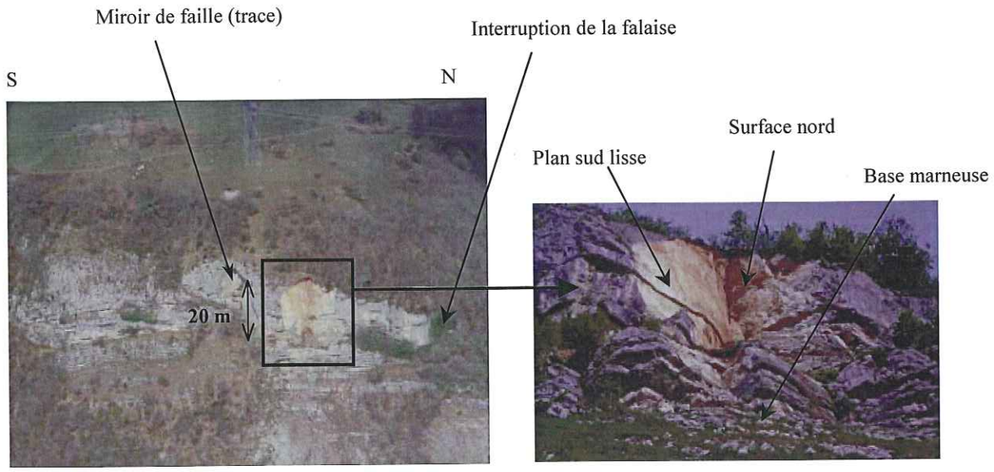



*Figure II.B-9. Vues d'ensemble et de détail de l'éboulement des Saillants du Gua (photos P.Desvarreux)*

La surface basale se trouve dans le niveau de Kimméridgien, qui est complètement fracturé à la base de la cicatrice. Nous avons observé, à l'aplomb de l'arête du dièdre, un décrochement des bancs marneux. Cet accident local a dû diminuer la résistance déjà médiocre de ce niveau. La base du dièdre a donc de toute évidence constitué un point de faiblesse.

Les deux plans du dièdre on un pendage d'environ 80°. A posteriori, on peut observer que l'arête du dièdre n'émergeait pas . Le mécanisme de rupture n'est donc pas celui d'un glissement dièdre simple. La rupture est probablement liée à la réduction progressive des caractéristiques mécaniques du pied de falaise sous l'effet du poids de la masse rocheuse, déjà découpée de façon continue sur un côté. La rupture s'est alors propagée du pied (niveau Ki. Inf. plus faible) vers le haut, détruisant les ponts de matière de la surface nord qui assuraient l'équilibre de l'ensemble.

Quelques mètres au sud de la cicatrice, un miroir de faille est visible (Figure II.B.9) ; il s'agit d'une faille normale, caractérisée par de nombreuses stries ; le plan est orienté N30-60E ; le crochon de faille est marqué par un relèvement progressif du pendage des strates à la base de la falaise. Le décrochement observé dans le talus marneux (Figure II.B.10) est probablement lié à cette faille.
Il est possible que cet accident soit lié à la présence du chevauchement (il a à peu près la même orientation) il reste difficile à interpréter en raison de sa forte pente (qui élimine par exemple l'hypothèse d'une rampe de chevauchement). Il peut s'agir d'une phase de déformation plus ancienne, qui a été remobilisée par le chevauchement. Cette hypothèse permet d'expliquer la présence de plusieurs plans singuliers N10 à 45/60 à 80E. Le plan sud du dièdre éboulé appartient à cet ensemble, et c'est aux abords immédiats de ce dièdre que les détails d'activité tectonique sont les plus marqués.





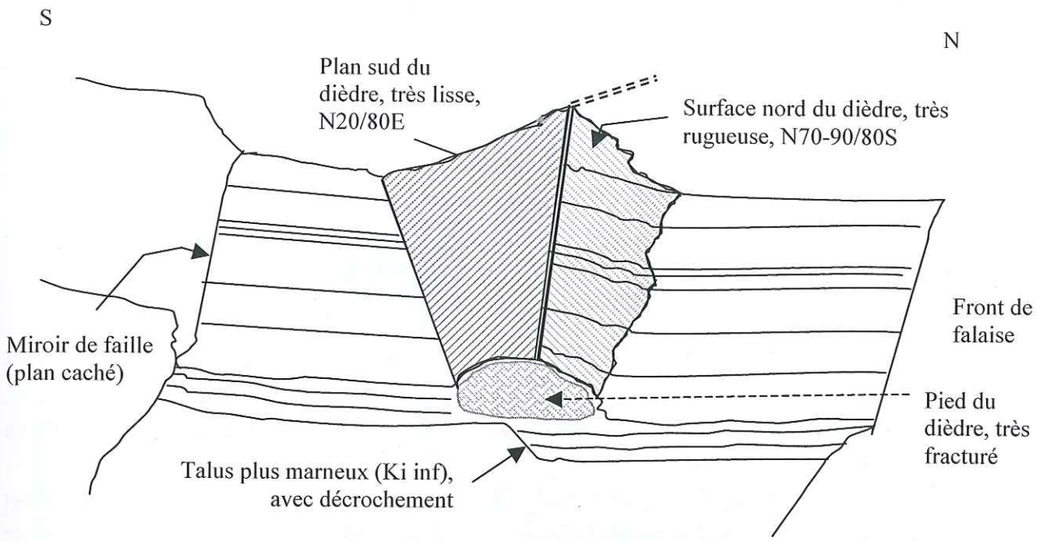



*Figure II.B-10. Schéma de la cicatrice de rupture, éboulement des Saillants du Gua*

### II.B.3.3. Synthèse

L'éboulement des Saillants du Gua, intervenu le 31 Mars 1997, a mobilisé 600 $m^3$ de calcaires tithoniques. La cicatrice de rupture est un « trièdre » composé :

- d'un plan sud très lisse et très régulier, correspondant à une discontinuité préexistante ouverte et soumise à l'altération ;
- d'une surface nord, très rugueuse à petite échelle et formée de marches d'escalier à grande échelle, qui correspond à une rupture progressive de ponts de matière ;
- d'une surface basale peu inclinée, dirigée par la fracturation importante du niveau Ki. Inf.

L'arête du dièdre n'émerge pas en surface, donc le mécanisme de glissement dièdre n'est pas possible. L'éboulement résulte d'une combinaison entre un glissement dièdre (sur un plan de discontinuité existant et une surface générée par l'affaiblissement des ponts de matières) et une rupture en pied de falaise (dans des bancs marneux moins résistants).

Il existe un chevauchement remarquable au nord de la falaise de l'Eglise St Michel. Nous avons mis en évidence aux alentours immédiats de la cicatrice de nombreux détails d'activité tectonique, dont un miroir de faille qui peut avoir été remobilisé par ce chevauchement. Le plan sud du dièdre peut être interprété comme une réplique de ce plan de faille. La tectonisation du secteur semble être un facteur important dans le déclenchement de cet éboulement - d'autant que l'orientation de la fracturation engendrée, qui est intense, est conforme à la pente topographique.

La morphologie initiale à l'endroit de l'éboulement formait une avancée par rapport au front moyen de la falaise ; la pente faible du plateau surmontant la falaise favorise les infiltrations d'eau. Ces deux facteurs peuvent également être invoqués comme facteurs ayant mené à la rupture.

### *II.B.4. Le Pas de l'Ane*

Le Pas de l'Âne se situe à 4 km au sud de la Grande Sure dans la partie sud-ouest du massif de la Chartreuse. A une altitude de 1350m, il surplombe le monastère de Chalais, sur la commune de Voreppe. Le 22 Mars 1996 un éboulement se produit immédiatement au nord-est du Pas. Il détruit plusieurs hectares de forêt et les plus gros blocs (20 $m^3$) atteignent une piste forestière au-dessus du monastère. Une première étude réalisée peu de temps après l'éboulement estime le volume total de la masse éboulée à 5000 $m^3$.

#### II.B.4.1. Contexte géologique

Cet éboulement concerne la même formation que celle du Cuchet. Il s'agit des calcaires valanginiens, de couleur roussâtre et assez massifs. L'orientation générale de ces calcaires est N70 / 20S. L'orientation moyenne de la falaise dans ce secteur est N40 / 70N. La stratification est donc dirigée en oblique vers l'intérieur du versant.

La carte géologique (feuille Grenoble, 2ème édition) situe au niveau du Pas de l'âne un important contact anormal, à jeu inverse et à tendance dextre. La destruction de la forêt par les matériaux éboulés permet de faire des observations de qualité de ce contact.

Par ailleurs, lors des visites du site, nous avons constaté qu'il existe plusieurs contacts anormaux non mentionnés sur la carte géologique. La structure géologique locale est très complexe et nous allons voir que la forme de la surface de rupture est héritée de cette complexité géologique.

Analyse structurale

Un relevé structural détaillé aux abords de l'éboulement et sur la surface de rupture (mesures réalisées lors de descentes en rappel) permet de distinguer 4 grands types de discontinuités:

- la stratification qui dessine plusieurs plis assez serrés ; son orientation varie fortement le long la surface de rupture ;
- deux familles de diaclases plus ou moins orthogonales à la stratification et orthogonales entre elles ; leur orientation peut varier, à la faveur des plis ;
- une fracture singulière qui forme une vire dans la surface de rupture.

Les caractéristiques de ces discontinuités sont résumées dans le tableau II.B.4 ci-dessous :

| Famille | | Orientation (direction / pendage) | Persistance | Espacement / Ouverture | Ondulation / rugosité | Remarques |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Stratification | | Globalement N70/20S, mais très variable sur la surface de rupture | hectométrique | décimétrique / quelques mm | plane et lisse | Plis selon 2 directions |
| Diaclases | D1 | N0, subverticale | métrique | métrique / quelques mm | plane et rugueuse | |
| | D2 | N80, subverticale | métrique | décimétrique à métrique / quelques mm | plane et lisse | ondulations métriques |
| Fracture singulière | | évaluée à N30 / 30E | décamétrique, voire plus | discontinuités singulières / plusieurs mm | | vire encombrée de pierres |

*Tableau II.B-4 .Caractéristiques des discontinuités relevés sur le site du Pas de l'âne.*





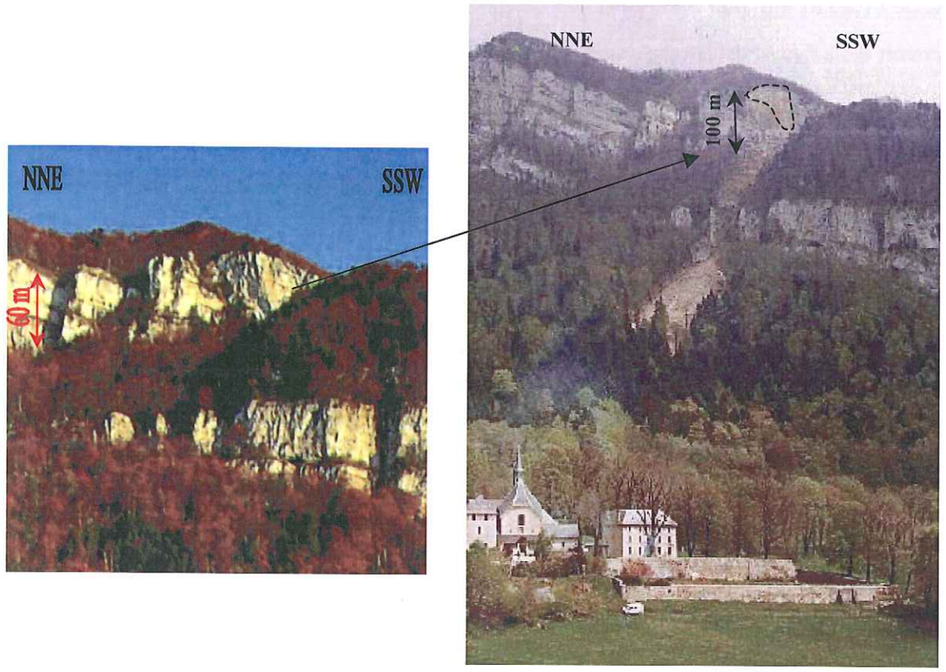



*Figure II.B-11. Site du Pas de l'Ane avant (à gauche, d'après une carte postale en vente au monastère) et après éboulement(photographie Mai 2000)*

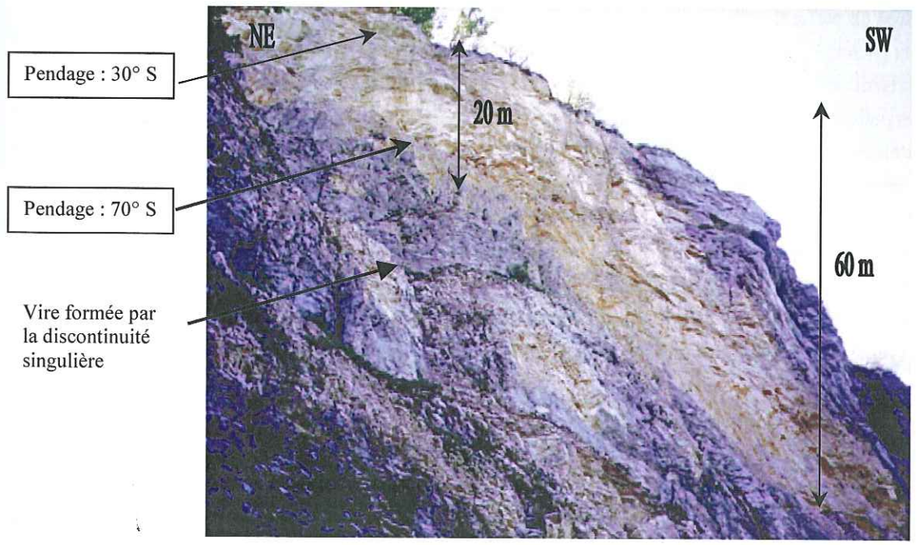



*Figure II.B-12.Cicatrice de l'éboulement du Pas de l'âne (Photographie mai 2000) : le pendage des plans de stratification mesurés passe de 30°S en partie haute à 70°S en partie médiane et 20°S en partie basse ; l'obliquité de la surface de rupture est soulignée par une vire couverte de pierre correspondant à une discontinuité singulière .*

Contexte hydrogéologique

Le sommet de la falaise de calcaire valanginien correspond à une crête. Il y a par conséquent très peu d'arrivée d'eau au niveau de la cicatrice de l'éboulement.

### II.B.4.2. Analyse de la surface de rupture

Géométrie

La forme de la surface de rupture est irrégulière (Figure II.B.12). L'obliquité de la cicatrice dans sa partie nord est soulignée par la présence de la discontinuité singulière qui forme une vire.

D'après la photographie antérieure à l'éboulement (Figure II.B.11) la zone éboulée formait un éperon par rapport au plan moyen de falaise. L'épaisseur maximale de cet éperon peut être estimée à près de 10 m.

Structure géologique de détail

Un examen détaillé de la cicatrice, réalisé lors de descentes en rappel, fait apparaître plusieurs particularités :

1. La surface de rupture n'est pas constituée d'un ou plusieurs plans individualisés, mais d'une série de relais entre les différentes familles de discontinuités (visible sur la figure II.B.12).
2. Les plans de stratification présentent des variations du pendage notables, de 30°S vers le haut de la cicatrice à 70°S en partie médiane puis de nouveau 20°S vers le bas (Figure II.B.12).
3. Au niveau où la stratification redevient conforme à son pendage moyen (20°), la cicatrice est recoupée par la discontinuité singulière qui forme une vire de 0.5 m de large, dirigée vers la falaise et encombrée de pierres.
4. Plusieurs petits plis assez serrés, d'axe N 45°, apparaissent également dans le plan de la cicatrice. Ces plis induisent des variations sensibles dans les directions des diaclases.
5. D'autres petits plis, d'axe N 120°, existent au pied du site, un peu plus au sud.

Tous ces détails ne sont visibles que lors d'un examen détaillé, car ils se situent pour la plupart à l'arrière du front de falaise au niveau de parties rentrantes.

Pour expliquer conjointement les particularités 2 et 3, nous proposons l'interprétation schématisée sur la figure II.B.13. La discontinuité singulière peut correspondre à un plan de faille. Les variations de pendage de la stratification pourraient être dues à un pli local induit par le mouvement (type crochon de faille, avec un déplacement vers le nord-ouest).





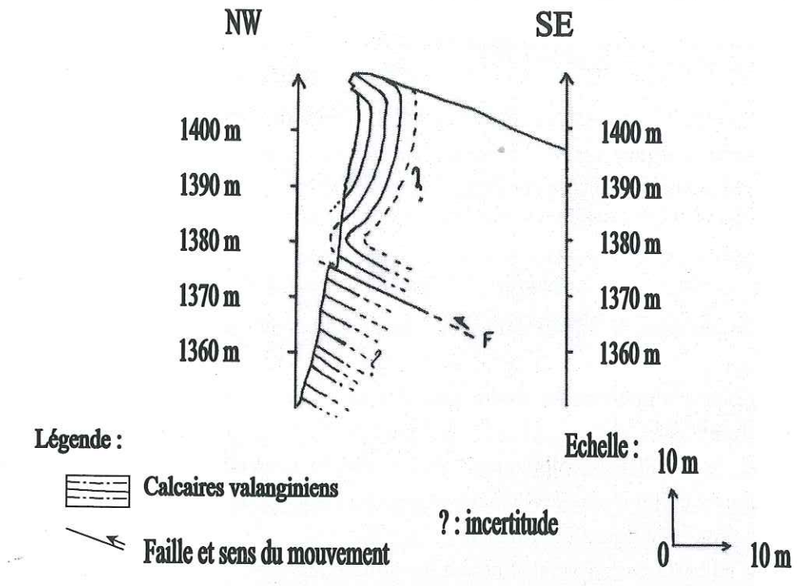



*Figure II.B-13. Coupe géologique interprétative de la falaise du Pas de l'âne au niveau de l'éboulement de22/03/96 (d'après Taluy, 2000).*

### II.B.4.3. Synthèse

L'éboulement du Pas de l'âne, survenu en Mars 1996, a impliqué plus de 5000 $m^3$ de calcaires valanginiens.

La structure géologique de la falaise origine de l'événement paraît de loin assez simple. Les bancs calcaires plongent vers l'intérieur du versant, en oblique de 30° par rapport à l'orientation moyenne de la falaise. Cependant la carte géologique situe un important contact anormal au niveau du Pas de l'Ane. Une analyse détaillée autour de la surface de rupture montre que la structure géologique locale est en fait très complexe, avec plusieurs plis serrés d'axes différents. Une discontinuité singulière, qui traverse la surface de rupture, est interprétée comme un plan de faille local. C'est en particulier ce plan qui délimite la forme très oblique de la surface de rupture.

La rupture du volume rocheux s'est donc effectuée dans une zone fragilisée mécaniquement par des phénomènes tectoniques complexes très localisés. Les plans de stratification ponctuellement proches de la verticale ont servi de point d'initiation de la rupture, qui s'est ensuite propagé par des relais entre les discontinuités.

D'après la photographie avant éboulement, le volume éboulé formait avant sa chute un éperon par rapport au plan moyen de falaise.

La complexité géologique et la morphologie locale sont probablement les facteurs de prédisposition les plus importants dans ce cas.

Par contre nous avons peu d'information sur les facteurs de déclenchement. L'eau semble avoir joué peu de rôle dans le mécanisme de déclenchement, car on trouve peu de traces d'altération sur la cicatrice. D'ailleurs la morphologie du site – une crête immédiatement à l'amont de la falaise de départ – ne permet pas d'arrivées d'eau importantes.

## II.C. Les facteurs de prédisposition

L'analyse de ces quelques cas met en évidence la diversité des mécanismes et des facteurs intervenant dans la rupture d'une masse rocheuse. Il apparaît que les conditions géologiques, hydrogéologiques, morphologiques, qui sont des caractéristiques intrinsèques des falaises, jouent souvent un rôle important dans l'apparition d'un éboulement à un endroit donné. Parmi les caractéristiques principales mises en lumières par les exemples précédents, on peut citer:

- la morphologie locale du front de falaise : plusieurs éboulements étudiés correspondent à la rupture d'un éperon rocheux ;
- la lithologie : la présence d'une couche tendre sous des bancs plus massifs constitue un point de faiblesse de la structure ;
- l'histoire tectonique : les accidents géologiques - failles, chevauchements, plis – créent des plans de discontinuité particuliers et diminuent les caractéristiques mécaniques du matériau. Plusieurs des cas étudiés sont situés à proximité d'accidents majeurs ;
- l'hydrogéologie : la taille du bassin versant au-dessus de la falaise, une topographie horizontale, la végétation, favorisent les accumulations d'eau en crête de falaise ; les phénomènes karstiques engendrent des accumulations en profondeur.

Nous appellerons ces différents facteurs les facteurs de prédisposition, par opposition aux facteurs d'évolution traités dans le chapitre III.

Afin de vérifier l'importance statistique de certains de ces facteurs sur le déclenchement d'éboulements, il faut pouvoir élargir l'étude à un plus grand nombre de cas. Comme une grande partie des événements connus est trop ancienne pour pouvoir être analysée en détails sur le terrain , nous devons travailler à partir d'inventaires et de rapports existants.

Nous avons donc utilisé l'Inventaire des mouvements rocheux sur le Y grenoblois du service RTM (RTM, 1996) pour repérer les événements répertoriés sur les cartes géologiques au 50 000$^{e}$ (feuilles Grenoble, Domène et Vif). Le problème principal rencontré est qu'il y a souvent peu ou pas d'information sur la zone de départ des événements dans l'inventaire RTM. Lorsque l'éboulement n'est pas trop ancien, une visite de terrain permet dans certains cas de repérer la cicatrice de départ ; cependant après quelques années, la trace d'une rupture de quelques centaines de mètres cube n'est souvent plus visible. Dans quelques cas, des rapports d'études (mis à disposition notamment par la SAGE) ont fourni des indications précieuses. En l'absence d'information, la zone de départ est considérée à l'aplomb des points d'arrivée cités, à une cote correspondant soit à la crête de falaise, soit à une zone particulièrement abrupte.

En raison du manque d'information sur les zones de départs, seuls les éléments suivants ont été associés aux événements repérés sur la carte :

1. la lithologie de la zone de départ ;
2. la configuration de la stratigraphie : conforme si le pendage des bancs sort vers la pente topographique, inverse si les bancs sont pentés vers l'intérieur du massif, transverse si l'orientation des bancs est plus ou moins orthogonale à la topographie ; le pendage horizontal forme une classe à part ;





3. La proximité d'un contact anormal indiqué sur la carte (faille, plan de chevauchement): l'éboulement peut être situé à moins de 100 m d'un contact, à moins de 500 m ou à plus de 500 m (valeurs assez arbitraires) ; il est également indiqué si l'événement est proche de l'intersection de deux contacts (moins de 500 m).

Parmi les 109 événements de l'inventaire RTM, seuls 85 présentent les données disponibles pour répondre aux trois critères d'observation. Les résultats sont synthétisés dans le tableau suivant :

| ***Formation géologique de la zone de départ*** | Nombre d'événements | % |
|---|---|---|
| Séquanien | 21 | 24.7 |
| Kimméridgien, inf. et moy | 7 | 8.2 |
| Tithonique, moy. et sup. (Portlandien) | 19 | 22.3 |
| Berriasien | 2 | 2.3 |
| Valanginien | 2 | 2.3 |
| Hauterivien | 6 | 7 |
| Urgonien (essentiellement Barremien) | 25 | 29.3 |
| Sénonien | 3 | 3.5 |

| ***Configuration de la stratigraphie dans la zone de départ :*** | Nombre d'événements | % |
|---|---|---|
| pendage conforme à la pente topographique (angle $\alpha$ entre l'azimut des strates et l'orientation de la falaise < 30° et sens de pendage vers l'extérieur du massif) | 12 | 14.1 |
| pendage inverse ($\alpha$ < 30° et sens de pendage vers l'intérieur) | 65 | 76.5 |
| pendage transverse ($\alpha$ > 30°) | 4 | 4.7 |
| pendage horizontal (<10°) | 4 | 4.7 |

| ***Proximité d'un ou plusieurs contact(s) anormal cartographié :*** | Nombre d'événements | % |
|---|---|---|
| Plus de 500 m | 12 | 14.1 |
| Moins de 500 m | 33 | 38.8 |
| Moins de 100 m | 40 | 47.0 |
| | | |
| Proche d'une intersection de deux failles | 17 | 20.0 |

*Tableau II.C-1. Répartition de trois caractéristiques géologiques observées autours de 85 éboulements répertoriés dans l'Inventaire des mouvements rocheux du Y grenoblois (RTM, 1996)*

Dans l'ensemble, les sources d'éboulements sont concentrées sur la falaise tithonique au sens large (Ti + Ki + Se, voir paragraphe II.A sur la géologie), avec 47 événements, soit plus de la moitié, et la

falaise urgonienne avec 25 événements, soit près de 30%. C'est donc bien sur ces deux barres qu'il faut concentrer les études.

Les 2/3 des éboulements se produisent dans une configuration où la stratification plonge vers l'intérieur du massif (pendage inverse) car la grande majorité des falaises du Y grenoblois présente cette configuration. Ce facteur n'est donc peut-être pas très significatif en terme de localisation d'instabilités. On peut aussi se demander si les éboulements à pendage conforme ne se sont pas déjà produits dans leur majorité, bien avant que ne s'opèrent les éboulements à pendage inverse. Le nombre important d'éboulements anciens, repérés en Chartreuse (voir paragraphe II.A.3) non datés et de ce fait non pris en compte dans cette étude, en est un premier indice.

Par contre, l'influence des accidents géologiques est bien mise en évidence par cette étude préliminaire, puisque 1 éboulement sur 2 se situe à moins de 100 m d'un contact anormal, alors que la distance moyenne entre les contacts est nettement supérieure sur le secteur d'étude. Si la proportion d'événement proches d'une intersection de 2 failles paraît plus faible (20%), c'est seulement qu'elle n'a pas été pondérée par le nombre total d'intersection sur le secteur. En relatif ce chiffre serait beaucoup plus important. La proximité des failles donc un des facteurs qui retiendra particulièrement notre attention.

## II.D. Localisation de secteurs favorables au déclenchement d'éboulements : premiers résultats de l'utilisation d'un SIG

Nous avons vu précédemment que plusieurs paramètres morphologiques, géologiques, hydrologiques ont une influence sur le déclenchement des éboulements. L'objectif que nous nous fixons est de déterminer, en fonction de ces paramètres, des zones plus favorables que d'autres au déclenchement d 'éboulements. Pour cela il faut d'une part recenser les paramètres à prendre en compte – ce qui a été ébauché au paragraphe précédent – mais aussi quantifier l'influence relative des différents paramètres les uns par rapport aux autres.

Pour se faire une idée sur cette influence relative (la " sensibilité " des facteurs), il paraît indispensable d'effectuer les analyses en retour d'un grand nombre d'éboulements, de la manière la plus systématique possible. Une manière simple de recenser toutes les données, de croiser les informations et de les enrichir au cours du temps suivant les nouveaux éboulements survenus, est d'utiliser un Système d'Information Géographique (SIG), c'est à dire un système d'informations « par couches » : une couche de topographie pour la localisation des paramètres, une couche de géologie, une couche de données sur les éboulements à incrémenter au cours du temps …

L'exploitation de ces données doit permettre d'établir des statistiques sur l'occurrence des éboulements en fonctions des différents paramètres, et donc de quantifier, sur une zone donnée, les " facteurs de risque " (influence relative).





La démarche proposée s'articule en trois points.

1. Il s'agit d'abord d'acquérir les données nécessaires, d'une part à partir de cartes (topographiques, géologiques), de photos aériennes (verticales et oblique), d'autre part à partir de l'inventaire des éboulements passés, complété par des données de terrain.
2. Dans un premier temps, il faut rechercher les facteurs, ou les croisements de facteurs, qui influent le plus sur l'apparition d'éboulements. On testera d'abord individuellement chaque facteur, puis on cherchera les pondérations entre les différents facteurs qui mettent le mieux en évidence les zones où des éboulements se sont déjà produits. La pondération quantifie l'influence relative des facteurs les uns par rapport aux autres ; par exemple si l'on constate que la lithologie, la pente de la falaise et la présence d'eau sont observées avec la même fréquence sur des zones d'éboulements passés, mais que les indices tectoniques apparaissent plus fréquemment, on pourra affecter des pondérations de 20% pour les 3 premiers facteurs et 40% pour le dernier.
3. Lorsqu'une pondération appropriée de facteurs aura été obtenue, nous pourrons envisager une analyse prospective sur le secteur pour lequel les données ont été stockées : les zones où apparaissent de fortes valeurs seront considérées comme plus susceptibles de produire des éboulements.

Ce type d'analyse permet essentiellement de cibler les études de terrain, qui restent indispensables pour faire une étude locale détaillée (voir chapitre suivant).

### *II.D.1. Bref aperçu des principes de base d'un SIG*

Un système d'information géographique est un outil informatique qui permet de stocker et de représenter toutes les informations utiles concernant un territoire donné.

Chaque type d'information constitue une « couche », appelée thème. Par exemple la figure II.D.1 montre la superposition des thèmes « lithologie », « structure », « hydrogéologie » et « éboulements » sur le fond topographique du site étudié.

Les termes peuvent être de deux types :

- ✓ le type vecteur : les informations sont traduites sous forme de cordonnées x /y ; la coordonnée z est accessible assez directement si on travaille à partir d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) ; si l'on travaille à partir d'une carte, il faut numériser les lignes de niveau. Les objets ponctuels sont représentés par un couple (x, y), les objets linéaires par une succession de couples (x, y) et les objets polygonaux par une succession de coordonnées délimitant une surface fermée. Le modèle vectoriel représente donc bien les données discrètes ;
- ✓ le type raster enregistre les données sous forme de matrice ; il est bien adapté à la représentation de données variables continues.

A chaque thème correspond une table. Une table est un tableau dans lequel, à chaque élément constitutif du thème, on peut faire correspondre les caractéristiques que l'ont souhaite stocker. Chacune de ces caractéristiques est un champ de la table du thème. Par exemple, dans le thème éboulement, on peut créer un champ « volume », un champ « date de rupture», « précipitations dans les jours précédant la rupture »….

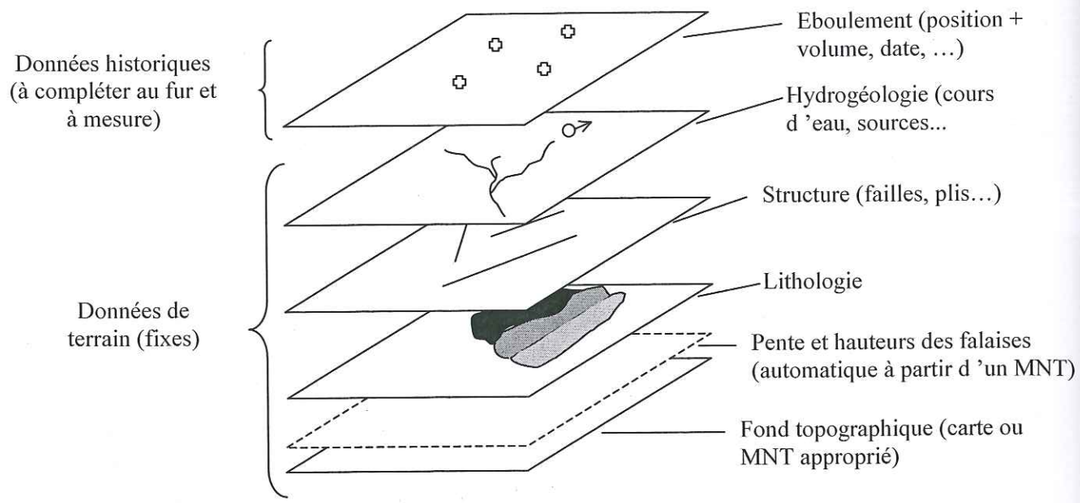



*Figure II.D-1.Principe de superposition des couches d'information dans un Système d'Information Géographique*

Les données archivées dans les champs peuvent être traitées en terme de statistiques grâce à des opérations appelées requêtes. Les requêtes peuvent porter sur plusieurs paramètres simultanément (champs de thèmes différents). Par exemple une requête « simple » peut être : « Nombre d'éboulements survenus dans une falaise de moins de 30m de hauteur ? ». On peut aussi aborder des requêtes plus complexes : « Nombre d'éboulements de type glissement survenu à moins de 100 m d'une faille ? », « Pourcentage d'éboulements de plus de 100 000 $m^3$ survenus dans le faciès Urgonien ? »...

### *II.D.2. Elaboration d'un SIG « Eboulement » sur le Y grenoblois*

L'élaboration d'un SIG incluant les données relatives à l'apparition d'éboulements (facteurs de prédisposition) a débuté à l'échelle du Y grenoblois. Le logiciel choisi est ARCVIEW, utilisé en mode vecteur.
Les différents thèmes créés sont présentés ici, ainsi que tables et champs associés. La pertinence des champs est discutée en fonction des requêtes qu'il faudra effectuer pour tester les pondérations de facteurs.

Thème « falaise »

L'emploi d'un modèle numérique de terrain de type IGN est mal approprié à la description des falaises calcaires du Y grenoblois, qui sont souvent sub-verticales. En effet la maille des modèles courants, 50×50m, restituerait difficilement ces pentes raides.
Nous avons donc choisi de travailler à partir de cartes topographiques au 25 000$^e$, scannées et géoréférencées – en coordonnées Lambert III (voir Taluy, 2000).

La numérisation des falaises est un travail long et fastidieux (Taluy, 2000, Deschamps, 2001). Il faut rentrer les cotes de pied et de crête des barres rocheuse, pour estimer les hauteurs de falaises. Pour ce faire, la carte 25 000$^e$ est souvent insuffisante. Dans le cadre d'un projet lié au nouveau schéma directeur de l'agglomération, nous disposons d'une campagne de photographies aériennes obliques, prises d'hélicoptère, pour les 2/3 des falaises calcaires du Y grenoblois (le 3$^e$ tiers sera réalisé en 2002). Ces





photographies, réalisées à la hauteur de la falaise, présentent l'avantage de limiter au maximum les distorsions qui existent sur des photographies terrestres. Elles nous ont permis, à partir de quelques points de repère connu, d'estimer les hauteurs de falaises. Pour ne pas trop alourdir le champ « hauteur », nous avons choisi de travailler par classes de 50 m.
D'autre part les changements de direction du front de falaise sont tous pris en compte, même si la hauteur reste identique. Les falaises sont donc représentées par une suite de polygones de direction constante et de hauteur constante 0-50 m, 50-100 m, .... 350-400 m (maximum sur les falaises étudiées).

La table du thème falaise comporte 2 champs, un champ « hauteur », et un champ « pente ». La pente de chaque polygone est calculée avec les coordonnées de crête et de pied et la hauteur ; notons que ce n'est qu'une pente moyenne, qui ne tient pas compte des ressauts liés aux différences stratigraphiques (voir thème « lithologie »). Comme la hauteur, la pente est traitée par classe ; nous avons pour l'instant travaillé avec des classes de 5°, sauf pour la classe de plus forte pente prise entre 80 et 90°. Par la suite, il pourra être plus efficace de travailler directement avec des classes de 10°.

Le thème « lithologie »

Les formations rocheuses sont essentiellement distinguées en fonction de leur relief. Sur la carte topographique il est par exemple très difficile d'individualiser la barre séquanienne, la pente kimméridgienne moins raide et la corniche tithonique. L'ensemble a donc été regroupé sous l'appellation générale « Tithonique ». De même dans la masse urgonienne on n'a pas dans cette première phase de travail pris en compte les niveaux intercalés (vire à orbitoline notamment).
La conséquence de ces approximations est que la pente des falaises ainsi enregistrées est une moyenne. Il faudra par la suite affiner ces données pour mieux faire apparaître les barres sub-verticales de calcaire massif.

Le thème « structure »

Les contacts anormaux signalés sur les cartes géologiques sont représentés par des segments de droite. Il faudrait par la suite définir des champs pour indiquer s'il s'agit d'une faille normale, inverse ou décrochante, d'un chevauchement... et associer éventuellement le rejet.
Une requête importante dans la recherche des facteurs de prédisposition est la distance entre chaque polygone de falaise et les contacts. En fait, l'influence d'une zone de contact sur son milieu diminue quand la distance augmente. Un séisme, lui, s'amortit en $1/d^2$, d étant la distance à l'épicentre. En fonction des observations de terrain l'influence d'un contact anormal se fait encore sentir à travers ses accidents satellites (voir par exemple les cas des Saillants du Gua ou du Pas de l'Ane). Un amortissement de l'influence en 1/d nous paraît plus approprié, bien que cette question mérite un approfondissement. La table associée aux contacts est donc 1/d, d étant la distance orthogonale de la zone considérée au segment représentant le contact.

D'autres éléments à intégrer dans le futur dans le thème structure sont les charnières de plis, l'orientation de la stratification par rapport à la topographie, et enfin les familles de discontinuités principales.

Le thème « hydrogéologie »

Pour l'instant, seuls les cours d'eau permanents et les sources mentionnées sur les cartes ont été reportés.
Ce thème pourrait être complété par le tracé des réseaux karstiques (les clubs de spéléologie de Grenoble et de Chambéry disposent de cartes détaillées des réseaux qui ont été explorés).
On peut également envisager d'ajouter des données météorologiques (précipitations, températures).

Les éboulements

Les éboulements connus (ceux répertorié dans l'Inventaire des mouvements rocheux du Y grenoblois (RTM, 1996) et d'autres événements plus récents) sont associés à la portion de falaise d'où ils sont partis. En pratique, la localisation de l'événement se limite au polygone de falaise (thème « falaise ») dans lequel se situe la zone de départ. Chaque événement est caractérisé par sa date d'occurrence, son volume, et si elles sont disponibles, les informations sur le mécanisme de rupture, les conditions de déclenchement (conditions climatiques, séisme…).
Les éboulements constituent donc un champ du thème « falaise ». Chaque polygone peut être affecté, selon les besoins des requêtes, soit du nombre d'éboulements recensés soit du volume total de matériaux éboulés sur sa surface.
Cet inventaire est complété par les indications d'écroulements anciens reportés sur les cartes géologiques : les terrains de couverture en pied de falaise qui correspondent à des propagations de matériaux éboulés sont indiqués.

A priori, seules les informations sur les éboulements évoluent au cours du temps : il faut donc pouvoir rajouter des données au fur et à mesure de l'occurrence des événements. Le plus simple pour cela serait d'associer le SIG à une base de données (type Access) qui pourrait comporter toutes les informations sur les éboulements étudiés. Une partie seulement des rubriques de la base serait utilisée pour l'analyse des facteurs de prédisposition, une autre partie pour les facteurs d'évolution (Chapitre III) ou les études statistiques temporelles (Chapitre V) ;

Les zones traitées pour l'instant, grâce à P. Taluy (2000) et D. Deschamps (2001), sont :

- le rebord oriental de la Chartreuse : falaise inférieure, du St Eynard à St Vincent de Mercuze ; falaise supérieure, de la Dent de Crolles au Grand Manti – Barraux ;
- le rebord oriental et l'extrémité nord du Vercors : du Moucherotte aux arêtes du Gerbier, et de Noyarey au Bec de l'Orient.

### *II.D.3. Indice de susceptibilité : définition et résultats préliminaires*

A partir des données informatisées, il s'agit maintenant d'optimiser la pondération des facteurs de prédisposition dont nous disposons. L'objectif est de trouver une combinaison de facteurs qui mette en évidence les polygones de falaise qui ont déjà connu des éboulements.





Définition

La démarche adoptée est la suivante :

- Chaque facteur Fi est décrit par un indice $If_i$, qui varie de 0 à 100 ; 100 caractérise l'état du facteur qui a potentiellement le plus d'influence sur le déclenchement d'éboulement. L'étalonnage de l'indice ne suit pas de règle générale mais se fait pour chaque facteur à partir d'expériences de terrain. En prenant l'exemple du facteur « distance à un contact anormal », D, l'indice vaut 100 lorsque le polygone est sur le contact (d=0), et 0 lorsque le polygone est très éloigné d'un contact (d>1 km, voir tableau II.D.1) ;
- A chaque facteur Fi est également affecté un coefficient de pondération $Pf_i$, qui quantifie l'influence relative de Fi sur le déclenchement d'éboulements ; les coefficients $Pf_i$ sont tels que $\sum_i Pf_i = 1$ ;

Nous appellerons ***indice de susceptibilité, IS,*** la somme des indices de facteur $If_i$ affectés de leur coefficient de pondération $Pf_i$, soit :

$$IS = \sum_{i=1}^{n} If_i \times Pf_i$$

n étant le nombre de facteurs considérés dans l'analyse.

Dans chaque polygone falaise, IS prend donc une valeur de 0 à 100, fonction des indices de chaque facteur dans ce polygone. L'indice de susceptibilité représente donc l'influence combinée des différents facteurs.

L'indice de susceptibilité qui décrit correctement l'aléa d'éboulement est celui qui donne des valeurs élevées dans les portions de falaise qui sont sources d'éboulements. il faut donc chercher la combinaison des coefficients de pondération Pfi la plus appropriée.

Zone test

La méthode proposée ci-dessus a été appliquée à titre expérimental sur une zone test d'extension limitée : la falaise supérieure de l'extrémité nord du Vercors, entre la Sure et les rochers de la Combe Noire, en passant par la Buffe et la Palette. Il s'agit d'une falaise de calcaire urgonien, de 150 à 350 m de haut (carte géologique, feuille Grenoble).

Sur ce secteur sont répertoriés 4 éboulements :

1. Tunnel du Mortier, le 23/04/1968, 500 $m^3$ ;
2. Combe Noire, le 30/01/1971, 50 000 $m^3$ (voir Chapitre I) ;
3. La Buffe, le 20/04/1992, 20 000 $m^3$ (voir Chapitre I) ;
4. Au sud du Pas du Mortier, une zone de dépôt indique l'occurrence d'un éboulement ancien, sur lequel nous n'avons pas d'informations historiques.

Ces 4 événements sont localisés sur la carte figure II.D.3.

La lithologie étant homogène sur la zone étudiée, elle n'est pas prise en compte dans ce cas comme facteur influent. Les seuls facteurs considérés sont la hauteur de falaise, la pente et la distance aux contacts anormaux.

Dans un premier temps, chaque facteur est divisé en classes : classes de 50 m pour la hauteur, classes de 5° pour la pente. Les classes de distances aux contacts sont choisies arbitrairement à partir de l'expérience des études de terrain.
La classe maximale – c'est à dire qui est considérée comme ayant le plus d'influence sur un déclenchement d'éboulement - est affectée d'un indice 100. Les autres indices sont calculés proportionnellement en fonction du nombre de classe. Rappelons que pour la distance aux contacts, le facteur considéré est 1/d ; l'influence maximum (indice 100) est donc pour les distances proches de 0. Ces indices sont synthétisés dans le tableau II.D.1.

| **Facteur Pente** | | **Facteur Hauteur** | | **Facteur Distance contact** | |
|---|---|---|---|---|---|
| Pente (°) | Indice P | Hauteur (m) | Indice H | Distance à un contact (m) | Indice D |
| 80-90 | 100 | 350-400 | 100 | 0-20 | 100 |
| 75-80 | 89 | 300-350 | 86 | 20-50 | 29 |
| 70-75 | 78 | 250-300 | 71 | 50-100 | 13 |
| 65-70 | 67 | 200-250 | 57 | 100-200 | 7 |
| 60-65 | 56 | 150-200 | 43 | 200-500 | 3 |
| 55-60 | 45 | 100-150 | 28 | 500-1000 | 1 |
| 50-55 | 34 | 50-100 | 14 | | |
| 45-50 | 23 | 0-50 | 1 | | |
| 40-45 | 12 | | | | |
| 35-40 | 1 | | | | |

*Tableau II.D-1. Indices de pente, hauteur et distance à un contact : Caractérisation par classe des trois facteurs d'influence analysés sur la zone test du Vercors nord.*

La seconde étape consiste à trouver l'indice de susceptibilité qui décrit le mieux la susceptibilité passée des falaises au risque d'éboulement : les plus fortes valeurs d'IS doivent se trouver dans les polygones de falaise où se sont déjà produit des éboulements. Pour cela différents IS ont été testés, qui correspondent aux combinaisons décrites dans le tableau II.D.2.





| Combinaison testée | Pondération du Facteur Hauteur Ph | Pondération du Facteur pente Pp | Pondération du Facteur Distance à un contact Pd | Indice de susceptibilité IS |
|---|---|---|---|---|
| A | 1 | 0 | 0 | Ih |
| B | 0 | 1 | 0 | Ip |
| C | 0 | 0 | 1 | Id |
| D | 1/2 | 1/2 | 0 | Ih/2 + Ip/2 |
| E | 1/2 | 0 | 1/2 | Ih/2 + Id/2 |
| F | 0 | 1/2 | 1/2 | Ip/2 + Id/2 |
| G (Figure II.D-2) | 1/3 | 1/3 | 1/3 | Ih/3 + Ip/3 + Id/3 |
| H | 0.4 | 0.4 | 0.2 | 0.4×Ih+0.4×Ip+0.2×Id |
| I | 0.4 | 0.2 | 0.4 | 0.4×Ih+0.2×Ip+0.4×Id |
| j | 0.2 | 0.2 | 0.6 | 0.2×Ih+0.2×Ip+0.6×Id |

*Tableau II.D-2. Combinaisons de coefficients de pondération testées pour les trois facteurs Pente, Hauteur et Distance à un contact ; les indices de susceptibilité correspondant ont été appliqués à la zone test du Vercors nord.*

Résultats

Pour chacune des 10 combinaisons ci-dessus, l'indice de susceptibilité à été calculé pour tous les polygones de falaise de la zone test.
La combinaison la meilleure – selon le critère défini plus haut - correspond à une influence égale des trois facteurs (cas G ). La figure II.D.2 montre la répartition de ces indices de susceptibilité calculés avec Ph = Pp = Pd = 1/3. L'IS est divisé en 6 classes : 0-20, 20-40, 40-60, 60-80, 80-90 et 90-100. Quantitativement, on peut parler respectivement de susceptibilité nulle, faible, moyenne, forte, très forte et extrême. Les observations principales sont les suivantes :

- l'ensemble de la falaise étudiée présente un IS compris entre 20 et 90 % ;
- sur les 4 polygones qui ont connu des éboulements (Combe Noire, la Buffe, le Mortier + l'éboulement ancien, comme indiqué sur la figure II.D.3) apparaît un IS supérieur à 40 % ;
- la zone de départ de l'éboulement de la Buffe est caractérisée par IS = 60-80 % ; de même une des extrémités de la zone de départ de l'éboulement ancien montre une susceptibilité forte ;
- la zone de départ de Combe Noire, qui a pourtant produit un volume éboulé plus important qu'à la Buffe, est caractérisée par un IS moyen (40-60%). Notons que pour ce test méthodologique, seule la trace en surface des contacts a été reportée dans le modèle ; la faille qui passe proche de Combe Noire est en fait penté vers le nord ouest et recoupe donc la falaise très près de la zone de rupture. D'autre part l'analyse des éboulements de Combe Noire et de la Buffe (Chapitre 1) a mis en évidence l'importance du facteur hydraulique lié au réseau karstique, qui n'a pas été pris en compte dans cette analyse ;
- le losange de susceptibilité très forte peut être considéré comme une zone à risque pour le futur.

Sur la section de falaise de la zone test, les facteurs pente, hauteur de falaise et distance à un contact semblent donc avoir la même influence en regard de la susceptibilité à l'apparition d'éboulements.

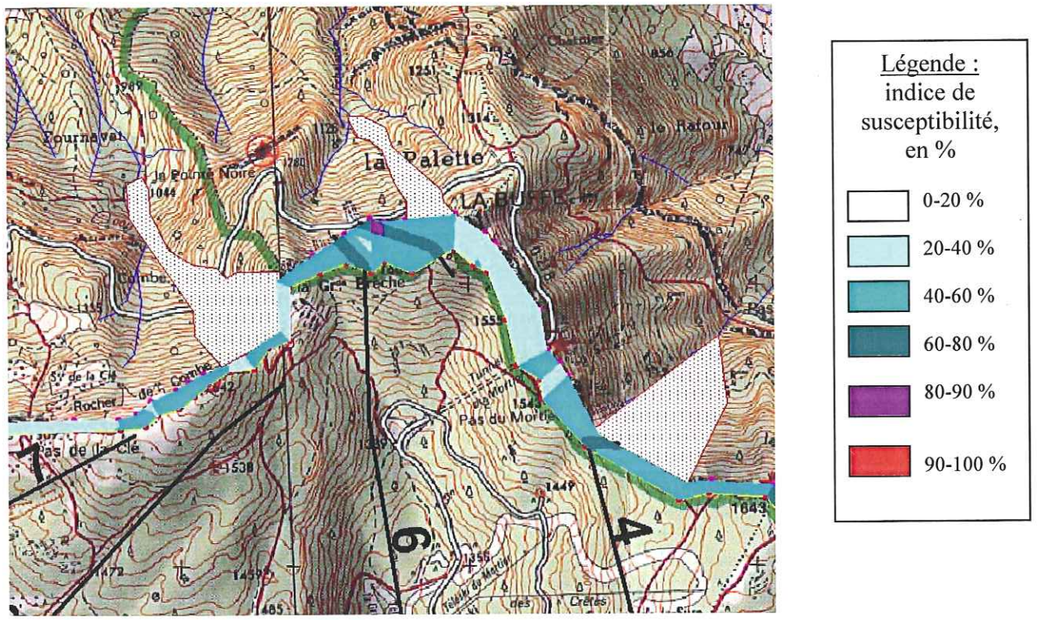



Figure II.D-2. Application de la méthodologie SIG à l'extrémité nord du Vercors, du Mortier à la Combe Noire. Les trois paramètres, pente, hauteur de falaise et proximité à une faille, sont affectés d'un facteur 1/3.

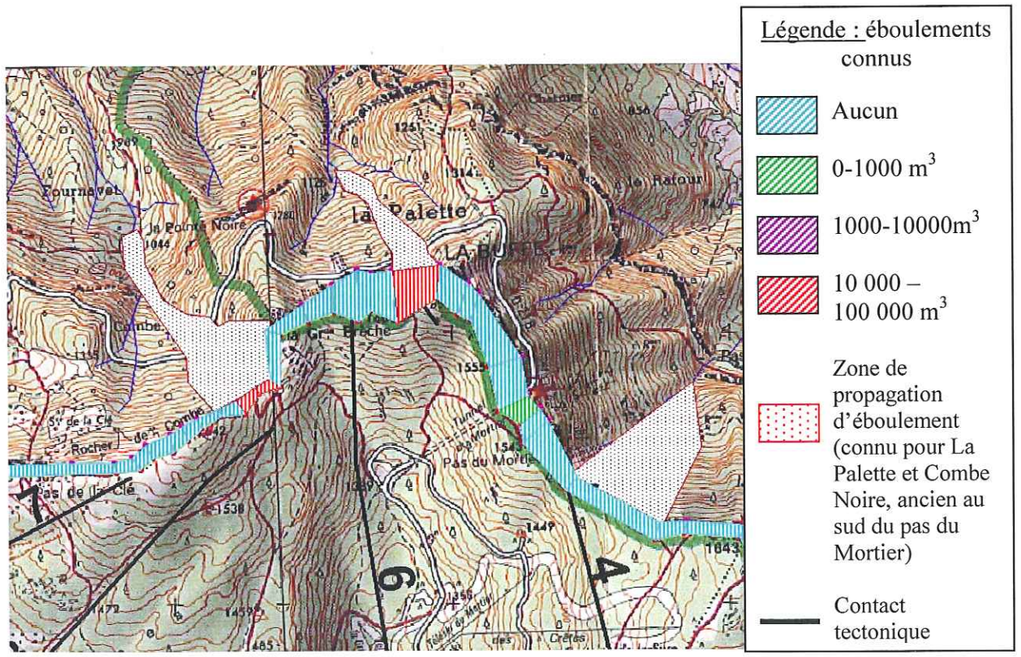



*Figure II.D-3. Répartition des éboulements connus sur la portion de falaise traitée sur la figure précédente; la correspondance est bonne entre les zones de départ et les zones de forte pondération des paramètres.*





### *II.D.4. Synthèse*

A partir d'une étude préliminaire sur les facteurs de prédispositions, nous avons mis au point une méthodologie d'étude de l'influence relative des différents facteurs. Une première application de cette méthodologie est testée sur le secteur du Vercors nord, sur lequel sont recensés 4 éboulements, 3 historiques et un plus ancien.

Dans cette première étude, seuls trois facteurs ont été pris en compte : la pente, la hauteur de la falaise et la distance aux contacts géologiques anormaux (du moins leur trace en surface). Pour chaque polygone de falaise défini, un indice de susceptibilité IS est calculé ; c'est la somme des valeurs de chacun des 3 paramètres affectées d'une pondération. Parmi les 10 combinaisons de pondération testées, et pour les valeurs d'indice considérées au tableau II.D.1, la pondération 1/3-1/3-1/3 fait bien coïncider les polygones de fort IS avec les polygones sur lesquels se sont produits des éboulements.

Dans un premier temps, cette combinaison peut être considérée représentative de l'influence relative des 3 facteurs vis à vis de la susceptibilité des falaises à l'apparition d'éboulement. Bien entendu, il faudra par la suite confirmer ce résultat sur d'autres sites. D'autre part la fracturation de détail, les possibilités de pressions interstitielles (apports et sorties d'eau, réseau karstique), la morphologie en plan, restent encore à intégrer dans le modèle.

## II.E. Conclusions

Les études en retour d'éboulements passés dans le secteur du Y grenoblois, mis en lumière par les particularités géologiques des massifs calcaires de Chartreuse et Vercors décrites en première partie, font ressortir plusieurs facteurs qui jouent un rôle important dans les déclenchements d'éboulements : la morphologie locale du front de falaise, les alternances lithologiques présentant des couches tendres sous des bancs plus massifs, la configuration hydrogéologique qui favorise ou non les apports d'eau et surtout la proximité d'accidents géologiques particuliers.

Une étude statistique sur l'ensemble des éboulements connus du Y grenoblois confirme que la majorité des événements surviennent dans les falaises les plus marquées du secteur (étages Tithonique et Urgonien et dans des configurations à pendage inverse (azimut similaire au front de falaise, sens du pendage vers l'intérieur du versant), qui sont les plus courantes. Par contre la proximité des accidents tectonique apparaît comme un facteur de prédisposition fort vis à vis de la réalisation d'éboulements.

Afin d'étudier l'influence relative de certains facteurs de prédisposition, une méthodologie basée sur un système d'information géographique a été proposée et testée sur le secteur du Vercors nord. Trois facteurs de prédisposition sont pour l'instant intégrés dans le modèle (pente, hauteur et distance des portions de falaises à la trace en surface des accidents tectoniques).

Les facteurs de prédisposition sont affectés d'un indice chiffré, choisi pour l'instant a priori, et l'influence relative de chacun des facteurs est caractérisée par un coefficient de pondération. La somme des valeurs de chacun des paramètres affectées du coefficient de pondération donne un indice de susceptibilité IS. L'ajustement des pondérations se fait par tâtonnement en calculant les IS de chaque portion de falaise pour un grand nombre de combinaisons. La combinaison de coefficients qui fait le mieux coïncider les portions de falaises dont l'IS est fort avec les portions sur lesquelles un éboulement

est déjà survenu est considérée comme la plus représentative de l'influence réelle des différents facteurs. Dans notre cas il s'agit des pondérations 1/3, 1/3, 1/3, c'est à dire que chacun des 3 facteurs considérés semble avoir une influence identique. Ce résultat reste à confirmer sur d'autres secteurs d'étude. D'autre part il faut aussi tester l'influence des valeurs d'indice proposées dans le tableau II.D.1 sur l'ajustement des combinaisons.

Par la suite il faudra intégrer dans le calcul de l'indice de susceptibilité d'autres facteurs de prédisposition. En particulier, certains des facteurs de prédisposition mis en lumière par les études de cas n'ont pu être pris en compte dans ce test méthodologique : les arrivées et sorties d'eau, la morphologie locale du front de falaise et les données de fracturation locale. Ce travail doit donc se poursuivre, en associant étroitement le repérage de terrain (indispensable pour compléter et affiner les données issues des documents existants) et l'incrémentation du SIG.

Le calage de ces influences relatives est important au moins à deux points de vue :

- une fois un calage adéquat obtenu, on peut envisager d'appliquer la méthodologie de l'IS à une analyse prospective. En faisant l'hypothèse que les critères qui se sont appliqués aux éboulements passés s'appliqueront aux éboulements futurs, les portions de falaises qui apparaissent avec un fort IS sont les plus susceptibles de produire des éboulements. On dispose ainsi d'un outil général pour déterminer, sur une large zone d'étude, des secteurs potentiellement dangereux. Cette pré-localisation, à l'échelle de la zone d'étude complète, permettra de cibler les études de terrain détaillées, qui font l'objet du chapitre suivant ;
- des valeurs de pondération sont nécessaires pour aboutir à une quantification exacte de l'aléa à l'issue de la caractérisation d'une instabilité potentielle (voir Chapitre III.A).





# CHAPITRE III. Aspect local : Caractérisation de compartiments rocheux potentiellement instables

## III.A. Introduction

Le chapitre précédent a apporté des éléments pour localiser les instabilités potentielles sur une surface étendue. L'étape suivante consiste à décrire de façon détaillée chaque instabilité détectée : analyse fine des facteurs intrinsèques, estimation du (des) volume(s) potentiellement mobilisable, du (des) mécanisme(s) en jeu, des différents facteurs d'évolution. L'objectif est d'attribuer à chaque compartiment, de façon claire et objective, un niveau de danger à un instant donné (évaluation statique du danger à l'instant de l'observation + possibilités d'évolutions).

Au-delà de la description qualitative des phénomènes, la quantification de l'aléa est importante. La notion de facteur de sécurité, F, est bien appropriée aux problèmes d'ingénierie. Le but est alors essentiellement de déterminer si la pente telle qu'elle a été conçue sera stable une fois effectuées les modifications de géométrie (talutage, excavation). S'agissant des pentes naturelles la problématique de la quantification est différente. Les masses rocheuses étudiées, potentiellement instables, sont encore en place au moment de l'observation. Leur facteur de sécurité est donc par définition supérieur à 1. Il est dans ce cas nécessaire de quantifier les différents facteurs susceptibles de faire décroître F au cours du temps (voir aussi paragraphe III.B.3). Avec cette optique, l'objectif de la quantification de l'aléa est multiple.

1. Il s'agit dans un premier temps de pouvoir hiérarchiser entre elles, en terme de probabilité de départ, des instabilités rocheuses potentielles, dont les tailles et les mécanismes de départ peuvent être différents. La complexité des facteurs à prendre en compte, fonction de la taille de l'aléa, des mécanismes en jeu impose un système de quantification assez souple. Malgré tout, cette hiérarchisation est importante d'un point de vue opérationnel, en particulier pour justifier et planifier les travaux d'aménagement lorsqu'ils sont envisageables.
2. Une évaluation quantifiée devrait également permettre de comparer l'aléa « éboulement rocheux » à d'autres types d'aléa sur le même territoire (aléa sismique, lave torrentielle, avalanche en particulier dans les zones de montagne). Là encore l'objectif est de pouvoir d'une part répartir de façon raisonnée les crédits de travaux, d'autre part établir une cartographie homogène des phénomènes naturels. Cette comparaison entre différents types d'aléas nécessite une collaboration entre les

spécialistes de chaque domaine pour s'accorder sur une échelle commune de danger – puis de risque. Ce point n'a pas été abordé dans le cadre de ce travail mais doit présider à la réflexion sur l'évaluation des aléas et des risques naturels.

Le principe de quantification du danger doit être à la fois suffisamment spécifique pour s'appliquer à des phénomènes particuliers, parfois complexes, mais aussi suffisamment général pour permettre de comparer des aléas de nature différente.

A l'heure actuelle, la plupart des méthodes d'évaluation de l'aléa fournissent un résultat quantitatif – classe de danger ou de probabilité d'occurrence. Les observations de terrain sont le plus souvent synthétisées dans un avis d'expert. La démarche qui aboutit à l'affectation de l'aléa à une classe plutôt qu'une autre (par exemple fort, moyen, faible) n'est alors pas explicitée. Ce type de méthode présente deux inconvénients majeurs :

- la reproductibilité de l'avis entre différents experts n'est pas assurée ;
- la traçabilité des informations recueillies à un moment donné est faible. En particulier, lorsqu'un aléa évolue et demande à être réévalué, la simple terminologie qualitative permet difficilement de retrouver l'origine des désordres et de leur évolution.

Une échelle chiffrée de pondération de la dangerosité a été proposée récemment dans la méthode Matterock, (voir Chapitre 1). Toutefois, la gamme de valeurs proposée pour pondérer les facteurs et processus est extrêmement large (0 à 5 pour certains, 0 à 50 pour d'autres). La grille d'évaluation des méthodes RES et RHAP accorde beaucoup d'importance aux phénomènes de propagation des masses rocheuses et de vulnérabilité des sites, qui sont en dehors du cadre de ce travail.

Il nous a donc semblé opportun de mettre en place un outil plus affinée correspondant au besoin particulier de caractérisation des instabilités potentielles. La fiche de caractérisation issue de ces réflexion, qui est détaillée dans les paragraphes suivant, à ét intégrée dans l'ouvrage collectif Interreg IIC (2001).

## III.B. Proposition d'une fiche de caractérisation

### *III.B.1. Principe*

Le principe de cette fiche est de lister de la manière la plus exhaustive possible les différents paramètres à prendre en compte lors d'une évaluation du risque lié à un aléa rocheux particulier et de voir comment ils interviennent sur la stabilité.

Selon le type de mécanisme à l'origine de l'instabilité, la nature et le rôle des paramètres d'influence peuvent varier. Dans cette logique, sept grandes classes de mécanismes de départ ont été retenues. Les différents mécanismes sont décrits au paragraphe III.B.2 et repris par un schéma dans le tableau III.B-5, page 102. Ils constituent la première entrée de la fiche d'évaluation, ce qui suppose que l'observateur chargé de décrire l'aléa est capable, en premier lieu, de définir ce mécanisme. Suivant la configuration de l'aléa étudié, plusieurs mécanismes de départ peuvent être envisagés simultanément (en particulier pour les colonnes en basculement ou en rupture en pied) : on remplira alors les différentes lignes correspondantes de la fiche.





Remarque : les mécanismes retenus sont relativement simples. Pour des configurations plus complexes des méthodes de caractérisation spécifiques doivent être élaborées (mouvements de versants type Rozone, Séchilienne..).

La fiche d'évaluation proposée dans ce travail comporte 4 rubriques (Tableaux II.B-6 à III.B-9, pages 103 à 107), elles-mêmes divisées en colonnes qui distinguent des paramètres de nature différente. Nous avons essayé de regrouper les paramètres en fonction de la manière dont ils interviennent sur la stabilité. Ces regroupements par rubrique correspondent également à des phases d'observation différentes de l'instabilité – d'abord les observations immédiates sur la géométrie, la lithologie, l'activité, puis des observations plus délicates sur les facteurs d'évolution. Les 4 rubriques sont définies comme suit :

**Stabilité statique (S)** : facteurs pris en compte dans l'analyse de la stabilité actuelle sous sollicitations courantes (instantanée à l'échelle géologique) ; ce sont en fait essentiellement les éléments structuraux qui définissent l'instabilité potentielle ;
**Activité (A)** : activité dynamique observée (indices de mouvement) ; cette rubrique donne une indication sur le taux d'évolution actuel de l'instabilité potentielle ;
**Facteurs d'évolution aléatoires / Discontinus (FD)** : exposition et sensibilité aux facteurs déclenchants aléatoires (pluies, séismes) dont l'intensité est liée à une période de retour normalisée ;
**Facteurs d'évolution Continus (FC)** : exposition et sensibilité aux facteurs dégradants qui modifient les contraintes (tectonique, érosion, déformations gravitaires) ou réduisent la résistance (altération..) de façon lente et continue .
Les différents facteurs d'évolution sont détaillés au paragraphe III.B.3.

La distinction entre facteurs continus et discontinus n'est pas toujours très nette. Par exemple la sismicité de base intervient de façon plutôt discontinue au grés de petites secousses mais agit plutôt de façon continue par fatigue mécanique de la roche et des discontinuités. Nous avons choisi de la classer en facteur discontinu pour une raison pratique : la réflexion sur ce paramètre est conduite en même temps que celle sur la sismicité exceptionnelle, qui est sans ambiguïté un facteur discontinu. La classification de quelques autres paramètres pourrait également être discutée. Toutefois le regroupement tel qu'il est proposé s'avère assez pratique à manipuler.

Dans un premier temps, on ne préjuge pas de l'importance relative de ces différentes rubriques.
Pour chaque aléa concerné, l'idée de l'évaluation est la suivante :

- affecter à chaque rubrique un indice de 0 à 10, 10 marquant un caractère très défavorable ;
- affecter en plus à chaque rubrique une lettre de a à c qualifiant la qualité de l'indice précédent : « a » si l'observateur est sûr de son évaluation, « c » si l'indice affecté a peu de valeur (observations non accessibles…).

Dans chacune des 3 premières rubriques, les indices de chacune des colonnes de la rubrique sont positifs et s'additionnent pour donner un maximum de 10 points.
Dans la dernière rubrique seulement (Facteurs d'évolution continus) les indices de chacune des colonnes sont à ajouter ou retrancher selon leur caractère négatif ou positif sur la stabilité ; le total le plus défavorable peut dépasser 10 en théorie, mais on le limite à 10 en pratique.

La lettre de qualité concerne la rubrique entière ; elle peut correspondre à la qualité la plus faible des différentes colonnes.
Le résultat pour chacun des aléas étudiés sera présenté sous la forme suivante :

Ex : S 8/b, A 9/a, FD 5/c, FC 5/b

Dans un premier temps, nous proposons que la comparaison des aléas entre eux se fasse à partir de cette série de valeurs, et non pas en sommant les 4 indices. L'objectif premier de cette fiche est bien de rendre l'évaluation la plus objective possible, sans remettre en cause sa complexité : les observations acquises méthodiquement sont les supports d'une analyse mécanique qui reste particulière à chaque cas étudié. Le jugement final reste ainsi du ressort de l'expert, mais la démarche a été détaillée pas à pas.

### *III.B.2. Evaluation statique de la stabilité : les différents mécanismes de rupture*

En pratique, lorsque l'on étudie la stabilité d'une masse rocheuse naturelle, les observations se font à un instant donné t. Les observations les plus objectives concernent la géométrie de la masse rocheuse. C'est principalement ce paramètre qui va guider le mécanisme d'instabilité. Nous décrivons ici 7 grandes classes de mécanismes fréquemment rencontrés dans les pentes rocheuses naturelles. Comme nous l'avons déjà fait remarquer, les mécanismes choisis sont relativement simples. Ils ne correspondent pas toujours à la réalité complexe de la nature, mais fournissent dans un premier temps une bonne base de réflexion pour l'observateur chargé de l'étude.

#### III.B.2.1. Les glissements sur un ou plusieurs plans

Les glissements rocheux sont des phénomènes fréquents, qui ont été très largement étudiés. On peut distinguer deux grandes familles de mécanismes : les glissements sur un plan ou une famille de plan (glissements plans ou translationnels, Figure II.B-1), les glissements sur deux plans ou deux familles de plans (glissements dièdres ou dièdres composés, Figure III.B-3).

Dans tous les cas, les forces en jeu sont d'un côté le poids de la masse rocheuse, d'éventuelles pressions interstitielles et d'éventuelles sollicitations dynamiques, de l'autre côté la résistance au cisaillement – et éventuellement une butée de pied. La rupture est toujours liée à un dépassement de la résistance au cisaillement sur le ou les plans en jeu. Les paramètres essentiels à considérer sont donc, outre la géométrie de la masse rocheuse, l'angle de frottement $\phi$ et la cohésion c des plans. Les équations de l'équilibre statique (dynamique aussi) s'écrivent facilement, même pour des géométries complexes. Hoek et Bray (1981) donnent les expressions des facteurs de sécurité pour les glissements plans et dièdres simples, et Giani par exemple (1992) élargit ce type d'analyse, dit des équilibres limites, à des géométries plus complexes avec des surfaces en escalier.

Toutefois, comme cela a été souligné au Chapitre I (paragraphe I.A.1), il existe beaucoup d'incertitudes sur les paramètres du calcul. Dans le cas d'une prise en compte probabiliste de ces incertitudes, une grande quantité de données est nécessaire pour obtenir la répartition statistique des paramètres (moyenne et écart type, fonction de densité de probabilité, fonction d'appartenance à un ensemble…). Cette condition est rarement remplie lors d'études de pentes naturelles – sauf pour des cas à enjeux spécifiques, voir par exemple les cas de Buisson et Alagna traités au paragraphe III.C.3.





C'est pourquoi l'objectif de ce paragraphe est plutôt de discuter, à partir des expressions du facteur de sécurité F, l'influence qualitative de différents paramètres géométriques et mécaniques qui peuvent être observés sur le terrain.

Glissement plan

Les glissements plans (Figure III.B.1.a) peuvent apparaître lorsque les conditions suivantes sont réunies pour le plan de glissement :

- l'orientation est celle de la pente naturelle, plus ou moins 20° (valeur proposée par Hoek et Bray, 1981) ;
- le pendage est conforme à la pente tout en restant inférieur (le plan « sort » dans la pente) ;
- le pendage est supérieur à l'angle de frottement du plan $\phi$ (dans le cas où la sollicitation est statique uniquement) ;
- le mouvement est rendu cinématiquement possible, soit par l'existence de discontinuités latérales (cas de la Figure III.B.1.a), soit par la topographie du terrain (le plan traverse par exemple un éperon).

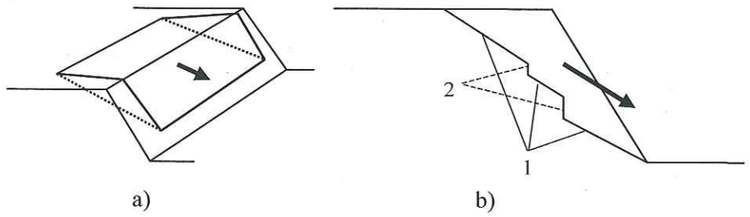



*Figure III.B-1.Glissements : a) Glissement plan ; b) Glissement translationnel sur une surface en escalier (glissement sur la famille de discontinuités 1 et traction sur 2)*

Ces phénomènes se rencontrent par exemple en milieu sédimentaire lorsque les plans de stratification sont conformes à la pente et que la butée de pied a été supprimée (exemple de Rocheplaine, § II.B.1).

➢ L'angle de frottement $\phi$ du plan de glissement est le premier paramètre mécanique à considérer pour caractériser une instabilité potentielle en glissement plan. Cet angle peut être grossièrement estimé en fonction de la nature de la roche et de la rugosité des épontes et / ou du remplissage de la discontinuité.
Si la discontinuité est plane et sans remplissage, son angle de frottement est l'angle de frottement de base de la roche (tel que défini par les essais de laboratoire). Pour les roches courantes il varie de 25 à 35°. En première approximation on peut utiliser la valeur moyenne de 30°. Pour une estimation plus précise on pourra par exemple se reporter aux valeurs citées par Hoek et Bray (1981) pour différents types de roche.
Si le plan de glissement est rugueux, le micro relief offre une résistance au cisaillement supplémentaire. Barton (1973) propose d'ajouter à l'angle de frottement de base un angle fonction de la rugosité (définie par le paramètre JRC, Joint Roughness Coefficient) et de la contrainte normale. Pour des contraintes normales faibles (de l'ordre de 0.1 fois la résistance en compression du joint, ce qui est vérifié pour la majorité des cas d'instabilité superficielle), on peut considérer cet angle constant. Le nouvel angle de frottement ainsi défini vaut environ 40 ° pour JRC=10, 50° pour JRC=20 (en partant d'un angle de

frottement de base $\phi_b$ = 30°). Nous proposons d'adopter dans la fiche de caractérisation une valeur de 45°, à adapter éventuellement en fonction du niveau de rugosité.
Enfin, si le plan de glissement présente un remplissage argileux, on peut retenir comme moyenne une valeur d'environ 15° (d'après la synthèse d'essais de Hoek et Bray, 1981).

➢ La cohésion c le long du plan de glissement est le deuxième facteur déterminant pour la stabilité. Une certaine cohésion existe forcément sur le plan si les conditions définies précédemment sont réunies mais que la masse est encore stable. Elle peut en particulier être due à un remplissage argileux ou à la présence de ponts de matière. Une forte rugosité crée d'autre part une pseudo cohésion. Dans tous les cas elle est très difficile à quantifier. Par la suite nous essayerons surtout de mettre en évidence son influence sur la stabilité.

En l'absence de pressions interstitielles, le facteur de sécurité d'une masse rocheuse en glissement plan s'écrit simplement :

$$F = \frac{cA}{W \sin\alpha} + \frac{\tan\varphi}{\tan\alpha}$$

avec A la surface du plan de rupture
et W le poids de la masse en glissement.

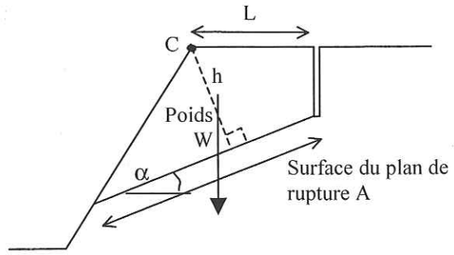



*Figure III.B-2. Définition des paramètres géométriques d'un glissement plan*

➢ On montre avec cette expression que, si la cohésion n'est pas nulle, F diminue quand le poids W augmente, pour α et ϕ constants. Le tableau III.B-1 donne un exemple numérique, en l'absence de discontinuité arrière. Le poids s'écrit alors (par unité de longueur)

$$W = \gamma \frac{Ah}{2}, \text{ et}$$

$$F = \frac{2c}{\gamma h \sin\alpha} + \frac{\tan\varphi}{\tan\alpha}$$

On prend pour l'exemple γ = 25 kN/m3 et ϕ = 35°.

| Cas | α (°) | h (m) | c (kPa) | F | ΔF |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 45 | 3 | 20 | 1.45 | 0.19 |
| | | | 15 | 1.26 | |
| 2 | 45 | 5 | 20 | 1.15 | 0.12 |
| | | | 15 | 1.03 | |
| 3 | 35 | 6 | 20 | 1.46 | 0.11 |
| | | | 15 | 1.35 | |
| 4 | 55 | 3 | 20 | 1.14 | 0.17 |
| | | | 15 | 0.97 | |

*Tableau III.B-1. Exemple numérique de variation du coefficient de sécurité F en fonction des paramètres géométriques α et h (voirFigure III.B-2) et de la cohésion c pour un glissement plan.*





Les cas 1 et 2 illustrent l'influence négative du poids sur F (quand h, donc W, augmente, alors F diminue). Cependant, l'influence d'une diminution de la cohésion est, en relatif, plus faible pour W plus grand : pour une même diminution de c de 20 à 15 kPa, la diminution de F est de 0.19 dans le cas 1 et seulement 0.12 dans le cas 2. Toutefois en absolu la diminution de cohésion amène pratiquement à la rupture (F=1.03). L'influence du poids est également liée à la géométrie (pente α), comme observé sur les cas 3 et 4. Pour le cas 3, de plus grand volume que le cas 1 mais avec F identique (1.46-1.45) la diminution de F avec c est moins sensible (-0.11 au lieu de –0.19), car avec α=ϕ c'est le frottement qui assure l'essentiel de l'équilibre. Le cas 4, avec un volume plus faible mais un coefficient de sécurité identique au cas 2, subit une diminution de F de 0.17 au lieu de 0.12 pour une diminution de la cohésion de 20 à 15 kPa.

L'influence du volume, donc du poids, de la masse rocheuse sur la stabilité au glissement est donc complexe, dépendante des valeurs relatives de α et ϕ.. Pour des caractéristiques mécaniques égales, une masse plus volumineuse à une moins grande « réserve de stabilité » (définie comme l'écart à 1 du facteur de sécurité). Par contre la diminution des caractéristiques mécaniques affecte relativement moins les gros volumes. Du fait de cette complexité, l'influence du volume de l'instabilité potentielle considérée n'est pour l'instant pas prise en compte dans la fiche de caractérisation .

➢ S'il existe une discontinuité subverticale qui recoupe le plan de glissement, Hoek et Bray (1981) ont montré sur un exemple l'influence suivante : si la discontinuité est située à l'arrière de la crête (point C de la figure III.B-2), la stabilité de la masse rocheuse est réduite quelle que soit sa position (longueur L), même en conditions sèches (absence totale d'eau). Si la discontinuité est par contre en deçà de la crête, la stabilité augmente légèrement en conditions sèches, mais décroît significativement dès que l'eau atteint ¼ de la profondeur de la fracture. Pour rester dans le sens de la sécurité, nous considérons donc que l'existence d'une discontinuité arrière a systématiquement une influence négative sur la stabilité.

Ces différents éléments de réflexion sont intégrés dans la fiche de caractérisation pour estimer la stabilité statique d'une masse rocheuse susceptible de glissement plan. L'influence des pressions interstitielles sera abordée au paragraphe III.B.3.1.

## Glissement dièdre

Le glissement dièdre est un mécanisme très fréquent dans tous les types de roches. Il s'agit d'un glissement le long de la ligne d'intersection de 2 plans A et B ou de 2 surfaces en escalier (Figure III.B-3. a et b). le mécanisme est possible si les conditions définies pour le glissement plan s'appliquent à la ligne d'intersection. Selon les configurations géométriques, la résultante des forces peut s'exercer sur les deux plans (cas du glissement dièdre propre) ou sur un seul des deux. Dans ce dernier cas, on retrouve le mécanisme de glissement plan étudié précédemment.

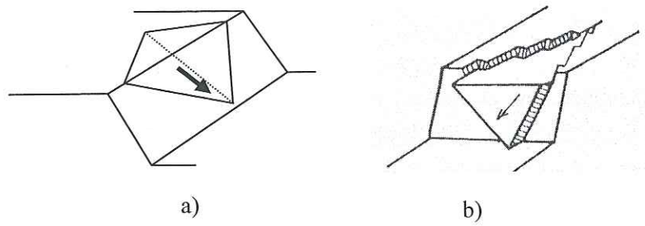



*Figure III.B-3. Mécanismes de glissement dièdre: a) Sur deux discontinuités ; b) Sur deux surfaces en escalier (Giani, 1992).*

L'expression analytique du facteur de sécurité d'un dièdre simple est détaillée par Hoek et Bray (1981). Elle prend en compte les paramètres c et $\phi$ de chacun des 2 plans ainsi que des facteurs sans dimension qui dépendent de la géométrie du dièdre (pendage des plans et de la ligne d'intersection, ouverture du dièdre).

Dans le cas simplifié d'un dièdre pour lequel les deux plans ont un angle de frottement $\phi$ identique et une cohésion nulle, Hoek et Bray (1981) définissent le facteur de sécurité du dièdre (« wedge » en anglais)

$$F_w = KF_p \qquad \textit{Équation III-1}$$

où Fp est le facteur de sécurité d'un plan de même inclinaison que la ligne d'intersection du dièdre. K est un coefficient dépendant de la géométrie, supérieur ou égal à 1. En particulier, K est inversement proportionnel à l'ouverture $\xi$du dièdre. Il augmente rapidement d'un facteur 2 à 3 pour $\xi < 90°$. Pour $\xi$ = 180°, K = 1 et on retrouve le cas du glissement plan. L'ouverture d'un dièdre est donc un facteur défavorable qu'il convient de prendre en compte (rubrique « conditions géométriques aggravantes » de la fiche).
En première approximation, on peut utiliser cette analyse simple pour caractériser la stabilité statique d'un dièdre, en choisissant comme angle de frottement celui du plan de plus faible pendage. Les considérations sur l'angle de frottement discutées pour le glissement plan restent valables.
Si l'hypothèse sur l'angle de frottement commun paraît trop forte, on peut être plus rigoureux en utilisant les abaques de Hoek et Bray (1981). Ils donnent, en fonction du pendage et de l'orientation relative des 2 plans a et b, les coefficients A et B à introduire dans l'équation $F = A\tan\phi_A + B\tan\phi_B$.

Comme dans le cas du glissement plan, l'existence d'une fracture subverticale à l'arrière du dièdre est un facteur défavorable, même en conditions sèches.

Dans le cas d'un dièdre formé par deux surfaces en escalier, Gianni (1992) suggère de reprendre l'équation du dièdre simple frottant (III.1) en considérant les plans moyens formés par les surfaces en escalier, avec un angle de frottement ($\phi$ + i) où i est l'angle des indentations de la surface.

Ces approches simplifiées permettent d'estimer l'état de stabilité d'un dièdre. Hoek et Bray (1981) font observer que si le facteur de sécurité observé pour le dièdre purement frottant est supérieur à 2, le facteur de sécurité total a très peu de chances de passer en dessous de 1 même dans les conditions les plus défavorables. Dans ce cas on pourra considérer directement que le dièdre observé ne constitue pas une instabilité potentielle.





### III.B.2.2. Glissement rotationnel

Ce type de mécanisme est typique des pentes de sol meuble. Toutefois, une pente rocheuse peut connaître ce type d'instabilité lorsque la roche est suffisamment fracturée pour que la taille des éléments découpés soit négligeable devant la taille de la pente (Figure III.B-4.a), ou bien lorsqu'un phénomène de fauchage s'est développé à l'échelle de la pente (Figure III.B-4.b). Le matériau peut alors être considéré comme continu, par opposition au matériau discontinu que constitue une roche saine avec des discontinuités espacées. La rupture n'est alors plus guidée par les plans de discontinuité comme nous en avons fait l'hypothèse jusqu'ici. Elle est libre de se développer selon la surface la plus défavorable. Cette surface de rupture prend alors le plus souvent une forme circulaire et la plupart des études de stabilité sont basées sur cette hypothèse.

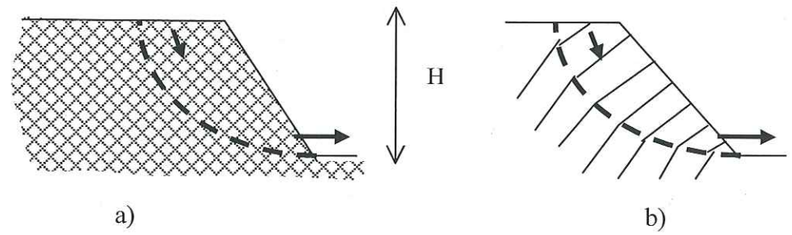



*Figure III.B-4. Mécanismes possibles de glissement rotationnel : a) Dans une pente très fracturée ; b) Dans une pente siège d'un phénomène de fauchage généralisé.*

La littérature est très abondante sur ce thème. Nous n'évoquons ici que les abaques développés par Hoek et Bray (1981), qui nous semblent appropriés au type d'étude visé par la fiche d'évaluation. Ces abaques fournissent directement un facteur de sécurité F. Les hypothèses utilisées sont les suivantes :

- le matériau constitutif de la pente est considéré homogène et isotrope, c'est à dire que ses caractéristiques mécaniques ne dépendent pas de la direction de sollicitation. Notons que cette condition n'est pas toujours réalisée dans les roches à forte schistosité ;
- la résistance au cisaillement du matériau est caractérisée par une cohésion c et un angle de frottement $\phi$ vérifiant un critère de Mohr-Coulomb $\tau = c + \sigma\tan\phi$ ;
- la rupture se produit sur une surface circulaire passant par le pied de la pente. Terzaghi (1943) a montré que cette configuration est la plus défavorable du point de vue du facteur de sécurité ;
- la contrainte normale le long de la surface de rupture est concentrée en un point. Les auteurs ont vérifié que cette distribution de contrainte fournit la plus faible valeur du coefficient de sécurité.

Les calculs sont réalisés pour 5 cas d'écoulement d'eau différents, de la pente entièrement drainée à la pente saturée. Le matériau étant considéré continu et homogène, l'écoulement se fait dans le matériau lui-même ; il n'est pas limité à des chenaux d'écoulement dans les discontinuités. L'utilisateur choisira parmi les 5 abaques proposés celui qui correspond au plus près aux conditions d'écoulement d'eau dans la pente étudiée.
Une discontinuité ouverte à l'arrière de la pente (tension crack) est toujours prise en compte. Les abaques donnent le plus faible coefficient de sécurité parmi ceux calculés pour une large gamme de positions de la fracture arrière et de la surface de rupture.

L'utilisation de ces abaques (Annexe1) nécessite la connaissance de c, $\phi$, $\gamma$ et H. L'évaluation des caractéristiques c et $\phi$ de la masse rocheuse s'avère en pratique délicate. Nous proposons d'utiliser en première approximation le critère empirique de Hoek et Brown développé pour les masses rocheuses densément fracturées et discuté dans l'ouvrage de Hoek et Brown (1980) :

$$\tau = A\sigma_c\left(\frac{\sigma}{\sigma_c} - T\right)^B \qquad \textit{Équation III-2}$$

où A, B et T sont des constantes. Ces paramètres ont été empiriquement corrélés par les auteurs aux valeurs de classification de massif rocheux, RMR ou Q (respectivement Bieniawski, 1974, Barton et al., 1974), qui sont facilement estimées sur le terrain. Un résumé de ces corrélations est disponible en annexe 1 (d'après Hoek et Brown, 1980).

Ce critère n'est pas linéaire, mais on peut considérer en première approximation

$c \approx A\sigma_c T^B$ et $\tan\phi \approx A\sigma_c^{1-B}$

Ces valeurs approchées de c et $\phi$ permettent d'obtenir à partir des abaques une estimation du facteur de sécurité F de la pente.

On peut être plus rigoureux en utilisant une méthode des tranches simplifiée (Bishop, Janbu ou autre) avec le critère de rupture empirique défini par l'équation III.2. Hoek et Bray (1981) donnent un exemple analytique. Cela n'est par contre pas réalisable avec les logiciels existants aujourd'hui.

### III.B.2.3. Rupture de surplomb

Les instabilités liées à des masses rocheuses surplombantes sont très peu abordées dans la littérature de mécanique des roches / stabilité de pente rocheuse. Cette lacune provient en grande partie du fait que la littérature s'est surtout intéressée jusqu'ici aux problèmes d'ingénierie, dans lesquels il est rare de faire face à des configurations surplombantes. Ce sont pourtant des phénomènes fréquents sur les falaises naturelles.

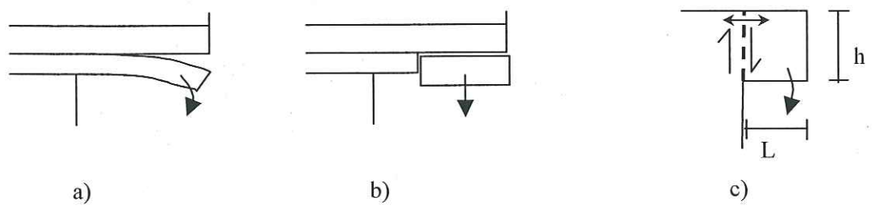



*Figure III.B-5. Mécanismes possibles de rupture de surplomb : Configurations plutôt horizontales : rupture en flexion (a) ou en traction (b) ; Configuration plutôt verticale : rupture en cisaillement ou en traction (c). Les différents types de surplombs sont définis par leur portée, L, et leur hauteur, h.*

Les mécanismes illustrés ci-dessus peuvent être étudiés de manière simplifiée avec une approche de résistance des matériaux. Toutefois, dans tout ce qui va suivre, il faut bien différencier la limite de résistance (en flexion ou en traction), qui correspond au critère d'ingénierie, et la rupture effective du surplomb. La comparaison par rapport au critère de résistance peut être utilisée pour hiérarchiser des instabilités potentielles : plus la contrainte de traction est élevée dans le banc en surplomb, plus on est proche de la rupture. Par contre ce n'est pas directement un critère de rupture.





Banc en flexion (Figure III.B-5.a)

On peut étudier simplement le problème d'un banc en flexion avec un calcul de résistance des matériaux. Le banc est considéré comme une poutre encastrée à une extrémité, donc en flexion simple, comme schématisé Figure III.B-6. Le calcul suivant est valable en théorie si l'élancement de la structure e = L / h est voisin de 10 (dans ce cas les sections planes restent planes). La poutre est soumise à une force surfacique due à son poids propre w = $\gamma$h. On peut considérer une résistance en traction à la surface supérieure de la poutre due à la cohésion de l'inter banc ou à l'existence de ponts rocheux – force surfacique également, t.

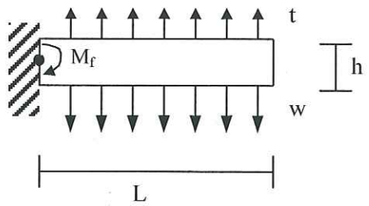



*Figure III.B-6. Schématisation d'un banc surplombant assimilé à une poutre encastrée en flexion simple. w est le poids surfacique, t la force surfacique de traction due à une cohésion ou des ponts rocheux à l'interface supérieure du banc, $M_f$ le moment de flexion.*

Pour comparer différents cas de surplombs nous nous intéressons au critère d'amorce de rupture, qui s'écrit :

$$\frac{M_f}{I/V} \leq \sigma_u \qquad \textit{Équation III-3}$$

avec $M_f$ le moment de flexion, $I$ le moment quadratique, $\sigma_u$ la résistance en traction et $V = \frac{h}{2}$.

Pour une section rectangulaire de largeur b, on a $I = \frac{bh^3}{12}$.

D'autre part le moment de flexion maximum vaut $M_f = (w-t)L\frac{L}{2}b = (\gamma h - t)\frac{L^2}{2}b$.

L'équation III.3 devient donc $\frac{M_f}{I/V} = \frac{3L^2}{h^2}(\gamma h - t)$ et le critère défini ci-dessus est atteint pour

$$3\gamma e L - 3e^2 t = \sigma_u \qquad \textit{(Équation III-4)}$$

si e = L/h est l'élancement de la poutre défini plus haut.

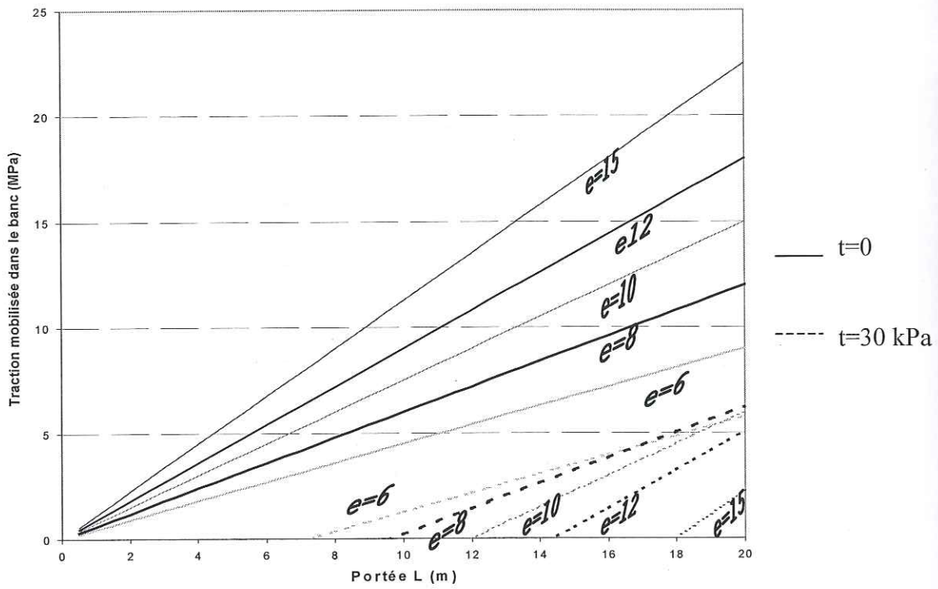
D'après le tableau III.B-2 on peut garder en mémoire comme valeur moyenne pour des calcaires $\sigma_u \approx 1-10MPa$.

| Matériau | Dévonien | Crétacé | Jurassique | Ki- Seq | Lutétien |
|---|---|---|---|---|---|
| Résistance en traction simple (Mpa) | 3-10 | 4-12 | 3-8 | 1-3 | 0.05-1 |

*Tableau III.B-2. Quelques valeurs de résistance en traction simple pour des roches calcaires (d'après LCPC, 1969)*

Si l'on considère que l'interface entre deux bancs comprend encore environ 1% de ponts rocheux, on peut retenir pour t des valeurs de 10 à 100 kPa. Si l'inter banc est argileux, on peut considérer selon les critères t ≈ c (critère empirique de Hoek et Bray, 1981) à t ≈ 2c (critère de Tresca), avec c ≈ 20-100 kPa.

(a)




(b)

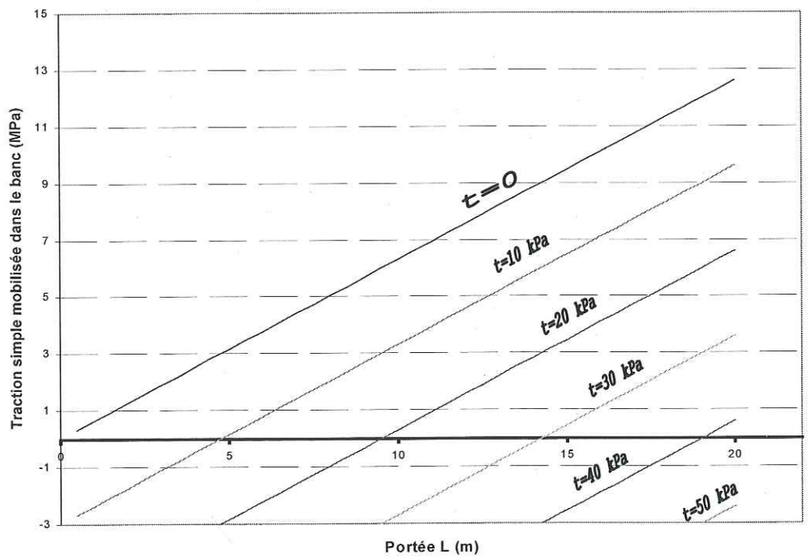



*Figure III.B-7. Courbes de stabilité de surplombs en flexion simple : (a) pour différents élancements e=L/h à t constant ; (b) pour différentes résistance en traction t à l'interface supérieure, à élancement constant e=10 ; calculs réalisés avec un poids volumique moyen $\gamma$= 25 kN/m$^3$.*





Les courbes de la Figure III.B-7 donnent quelques exemples de la traction exercée sur la poutre en fonction de la portée L, pour différentes valeurs de l'élancement e et de la résistance en traction t à l'interface supérieure. Pour que l'équilibre soit vérifié, la valeur lue en ordonnée doit être inférieure à $\sigma_u$ estimée.

La Figure III.B-7 appelle plusieurs remarques :

- Si la partie supérieure du surplomb est complètement découpée (t=0, droites pleines de la Figure III.B-7.a), la résistance en traction de la roche $\sigma_u$ peut facilement être dépassée pour des portées à partir de 4-6 m. A portée égale, le risque de rupture en flexion augmente quand l'épaisseur du surplomb h diminue ;
- Par contre l'existence d'un joint argileux ou de ponts rocheux ( t≠0, Figure III.B-7.b) a un fort rôle stabilisateur : pour un surplomb d'élancement 10, il n'y a plus de risque de rupture en flexion simple, quelle que soit la portée, dès que t ≥ 40 kPa. A portée égale, le rôle stabilisateur de t est plus important pour des élancements plus grands, donc h plus faible (droites en pointillés de la Figure III.B-7.a).

Rappelons que l'ensemble du calcul ci-dessus est en théorie valable pour e ≥ 10. Pour 5≤e≤10, on peut considérer que les erreurs introduites sont encore acceptables par rapport à la précision du résultat recherché. Par contre pour e < 5 l'hypothèse de la poutre n'est vraiment plus vérifiée, le calcul ci-dessus n'est plus valable. Quoi qu'il en soit, on observe sur la Figure III.B-7 que ce calcul ne pourrait mener à une situation de rupture que pour des roches à très faible $\sigma_u$ ou de très grande portée, ce qui est peu probable. Le mécanisme de rupture privilégié n'est pas la flexion simple

Rupture de bloc en cisaillement (Figure III.B-5.c)

Si l'élancement est faible et qu'il n'y a pas de discontinuité verticale le phénomène d'instabilité est plutôt dû au cisaillement au droit de l'appui, avec traction au coin supérieur gauche (moment de flexion). Dans ce cas la stabilité s'écrit

$\gamma hL \leq ch$, soit

$$\gamma L \leq c \qquad \textit{(Équation III-5)}$$

où c est la cohésion de la roche.

Rupture de bloc en traction (Figure III.B-5.b)

Dans le cas où une discontinuité verticale recoupe complètement le surplomb , le mécanisme principal est la traction à l'interface supérieure. Dans ce cas il faut essentiellement vérifier :

w ≤ t, soit :

$$h \leq \frac{t}{\gamma} \qquad \textit{(Équation III-6)}$$

en reprenant pour t les considérations du cas précédent. Avec t ≈50-100 kPa et $\gamma$ ≈ 25 kN/m$^3$ il faut donc h ≤ 2-4 m.

Cette configuration est plus facilement dépassée que les précédentes. L'existence de discontinuités verticales (ou du moins pseudo orthogonales au plan du surplomb) est donc un facteur défavorable.

Dans la pratique, ces trois types de mécanismes sont souvent liés, en fonction de la position et des caractéristiques des discontinuités.
Dans tous les cas, la stabilité du surplomb dépend de sa portée, de son élancement, de la résistance en traction mobilisable à l'interface supérieure et de l'existence de discontinuités qui recoupent la masse surplombante.

Dans des roches sédimentaires stratifiées, l'érosion différentielle en se développant dans les niveaux les plus tendres (marnes, argilites…) va créer les surplombs des niveaux plus résistants (calcaire, grès…) puis augmenter progressivement leur portée. C'est là l'action principale de l'eau sur ce type d'instabilité. Par ailleurs, l'eau circulant dans les discontinuités va, d'une part diminuer leurs caractéristiques mécaniques, d'autre part exercer une sollicitation active supplémentaire en cas de mise en pression (qui s'ajoute au poids du surplomb).

### III.B.2.4. Rupture de colonnes

Les phénomènes de rupture de colonne peuvent se produire lorsque des discontinuités sub-verticales découpent le massif et isolent des colonnes rocheuses d'élancement important (élancement e = hauteur / largeur). Dans cette configuration, les mécanismes de rupture possible sont nombreux, dépendant de la géométrie et des caractéristiques mécaniques de matériaux en jeu. Nous distinguons, du point de vue des facteurs d'évaluation de la stabilité, les mécanismes de basculement (Figure III.B-8.a) et les mécanismes de rupture en pied (Figure III.B-8.b).

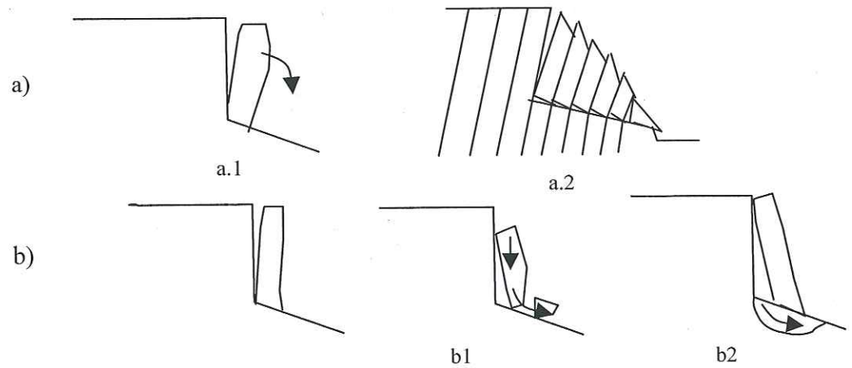



*Figure III.B-8. Exemple de mécanismes possibles de rupture de colonne: a) Basculement de colonnes ou de blocs ; b) Rupture de colonne en pied.*

#### Basculement de colonne ou de blocs

Ce terme recouvre de très nombreux cas, allant du simple basculement d'un bloc monolithique au processus complexe de fauchage de versant. Goodman et Bray (1976) décrivent une grande variété de configurations induisant du fauchage ainsi que les calculs de stabilité associés à des géométries simples (par exemple basculement d'une série de blocs sur une surface en escalier).
La fiche d'évaluation proposée dans ce chapitre s'appliquant essentiellement à des instabilités potentielles ponctuelles, nous nous intéressons plus précisément au basculement d'une colonne unique (Figure III.B-8.a.1). La première condition de réalisation de ce mécanisme est la continuité du découpage





de la colonne. Celle-ci n'est pas toujours vérifiable au niveau de la discontinuité arrière et devra parfois être estimée.

En l'absence de sollicitations extérieures, la stabilité de la colonne est dictée par l'action de son propre poids, donc par sa géométrie. Le cas le plus défavorable est celui d'une colonne trapézoïdale, de largeur b à la base et B en tête comme schématisé Figure III.B-9.a.

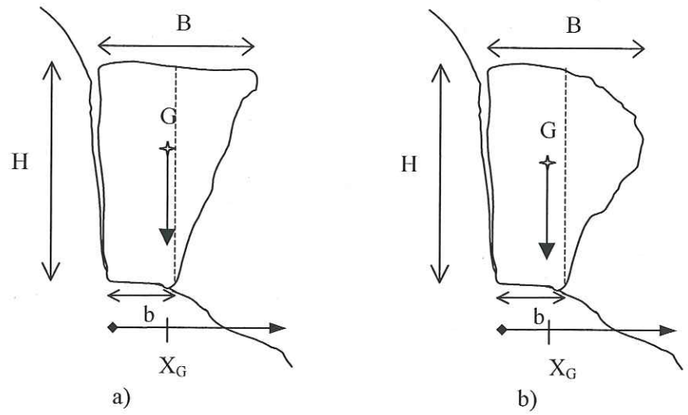



*Figure III.B-9. Schématisation de colonnes rocheuses de hauteur H, largeur à la base b et plus grande largeur B, susceptibles de basculer sous la seule action de leur poids.*

Pour ce cas de figure, soit $X_G$ l'abscisse du centre de gravité de la colonne,

$$X_G = \frac{\frac{b^2 H}{2} + \left(b + \frac{B-b}{3}\right)\frac{H(B-b)}{2}}{Hb + \frac{H(B-b)}{2}} = \frac{3b^2 + 3(B-b)b + (B-b)^2}{3(B+b)}$$

avec $e = \frac{B}{b}$ , rapport de la plus grande largeur sur la largeur de la base, on obtient

$$X_G = \frac{3\frac{B^2}{e^2} + 3\left(\frac{e-1}{e}\right)b\frac{B}{e} + \left(\frac{e-1}{e}\right)^2 B^2}{3\frac{e+1}{e}B} = \frac{B}{3e}\frac{3+3e-3+(e-1)^2}{e+1}$$

soit $$X_G = \frac{3e+(e-1)^2}{3(e+1)}b \qquad \textit{(Équation III-7)}$$

Selon les règles de stabilité au renversement appliquées en génie civil, si l'on considère une répartition linéaire des contraintes sous la base de la colonne, toute la surface de la base est soumise à des contraintes de compression si la résultante des forces tombe dans le tiers central de la base. L'absence de contrainte de traction équivaut à l'absence d'amorce de basculement. Cette condition se traduit ici de la manière suivante :

$X_G \leq \frac{2}{3}b$, soit, $\frac{3e+(e-1)^2}{e+1} \leq 2$

d'où e ≤ 1.6

La colonne bascule si la résultante des forces tombe hors de la base, soit $X_G \geq b$,

d'où e ≥ 2.6.

Comme dans le paragraphe précédent, il faut distinguer le critère d'ingénierie ci-dessus du véritable critère de stabilité. Toutefois en première approximation, et toujours dans le but de hiérarchiser entre elles des instabilités potentielles de même nature ce critère peut aider à évaluer la stabilité d'une colonne rocheuse sub-verticale. On pourra alors prendre comme référence, en se plaçant du côté de la sécurité, e ≤ 1.5 et e ≥ 2.5, e étant le rapport de la plus grande largeur sur la largeur de la base, même si la plus grande largeur n'est pas en tête. Si des pressions interstitielles s'établissent dans la fracture arrière – possible uniquement si celle-ci n'est pas trop largement ouverte - une action sub-horizontale s'exerce en plus du poids. La résultante des forces est alors inclinée vers l'extérieur, ce qui est évidemment défavorable à la stabilité. Si la base b n'est pas horizontale mais inclinée vers l'extérieur, il faut également vérifier la stabilité au glissement.

Remarque : le fait de se placer « du côté de la sécurité » est la démarche classique dans les problèmes d'ingénierie. Ceci se justifie moins dans le cadre de la fiche d'évaluation, dont le but est de décrire objectivement l'état de stabilité de la masse rocheuse. Nous considérerons néanmoins les valeurs 1.5 et 2.5, qui sont plus commodes à manipuler que 1.6 et 2.6 – n'oublions pas que la fiche se remplit essentiellement sur le terrain.

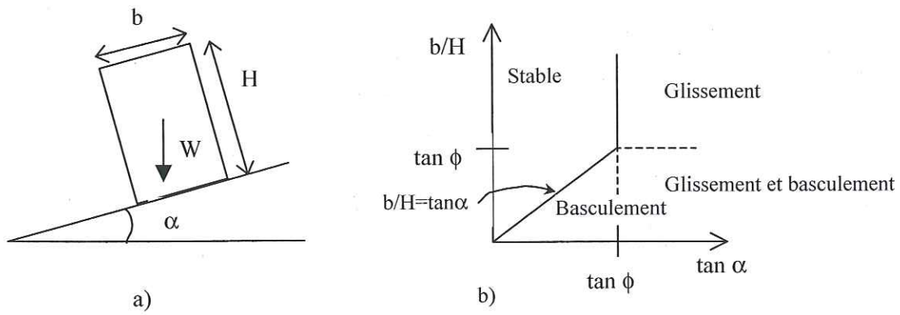



*Figure III.B-10. Analyse de l'équilibre statique de glissement et basculement d'un bloc sur une pente inclinée : a) définitions des variables ; b) diagramme d'équilibre (d'après Bray et Goodman, 1981)*

Si les discontinuités qui délimitent la colonne ne sont pas subverticales, on pourra utiliser le diagramme de stabilité d'un bloc simple développé par Bray et Goodman (1981).

Le cas d'une série de blocs basculant les uns sur les autres est traité par Goodman et Bray (1981). La résolution de ce problème est complexe et sera rarement envisageable dans le cas des études de risques naturels pour lesquels la géométrie de l'instabilité potentielle n'est souvent pas connue précisément. Pour ce cas de figure on pourra en première approximation évaluer la stabilité du bloc le plus susceptible de déclencher le mouvement d'ensemble.





Rupture de colonne en pied

Les mécanismes de rupture en pied de colonne peuvent apparaître pour des colonnes de grande hauteur, reposant sur une base aux caractéristiques mécaniques médiocres.

Dans un premier temps, on peut vérifier la résistance au poinçonnement des matériaux à la base. En ne considérant que le poids propre W de la colonne – pas de poussée latérale – et en faisant l'hypothèse d'une répartition linéaire des contraintes, une colonne symétrique provoque une contrainte uniforme sous sa base, de largeur b (Figure III.B-11.a)

$$\sigma = \frac{W}{b} \qquad \textit{(Équation III-8)}$$

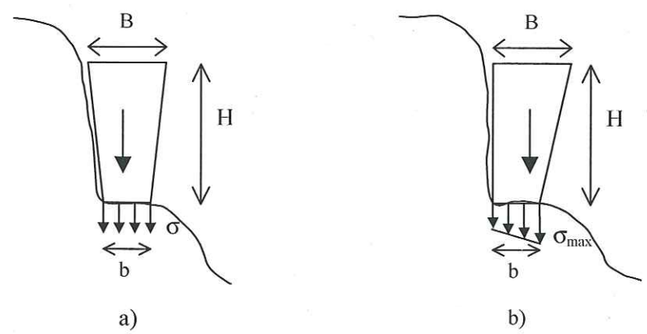



*Figure III.B-11. Diagramme de contrainte sous une colonne: a) Colonne symétrique, diagramme rectangulaire ; b)Le poids de la colonne s'exerce dans le tiers central, diagramme trapézoïdal (dans l'hypothèse d'une répartition linéaire des contraintes).*

Si la colonne n'est pas symétrique, mais qu'elle répond à la condition de stabilité au basculement, c'est à dire que le poids s'exerce dans le tiers central de la base, le diagramme de contraintes est trapézoïdal (Figure III.B-11.b) avec

$\sigma_{max} = \frac{W}{b}\left(1+6\frac{\varepsilon}{b}\right)$ où ε est l'excentricité de W par rapport au milieu de la base.

Dans le cas limite du critère défini précédemment, on a ε = b/6, soit

$$\sigma_{max} = 2\frac{W}{b} \qquad \textit{(Équation III-9)}$$

Cette valeur est donc deux fois plus forte que dans le cas d'une colonne symétrique. D'après l'étude précédente, elle correspond à une géométrie de colonne telle que e = B / b = 1.6.

En considérant une géométrie simple pour la colonne (ce qui n'est le plus souvent qu'une approximation dans la réalité), on peut écrire

$$W = \gamma H\frac{(b+B)}{2} = 2.6b\frac{\gamma H}{2} \qquad \textit{(Équation III-10)}$$

avec γ le poids volumique de la colonne.

La stabilité au poinçonnement est assurée si la contrainte de compression maximale exercée ne dépasse pas la résistance en compression simple $\sigma_c$ du matériau. Avec les équations III.9 et III.10 on obtient :

$$H \leq \frac{\sigma_c}{2.6\gamma} \qquad \textit{(Équation III-11)}$$

En accord avec la littérature, les valeurs du tableau III.B-3 sont représentatives de la résistance en compression simple de différents matériaux sains. Pour des roches fissurées, on considère que, si les discontinuités représentent 2% du volume de la matrice rocheuse, $\sigma_c$ diminue de moitié.

| Matériau | Granite | Calcaire | Calcschiste | Marne |
|---|---|---|---|---|
| $\sigma_c$ (Mpa) matériau sain | 150-200 | 100-150 | 40-80 | 5-10 |
| $\sigma_c$ (Mpa) matériau fissuré (2% en volume) | 75-100 | 50-75 | 20-40 | 2-5 |

*Tableau III.B-3. Quelques valeurs caractéristiques de résistance en compression simple, d'après LCPC (1969).*

En considérant un poids volumique moyen de 25 kN/m3, on peut discuter la stabilité au poinçonnement en fonction de la géométrie de la colonne :

- si H ≤ 15 m la colonne exerce une contrainte maximale $\sigma$ = 1 MPa et a donc peu de chances de déclencher une instabilité par poinçonnement ;
- si H ≤ 80, la contrainte maximale exercée $\sigma$ = 5 MPa dépassera la contrainte admissible notamment sur des marnes ;
- si H ≤ 300 m, la colonne peut exercer une contrainte maximale de 20 MPa, valeur supérieure à $\sigma_c$ pour de nombreux matériaux (Tableau III.B-3).

Ces trois valeurs sont prises comme valeurs de référence dans la fiche d'évaluation (rubrique « Découpage principal ») pour donner une première indication, liée seulement à la géométrie. La faiblesse mécanique du matériau constituant le pied est évidemment un facteur aggravant.

Remarque : dans le cas ou la colonne est bien symétrique – diagramme de contrainte rectangulaire - il faudrait multiplier par 2 ces valeurs.

Un autre phénomène est observé, en particulier lorsque le matériau à la base de la colonne est peu résistant d'un point de vue mécanique : il s'agit de la rupture circulaire sous l'effet de la charge appliquée par la colonne (Figure III.B-8.b.2). Ce type de mécanisme est caractéristique par exemple de bordures de falaises calcaires surmontant un talus marneux. Il a été étudié par exemple par Poisel (1990) à l'aide d'un modèle numérique et d'un modèle analogique. Lorsque la masse rocheuse est suffisamment haute, une zone plastique se développe à sa base. Des fractures parallèles à la falaise apparaissent – quelques fractures orthogonales à la falaise également- et les colonnes formées peuvent soit partir en pied, le matériau de base subissant une rupture circulaire (Figure III.B-12.a), soit basculer en tête. Le mécanisme de basculement semble être observé davantage si le matériau de base est soumis à l'érosion. Cette observation est confirmée par les calculs de Steger et Unterberger (1990) qui incluent des éléments joints à la base de la colonne (Figure III.B.12.b).





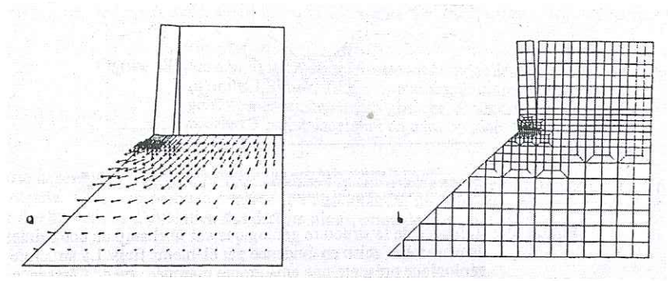



*Figure III.B-12. Résultats de modèles numériques pour une formation rocheuse compétente surmontant un talus de matériau tendre : a) Absence d'éléments joints : Rupture circulaire dans le matériau de base et basculement de la colonne vers l'arrière (Poisel, 1990) ; b) Éléments joints à la base de la colonne : Formation d'un « coin rocheux » et basculement de la colonne vers l'avant(Steger et Unterberger, 1990)*

Ces exemples montrent que la limite entre le mécanisme de basculement (vers l'aval) et de rupture en pied (avec ou sans basculement vers l'arrière) n'est pas franche. Elle dépend d'une part de la géométrie de la masse rocheuse supérieure, d'autre part des caractéristiques mécaniques et morphologiques du matériau de base. Dans la pratique, il n'est pas toujours possible a priori de discriminer le mécanisme qui se produira pour la colonne examinée, d'autant que l'un et l'autre peuvent se produire de façon conjointe. Nous conseillons donc d'envisager les deux possibilités.

### III.B.2.5. Flambage de bancs

Il s'agit de la déformation d'une plaque rocheuse inclinée, sous son propre poids ou sous l'effet d'autres contraintes – pressions interstitielles en particulier. La condition d'apparition du flambage est d'avoir des discontinuités plus ou moins parallèles à la surface, continues et non émergentes en pied, dont les caractéristiques mécaniques sont assez faibles. Le premier joint sous la surface définit une tranche rocheuse d'épaisseur *e* et de longueur *l*. Cavers (1981) a décrit en détail ce phénomène. Il distingue deux grands types de mécanismes :

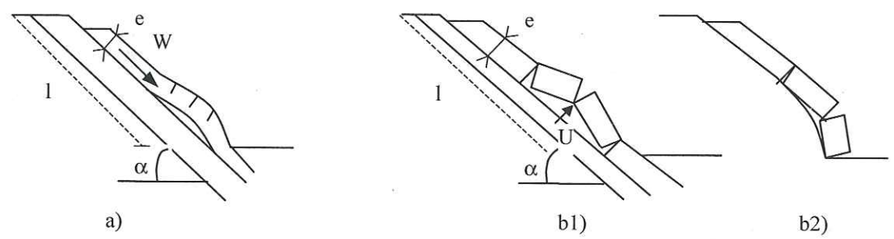



*Figure III.B-13. Mécanismes de flambage : a) par flexure (ou flambage d'Euler), sous l'action principale du poids de la partie active, W ; b) flambage à 3 charnières (3 hinge buckling)déclenché en règle générale par une surpression interstitielle U (b1) ou par une pente convexe (b2).*

- le flambage par flexure, ou flambage d'Euler (Figure III.B-13.a). La tranche est continue, sans discontinuités transverses. Celle-ci se divise en une partie active qui provoque la déformation et une partie passive qui la subit. La force motrice principale est le poids de la

tranche active. En assimilant la tranche de roche à une poutre en déformation élastique, Cavers (1981) définit la longueur critique de la partie active de la pente, $l_c$ :

$$l_c^3 = \frac{\pi^2 E e^2}{2.25\left(\gamma \sin\alpha - \gamma \cos\alpha \tan\varphi - \frac{c}{e}\right)}$$ *Équation III-12*

avec E et $\gamma$ module d'Young et poids volumique de la roche,
c et $\phi$ cohésion et angle de frottement de la discontinuité.

Cette expression permet, à partir de la géométrie du banc observé, d'évaluer le risque d'instabilité ($l < l_c$ ou $l > l_c$). Elle ne tient compte que du poids de la partie active, à l'exclusion de possibles pressions interstitielles. Notons qu'en pratique il n'est pas toujours facile de différencier la partie active – donc $l_c$ – de la partie passive.

- Le flambage sur trois charnières (3 hinges buckling, Figure III.B-13.b). Il peut se déclarer si, en plus des conditions initiales précédentes, la tranche rocheuse est recoupée par des discontinuités transverses (plus ou moins orthogonales aux discontinuités principales). Si la pente est rectiligne (Figure III.B-13.b.1) le poids de la tranche W ne suffit pas à déclencher l'instabilité ; il faut l'intervention de pressions interstitielles U qui vont « soulever » les blocs découpés par les discontinuités ; le poids peut seul être facteur déclenchant si la pente présente un profil convexe (Figure III.B-13.b.2). Pour la résolution complète des équations de l'équilibre on pourra se reporter à l'article de Cavers (1981), mais elle nécessite la connaissance exacte des pressions interstitielles, ce qui est rarement le cas en pratique.
  Ce mécanisme est plus fréquemment observé que le précédent. En conséquence, l'existence de discontinuités transverses dans la tranche rocheuse constitue un facteur défavorable.

Notons que le phénomène de flambage est assez peu courant dans les pentes naturelles. Il est surtout observé dans les mines et carrières, en particulier dans les mines de charbon. Toutefois Tommasi et Galadini (1996) reportent le cas d'une pente calcaire, dont les bancs, orientés parallèlement à la surface topographique avec un pendage moyen de 22°, sont limités par des inter lits marneux et argileux dans lesquels circule de l'eau. Au moins trois instabilités par flambage sont déclarées dans cette pente. Ce sont des phénomènes par flexure et/ou sur trois charnières selon les cas, impliquant des volumes jusqu'à 250 000 $m^3$. Malatrait (1975) donne également un bel exemple de flambage par flexure dans des schistes du Lias la vallée de la Maurienne.

### *III.B.3. Des aspects statiques aux aspects dynamiques : les facteurs d'évolution*

On appelle facteurs d'évolution les éléments extérieurs à la masse rocheuse elle-même (par opposition aux facteurs intrinsèques : lithologie, caractéristiques structurales et géomécaniques), qui influencent son état de stabilité. Cette influence peut être de plusieurs types, comme illustré sur la figure III.B-14.





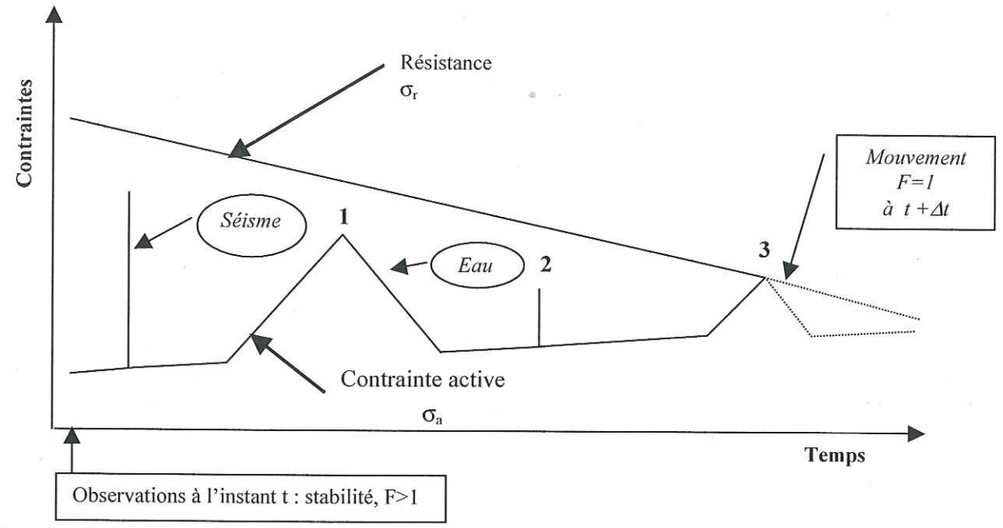



*Figure III.B-14. Schématisation des processus conduisant à la mise en mouvement d'une masse rocheuse (d'après Hantz, 2001).*

- D'un point de vue mécanique, ils se différencient par deux modes d'action :
  - diminution de la résistance de la masse rocheuse par modification de la géométrie ou des caractéristiques mécaniques : par exemple altération par lessivage du plan de glissement (d'où diminution de la cohésion), action des cycles gel – dégel qui peuvent fragmenter le pied d'une colonne et l'amener au basculement ;
  - augmentation de la contrainte active exercée sur la masse rocheuse : pressions interstitielles, accélération horizontale et / ou verticale liée aux séismes, aux vibrations d'origine anthropique.

- Du point de vue de l'intensité, la littérature (par exemple Rouiller et al., 1998) distingue souvent les facteurs *dégradants*, qui agissent régulièrement (altération, gel – dégel, sismicité de base…) et les facteurs *déclenchants*, qui agissent de manière soudaine et dont l'influence est plus évidente (séisme « centennal », pressions hydrauliques exceptionnelles..). Toutefois la Figure III.B-14 illustre la subjectivité de cette dénomination. Un événement ponctuel, quelle que soit son intensité, n'est déclenchant que s'il s'ajoute à un état d'équilibre déjà suffisamment proche de la rupture. Ainsi l'événement 3 (Figure III.B-14) a effectivement été déclenchant alors que l'événement 1, d'intensité plus élevée, n'a été que dégradant.

Aux vues de ces considérations, nous préférons parler de facteurs d'évolution continus (FC) et discontinus ou aléatoires (FD). Les premiers sont difficilement observables (échelle de temps longue), les seconds sont souvent aléatoires donc difficilement prévisibles.
Les sections suivantes détaillent un à un les facteurs d'évolution retenus et utilisés dans la fiche d'évaluation

### III.B.3.1. Facteurs d'évolution discontinus ou aléatoires (FD)

#### Facteur pressions interstitielles

Les effets liés à l'eau sont nombreux à affecter la stabilité d'une masse rocheuse : l'érosion, l'altération, le gel jouent en particulier des rôles importants. Malgré tout, comme le soulignent Hoek et Bray (1981), l'effet majeur résulte de l'apparition de pressions interstitielles le long des discontinuités. Cette section traite donc uniquement de ce type de sollicitations. Les autres influences de l'eau seront prises en compte dans les sections suivantes.

L'influence de la mise en charge d'eau dans des discontinuités est illustrée Figure III.B-15 pour le cas d'une instabilité potentielle en glissement plan avec plan de décollement arrière. Le schéma a) représente la situation initiale où seuls le poids et les forces de résistance au cisaillement agissent sur la stabilité. Le schéma b) illustre le cas classique où les circulations d'eau se font dans les discontinuités, le massif est correctement drainé mais des mises en charges peuvent apparaître après un fort apport en eau. Le schéma c) montre l'effet très défavorable d'un exutoire bouché. Lorsque l'écoulement n'est plus libre à la sortie de la discontinuité, non seulement la colonne d'eau augmente mais une concentration de contrainte apparaît. Cette situation se rencontre en particulier en hiver quand des bouchons de gel se forment. Elle peut aussi résulter d'un placage de calcite à la surface des calcaires qui bouche les exutoires. Le schéma d) peut se rencontrer lorsque le débit d'évaporation de l'eau est supérieur au débit d'écoulement dans la discontinuité (cas d'une discontinuité très peu ouverte et d'un climat chaud) : la

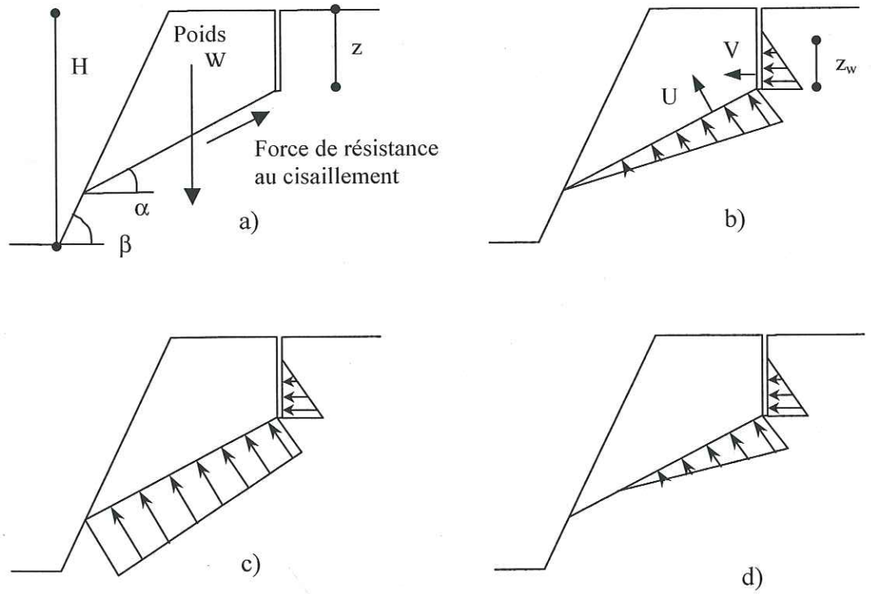



*Figure III.B-15. Distribution schématique des pressions interstitielles sur un plan de glissement recoupé par une discontinuité ouverte subverticale : a) pas d'eau ; b) présence d'eau avec écoulement au débouché du plan de glissement ; c) exutoire bouché : l'écoulement d'eau ne peut plus se faire ; d) le débit d'évaporation de l'eau est plus fort que le débit d'écoulement le long du plan de glissement : l'eau est présente mais ne débouche pas en surface, ce cas est peu fréquent (d'après Giani, 1992).*





colonne d'eau existe, mais aucun suintement en surface n'en témoigne. La distribution triangulaire de ces pressions interstitielles n'est qu'une approximation des distributions réelles, mais en l'absence de connaissances plus exactes elle fournit une estimation réaliste (Giani, 1992). Ce cas est malgré tout très annexe par rapport aux précédents.

Pour le mécanisme de glissement avec décollement arrière, l'action mécanique des pressions interstitielles est double : 1) diminution de la résistance au cisaillement sur le plan de glissement, 2) poussée active sur le plan de décollement. Selon la configuration de la masse rocheuse et son mécanisme d'instabilité l'action pourra varier (poussée active uniquement sur une colonne en basculement, sur un surplomb en traction). Nous ne détaillerons ici que le cas du glissement avec décollement, en passant par le calcul du coefficient de sécurité qui donne un bon moyen de quantifier l'influence de l'eau (Hoek and Bray, 1981) :

$$F = \frac{cA + (W\cos\alpha - U - V\sin\alpha)tg\phi}{W\sin\alpha + V\cos\alpha} \qquad \textit{(ÉquationIII-13)}$$

avec $V = \frac{1}{2}\gamma_w z_w^2$ et $U = \frac{1}{2}\gamma_w z_w \frac{(H-z)}{\sin\alpha}$ (si le plan de glissement passe par le pied de la pente).

Le Tableau III.B-4 montre la variation du facteur de sécurité pour différentes hauteurs de colonne d'eau dans le cas d'une instabilité potentielle définie par les schémas de la Figure III.B-15 a) et b). Lorsque le plan de décollement arrière est complètement rempli d'eau ($z_w = z = 20$ m) le facteur de sécurité passe de 1.35 à 1.05 : l'écart à 1 (la « réserve de sécurité ») est divisée par 7.

| $z_w$ | 0 | 5 | 10 | 15 | 20 |
|---|---|---|---|---|---|
| **F** | 1.35 | 1.31 | 1.24 | 1.15 | 1.05 |

*Tableau III.B-4. Evolution du facteur de sécurité F en fonction de la colonne d'eau $z_w$ pour une masse rocheuse en glissement plan avec décollement arrière, de caractéristiques géométriques : H=50 m, z=20 m, $\alpha$ = 40°, $\beta$ = 70°, caractéristiques mécaniques $\phi$ = 35°, c= 150kPa.*

La possibilité d'apparition de pressions interstitielles le long des discontinuités qui délimitent une instabilité potentielle est donc un facteur particulièrement défavorable.

Toutefois l'existence même de ces pressions est difficile à détecter sur le terrain. Leurs valeurs sont très difficiles à estimer. Pour quantifier des pressions interstitielles, plusieurs moyens existent :

1. En milieu homogène, les piézomètres donnent des valeurs ponctuelles. Ces mesures sont éventuellement envisageables dans un massif très fracturé assimilable à grande échelle à un milieu homogène.
2. Dans un massif rocheux, les circulations d'eau se font presque exclusivement dans les discontinuités – la perméabilité de la matrice est négligeable. La connaissance de la distribution des pressions passe alors par trois grandes étapes :

- la connaissance du réseau de discontinuités. Si le réseau est complexe – ce qui est souvent le cas – il peut être approché par un modèle de génération de fractures (voir par exemple Priest, 1993) ;
- l'estimation de la conductivité du réseau. La méthode la plus courante consiste à réaliser des essais de pompage ou des essais Lugeon ;
- l'écoulement dans la masse rocheuse peut alors être modélisé numériquement pour calculer les distributions de pressions interstitielles.

En pratique, **aucun de ces moyens n'est envisageable pour des études de risque naturel**. L'estimation des pressions interstitielles ne peut donc être que qualitative. Lors de l'étude de terrain, les éléments à prendre en compte peuvent être regroupés en 2 classes :

1. les entrées d'eau dans le massif ;
2. les sorties d'eau du massif.

Pour le premier point, il est important de considérer la masse rocheuse étudiée dans son environnement global pour prendre en compte toutes les possibilités d'entrée d'eau. Comme illustré par la Figure III.B-16, les sources d'apport en eau dans une masse rocheuse (ou plus précisément son réseau de discontinuités) sont variées. Elles ne sont pas forcément directes (précipitation) et le cheminement de l'eau peut être complexe.
La pluviosité de la région concernée, l'étendue du bassin versant, les zones de stockage d'eau (sous forme d'eau, de neige ou de glace) influencent à la fois la quantité d'eau qui peut arriver sur la masse rocheuse et la vitesse de réponse des mouvements d'instabilité. L'altitude et l'orientation du versant interviennent également, car en cas d'enneigement, les pics de fonte seront plus forts et plus répétitifs en versant sud qu'en versant Nord. L'ouverture en surface des fractures arrières favorise les infiltrations ;

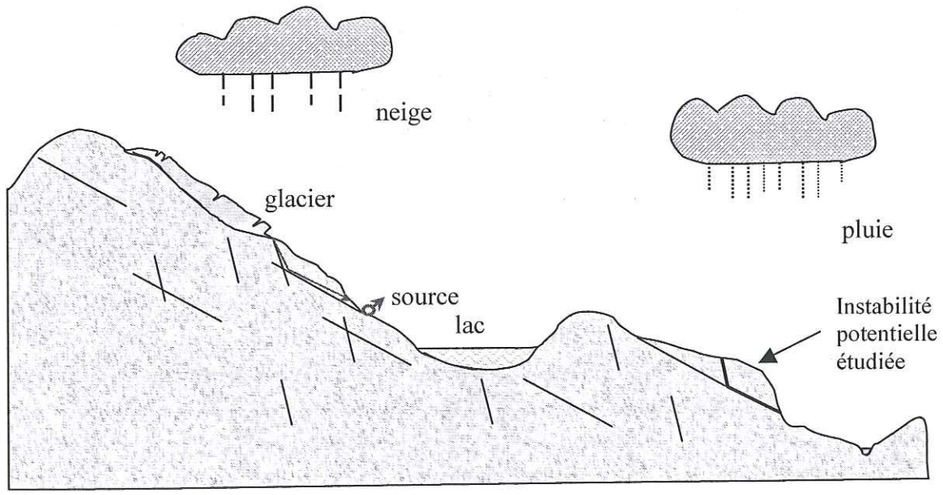



*Figure III.B-16. Représentation simplifiée d'un bassin versant montrant différentes sources d'apport en eau (modifié d'après Hoek and Bray, 81).*





Pour le second point, les paramètres sont aussi multiples et peuvent agir entre eux.
Les observations sur les sorties d'eau - écoulement, suintement, signes (mousses, tufs, chenal d'érosion…) – doivent tenir compte du temps passé depuis les dernières précipitations. Par exemple, s'il n'a pas plu depuis une semaine et qu'on observe des suintements au débouché d'une discontinuité, c'est un indice d'écoulements lents, avec possibilité de mise en charge en cas de précipitations prolongées ou intenses ; si des signes d'écoulement sont visibles mais que l'eau disparaît rapidement malgré des apports en eau importants et fréquents, on peut penser que les discontinuités sont suffisamment ouvertes pour que le drainage du massif se fasse rapidement, sans trop de mise en charge. Dans le cas où aucune trace d'eau n'existe en surface, il faut garder en tête la possibilité de mise en charge des discontinuités en profondeur (schéma d de la Figure III.B-15).
Le niveau des sorties d'eau dans le massif est aussi important : les sorties en partie basse sont plus défavorables qu'en partie haute, car elles indiquent une certaine extension des discontinuités et permettent de supposer une colonne d'eau plus haute.
Des exutoires masqués ou bouchés, de façon permanente (placage de calcite…) ou temporaire (bouchons de gel…) favorisent les mises en pression. L'importance de ce phénomène a été illustrée sur le schéma c de la Figure III.B-15.

Finalement, l'indice d'évaluation attribué doit tenir compte de la complexité des circulations d'eau qui peuvent aboutir à des mises en pression, en se basant sur l'ensemble des critères évoqués. Il faut remarquer que pour ce facteur de pressions interstitielles la qualité de l'indice est directement influencée par l'ensemble des critères : une visite de site un lendemain de pluie n'apportera pas les mêmes renseignements qu'après une période sèche. Compte tenu de cette complexité, il paraît difficile de proposer une quantification plus précise de l'indice (0-5). Chaque cas étant particulier, une « notation » systématique critère par critère trouverait trop vite ses limites.

Facteur sismique

Lors de l'occurrence de séismes, on note souvent des déclenchements de mouvements de terrain. Quelques études de synthèse ont montré que, en règle générale, les chutes de blocs et éboulements de faibles volumes sont plus nombreux à ces occasions que les autres types de mouvements de terrain (par exemple Keefer, 1984). D'autre part ces événements sont déclenchés à faible magnitude et avec des temps de sollicitation courts– déclenchements reportés pour M=4, mais les données manquent souvent autour des séismes de plus faible magnitude. Les glissements de terrain meuble ou avalanches rocheuses apparaissent surtout pour des magnitudes supérieures à 7. Les séismes sont donc bien un facteur d'évolution à prendre en compte, même dans les régions à sismicité assez faible.
L'influence d'un séisme sur une masse rocheuse ne dépend pas uniquement de la magnitude, mais aussi de la distance à l'épicentre. C'est en fait l'accélération du sol au point considéré qu'il convient de prendre en compte. Newmark (1965) définit l'accélération critique pour un modèle de pente infinie en glissement plan comme l'accélération horizontale pour laquelle le facteur de sécurité pseudo statique de la pente devient Fd = 1. Cette démarche est similaire à celle des études de génie parasismique. Ce modèle fournit une première estimation pour une masse rocheuse en glissement plan. Un calcul analogue peut être conduit pour un glissement dièdre ou un glissement rotationnel (Ghosh et Haupt, 1989).
Pour les structures en colonnes, la sensibilité à une accélération horizontale semble être plus importante, bien que peu d'observations soient disponibles à ce sujet. Manos et Demosthenous (1998) étudient le cas

simple d'une colonne conique (base plus large que le sommet) reposant sans encastrement sur une table horizontale. En sollicitant horizontalement la table ils observent, en plus du déplacement de la base de la colonne, un basculement d'autant plus important que la fréquence de la sollicitation est faible et que l'amplitude est importante. En attendant des études complémentaires – enregistrement de réponse sismique à la base et en tête d'une colonne rocheuse naturelle – nous proposons que le poids relatif du facteur sismique soit plus important pour les mécanismes de rupture en colonne que pour les autres mécanismes.

Lorsque l'on cherche à connaître les paramètres sismiques d'une région, les cartes les plus facilement à disposition sont souvent des cartes d'intensité. Mais depuis quelques années des cartes d'isovaleur d'accélération maximale (peak ground accélération, ou PGA) sont également disponibles(voir par exemple Dominique et André, 1999 pour la France, Romeo et Pugliese, 1998 pour l'Italie). Les plus fréquentes à l'heure actuelle concernent des PGA avec une période de retour de 475 ans. Cette période T correspond à une probabilité de dépassement de 10% en 50 ans ; c'est celle qui est utilisée en génie parasismique pour la conception d'ouvrages courants. Nous proposons donc d'utiliser ces valeurs de PGA à 475 ans pour quantifier la sismicité exceptionnelle que peut subir une masse rocheuse. D'autres cartes pour des périodes de retour plus courtes sont en cours d'élaboration et permettront de mieux quantifier la sismicité courante.
Dans l'arc alpin, les valeurs de PGA sont voisines de 0.1g-0.15g pour T = 475 ans, avec des poches de valeurs supérieures dans le nord des Alpes et localement là où des effets de site sont sensibles (PGA ≈ 0.3g dans la cuvette grenobloise). Dans le cas d'une pente infinie, une PGA de 0.2g induit une diminution du facteur de sécurité F de 40%. Cette valeur est donc retenue comme valeur seuil au-delà de laquelle l'influence sur une masse rocheuse est considérée comme importante.

Lien avec d'autres aléas

Les masses rocheuses étudiées faisant partie d'un environnement complexe, il convient d'envisager l'interaction avec d'autres phénomènes naturels – mis à part les séismes qui sont traités au paragraphe précédent. On peut citer par exemple :

- un glissement de terrain déclaré dans la pente au-dessus d'une instabilité qui peut créer une poussée active ;
- des chutes de blocs provenant de plus haut qui vont solliciter la masse rocheuse de façon dynamique ;
- une crue torrentielle ou le déplacement du lit d'un cours d'eau qui peuvent éroder le pied de l'instabilité
- ....

Cette liste n'est pas exhaustive mais illustre quelques configurations possibles. Il est donc important d'avoir une vision d'ensemble sur le site étudié.

### III.B.3.2. Facteurs d'évolution continus (FC)

Facteur altération /dissolution

Ce facteur est essentiellement lié à l'eau, mais cette fois–ci aux effets chimiques de l'eau par opposition aux effets des pressions interstitielles. Les principales réactions chimiques en cause sont la





dissolution et l'oxydation. Les roches calcaires subissent particulièrement la dissolution des carbonates, qui aboutit avec le temps à la formation des réseaux karstiques. Les roches granitiques connaissent plutôt la transformation de certains minéraux en argile.

Il ressort de la littérature que les phénomènes d'altération chimique sont toujours complexes. On trouvera un recueil de travaux récents dans l'ouvrage édité par Robinson et Williams, 1994. Il existe peu de généralités sur le sujet, et encore très peu de quantification. Qualitativement, les réactions chimiques sont globalement lentes, mais sont activées par la température et la quantité d'eau disponible. Ainsi en milieu tropical l'altération chimique est plus rapide qu'en milieu tempéré. D'autres facteurs influencent également les réactions d'altération : les conditions locales qui peuvent favoriser la rétention d'eau (végétation, pente faible), la présence de certains minéraux catalyseurs, variables selon les réactions en jeu.

Notons que, pour les problèmes d'évolution de la stabilité qui nous intéressent, la notion d'altération concerne davantage les discontinuités, dans lesquelles circule l'eau, que la matrice rocheuse elle-même. Les réactions d'altération, en transformant les matériaux présents, peuvent modifier les caractéristiques mécaniques le long de la discontinuité, le plus souvent défavorablement (de même pour l 'érosion progressive du matériau de remplissage). Toutefois, en milieu calcaire, la dissolution des minéraux aboutit dans certaines conditions à une recristallisation qui renforce la discontinuité plutôt qu'elle ne la fragilise.

Remarque : l'influence de l'altération biologique sur les matériaux rocheux, liée en particulier aux lichens et aux racines diverses, n'est pas clairement établie (voir par exemple Viles et Pentecost dans Robinson et Williams, 1994). Elle n'est pas abordée dans ce travail.

Facteur Gel- dégel

Ce facteur est la principale cause d'altération physique des roches. L'altération par hydratation–dessiccation, peu influente sous nos latitudes tempérées, ne sera pas particulièrement étudiée.
La combinaison de circulations d'eau dans le massif rocheux et de variations de la température autour de 0° provoque des cycles gel – dégel qui ont une action mécanique sur la roche. L'eau contenue dans les discontinuités, lors de son passage de l'état liquide à l'état solide, se dilate en volume de l'ordre de 9%. Si le volume d'une discontinuité contient au moins 90% d'eau et si le système est fermé (écoulements

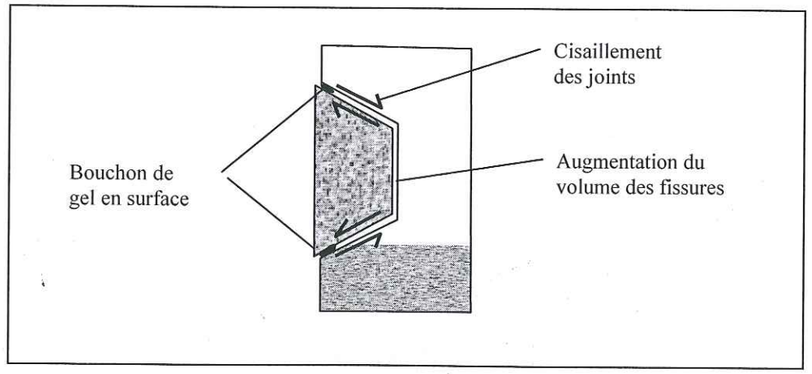



*Figure III.B-17 . Processus de désolidarisation d'un bloc cerné par le gel (d'après Amitrano, 1994)*

bloqués par le gel de surface), une contrainte normale se développe sur les lèvres de la fissure et peut aboutir à la fracturation de la matrice. D'autre part l'augmentation de volume dans la discontinuité peut provoquer un glissement relatif d'une lèvre sur l'autre, en rompant les aspérités (Figure III.B-17). Lors du dégel, la cohésion due à la glace, qui assurait le maintien de l'ensemble rocheux, disparaît. Les blocs ayant subi des mouvements relatifs peuvent alors se désolidariser de la falaise.

L'influence de ce facteur dépend essentiellement de deux paramètres dont les incidences sont différentes.

1. La fréquence des cycles gel-dégel : des cycles fréquents provoquent un effet de fatigue du massif (au sens mécanique) et diminuent sa résistance. Toutefois ces alternances ne sont vraiment sensibles que sur une faible épaisseur de roche. Francou (1993) rapporte qu'à 2500 m, la fréquence des cycles à 50 cm de profondeur dans le massif est 4 fois moindre que la fréquence en surface. L'action principale est donc une fragmentation de la roche en surface, qui peut accélérer en particulier les phénomènes d'érosion différentielle. On peut parler d'un « effet de peau ». Les sites soumis à la plus grande fréquence de cycles sont situés à une altitude moyenne (1000-2500 m), plutôt exposés au sud. Les zones faiblement pentées où les accumulations d'eau ou de neige sont courantes sont également plus sensibles.
2. La durée des périodes de gel : des périodes de gel prolongées sont nécessaires pour que le front de gel atteigne le massif en profondeur. Les variations de température pouvant se faire sentir jusqu'à une dizaine de mètres de profondeur, les volumes ainsi sollicités peuvent alors être conséquents. Ce phénomène peut se rencontrer dans les Alpes à la limite inférieure des zones de permafrost (voir section suivante) où le gel est continu une partie de l'année.

Francou souligne par exemple la différence entre la paroi nord du Roc Noir de Combeynot, 3000 m, granitique et la paroi sud de la Crête de Vars, 2500 m, calcaire dolomitique. La première a subit sur une année 43 cycles gel-dégel en surface (14 cycles à 50 cm de profondeur) et un mois de gel continu en surface (7 mois en profondeur). Elle est beaucoup plus active, en volume de blocs éboulés, que la seconde qui connaît 118 cycles en surface mais sans période de gel continu.

Nous proposons donc de prendre en compte, dans l'évaluation du facteur gel-dégel, d'une part le nombre de cycles par an, d'autre part la durée maximale de gel continu. Ces données sont en général disponibles au niveau des stations météorologiques. On peut les adapter au site étudié en fonction des différences d'altitude et d'orientation.

Facteur Permafrost

Le terme permafrost indique un état de gel permanent des sols. La limite de permafrost se situe dans les Alpes entre 2200-2400 m (Alpes Suisses) et plus de 3000 m (Alpes du sud). Dans la région de Grenoble elle se trouve autour de 2900 m. En dessous de ces altitudes, le facteur permafrost ne joue donc pas. En particulier ce phénomène ne concerne pas les falaises calcaires du Vercors et de la Chartreuse.
Comme indiqué dans la section précédente, le gel entraîne une déconsolidation du massif mais crée en retour une cohésion importante au sein du massif rocheux. Le plus souvent la déconsolidation ne se traduira par une instabilité que lors du dégel. En outre le gel ralentit considérablement les processus d'altération. La présence de permafrost est donc un élément favorable à la stabilité d'une masse rocheuse. Dans ce cas l'indice affecté dans la fiche d'évaluation sera par conséquent négatif (de –5 à 0). Par contre, si la limite de permafrost s'élève, le dégel entraîne une sorte de « déconsolidation » de la masse rocheuse





et la reprise du processus d'altération. Une augmentation de la température moyenne (estimée de 2 à 5° pour le prochain siècle), peut rendre particulièrement sensibles les zones situées à la limite de permafrost. Quelques événements survenus dans les années 90 sont probablement dus à ce phénomène : déstabilisation de l'assise du refuge des Cosmiques à Chamonix et de la gare supérieur du téléphérique des Grands Montets à Argentière éboulement, des Drus (Rougier, 2000). La possibilité de disparition du permafrost est donc un élément très défavorable dans les zones concernées. L'indice affecté dans ce cas pourra varier de 0 à +5.

Modifications de géométrie

Au cours du temps, des modifications de la géométrie initiale de la masse rocheuse peuvent être apportées, soit par des éléments extérieurs soit par l'évolution de la masse rocheuse elle-même. Une perte de masse en pied, liée par exemple à l'érosion, ainsi qu'une augmentation de masse au sommet de l'instabilité (dépôts de matériaux de la pente supérieure) auront un effet négatif sur la stabilité (indice positif dans la fiche d'évaluation). Une perte de masse due à des chutes de blocs dans la partie haute de l'instabilité, surtout si elle est surplombante, aura au contraire un effet positif, de même qu'une accumulation de matériaux en pied qui offrira une butée supplémentaire (indice d'évaluation négatif).

Facteurs anthropiques

L'influence de l'activité humaine sur les pentes rocheuses naturelles est souvent peu sensible du fait de l'éloignement. Toutefois, lorsque des falaises sont proches d'une zone d'activité elles peuvent subir des sollicitations, continues ou discontinues. En particulier la proximité d'explosions, liées à l'exploitation d'une mine, d'une carrière ou d'un chantier temporaire est défavorable (voir par exemple Ladegaard and Dally, 1975). La présence d'une voie de communication à fort trafic peut induire des vibrations déstabilisantes. Toutefois leur influence effective, fonction de l'intensité, de la distance, est mal quantifiée. L'existence d'excavations dans le massif modifie également de façon défavorable l'état d'équilibre. A l'inverse certaines mesures ont un effet positif sur la stabilité : le drainage d'un bassin versant, en canalisant les circulations d'eau, peut éviter l'apparition de pressions interstitielles. Les dispositifs de protection active, s'ils existent, doivent bien sûr être pris en compte : ancrages, butons, filets plaqués ont un rôle de stabilisation.

L'ensemble de toutes ces considérations (paragraphes III.B.2 et III.B.3) est reprise dans la fiche d'évaluation de l'aléa proposée dans les pages suivantes. Un exemple d'application est ensuite développé.

### *III.B.4. Fiche de caractérisation*

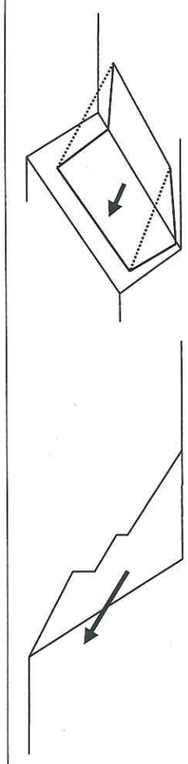
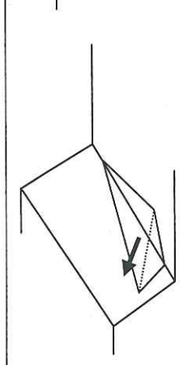
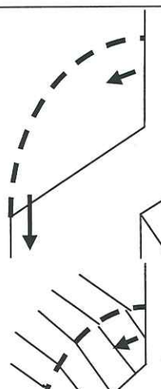
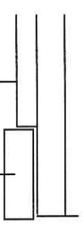
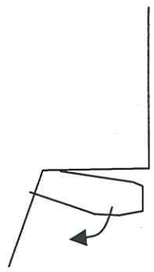
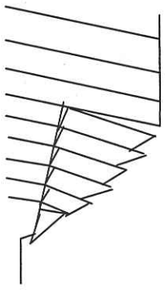
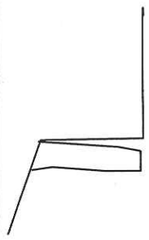
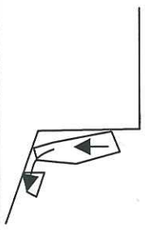
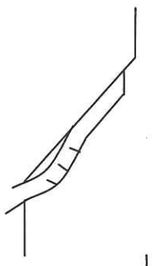
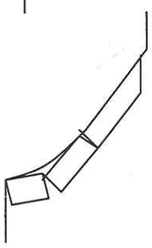
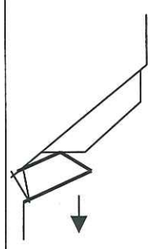
| Configurations / mécanismes | Mécanisme d'instabilité |
|---|---|
|  | Glissement plan<br>Gp |
|  | Glissement dièdre ou plan<br>Gd |
|  | Glissements rotationnel et fractionné<br>Gr |
|  Configuration plutôt verticale (rupture en cisaillement)<br> Configuration plutôt horizontale (rupture en traction) | Rupture de surplomb<br>S |
|   | Basculement de colonne ou de blocs<br>Cb |
|   | Rupture de colonne en pied<br>Cp |
|    | Rupture de banc (par flambage ou sur fracture)<br>Bf |

*Tableau III.B-5 . Configuration potentiellement instables, telles que définies au paragraphe III.B.2*



| MECANISME | STATIQUE | | | | | S /10 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | **Découpage principal** (/ 5) | **Conditions géométriques aggravantes** (/ 3) | | | | **Conditions géomécaniques aggravantes** (/ 2) |
| **Gp**<br><br>**Glissement plan** | CONDITION NECESSAIRE :<br>*(pendage < pente du versant) ET*<br>*(Δ azimuts plan / front de falaise < 20°)*<br>**Continuité de la surface de glissement :**<br>Probabilité faible 0<br>Probabilité moyenne 1<br>Probabilité forte 3<br>Continuité avérée 5 | • Découpage latéral : surfaces libres ou plans de décollement latéraux<br>Non 0<br>D'un côté 1<br>Des deux côtés 2<br><br>• Plan de décollement arrière<br>0 (non) 1 (oui) | | | | Pendage < $\phi_{estimé}$ - 10° 0<br>Pendage = $\phi_{estimé} \pm 10°$ 1<br>Pendage > $\phi_{estimé}$ +10° 2<br><br><u>Proposition d'estimation de $\phi$:</u><br>- Joint argileux : $\phi \approx 15°$ (10-20°)<br>- Plan lisse : $\phi \approx 30°$<br>- Joint rugueux : $\phi \approx 45°$ (40-50°) |
| **Gd**<br><br>**Glissement d'un dièdre** | CONDITION NECESSAIRE :<br>2 discontinuités dont l'intersection plonge vers l'aval avec un plongement inférieur à celui du versant (mesuré dans la direction de l'intersection).<br>**Continuité de la surface de glissement** (ensemble des 2 plans, voir Jaboyedoff et al. 1996) :<br>Probabilité faible 0<br>Probabilité moyenne 1<br>Probabilité forte 3<br>Continuité avérée 5 | • Plan de décollement arrière 0 (non) 1 (oui)<br><br>• - Si glissement sur un plan : 2<br>- Si glissement sur deux plans :<br>Ouverture du dièdre $\alpha < 90°$ 0<br>$\alpha < 120°$ 1<br>$\alpha > 120°$ 2 | | | | Si glissement sur un seul plan, idem Gp.<br>→ 0 1 2<br>Si glissement sur deux plans :<br>idem Gp en considérant l'inclinaison de l'intersection et l'angle de frottement du plan de pendage le plus faible.<br>On peut être plus rigoureux en utilisant les abaques de Hoek et Bray (1981). |
| **Glissement rotationnel** | CONDITION NECESSAIRE : roche suffisamment fracturée pour que la taille des éléments soit négligeable devant la taille de la pente.<br>APPROCHE GLOBALE : S = 10-3F (arrondi au nombre entier et positif le plus proche)<br>Facteur de sécurité F calculé avec c et $\phi$ - issus d'une évaluation type RMR ou Q - et la pente du versant (abaques en Annexe 1, d'après Hoek et Bray, 1981) | | | | | |
| **S**<br><br>**Rupture de surplomb** | CONDITION NECESSAIRE :<br>*Existence d'un toit*<br><br>Découpage latéral et supérieur :<br>Probabilité faible 0<br>Probabilité moyenne 1<br>Probabilité forte 3<br>Continuité avérée 5 | | Rapport portée / épaisseur $e \leq 6$ | Rapport portée / épaisseur $6 \leq e \leq 12$ | Rapport portée / épaisseur $e \geq 12$ | • Cohésion du découpage :<br>Forte cohésion (ex recristallisé) 0<br>Cohésion faible ( remplissage…) 1<br>Pas de cohésion 2<br><br>• Si pas de fracture arrière :<br>résistance en traction de la matrice (et microfissures) :<br>Roche massive et saine 0<br>Roche fissurée ou altérée 1 |
| | | Pas de fracture arrière | 0 | 1 | 1 | |
| | | Fracture arrière observée | 2 | 2 | 3 | |

Tableau III.B-6.**Indice « Statique »**

| MECANISME | STATIQUE (suite) | | | | | S /10 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | **Découpage principal** ( /5) | | | | **Conditions géométriques aggravantes** ( /3) | **Conditions géomécaniques aggravantes** ( /2) |
| | | Elancement E < 2 | Elancement 2 < E < 5 | Elancement E > 5 | | |
| **Cb** **Basculement de colonne** | Découpage arrière douteux | 0 | 1 | 2 | Projection du centre de gravité : Rapport Plus grande largeur / largeur de la base e<br>e < 1.5 (tiers central) 0<br>1.5 < e < 2.5 (hors 1/3 central) 1-2<br>e > 2.5 (hors base) 3 | Résistance en traction du pied (matrice + joints) :<br>- Roche massive et saine 0<br>- Roche fissurée ou altérée, ou présence d'un joint 2 |
| | Fracture arrière fermée | 1 | 2 | 3 | | |
| | Fract. arrière ouverte | 3 | 4 | 5 | | |
| **Cp** **Rupture en pied de colonne** | H = hauteur | H ≤15 m | 15 ≤ H ≤50 m | H ≥ 50 m | Présence d'un plan de glissement basal<br>Probabilité faible 0<br>Probabilité moyenne 1<br>Probabilité forte 2<br>Continuité avérée 3 | Résistance en compression simple du pied et du socle<br>- Roche saine 0<br>- Roche fracturée 1<br>- Roche tendre ou très altérée 2 |
| | Découpage arrière douteux | 0 | 1 | 2 | | |
| | Fracture Arrière Fermée | 1 | 2 | 3 | | |
| | Décollé à l'arrière | 3 | 4 | 5 | | |
| **Bf** **Rupture de banc** | CONDITION NECESSAIRE :<br>Discontinuité plus ou moins parallèle au versant, non émergente<br>(Δ azimuts plan / front de falaise < 20° )<br>**Continuité de la surface de glissement :**<br>Probabilité faible 0<br>Probabilité moyenne 1<br>Probabilité forte 3<br>Continuité avérée 5 | | | | • Rapport longueur / épaisseur du banc (voir équation III.12, p96) : $l < l_c$ : 0 $l > l_c$ : 1<br>• Fractures transverses : 0 (non) 1 (oui)<br>• Emergence latérale du plan basal ou plans de décollement latéraux 0 1 | Pendage < ϕ estimé - 10° 0<br>Pendage = ϕ estimé ± 10° 1<br>Pendage > ϕ estimé +10° 2<br>Proposition :<br>- Joint argileux : ϕ ≈ 15° (10-20°)<br>- Plan lisse : ϕ ≈ 30°<br>- Joint rugueux : ϕ ≈ 45° (40-50°) |

*Tableau III.B.6 : Indice « Statique » (suite)*



| MECANISME | ACTIVITE | | | A / 10 |
|---|---|---|---|---|
| | **ACTIVITE ACTUELLE AVEREE** ( / 8 ) | **SIGNES D'ACTIVITE PASSEE** ( / 2 ) | | |
| | Mouvements mesurés ou prouvés, éboulement voisin dans configuration analogue, chutes de blocs au front | Ouverture ou rejet sur fractures en crête (s'ajoute à l'existence, constitutive ou non, d'une fracture en crête) | Fractures ouvertes ou rejet en paroi | |
| **Gp** | • Si des mesures existent et montrent un mouvement :<br>- Mouvements mesurés : 0 à 5<br>- Eboulements voisins dans une configuration analogue : 0 à 2 | 0 1 | 0 1<br>Sur le plan de glissement | |
| **Gd** | | 0 1 | 0 1<br>Sur les plans de glissement | |
| **Gr** | | 0 1 | 0 1<br>sur la surface de rupture (front souvent très fracturé, ouverture difficilement observable) | |
| **S** | • Si absence de mesures significatives :<br>- Chutes de blocs au front : 0 à 3<br>- Ouverture récente de fissure 0 à 2 (moins de quelques années, par ex. racine tendue)<br>- Eboulements voisins dans une configuration analogue : 0 à 2 | 0 ou 1 si configuration verticale<br>Sans objet si configuration horizontale | 0 1<br>si configuration horizontale<br>Sans objet si configuration verticale | |
| **Cb** | | 0 1<br>(souvent constitutif) | 0 1<br>à la base<br>Constitutif pour le plan de décollement | |
| **Cp** | | 0 1<br>(souvent constitutif) | 0 1<br>sur plan basal éventuel<br>Constitutif pour le plan de décollement | |
| Bf | | 0 1 | 0 1 | |

*Tableau III.B.7 Indice « ACTIVITE»*

| MECANISME | FACTEURS D'EVOLUTION ALEATOIRES / DISCONTINUS | | | FD / 10 |
|---|---|---|---|---|
| | **Pressions interstitielles**<br>( / 5) | **Sismicité de base** (période de retour 1 an)<br>( / 1) | **Sismicité exceptionnelle récurrente** (période de retour 475 ans)<br>( /2 ) | **Lien avec autres aléas (glissement de versant, érosion par torrent / crues torrentielles en pied ou latéralement …)**<br>( / 2) |
| **Gp** | La note attribuée doit tenir compte de la complexité des circulations d'eau qui peuvent aboutir à des mises en pression, en se basant entre autres sur les points suivants :<br>• **Les entrées d'eau dans le massif :**<br>- La pluviosité de la région concernée ;<br>- L'étendue du bassin versant : influence la quantité d'eau qui peut arriver sur le massif ;<br>- L'ouverture des fractures en tête : favorise les infiltrations ;<br>- L'orientation du versant : en cas d'enneigement, en versant sud les pics de fonte seront plus forts et plus répétitifs qu'en versant Nord (+ cycles gel / dégel plus fréquents);<br>• **Les sorties d'eau dans le massif :**<br>– Les observations de sortie d'eau : écoulement, suintement, signes (mousses, tufs…) ;<br>– Le niveau de ces sorties d'eau dans le massif : plutôt plus défavorable en partie basse qu'en partie haute (indice sur la continuité des discontinuités) ;<br>– Le temps passé depuis les dernières précipitations : des arrivées d'eau persistant plusieurs jours après les dernières pluies sont indicateurs d'écoulements lents (mises en pressions possibles en cas de précipitations prolongées ou intenses) ;<br>– Les exutoires : des exutoires masqués ou bouchés, de façon permanente (plaquage de calcite…) ou temporaire (bouchons de gel…) favorisent les mises en pression.<br>La qualité de la note est directement influencée par l'ensemble de ces critères : une visite de site un lendemain de pluie n'apportera pas les mêmes renseignements qu'après une période sèche. | (*)<br><br>a < 0.001 g 0<br>a ≥ 0.001 g 1 | (*) L'influence d'un séisme sur un aléa est quantifié par l'accélération horizontale produite, qui dépend de la magnitude et de la distance de l'événement<br>a < 0.1 g 0<br>a < 0.3 g 1<br>a ≥ 0.3 g 2 | 0 1 2<br>Poussée active en tête, diminution de butée… |
| **Gd** | | | | |
| **Gr** | | | | |
| **S** | | | | 0 1<br>( peu d'influence) |
| **Cb** | | Plus d'influence (effet de site, résonnance). Non quantifié en l'état. | | 0 1 2<br>Surtout influent à la base |
| **Cp** | | a < 0.001 g 0<br>a ≥ 0.001 g 1 | a < 0.1 g 0<br>a < 0.3 g 1<br>a ≥ 0.3 g 2 | |
| **Bf** | | | | 0 1 |

*Tableau III.B-8.Indice « Facteurs d'évolution aléatoires / discontinus»*



| MECANISME | FACTEURS D'EVOLUTION CONTINUS | | | | FC / 10 |
|---|---|---|---|---|---|
| | **Altération / Dissolution**<br>Si matériau altérable ou soluble et écoulement lent<br>( / 2 ) | **Gel – dégel**<br>( / 2 ) | **Modifications de géométrie**<br>(-3 / +3) | **Permafrost**<br>(-5 / +5) | **Facteurs anthropiques**<br>(-3 / +5) |
| **Gp** | Effet chimique de l'eau, à différencier de l'effet des pressions interstitielles<br>0 – 2<br>Affecte la résistance des plans de discontinuité, évacue ou dépose du remplissage | Effet de surface (quelques 10cm) → distinguer l'influence sur des aléas de petit volume (facteur déclenchant) ou de volume plus important (rôle d'érosion)<br>Prendre en compte le nombre de cycles gel - dégel par an, N, fonction de l'altitude, de l'orientation du site<br>N ≤ 80 0<br>80 ≤ N ≤ 120 1<br>N ≥ 120 2<br>On considère ici uniquement la fatigue du massif liés aux cycles ; l'aspect des exutoires bouchés par le gel rentre dans le cadre des pressions interstitielles. | - Perte de masse en pied (érosion) :<br>0 à +2<br>- Accumulation en pied (dépôts, déplacements) :<br>-2 à 0<br>- Dépôts / accumulations en tête :<br>0 à +1<br>- Perte de masse en tête :<br>-1 à 0 | Pour les zones de haute altitude, le gel permanent (qui peut être profond) ajoute un terme de cohésion à la résistance des discontinuités.<br>- Fonte du permafrost :<br>0 à +5<br>- Permafrost :<br>-5 à 0 | Vibrations – explosions (mines, carrières, chantiers), déprise agricole (élimination du drainage) …<br>0 à +5<br>Drainage du bassin Versant, mesures de stabilisation (ancrages, filets) …<br>-3 à 0 |
| **Gd** | | | | | |
| **Gr** | | | | | |
| **S** | 0 – 2<br>Active la mise en surplomb par érosion du niveau inférieur | | | | |
| **Cb** | 0 – 2<br>Si affecte le pied | | | | |
| **Cp** | | | | | |
| **Bf** | 0 – 2<br>Perte de résistance sous le banc | | | | |

*Tableau III.B-9.Indice « Facteurs d'Evolution Continus »*

## III.C. Application/ validation sur quelques exemples

### *III.C.1. Application détaillée à un aléa particulier : cas du Rocher Pointu, Chartreuse.*

Afin d'illustrer l'utilisation de la fiche de caractérisation proposée au paragraphe précédent, nous allons décrire ici une instabilité potentielle ponctuelle.

La masse rocheuse dite du « Rocher Pointu » est située dans la falaise supérieure du rebord oriental de la Chartreuse, au nord de la Dent de Crolle. Elle appartient à la falaise de calcaire urgonien, haute de 200 à 400m. Au niveau de la brèche formée par la faille du Paradis, (carte géologique, feuille Domène), un éperon rectangulaire avance en saillie par rapport au plan général de la falaise. Ses faces latérales sont verticales et perpendiculaires à la falaise, sa face avant est parallèle à la falaise avec un profil surplombant en tête. Avec des dimensions de 130 m de hauteur, 30 m de largeur et 90 m de longueur parallèle à la falaise, elle atteint un volume d'environ 300 000 m$^3$. (Figure III.C-1)

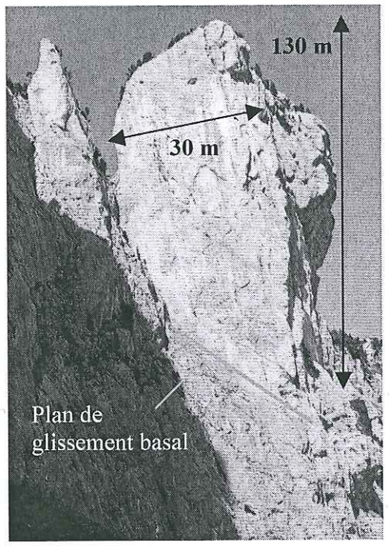



*Figure III.C-1. Le Rocher Pointu, rebord oriental de la Chartreuse, falaise supérieure. Vue du sud.*

Le mécanisme d'instabilité retenu comme le plus probable est un glissement plan sur une discontinuité basale. Malgré la présence de la masse surplombante au front de l'éperon, la position du centre de gravité est suffisamment en arrière du pied pour permettre de rejeter le mécanisme de basculement de colonne.

Analyse à l'aide de la fiche de caractérisation :

**Indice Statique**

Le découpage arrière de l'éperon est réalisé par la faille décrochante du Paradis, N-S, d'extension kilométrique. Le découpage latéral est complet puisque les deux compartiments voisins sont absents. La fracture arrière verticale est relayée par une grande discontinuité fortement inclinée vers la vallée (pendage 57°), qui émerge dans le tiers inférieur de la paroi. Cette discontinuité, qui peut servir de plan de glissement à la partie supérieure de l'éperon, émerge de façon visible côté nord, où elle est ouverte,





mais côté sud on n'observe que de minces fissures fermées en relais(matérialisé par le trait gras sur la Figure III.C-1).

Continuité de la surface de glissement : Probabilité forte : 3 / 5

Découpage latéral : Des 2 côtés : 2 / 2

Plan de décollement arrière : oui 1 / 1

Pendage 57°> $\phi_{estimé}$ +10° (joints rugueux, $\phi \approx 45°$) : 2 / 2

*Total : 8/10, observations fiables.*

**Indice d'Activité**

Des repères extensométriques sont en place depuis 1995 à l'arrière de l'éperon mais n'ont pas révélé de mouvement d'ouverture de la fracture arrière. Les compartiments latéraux nord et sud, absents, semblent avoir eu des configurations structurales très voisines de celle de l'éperon ; ils se sont probablement éboulés. D'autre part les éboulis peu actifs au pied de l'éperon indiquent des chutes de pierres peu fréquentes.

Absence de mesures significatives :

- Chutes de blocs au front : 1 / 4
- Eboulements voisins dans une configuration analogue : 2 / 2

Ouverture ou rejet sur fractures en crête : oui , 1 / 1

Fractures ouvertes ou rejet en paroi : non, 0 / 1

*Total : 4 / 10, observations plutôt fiables.*

**Facteurs d'évolution aléatoires / Discontinus**

Pressions interstitielles :

- pluviosité de la région = 900 mm/an
- l'étendue du bassin versant est quasi nulle, la surface supérieure du plateau et les strates présentant une pente vers la direction opposée à l'éperon ;
- la fracture en tête est très ouverte : infiltrations et accumulations d'eau possibles dans la Cheminée du Paradis, mais rien ne montre que la faille soit hydrauliquement conductrice en profondeur ; l'ouverture de la discontinuité basale en face nord rend peu probable le développement de pressions interstitielles ;
- le versant est orienté à l'Est, avec site en altitude (1500-1600m) : les accumulations de neige dans la Cheminée du Paradis sont possibles, mais la fonte progressive car la zone est froide ;
- aucun écoulement d'eau n'a été observé, sauf quelques suintements, plus nombreux aux alentours du site que sur l'éperon lui-même ;
- les suintements sont visibles à la sortie du plan basal (indice de continuité défavorable) ;
- les observations ont été réalisées 2 jours après les dernières précipitations ;
- les placages de calcite fréquents et la probabilité de bouchons de gel en hiver peuvent boucher certains exutoires.

Synthèse Pressions interstitielles : 2 / 5

Sismicité de base : $a \approx 0.0005\ g \leq 0.001\ g$ (ref carte des accélérations) : 0 / 1

Sismicité exceptionnelle récurrente : $a \approx 0.2\ g$ (d'après la carte des accélérations pour une période de retour de 475 ans de Dominique et André (1999)) ; d'autre part l'élancement important de la masse rocheuse est défavorable en cas de sollicitation horizontale : 1 / 2

Lien avec d'autres aléas : 0 / 2

*Total : 3 / 10, observations plutôt fiables.*

**Facteurs d'évolution Continus**

Le pied de l'éperon, en face sud-est, montre d'une part des traces d'écaillage dans des zones couvertes de calcites, d'autre part des niveaux affectés d'une faible érosion différentielle imputable aux cycles gel – dégel.

- Altération / Dissolution : 1 / 2
- Gel-dégel : N ≈ 120 (source Météo France Grenoble, valeur estimée d'après les relevés à la station du col de Porte) : 2 / 2
- Modifications de géométrie :
  - Perte de masse en pied (érosion) : altération et érosion vont continuer à affaiblir la base de l'éperon : 1 / 2
  - Accumulation en pied (dépôts, déplacements) : 0
  - Dépôts / accumulations en tête : 0
  - Perte de masse en tête (des chutes de blocs au niveau de la partie surplombante modifient la géométrie dans le sens de la stabilité) : -1
- Permafrost : sans objet à cette altitude 0 / 5
- Facteurs anthropiques : sans objet 0 / 5

*Total : 3 / 10, observations plutôt fiables.*

**Synthèse**

La caractérisation de l'instabilité s'exprime sous la forme : S8/a, A4/b, FD3/b, FC3/b

Le premier indice indique une probabilité de rupture forte dans l'absolu pour l'instabilité potentielle détectée. Les suivants traduisent par contre une évolution des conditions actuelles de stabilité plutôt lente. Une telle instabilité doit donc être régulièrement surveillée pour suivre son évolution jusqu'à une aggravation notable de ses conditions d'équilibre.

### *III.C.2. Test d'objectivité et de reproductibilité de la fiche*

Un des objectifs importants de la fiche proposée est de permettre une description objective des instabilités potentielles. Le résultat obtenu doit en effet être indépendant de la personne chargée de l'étude. Pour vérifier ce critère, deux géologues indépendants, Dario Tosoni et Alessandro Bellini ont accepté de tester la fiche comme un nouvel outil de travail pour la caractérisation de deux aléas.
Le site d'étude est situé dans la vallée de Cogne, Italie, sur le versant dans lequel est entaillée la route régionale n°47. Ce versant est constitué de micaschistes et de gneiss de la Zone Interne du système multinappe du Grand St Bernard (complexe des « gneiss minuti ». Les aléas étudiés sont deux instabilités potentielles ponctuelles, qui ont été décrites dans une étude du CREALP avec la méthode Matterock, sous les noms I.34 et I.22 (CREALP, 2000). Elles appartiennent à une falaise d'orientation moyenne NE-SW, à une altitude d'environ 1200 m. En plus de la schistosité, deux familles de discontinuités sont très présentes dont l'une, J4, est sur quelques secteurs parallèle à la falaise.

L'instabilité I.34 est un compartiment de 15 $m^3$, totalement découpé par trois systèmes de discontinuités. La rupture se fait selon un mécanisme de basculement ; I.22 est un compartiment de 1000 $m^3$, susceptible de glisser sur une surface composée de deux familles de discontinuité (assimilable à un





glissement plan ). Les résultats finaux fournis par chacun des géologues, pour chaque compartiment, sont les suivants (le détail des descriptions peut être consulté en Annexe 2) :

- I.34
  - ✓ géologue I : S 5/a , A 4/a, FD 2/b, FC 1/b
  - ✓ géologue II : S 6/a , A 3/a, FD 2/b, FC 2/b
- I.22
  - ✓ géologue I : S 6/a, A 5/a, FD 1/b, FC 3/b
  - ✓ géologue II : S 6/b, A 8/a, FD 3/c, FC 4/b

Cette confrontation, en complément de l'exemple détaillé du paragraphe précédent, permet de formuler plusieurs remarques :

- dans chacun des deux cas étudiés, la quantification de la description de l'aléa est fortement similaire ;
- comme on devait s'y attendre, les observations les plus sûres et les plus objectives portent sur la description géométrique et géomécanique (facteurs statiques S) ;
- des divergences d'indice sensibles apparaissent lorsque l'échelle de valeur proposée est plus large. En mettant de côté l'influence du permafrost et des facteurs anthropiques qui sont ici sans objet, les deux indices les plus ouverts sont
  1) dans les facteurs d'activité A, l'indice d'activité liée aux chutes de blocs actuelles (pondération de 0 à 4) ;
  2) dans les facteurs d'évolution discontinus FD, le rôle des pressions interstitielles, pondéré de 0 à 5.

  Ce sont bien ces deux rubriques qui montrent les plus fortes divergences, surtout pour l'instabilité I22 (voir détails en annexe). Il paraît cependant difficile de laisser moins de latitude de décision sur ces facteurs particuliers. Notamment en ce qui concerne le rôle de l'eau, de très nombreux facteurs interagissent (voir page 94). Cloisonner ces facteurs ne permettrait pas de prendre en compte la complexité de chaque cas.

Dans l'ensemble cet exemple montre que la caractérisation d'un aléa par la fiche proposée n'est pas trop dépendante de la personne qui réalise les observations. Le critère d'objectivité ou de « reproductibilité » est donc satisfait, ce qui est important si l'on souhaite généraliser l'usage de la fiche de caractérisation.

### *III.C.3. Comparaison des résultats de la fiche de caractérisation avec d'autres méthodes existantes*

#### III.C.3.1. Le problème de la validation

La fiche telle qu'elle a été établie demande évidemment à être validée, tant sur les facteurs pris en compte que sur les indices (notes) affectées. Cet exercice peut s'envisager de plusieurs manières, en appliquant la fiche soit à des cas d'éboulements passés soit à des instabilités potentielles actuelles. Dans le premier cas, le problème est double : d'une part, les conditions géométriques, hydrogéologiques, ont été modifiées par l'occurrence de l'éboulement, d'autre part tous les sites étudiés étant arrivés à la rupture, il n'est pas possible d'établir une hiérarchie entre les phénomènes. Cette méthode de rétro-analyses peut être utilisée pour juger de l'importance d'un paramètre par

rapport à un autre (voir § analyse statistique des paramètres, SIG), mais pas pour valider la pertinence de la fiche pour une analyse de stabilité. Dans le deuxième cas, il faut attendre la rupture des instabilités étudiées pour pouvoir valider l'analyse par la fiche. Etant donné la période de retour des phénomènes d'éboulement, le délai nécessaire à une telle démarche dépasse largement le cadre d'une thèse.

La solution adoptée a donc été de comparer, sur quelques instabilités potentielles, les résultats de la fiche de caractérisation avec les résultats quantitatifs obtenue par la méthode Matterock et la méthode d'analyse probabiliste de stabilité développée au Polytecnico de Turin.

### III.C.3.2. Rappel sur les spécificités des méthodes

Les trois méthodes ont déjà été décrites, dans le chapitre I pour la méthode probabiliste et Matterock et dans ce chapitre III pour la fiche. Nous ne reprenons ici que les points essentiels qui les rapprochent ou les distinguent les unes des autres.

#### Méthode probabiliste (Polytecnico Turin, Scavia et al, 2001)

Le principe de la méthode probabiliste incluant les ponts rocheux développée par Scavia et al. (2001) est de calculer la probabilité de rupture d'une pente rocheuse dont les caractéristiques structurales et géomécaniques sont décrites de façon statistique à partir des données du site. Le seul mécanisme modélisé est celui du glissement sur une surface composée de deux familles de discontinuités, en deux dimensions (figure I.1). Une importance particulière est accordée à la quantification de la proportion des ponts rocheux. L'objectif n'est pas la description d'une instabilité localisée particulière, mais la modélisation des configurations qui peuvent mener à la rupture. La méthode génère une surface potentielle de rupture à partir des données structurales du site. Elle permet une étude paramétrique sur les caractéristiques mécaniques, c et T, et la hauteur de la pente H. Le résultat est donné sous 2 formes : un coefficient de sécurité moyen et une probabilité de rupture pour chaque triplet (c, T, H).

#### La méthode Matterock (CREALP, Rouiller et al., 1998)

La caractérisation des instabilités n'est qu'une des étapes de la méthodologie Matterock qui va de la détection de secteurs potentiellement instables (par confrontation de l'agencement structural avec la topographie) à l'élaboration de la carte de danger. Les instabilités potentielles traitées peuvent être ponctuelles (masse rocheuse identifiée, clairement localisée) ou diffuses (série de masses rocheuses potentiellement instables regroupées sur une même pente). Sept facteurs et processus d'évolution sont évalués par indice chiffré. Cet indice est compris entre 0 et 5, 0 et 10, 0 à 50 et plus, -50 à 0 ou –20 et +20 selon les facteurs. Les 7 indices sont ensuite sommés et la somme obtenue correspond à l'une des 4 « classes de dangerosité » -nulle, faible, moyenne, élevée.

#### Méthode Lirigm (fiche proposée dans ce chapitre)

La fiche d'évaluation de l'aléa du Lirigm, décrite en détail dans la première partie de ce chapitre, permet de caractériser une instabilité particulière ponctuelle. Elle s'utilise sur la base des observations de terrain et doit aboutir à une appréciation de l'aléa à la fois objective et quantitative. Elle se compose de quatre rubriques qui concernent chacune un type de paramètres pouvant influencer la stabilité de la masse rocheuse. Le résultat se présente sous la forme de quatre indices de 0 à 10 (de





très favorable à très défavorable), un pour chaque rubrique, associé à une lettre de qualité de l'information ( de a si l'évaluation est sûre à c si elle est incertaine).

Les approches Matterock et Lirigm pour l'évaluation du danger sont de nature similaire ; une comparaison assez étroite des résultats fournis sera donc possible. Par contre la méthode probabiliste italienne a une démarche complètement différente, plus proche des études d'ingénierie. Une comparaison stricte n'est pas envisageable puisque les résultats fournis ne sont pas de même nature. La comparaison relative des deux sites entre eux permettra tout de même de montrer si les tendances d'évaluations sont les mêmes – c'est à dire si un des sites est jugé plus « sensible » que l'autre.
Notons aussi que la méthode probabiliste ne s'applique qu'aux mécanismes de glissement translationnel, ce qui limite les possibilités de comparaisons avec les 2 autres méthodes, qui elles s'appliquent à tous les types de mécanismes.

### III.C.3.3. Présentation des deux sites

Ces deux sites ont été choisis car leurs caractéristiques structurales favorisent les mécanismes d'instabilité par glissement translationnel sur une surface en escalier. La méthode probabiliste italienne est donc applicable. Plusieurs instabilités potentielles avec ce mécanisme y ont été détectées dans un premier temps avec Matterock. La fiche Lirigm a par la suite été appliquée sur les instabilités localisées.

#### Buisson, Valtournanche, Vallée d'Aoste

Le site est localisé dans le Valtournanche, en région Vallée d'Aoste. Le versant étudié se situe en rive droite du torrent Marmore, au-dessus du village de Buisson, entre 1350 et 1600 m d'altitude. Il surmonte la route 406, unique accès à la station de Breuil Cervinia.
D'un point de vue géologique, le secteur appartient à la zone des schistes lustrés (zone piémontaise), constituée essentiellement de calcschistes. Le versant rocheux est très désorganisé (Annexe 3). L'analyse structurale a permis de définir trois secteurs homogènes, ou Aires Structurales selon la définition Matterrock, AS1, AS2 et AS3 (Scavia et al., 2001). Notre étude porte sur le secteur AS2, lui-même divisé en deux zones : la zone basse (entre 1350 et 1500 m d'altitude) et la zone haute (entre 1500 et 1600). Le versant présente à cet endroit des parois rocheuses très inclinées à sub-verticales, qui produisent des chutes de blocs. La partie haute est partiellement recouverte de végétation.

Parmi les cinq familles de discontinuités rencontrées (Figure III.C-2), la schistosité Sc, très marquée, inclinée de 25 à 50° dans le sens de la pente, de faible rugosité, fournit des plans de glissement privilégiés. La famille J'3, dans le secteur étudié, a une orientation voisine de la schistosité, mais avec un pendage plus fort. Elle sert de relais aux plans de schistosité ou bien forme avec elle des dièdres. La famille J1 correspond en règle générale au plan de front de falaise, mais elle joue souvent un rôle de plan de cisaillement latéral pour des masses rocheuses en glissement sur Sc-J'3.

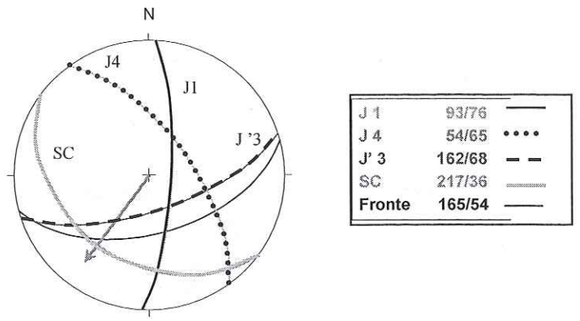



*Figure III.C-2. Analyse structurale du site de Buisson, secteur AS2, projection stéréographique de Schmit-Lambert, hémisphère inférieure ; les plans moyens sont indiquée selon la convention direction de pendage/pendage ; la flèche indique la pente topographique (d'après Scavia et al., 2001 ).*

Dans le secteur AS2 sur lequel porte cette étude, 8 instabilités potentielles ponctuelles ont été détectées et caractérisées, dans un premier temps avec la méthode Matterock, nommées A29 à A36.

Monte Torru, Alagna, Valsesia, Piémont

Le Monte Torru se situe dans le Valsesia, une des vallées descendant au sud du massif du mont Rose, en région Piémont. Il s'étend sur le flanc occidental de la Cima Cornea, à une altitude comprise entre 1600 et 1800 m (soit une hauteur maximum de 200 m). Le versant, constitué de matériaux fortement anisotropes (gneiss et micaschistes) présente une foliation et une schistosité marquée : espacement décimétrique à métrique des discontinuités, avec un pendage de 28 à 40° conforme à la surface topographique. Cinq autres familles de discontinuités affectent le massif, comme indiqué sur la Figure III.C-3.

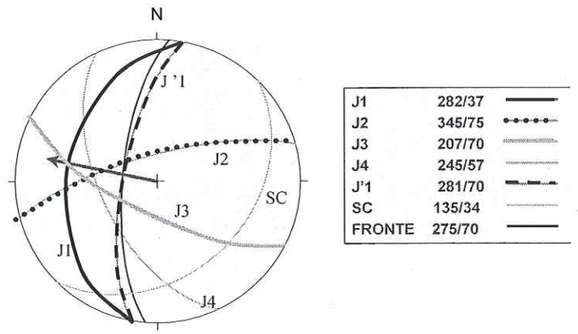



*Figure III.C-3. Analyse structurale du site de Monte Torru, Alagna, projection stéréographique de Schmit-Lambert ; les plans moyens sont indiquée selon la convention direction de pendage/pendage ; la flèche indique la pente topographique (d'après Scavia et al., 2001)*

Ce versant a déjà connu au moins deux éboulements d'une centaine de mètres cubes dans les cinquante dernières années. Lors d'une étude récente (Giglia, 2000), une dizaine d'instabilités potentielles ont encore été détectées. L'analyse détaillée porte sur trois d'entre elles, A, B et B1.





### III.C.3.4. Etude du cas de Buisson

La description détaillée des 8 instabilités détectées par la méthode Matterrock est présentée dans le tableau 1 de l'Annexe 3, avec les notes attribuées. Le tableau 2 de l'Annexe 3 présente de la même façon la description des instabilités selon la méthode Lirigm. Le mécanisme de départ retenu est un glissement plan sur une surface composée des discontinuités Sc et J'3 en relais pour les instabilités A29, 30,33,35,36 et un glissement dièdre sur Sc et J'3 pour A31, 32 et 34.
Le résultat final de chaque description est repris dans le Tableau III.C-1 ci-dessous.

| Instabilité | **Echelle de pondération de la dangerosité selon Matterock** | | **Indices de caractérisation d'après la fiche Lirigm** |
|---|---|---|---|
| | Valeur de pondération | Classe de dangerosité | |
| **A29**, 50 m$^3$ Zone basse | 69 | Elevée | S8, A5, FD6, FC2 |
| **A30**, 20 m$^3$ Zone basse | 41 | Moyenne | S5, A4, FD6, FC0 |
| **A31**, 12 m$^3$ Zone basse | 68 | Elevée | S9, A5, FD5, FC3 |
| **A32**, 35 m$^3$ Zone basse | 40 | Moyenne | S5, A4, FD5, FC2 |
| **A33**, 20 m$^3$ Zone haute | 67 | Elevée | S6, A5, FD7, FC2 |
| **A34**, 10 m$^3$ Zone haute | 25 | Moyenne | S7, A4, FD5, FC0 |
| **A35**, 2000 m$^3$ Zone haute | 37 | Moyenne | S7, A7, FD4, FC2 |
| **A36**, 1500 m$^3$ Zone haute | 9 | Faible | S5, A4, FD4, FC-1 |

*Tableau III.C-1. Synthèse des résultats des caractérisations selon les méthodes Matterock et Lirigm, site de Buisson*

Le Tableau III.C-1 permet une première confrontation directe des deux méthodes Matterock et Lirigm.
A une classe de dangerosité élevée selon Matterock correspond pour la fiche Lirigm soit un indice statique S particulièrement fort (8 pour A29, 9 pour A31) soit un couplage indice statique / indice de facteurs d'évolution fort (S=6, FD=7 pour A33). L'instabilité A35 est caractérisée par un couple statique / activité fort (S=7, A=7), qui tendrait à la classer en dangerosité élevée alors qu'elle n'est que moyenne selon Matterock.
L'instabilité A36, classée en dangerosité faible, est caractérisée par des indices tous inférieur ou égal à 5. La classe de dangerosité moyenne semble être caractérisée par au moins deux indices supérieurs ou égaux à 5.

La méthode probabiliste a été conduite en considérant un glissement composite sur Sc et J'3.
Les études géomécaniques sur le site (caractéristiques géométriques des discontinuités, marteau de Schmidt, rugosité…) ont permis d'obtenir les valeurs statistiques de pendage, orientation, persistance, espacement, JCS (résistance en compression simple des épontes) et JRC (coefficient de rugosité) pour

chacune des familles de discontinuité (Tableau III.C-2). La valeur d'angle de frottement de base est prise égale à 35° d'après la littérature.

Les instabilités A29 à A34 sont caractérisées par un volume V < 50 m$^3$, les instabilités A 35 et A36 ont un volume de 1500 et 2000 m$^3$. Selon le modèle de calcul probabiliste, ces volumes correspondent aux volumes maximaux générés respectivement pour une hauteur de falaise H de 15 et 100 m (Tableau III.C-3 et Tableau III.C-4). Nous nous intéresserons donc particulièrement à ces deux classes.

| Famille discont. | Direction du pendage (°) | | Pendage (°) | | Persistence (m) | | Espacement (m) | | JCS (MPa) | JRC (-) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Extrêmes | Moy | Extrêmes | Moy. | Extrêmes | Moy. | Extrêmes | Moy. | Extrêmes (*) | 1=lisse 20= rugueux |
| **Zone basse** | | | | | | | | | | |
| **SC** | 190 - 256 | 217 | 20 - 54 | 36 | 1 - 10 | 6 | 0.8 - 4 | 1.5 | 53-115 | 9 |
| **J 1** | 62 - 120 | 93 | 64 - 86 | 76 | 3 - 15 | 10 | 1 - 6 | 2 | 53-115 | 8 |
| **J' 3** | 140 - 176 | 162 | 56 - 82 | 68 | 2 - 20 | 15 | 0.8 - 3 | 2 | 53-115 | 10 |
| **SC** | 190 - 256 | 217 | 20 - 54 | 36 | 2 - 18 | 6 | 2 - 14 | 6 | 53-115 | 9 |
| **J 4** | 28 - 86 | 54 | 40 - 82 | 65 | 1 - 12 | 6 | 0.5 - 3 | 2 | 53-115 | 10 |
| **Zone haute** | | | | | | | | | | |
| **J 1** | 62 - 120 | 93 | 64 - 86 | 76 | 4 - 15 | 12 | 1 - 6 | 4 | 53-115 | 8 |
| **J' 3** | 140 - 176 | 162 | 56 - 82 | 68 | 2 - 30 | 18 | 1 - 8 | 5 | 53-115 | 10 |
| **J 4** | 28 - 86 | 54 | 40 - 82 | 65 | 1 - 20 | 15 | 0.5 - 12 | 2 | 53-115 | 10 |

(*) Ces valeurs, fortes par rapport aux valeurs de T proposées dans les tableaux suivants, ont été obtenues sur échantillons sains.

*Tableau III.C-2. Synthèse des caractéristiques mécaniques du site de Buisson (d'après Interreg IIc, 2001).*

Pour H = 15 m (Tableau III.C-3), les facteurs de sécurité moyens sont très forts (45.7 au minimum). La probabilité de rupture calculée va de 0.27% pour [c=1 MPa, T=0.25 MPa] à PR = 0 % pour [c=2 MPa, T=0.5 MPa]. Le calcul fait donc ressortir une probabilité de rupture très faible. Rappelons que la littérature propose comme probabilité de rupture « acceptable » une valeur de 0.1%, sur la base de la fréquence réelle de rupture des barrages en terre.

Certaines valeurs sont donc déjà supérieure à la valeur « acceptable ».

| H = 15 m | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Analyse** | C [Mpa] | T [Mpa] | **P.R. [%]** | Facteur de sécurité Moyen [ - ] | Volume calculé V min [ m$^3$] | Volume calculé V max [ m$^3$] | %Ponts de matière Longitud. | %Ponts de matière Transvers. |
| 1 | 1 | 0.25 | **0.27** | 45.76 | 0.4 | 72.04 | 3 | 7 |
| 2 | 1.5 | 0.375 | **0.14** | 68.09 | 0.4 | 72.04 | 3 | 7 |
| 3 | 2 | 0.5 | **0.00** | 90.42 | 0.4 | 72.04 | 3 | 7 |
| 4 | 3 | 0.75 | **0.00** | > 100 | 0.4 | 72.04 | 3 | 7 |

*Tableau III.C-3 Calculs probabilistes sur le site de Buisson, AS2, zone haute, pour H=15m . C est la cohésion de la surface de glissement, T la résistance en traction des ponts rocheux, PR la probabilité de rupture (d'après Scavia et al., 2001).*





Sur le site, haut de 200 m et large de 200 m également, 3 instabilités pouvant correspondre à cette hauteur de 15 m (V < 72 m$^3$) ont été classées avec une dangerosité élevée. Il semble donc ici que des probabilités de rupture aussi faibles que 0.2-0.3% puissent déjà indiquer un certain niveau de danger.

| H = 100 m | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Analyse** | C [Mpa] | T [Mpa] | **P.R. [%]** | Facteur de sécurité Moyen [ - ] | Volume calculé V min [ m$^3$] | Volume calculé V max [ m$^3$] | % Ponts de matière Longitud. | % Ponts de matière Trasvers. |
| **1** | 1 | 0.25 | **2.41** | 10.43 | 2.24 | 1544.42 | 16 | 13 |
| **2** | 1.5 | 0.375 | **0.95** | 18.36 | 2.24 | 1544.42 | 16 | 13 |
| **3** | 2 | 0.5 | **0.68** | 24.16 | 2.24 | 1544.42 | 16 | 13 |
| **4** | 3 | 0.75 | **0.40** | 35.74 | 2.24 | 1544.42 | 16 | 13 |

*Tableau III.C-4 Calculs probabilistes sur le site de Buisson, AS2, zone haute, pour H=100 m. C est la cohésion de la surface de glissement, T la résistance en traction des ponts rocheux, PR la probabilité de rupture (d'après Scavia et al., 2001).*

Remarque : seuls les résultats de la zone haute sont présentés ici ; les résultats de la zone basse sont peu différents.

Pour H = 100 m (Tableau III.C-4), les coefficients de sécurité moyens restent très supérieurs à 1 (10.43 pour le cas 1) mais sont plus faibles que dans le cas précédent. Le calcul donne une probabilité de rupture PR = 2.41% pour [c=1 Mpa, T=0.25 Mpa] à PR = 0.4% pour [c=3 Mpa, T=0.75 Mpa]. Ces valeurs sont 10 fois plus fortes que les précédentes, alors que dans cette gamme de volume seules 2 instabilités potentielles ont effectivement été repérées, avec un niveau de danger moyen et faible selon Matterock (Tableau III.C-1). Cette observation met en évidence l'influence du volume de l'instabilité sur le calcul du coefficient de sécurité, lorsque la cohésion n'est pas nulle (voir aussi l'exemple numérique sur un glissement plan traité au paragraphe III.B.2.1) : à caractéristiques mécaniques égales (c et T) la probabilité de rupture augmente systématiquement avec le poids de la masse rocheuse, donc son volume (le coefficient de sécurité diminue). Les méthodes Matterock et Lirigm ne prennent pas directement en compte cet aspect (voir discussion paragraphe III.B.2.1).

Sensibilité aux facteurs d'évolution :

Pour H = 15 m, pour une diminution des caractéristiques mécaniques de 30% (c 1.5 →1, T 0.375→0.25), la probabilité de rupture double (0.14→0.27). En parallèle, l'écart à 1 du facteur de sécurité, qui représente la « réserve de sécurité » de l'instabilité potentielle, diminue de 33% (67.09 → 44.76).

Pour H = 100 m, pour une diminution identique des caractéristiques mécaniques de 30% (c 1.5 → 1, T 0.375 → 0.25), la probabilité de rupture est multipliée par 2.5 (0.95→2.41), et l'écart à 1 de F diminue de 46% (17.36 → 9.43).

Il est intéressant de noter que la probabilité de rupture n'augmente pas linéairement avec la diminution des caractéristiques mécaniques. Plus les valeurs de c et T sont faibles, plus l'influence sur PR d'une dégradation est forte.

Dans la fiche de caractérisation Lirigm, les indices de facteurs d'évolution FD et FC représentent à la fois l'exposition et la sensibilité de la masse rocheuse aux facteurs dégradants, l'accent étant mis plutôt sur l'exposition : l'altération possible, l'exposition au gel sont les facteurs qui font diminuer les caractéristiques mécaniques. De la même façon, dans la méthode Matterock, la rubrique intitulée « Degré de sensibilité aux facteurs dégradants » concerne davantage l'exposition à ces facteurs.
L'analyse paramétrique de la méthode probabiliste apporte un élément d'information supplémentaire sur la réponse d'une instabilité à une diminution de ses caractéristiques mécaniques. Sur l'exemple de Buisson, la méthode probabiliste montre que, pour une même exposition théorique aux facteurs dégradants – qui aboutirait à une diminution de c et T de 30% - une pente de hauteur 100 m est plus sensible qu'une pente de hauteur 15 m.

Pourtant les 2 instabilités de grand volume, A35 et A36, semblent moins sensibles à l'évolution des facteurs aléatoires et continus (FD = 4, FC = 0/-1 selon la fiche Lirigm) que les 3 instabilités de plus petit volume, A29, 31 et 33, dont les indices sont globalement forts (FD = 5-7, FC = 2-3).

### III.C.3.5. Etude du cas de Monte Torru

La méthode Matterock a été appliquée sur l'ensemble de la falaise, soit environ 300 m de large sur 200 m de haut. Neuf instabilités potentielles ont été repérées (Service Géologique du piémont, 2000, rapport interne). La fiche Lirigm n'a été appliquée en détail que sur trois d'entre elles, nommée A, B et B1. Le mécanisme de rupture potentielle est un glissement plan sur J1 seulement pour B, un glissement translationnel sur une surface composée de J'1 et J2 pour A, un glissement translationnel sur J1 et J'1 pour B1.
Le résultat final des descriptions des instabilités A, B, B1 est synthétisé dans le Tableau III.C-5.

| Instabilité | **Classe de dangerosité selon Matterock** | **Indices de caractérisation d'après la fiche Lirigm** |
|---|---|---|
| **A** 1000 m$^3$ | Elevée | S7, D5, FA4, FC2 |
| **B** 6000 m$^3$ | Moyenne | S5, D5, FA4, FC3 |
| **B1** 80 m$^3$ | Elevée | S9, D5, FA4, FC3 |

*Tableau III.C-5. Synthèse des résultats des caractérisations selon les méthodes Matterock et Lirigm, site de Monte Torru*

La confrontation directe des méthodes Matterock / Lirigm montre une tendance similaire à la précédente : indice statique fort pour une dangerosité élevée, deux indices supérieurs ou égaux à 5 pour une dangerosité moyenne.

La méthode probabiliste a été appliquée sur les familles de joints J1 (joints principaux) et J'1 (joints transverses) qui sont plus ou moins parallèles au front de falaises et permettent des mécanismes de glissements translationnel sur une surface en échelons.
Comme dans le cas précédent, les caractéristiques géométriques et géomécaniques pour chacune des familles de discontinuité sont obtenues statistiquement à partir des données du site (Tableau III.C-6). L'angle de frottement de base est conservé égal à 35° (d'après la littérature).





| **Famille discont.** | **Direction du pendage (°)** | | **Pendage (°)** | | **Persistence (m)** | | **Espacement (m)** | | **JCS (MPa)** | **JRC (-)** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Extrêmes | Moy | Extrêmes | Moy. | Moy. | Max. | Moy. | Max. | Extrêmes | 1=lisse 20= rugueux |
| **SC** | 120-150 | 135 | 28-40 | 34 | 1-2 | 10 | 0.5 | 2 | 158-170 | 3-5 |
| **J 1** | 265-300 | 282 | 30-45 | 37 | 5 | 10 | 1.5 | 3 | 158-170 | 10 |
| **J' 1** | 262-300 | 281 | 60-80 | 70 | 6-7 | 15 | 2 | 4 | 158-170 | 10 |
| **J2** | 340-350 | 345 | 70-80 | 75 | 9-10 | 20 | 2.5 | 7 | 158-170 | 5-10 |
| **J 3** | 200-215 | 207 | 60-80 | 70 | 3-4 | 5 | 0.5 | 2 | 158-170 | 10 |
| **J 4** | 234-256 | 245 | 40-75 | 57 | 2 | 4 | 0.5 | 4 | 158-170 | 7-10 |

*Tableau III.C-6. Synthèse des caractéristiques mécaniques du site de Monte Torru (d'après Interreg IIc, 2001).*

Les calculs probabilistes sont analysés pour une hauteur H = 15 m, correspondant à un volume 18 < V < 160 m$^3$ significatif de B1 (Tableau III.C-7) et H = 70 m, soit 850 < V < 1650m$^3$ significatif de A (Tableau III.C-8). Le volume de B, V=6000 m$^3$ ne rentre pas dans la gamme de calculs réalisés.

Pour H = 15 m, la probabilité de rupture varie de PR = 0.2% pour [c=3 Mpa, T=0.75 Mpa] à PR = 0.6% pour [c=1 Mpa, T=0.25 Mpa]. Ces valeurs sont plus de deux fois plus fortes que dans le cas de Buisson. En parallèle, le facteur de sécurité moyen varie de 23 à 8.3, valeur beaucoup plus faibles que précédemment. Sur le site, l'instabilité B1 est classée en dangerosité élevée par Matterock, et est affecté d'un indice statique fort par la fiche d'évaluation (S9).
Pour H = 70 m, la probabilité de rupture varie de PR = 7.7% pour [c=3 Mpa, T=0.75 Mpa] à PR = 21.8% pour [c=1 Mpa, T=0.25 Mpa]. Ces valeurs sont encore beaucoup plus fortes que pour le cas de Buisson avec H = 100m (PR = 2.41 au maximum). Cette tendance semble être confirmée par les méthodes Matterock et Lirigm : les instabilités de grand volume – de l'ordre de 1000 m3 - sont dans des classes de danger plus élevées dans le cas de Monte Torru qu'à Buisson.

| **H = 15 m** | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Analyse** | C [Mpa] | T [Mpa] | **P.R. [%]** | Facteur de sécurité Moyen [ - ] | Volume calculé V min [ m$^3$] | Volume calculé V max [ m$^3$] | %Ponts de matière Longitud. | %Ponts de matière Trasvers. |
| 1 | 1 | 0.25 | **0.60** | 8.3 | 18.51 | 160.59 | 3 | 2 |
| 2 | 1.5 | 0.375 | **0.50** | 12.0 | 18.51 | 160.59 | 3 | 2 |
| 3 | 2 | 0.5 | **0.50** | 15.6 | 18.51 | 160.59 | 3 | 2 |
| 4 | 3 | 0.75 | **0.20** | 23.0 | 18.51 | 160.59 | 3 | 2 |
| 5 | 5 | 1.25 | **0.00** | 37.6 | 18.51 | 160.59 | 3 | 2 |
| 6 | 10 | 2.5 | **0.00** | 74.2 | 18.51 | 160.59 | 3 | 2 |

*Tableau III.C-7 Calculs probabilistes sur le site de Monte Torru, Valsesia, pour H=15 m. C est la cohésion de la surface de glissement, T la résistance en traction des ponts rocheux, PR la probabilité de rupture.*

| H = 70 m | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Analyse** | C [Mpa] | T [Mpa] | **P.R. [%]** | Facteur de sécurité Moyen [ - ] | Volume calculé V min [ $m^3$] | V max [ $m^3$] | %Ponts de matière Longitud. | %Ponts de matière Trasvers. |
| 1 | 1 | 0.25 | **21.80** | 1.45 | 852.2 | 1655.1 | 13 | 3 |
| 2 | 1.5 | 0.375 | **15.00** | 1.74 | 852.2 | 1655.1 | 13 | 3 |
| 3 | 2 | 0.5 | **11.80** | 2.03 | 852.2 | 1655.1 | 13 | 3 |
| 4 | 3 | 0.75 | **7.70** | 2.61 | 852.2 | 1655.1 | 13 | 3 |
| 5 | 5 | 1.25 | **3.90** | 3.78 | 852.2 | 1655.1 | 13 | 3 |
| 6 | 10 | 2.5 | **1.20** | 6.68 | 852.2 | 1655.1 | 13 | 3 |

*Tableau III.C-8 Calculs probabilistes sur le site de Monte Torru, Valsesia, pour H=70 m. C est la cohésion de la surface de glissement, T la résistance en traction des ponts rocheux, PR la probabilité de rupture.*

On remarque à nouveau que les P.R sont toujours plus fortes pour des pentes plus hautes et des volumes plus grands – respectivement F est plus faible. Par contre, parmi les 3 instabilités évaluées en détail avec les méthodes Matterock et Lirigm, c'est B1, de plus faible volume, qui ressort comme la plus critique. Il apparaît une fois encore que le paramètre de volume différencie assez fortement les évaluations de terrain – qui le prenne peu en compte - du calcul probabiliste qui en est très dépendant.

Sensibilité aux facteurs d'évolution :

Pour H = 15 m, pour une diminution des caractéristiques mécaniques de 30 % (c 1.5 →1, T 0.375→0.25), la probabilité de rupture n'augmente que de 20% (0.5→0.6), et l'écart à 1 du facteur de sécurité moyen diminue de 33%. Les petites instabilités de ce site semblent assez peu sensibles à une diminution des caractéristiques mécaniques.

Pour H = 70 m, pour une diminution identique des caractéristiques mécaniques de 30% (c 1.5 → 1, T 0.375 → 0.25), P.R. est augmentée de 45% (15→21.8), l'écart à 1 de F diminué de 40%.

L'ensemble du site Monte Torru semble globalement aussi sensible que le site de Buisson à une dégradation identique des caractéristiques mécaniques (diminution de l'écart à 1 de F pratiquement identique).

Pour les 2 instabilités A et B, les indices de facteurs d'évolution dans la caractérisation Lirigm sont globalement plus forts que pour les instabilités A35 et A36 de volume similaire à Buisson : l'exposition aux facteurs dégradants semble donc plus importante à Monte Torru. Comme, d'après le calcul, la sensibilité à ces facteurs est similaire, l'évolution de Monte Torru serait plus rapide que Buisson. L'état de stabilité étant globalement beaucoup plus proche de la rupture à Monte Torru, il paraît donc logique que les classes de dangerosité soient plus élevées.





### III.C.3.6. Synthèse

Les trois méthodes, probabiliste, Matterock et Lirigm ont été appliquées sur deux sites présentant des instabilités potentielles avec des mécanismes de glissement translationnel, Buisson et Monte Torru.

La comparaison systématique des évaluations Matterock et Lirigm a été réalisée sur 8 instabilités potentielles dans le premier cas et 3 dans l'autre. La concordance est dans l'ensemble bonne, même si les résultats sont fournis sous une forme différente. On observe les équivalences suivantes entre les indices de la fiche Lirigm et les classes de dangerosité Matterock :

- à une classe de dangerosité élevée selon Matterock correspond pour la fiche Lirigm soit un indice statique S particulièrement fort (≥7-8) soit un couplage indice statique / indice de facteurs d'évolution fort (S ≈6, FD ≈ 7) ;
- la classe de dangerosité faible est caractérisée par des indices tous inférieurs ou égaux à 5 ;
- la classe de dangerosité moyenne semble être caractérisée par au moins deux indices supérieurs ou égaux à 5.

Les comparaisons avec la méthode probabiliste sont plus délicates puisque non seulement la forme mais aussi la nature des résultats est différente. Les deux méthodes Matterock et lirigm fournissent une évaluation complète du risque d'instabilité pour une masse rocheuse donnée, en tenant compte à la fois de la stabilité actuelle et des possibilités d'évolution future. La méthode probabiliste calcule 2 grandeurs qui reflètent la stabilité actuelle de l'ensemble d'une pente, le facteur de sécurité moyen et la probabilité de rupture (qui prend en compte l'incertitude sur les paramètres du calcul).

Les analyses paramétriques permettent d'estimer la sensibilité du site à une dégradation des caractéristiques mécaniques de la surface de rupture. On obtient ainsi une information supplémentaire par rapport aux autres méthodes, qui tiennent surtout compte de l'exposition aux facteurs d'évolution.

Les analyses des deux cas étudiés amènent les remarques suivantes :

- ✓ Des probabilités de rupture aussi faibles que 0.2-0.3% peuvent déjà indiquer un certain niveau de danger.
- ✓ Les calculs donnent des probabilités de rupture au moins 10 fois plus importantes sur le site de Monte Torru que sur celui de Buisson. D'après les autres méthodes, Monte Torru comporte effectivement des instabilités potentielles classées en dangerosité élevée, de plus grand volume qu'à Buisson. Mais sur les deux sites, pour des surfaces de versant équivalentes, le nombre d'instabilités potentielles relevé est presque identique.
- ✓ Les calculs probabilistes semblent indiquer que les 2 sites sont aussi sensibles l'un que l'autre aux dégradations de caractéristiques mécaniques. Mais les indices FD et FC de la méthode Lirigm indiquent que les instabilités de Monte Torru sont plutôt plus exposées aux facteurs d'évolution que celle de Buisson. Le site de Monte Torru évoluerait donc plus rapidement.

Cette tentative de comparaison de trois méthodes sur deux sites met en lumière toute la complexité des processus à évaluer. Elle permet aussi d'apporter les premiers éléments de validation pour la fiche d'évaluation proposée dans la méthode Lirigm.

## III.D. Conclusion

Nous avons dans ce chapitre proposé une fiche de caractérisation des instabilités potentielles. Elle est basée à la fois sur l'observation de la stabilité actuelle de la masse rocheuse et sur l'estimation de ses possibilités d'évolution au cours du temps en fonction de différents facteurs.
Sept grands types de mécanismes de départ ont été distingués ; ils constituent la première entrée de la fiche. Une étude mécanique de chacun d'entre eux a permis de mettre en évidence les conditions géométriques nécessaires au déclenchement d'une instabilité, ainsi que les facteurs géométriques et géomécaniques aggravants. Les indices quantifiés proposés pour chaque cas sont justifiés par des références à la littérature ou par des calculs simples correspondants à des configurations courantes.
Les facteurs d'évolution sont distingués en facteurs discontinus ou aléatoires et facteurs continus. Chaque facteur pris en compte est décrit en fonction de son influence sur la stabilité d'une masse rocheuse. Une fourchette de valeurs pour chaque facteur est également proposée afin de quantifier les observations de terrain.
Toutes les informations recueillies sur une instabilité potentielle donnée peuvent ainsi être regroupées en 4 rubriques : Stabilité statique S, Activité (passée et présente) A, Facteurs d'évolution aléatoires ou Discontinus FD et Facteurs d'évolution Continus FC. Le résultat de la caractérisation est donné sous forme de 4 indices de 0 (très favorable) à 10 (très défavorable), à chacun duquel est associée une qualification de l'information (a, fiable, à c, non vérifiée).

Deux observateurs différents ont réalisé avec la fiche ainsi conçue la caractérisation de deux instabilités potentielles définies. La confrontation des résultats montre que le système proposé permet une caractérisation objective, peu dépendante de la personne qui réalise les observations de terrain. La rubrique de la stabilité statique est la mieux contrainte. Les principaux facteurs intervenant sur l'état d'équilibre de la masse rocheuse étudiée à un instant donné sont pris en compte de façon systématique et standard. Si l'ensemble des indices quantifiés proposés peut être validé, il sera ainsi possible d'utiliser les informations recueillies dans une base de donnée évolutive. Chaque nouvelle instabilité potentielle détectée peut être caractérisée et stockée sous une forme standard, indépendamment de celui qui réalise l'étude. D'autre part la caractérisation de chaque cas déjà enregistré peut être modifiée si elle est réévaluée dans le temps.

Nous avons ensuite réalisé une étude comparée sur deux sites italiens présentant des instabilités potentielles localisées. 8 cas ont été étudiés à Buisson, Valtournanche, et 3 à Monte Torru, Valsesia, d'une part avec la fiche de caractérisation Lirigm, d'autre part avec la méthode suisse Matterock. Les deux sites ont également fait l'objet de calculs sur la probabilité de rupture selon la méthode du Potytecnico de Turin.
La comparaison systématique des résultas fournis par les caractérisations Matterock et Lirigm montre dans l'ensemble une bonne concordance, même si les résultats sont fournis sous des formes différentes. On trouve une équivalence entre la classe de dangerosité Matterock et les groupes d'indice Lirigm :

- à la classe élevée correspond soit un indice statique S particulièrement fort (≥7-8) soit un couplage indice statique / indice de facteurs d'évolution fort (S ≈6, FD ≈ 7) ;
- la classe faible est caractérisée par des indices tous inférieurs ou égaux à 5 ;
- la classe moyenne semble être caractérisée par au moins deux indices supérieurs ou égaux à 5.





La forme proposée par la méthode Lirigm – 4 indices distincts pour chacune des 4 rubriques – présente l'avantage de montrer de façon claire des informations différentes.

La méthode probabiliste ne caractérise pas des instabilités ponctuelles mais l'ensemble d'une pente. Elle ne s'applique pas à tous les mécanismes de départ possibles mais seulement aux glissements translationnels. Deux types d'informations peuvent être exploitées. D'une part la probabilité de rupture de l'ensemble de la pente est en relation avec la stabilité actuelle des masses rocheuses détectées. D'autre part les études paramétriques font ressortir la sensibilité du site à la dégradation des caractéristiques mécaniques. Cet aspect donne une information complémentaire par rapport aux rubriques de facteurs d'évolution FD et FA de la fiche Lirigm.

Les quelques applications présentées fournissent une première validation pour la fiche de caractérisation élaborée dans ce chapitre. Il est désormais nécessaire de multiplier les cas d'étude, si possible en confrontation avec d'autres méthodes, afin de mieux affirmer la validité des indices affectés aux facteurs pris en compte. La mise en pratique régulière de la fiche amènera peut-être à modifier les valeurs numériques proposées à ce stade, à affiner les gammes d'indice. D'autre part il faut poursuivre la mise en correspondance des 4 indices obtenus avec les résultats d'autres méthodes (classe de dangerosité Matterock par exemple). D'autres facteurs pourraient également être pris en compte, notamment la morphologie du front de falaise, la proximité d'accidents géologiques ou encore le volume de l'instabilité.

La caractérisation de chaque masse rocheuse pourra alors être traduite en terme d'aménagement du territoire : priorité de traitement si un traitement est possible, limitation des zones constructibles sur le périmètre de propagation (le problème de la propagation est à traiter à part) ou prise en compte des instabilités existantes dans une approche globale pour estimer leurs probabilités d'éboulements (voir Chapitre V).

# CHAPITRE IV. Apports des méthodes géophysiques à la caractérisation des fronts de falaise

## Introduction

Comme il l'a été souligné dans le chapitre précédent, un des problèmes majeurs de la caractérisation des masses rocheuses potentiellement instables est lié à l'extrapolation vers l'intérieur du massif des observations faites en surface. Lorsque la géométrie de la masse potentiellement instable n'est pas claire, notamment lorsque des doutes existent sur la continuité des plans de fracture, il faut faire appel à un outil de caractérisation supplémentaire. La prospection géophysique, largement utilisée en géologie de l'ingénieur, permet d'investiguer le sous-sol de manière non destructive, relativement rapide et peu coûteuse. En milieu rocheux, son intérêt semble important pour lever les doutes sur certaines discontinuités particulières, ou plus globalement pour caractériser la fracturation d'un massif.

L'examen de la bibliographie montre que ces techniques ont été très peu utilisées dans le domaine des risques rocheux. Un test méthodologique a donc été conduit pour appliquer et confronter plusieurs méthodes sur un même site de falaise calcaire. L'ensemble des résultats préliminaires est présenté ici, en insistant sur l'intérêt et les limites de chaque technique mais aussi sur la nécessité de poursuivre le développement de modes opératoires spécifiques et le traitement des données.

## IV.A. Etat de l'art et objectifs

La prospection géophysique comprend l'ensemble des méthodes de reconnaissance non destructives du sous-sol, basées sur la mesure de paramètres physiques des terrains. Développées dès le début du XX$^{e}$ siècle, principalement pour le domaine pétrolier, elles ont trouvé des applications en géologie de l'ingénieur depuis les années soixante. En particulier, elles ont été régulièrement utilisées pour investiguer des sites de glissement de terrain (depuis Azimi, 1963, Bogolovsky et Ogilvy, 1977 jusqu'à Wasowski et del Gaudio, 2000 par exemple).

Les méthodes géophysiques sont caractérisées par leur résolution – capacité à discerner un objet de taille donnée - et leur profondeur de pénétration. Augmenter la résolution permet d'imager plus précisément les variations verticales et latérales des paramètres mesurés, mais au détriment de la profondeur de

pénétration. Pour les méthodes basées sur la propagation d'ondes (sismique et radar), cette résolution est liée à la longueur d'onde λ, définie par

$$\lambda = \frac{v}{f} \qquad \textit{(Équation IV-1)}$$

avec v vitesse de propagation de l'onde dans le milieu
f fréquence du signal.

Ce paragraphe propose un aperçu des méthodes les plus couramment utilisées en géologie de l'ingénieur. Les bases théoriques sont décrites succinctement et nous insistons surtout sur les applications pratiques qui peuvent présenter un intérêt pour reconnaître des falaises rocheuses et discuter leur état de stabilité.

### *IV.A.1. Prospection sismique*

Les méthodes sismiques sont couramment utilisées dans divers domaines géologiques depuis de nombreuses années. Si elles varient sur leur principe d'interprétation (réfraction, réflexion, tomographie, ondes de surface), elles sont toutes basées sur l'analyse de la propagation d'ondes élastiques dans le sous-sol, générées par une source et mesurées généralement par des géophones. La source peut être simplement un marteau appliqué sur une plaque métallique, ou bien un tir d'explosif qui génère des ondes plus énergétiques. Les ondes générées sont de trois types : les ondes de compression (ondes P), les ondes de cisaillement (ondes S) et de surface (ondes de Raleigh). Ces ondes se propagent directement à travers le milieu, se réfractent, se réfléchissent ou se diffractent sur des anomalies avant d'atteindre les géophones. La théorie de la propagation des ondes, largement décrite dans la littérature, ne sera pas abordée plus en détail (voir par exemple Kearey et Brooks, 1991, Telford et al., 1998). Seuls sont développés les points qui seront utilisés par la suite.

#### IV.A.1.1. Sismique réfraction

La sismique réfraction est certainement la méthode de prospection géophysique la plus fréquente en géotechnique. Elle s'applique bien à la caractérisation d'une structure multicouche du sous-sol, subhorizontale ou uniformément pentée, notamment pour déterminer la position du substratum rocheux sous les matériaux de couverture. Les géophones sont disposés le long d'un profil, à intervalle régulier. On enregistre simultanément la réponse de chaque géophone. Les hodochrones font apparaître le temps de première arrivée de l'onde P en fonction de la position x du géophone (Figure IV.A-1). Soit V1 la vitesse de propagation des ondes P dans le milieu 1 et V2 dans le milieu 2. Si V1<V2, la première arrivée correspond sur les premiers géophones à l'onde directe propagée dans le milieu 1, puis sur les géophones suivants à l'onde réfractée dans le milieu 2. L'interprétation de l'hodochrone permet facilement de calculer la vitesse de chaque milieu et la profondeur de la couche 1.

Pour l'interprétation des hodochrones dans des structures multicouches, des réflecteurs pentés ou à géométrie plus compliquée, on pourra consulter par exemple l'ouvrage de Keary et Brooks (1991).





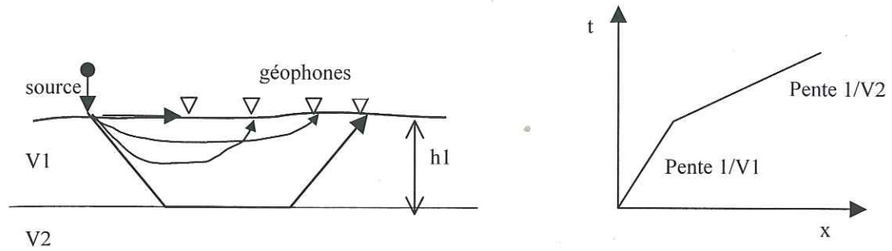



*Figure IV.A-1. Schéma de principe d'un profil de sismique réfraction et son hodochrone associée dans le cas idéal d'un bicouche horizontal*

Cette méthode a largement été utilisée pour l'étude de glissements de terrains (Azimi, 1963, Amini, 1974). La masse remaniée instable est généralement caractérisée par des vitesses de propagation des ondes P plus faibles et plus variables que dans le substratum stable. La sismique réfraction permet donc de mettre en évidence la géométrie de la masse instable. Elle donne aussi accès à certaines caractéristiques mécaniques des matériaux, puisque la vitesse de propagation des ondes dépend entre autre de la densité et du module de cisaillement dynamique des matériaux traversés.
Par contre, les applications de la sismique réfraction en milieu rocheux sont beaucoup moins courantes qu'en sols meubles pour les études de stabilité de pente (il en existe davantage en travaux souterrains). Les principales études portent sur l'anisotropie des vitesses liée à la fracturation.

*Anisotropie sismique*

Il s'agit de mettre en évidence des variations de vitesse sismique, dans un même terrain, en fonction de l'orientation des profils de mesure. Ces variations sont dues à la fracturation du massif. De manière qualitative, dans les cas où la structure est simple, les vitesses sismiques sont maximales dans la direction parallèle à la fracturation principale et minimales dans la direction orthogonale (Broquet et al, 1978). Toutefois ces observations sont moins nettes lorsque le massif présente plusieurs familles de discontinuités. Les fractures qui influencent le plus les vitesses sont celles qui sont ouvertes, alors que les joints fermés ou colmatés sont très peu discriminants. Cette anisotropie de vitesse a également été corrélée à l'état de contrainte actuel du massif étudié (Fabre et al, 1983). Les rebords de falaises rocheuses se distinguent sensiblement des massifs qui subissent des états de contraintes compressifs ou extensifs : « l'appel au vide » affecte a priori une certaine tranche de terrain, indépendamment de l'état de contrainte régional. Maquaire et Gigot (1988) ont mis en évidence ce phénomène sur des falaises calcaires côtières de Normandie. Les vitesses sismiques, mesurées orthogonalement et perpendiculairement au trait de falaise, montrent une forte anisotropie près du bord, qui décroît vers l'intérieur du massif (Figure IV.A-2). Les temps de propagation sont mesurés sur une distance de 10 m, suffisante selon les auteurs pour caractériser le calcaire sous-jacent aux formations superficielles. La distance à partir de laquelle l'anisotropie s'annule est proportionnelle à la hauteur de la corniche calcaire et dépend du soubassement marneux. Pour les auteurs, cette zone à anisotropie marquée correspond à une tranche décomprimée, à l'intérieur de laquelle des mouvements sont susceptibles de se produire.

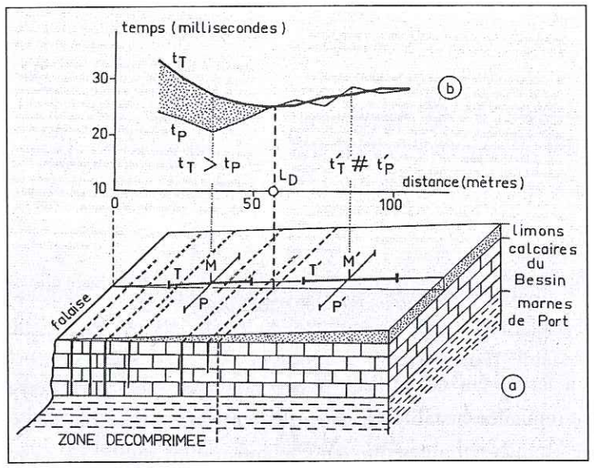



*Figure IV.A-2. Dispositif de mesures d'anisotropie de vitesse sismique (Maquaire et Gigot, 1988). P et T sont les tirs parallèles et transverses à la falaise au point de mesure M*

Cette approche semble particulièrement adaptée au domaine de prévision des risques d'instabilité de falaise. Remarquons toutefois que le contexte structural des falaises étudiées est relativement simple, avec une famille principale de discontinuités parallèle à la falaise.

*Autres intérêts de la méthode pour l'étude des instabilités rocheuses*

Les formations superficielles étudiées par sismique réfraction sont loin d'être homogènes et isotropes. Néanmoins lorsque l'on s'intéresse à des volumes de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde, on peut considérer un milieu équivalent homogène.
En particulier, dans le cas d'une roche fracturée, si l'espacement des discontinuités est inférieur à la longueur d'onde, l'ensemble roche+fracture peut être vu comme un milieu équivalent dont la vitesse de propagation sera inférieure à celle de la roche saine. Une corrélation peut être établie avec les classifications des massifs rocheux utilisées en mécanique des roches (Palmer, 1991 in Reynolds, 2000). Ce type d'information pourrait être utilisé pour une étude de stabilité de masse rocheuse.

Si, par contre, la longueur d'onde est inférieure à l'espacement des discontinuités, et si l'intervalle entre géophones est adapté, les fractures ouvertes créent des anomalies sur les hodochrones. Les méthodes d'interprétation classiques à partir des vitesses de propagation ont du mal à prendre en compte ces variations latérales brusques. Une imagerie 2D des vitesses est dans ce cas plus adaptée ; c'est le principe de tomographie sismique, développé ci-après.

### IV.A.1.2. Tomographie sismique

La tomographie constitue une amélioration majeure de la prospection sismique, en ce qu'elle fournit une image réelle continue en 2 dimensions (ou 3) de la structure du sous-sol. En effet c'est l'onde transmise par le milieu qui est enregistrée par les récepteurs et non plus seulement l'onde réfractée ou réfléchie. Aucune hypothèse a priori sur la structure du modèle n'est nécessaire. Son utilisation en géologie de l'ingénieur s'est énormément développée dans les dix dernières années, avec notamment des





applications à l'étude de terrains sous fondations, à la détection de cavités, à la localisation de failles et fractures.

La méthode la plus courante est la tomographie entre forages. Sources et récepteurs sont positionnés dans deux forages parallèles, de part et d'autre de la zone à investiguer. Lorsque le coût des forages ou leur faisabilité n'est pas envisageable – ce qui est le cas pour les études prospectives d'instabilité rocheuse auxquelles nous nous intéressons – une tomographie peut être réalisée depuis la surface du sol, si la topographie présente une surface non plane (pente variable) qui permette la transmission des signaux. Jongmans et al (2000) présentent un cas de tomographie appliqué à l'étude d'un glissement rocheux le long d'un talus de voie ferrée. L'image des vitesses sismiques le long de sections recoupant le glissement (Figure IV.A-3), bien corrélées avec le degré de fracturation de la roche attesté par des résultats de sondages, permet de délimiter la géométrie de la zone instable.

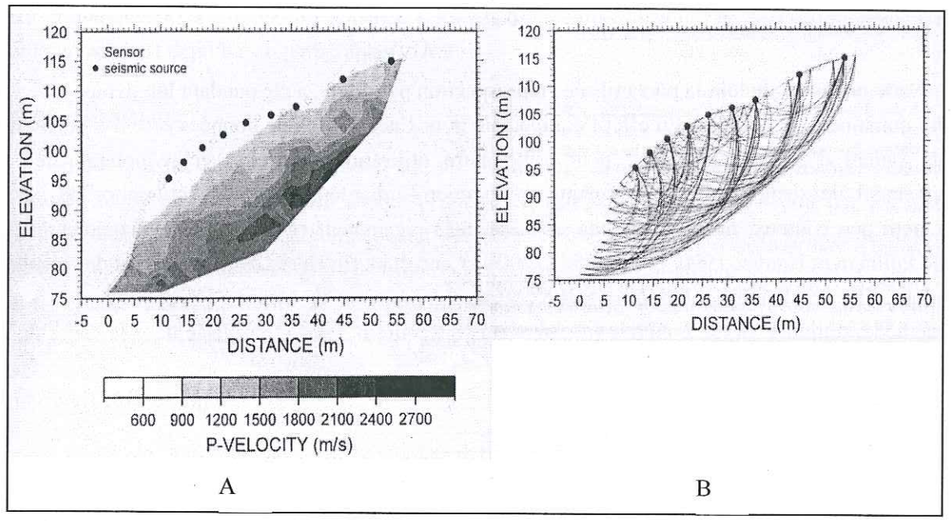



*Figure IV.A-3 Exemple de panneau de tomographie sismique (A) et trajets des rais associés (B) sur le glissement de terrain de Bas-Oha, Belgique (Jongmans et al., 2000)*

Le principe théorique de la tomographie sismique est décrit en détail dans la thèse de Demanet (2000). Brièvement on peut le décrire de la manière suivante. Dans un premier temps il s'agit de mesurer les temps de première arrivée des ondes pour un grand nombre de paires émetteur – récepteur (au moins 100, couramment 1000). Sur les sismogrammes enregistrés sur le terrain, le pointage des temps de première arrivée s'effectue en général manuellement, faute de méthode automatique suffisamment fiable. Ces temps sont ensuite inversés pour construire une image en vitesses qui explique les mesures, à partir d'un modèle discrétisé de la section considérée. Différents procédés d'inversion ont été proposés dans la littérature, dont la Simultaneous Iterative Reconstruction Technique (SIRT) utilisée par Demanet. Un premier modèle de solution est proposé – résolution de l'équation du mouvement basée sur la théorie des rais - et les temps de parcours théoriques sont calculés pour chaque rai ; les résidus entre les temps calculés et observés sont ensuite utilisés pour corriger les valeurs de vitesse sur les trajets des rais. Les itérations sont arrêtées lorsqu'un certain critère est atteint, par exemple lorsque le RMS (Root Mean Square) des temps résiduels devient inférieur à 5%.

La méthode développée par l'auteur est fiable, robuste et assez précise pour déterminer une image en deux – ou trois – dimensions de la répartition des vitesses dans le sous-sol. Une des limitations fortes est liée au lissage de l'image inhérent à la méthode qui tend à atténuer les forts contrastes. D'autre part les dispositifs de surface sont plus sensibles à la non-unicité de la solution que ceux entre forages. La stabilité de l'image solution doit être vérifiée à partir de différents modèles initiaux. Enfin, la résolution de la méthode dépend de l'espacement entre les récepteurs – respectivement les émetteurs – et de la longueur d'onde des signaux, la capacité de détection d'une anomalie étant de l'ordre de la demi-longueur d'onde.

La tomographie sismique semble donc bien adaptée pour imager l'état de fracturation des massifs rocheux en bordure de falaise. En conséquence une importance particulière lui sera accordée lors de la campagne décrite au paragraphe IV.C.

#### IV.A.1.3. Sismique réflexion

Cette méthode, de loin la plus utilisée en prospection pétrolière, a été pendant longtemps réservée à ce seul domaine d'application. En effet l'équipement pour l'acquisition de données et le traitement des résultats étaient d'un coût prohibitif pour toute autre utilisation. Pourtant, grâce notamment au développement de sismographes performants et de micro-ordinateurs à grande puissance de calcul relativement peu coûteux, des applications sont apparues récemment en géologie de l'ingénieur (par exemple Pullman et Hunter, 1990, in Reynolds 2000). Bruno et al. (in Hack, 2000) discutent des résultats de sismique réflexion haute résolution enregistrés sur des glissements de terrain.
Cette méthode, toujours lourde à mettre en œuvre sur le terrain, n'a pas été utilisée dans le cadre de ce travail.

#### IV.A.1.4. Autres méthodes sismiques

Lorsqu'on réalise des profils sismiques avec des offsets importants (source loin du premier récepteur) les enregistrements sont dominés par des ondes de surface. Ces ondes, longtemps considérées comme des « parasites » qui masquent les réflecteurs, contiennent pourtant des informations indépendantes sur les caractéristiques des matériaux traversés. Elles sont étudiées plus précisément depuis une quinzaine d'années, en particulier pour déterminer la vitesse des ondes S en fonction de la profondeur (voir par exemple Gabriels et al., 1987, Malagnini et al., 1995). Cette vitesse, Vs, est nécessaire pour estimer les caractéristiques dynamiques des sols (par exemple le module de cisaillement) paramètres importants pour les études de stabilité de pentes ou de réponse d'un sol à une sollicitation sismique (Jongmans et Demanet, 1993).

Outre la vitesse Vs, on peut définir le rapport spectral des composantes horizontales et verticales de l'enregistrement sur un site. Si un pic de fréquence apparaît, il correspond à la fréquence de résonance du site étudié, fonction du type de matériau et de son épaisseur.

Des ondes de surface sont générées par les sollicitations courantes subies par un site en permanence (bruit de fond). On peut donc étudier ces ondes, et en particulier le rapport H/V (composantes horizontales / verticales), par enregistrement simple du bruit de fond, sans source sismique extérieure. Cette méthode d'analyse du bruit sismique, développée pour l'étude des effets de site et la micro-zonation du risque sismique (Bard, 1998) a été récemment appliquée à des études de stabilité de





pente. La « signature » du pic de fréquence permet de mettre en évidence des masses de caractéristiques différentes, comme par exemple une zone de terrain remanié sur un substratum intact (Gallipoli et al, 2000).

Des études récentes, plus ponctuelles, sur des discontinuités réalisées dans une masse rocheuse homogène montrent que le contenu fréquentiel et l'atténuation des ondes de surface peuvent donner des indications précises sur la position, la nature et la profondeur des discontinuités. Toutefois ces études sont pour l'instant limitées à des échantillons de laboratoire (Pirak-Nolte, 1999), ou à des matériaux anthropiques dont les caractéristiques sont parfaitement connues (Hévin, 1998).

### *IV.A.2. Prospection électromagnétique*

Les méthodes électromagnétiques peuvent se distinguer en électromagnétique basse fréquence – jusqu'à quelques kHz - et haute fréquence – Radar, de quelques dizaines de MHz à quelques GHz. La méthode radar est détaillée au paragrapheIV.A.3.

#### Principe théorique

Une antenne émettrice transmet au sol un champ électromagnétique primaire. Une antenne réceptrice reçoit simultanément ce champ primaire et un champ secondaire induit par les matériaux conducteurs de sub-surface. La comparaison des deux champs, en phase et en amplitude, fournit des informations sur les caractéristiques électriques et la géométrie des conducteurs. Un exposé complet de la théorie électromagnétique est proposé par Reynolds (2000), accompagné d'une présentation des principaux systèmes utilisés avec leurs champs d'application.

#### Principe d'utilisation

Seule la méthode électromagnétique dans le domaine des fréquences (Frequency-domain ElectroMagnetic - FEM), la plus utilisée en géologie de l'ingénieur, sera décrite ici plus en détail.
Le système est composé de deux bobines, l'une servant d'émettrice, l'autre de réceptrice, reliées par un câble de référence (Figure IV.A-4). Le récepteur mesure la composante de quadrature du rapport champ secondaire / champ primaire. Lorsque le récepteur est un conductivimètre, tel que proposé par *Geonics* (type EM31, EM34), il fournit une lecture directe de la conductivité apparente du sol $\sigma_a$, en mS/m (millisiemens par mètre) Chaque matériau constitutif du sol – roche saine, roche altérée, vides.. – avec sa conductivité propre $\sigma$ contribue à la mesure globale $\sigma_a$. Le point de référence de la mesure est généralement pris au milieu du câble .

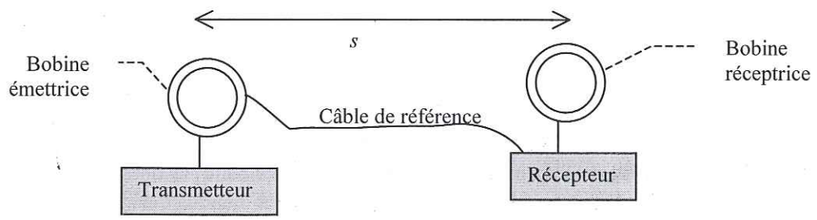



*Figure IV.A-4. Schéma de principe d'un système FEM type EM34*

La distance inter-bobine *s*, maintenue constante grâce au câble, influence la profondeur de pénétration z du système. Celle-ci est également fonction du mode d'utilisation : soit les boucles sont horizontales, avec un dipôle électromagnétique vertical, soit elles sont verticales, avec un dipôle électromagnétique horizontal. En considérant une profondeur normalisée $z_n$=z/s, la forme de la fonction réponse est donnée à la Figure IV.A-5. Dans le cas d'un dipôle vertical, la contribution maximum de la fonction réponse $\phi_v$ se situe à 0,4 $z_n$. Ce dispositif est assez peu sensible aux couches très superficielles. Par contre, le dispositif à dipôle horizontal (boucles verticales) répond essentiellement aux couches proches de la surface. Les deux dispositifs utilisés simultanément sur un profil fournissent donc des informations complémentaires sur la nature du sol.

Deux types d'investigation sont possibles : les profils verticaux et les profils horizontaux. Pour les profils verticaux, la distance inter-bobines est augmentée progressivement, en restant centrée sur la même position. La réponse est de plus en plus influencée par les couches profondes. Pour les profils horizontaux, la distance inter-bobine est gardée constante et l'ensemble est déplacé par pas.

$z_n = z / s$

avec z profondeur réelle
s distance inter-bobines

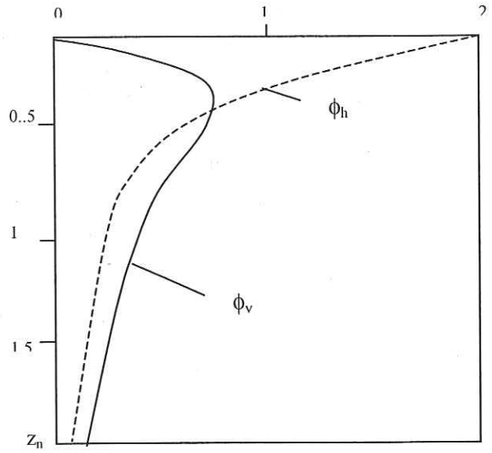



*Figure IV.A-5Fonctions de réponse $\phi$ pour un dipôle horizontal (h) et vertical (v) en fonction de la profondeur normalisée $z_n$ (d'après McNeil 1980, in Reynolds 2000)*

Domaines d'utilisation

La méthode FEM est adaptée pour détecter des anomalies latérales (par opposition aux anomalies en fonction de la profondeur) pour lesquelles le contraste de conductivité par rapport au milieu environnant est bien marqué. Elle est couramment utilisée en exploration minière, en hydrogéologie pour les recherches de réservoir d'eau. La détection d'anomalies ponctuelles est dépendante d'une part de la distance inter-bobine et du pas d'échantillonnage choisis, d'autre part du contraste de conductivité. La résolution assez faible et la forme des courants induits ne permettent souvent pas de positionner de façon exacte des objets de petite dimension, mais des cavités larges de 1.5 m, vides ou remplies de silts, sont correctement détectées dans des grès (Frohlich et Landcaster, 1986, in Reynolds, 2000). L'étendue d'une large discontinuité avec remplissage argileux dans du calcaire a également été déterminée avec succès (Hack, 2000).





| Matériaux | Résistivité (Ωm) | Conductivité (mS/m) |
|---|---|---|
| Sable sec | 800-5000 | 0.20-1.25 |
| Argiles | 3-150 | 6.67-350 |
| Marnes | 3-70 | 15-330 |
| Calcaire | 500-3500 | 0.29-2 |
| Grès | 300-3000 | 0.33-3.33 |
| Granite | $300\text{-}10^6$ | 0.001-3.33 |
| Eau douce dans sédiments | 1-100 | 10-1000 |
| Eau de mer | 0.2 | 5000 |
| Métal | 1-12 | 83-1000 |

*Tableau IV.A-1. Résistivité et conductivité de quelques sols et roches (d'après Hack, 2000 et Reynolds, 2000)*

### *IV.A.3. Radar de subsurface (Ground Penetrating Radar)*

Principe théorique.

Le radar (Radio Detection And Ranging), développé initialement pour la détection d'objets dans l'air au-delà de la perception visuelle, est basé sur la propagation d'ondes électromagnétiques (transmission à travers un milieu et/ou réflexion sur un objet). Une impulsion électromagnétique est émise par une antenne, se propage dans le milieu à la vitesse v, se réfléchit sur un objet créant un écho capté par une antenne réceptrice.

La propagation des ondes électromagnétiques répond aux équations de Maxwell et dépend de la permittivité ε et de la conductivité σ du milieu. Dans les sols, qui ne sont pas des diélectriques parfaits la vitesse de propagation des ondes s'écrit (Halleux, 1995)

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \qquad \textit{(Équation IV-2)}$$

avec c vitesse de la lumière dans l'air, soit $3.10^8$ m/s, ou 0.3 m/ns (mètres par nano seconde, unité couramment utilisée pour le radar)

$\varepsilon_r$ permittivité relative du milieu

Des valeurs courantes sont proposées dans le Tableau IV.A-2.

L'atténuation des ondes radar est fonction de la permittivité et de la conductivité du milieu, mais aussi de la fréquence de l'antenne utilisée. Le facteur d'atténuation étant proportionnel à la conductivité, l'atténuation est d'autant plus forte que le milieu est conducteur (Reynolds, 2000). Dans les sols elle est globalement élevée, ce qui limite la profondeur de pénétration : pas plus de 30 cm dans des argiles saturées, jusqu'à plusieurs milliers de mètres pour du granite sain. Pour un calcaire fracturé, on peut espérer atteindre quelques mètres à quelques dizaines de mètres, la profondeur de pénétration étant d'autant plus grande que la fréquence de l'antenne utilisée est faible (l'énergie des ondes à haute fréquence est plus atténuée).

L'aptitude à distinguer deux réflecteurs successifs (résolution verticale) est comprise entre λ /2 et λ /4 (Halleux, 1995). D'après l'équation IV.1 elle est donc inversement proportionnelle à la fréquence (f). Le tableau suivant donne quelques exemples de valeurs de longueur d'onde dans différents matériaux pour différentes valeurs de fréquences.

| | $\varepsilon_r$ | V (m/ns) | λ en m pour f=500 MHz | λ en m pour f=120 MHz | λ en m pour f=35 MHz |
|---|---|---|---|---|---|
| Air | 1 | 0.3 | 0.6 | 2.5 | 8.6 |
| Eau | 81 | 0.033 | 0.06 | 0.25 | 0.86 |
| Calcaire | 7-9 | **0.1-0.113** | 0.20-0.22 | 0.8-1 | 2.8-3.2 |
| Argile | 8-15 | 0.086-0.110 | 0.17-0.22 | 0.7-0.9 | 2.4-3.1 |

*Tableau IV.A-2 Valeurs de permitivité relative, vitesse de propagation d'ondes radar et longueurs d'ondes dans quelques milieux, d'après Reynolds, 2000*

## Principe d'utilisation

Le radar peut être utilisé principalement de deux manières différentes :

*En tomographie radar (transmission)*

Le principe est le même que pour la tomographie sismique. L'antenne émettrice et l'antenne réceptrice sont déplacées de part et d'autre du milieu à investiguer - dans deux forages parallèles, de part et d'autre d'un ouvrage en béton... L'inversion des temps de propagation fournit l'image des vitesses électromagnétiques (Demanet, 2000). Cette méthode, qui nécessite l'utilisation de 2 antennes séparées pour l'émission et la réception des signaux, n'a pas pu être mise en œuvre dans le cadre de ce travail, car nous ne disposions que d'antennes couplées (monostatiques).

*En profil continu (réflexion)*

Les deux antennes émettrice et réceptrice sont déplacées simultanément le long du profil, à vitesse constante. Elles sont en général solidarisées et présentées soit dans une boîte unique, soit sur des patins. Dans un grand nombre de cas, le dispositif est monté sur roue et traîné par un véhicule, ce qui permet de couvrir rapidement de grandes distances. Cela n'est cependant pas possible sur des terrains irréguliers – pentes naturelles, terrains marécageux ; il doit alors être traîné à pied (Halleux, 1995).

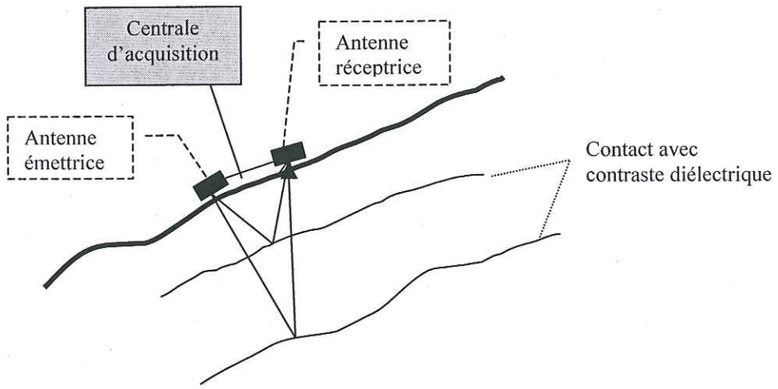



*Figure IV.A-6 Principe de profil radar le long d'une pente.*

La centrale d'acquisition permet l'enregistrement en continu des données, selon un pas d'échantillonnage à définir – couramment 1trace / 10 cm.

Pour un meilleur couplage radar – sol, la surface du profil doit être la plus régulière possible. En l'absence de correction topographique, la surface est représentée horizontale. La géométrie des réflecteurs apparaît parallèle à la surface, et non selon sa géométrie réelle.





Pour l'interprétation des résultats, les temps de propagation mesurés sont convertis en distance. La vitesse de propagation précise du milieu étudié, nécessaire pour le calcul, peut être déterminée en l'absence d'autre mode d'étalonnage (voir Halleux, 1995) par la méthode de l'hyperbole de diffraction. Un réflecteur ponctuel (par exemple une cavité) engendre une hyperbole de diffraction dont l'équation s'écrit :

$$t^2 = 4\frac{x^2}{v^2} + 4\frac{h^2}{v^2} \qquad \textit{(Équation IV-3)}$$

avec t temps de propagation
x distance le long du profil
h profondeur du réflecteur

Le report sur un graphique de $t^2$ fonction de $x^2$ fournit une droite de pente $4/v^2$.

## Applications dans le domaine géologique

Le champ d'application du radar de subsurface en géologie de l'ingénieur est vaste pour des études à faible profondeur, de la bathymétrie à l'auscultation de barrage ou la recherche de sols pollués (Reynolds 2000).

En pratique, les milieux investigués par le radar ne doivent pas être trop conducteurs, en raison de la forte atténuation des ondes. Le rocher sain, plutôt résistif, est donc favorable à son utilisation. Pour mettre en évidence des réflecteurs, le contraste diélectrique entre les deux milieux doit être important. Ainsi les joints statigraphiques calcaire – calcaire ne sont pas vus par le radar alors que des inter lits marneux – argileux sont de bons réflecteurs (Pettinelli et al, 1996). Les zones de karst sont également mises en évidence précisément (Hack, 2000). Ce type d'interprétation est plus délicat lorsque le massif étudié présente des variations de teneur en fer ou en manganèse.

C. Grégoire (2001) a récemment développé une méthode d'inversion qui permet, à partir du coefficient de réflexion calculé pour un réflecteur donné, de caractériser l'ouverture et le remplissage de la discontinuité associée à ce réflecteur. Cette méthode donne de bons résultats sur des discontinuités très régulières (réalisées en laboratoire), mais reste difficile à appliquer sur des discontinuités naturelles. Les principaux problèmes sont liés à la rugosité des épontes naturelles et à la difficulté de fixer une onde de référence, puisque avec les radars couramment utilisés l'onde incidente n'est pas connue précisément. Malgré ces limites, les possibilités du radar pour caractériser des discontinuités semblent importantes, du moins lorsque les conditions de conductivité et de contraste diélectrique sont réunies dans le matériau étudié.

## Intérêt du radar pour les études de stabilité de falaises

La roche calcaire se prêtant bien à ce type d'interprétation, l'intérêt du radar dans le cadre de ce travail est de donner une image des fractures ouvertes, avec ou sans remplissage, en bord de falaise. Nous pourrons ainsi obtenir des informations sur la continuité des fractures en profondeur et donc sur la géométrie des masses potentiellement instables.

### *IV.A.4. Prospection électrique*

Les méthodes de prospection électriques n'ont pas été mises en pratique dans le cadre de ce travail. Il paraît cependant intéressant de les citer, eu égard à leur utilisation ancienne dans le domaine des stabilités de pentes (Bogoslovsky et Ogilvy, 1977). Les mesures géoélectriques classiques consistent à injecter un courant électrique dans le sous-sol, à mesurer grâce à deux électrodes le potentiel qui en résulte et à en déduire les variations de résistivité du sous-sol. Les mesures de résistivité sont très sensibles aux variations de teneur en eau, ce qui est souvent un bon indicateur pour déterminer la géométrie de glissements de terrains (Gallipoli et al., 2000). On trouvera un exposé complet des bases théoriques des méthodes électriques ainsi que des cas d'applications dans l'ouvrage de Reynolds (2000).

Les applications dans le domaine rocheux sont limitées en pratique par l'implantation des électrodes, qui doivent être en contact direct avec un milieu suffisamment conducteur pour permettre le passage du courant. D'autre part la résolution horizontale est faible, ce qui limite la détection des fractures sub-verticales. Les développements actuels vers la tomographie 2D et 3D permettent désormais d'imager les caractéristiques de résistivité des terrains dans le cas de structures géologiques complexes - voir par exemple Demanet, 2000, Gallipoli et al., 2000. Toutefois, les forts contrastes latéraux sont toujours lissés pour obtenir une inversion stable des résultats, ne permettant donc pas un positionnement précis des frontières.

Enfin on peut citer pour mémoire la micro-gravimétrie, qui permet d'estimer des différences de densité des matériaux de sub-surface. On trouve peu d'application de cette méthode à des études de stabilité de pente, essentiellement en raison de la lenteur des mesures sur le terrain et de la difficulté à corriger précisément les effets topographiques.

### *IV.A.5. Conclusions*

Ce rapide panorama des principales méthodes géophysiques montre que certaines d'entre elles fournissent des informations importantes pour les études de stabilité de pente, tant sur la géométrie de la masse instable, la position de la surface de glissement, que sur les variations de caractéristiques mécaniques. Les cas d'application à des glissements de terrains en sol meuble, principalement dans des argiles, sont nombreux. Par contre la littérature présente très peu d'applications à des pentes rocheuses, et encore moins à des falaises sub-verticales.

Les méthodes sismiques permettent globalement de distinguer des zones de roche de degrés de fracturation différents ; la tomographie en particulier permet d'obtenir une image détaillée du volume compris entre les 2 lignes de mesures. Le radar de sub-surface peut donner directement une image de la continuité des fractures à faible profondeur, avec éventuellement des informations sur leur ouverture. La faible conductivité du calcaire nous permet d'espérer atteindre une profondeur d'investigation d'une dizaine de mètres plus ou moins, en fonction de la fréquence employée. Nous nous intéresserons par la suite particulièrement à ces deux méthodes. Les mesures électromagnétiques basse fréquence sont également susceptibles de fournir des informations intéressantes sur les variations latérales des caractéristiques du milieu – variations roche saine / remplissage de discontinuité verticale. L'interprétation des ondes de surface et des mesures de bruit peut apporter des renseignements complémentaires sur les caractéristiques dynamiques des terrains.
Cet examen bibliographique a guidé l'élaboration de la campagne de mesures détaillée dans le paragraphe suivant.





## IV.B. Partie expérimentale

Afin de tester les différentes méthodes décrites plus haut et a priori applicables à l'étude des fronts de falaise, nous avons réalisé une campagne géophysique sur un site unique. Le site retenu est une petite falaise typique de celles rencontrées dans les massifs du Vercors et de la Chartreuse. Il ne présente pas de risque d'instabilité notoire. Cette campagne représente un premier test méthodologique, qui a pour but de mettre en évidence les points forts et les points faibles de chaque méthode dans cette application particulière.

### *IV.B.1. Le site expérimental*

Le site choisi répond à des contraintes géographiques, géologiques et techniques :

- le sommet de la falaise considérée doit présenter un plateau dégagé permettant un maximum de manipulations ; la végétation, les terrains de couverture et les zones de lapiaz sont autant de facteurs limitant les possibilités de mesures ;
- le site doit être suffisamment accessible pour permettre le transport sur place de tout le matériel ;
- les caractéristiques structurales doivent être assez simples et surtout facilement observables en surface pour permettre de comparer les résultats des mesures à la réalité du terrain.

Compte tenu de ces impératifs, le site retenu est celui de la falaise du Mollard (ou Rochers du Mollard), situé au-dessus de St Pierre de Chartreuse - 40 km au nord de Grenoble - sur le flanc Nord du vallon de Perquelin, à 1300 m d'altitude. Il présente l'avantage d'être équipé pour la pratique de l'escalade, ce qui simplifie les opérations sur cordes nécessaires au travail en falaise.

La falaise est une petite barre sub-verticale de calcaire tithonique, d'une quinzaine de mètres de hauteur, reposant sur un talus de calcaires marneux kimméridgiens. Son orientation générale est N75-80.

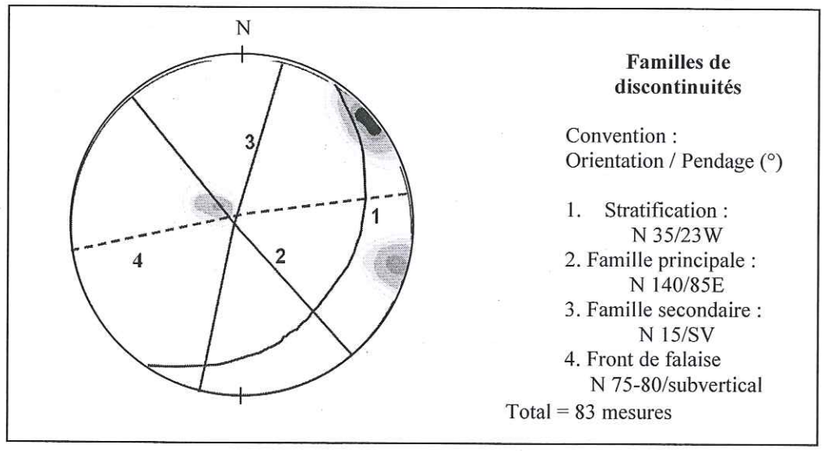



*Figure IV.B-1. Analyse structurale de la falaise du Mollard. Stéréogramme de Wülf, hémisphère supérieur.*

L'analyse structurale du site fait ressortir trois familles de discontinuités, représentées sur le stéréogramme de la Figure IV.B-1. La fracturation est dominée par une famille majeure, N140/subverticale. D'espacement métrique, continue – visible sur toute la hauteur de la barre tithonique

– et ouverte – de 10-20 cm à plus d'1 m – cette famille découpe le front de falaise en une série d'éperons, prolongés à la surface du plateau par des lapiaz. Une deuxième famille, N15/subverticale, forme par endroit de petits dièdres avec la famille précédente. Elle est néanmoins peu continue –30 cm à 1m – peu fréquente et généralement fermée.

La stratification est faiblement pentée vers l'intérieur du versant (N30-40/15-30W, voir Figure IV.B-1). Les bancs sont d'épaisseur métrique, faiblement individualisés dans la partie haute où les joints stratigraphiques sont fermés (contact direct calcaire / calcaire). Les joints sont progressivement plus marneux dans la partie basse de la falaise, entre des bancs de plus en plus fins – décimétriques dans le dernier mètre. La transition avec le talus marneux sous-jacent est marquée par une vire horizontale large d'un mètre. La Figure IV.B-2 présente une coupe de l'ensemble barre subverticale + talus marneux.

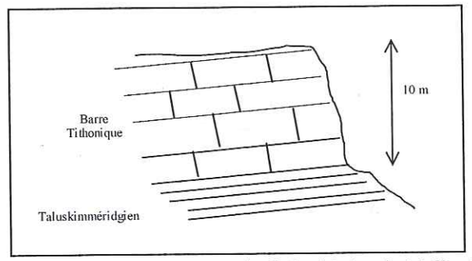



*Figure IV.B-2 Coupe transversale de la falaise du Mollard*

La surface du plateau, subparallèle à la stratification, est entièrement dégagée en bordure de falaise. Le calcaire apparent présente par endroit un lapiaz généralement peu profond (20 à 40 cm). Le terme lapiaz s'applique normalement à une surface creusées de cannelures séparées par des lames de roche saine, issues d'un processus de dissolution du calcaire ; par simplification de langage, nous appellerons par la suite « lapiaz » une cannelure particulièrement ouverte en surface. L'orientation de ces lapiaz est globalement celle de la famille principale de discontinuités. Une couche de terrain de couverture, formée de terre végétale et de roche altérée qui se débite en blocs décimétriques à métriques, est présente en arrière du front de falaise. Son épaisseur varie progressivement d'une dizaine de centimètres à près d'un mètre et permet le développement d'arbustes et d'arbres.

### *IV.B.2. La campagne de mesures*

Nous avons implanté, sur le site que nous venons de décrire, deux séries de profils sur lesquels ont été appliquées les méthodes géophysiques après quelques adaptations pratiques liées au relief vertical à étudier.
L'ensemble des mesures réalisées, détaillées ci-après, est repris sur le schéma de la Figure IV.B-6. Les profils P.1, P.2, P.3 et P'.1, P'.2, P'.3 permettent d'imager les variations de structure verticales et orthogonales au front de falaise, alors que les profils P.A, P.B, P.C permettent de mettre en évidence les variations latérales à différentes distances du front.

L'ensemble du site a fait l'objet d'une couverture topographique afin de relever la géométrie exacte du front de falaise, des zones de fractures ouvertes visibles, ainsi que le positionnement des différents profils. Le système utilisé est un théodolite *Sokkia 75F, station totale*. Compte tenu de la précision intrinsèque de l'appareil et des contraintes de mise en œuvre, la précision du positionnement est de 2-3





cm en vertical comme en horizontal. L'ensemble du levé, vu en plan, est présenté Figure IV.B-7. Dans le texte qui suit, les points G.a.b sont les positions des géophones de numéro b (respectivement1 à 15) sur le profil a (respectivement 1,2,3). Le prolongement des fractures ouvertes, qui n'est que supposé au delà du trait continu, y a également été tracé.

- Le profil P.1. est recoupé par le prolongement de 3 discontinuités de direction N140, une proche de G.1.13, notée D1, une autre proche de G.1.12, notée D2 et la plus importante entre G.1.11 et G.1.10, notée F1 ; un alignement de lapiaz, de direction N150, recoupe P.1 vers G.1.7 (D3).
- Le profil P.2 est intéressé essentiellement par une brèche, ouverte en front de près de 2 m, de direction moyenne N140 et dont le prolongement se situe à cheval sur G.2.6 et G.2.5 (F2).
- Le profil P.3 est moins affecté par des discontinuités marquées ; entre G.3.14 et G.3.13 passe le prolongement d'un plan de direction N134 qui n'est pas très ouvert (D4); un lapiaz assez ouvert et profond a son prolongement proche de G.3.11 (D5).

#### IV.B.2.1. Tomographie sismique

Afin d'obtenir une image de l'intérieur du massif rocheux en bordure de falaise, un schéma original de tomographie sismique a été mis en œuvre, illustré par la figure IV.B.3.

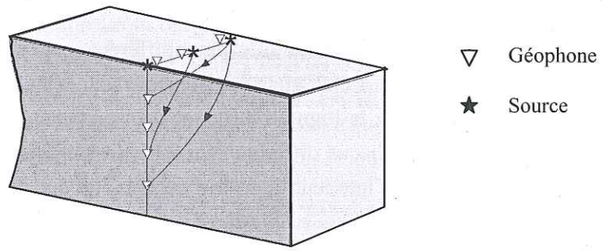



*Figure IV.B-3 Principe schématique de la tomographie sismique appliquée à un rebord de falaise rocheuse*

24 géophones à composante unique verticale, de fréquence propre 14 Hz et 4.5 Hz sont utilisés pour recevoir les signaux. Ils sont disposés, tous les 2 m environ, sur le plateau supérieur subhorizontal, ainsi que dans la falaise subverticale. Selon la hauteur de falaise, 1 à 3 géophones sont aussi mis en place dans le talus marneux. La longueur horizontale des panneaux varie de 27 m pour P.1 à 30 m pour P.3. Sur le plateau, les géophones 4,5 Hz sont enfoncés dans le terrain de couverture ; les blocs calcaires résultant de l'altération de surface ont été dégagés pour assurer un meilleur couplage sol-géophone. Lorsque le calcaire sain est apparent, notamment en crête de falaise, le géophone est forcé dans un trou percé au rocher, d'un diamètre légèrement inférieur à celui du support. Dans la falaise, les géophones 14 Hz sont positionnés sur des L métalliques percés, chevillés au rocher selon le principe de la Figure IV.B-4.

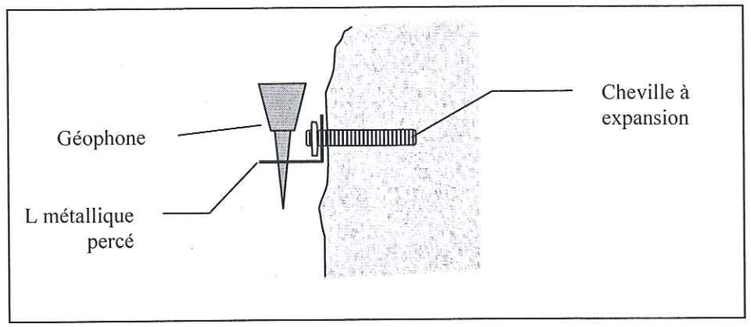



*Figure IV.B-4. Principe de fixation des géophones en falaise pour la tomographie sismique*

Etant données la longueur assez faible des profils et la bonne transmission du signal par le terrain, la source sismique utilisée est un marteau de 4 kg. Les coups sont frappés sur une plaque métallique et l'enregistrement de plusieurs coups (stacks) est sommé pour améliorer le rapport signal / bruit. Deux systèmes ont été utilisés pour le déclenchement de l'origine du signal ($t_0$) : un quartz piézoélectrique intégré sur le marteau, et un géophone de déclenchement situé au plus près de la plaque de frappe. Nous discuterons plus loin les problèmes d'interprétation engendrés par le mauvais fonctionnement de ces systèmes. Les frappes ont eu lieu sur le plateau, au niveau de chacun des géophones, et au bas de la falaise sur la vire et dans le talus.

Pour des raisons pratiques, deux sismographes 24 canaux différents ont servi à l'enregistrement des signaux : un Bison Galileo pour les profils 1 et 2, et un Geometrics Strata View R24 pour P.3.
Les trois panneaux réalisés, P.1, P.2, P.3 sur la Figure IV.B.6, sont distants entre eux d'environ 20 m. Comme décrit précédemment, ils recoupent chacun différemment des discontinuités ouvertes repérées en front de falaise et dont le prolongement vers l'intérieur du massif ne peut être que supposé.

Ces panneaux ont été complétés, avec le même appareillage, par un petit profil de sismique réfraction, localisé sur P.2 (Figure IV.B.6). Les 24 géophones sont cette fois-ci espacés de 50 cm, sur une longueur de 11.5 m, pour obtenir des informations plus précises sur la couche de surface.

### IV.B.2.2. Radar de sub-surface

Trois profils radar ont été réalisés directement en falaise, le long des trois profils précédents P.1, P.2 et P.3. La configuration verticale des profils a nécessité la mise en place de systèmes adaptés pour le déplacement des antennes, comme illustré sur la photo Figure IV.B-5. L'antenne est fixée par une corde passée dans une poulie installée en haut de falaise (arbre ou point d'ancrage au rocher). Un manipulateur se trouve en contrebas de la poulie et assure le déplacement de l'antenne, du haut vers le bas, grâce à un système de freins et de bloqueurs (matériel de type spéléologie). Un deuxième opérateur, situé sur la vire en pied de paroi, guide l'antenne pour permettre une descente la plus régulière possible. Ce mode opératoire est limité à des falaises de faible hauteur ; un autre système de déplacement devrait être envisagé pour des parois de plusieurs dizaines de mètres ou plus. La régularité de la surface du profil est importante pour assurer un couplage antenne-rocher homogène au cours de l'enregistrement.





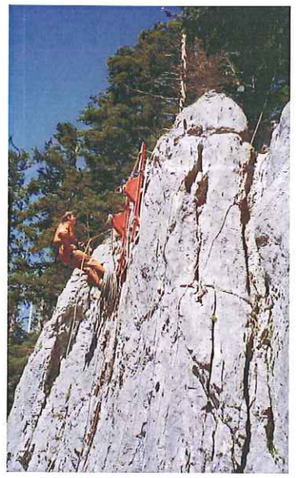


*Figure IV.B-5 Technique adoptée pour la descente en paroi d'une antenne radar*

Trois antennes différentes ont été utilisées pour obtenir d'une part une profondeur de pénétration importante et d'autre part une résolution plus fine :

- une de 500 MHz, de dimensions décimétriques ;
- une de 120 MHz, présentée dans une boîte métallique de dimension 1 m*1 m*0.4 m ;
- une de 35 MHz, présentée sur deux patins reliés par un cadre rigide. Ce système « catamaran », qui supprime le poids de la caisse métallique, s'est avéré le plus adapté à ce type d'utilisation, même si la rigidité de l'ensemble n'est pas toujours suffisante (Figure IV.B-5).

### IV.B.2.3. Electromagnétique

Trois profils électromagnétiques ont été réalisés parallèlement à la falaise pour mettre en évidence les variations latérales de résistivité – contrastes calcaire sain / zones de remplissage - et tester la sensibilité de la méthode à l'éloignement du front de falaise. Ils sont matérialisés sur la Figure IV.B.6 par les traits tirés verts. P.A est distant de la falaise d'une dizaine de mètres, P.B et P.C sont espacés également de l'ordre de 10 m.

Le matériel utilisé est un EM34-3 de Géonics mesurant directement la conductivité apparente en mS/m. L'écartement entre bobines, maintenu constant à 10 m, correspond à une fréquence de fonctionnement de 6.4 kHz. Les mesures ont été enregistrées tous les 2.5 m, sur une longueur de 57.5 m. Chaque profil a également été prolongé de presque 50 m de part et d'autre, avec un pas de mesures de 5m.

### IV.B.2.4. Ondes de surface

Les trois profils P.A, P.B et P.C ont aussi été utilisés pour des enregistrements sismiques, dans le but d'observer l'effet de la surface libre de la falaise sur les ondes de surface.
Les enregistrements sont réalisés avec le sismographe Strata View pour 24 géophones 4.5 Hz disposés tous les 2.5 m – soit une longueur de profil de 57.5 m. Afin de générer des ondes suffisamment

énergétiques avec des offsets importants – 10 et 50 m – les sources sont des tirs d'explosifs, avec des charges respectivement de 12.5 g et 50 g.

#### IV.B.2.5. Bruit sismique

Une série de mesures de bruit sismique a été enregistrée avec une centrale portative City Shark (Chatelain et al, 2000). La simplicité de mise en œuvre de cette technique et le temps d'acquisition relativement court – 10 min – ont permis la réalisation de 26 points de mesures, répartis sur le plateau et sur la vire.

### *IV.B.3. Synthèse*

Le site des Rochers du Mollard, dont les caractéristiques géologiques et structurales ont été étudiées en détail, a fait l'objet d'une campagne de prospection géophysique importante. D'un point de vue méthodologique, des adaptations ont été apportées aux méthodes classiques pour faire face aux contraintes topographiques liées à la falaise, notamment pour la tomographie sismique et pour le radar. L'intérêt de multiplier les méthodes d'investigations sur un même site est de mettre en évidence les avantages et les inconvénients de chaque technique, mais aussi de pouvoir corréler les résultats géophysiques et les données géologiques de surface.

Tous les résultats présentés dans le paragraphe suivant, méthode par méthode puis en confrontation, seront donc discutés dans cette optique.



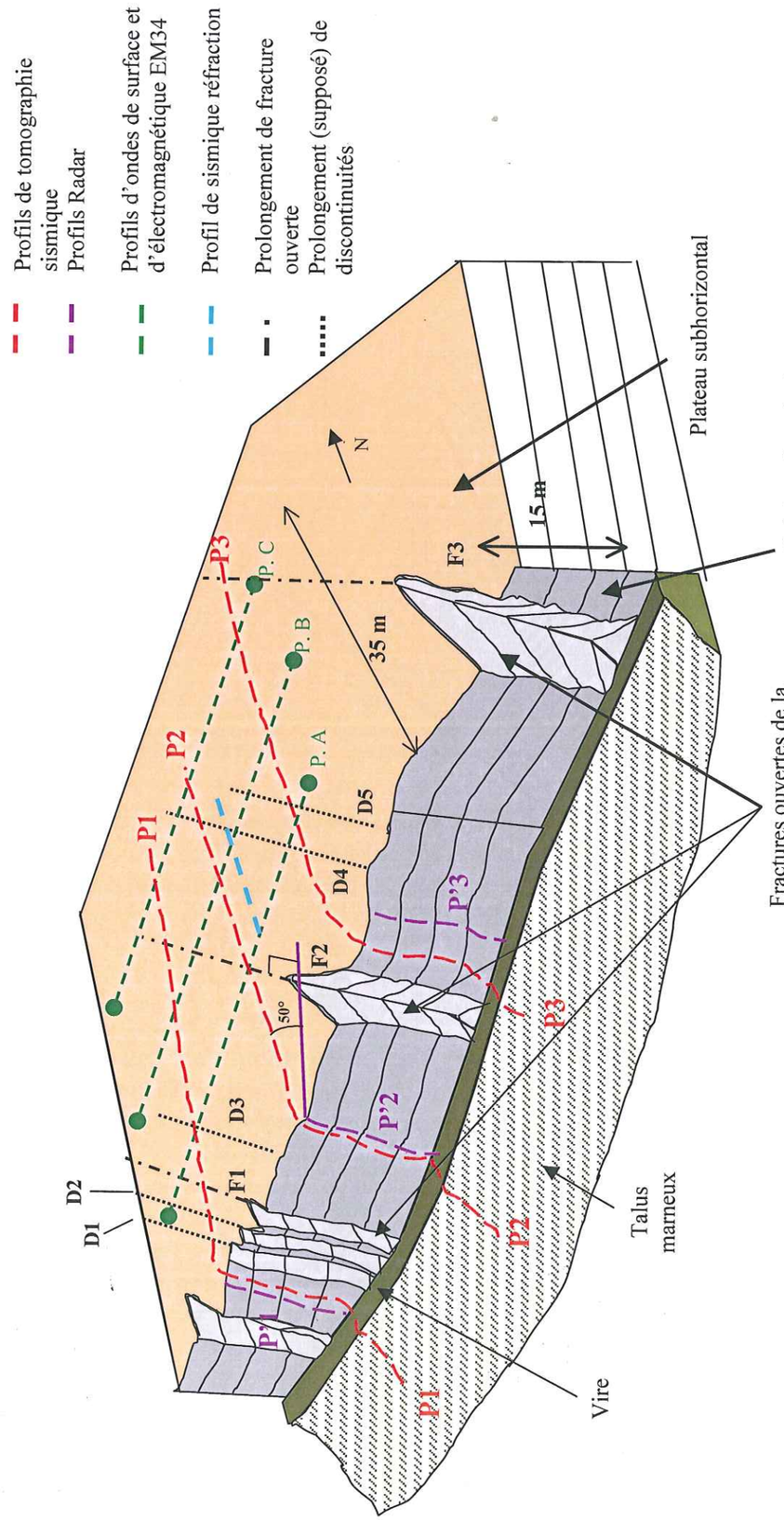



*Figure IV.B-6 Représentation schématique du site expérimentale, implantation des différents profils de mesures*

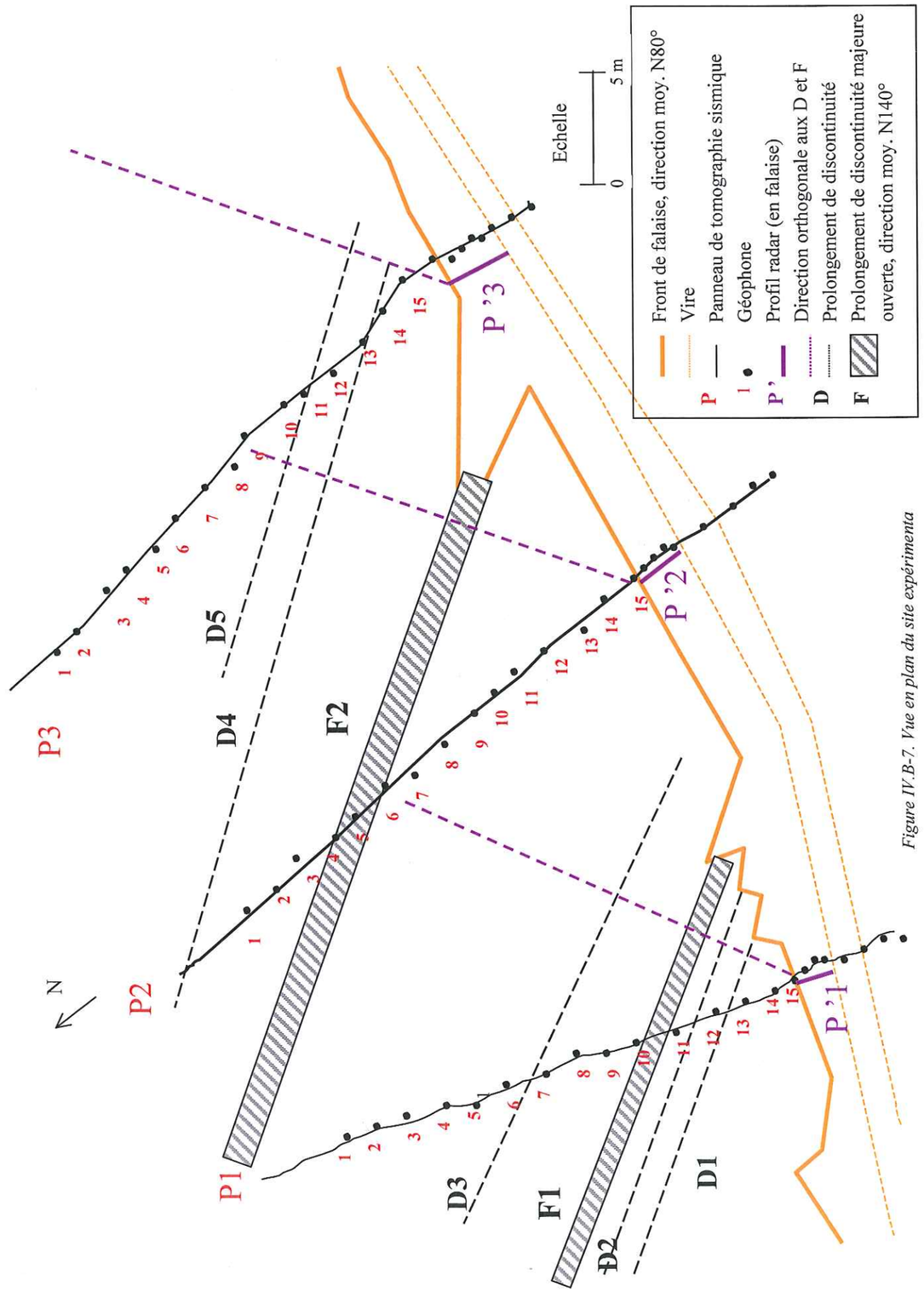



*Figure IV.B-7. Vue en plan du site expérimenta*





## IV.C. Exploitation des résultats

### *IV.C.1. Anisotropie de vitesse sismique*

Pour obtenir les résultats les plus nets, les géophones sont placés sur un profil orthogonal à la famille principale de discontinuités. L'analyse se base sur l'étude de la vitesse apparente de propagation des ondes P, $V_{app}$ = temps d'arrivée des ondes P / distance tir-géophone. La distance moyenne tir-géophone retenue est de 10 m. Cet intervalle permet de s'affranchir de la couche d'altération de surface et d'inclure plusieurs discontinuités sur le trajet des ondes.

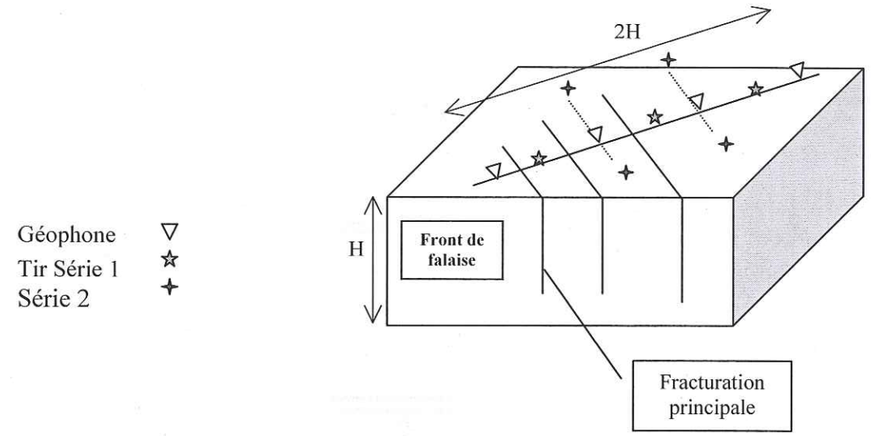



*Figure IV.C-1. Schéma d'implantation des géophones et des tirs pour les mesures d'anisotropie sismique sur un profil orthogonal à la fracturation principale. La distance tir-géophone est partout de l'ordre de 10 m*

On définit deux types de vitesse, calculés à partir des deux séries de tirs, comme schématisé sur la Figure IV.C-1 : une vitesse orthogonale aux discontinuités (série 1) et une vitesse parallèle aux discontinuités (série 2). Un coefficient d'anisotropie est ensuite calculé au niveau de chaque géophone :

$$C = \frac{V_{parallèle}}{V_{orthogonale}} \qquad \textit{(Équation IV-4)}$$

La Figure IV.C-2 montre que ce coefficient, malgré de fortes variations ponctuelles, décroît progressivement vers la valeur 1 lorsqu'on s'éloigne du front de falaise.
Toutefois l'observation de chacune des composantes du facteur d'anisotropie nous amène à nuancer ce résultat (Figure IV.C-3). En effet la vitesse parallèle à la fracturation est très variable en fonction du point de mesure et la vitesse orthogonale augmente assez peu en s'éloignant du bord de falaise, mais de façon suffisamment significative .

D'autre part, comme observé sur un autre site, l'existence d'un deuxième réseau de fractures influence fortement les mesures, qui deviennent de ce fait difficilement exploitables avec un profil unique de géophones.

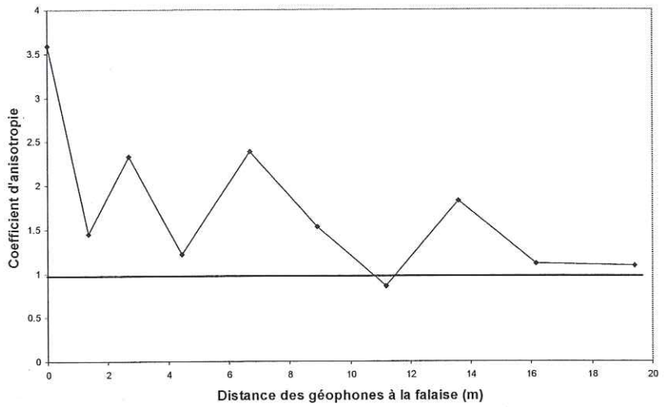



*Figure IV.C-2. Variations du coefficient d'anisotropie de vitesse en fonction de la distance à la falaise*

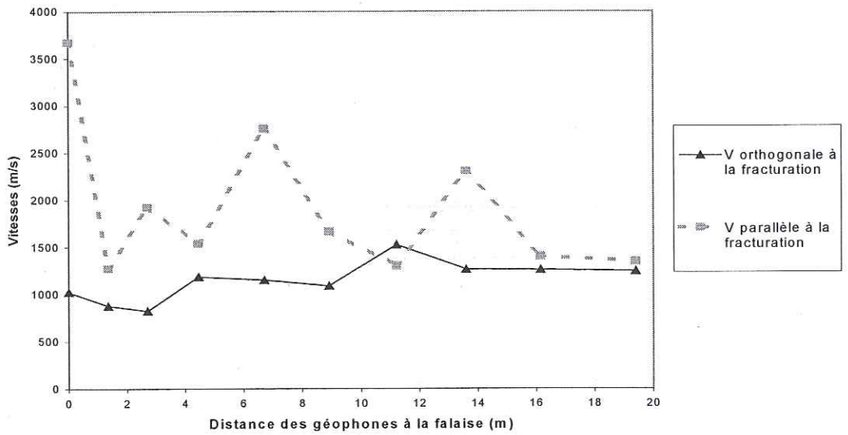



*Figure IV.C-3. Vitesses parallèles et orthogonales à la fracturation principale en fonction de la distance à la falaise.*

L'analyse de l'anisotropie de vitesses sismiques met en évidence une certaine influence des discontinuités qui, forte près du front de falaise, s'atténue progressivement vers l'arrière (d'où une diminution globale de C). Deux interprétations sont possibles :

- soit l'ouverture des discontinuités est plus grande à proximité de la falaise que dans le massif - résultat d'un phénomène probable de décompression – ce qui se traduit par une augmentation des vitesses orthogonales ;
- soit l'épaisseur de la couche d'altération augmente progressivement, ce qui implique une diminution globale des vitesses (les ondes restent dans la couche de surface et ne fournissent plus de renseignements sur la roche saine).

Les deux phénomènes peuvent agir simultanément (fermeture des discontinuités + augmentation de l'épaisseur d'altération quand on s'éloigne de la falaise), ce qui explique que les vitesses apparentes orthogonales à la fracturation augmentent peu (courbes pleines de la Figure IV.C-3). Cela semble l'hypothèse la plus probable (ponctuellement la couche superficielle atteint 80 cm d'épaisseur en bout de profil alors qu'elle est inexistante en front de falaise). D'autre part, la direction des discontinuités n'étant





pas exactement constante, les profils supposés parallèles à la fracturation peuvent parfois recouper certaines discontinuités, ce qui explique les fortes variations des vitesses parallèles.

La distance d'influence ($C \geq 1$) est sur ce site de l'ordre de deux fois la hauteur de falaise (H=11m et d=16 à 20m), mais des mesures identiques à celles-ci sur d'autres sites sont encore à réaliser pour établir une loi générale.

Malgré ces observations, la seule interprétation du coefficient d'anisotropie ne suffit pas à caractériser l'état de fracturation du massif. L'analyse séparée des deux vitesses peut permettre une interprétation plus poussée en terme de direction de familles de discontinuités. Malgré tout, la complexité du milieu géologique impose une méthode plus descriptive pour raisonner en terme de stabilité de falaise, par exemple la tomographie sismique.

### *IV.C.2. Tomographie sismique*

Toutes les données de tomographies ont été interprétées grâce au logiciel Sardine, développé au Laboratoire de Géologie de l'Ingénieur et d'Hydrogéologie de Liège (Demanet, 2000). Les sections représentées sur toutes les figures suivantes sont planes – tous les géophones et les sources sont projetés sur un même plan moyen – mais les calculs sont réalisés à partir des positions réelles. Les modèles initiaux des calculs sont soit homogènes en vitesse, soit résultent d'une rétro-projection : à chaque maille de la section est affectée la moyenne des lenteurs (inverse de la vitesse) des rais qui la traversent, les rais étant supposés droits. Les vitesses initiales sont choisies supérieures à la vitesse estimée du massif (4000-4500 m / s) pour la roche saine, ce qui facilite la convergence des calculs.

En considérant une gamme de vitesses sismiques de 800 à 4000 m/s et une fréquence moyenne des émissions au marteau de 200 Hz – un peu plus à la source, mais les hautes fréquences sont rapidement atténuées - la résolution de la méthode varie de 1 à 5-6 m. En conséquence on ne peut pas s'attendre à imager précisément des objets de taille inférieure au mètre. D'autre part, il est difficile d'imager en tomographie les structures lentes verticales sans disposer de géophones en profondeur (par exemple Demanet, 2000). Pour vérifier les performances que nous pouvons raisonnablement attendre de la méthode d'inversion utilisée, nous avons dans un premier temps testé des modèles synthétiques (c'est à dire issus d'une simulation numérique).

#### IV.C.2.1. Analyse de cas synthétiques

Au vu des observations géologiques, le site du Mollard est caractérisé par une couche de calcaire massif découpée par des discontinuités subverticales et surmontée d'une faible épaisseur de matériaux d'altération. Nous avons modélisé de façon simplifiée ce type de géométrie, dans 3 cas différents : une « discontinuité » de 1 m de large profonde de 9 m (cas 1), une « discontinuité » deux fois plus large (cas 2) et enfin deux discontinuités de 1 m séparées de quelques mètres, de profondeur 9 et 11 m. Comme indiqué sur la Figure IV.C-4.a, le rocher est caractérisé par une vitesse de 4500 m/s, représentative d'un calcaire sain ; les « discontinuités » sont modélisées par des bandes verticales, la « couche d'altération » par une bande horizontale ; ces deux types d'anomalies, d'épaisseur constante, sont caractérisées par une vitesse sismique lente par rapport au milieu encaissant (800 m/s). Les valeurs de vitesse choisies sont issues, pour la roche saine et la couche d'altération, de l'analyse d'un profil en sismique réfraction. Pour les zones lentes verticales elle est arbitrairement prise égale à celle de la couche d'altération, en

considérant que les discontinuités sont ouvertes et remplies du même matériau altéré. Dans la suite du texte nous emploierons les termes généraux de discontinuité et couche d'altération pour désigner les deux anomalies (respectivement verticale et horizontale). Le profil topographique est constitué d'un plateau horizontal, d'une falaise subverticale de 10 m de hauteur et d'un talus incliné, ce qui schématise correctement le site réel. Comme sur les trois profils de mesures, les géophones sont situés sur le plateau, en falaise et sur le talus, tandis que les sources sont placées sur le plateau et le talus uniquement.

Dans un premier temps, un calcul direct nous permet d'obtenir les temps théoriques de propagation entre sources et géophones. Ces temps sont ensuite injectés dans le processus d'inversion, avec un modèle initial homogène à 6000 m/s.

Les images obtenues dans les trois cas sont présentées après 6 ou 8 itérations sur la Figure IV.C-4.b. Si l'on augmente le nombre d'itérations, les trajets des rais se concentrent en surface et sur quelques trajets profonds, alors que les valeurs de RMS (page 129) ne diminuent plus de manière significative. On observe les phénomènes suivants :

- la couche horizontale de faible vitesse en surface est bien retrouvée dans tous les cas, avec des vitesses calculées de 800 à 1100 m / s ;
- les vitesses rapides sont correctement restituées en dessous de la (ou les) zone(s) lente(s) verticale(s) – 4000-4500 m / s ; entre les deux zones, la vitesse augme régulièrement avec la profondeur ;
- dans le cas d'une discontinuité unique, les résultats du calcul montrent une anomalie verticale lente, le long de laquelle la vitesse augmente progressivement de 1700 m/s à 2 m de profondeur pour atteindre 2800 m/s à 7 m. Cette anomalie n'est pas aussi profonde que la discontinuité initiale et est plus étalée horizontalement ; une autre anomalie lente, probablement liée à la mauvaise couverture azimutale des rais, apparaît à proximité du géophone le plus éloigné de la falaise ;
- dans le cas avec 2 discontinuités, celles-ci ne sont pas bien individualisées : une anomalie lente apparaît, qui englobe plus ou moins la zone située entre les 2 discontinuités ;
- sous la couche d'altération, le gradient de vitesse est plus fort à l'avant de la discontinuité qu'à l'arrière (par rapport au front de falaise) : la transition de 800 à 4000 m / s (limite jaune / orange sur l'échelle de vitesse) est plus rapide, même si elle n'est jamais instantanée ; dans le cas 2, la vitesse du modèle de base, 4500 m/s, est bien restituée à l'avant de la zone lente ; dans les 3 cas, cette vitesse est plus faible à l'arrière des zones lentes pour la configuration géométrique donnée (il y a davantage de sources et récepteurs à l'avant des zones lentes qu'à l'arrière) ;
- les valeurs de RMS obtenues sont dans les trois cas très faibles, de l'ordre de 2%. Ce fait met en évidence la non-unicité de la solution, puisque dans chaque cas au moins 2 modèles sont capables d'expliquer les données disponibles (Figure IV.C-4.a et Figure IV.C-4.b). La tomographie sismique conduit plutôt à une image lissée de la réalité.

Des calculs réalisés avec un contraste de vitesse moins prononcé (4500 m/s pour le massif et 2000 m/s pour les zones lentes) fournissent des résultats identiques.



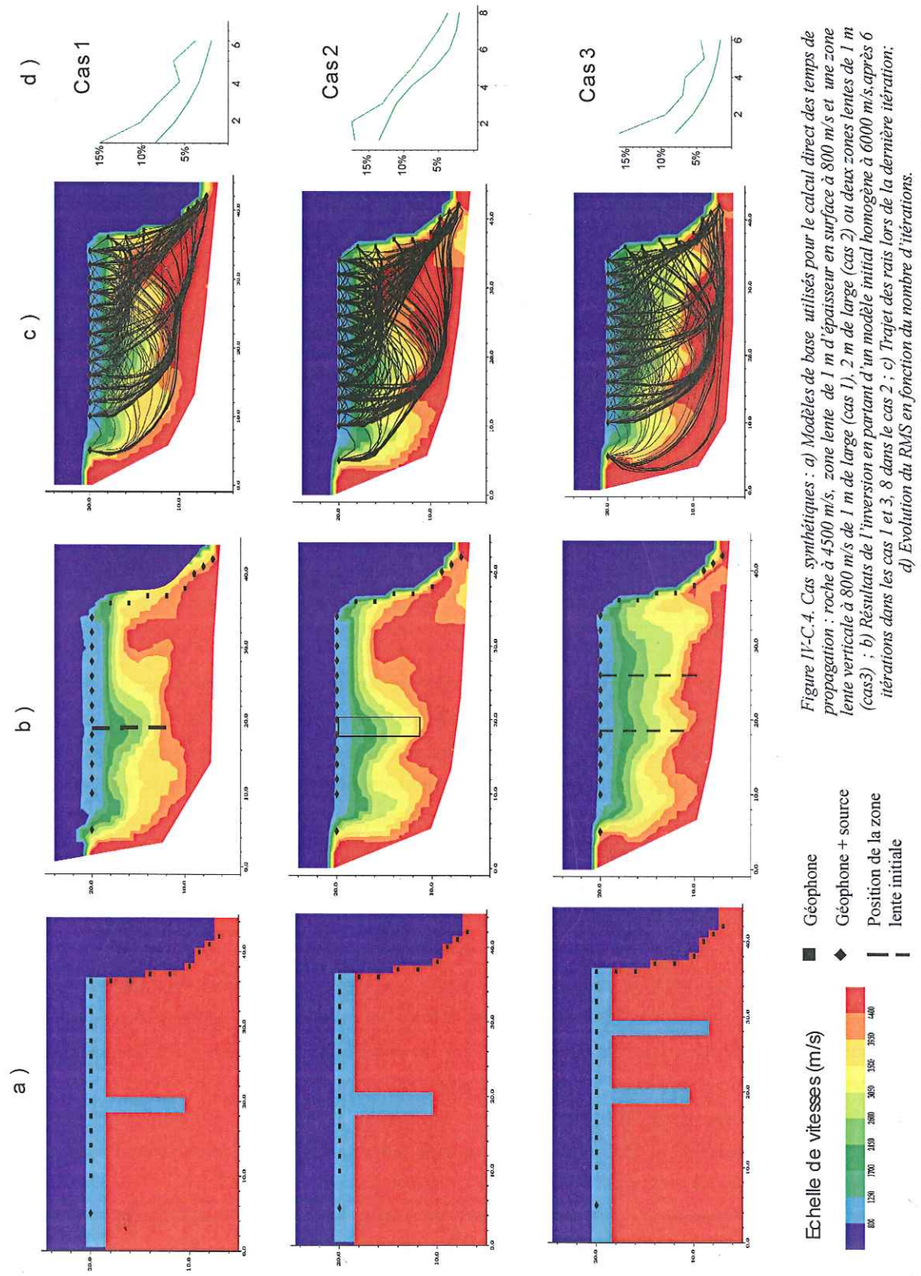



*Figure IV-C.4. Cas synthétiques : a) Modèles de base utilisés pour le calcul direct des temps de propagation : roche à 4500 m/s, zone lente de 1 m d'épaisseur en surface à 800 m/s et une zone lente verticale à 800 m/s de 1 m de large (cas 1), 2 m de large (cas 2) ou deux zones lentes de 1 m (cas3) ; b) Résultats de l'inversion en partant d'un modèle initial homogène à 6000 m/s après 6 itérations dans les cas 1 et 3, 8 dans le cas 2 ; c) Trajet des rais lors de la dernière itération; d) Evolution du RMS en fonction du nombre d'itérations.*

*Pour les images a) b) et c), les axes indiquent les positions relatives des points (en mètres)*

En conclusion, les modèles synthétiques montrent qu'avec la configuration de sources et de géophones utilisée sur le site du Mollard, les discontinuités verticales ne sont pas marquées de manière ponctuelle par la tomographie sismique. Compte tenu de l'effet de lissage propre au modèle d'inversion, la superposition des effets d'une zone lente horizontale et d'une ou plusieurs zones lentes verticales est représenté après calcul par une pointe ou un coin lent, centré sur la discontinuité si celle-ci est unique.
En inversant les temps de propagation mesurés sur le site expérimental on ne peut donc pas espérer obtenir une image précise des discontinuités, surtout si celles-ci sont étroites. Par contre, d'après les modèles de la Figure IV.C-4, la profondeur de l'anomalie lente est liée à celle des discontinuités et son étalement reflète une association de zones lentes verticales. Un gradient de vitesse existe autour des zones lentes, ce qui atténue les contrastes zone lente / zone rapide, mais les valeurs extrêmes des vitesses sont retrouvées par l'inversion.

Nous tiendrons compte de ces limitations lors de l'analyse des résultats d'inversion obtenus pour les panneaux P1, P2 et P3, traités dans les trois paragraphes qui suivent. Afin de faciliter les corrélations possibles entre les résultats d'inversion et les objets géologiques repérés sur le site, la Figure IV.B-7 reprend en vue en plan les différents profils, avec les numéros des géophones auxquels il sera fait référence dans le texte, le tracé des discontinuités visibles au front de falaise (indentation de la ligne topographique) ainsi que leur prolongement supposé dans le massif, tracé d'après l'orientation de la partie visible.

### IV.C.2.2. Panneau 1

La Figure IV.C-5 montre la section tomographique obtenue sur le panneau 1 (P.1 sur les Figure IV.B-6 et Figure IV.B-7), à partir de 15 sources et 24 géophones, soit 360 signaux. Les données ont été inversées à partir d'un modèle de vitesse homogène à 6000 m/s. Au-delà de 7 itérations, les rais ont tendance à se concentrer en surface et sur quelques trajets profonds, diminuant la résolution de l'image, alors que la valeur du RMS reste voisine de 7%. Cette valeur n'est pas trop éloignée des 5% considérés généralement comme critère de convergence du modèle. Nous avons testé l'exactitude et la stabilité de la solution en partant de deux autres modèles initiaux présentés sur la Figure IV.C-6 : un modèle homogène à 4000 m/s et une rétro-projection (modèle issu d'un premier calcul pour lequel les rais sont supposés droits ; la vitesse de chaque cellule correspond à la moyenne des vitesses de tous les rais qui la traversent). Dans ces deux cas, les rais se concentrent fortement après 5 itérations. Malgré quelques différences sur la position des frontières, les trois modèles offrent globalement des résultats identiques :

- une augmentation progressive des vitesses depuis le coin supérieur droit – intersection des deux surfaces libres, à 1800 m/s – vers le coin inférieur gauche qui atteint 4300 à 4800 m/s ;
- une zone de vitesse lente, entre 800 et 1300 m/s, proche de la surface mais de forme plutôt triangulaire ; selon les modèles, la profondeur de cette zone lente varie de 5 à 7 m, avec un maximum situé à l'aplomb de G.1.7, G.1.8 ou plus étalé sous G.1.4 à G.1.8 ;
- une zone isolée un peu plus rapide que le reste du front de falaise, centrée à l'aplomb de G14 ;
- une autre zone lente (800 à 1300 m/s) en surface au niveau du talus marneux (G.1.21 à G.1.24).

L'ensemble de ces résultats corrobore assez bien les observations géologiques. Le plateau calcaire est altéré sous forme de lapiaz, souvent remplis de terre végétale, avec notamment une crevasse très ouverte





à quelques mètres du profil, dont le prolongement passe par G.1.7 (D3 sur la Figure IV.B-7). Le front de falaise est formé d'une lame de calcaire très peu fracturée, épaisse de 2 m, qui explique les vitesses plus rapides sous G.1.14 et la concentration de nombreux rais dans cette tranche. Par contre la discontinuité F1 très ouverte en front de falaise, dont le prolongement se situe entre G.1.10 et G.1.11 (Figure IV.B-7), n'apparaît pas sur ces images.

Pour améliorer la qualité du modèle par rapport aux données, nous avons éliminé dans le modèle d'inversion les rais dont les temps calculés après une itération diffèrent de plus de 50% des temps mesurés. Ce procédé permet de filtrer les plus grossières erreurs de mesures, qui peuvent être liées à des disfonctionnements de l'appareillage de terrain ou à un mauvais pointé des premières arrivées. Le nouveau modèle présenté Figure IV.C-7 ne comporte plus que 285 signaux, soit 80% du total des signaux enregistrés. Le RMS est cette fois proche de 4% dès la 1$^{ère}$ itération, indiquant une meilleure convergence de la solution (toutefois il ne diminue pas au cours des itérations suivantes). La solution obtenue est très proche des images précédentes, à deux détails près :

- la couche lente de surface se prolonge jusqu'à l'extrémité du panneau sur une profondeur d'1 à 2 m, ce qui correspond à la réalité géologique de la couche de surface altérée ;
- une bande lente, descendant jusqu'à 8 m, se trouve cette fois à l'aplomb de G.1.10 et G.1.11, pouvant figurer la discontinuité F1. Notons cependant que la résolution de la méthode est limite pour mettre en évidence précisément ce type de discontinuité de l'ordre d'1 m d'épaisseur.

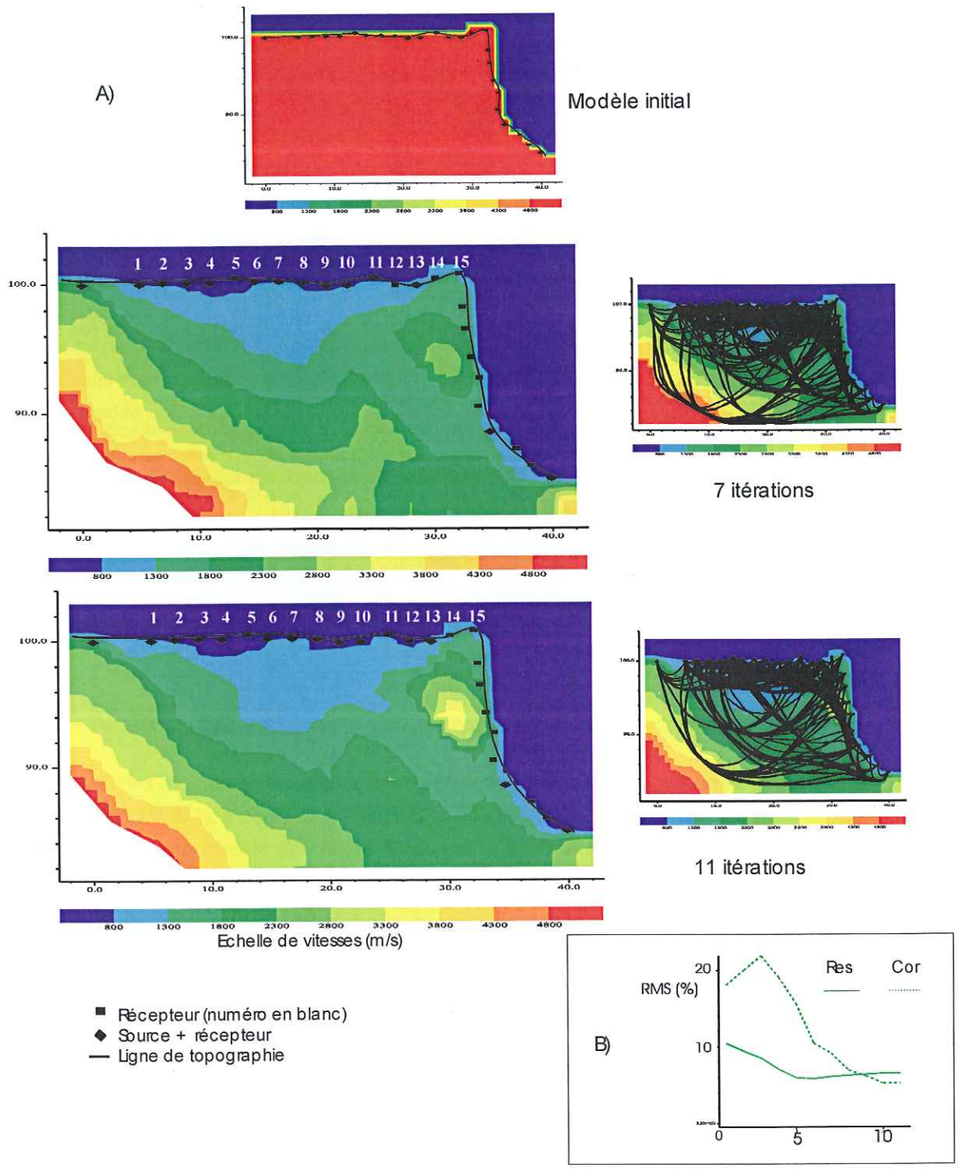



*Figure IV.C.5. Tomographie sismique, Panneau 1. A) Evolution de l'image des vitesses (à gauche) et des trajets des rais (à droite) après 7 et 11 itérations en partant d'un modèle de vitesse homogène à 6000 m/s ; les axes indiquent les positions relatives des points (m); B) Valeur du RMS (en %) en fonction du nombre d' itérations pour les résidus (res) et les corrections de lenteur (cor).*



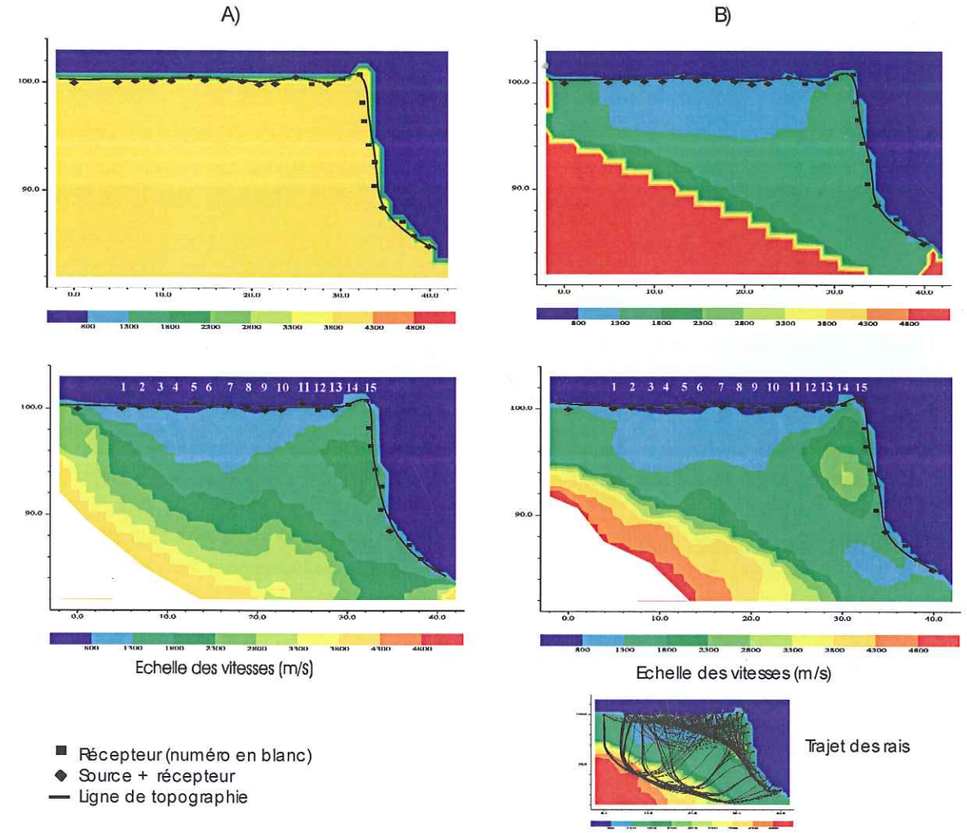



*Figure IV.C.6 Tomographie sismique, Panneau 1. Comparaison de l'image en vitesse après 5 itérations (en bas) en partant d'un modèle initial homogène à 4000 m/s (A) et du résultat d'une rétro-projection (B); les axes indiquent les positions relatives des points (m); RMS = 6%..*

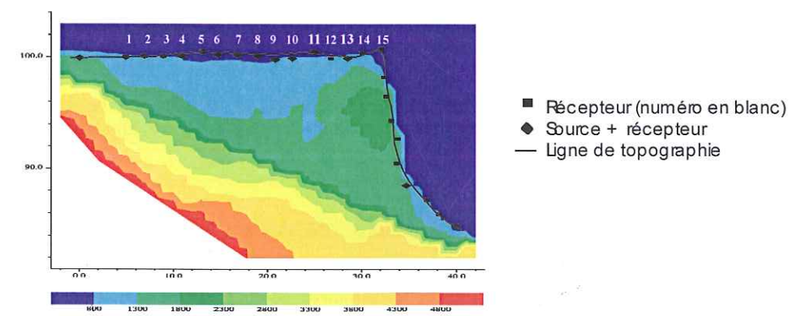



*Figure IV.C.7. Panneau 1 : image des vitesses calculées avec 80% des signaux, après 5 itérations à partir d'un modèle homogène 6000m/s; les axes indiquent les positions relatives des points (m); RMS = 4%.*

Ce premier exemple montre bien l'intérêt de la tomographie sismique pour imager la structure des massifs en bordure de falaise, mais aussi les limites de l'interprétation. Les principales observations géologiques sont retrouvées, mais la géométrie des objets n'est pas définie très précisément en raison de la résolution liée au dispositif et du lissage inhérents à la méthode. Le filtrage des erreurs de mesure les plus grossières peut aider à obtenir une solution plus fiable.

Dans les exemples suivants, la procédure pour obtenir l'image la plus fiable ne sera pas toujours détaillée.

### IV.C.2.3. Panneau 2

Lors des enregistrements du panneau 2, comme du panneau 3, le système de déclenchement du signal source (quartz piézoélectrique) a été perturbé par le froid et l'humidité. Un géophone placé au plus près de la source a alors été utilisé. Ce système est beaucoup moins précis et peut déclencher avec un certain retard . Le sismographe Bison ne disposant pas de « pré-trigger » - démarrage de l'enregistrement quelques millisecondes avant le déclenchement – cette limite a conduit à des enregistrements tronqués de signaux (Figure IV.C-8). Non seulement les premières arrivées manquantes ne peuvent pas être pointées sur tous les signaux, mais tous les temps sont décalés d'une valeur inconnue.

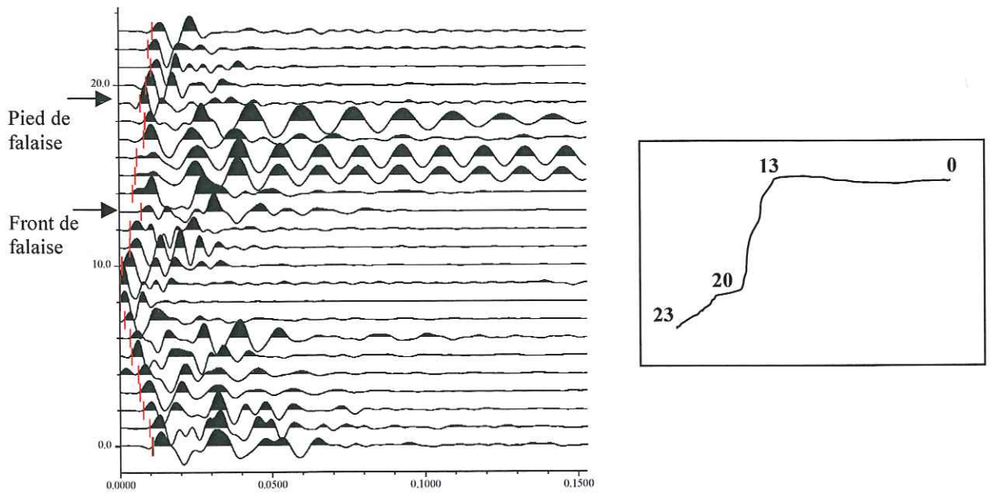



*Figure IV.C-8 Exemple d'enregistrement retardé. Ici la source est située au niveau de la trace 8, qui ne peut pas être pointée de même que la trace 9 ; l'encadré situe sur le profil la position des géophones correspondant aux traces enregistrées.*

Pour recaler ces temps au mieux, des extrapolations ont été réalisées sur la base des enregistrements complets voisins et des résultats du petit profil sismique réalisé sur P.2. L'interprétation en sismique réfraction fait apparaître sur les 50 premiers centimètres sous la surface du plateau des vitesses très faibles comprises entre 300 et 500 m/s. Ces valeurs moyennes sont utilisées pour calculer les temps de propagation entre deux géophones voisins proches de la source, en supposant que la première arrivée (dans cet intervalle) est l'onde directe. Cette procédure est justifiée par la faible distance source –





géophone. On estime ainsi le temps de retard au niveau de la source, qui permet de corriger la valeur du temps de première arrivée sur les traces où le pointé est possible.

Sur les 384 signaux enregistrés (16 sources × 24 géophones), seuls 83 % ont été utilisés pour l'inversion. La Figure IV.C-9 montre une image des vitesses pour le panneau 2 qui reste assez stable en fonction du modèle initial (homogène et rétro-projection) ou en augmentant le nombre d'itérations. Le RMS reste constant, proche de 5%. Les caractéristiques principales de l'image obtenue sont les suivantes :

- on retrouve, comme sur le panneau 1, une augmentation globale des vitesses, de 1800 m/s à 4300-4800 m/s, du coin supérieur droit vers le coin inférieur gauche ;
- les zones les plus lentes (800 à 1300 m/s) sont situées, d'une part à la surface du talus marneux, d'autre part à la surface du plateau, sur une profondeur variant d'environ 1m à 4-5 m sous les points G.2.4 à G.2.7. Ce triangle lent, centré sur G.2.5-G.2.6 correspond bien au prolongement supposé vers l'intérieur du massif de la brèche F2 (Figure IV.B-7), qui recoupe le panneau 2 au niveau de ces deux points.
- l'inclusion plus rapide proche du front de falaise peut être expliquée par la l'aspect compact du calcaire observée dans cette zone. Dans les 5 premiers mètres du profil P.2 aucune discontinuité marquante n'est repérée et la roche est affleurante, affectée seulement de lapiaz peu profonds.

Cette image des vitesses sismiques est donc cohérente avec les principales observations géologiques. Les effets dus au lissage et à la résolution sont assez forts, aucun objet vertical n'apparaît clairement, mais la position de la discontinuité F2 est marquée par le point bas du triangle lent. Ces observations sont tout à fait conformes à nos attentes d'après les calculs réalisés sur les cas synthétiques.

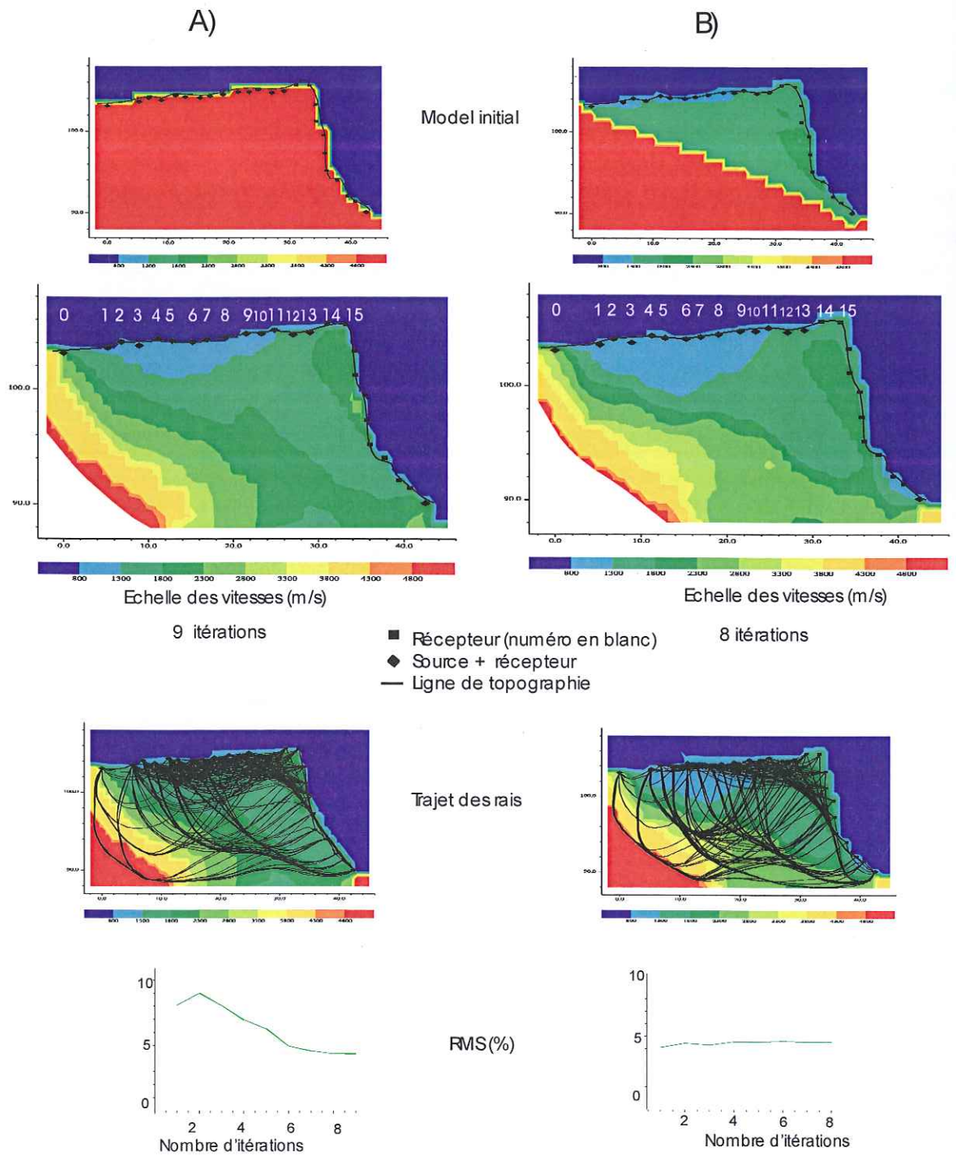



*Figure IV.C.9. Tomographie sismique, Panneau 2 : Image des vitesses et trajets des rais obtenus avec 318 signaux à partir d'un modèle initial homogène à 6000 m/s (A) et du résultat d'une backprojection (B); évolution du RMS en fonction du nombre d'itérations (%).*





### IV.C.2.4. Panneau 3

Pour l'inversion du panneau 3, quel que soit le tri effectué sur les données, le RMS ne descend pas en dessous de 8%. Aucun modèle théorique ne s'ajuste donc très bien sur les données. Malgré tout, les images obtenues après plusieurs tris diffèrent peu l'une de l'autre. Sur la Figure IV.C-10 on peut noter les caractéristiques principales suivantes :

- l'évolution progressive des vitesses vers l'intérieur du massif est qualitativement identique à celle des deux panneaux précédents ;
- la zone de vitesse lente au niveau du talus marneux est encore bien marquée ;
- la zone lente dans le plateau calcaire (800-1300 m/s) est limitée à une épaisseur très superficielle, sans approfondissement local ; le prolongement des discontinuités D4 et D5 au niveau de G.3.11 et G.3.13 (Figure IV.B-7) n'apparaît pas. Toutefois, par rapport aux discontinuités F1 et F2 mentionnées précédemment, ces dernières sont nettement moins ouvertes. Il est possible qu'elles ne puissent pas être imagées par la tomographie compte tenu de la résolution.
- l'inclusion plus rapide dans le coin supérieur plateau / falaise est plus étalée vers l'arrière que dans les cas précédents.

Sur le terrain, si aucune discontinuité ouverte marquante ne paraît recouper P.3, la surface du plateau est en revanche très tourmentée, avec quelques lapiaz profonds de plus d'un mètre. La profondeur de la zone lente sur la Figure IV.C-10 semble correspondre à ces observations.
Les valeurs de RMS relativement fortes, qui ne diminuent pas avec le nombre d'itérations, indiquent que la solution obtenue n'est pas une image exacte de la réalité. Le rapport signal / bruit, qui semble être sur ce troisième panneau plus faible que pour les panneaux précédents pourrait expliquer ces valeurs médiocres (les coups de marteaux ont été en plusieurs sources frappés sur de la roche altérée difficile à décaper). Une autre raison peut être le caractère tridimensionnel de la structure du massif en cet endroit. Une interprétation 3D des mesures, envisageable avec le logiciel Sardine en introduisant des sources complémentaires de part et d'autre de P.3, sera réalisée prochainement.

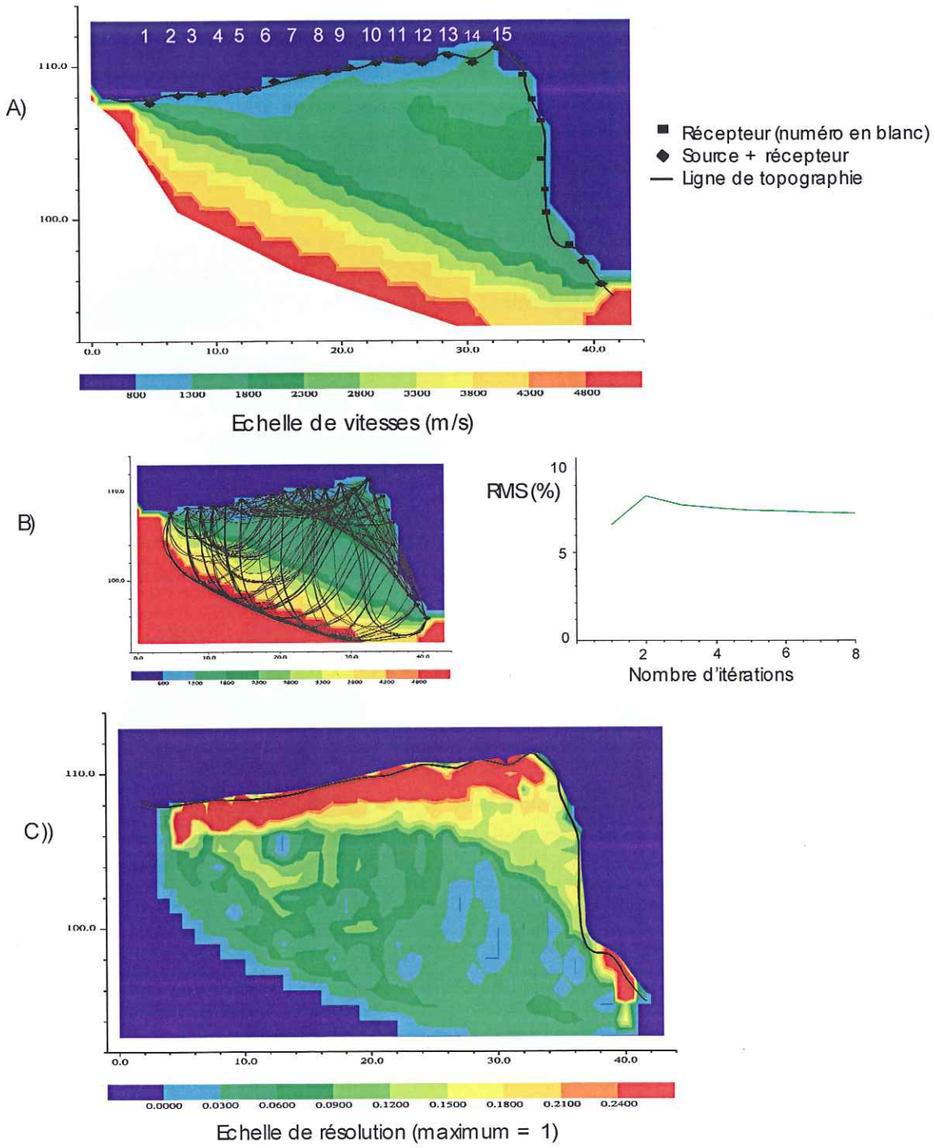



*Figure IV.C.10. Tomographie sismique, Panneau 3 : A) Image des vitesses obtenue avec 85% des signaux après 5 itérations à partir du résultat d'une rétro-projection - les axes indiquent les positions relatives des points (m); B) Trajet des rais et évolution du RMS ; C) Résolution de la solution.*





### IV.C.2.5. Synthèse

L'interprétation de trois panneaux sur un site où la structure du massif en bordure de falaise est assez bien connue permet de tirer les premières conclusions sur l'application de la tomographie sismique à l'étude des falaises rocheuses.

Les tests sur les différents modèles ont montré que la précision sur le pointé des temps d'arrivée est importante pour obtenir une image détaillée et stable. Les positions des géophones et des sources doivent être déterminées par levé topographique pour être intégrées correctement dans le modèle. La précision de la mesure du temps initial $t_0$ du signal influence également le résultat. La technique de déclenchement du signal est un des aspects pratiques de la méthode qu'il faut absolument maîtriser correctement. En particulier les quartz piézo-électriques doivent être correctement protégés du froid et de l'humidité.
La résolution de la méthode, estimée à partir des vitesses calculées et de la fréquence du signal, varie pour ce site de un à quelques mètres. Les géophones et les sources étant espacés de 2 m, il n'est pas possible d'imager des anomalies d'une taille inférieure au mètre.
D'après les calculs réalisés à partir de différents modèles initiaux, l'unicité de la solution paraît dans l'ensemble assurée. Si les solutions varient un peu dans le détail, elles sont toujours qualitativement identiques. Les essais réalisés sur cas synthétiques ont montré que l'image obtenue est cependant fortement lissée par rapport à la réalité.

Le premier résultat important est que la position des discontinuités est bien mise en évidence par les vitesses les plus lentes, si ces discontinuités sont suffisamment ouvertes. La zone lente apparaît toujours plus large que la discontinuité réelle, mais est néanmoins bien centrée sur celle-ci. Ainsi les panneaux tomographiques permettent de détecter les zones de faiblesse d'un massif en bord de falaise, por autant qu'elles soient assez larges, sans déterminer précisément leur géométrie. En particulier la profondeur et l'ouverture des discontinuités sont assez mal contraintes. Sur P1 par exemple, la zone lente a une profondeur maximum de 6 m alors que la discontinuité F1 est ouverte sur toute la hauteur de falaise au niveau du front (il est possible qu'elle se referme en pénétrant dans le massif, mais sans doute pas aussi rapidement que suggéré par l'image sismique). L'étude des cas synthétiques (paragraphe IV.C.2.1) a montré que ces grandeurs sont proportionnelles à la profondeur et à la largeur de la zone lente calculée, mais des investigations complémentaires sont nécessaires pour mieux cerner ce rapport.
Pour détecter des discontinuités moins ouvertes, il faudrait améliorer la résolution obtenue sur ce site. Cela paraît en pratique difficile : d'une part il est délicat sur une falaise supposée instable de réaliser des nombreux tirs à l'explosif pour augmenter la fréquence de l'émission, d'autre part diminuer l'espacement entre les géophones équivaudrait à faire des profils trop courts ou à augmenter fortement le nombre de mesures. Par ailleurs le lissage des vitesses, inhérent à la méthode d'inversion, est un obstacle supplémentaire à la détection d'objets très fins (cas des discontinuités peu ouvertes). Nous touchons donc là une des limites de la méthode tomographique utilisée. Des algorithmes récents favorisant la détection d'objets pourraient être implémentés dans le logiciel.

L'intérêt principal de cette méthode réside dans la mise en évidence, sur l'ensemble du site, d'une très nette augmentation des vitesses vers l'intérieur du massif, en oblique par rapport à la surface, de 800-1000 m/s à 4000-4500 m/s. Ce gradient de vitesse résulte :

- d'une part d'une augmentation de vitesse avec la profondeur – axe vertical – qui s'explique bien par l'altération de la roche en surface ;
- d'autre part d'une croissance des vitesses avec l'éloignement du front de falaise – axe horizontal. Ce phénomène, rencontré sur les trois panneaux, ne peut s'expliquer que par une augmentation de la fracturation du massif aux abords du front de falaise, liée soit à une densité de discontinuités plus forte, soit à une ouverture plus grande des discontinuités proches de la falaise, comme suggéré dans l'interprétation des résultats de l'anisotropie sismique.

Sur les 3 panneaux étudiés ici, de géométrie semblable, le volume compris entre le pied de la falaise et le plateau supérieur à une distance de 20-25 m est caractérisé par une vitesse inférieure à 2000 m/s. Cette anomalie à faible vitesse peut s'interpréter comme une zone décomprimée, davantage soumise à l'appel au vide que le reste du massif, donc potentiellement plus sensible aux phénomènes d'instabilité. Avant d'étudier plus avant cette hypothèse, il est nécessaire de vérifier que ce phénomène n'est pas dû à un biais de la méthode d'inversion ou à un effet du dispositif de mesure. La Figure IV.C-10.C présente la résolution de l'image obtenue ; elle montre que l'effet de gradient de vitesse oblique n'est pas lié à la résolution du calcul. Cette résolution est relativement faible (10 % ) mais ne varie pas selon le schéma d'augmentation des vitesses. Par contre on remarque que le coin lent est dans l'ensemble limité par les points extrêmes du profil – source 0 ou 1 vers l'arrière du plateau et source 24 au bas du talus – ce qui est surtout visible pour les résultats obtenus à partir d'une rétro-projection (voir par exemple Figure IV.C-9.B). La géométrie de la zone lente est donc probablement influencée par le dispositif de mesure utilisé. Cet effet n'a cependant pas été observé lors de l'étude des cas synthétiques (Figure IV.C-4), ce qui montre que le gradient observé correspond à une réalité géologique. Pour lever cette ambiguïté il faudrait envisager une tomographie entre un forage vertical et la surface de la falaise.

Malgré ces limites on peut observer que la pente des lignes iso-vitesse, loin des zones les plus lentes, est voisine de 30° sur les panneaux 1 et 2, plus proche de 25° sur le panneau 3, et ce sans forcément suivre la ligne définie par les 2 sources extrêmes comme évoqué plus haut. Cette valeur de 30° correspond à celle obtenue avec l'étude de l'anisotropie sismique : le coefficient d'anisotropie C, indicateur de l'influence des discontinuités sur les vitesses sismiques du massif, tend vers la valeur 1 à une distance L de l'ordre de 20 m, soit deux fois la hauteur de falaise.

Une étude préliminaire sur la stabilité d'un massif rocheux contenant des discontinuités verticales, modélisé en éléments distincts (code UDEC), fait apparaître après excavation d'une pente subverticale, des droites d'isovaleurs de déformation avec une pente également de l'ordre de 30° (travail en cours). Ces calculs doivent être poursuivis. D'autre part, des essais sur une falaise de plus grande hauteur - qui n'atteindraient pas le talus marneux afin d'éviter un effet possible de la différence de comportement mécanique marnes / calcaire - permettraient de vérifier l'inclinaison de ces lignes d'iso-vitesse et d'observer leur intersection avec le front de falaise. Des pentes différentes pourraient alors signifier des états de stabilité différents. Par ailleurs, si la profondeur d'un « coin lent » - dont la lenteur limite reste à définir – dépend de la hauteur de falaise, nous disposerions d'un moyen rapide pour estimer le volume de roche décomprimée (qui représente un terrain favorable au développement d'instabilités potentielles). De nouvelles campagnes d'essais prévues au printemps 2002 permettrons d'étayer ou d'infirmer ces hypothèses.





### *IV.C.3. Radar de sub-surface*

Les mesures présentées dans ce paragraphe n'ont été que peu traitées, étant donnée la bonne qualité des signaux dans l'ensemble. Les corrections par des filtres ou des gains font légèrement varier le détail d'information mais rendent souvent l'ensemble de l'image plus difficile à lire. Aucune correction topographique n'a été apportée dans cette première phase de travail, les profils de mesures étant suffisamment proches de la verticale pour ne pas trop fausser la géométrie des réflecteurs.

Estimation des grandeurs caractéristiques

La méthode des hyperboles de diffraction décrite au paragraphe IV.A.3 a été utilisée sur le profil 1 et la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques dans le calcaire a été calculée égale à 0.117 m/ns. Cette valeur est cohérente avec celles de la littérature et la valeur de 0.12 m/ns sera utilisée pour les trois profils, considérés suffisamment proches les uns des autres pour qu'il n'y ait pas de variation notable. Les variations possibles de la vitesse avec la profondeur de pénétration ne sont pas non plus prises en compte. En conséquence, sur ces enregistrements la conversion des temps de propagation aller-retour en profondeur est la suivante :

100 ns ≡ 6 m .

Les valeurs de résolution pour chacune des trois antennes sont rappelées dans le Tableau IV.C-1. La résolution s'entend ici comme la capacité à détecter deux réflecteurs successifs verticaux et non horizontaux comme dans les cas courants d'utilisation du radar.

| Antenne | 500 MHz | 120 MHz | 35 MHz |
|---|---|---|---|
| Résolution (m) | 0.12 | 0.5 | 1.7 |

*Tableau IV.C-1 Valeur de la résolution($\lambda/2$) pour les trois types d'antenne utilisés.*

La vitesse de déplacement des antennes a été maintenue constante au mieux, d'un profil à l'autre et d'une antenne à l'autre, assurant un pas d'échantillonnage moyen d'1 trace / 4 cm.

Observation générale

Sur tous les profils réalisés (7 en tout, voir Figure IV.C-13 à Figure IV.C-15), des réflecteurs continus apparaissent à des temps plus ou moins constants, ce qui indique qu'ils sont approximativement parallèles au tracé suivi par l'antenne. Ces réflecteurs correspondent selon toute vraisemblance à des discontinuités sub-verticales repérées sur le site.

Spécificité des antennes

Les 3 enregistrements avec les antennes 35, 120 et 500 MHz fournissent des images du profil étudié de nature variable, comme illustré sur l'exemple du profil P'1 par la Figure IV.C-12. La profondeur de pénétration augmente quand la fréquence diminue, au détriment de la précision de l'information. L'antenne 35 MHz montre une série d'alignements parallèles à la surface jusqu'à une vingtaine de mètres. Ils sont difficiles à distinguer les uns des autres dans les premiers 10 m (flèches '1'

et '2' sur l'image a) et la nature de réflecteur n'est pas complètement assurée entre 15 et 20 m. Au-delà de 20-25 m les effets de diffusion sont nettement prédominants. L'antenne 120 MHz identifie 2 réflecteurs distincts ('1' et '2' sur l'image b) avec des variations d'amplitude visible sur un même réflecteur. L'antenne 500 MHz souligne clairement les réflecteurs 1 et 2 en mettant plus en valeur les variations d'amplitude. Elle distingue également des réflecteurs superficiels plus ténus, '3' et '4' sur l'image c.

## Conversion temps-profondeur

Puisque la distance la plus courte d'un point à un plan est orthogonale au plan, on peut faire l'hypothèse, sur la base des observations précédentes, que la trajectoire principale des ondes reçues est orthogonale aux discontinuités. La position des discontinuités principales relevées sur le terrain sera donc donnée, par rapport à chaque profil, orthogonalement à la direction N140 (Figure IV.C-11).

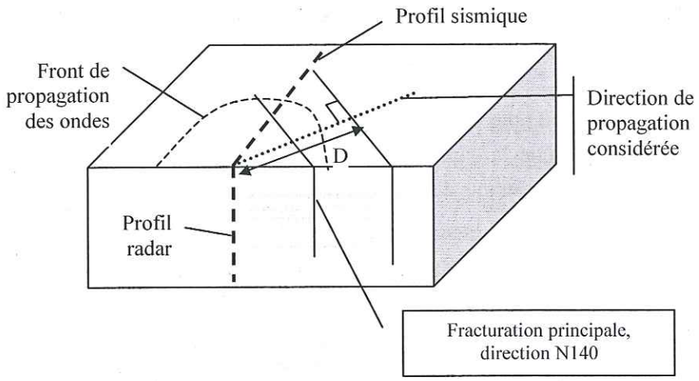



*Figure IV.C-11 Schéma de la convention adoptée pour estimer les distances D des discontinuités au profil radar.*



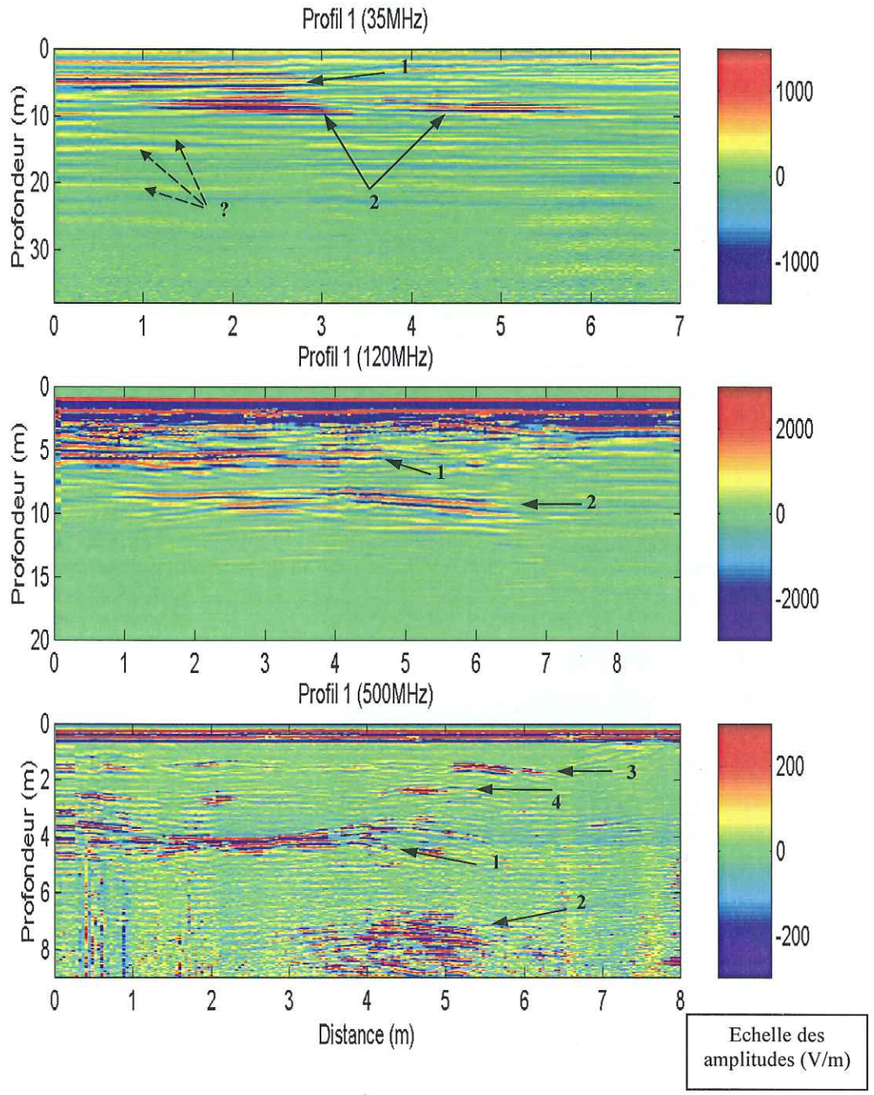



*Figure IV.C.12. Radar de surface, Profil 1' : Différence d'information apportée par 3 enregistrements d'un même profil (antennes de 35, 120 et 500 MHz). La profondeur de pénétration diminue avec la fréquence ( d'une trentaine de mètres à une dizaine de mètres) mais le niveau de détail des réflecteurs augmente. Les flèches avec un numéro pointent les réflecteurs cités dans le texte*

Dans tout ce qui suit, les enregistrements mesurés le long des trois profils sont présentés avec la surface de la falaise (profondeur 0) à la verticale, pour mieux visualiser la falaise auscultée. On parlera de distance sur l'axe horizontal, comptée par rapport au front de falaise, et de profondeur sur l'axe vertical, comptée par rapport au plateau supérieur. Une échelle distance – profondeur, orthonormée et commune pour les 3 antennes, permet de faciliter les comparaisons entre antennes et avec la réalité du site. Toutefois ce choix augmente l'erreur de positionnement des réflecteurs, surtout sensible à 35 MHz. Les profils sont interprétés en fonction des observations géologiques (section IV.B).

### IV.C.3.1. Profil 1

Sur le terrain, 4 discontinuités principales ont été observées aux abords du profil P'1 (se reporter à l'encadré de la Figure IV.C-13 et au plan d'ensemble Figure IV.B-6) :

- la discontinuité D1, située entre 2 m et 2.7 m du front de falaise (distance mesurée orthogonalement aux discontinuités, à partir du profil P'1), ouverte en surface en front de falaise mais paraissant disparaître assez vite vers l'intérieur du massif ;
- la discontinuité D2, entre 3.7 et 4.5 m, plus continue que la précédente ;
- la fracture F1, entre 5.3 et 6.5 m, ouverte en front sur toute la hauteur de la falaise, la plus marquée des 4 discontinuités décrites ;
- la discontinuité D3, supposée vers 10.5 m, sans qu'elle soit visible en surface à cet endroit.

La Figure IV.C-13 présente les profils radar fournis par les trois antennes le long de P'.1. L'antenne 35 MHz a enregistré un signal jusqu'à 600 ns, soit 36 m de pénétration théorique. Toutefois au-delà d'une vingtaine de mètres seuls sont faiblement visibles des multiples des réflecteurs précédents et/ou des phénomènes de diffraction. L'enregistrement est donc coupé à 400 ns.

Les observations majeures sont les suivantes :

- Un même réflecteur présente des variations d'amplitude selon la profondeur. Ce phénomène reflète des différences de contraste de réflectivité, qui peuvent être liées à l'ouverture ou au remplissage des discontinuités. Dans l'ensemble les amplitudes sont plus fortes en partie haute qu'en partie basse du profil, accréditant l'hypothèse d'une fermeture progressive des discontinuités en profondeur ;
- Les réflecteurs apparaissant sur l'enregistrement de l'antenne 35 MHz correspondent assez bien aux discontinuités repérées. Les positions exactes sont toutefois difficiles à préciser du fait de la faible résolution ;
- A 120 MHz les positions sont plus précises ; la discontinuité D1 apparaît vers 2.5m, et F1 est très marquée à 5.5 m ; D2 est plus floue, peut-être cachée par l'influence de D1 et F1 ;
- Au contraire à 500 MHz, D2 apparaît clairement, alors que D1 est plus atténuée. F1 n'est pas visible, peut-être à cause de la trop forte absorption des ondes haute fréquence.
- Le réflecteur mis en évidence entre 8 et 9 m sur les trois antennes n'a pas été repéré sur le site ; il pourrait correspondre à une discontinuité fermée en surface et plus ouverte en profondeur, comme suggéré par les amplitudes beaucoup plus fortes au centre du profil que vers le haut.



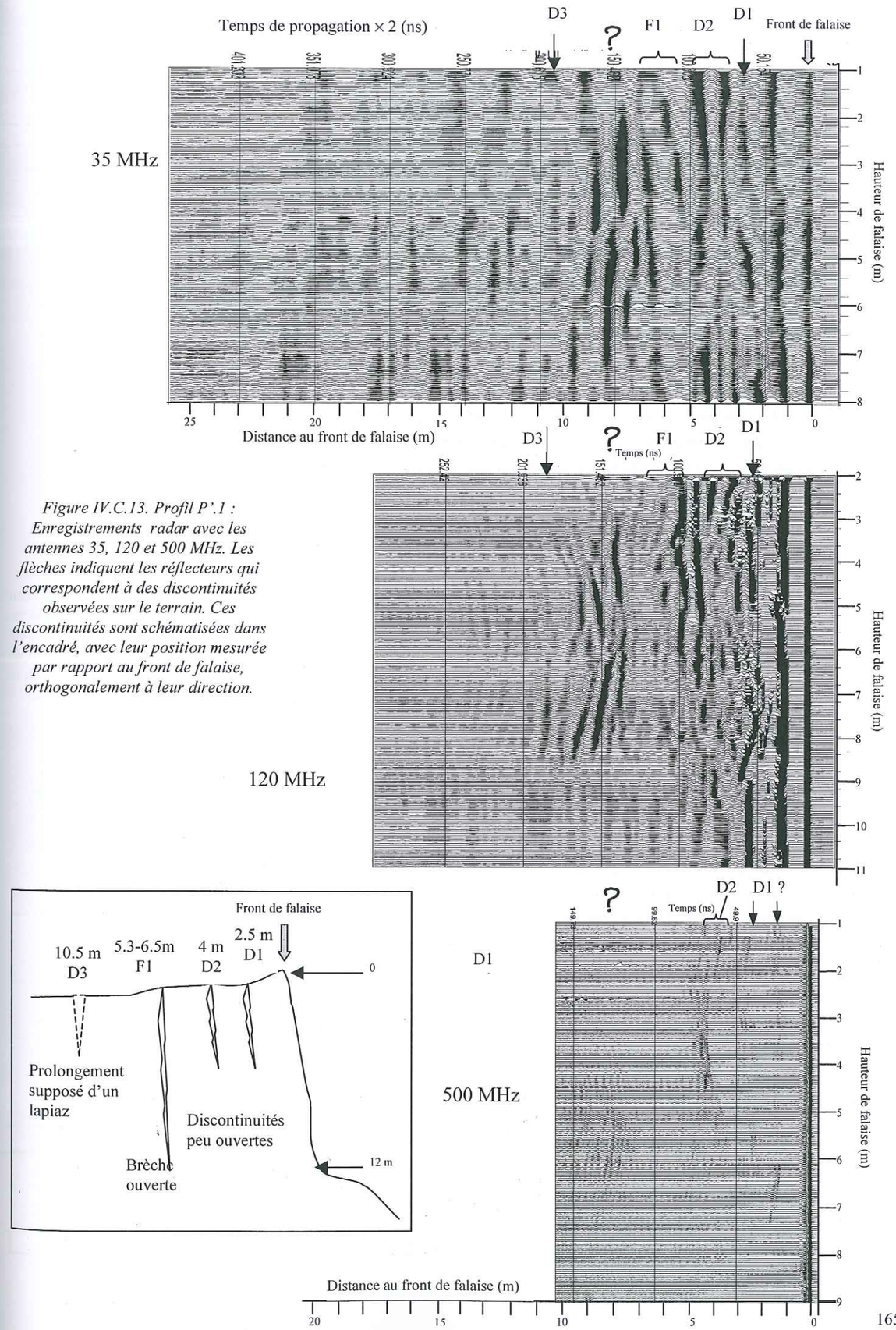



*Figure IV.C.13. Profil P'.1 : Enregistrements radar avec les antennes 35, 120 et 500 MHz. Les flèches indiquent les réflecteurs qui correspondent à des discontinuités observées sur le terrain. Ces discontinuités sont schématisées dans l'encadré, avec leur position mesurée par rapport au front de falaise, orthogonalement à leur direction.*

### IV.C.3.2. Profil 2

Sur le site, ce profil est essentiellement recoupé par la brèche principale F2, ouverte de 2.5 à 3 m et distante à l'orthogonale de P'.2 de 8.5-9 m.

Sur la Figure IV.C-14, deux réflecteurs principaux apparaissent nettement sur les trois images :

- un réflecteur courbe, situé à 3.5 ou 4 m de distance selon les antennes et centrée à 5 m de profondeur. Il peut correspondre à un réflecteur ponctuel (petite cavité karstique) sans que cela ait pu être vérifié ;
- une série de réflecteurs sub-verticaux très marqués, distants de 6 à 8-9 m du front de falaise, qui devrait normalement correspondre à la brèche F2, mais qui arrive 2 m en avant de la position attendue ( « **?** » sur la figure). Cette différence ne peut être expliquée par une modification de la vitesse de propagation – il faudrait une vitesse de 0.16 m/ns, qui paraît trop forte pour un calcaire. Soit il existe une discontinuité qui n'a pas été repérée depuis la surface – l'antenne 500 MHz ne montre pas de réflecteur continu vers le haut du profil - soit le réflecteur correspond effectivement à la brèche mais il y a un problème de calage des positions ;
- au-delà de ce réflecteur principal les signaux sont très atténués.

Les réflecteurs à haute fréquence, apparaissant inclinés sur le profil 500 MHz (à 7-11 m de distance) ne correspondent à rien de géologique mais peut-être à une autre source de signal provenant de la surface – prospection sismique réalisée en même temps que les enregistrements radar.

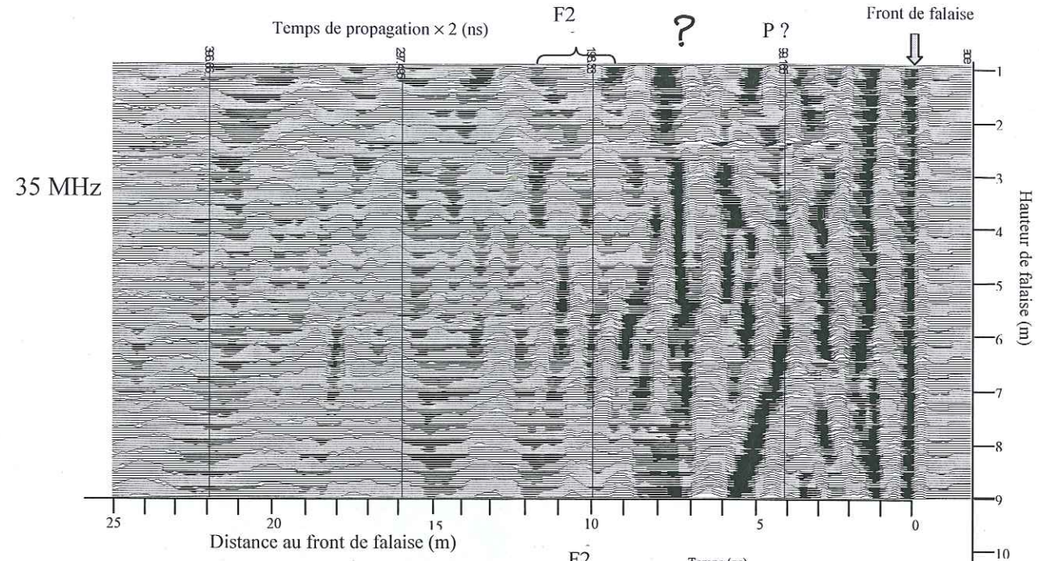
### IV.C.3.3. Profil 3

Les deux discontinuités les plus proches de ce profil sont situées l'une à environ 2 m de P'.3 – il s'agit de D4, continue sur presque toute la hauteur de falaise mais peu ouverte – et l'autre à 5.5 m – D5, prolongement supposé d'un lapiaz très ouvert et profond.

Les enregistrements à 500 et 120 MHz montrent un réflecteur très net, respectivement à 5 m ou 5.5 m de distance (Figure IV.C-15). Celui-ci est continu et non unique en partie haute, indiquant une zone avec des variations de constante diélectrique, mais est moins large et moins continu en partie basse, ce qui traduit peut-être une fermeture progressive de la discontinuité.

La première discontinuité, D4, est par contre moins marquée : un réflecteur sub-vertical discontinu est présent vers 2 m de distance. On voit encore une fois qu'une discontinuité peu ouverte génère une réflectivité plus faible.





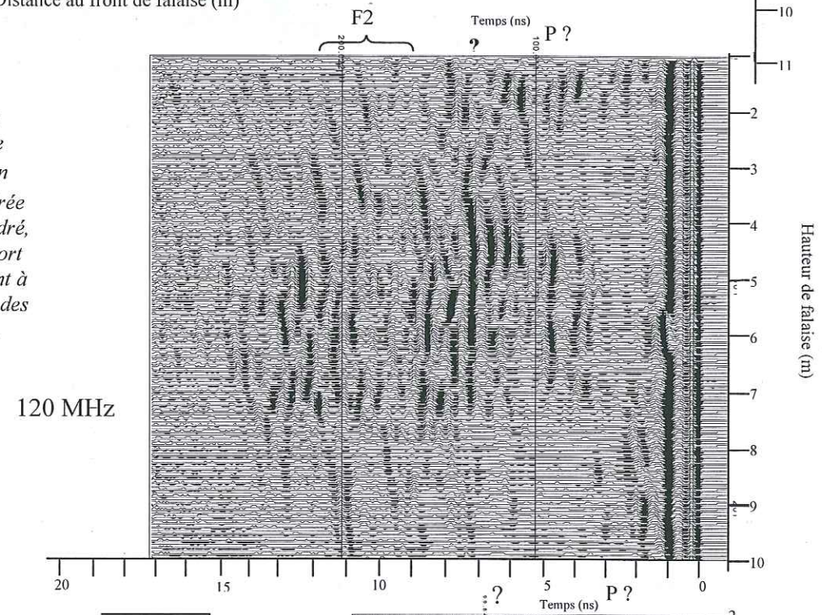
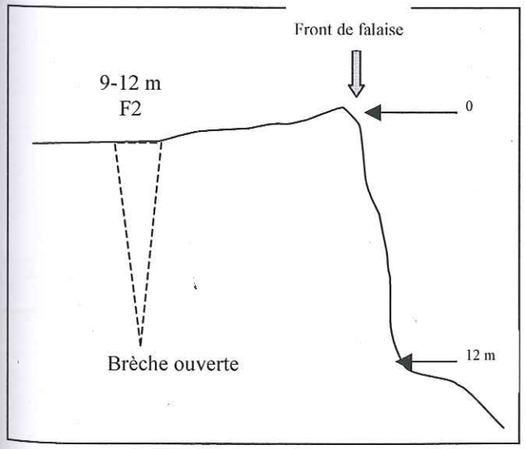
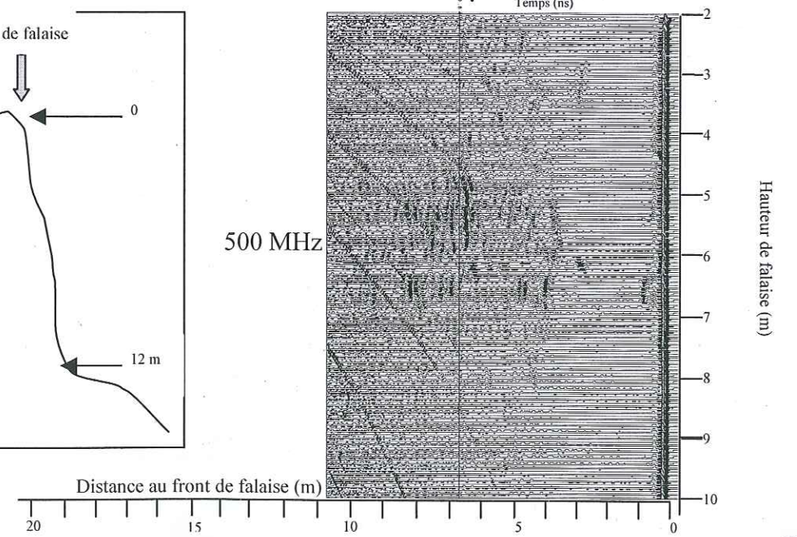




*Figure IV.C.14. Profil P'.2 : Enregistrements radar avec les antennes 35, 120 et 500 MHz. Le symbole '}F2' indique la position attendue de la brèche ouverte repérée sur le site, schématisée dans l'encadré, avec sa position mesurée par rapport au front de falaise, orthogonalement à sa direction. 'P ?' et ' ?' indiquent des réflecteurs non repérés a priori.*



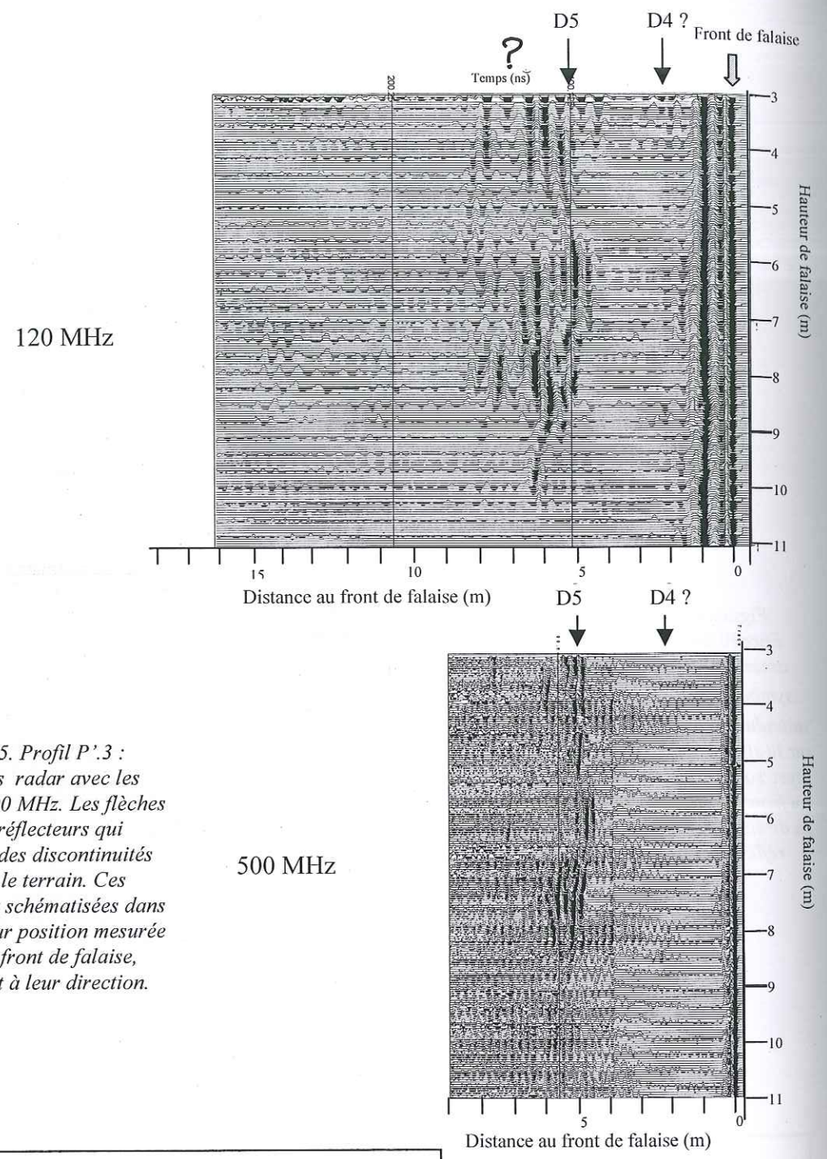
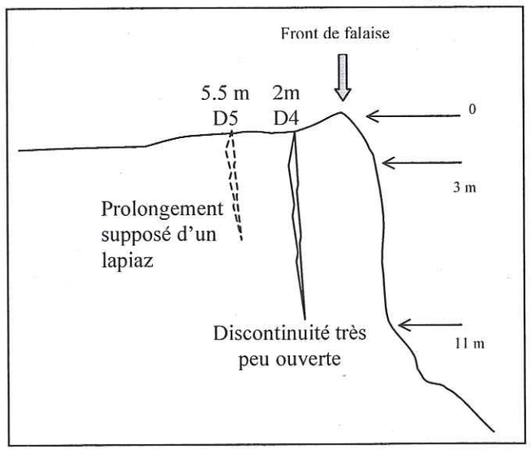



*Figure IV.C.15. Profil P'.3 : Enregistrements radar avec les antennes 120 et 500 MHz. Les flèches indiquent les réflecteurs qui correspondent à des discontinuités observées sur le terrain. Ces discontinuités sont schématisées dans l'encadré, avec leur position mesurée par rapport au front de falaise, orthogonalement à leur direction.*








### IV.C.3.4. Synthèse

Les profils réalisés dans cette phase de test méthodologique nous amènent à tirer quelques premières conclusions sur l'intérêt de la méthode radar pour la caractérisation de discontinuités à l'arrière du front de falaise.

Les 3 antennes fournissent une information globalement cohérente et souvent complémentaire sur les réflecteurs. La fréquence de 120 MHz semble proposer un bon compromis entre profondeur de pénétration et résolution ; d'un point de vue pratique, il faudrait pouvoir l'alléger pour faciliter son déplacement en falaise.

Dans l'ensemble les discontinuités ouvertes apparaissent nettement par rapport à celles plus fermées . Leur position est en général bien déterminée, dans une fourchette de un à quelques mètres en fonction de l'antenne utilisée. Leur continuité, si elle n'est pas facilement interprétable avec les antennes 35 et 120 MHz – résolution latérale trop faible - est bien imagée à 500 MHz. Une perspective de la méthode serait d'affiner l'interprétation pour estimer la proportion de ponts de matière nécessaire aux calculs de stabilité (par exemple dans le type de calcul proposé par Scavia et al., 2001, exposé au chapitre I.B ).

L'antenne 35 MHZ semble fournir de l'information jusqu'à une vingtaine de mètres, même si les signaux sont très atténués au-delà de 10 m. Un traitement adéquat sera nécessaire pour une interprétation précise, mais cette profondeur de pénétration permettrait déjà d'aborder des instabilités potentielles de grand volume.

Une limite importante dans l'utilisation de cette méthode résulte de la méconnaissance de la direction des réflexions. L'essentiel de l'interprétation de ces résultats a été fait en fonction de la famille de discontinuités principales, en se plaçant toujours dans un plan orthogonal à celle-ci. Sur le site étudié, la deuxième famille est a priori trop peu continue et trop fermée pour avoir une incidence importante sur la propagation des ondes. Toutefois, certaines formes irrégulières de réflecteurs pourraient résulter de l'influence croisée de deux discontinuités. Pour lever l'ambiguïté sur la provenance des réflexions, il faudra par la suite réaliser des profils horizontaux dans la falaise. Cela deviendra particulièrement important lors de l'étude d'une instabilité potentielle définie par deux discontinuités croisées – type dièdre.

D'autre part un traitement approfondi des signaux par filtrage et déconvolution permettrait certainement d'en améliorer l'interprétation, en particulier en éliminant les phénomènes de résonance et de réflexions multiples. Enfin, le fait de travailler sur des profils courts (distance de déplacement de l'antenne du même ordre de grandeur que la profondeur de l'information recherchée) n'est pas très favorable, au niveau graphique, à la mise en évidence des réflecteurs.

Malgré ces quelques limites, le radar apparaît comme un outil efficace dans le cadre de la caractérisation des discontinuités au sein d'un massif rocheux. Il offre des perspectives intéressantes pour discriminer les plans de fractures continus des simples crevasses de surface et définir ainsi la continuité du découpage d'une masse rocheuse, élément prépondérant d'une analyse de stabilité.

### *IV.C.4. Confrontation de la tomographie sismique et du radar*

Les méthodes de tomographie sismique et de radar offrent deux images différentes du même site. La première montre des vitesses sismiques, dans un plan orthogonal au front de falaise, la seconde des traces de réflecteurs, dans un plan orthogonal aux discontinuités principales (hypothèse faite pour l'interprétation des signaux). Nous cherchons maintenant à mettre précisément en parallèle les deux types de résultats, afin notamment de vérifier si les informations sur les discontinuités ou zones de faiblesse du massif sont concordantes (position, profondeur, ouverture). Pour chaque profil, nous avons superposé les deux images dans un même plan orthogonal au front de falaise : l'image tomographique reste inchangée, tandis que la section radar est rabattue d'un angle de 50°- correspondant à l'angle moyen entre la normale au front de falaise et la normale aux discontinuités (voir Figure IV.B-7). Les profondeurs des réflecteurs sont donc multipliées par un facteur 1/cos50. La Figure IV.C-16 présente la superposition de l'image tomographique et de l'image radar corrigée pour chacun des 3 profils. Seul l'enregistrement 120MHz est utilisé pour la confrontation, car c'est celui qui offre le meilleur compromis entre la profondeur d'investigation et la résolution. Notons que le fait de dilater l'image radar rend un peu plus délicate la visualisation des réflecteurs principaux.

Sur le profil 1, la concordance est très bonne entre le réflecteur subvertical continu qui apparaît à l'aplomb du géophone 11 (G.1.11) et la zone lente étroite (en bleu, vitesse comprise entre 800 et 1300 m/s) qui se prolonge environ 8 m sous les géophones G.1.11-G.1.10. La discontinuité ouverte F1 est ainsi clairement mise en évidence. L'autre réflecteur – ou série de réflecteurs – à l'aplomb de G.1.8-G.1.9, qui n'est pas rattaché à une discontinuité observée sur le terrain (« ? » sur la Figure IV.C-13) se superpose bien à la 2ème zone lente de la tomographie, plus large et moins profonde. Il pourrait s'agir sur le site d'une zone fracturée en surface qui se prolonge en profondeur par une ou quelques discontinuités marquées. Le terrain de couverture présent en surface à ce niveau empêche de confirmer clairement cette hypothèse, mais l'existence de quelques lapiaz ouverts est un indice qui va dans ce sens. La pente des réflecteurs sur la partie haute de l'enregistrement peut alors être due soit à des réflecteurs pentés (les lames qui découpent les lapiaz ont pu basculer sur les premiers mètres), soit à une différence globale de caractéristiques entre la couche superficielle fracturée et la base plus saine.

Pour le profil 2 l'observation la plus marquante concerne l'aplomb des géophones G.2.5 à G.2.7. Des réflecteurs continus se superposent à la zone lente (vitesses en bleu clair), qui n'est toutefois pas très profonde (3-4 m au maximum pour les vitesses inférieures à 1300 m/s. Le réflecteur continu marqué à l'aplomb de G.1.10 ne correspond ni à des observations de terrain ni à des résultats de sismique. On peut noter comme sur le profil 1 que les réflecteurs apparaissent pentés dans la zone bleue de vitesse lente.

Le profil 3 est caractérisé, au niveau sismique, par l'absence de zone particulièrement lente en dehors de la tranche de surface (0.5-1 m d'épaisseur). En parallèle, les réflecteurs radar ne présente pas de pente dans leur partie haute comme remarqué précédemment. Les réflecteurs les plus forts sont situés à l'aplomb de G.3.10-G.3.11. Ils ne sont pas particulièrement mis en évidence par la tomographie.

Sur l'ensemble des trois profils, aucun réflecteur radar n'apparaît dans des zones à vitesse rapide, ce qui indiquerait que les discontinuités, s'il y en a, sont fermées dans ces dernières. Au contraire, toutes les zones de plus faible vitesse sismique sont soulignées par des réflecteurs marqués. L'inverse n'est pas vérifié, tous les réflecteurs ne sont pas associés à des zones de vitesse lente.

Les méthodes de tomographie sismique et de radar de surface apportent donc des informations concordantes et complémentaires sur l'état du massif rocheux. La première donne une image de la qualité globale du massif et pointe les discontinuités ouvertes ; la seconde précise la position et la continuité des fractures qui ont un contraste diélectrique suffisant avec le milieu calcaire pour servir de réflecteur.



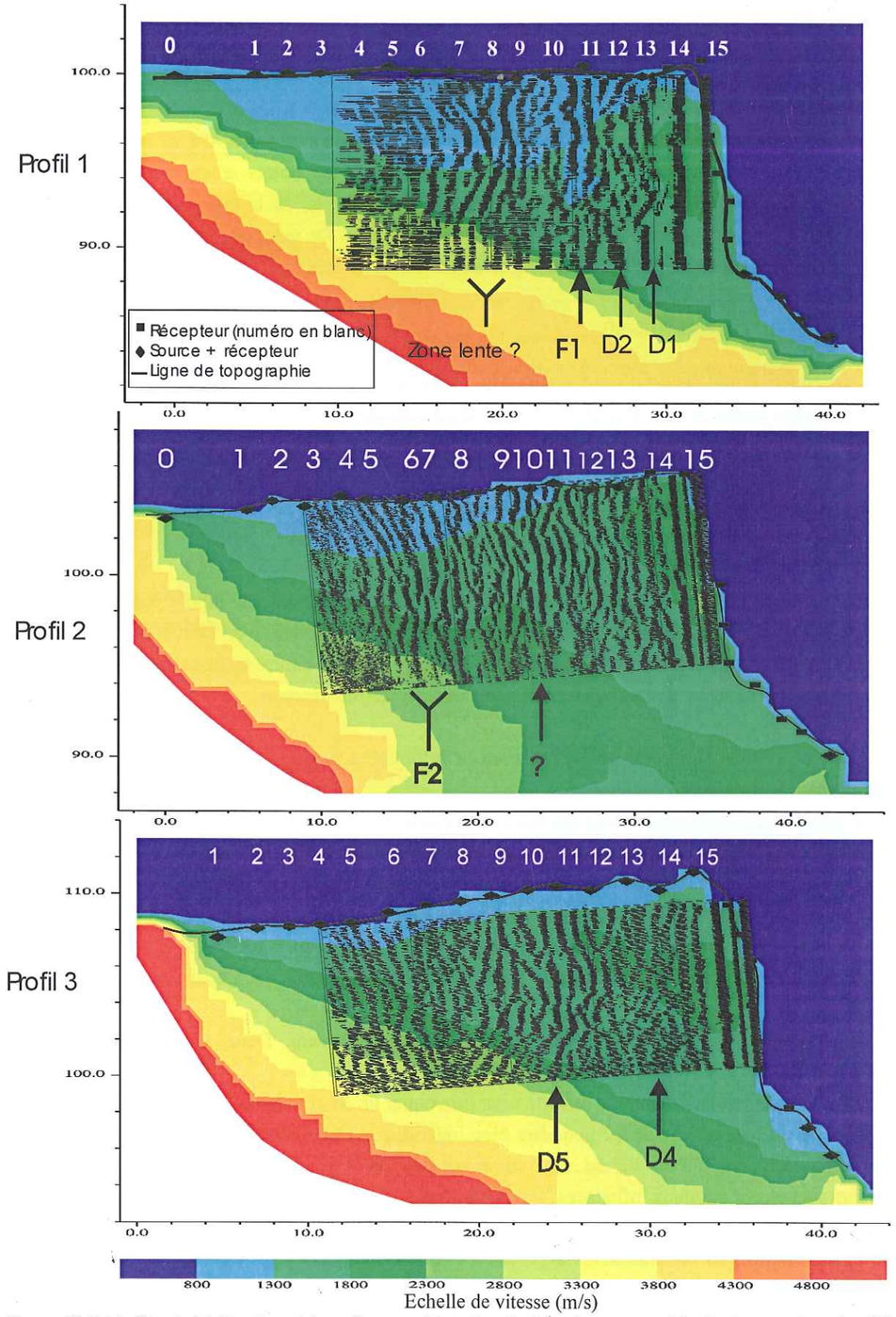



*Figure IV.C.16. Site du Mollard, synthèse : Superposition des résultats de tomographie sismique et du radar 120 Mhz pour les 3 profils. (Enregistrements bruts). Les axes indiquent les positions relatives des points (m).*

### *IV.C.5. Mesures électromagnétiques*

Les résultats des trois profils P.A, P.B et P.C sont présentés sur la Figure IV.C-17. Seules sont prises en compte les mesures avec un pas d'échantillonnage de 2.5 m, les mesures à 5 m présentant une variabilité difficile à interpréter. Les flèches pleines indiquent les points d'intersection des trois discontinuités principales F1, F2, F3 avec chacun des trois profils, la largeur de la flèche étant proportionnelle à l'ouverture de la discontinuité en front de falaise. De même les intersections avec les panneaux tomographiques P.1, P.2 et P.3 sont repérées par les traits tirés fins.

#### IV.C.5.1. Interprétation

La première remarque est d'ordre qualitatif : plus on s'éloigne du front de falaise, moins les deux séries de mesures avec les deux positions de boucles (horizontale et verticale) présentent d'écarts importants. La relative stabilité des mesures sur le profil P.C autour d'une valeur moyenne 1.4 mS/m ne met pas en évidence d'anomalie marquante. Ces observations peuvent donner une idée du « désordre » relatif de la structure du massif à proximité de la falaise ; elles sont également à mettre en relation avec l'augmentation d'épaisseur de la couche d'altération vers l'arrière du massif.

Sur les deux autres profils (P.A et P.B) les mesures provenant du dipôle horizontal sont généralement plus élevées que pour le dipôle vertical, ce qui est cohérent avec l'existence en surface d'une couche altérée plus conductrice (Figure IV.A-5, page 132). Par contre leurs variations sont dans l'ensemble difficiles à interpréter en fonction des éléments structuraux connus.

Pour les mesures avec un dipôle vertical, le maximum d'information provient de z = 4 m (§IV.A.2). Deux types d'information dominent :

- Sur le profil P.A, la discontinuité F1 est très bien mise en évidence par le double pic à 7.5 m et 17.5 m. L'écartement des pics de conductivité apparente (10 m) étant égal à l'espacement des bobines, l'anomalie se situe à peu près au droit du creux. Sur le terrain F1 intersecte effectivement P.A à 11 m. De même sur le profil P.B, la position de la brèche F2 est indiquée par les 2 pics à 32.5 et 42.5 m, qui sont toutefois beaucoup moins forts que le long de P.A (2mS/m au lieu de 3.5). Cette différence résulte probablement de l'éloignement de la falaise et de l'augmentation d'épaisseur de la couche altérée.

  La discontinuité F3 quant à elle n'apparaît jamais véritablement. Deux raisons peuvent être invoquées:
  - soit elle n'est pas suffisamment ouverte pour provoquer un contraste de conductivité décelable ;
  - soit elle est trop proche de F2 pour être bien individualisée. En effet les pics couvrent 10 m de profil, alors que F3 et F2 ne sont distantes que de 9 m environ. Il peut donc y avoir chevauchement des deux influences, avec quasi annulation de la plus faible. On expliquerait ainsi l'absence du deuxième pic à l'est de F2 sur P.A.
- Les valeurs nulles, en fait mesurées négatives à l'EM34, indiquent des mesures très instables qui correspondent à de forts contrastes latéraux ou verticaux de la conductivité apparente. Sur P.B, ces valeurs nulles en profondeur (dipôle vertical) entre 10 et 25 m de distance, correspondent à des valeurs élevées en surface (dipôle horizontal). Or le panneau tomographique P.1 montre à ce niveau – de 20 à 25 m - une zone de vitesse lente sur plus de 3 m d'épaisseur. Il semble donc que l'altération de surface se prolonge en profondeur par des alternances de lames calcaires verticales et de remplissage plus conducteur qui créent ces forts contrastes latéraux. La portion de valeurs nulles sur P.A ne présente pas sur le terrain de particularité marquante. Elle s'aligne pourtant par rapport à P.B selon une direction parallèle aux discontinuités principales et pourrait correspondre au prolongement de la zone chahutée pré-citée.





#### IV.C.5.2. Synthèse

La méthode électromagnétique se caractérise par une résolution faible, résultant de la fréquence basse des ondes générées (6.4 kHz). Cette méthode n'est pas très pertinente pour mettre en évidence la structure d'un massif calcaire en bordure de falaise. Ce type de terrain à structure essentiellement verticale impose en particulier deux contraintes pratiques :

- le pas de mesure doit être fin pour isoler les anomalies verticales ; dans le cas décrit, un pas de 5 m n'est pas approprié, un pas de 2.5 m n'est pas toujours suffisant ;
- les mesures de surfaces ne fournissent pas véritablement d'information exploitable du fait de la forte hétérogénéité de l'altération de surface.

Les avantages de ce type de méthode – dispositif de mesure léger, nombreuses mesures réalisables rapidement – ne sont à exploiter que lorsque les discontinuités à mettre en évidence sont plus espacées que la distance inter-bobine, avec une ouverture minimale de l'ordre du mètre.

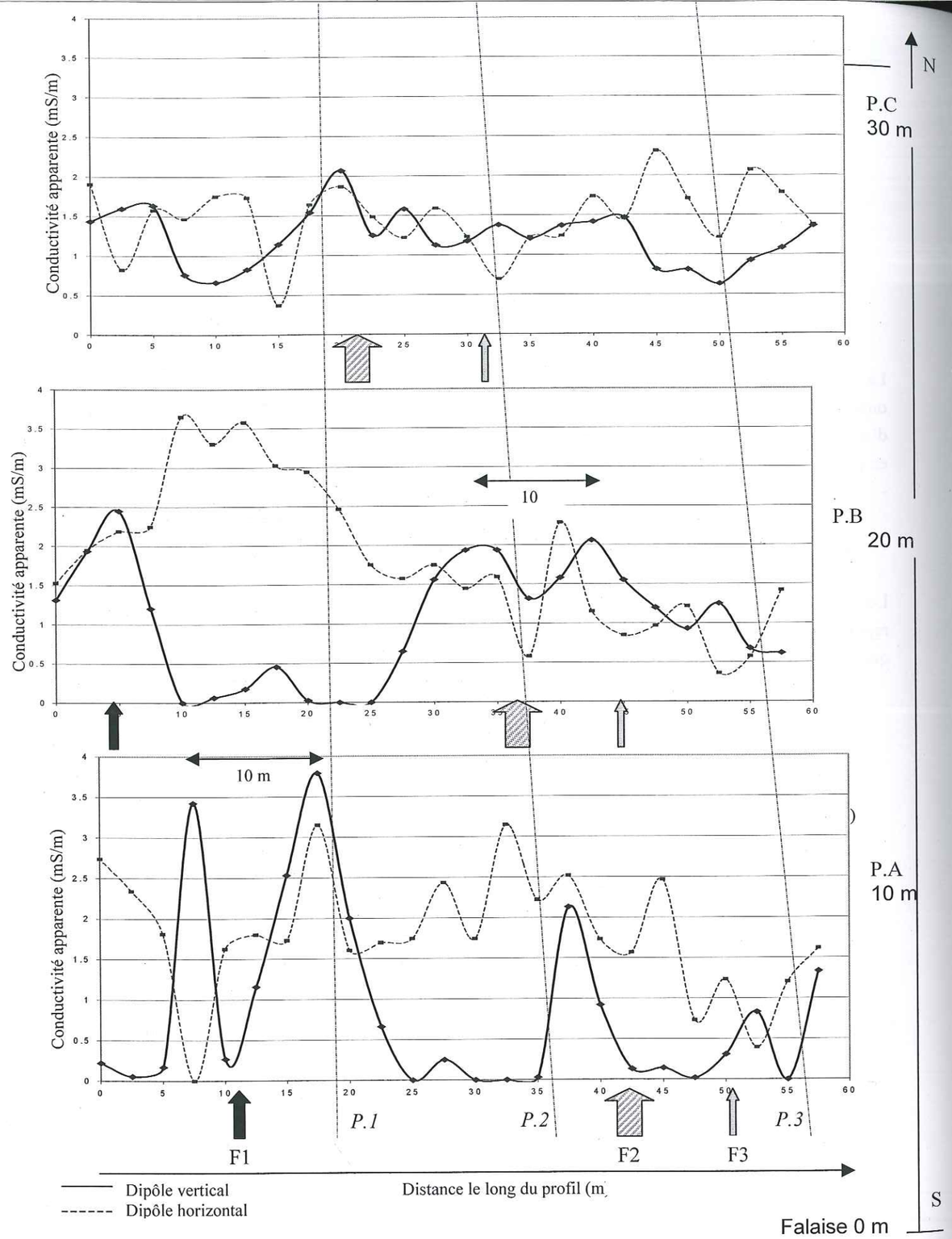



*Figure IV.C-17 Résultats de la prospection électromagnétique pour les profils A, B et C (voir Figure IV.B.6 pour les positionnements). Les notations P.1, P.2, P.3 et F1,F2, F3 indiquent les intersections avec chaque profil respectivement des panneaux tomographiques 1,2, 3 et des discontinuités principales 1,2,3 repérées en front de falaise.*





### *IV.C.6. Mesures de bruit de fond*

La Figure IV.C-18 présente, pour chaque enregistrement, le rapport spectral de la composante horizontale sur la composante verticale du bruit de fond. Les graphiques sont placés relativement par rapport à la position de l'enregistrement sur le site, sans que les distances réelles soient respectées.
Dans l'ensemble les variations spatiales de la fréquence de résonance sont très rapides (de moins d'1 Hz à quelques dizaines de Hz en quelques mètres). Il est difficile de mettre en évidence une discontinuité ou de distinguer le pied du sommet de la falaise d'après les fréquences de pic. La caractéristique la plus marquante est peut-être la fréquence de l'ordre de 20-30 Hz qui émerge pour les enregistrements situés à proximité de la brèche F2, la discontinuité la plus ouverte du site. L'hétérogénéité du site du point de vue des caractéristiques mécaniques des matériaux – et donc de leurs caractéristiques de résonance – peut expliquer cette absence de signature spectrale nette. La méthode H/V donne des résultats trop ponctuels à cette échelle d'étude. L'exploitation de ces résultats n'a pas été poussée plus avant à ce stade du travail. Des enregistrements différentiels pourraient atténuer la variabilité des résultats (enregistrement simultané de deux signaux, une sur un point fixe et l'autre mobile).

Remarque

Les enregistrements d'ondes de surface, réalisés sur les profils parallèles à la falaise, sont complexes et ne permettent pas d'exploitation sans des traitements approfondis des signaux qui n'ont pu être réalisés dans ce travail.

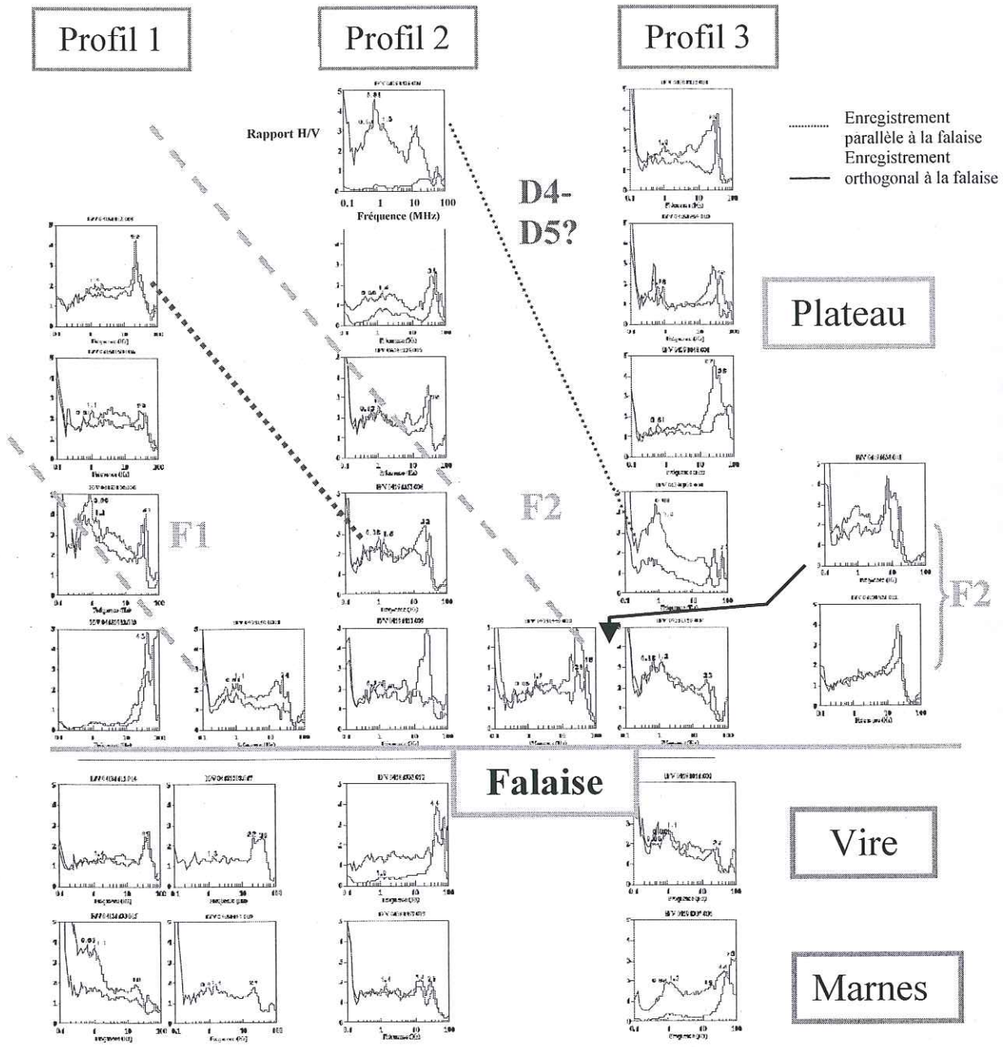



*Figure IV.C.18. Enregistrements du bruit de fond sur le site du Mollard : rapport des composantes horizontales sur les composantes verticales (H/V, gradué de 1 à 5) en fonction de la fréquence (MHz, échelle logarithmique) ; l'échelle, identique pour tous les diagrammes, est indiquée sur le 1er enregistrements du profil 2 ; chaque enregistrement est grossièrement positionné par rapport à son emplacement sur le site; les abréviations F1, F2, D4, D5 font référence aux discontinuités principales repérées sur la figure IV.B.6*





## IV.D. Conclusions

Nous avons conduit une campagne de prospection géophysique sur une falaise calcaire du massif de la Chartreuse, proche de Grenoble. L'objectif était de tester l'applicabilité et l'efficacité d'une large gamme de méthodes sur un site où la structure géologique, déterminée à partir des observations de surface, ne semble pas trop complexe. Les méthodes employées sont la tomographie sismique, le radar de surface, l'électromagnétique fréquentielle, les enregistrements de bruit sismique, l'analyse des ondes de surface et l'analyse de l'anisotropie sismique. Après ce test méthodologique, deux méthodes d'investigation ressortent clairement du lot par la pertinence de leurs résultats : la tomographie sismique et le radar de surface.

La tomographie sismique a été testée sur trois sections orthogonales à la falaise. Les sections ont une géométrie « en triangle », avec une ligne d'émetteurs / récepteurs sur le plateau horizontal et une sur la falaise verticale. Cette méthode fournit deux types d'information importants :

- il existe un gradient de vitesse du bord supérieur de la falaise vers l'intérieur du massif, de 800-1000 m/s à 3500-4500 m/s ; sur les trois profils étudiés la pente de ce gradient est à peu près constante ;
- les discontinuités les plus ouvertes (environ 1m) sont repérées par une zone de vitesse lente (1000 à 2000-2500 m/s) de forme plus ou moins triangulaire – ou trapézoïdale. Cette forme est bien centrée sur la position de la discontinuité, mais est en générale plus large et moins profonde, en raison du lissage de la méthode d'inversion. La largeur et la profondeur semblent dépendre de l'ouverture de la discontinuité et de son remplissage (contraste de vitesse).

Les limites principales sont donc liées au lissage inhérent à la méthode et à la résolution, qui empêchent de distinguer des discontinuités peu ouvertes. La géométrie du dispositif « en triangle » limite la profondeur d'investigation à l'arrière de la falaise. Il est possible qu'elle influence également certaines caractéristiques de la distribution des vitesses (pente du gradient).

Le développement de cette méthode pour des applications aux problèmes de stabilité de falaise passe par la réalisation de profils plus longs, qui permettraient de vérifier sur d'autres sites l'existence du gradient de vitesse mis en évidence. La réalisation d'une tomographie sur une section complète – c'est à dire en pratique entre une falaise et un sondage vertical - serait souhaitable mais paraît difficilement envisageable pour des raisons financières.

Le radar de surface a été testé sur trois profils verticaux en falaise, avec trois antennes de 35, 120 et 500 MHz. Les enregistrements de chacune des antennes font apparaître des réflecteurs sub-verticaux, dont la position correspond dans l'ensemble aux discontinuités principales repérées sur le site. La précision dans la distinction et la position des réflecteurs augmente avec la fréquence de l'antenne. La résolution, sur ce site, passe d'environ 10 cm à 500 MHz à plus d'1.5 m à 35 MHz. L'antenne 500 MHz fournit une bonne qualité de l'image dans les premiers mètres de pénétration. Par contre la profondeur maximum à laquelle sont encore visibles des réflecteurs, sans traitement particulier des signaux, passe de 8-10 m à 500 MHz à environ 20 m à 35 MHz. L'antenne de 120 MHz, avec une profondeur d'investigation d'une quinzaine de mètres et une résolution de 0.5 m semble un bon compromis pour les études de falaise calcaire.

Les résultats principaux sont les suivants :

- les réflecteurs les plus marqués correspondent pour la plupart aux discontinuités les plus ouvertes, mais cette observation n'est pas systématique (certains réflecteurs n'ont pas pu être associés à des discontinuités, et la brèche F2 n'apparaît pas de façon très claire) ;
- pour un même réflecteur, l'amplitude varie suivant la profondeur, ce qui semble indiquer des variations d'ouverture et / ou de remplissage.

Pour travailler davantage sur l'ouverture des discontinuités, il faudrait connaître l'amplitude réelle des signaux mesurés. En particulier, l'appareil d'acquisition utilisé pour cette campagne impose automatiquement sur les signaux un gain variable en fonction du temps de propagation, mais la fonction n'est pas connue. Il est nécessaire de maîtriser ce gain pour exploiter les signaux en terme de coefficient de réflexion (Grégoire, 2001). En parallèle, un traitement plus approfondi des signaux – déconvolution, correction de l'atténuation géométrique, … - permettrait d'accéder à l'information à des profondeurs plus grandes. Malgré tout, l'atténuation des ondes dans le milieu et les effets de diffusion limitent la profondeur d'investigation. Dans le massif étudié, on peut espérer atteindre au maximum 25 ou 30 m avec l'antenne 35 MHz.
L'exploitation des réflecteurs en terme de discontinuité repose sur une hypothèse forte concernant la provenance des ondes réfléchies. Sur le site étudié, avec une seule famille de discontinuités principales, l'hypothèse d'une réflexion selon une direction orthogonale à ces discontinuités semble raisonnable. Par contre pour un site avec deux familles de discontinuités de pendage similaire – cas fréquent dans les falaises calcaires - un seul profil vertical ne suffira pas à discriminer les réflecteurs. Il faudra alors envisager un profil horizontal à hauteur donnée. La mise au point d'un système de déplacement horizontal de l'antenne sera nécessaire (par exemple un système de poulie mobile sur un rail placé en crête de falaise).

En conclusion, les résultats préliminaires encourageants obtenus lors de cette étude invitent à développer les méthodes de prospection géophysique appliquée à la caractérisation des falaises rocheuses. Les développements à prévoir concernent aussi bien les aspects pratiques - réalisation de matériel adapté à l'utilisation en falaise - que théoriques - étude de cas synthétiques et de modèles numériques permettant d'expliquer les résultats sismiques, développement de la méthode proposée par Grégoire (2001) pour caractériser par le radar des discontinuités naturelles. Ces perspectives viennent de donner lieu au démarrage d'une thèse sur le sujet.





# CHAPITRE V. Approche temporelle de l'occurrence des éboulements

Pour répondre complètement aux aménageurs à propos de l'aléa d'éboulement, la question du délai d'occurrence des événements est essentielle : c'est elle qui va conditionner en partie les plans de prévention / protection en accordant des priorités de traitement aux différents secteurs étudiés. Or pour l'instant c'est elle qui pose le plus de problèmes (§ I.A.2. et I.A.3.).

Nous avons montré au chapitre I que la probabilité d'occurrence d'une instabilité donnée n'est accessible que dans certains cas particuliers, car elle dépend de nombreux facteurs difficilement quantifiables (§ III.B.2 et III.B.3). Plutôt que d'employer une méthode déterministe qui cherche à analyser cas par cas l'évolution des instabilités potentielles, nous proposons de considérer l'évolution globale de la population totale des instabilités d'une région. Pour cela nous avons recours à des méthodes probabilistes, déjà couramment employées dans d'autres domaines des risques naturels.

## V.A. Utilisation des statistiques dans le domaine des risques naturels

Dans le contexte des risques naturels, les scientifiques ont, dans tous les domaines, des difficultés à estimer de façon complète l'occurrence d'un événement en terme de taille, de temps et d'espace : dans quel délai va se produire un événement d'intensité donnée à un endroit donné ?

Tenter d'appliquer des méthodes statistiques à des phénomènes qui ne sont pas reproductibles peut à première vue paraître déplacé. C'est sans doute pourquoi l'apparition des statistiques dans l'étude des risques naturels est relativement récente.

Les crues

Les hydrologues les premiers ont utilisé des séries de données, profitant du fait que les pluies et les crues sont des phénomènes fréquents et qui, contrairement à la plupart des autres phénomènes naturels, surviennent régulièrement au même endroit. Différentes lois de distribution statistiques ont été proposées pour décrire les volumes pluies (pluies moyennes ou maximales journalières, mensuelles, annuelles) et les volumes de crues. Selon les pays et les organismes, les lois utilisées sont les lois normales, lois exponentielles, lois des valeurs extrêmes (loi de Gumbel ou double exponentielle, loi de Weibull…)… Bobée (1999) propose une revue critique des différentes méthodes actuellement utilisées. Ces lois ont d'une part une fonction descriptive (interpolation), d'autre part une fonction prédictive : les volumes ou débits de crues rares peuvent être extrapolées à partir de données sur des crues plus

fréquentes. La probabilité d'occurrence des événements (voir par exemple Bois, 1999) est exprimée en probabilité de non-dépassement (la crue de volume X a 1% de chance d'être dépassée une année quelconque) ou en temps de retour (crue décennale, centennale…). Par exemple, en France, la méthode du Gradex (gradient d'exponentielle, Guillot et Duband, 1967) a été développée en particulier ; elle permet d'estimer des volumes de crue de fréquence rare à partir de la distribution des pluies extrêmes (par extrapolation d'une loi de Gumbel). Les Etats-Unis utilisent de façon conventionnelle un autre type de loi (loi de Pearson), mais toujours avec le même objectif de déterminer des fréquences et débits de crues à partir de données pluviométriques (Water Resource Council, 1977).

Remarquons tout de suite que les crues - de même que les avalanches de neige - si elles peuvent effectivement survenir plusieurs fois au même endroit, ne sont pas pour autant des phénomènes véritablement répétitifs. Leurs conditions d'occurrence varient d'un épisode à un autre (pluviométrie, conditions hydrologiques du bassin versant.... - constitution du manteau neigeux pour les avalanches).

Les séismes

En sismologie, l'étude de séries de données relatives à l'énergie dissipée par les séismes (magnitude ou moment sismique) a permis, dès 1946, de mettre en évidence une loi statistique robuste sur l'occurrence des phénomènes. La loi de Gutenberg - Richter est une des premières à montrer l'organisation (la distribution) de phénomènes naturels en loi de puissance. Pour les séismes, cette loi s'écrit (Gutenberg et Richter, 1949) :

$$\text{Log } N(M) = a - bM$$

où M est la magnitude et N (M) est le nombre de séismes de magnitude supérieure ou égale à M.
Actuellement on l'écrit plutôt en terme de moment sismique *m* (ce qui est une autre mesure de l'énergie d'un séisme) :

$$N(m) = \alpha \times m^{-b}$$

De même que dans le cas des éboulements rocheux, les signes précurseurs des séismes ne sont pas clairement identifiables (Scholz, 1990a, in Main, 1996). Pour quantifier le risque, la loi statistique est donc un moyen d'estimer une probabilité d'occurrence d'un séisme de magnitude donnée dans un délai donné. Parmi d'autres, Main (1996) soutient que cette loi est stationnaire, c'est à dire que la distribution fréquence / taille du séisme (en l'occurrence moment sismique) reste constante dans le temps, quelle que soit la période d'étude considérée. D'autre part, l'exposant b de la loi est pratiquement constant, proche de 1, quelle que soit la région étudiée : cela traduit le caractère universel de la loi (selon Kagan (1999) par exemple, mais Wiemer et Wyss (1997) discutent la variabilité de b). De plus, les inventaires sismiques sont basés sur des réseaux instrumentés. On considère donc qu'ils sont exhaustifs, au-delà du niveau de résolution des appareils d'enregistrement. Le paramètre $\alpha$ est dès lors bien déterminé ; il caractérise le niveau d'activité sismique de la région étudiée, en d'autres termes le taux de relaxation à long terme du moment sismique (Main, 1996).

Ces arguments justifient le fait que cette loi puissance soit couramment utilisée pour déduire la fréquence de séismes de magnitude donnée (ou moment sismique donné) à partir d'un inventaire instrumental enregistré sur une période courte (voir par exemple Reiter, 1991).

Les glissements de terrain

Beaucoup plus récemment, des catalogues de données ont été utilisés pour des études de glissements de terrain. Si les compilations de distribution de ces phénomènes ont longtemps été limitées à





des échelles d'espace et de temps restreintes (Meggahan et al, in Densmore et al., 1998, Noever, 1993, Fuyii, 1969), l'utilisation des techniques de télédétection a permis d'élargir ces études à des échelles plus régionales (Sugai et al, 1994, Blodgett et al., 1996). Hovius et al (1997) observent par exemple, à partir de séries de photos aériennes, 4984 mouvements de terrain survenus en 60 ans dans les Alpes méridionales de Nouvelle Zélande.

Des lois puissance sont proposées pour décrire la distribution fréquence / surface des glissements, que ce soit dans les schistes et gneiss altérés de Nouvelle Zélande (Hovius et al, 1997), dans les terrains volcaniques de la Cordillera Real de Bolivie (Blodgett et al, 1996) ou dans les Montagnes Rocheuses d'Idaho (Meggahan et al.). A partir de ces distributions, les auteurs déduisent des taux d'érosion globaux pour les régions étudiées. Un tableau récapitulant les principales caractéristiques de ces études est disponible page 201 (Tableau V.4).

Les éboulements rocheux

Dans le domaine des éboulements rocheux, les méthodes statistiques se sont beaucoup heurtées à une vision très déterministe du problème : « les éboulements ne sont pas des phénomènes reproductibles, il ne s'en produit jamais deux dans des conditions identiques, ont ne peut donc pas les traiter de façon statistique ». Nous avons pourtant vu que les autres phénomènes naturels étudiés ne sont pas non plus exactement reproductibles.
Pourtant, dès 1970, Gardner (1970) recense durant deux étés les blocs tombés d'une petite falaise de l'Alberta, Canada. La distribution des volumes collectés (tous inférieurs à 10 $m^3$) s'ajuste bien sur une loi puissance. Hungr et al (1999) reprennent cet exemple pour appuyer une hypothèse. Leurs données de volumes d'éboulements, acquises durant plusieurs décennies sur plusieurs centaines de kilomètres de talus routiers, en Colombie britannique (Canada) montrent toutes, pour chacune des 4 portions de route ou voie ferrée considérées, une distribution en loi puissance ; les auteurs suggèrent que cette loi puisse décrire de façon plus générale les distributions d'éboulements. Ils utilisent cette hypothèse pour calculer, sur les sections étudiées, des fréquences d'événements qui servent de base à un calcul de risque inspiré de la philosophie RHRS (Pierson, 1991, voir Chapitre I page 22).

Noever (1993) montre également une distribution en loi puissance pour les volumes d'éboulements rocheux recueillis sur une route himalayenne. Il n'exploite pas ce résultat en terme de risque, ni même en terme de fréquence d'occurrence, mais fait l'analogie avec le modèle du tas de sable de Bak et Tang (1988) ; il suggère que les talus routiers observés ont un comportement de système critique auto-organisé (Vespignani et Zapperi, 1998, et paragraphe V.D.2).

Ces quelques données bibliographiques sont reprises dans le Tableau V.3, page 197. La littérature ne propose pas à notre connaissance d'exemples de données qui aient montré un autre type de distribution que la loi puissance pour ce type de phénomènes.

## V.B. Les données disponibles

### *V.B.1. Biais d'échantillonnage possibles*

Pour l'étude des séismes, des pluies et crues ou des éruptions volcaniques, des systèmes d'instrumentation fournissent des mesures, directes ou indirectes, de l'occurrence des phénomènes. Par exemple les différents réseaux sismiques, locaux, nationaux et mondiaux enregistrent en continu le

moindre événement et permettent de le déterminer entièrement selon les trois critères : 1. Temps (date de manifestation) 2. espace (localisation de l'épicentre) 3. Taille (magnitude).

Manque de mesures instrumentales

Dans le domaine des éboulements rocheux, à l'inverse du domaine sismique, les mesures instrumentales sont à l'heure actuelle extrêmement rares. Les inventaires d'événements les plus systématiques sont ceux effectués sur les routes taillées dans des pentes rocheuses. Pour les falaises naturelles, les éboulements sont la plupart du temps remarqués par des gardes forestiers, des gardes de parcs ou des particuliers qui ont assisté à l'événement. Ces observations ponctuelles ne sont pas forcément recensées par un organisme unique. Lorsque c'est le cas, les inventaires obtenus de cette façon sont sujets à différents biais, décrits ci-après.

Fréquence d'échantillonnage

Dans le domaine temporel, le pas d'échantillonnage est défini par la fréquence des visites sur chaque site, visites qui n'ont pas pour principal objectif de repérer l'activité d'éboulements – en général il s'agit de l'entretien des forêts, des sentiers. En conséquence l'intervalle entre deux visites n'est souvent pas constant et peut parfois être long de plusieurs mois. Cela laisse le temps à la nature d'effacer les traces de certains éboulements, en particulier ceux de faible volume (quelques mètres cubes à quelques dizaines de mètres cubes). D'autre part, une fréquence de visite trop faible peut induire un effet cumulatif sur l'estimation des volumes éboulés : des chutes différentes survenues au même endroit seront considérées a posteriori comme un phénomène unique de volume égal à la somme des volumes des événements réels.

Recensement en fonction des dégâts produits

Un autre biais d'échantillonnage important vient du fait que les événements recensés sont majoritairement ceux qui ont provoqué des dégâts : personnes blessées, infrastructures endommagées (voies de communication, bâtiments, réservoirs ...), parcelle de forêt détruite ou terrain cultivé touché... A part quelques cas rares – chute de pierre de grande hauteur qui vient heurter directement une personne – les chutes de blocs de faible volume passent la plupart du temps inaperçues et sont donc peu prises en compte dans ce type d'inventaire. Ce phénomène de sous-échantillonnage est difficile à quantifier. La valeur minimale du volume au-delà duquel on peut considérer que l'inventaire est, sinon complet, du moins représentatif dépend des sites d'observation. Elle est d'autant plus faible que les falaises étudiées sont peu étendues et que les moyens mis en œuvre sont importants.

Estimation des volumes éboulés

Enfin, la précision sur l'estimation des volumes reportés est, elle aussi, difficile à quantifier. En effet lorsque les volumes éboulés sont estimés au moment du rapport, ils le sont souvent à partir de l'observation de la zone de dépôt. Pour des événements peu importants, la somme des volumes des plus gros blocs est souvent seule prise en compte. Pour des éboulements plus conséquents, l'estimation est basée sur l'étendue des matériaux fraîchement déposés (longueur, largeur et épaisseur moyenne) ; il faut alors prendre en compte un coefficient de foisonnement, mal connu, ce qui introduit une source d'erreur supplémentaire. Cette observation est couplée si possible avec celle de la zone de départ lorsque la cicatrice en paroi est visible. Si la largeur et la hauteur de celle-ci sont correctement évaluables,





l'épaisseur l'est beaucoup moins car le micro-relief des falaises est irrégulier. Il n'est pas toujours facile d'établir a posteriori s'il s'agissait d'une lame d'un mètre d'épaisseur ou d'une colonne de plusieurs mètres. De plus le personnel qui effectue les observations sur le terrain n'est le plus souvent pas spécialiste d'éboulements (plutôt technicien forestier) et il n'existe pas de procédure particulière. D'ailleurs dans de nombreux cas la description de l'éboulement est seulement qualitative. Il est alors assez délicat d'en obtenir une estimation quantitative. L'expérience a montré qu'après environ deux années, dans la région grenobloise, la cicatrice d'un éboulement de l'ordre de 1000 $m^3$ est très estompée, aussi bien dans la falaise (zone de départ) que dans la forêt (zone de dépôt) et ne permet souvent plus une estimation fiable. Ce délai est réduit à quelques mois, voire quelques semaines pour des éboulements de l'ordre du mètre cube à la dizaine de mètres cubes. En conséquence, les barres d'erreur sur les volumes reportés dans les inventaires sont larges, pouvant atteindre 100% dans les cas défavorables.

Les méthodes de collecte de données sur les éboulements rocheux, telles que décrites dans ce paragraphe, peuvent donc induire des biais d'échantillonnage dans les trois domaines spatial, temporel et volumique. Les inventaires obtenus doivent donc être traités en tenant compte de ces limites. L'analyse statistique permettra de mettre en évidence certains de ces biais tout en apportant de l'information sur la dynamique des populations d'éboulements.

Du fait des difficultés pratiques évoquées ci-dessus, les inventaires d'éboulements rocheux sont encore relativement rares. Grâce au travail de synthèse effectué par différents organismes techniques, complété par un travail bibliographique, nous avons pu regrouper 4 recueils de données :

- deux à une échelle régionale (les falaises calcaires du y grenoblois et la vallée du Yosemite) ;
- un à une échelle très locale (les hautes gorges du Val d'Arly, en Savoie) ;
- un dernier beaucoup plus global, qui recense des grands événements survenus sur l'ensemble de la planète.

Nous allons dans un premier temps décrire chacun de ces inventaires, en précisant le type de données et en décrivant le site dont elles sont issues.

### *V.B.2. Le catalogue du RTM sur le Y grenoblois*

Le premier inventaire concerne les éboulements recensés par le service de Restauration des Terrain de Montagne sur les falaises calcaires du Y grenoblois, déjà évoqué au chapitre (§I.B).

Rappels sur le secteur étudié

Rappelons simplement qu'il concerne au total 120 km de falaises (barres tithoniques, valanginiennes et urgonniennes confondues), dont les hauteurs varient de 50 à 400 m (voir § I.B.1, page 28). Les altitudes sont comprises entre 800 et 2000 m. Les falaises sont donc soumises aux cycles gel-dégel en hiver et à des printemps et automnes pluvieux.

La région connaît des vitesses de déformation tectonique plutôt lentes, de un à quelques mm / an (Martinod et al, 1996). L'activité sismique y est faible, avec seulement quelques séismes de magnitude 4 enregistrés au cours des 5 derniers siècles (Frechet, 1978, Grasso et al., 1992). Il n'y a aucune mention d'éboulements déclenchés par des séismes - en accord avec Keefer (1993), qui montre que des

éboulements déclenchés par des séismes ne sont recensés que pour des événements de magnitude M≥ 4, rares dans notre région.

Les falaises sont souvent caractérisées par 4 familles de discontinuités, héritées de l'histoire géologique (§ II.A) : la stratification, le plus souvent faiblement pentée vers l'intérieur du massif, trois familles sub-verticales, une parallèle à la direction générale des falaises et deux autres la recoupant en oblique.

Les dernières contraintes latérales subies par les falaises ont été exercées par les glaciers du Würm, disparus il y a un peu plus de 10 000 ans, du moins pour les barres inférieures des 3 branches du Y (tithonique du rebord oriental de la Chartreuse, figure I.4) ; les barres supérieures (Urgonien sur la figure I.4 n'ont subi que les assauts du Riss.

Les mécanismes de rupture les plus fréquents sont les glissements dièdres, les basculements de colonnes et les ruptures de surplombs (§ II.B. et III.B.2)

Les données

Le service de restauration des Terrains de montagne de l'Isère a récemment fait le point sur l'activité d'éboulement dans le Y grenoblois en regroupant toutes les informations disponibles. Ce service ayant été créé sous l'administration de Napoléon III, la période 1870-1890 correspond à la charnière à partir de laquelle les phénomènes naturels sont plus systématiquement recensés. Au-delà, seuls des événements particulièrement marquants ont pu être retrouvés dans diverses archives (presse régionale, mémoire collective).

Au total, l'inventaire regroupe 113 événements, datant de 1248 à 1996 (liste exhaustive en Annexe 4). Pour chaque événement cité, les informations, recueillies pour la plupart par les gardes forestiers, portent sur (RTM, 1996) :

- sa localisation (le plus souvent les zones touchées par la propagation des matériaux, plus rarement sur la zone de départ) ;
- sa date, avec mention, lorsqu'elles sont particulières, des conditions météorologiques (fortes précipitations, brusque fonte des neiges…) ;
- son volume et les dégâts causés.

*Estimation des volumes*

Lorsque la visite de terrain a été effectuée peu de temps après l'éboulement et que les traces de la rupture sont encore fraîches, des indications de volumes sont données, soit à partir de la surface de dépôt, soit directement à partir de la cicatrice en falaise (ce qui est évidemment plus précis puisque sur la zone de propagation on maîtrise mal le coefficient de foisonnement).

En fait, souvent sont seuls cités les dégâts – dégâts au bâti, à la forêt, aux cultures. Cette remarque s'applique surtout aux événements antérieurs à 1960-70. Nous avons alors réalisé une estimation du volume, à partir de la carte topographique et éventuellement de visites de terrain complémentaires.

Les volumes ainsi estimés s'étalent de $3.10^{-2}$ $m^3$ – typique d'une chute de pierre ponctuelle mais qui a par exemple touché une maison ou un randonneur – à $5.10^8$ $m^3$ – écroulement du Mt Granier en 1248, à la limite nord de notre zone d'étude.

Toutefois, du fait de la faible fréquence de visite des sites (une semaine au mieux, parfois un à plusieurs mois), nous estimons que les événements inférieurs à 50 $m^3$ ne sont pas tous recensés. Par contre, au-delà de 500 $m^3$, les éboulements créent presque systématiquement des dégâts suffisants pour être remarqués, aussi bien sur la zone de propagation que dans la falaise elle-même (cicatrice bien visible





au moins dans les premiers mois qui suivent la rupture). Nous supposons par conséquent que l'inventaire est représentatif de l'activité d'éboulement le long des falaises considérées pour des volumes supérieurs à 500 $m^3$ (ce critère ne serait pas valable pour les éboulements provenant des secteurs internes des massifs, qui sont moins visibles depuis les zones habitées).

*Uniformité dans le temps*

Le taux d'échantillonnage varie au cours du temps (Tableau V.1) : seuls quelques événements isolés sont reportés au XVII$^e$ et XVIII$^e$ siècle (plus l'écroulement exceptionnel du Granier en 1248), un peu plus à la fin du XIX$^e$ et une majorité au XX$^e$ siècle.

| Période | 1248 | XVII$^e$ | XVIII$^e$ | XIX$^e$ | XX$^e$ | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | 1900-1920 | 20-40 | 40-60 | 60-70 | 70-80 | 80-90 | 90-96 |
| Nombre d'événements | 1 | 2 | 3 | 9 | 6 | 5 | 12 | 12 | 8 | 34 | 21 |

*Tableau V.1. Evolution du nombre d'événements recensés dans l'inventaire RTM au cours du temps (attention, les périodes de découpage du XX siècle ne sont pas constantes).*

Le détail du Tableau V.1 montre que l'essentiel des données date des 20 dernières années. Toutefois le nombre de données devient trop faible si nous réduisons par trop la période d'étude. Ainsi, la période 1935-1996 fournit un compromis entre un nombre suffisant de données et une période sur laquelle l'échantillonnage peut être considéré uniforme.

Avec ces restrictions, nous allons travailler sur un catalogue de 88 éboulements regroupés sur 61 ans. Les volumes concernés sont compris entre 0.03 et $10^6$ $m^3$.

### *V.B.3. Le catalogue USGS sur la vallée du Yosemite*

La seconde série de données concerne des éboulements survenus dans la vallée du Yosemite, en Californie, U.S.A.

Contexte géographique et géologique succin

La vallée du Yosemite, classée parc national depuis plus d'un siècle, est longue d'une quarantaine de kilomètres, avec une orientation moyenne est-ouest. Assez étroite, elle est bordée de part et d'autre par des falaises granitiques, datées du Crétacé, qui atteignent au maximum 1000 m de hauteur (hauteur moyenne 300 m). Le linéaire total de falaises concernées par des risques d'éboulements s'élève à une centaine de kilomètres.

L'altitude des sites varie de 1000 à 2300 m, ce qui correspond à un climat peu différent du secteur précédent : été chaud et sec, hiver froid et précipitations plus importante au printemps et automne. Par contre la morphologie des deux secteurs est très différente (comparer les Figure V-2 et Figure I.4, page 28). Ici les versants sont plutôt arrondis à l'exception de quelques parois subverticales (El Capitan, face de 1000 m, versant nord ouest du Half Dome). Cette caractéristique est due à une famille de discontinuités, parallèles à la topographie (Huber, 1987). Par un effet de décompression, ces

discontinuités induisent une desquamation à la surface du massif. Ce mécanisme est responsable d'une part importante des chutes de blocs et éboulements (Wieczorek, communication personnelle).

La vallée est soumise à des efforts tectoniques modérés, dûs à la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque nord américaine. Il en résulte des déformations de l'ordre de 5 mm /an pour le soulèvement vertical et également 5 mm / an pour la compression horizontale. De ce fait, environ 5% des éboulements rocheux recensés dans le catalogue décrit ci-dessous ont été déclenchés par des séismes (M=4-5).
La dernière glaciation, qui avait envahi la quasi-totalité de la vallée, date du Tioga, qui a pris fin il y a environ 15 000 ans (Huber, 1987). Nous pouvons donc considérer que les processus d'érosion qui se poursuivent actuellement ont démarré à cette époque (donc à peu près en même temps que dans la région grenobloise, après le retrait du Würm).

## Les données

G. Wieczorek (1992) a recensé, parmi les archives du parc national du Yosemite, 395 rapports sur des éboulements survenus dans la période 1850-1992. La plupart des rapports ont été rédigés par des gardes du parc, plus rarement par des géologues de l'USGS (United States Geological Survey).

### *Estimation des volumes*

Comme pour les données grenobloises, il y a de grosses incertitudes sur les volumes des éboulements. Lorsque les informations reportées étaient trop lacunaires, Wieczorek a seulement estimé l'ordre de grandeur du phénomène. Pour cela il a arbitrairement choisi les classes 4-40-400-4000….$m^3$. Dans la suite de l'analyse, nous serons obligés de tenir compte de cette contrainte : l'analyse des distributions de volumes sera réalisée uniquement avec les événements correctement quantifiés (soit ¼ des données), alors que les analyses de fréquence tiendront compte de la totalité du catalogue (voir détails au paragraphe V.C.2.2).

### *Uniformité de l'échantillonnage*

Comme dans le cas de Grenoble, la périodicité des visites des différentes parties du parc n'est pas constante. On peut l'estimer à un mois pour une part importante de la période d'étude – les événements sont relatés dans le « Superintendent Monthly Report », mais elle a beaucoup diminué dans les 10 dernières années du fait de l'afflux touristique (une semaine à quelques jours, d'après une communication personnelle de G. Wieczorek).
En suivant le même critère que dans le cas précédent, nous avons sélectionné la période 1915-1992, qui présente un échantillonnage à peu près uniforme.

Après ces deux types de tri des informations, il reste 101 événements avec des données quantifiées sur les volumes, qui vont de 1 à $6.10^5$ $m^3$. En prenant en compte toutes les estimations de volumes (quantitatives et « qualitatives » par classes), la période 1915-1992 regroupe 404 événements.





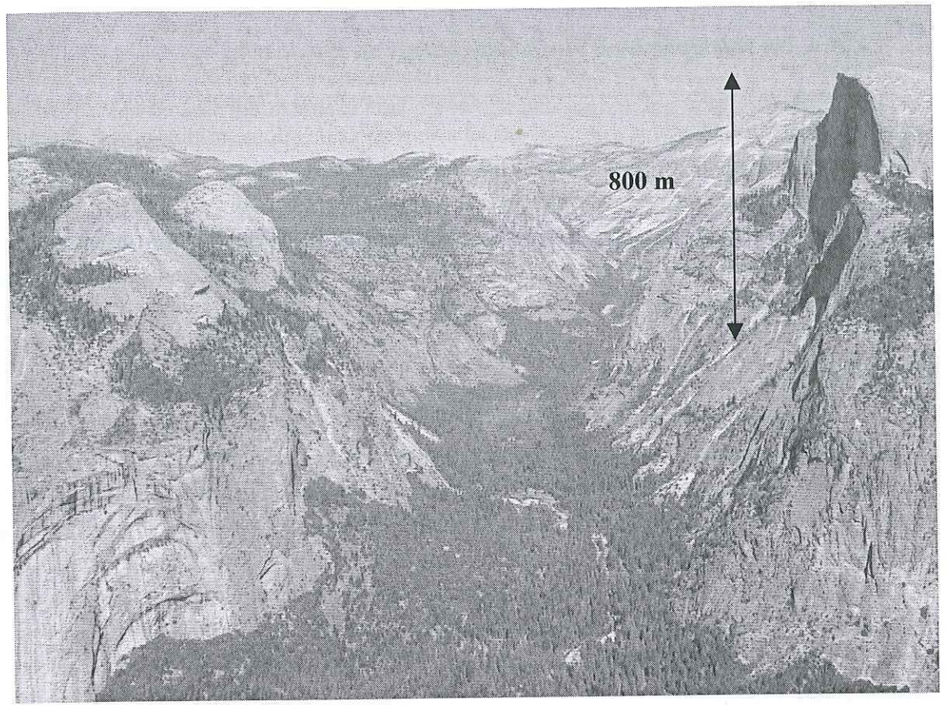



*Figure V-1. Vue d'ensemble de l'extrémité est de la vallée du Yosemite ; remarquer l'arrondi caractéristique des sommets (à droite le Half Dome, photo G. Wieczorek).*

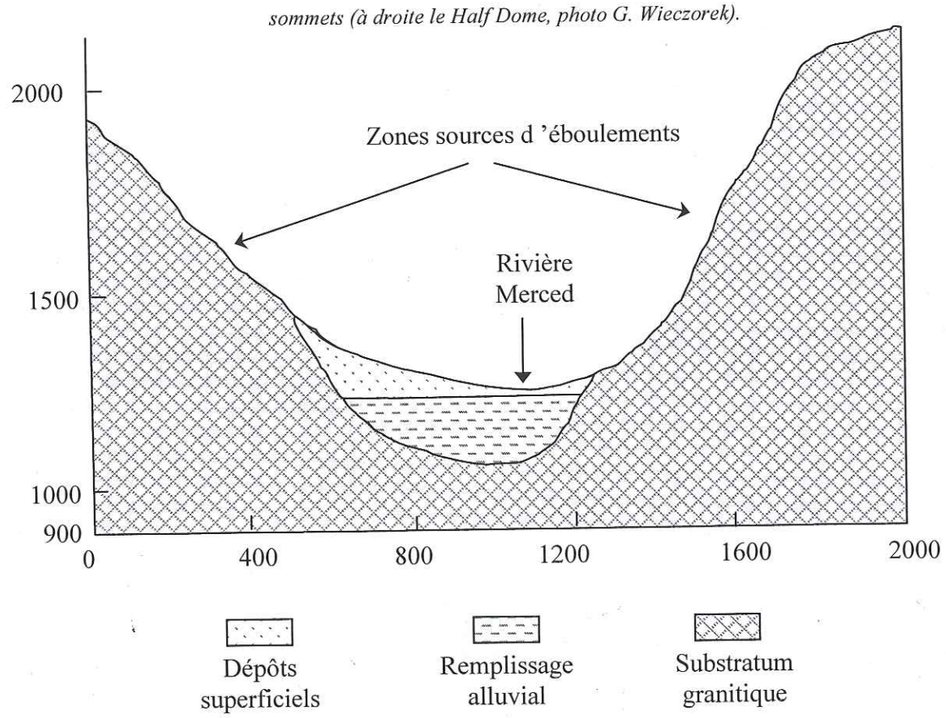



*Figure V-2. Coupe représentative de la vallée du Yosemite ; les dépôts superficiels sont essentiellement des éboulis issus des versants rocheux (d'après Wieczorek et Jäger (1996))*

### *V.B.4. Un catalogue local : les hautes gorges du Val d'Arly*

Les deux inventaires décrits jusqu'ici concernent des zones d'extension régionales, aux échelles spatiales et temporelles identiques, respectivement une centaine de kilomètres linéaires et une soixantaine d'années. Afin d'étudier les distributions d'éboulements sur des échelles plus courtes, nous nous intéressons à une portion de la route nationale 212, située dans les gorges de l'Arly, entre Ugine et Flumet, en Savoie. Ce site permet d'analyser un grand nombre d'éboulements provenant d'une portion unique de versant, par opposition aux autres cas où les sources possibles d'éboulements sont dispersées sur plusieurs falaises séparées.

Les données

La RN 212 a été taillée au début du XX$^{e}$ siècle dans les flancs des gorges creusées par l'Arly. Depuis 1948, le service des routes local (DDE) a pris note de façon journalière de l'activité d'éboulement – chute de blocs : tous les événements de plus de 1 m$^3$ ayant entraîné la fermeture momentanée de la route ont été consignés. Le catalogue ainsi constitué ne souffre donc pas des biais discutés dans le paragraphe V.B.1. Il comporte 153 données, localisées sur une section de 7 km.
Une rapide analyse de la distribution spatiale des éboulements (Figure V-3) montre une forte concentration sur la section des « hautes gorges », sur une distance de 2.2 km (pour plus de détails, voir Jeannin, 2001). Cette section, sur laquelle nous allons nous concentrer, a produit 111 éboulements, de 1 à 10 000 m$^3$, entre 1954 et 1994.

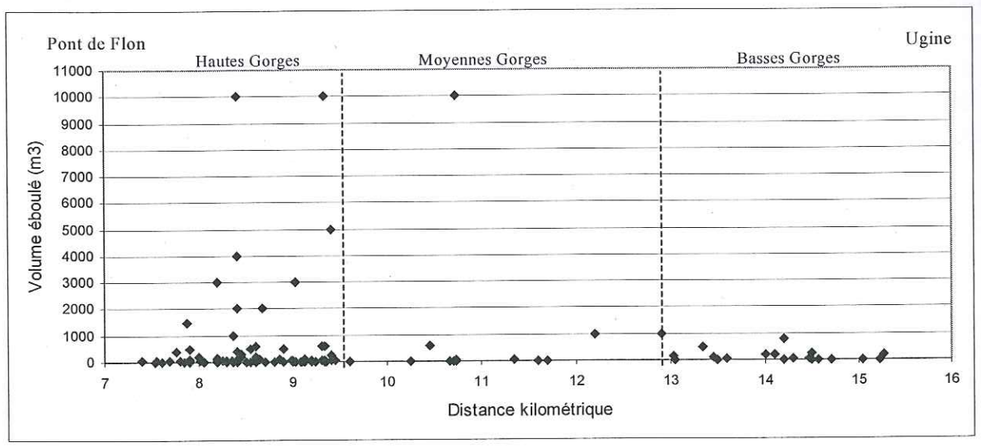



*Figure V-3. Distribution spatiale des éboulements le long de la RN 212 dans les gorges de l'Arly (Savoie, France), sur la période 1948-1996 (d'après Jeannin, 2001)*

Depuis 1976, des mesures de protection contre les chutes de blocs / éboulements ont été mises en place (galeries, filets pare-blocs…) diminuant de façon significative le nombre d'événements recensés. Par conséquent nous ne considérons dans notre analyse que la période 1954-1976, soit 59 événements de 5 à 10 000 m$^3$.





Le site des hautes gorges

Sur les 2.2 km de la portion de gorges considérées, les « hautes gorges », le massif peux être divisé en 2 parties, comme illustré sur la Figure V-4 : la rive gauche de l'Arly ainsi que les 20 premiers mètres de la rive droite sont constitués de micaschistes dont la schistosité est fortement pentée vers l'ouest. Au-dessus on trouve des formations sédimentaires du Houiller, faites de conglomérats et d'alternances de grès et de schistes plus friables. La stratification plonge de 40 à 50° vers l'ouest, c'est à dire, sur la rive droite, vers l'intérieur du massif.

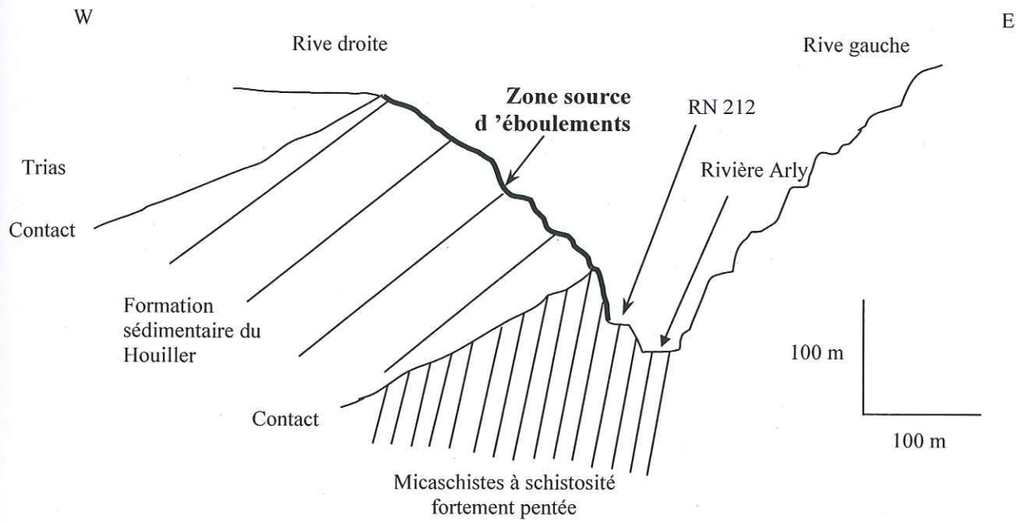



*Figure V-4. Coupe géologique des hautes gorges du Val d'Arly, Savoie, France*

Les familles principales de discontinuités sont la schistosité, qui est très serrée, dans les micaschistes, et les plans de stratification dans le Houiller. Trois autres familles, traversent l'ensemble des 2 formations et les découpent en blocs. Cet agencement structural est responsable d'un phénomène de « fauchage » qui génère la majorité des éboulements : l'alternance de bancs tendres (schistes) et de bancs plus résistants (grès) provoque une érosion différentielle qui permet la rupture des couches supérieures.
La majorité des éboulements provenant des formations du Houiller, bien au-dessus de la route, nous faisons l'hypothèse que le talus routier influence peu l'activité naturelle d'éboulements.

Remarque : Cette description ne reprend que les grands traits les plus caractéristiques des Hautes Gorges ; pour plus de précisions, on pourra se reporter à la description détaillée de M. Jeannin (2001).

### *V.B.5. Un catalogue « mondial »*

Le dernier ensemble de données traitées provient d'une recherche bibliographique menée par R. Couture (1998) sur les grands mouvements de terrain survenus sur la Terre et sur quelques autres planètes. Nous avons retenu de cette liste les mouvements rocheux terrestres cités. Cela représente 142 événements, dont certains datent d'avant les dernières glaciations (Annexe 4bis).

*Les volumes*

Les volumes sont estimés sur la base des informations fournies dans les études historiques. Le plus souvent ce sont des observations sur la zone de dépôt (études géomorphologiques pour les phénomènes les plus anciens), plus rarement sur les cicatrices de rupture (pour les événements plus récents). Les volumes ainsi recensés vont de 1 000 $m^3$ à $2.10^{10}$ $m^3$ pour le plus grand mouvement reconnu, celui de Saidmarreh en Iran (Harrison et Falcon, 1937).

*Qualité d'échantillonnage*

L'échantillonnage n'est uniforme ni dans le temps, car on a gardé plus de traces des événements relativement récents, ni dans le domaine des tailles, puisque les rapports historiques portent surtout sur les écroulements les plus importants en volume. D'après l'auteur, la liste n'est pas supposée exhaustive, mais est plutôt représentative de l'activité des très grands phénomènes.

Dans les trois inventaires précédents, l'ensemble des données correspond à un site possédant une unité géographique et des caractéristiques géologiques homogènes, respectivement des falaises calcaires pour le Y grenoblois, des falaises granitiques pour le Yosemite, et un versant de Houiller pour l'Arly. Dans le cas présent au contraire, les événements proviennent de sites répartis sur l'ensemble de la planète. Les paramètres géologiques sont par conséquent très hétérogènes.

## V.C. Analyse statistique des distributions de volumes

Pour chacun des 4 inventaires, nous avons testé quelle est la loi de distribution qui décrit le mieux la répartition des volumes d'éboulements.

Préambule

A cause des méthodes de collecte des données discutées au paragraphe V.B.1, il existe un sous-échantillonnage pour les petits volumes. En conséquence, nous allons sélectionner les données au-delà d'un certain volume, dépendant des caractéristiques de chaque inventaire. Ce volume minimum n'est pas connu a priori (il a été estimé dans le cas de Grenoble), mais sera déduit du meilleur ajustement des lois de distribution sur les données. De même, un effet de taille finie, lié à la taille maximum que peut atteindre un éboulement en fonction de la taille des falaises sources, peut provoquer une troncature de la loi de distribution pour les gros volumes (comme c'est le cas par exemple pour les séismes). Il ne faut donc pas s'attendre à ce qu'une loi de distribution décrive la totalité des données d'un inventaire.

### *V.C.1. Méthodologie*

Dans un premier temps nous cherchons parmi une série de lois de distribution laquelle est susceptible de décrire nos données : loi normale ou log-normale, loi exponentielle, loi de Gumbel (qui ajuste bien les données sur les maxima de pluies), loi de Weillbull (ou loi de valeurs extrêmes, utilisée pour les crues), loi de puissance (utilisée en sismologie). L'objectif de ce travail n'étant pas de décrire précisément ces lois, on pourra se reporter à des ouvrages généraux de statistiques (par exemple Kottegoda et Rosso, 1997).





Il s'agit ensuite de trouver les paramètres caractéristiques de la loi qui permettent d'ajuster au mieux la distribution sur les données. Parmi différentes méthodes d'ajustement, nous utilisons la méthode du maximum de vraisemblance, qui consiste à maximiser la probabilité d'observation de l'échantillon étudié. On cherche à annuler les dérivées partielles de la probabilité de l'échantillon, P, ou de Ln(P), par rapport au paramètre recherché (Bois et Obled, 1999). Cette méthode a en particulier été développée pour le paramètre b des lois puissances utilisées en sismologie (voir paragraphe suivant).

Pour la loi qui semble le mieux convenir, nous utilisons un test statistique pour vérifier la justesse de notre hypothèse (c'est à dire l'adéquation de nos données avec le modèle proposé). Le test retenu est celui du $\chi^2$ (Chi 2). Ce test consiste à comparer l'histogramme des données observées avec l'histogramme que donnerait la loi à tester (Press et al. 1992). La valeur du $\chi^2$ mesure en fait la distance entre ces 2 histogrammes :

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^{k} \frac{(n_i - n_i^*)}{n_i^*}$$

*(Équation V-1)*

où $n_i$ est le nombre d'événements observés dans la $i^{ème}$ classe de l'histogramme et $n^*_i$ le nombre attendu d'après la loi de distribution de l'hypothèse. Le nombre k de classes est choisi pour chaque série de données de façon à ce que chaque classe contienne au moins $n_i = 5$ événements.

La distance est d'autant plus grande que l'écart des données au modèle est grand. Donc plus $\chi^2$ est faible, mieux l'hypothèse est acceptable. De façon plus quantitative, la variable $\chi^2$ suit une loi de distribution, dite « loi du $\chi^2$» fonction du degré de liberté (v=k-1-nombre de paramètres de la loi testée, permet de travailler sur un $\chi^2$ réduit). Cette loi permet d'estimer la probabilité de dépasser la valeur calculée. Si la probabilité au dépassement est trop faible, on rejettera l'hypothèse. La valeur de 10% est souvent utilisée comme seuil de rejet.

Remarque : Lorsque la série de données traitée est grande, on choisi k pour que dans chaque classe de l'histogramme la distribution des événements suivent une loi de Gauss (soit $n_i$ au moins supérieur à 10). Dans le cas où l'on travaille sur de faibles séries de données, Bois et Obled (1999) suggèrent qu'il vaut mieux travailler sur un nombre plus grand de classes comportant chacune moins de données, ce qui nous amène à adopter la condition $n_i \geq 5$.

### *V.C.2. Résultats : loi de distribution et paramètre b*

#### V.C.2.1. Y grenoblois

Nous analysons, pour les 88 événements du Y grenoblois dans la période 1935-1996, la distribution cumulée des volumes, c'est à dire la courbe N = f(V), où N est le nombre d'événements de volume supérieur ou égal à V. La distribution est pratiquement linéaire dans un diagramme log-log pour les volumes supérieurs à 50 $m^3$ (Figure V-6). Cette distribution peut donc être caractérisée par une loi de puissance. Pour les volumes inférieurs à 50 $m^3$, on observe un aplatissement de la courbe, caractéristique

d'un effet de sous-échantillonnage. Remarquons que cette valeur correspond à la limite inférieure pour laquelle nous avions estimé a priori que le catalogue n'était plus complet (§V.B.2).
Par conséquent, nous devons tester si la distribution cumulée des volumes peut être ajustée par une loi puissance, pour les volumes supérieurs à 50 $m^3$, soit 55 événements.

Une telle loi s'écrit :

$N(V) = \alpha V^{-b}$ ou $LnN = a - bLnV$, avec $a = Ln\alpha$

*Équation V-2*

où N(V) est le nombre d'événements de volume supérieur ou égal à V, et $\alpha$ et b sont des constantes caractéristiques de la loi.
Nous utilisons dans un premier temps la méthode du maximum de vraisemblance pour estimer les paramètres $\alpha$ et b. D'après Aki (1965), le paramètre b vaut :

$$b = \frac{\log_{10} e}{< \log V > - \log V_0}, \text{ ce qui s'écrit aussi}$$

$$b = \frac{1}{Ln10(< \log V > - \log V_0)}$$

*Équation V-3 (d'après Utsu, 1964, in Aki, 1965)*

où $V_0$ est le volume minimal considéré, <logV> est la moyenne des valeurs de logV.
L'écart type de b s'écrit :

$$\sigma = \frac{b}{\sqrt{N_0}}$$

*Équation V-4. (d'après Aki, 1965 (avec $d_\varepsilon$=1, soit $\varepsilon$=33%))*

si b est la valeur obtenue par l'équation précédente et $N_0$ le nombre d'événements pris en compte, soit le nombre d'événements de volume $V \geq V_0$.

La valeur exacte de $V_0$ est obtenue en calculant b à partir de différents volumes minimaux ; $V_0$ est la valeur minimale au-dessus de laquelle b reste constant. Nous confirmons ainsi $V_0$= 50 $m^3$, valeur au-dessus de laquelle l'inventaire est considéré complet.

Ainsi calculé, l'exposant de la loi puissance vaut b=0.41, avec un écart type $\sigma$=0.06. Ces valeurs ne sont sensibles ni à une augmentation de $V_0$, ni à un changement de la période d'étude (1935-1980, 1980-1996…).
La loi étudiée étant valable seulement au-delà de $V_0$, le paramètre $\alpha$ s'écrit, à partir de l'Équation V-2 :

$$\alpha = \frac{N_0}{V_0^{-b}}$$

*Équation V-5*

$\alpha$ dépend donc de la valeur obtenue pour b. La signification et la variabilité de ce paramètre seront discutés plus loin.





Le test statistique fournit une valeur de $\chi^2$ =5.2, soit une probabilité de dépassement de 74%. Cette forte probabilité permet d'accepter, dans un intervalle de confiance de 90%, l'hypothèse que la distribution des volumes d'éboulements du Y grenoblois suit une loi puissance au-delà de 50 $m^3$.
Le même type d'analyse nous amène à rejeter d'autres lois de distributions telles que la loi normale, la loi exponentielle, la loi de Gumbel ou la loi de Weillbull (Figure V-5).

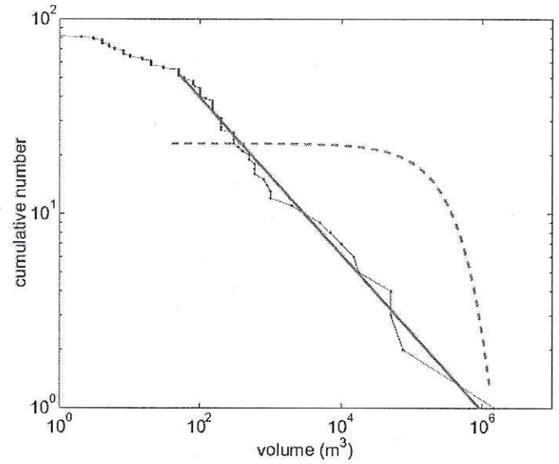



*Figure V-5. Distribution cumulée du nombre d'éboulements en fonction du volume pour l'inventaire du Y grenoblois. La droite pleine représente l'ajustement des données en loi puissance, la courbe pointillée l'ajustement en loi exponentielle*

Pour les analyses qui suivent, ces lois ont également été rejetées et ne seront plus mentionnées.

### V.C.2.2. Vallée du Yosemite

La distribution cumulée des volumes d'éboulements du Yosemite est construite à partir de 101 événements de la période 1915-1992. Comme dans le cas de Grenoble, nous observons sur la Figure V-6:
- une distribution linéaire pour les volumes supérieurs à une centaine de mètres cubes ;
- un départ de la courbe très plat pour les petits volumes.

En reproduisant l'analyse décrite dans le paragraphe précédent, nous obtenons que la distribution s'ajuste sur une loi puissance pour les volumes supérieurs à $V_0$= 50 $m^3$. L'étude statistique se fait alors sur les 56 événements de volume $V \geq 50$ $m^3$. L'exposant de la loi vaut, selon le maximum de vraisemblance, b=0.45 avec un écart type $\sigma$=0.06. Ces valeurs ne sont pas modifiées si l'on augmente $V_0$ où si l'on fait varier la période d'étude.

Le test du $\chi^2$ donne une valeur de 5.3, soit une probabilité de dépassement de 78%. Nous pouvons donc accepter, dans un intervalle de confiance de 90%, l'hypothèse que la distribution des volumes d'éboulements du Yosemite suit une loi puissance pour les volumes 50 $m^3 < V < 10^6$ $m^3$.
Les pratiques de collecte des données étant assez similaires dans la région grenobloise et dans le Yosemite, il paraît logique de trouver une valeur de $V_0$ identique, qui correspond au niveau de résolution de la méthode d'échantillonnage.

### V.C.2.3. Val d'Arly

La distribution cumulée des volumes des 59 éboulements survenus dans les hautes gorges du Val d'Arly entre 1954 et 1976 présente une partie linéaire (en log-log) entre deux volumes limites. L'aplatissement de la courbe pour les petits volumes, déjà observé dans les cas précédents, s'accompagne ici d'un raidissement de la courbe pour les gros volumes.
Les méthodes statistiques permettent d'ajuster sur les données une loi puissance pour les volumes de 20 à 3000 $m^3$ (soit $V_0 = 20$ $m^3$ et Vmax = 3000 $m^3$), ce qui concerne 47 événements. L'exposant de la loi, calculé avec le maximum de vraisemblance, vaut b=0.45, associé à un écart type $\sigma$=0.06. Cette loi est acceptée par le test du $\chi^2$.

Dans ce cas comme pour les cas précédents, le début de la distribution montre un sous-échantillonnage des petits volumes. La valeur seuil de 20 $m^3$ est plus faible que les 50 $m^3$ du Y grenoblois et du Yosemite. Elle peut toutefois paraître élevée si l'on considère que tous les événements qui atteignent la route sont systématiquement relevés au-delà de 1 $m^3$. On attendrait pour cette méthode d'échantillonnage un niveau de résolution bien meilleur. Une des raisons peut être que certains événements de faible volume sont stoppés dans la pente par la végétation : n'atteignant pas la route, ou n'entraînant pas sa fermeture, ils ne sont donc pas recensés.

D'autre part la fin de la distribution ne suit pas la loi puissance théorique. On peut penser que la fenêtre de temps considérée (22 ans) est trop courte pour être représentative d'événements de grands volumes (ici supérieurs à 3000 $m^3$), plus rares.

### V.C.2.4. Inventaire « mondial »

Pour les 142 événements de l'inventaire mondial, la distribution cumulée des volumes montre les mêmes caractéristiques que précédemment – une partie linéaire en log-log au-delà d'un certain seuil, et un aplatissement en deçà.
Pour cet inventaire, le seuil de linéarité est obtenu pour $V_0$=3 $10^7$ $m^3$, ce qui ne concerne plus que 54 événements. L'exposant b vaut alors b=0.51, avec un écart type $\sigma$=0.07.
Le test statistique donne $\chi^2$ = 8.9, soit 25% de probabilité de dépassement. Ce pourcentage est bien inférieur aux précédents, mais permet tout de même d'accepter l'hypothèse d'une distribution en loi puissance pour les volumes d'événements compris entre $10^7$ et $10^{10}$ $m^3$.





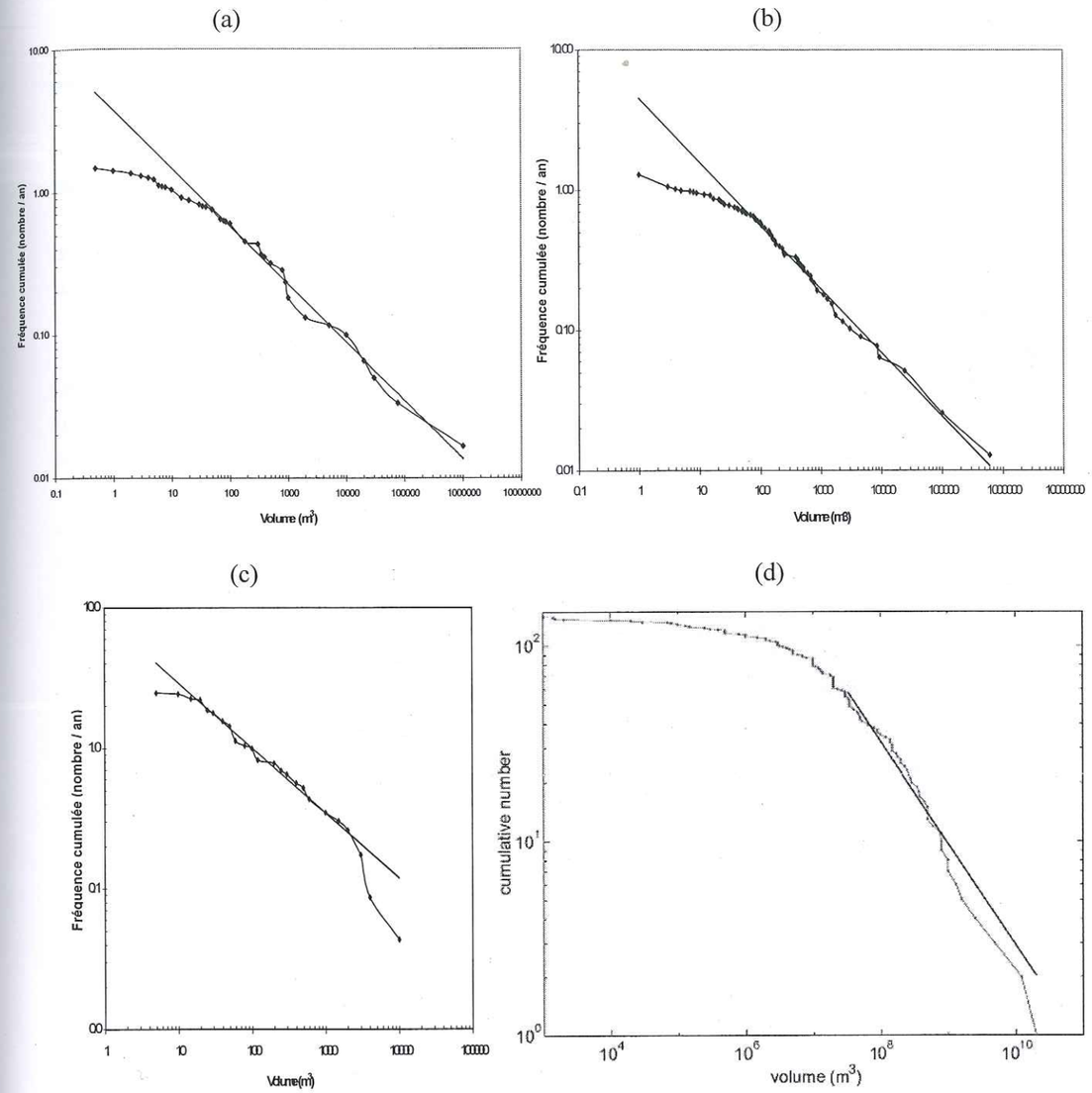



*Figure V-6.Distribution cumulée des volumes pour chacun des 4 inventaires, en coordonnées log-log : a) Y grenoblois, 87 données sur une période de 61 ans (1935-1996), provenant de 120 km de falaises calcaires. La droite représente l'ajustement de la loi puissance, $n = 4.2V^{-0.41}$ pour la gamme de volume 50-$10^6$ $m^3$, où n est le nombre d'événement par an de volume supérieur ou égal à V. b)Vallée du Yosémite, 101 données sur78 ans (1915-1992) sur 100.km de falaises granitiques. La loi puissance est acceptée pour la gamme de volumes 50-$10^6$ $m^3$, avec pour équation $n=4.5V^{-0.46}$. c) Hautes gorges du Val d'Arly, 59 données sur 22 ans (1954-1976), sur 2.2 km de falaise du Houiller. La loi puissance s'ajuste pour les volumes 20-3000 $m^3$, avec pour équation $n=8.55V^{-0.45}$. d) Inventaire mondial, 142 données sur plus de 10 000 ans. Les données sont présentées en nombre d'événements (la période totale d'étude est imprécise pour présenter un nombre d'événement par an comme dans les autres cas) ; b=0.52 pour les volumes de 3 $10^6$ à 2 $10^{10}$ $m^3$.*

### *V.C.3. Résultats : le paramètre α*

D'après l'Équation V-2, le paramètre α est une mesure de la production d'éboulements sur le site considéré. Sa valeur numérique correspond au nombre d'événements de volume V≥1 $m^3$. Toutefois, comme nous l'avons observé précédemment, la loi puissance ne décrit jamais nos inventaires jusqu'à un si petit volume. Il est donc délicat, dans un premier temps, d'accorder une valeur particulière à ce paramètre (nous discuterons plus loin les possibilités d'extrapolation de la loi vers les petits volumes).
Pour pouvoir comparer ce paramètre d'activité, il faut donc tout d'abord l'observer sur un volume intégré dans tous les cas par la loi puissance. Si l'on exclut l'inventaire mondial, la valeur V=100 $m^3$ répond à ce critère. On peut alors définir $N_{100}$ comme le nombre d'événements de volume V≥100 $m^3$.
Dans le cas du Yosemite, l'analyse statistique sur le facteur b a été réalisée seulement à partir des 101 événements dont le volume était précisément quantifié. En effet, l'introduction de classes arbitraires de volume, choisies par l'auteur de l'inventaire pour des raisons pratiques, introduit un biais dans le calcul de l'exposant de la loi puissance. Toutefois, l'auteur a montré que l'ensemble des 395 événements suit également une loi puissance, avec un exposant similaire (Wieczorek, 1995). Pour le paramètre d'activité, c'est bien l'ensemble des événements que nous devons prendre en compte, indépendamment de la façon dont a été estimé leur volume. Le paramètre α issu de l'analyse du paragraphe précédent doit donc être corrigé d'un facteur 395/101 = 3.91.

D'autre part, il est évident que le nombre d'éboulements observé augmente avec la surface d'étude et la période d'observation. Par conséquent, nous homogénéisons la grandeur en la divisant par la longueur de la période d'observation (en années) et la surface de la zone d'étude d'où proviennent les éboulements. Là encore, l'inventaire mondial sort du cadre de cette analyse (période et surface sont insuffisamment connues). La surface de falaise est grossièrement estimée à partir du linéaire total de falaises concernées et de leur hauteur moyenne. Les résultats sont résumés dans le Tableau V.2 ci-dessous.

| Site | | Y Grenoblois | Yosemite | Val d'Arly (hautes gorges) |
|---|---|---|---|---|
| Paramètre α (calculé d'après l'Équation V-5) | | 252 | 1404 (359×3.91) | 187 |
| $N_{100}$, tel que défini ci-dessus (nombre) | | 37.8 | 168.5 | 23.5 |
| Période d'étude P (années) | | 61 | 78 | 22 |
| $n_{100} = N_{100} / P$ (nombre/an) | | 0.62 | 2.16 | 1.07 |
| Falaises sources | Longueur totale (km) | 120 | 100 | 2.2 |
| | Hauteur moyenne (m) | 200 | 300 | 250 |
| | Surface ($km^2$) | 24 | 30 | 0.55 |
| **$n_{100}$ / 10 $km^2$** | | **0.26** | **0.72** | **19.45** (extrapolé) |

*Tableau V.2 . Passage du paramètre α de la loi de distribution au paramètre normalisé $n_{100}$/ 10 $km^2$ pour 3 des inventaires étudiés.*





### *V.C.4. Synthèse et discussion : une distribution en loi puissance pour les volumes d'éboulements ?*

Pour les 4 inventaires étudiés, nous avons montré que les volumes d'éboulements sont bien représentés par une distribution en loi puissance, au moins dans une certaine gamme de volumes. L'ensemble des résultats est repris dans le Tableau V.3, complété par des études de la littérature (sauf pour le paramètre α détaillé dans le tableau précédent, car les études de la littérature ne s'intéressent pas de façon homogène à ce paramètre).

| Site d'étude (source de l'inventaire) | Contexte géologique | Nombre d'éléments considérés | Période d'étude | Volumes de l'inventaire ($m^3$) | Gamme de volume ajustée par la loi ($m^3$) | Exposant b[a] |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Y grenoblois, (RTM 1996) | Falaises calcaires | 87 | 61 ans | $0.5\text{-}10^6$ | $50\text{-}10^6$ | 0.41±0.06 |
| Vallée du Yosemite, Californie (Wieczorek et al., 1992) | Falaises granitiques | 101 | 78 ans | $1\text{-}10^6$ | $50\text{-}10^6$ | 0.45±0.06 |
| Hautes gorges du Val d'Arly | Un versant de roches métamorphiques et sédimentaires | 59 | 22 ans | $5\text{-}10^4$ | 20-3000 | 0.45±0.06 |
| Inventaire mondial (Couture, 1998) | Roches variées | 142 | 10 000 ans | $10^3\text{-}2.10^{10}$ | $3.10^7\text{-}2.10^{10}$ | 0.51±0.07 |
| Alberta, Canada, (Gardner 1970) | Falaises calcaires et quartzitiques | 409 | 2 étés | $10^{-6}\text{-}10$ | $10^{-2}\text{-}10$ | 0.72 |
| British Columbia, Canada. **Talus routiers** (Hungr et al. 1999) | Roche cristalline massive | 389 [b,1]<br>123 [b,2] | 30 ans<br>13 ans | $10^{-2}\text{-}10^8$<br>$10^{-2}\text{-}10^8$ | $10^{-2}\text{-}10^8$<br>$1\text{-}10^8$ | 0.43<br>0.40 |
| | Roche métamorphique fracturée | 64 [b,3]<br>122 [b,4] | -<br>22 ans | $10^{-2}\text{-}10^8$<br>$10^{-2}\text{-}10^8$ | $1\text{-}10^8$<br>$1\text{-}10^8$ | 0.70<br>0.65 |
| Mahaval, île de La Réunion, **Mesures instrumentales** (Rousseau, 1999) | Une seule falaise de basalte | 370 | 2 mois | $V_{max} = 9.10^{6}$[c] | 1.5 ordres de grandeur | 1 |

[a] Calculé pour la distribution cumulée des volumes, ± l'écart type s'il a été calculé
[b] Etudes sur différentes portions du même secteur : 1=Highway 99, bandes A et B, 2=BC Railway, 3=Highway 1, 4=CP Railway
[c] Déduit de l'amplitude du signal sismique (Rousseau, 2000). Une analyse plus récente des données donnerait plutôt un exposant b=0.5 (Aki, communication personnelle)

*Tableau V.3. Caractéristiques des distributions de volumes d'éboulements pour les inventaires de cette étude (4 premières lignes) complétées par d'autres études de la littérature.*

#### La loi de distribution : une loi puissance ?

Pour les 4 inventaires, la loi puissance a été acceptée suivant le test du $\chi^2$, alors que d'autres lois telles les lois normale, exponentielle, de Gumbel ou de Weillbull ont été rejetées.

#### *Adéquation de la loi pour les volumes extrêmes*

Dans tous les cas, la distribution s'aplatit par rapport à la loi puissance théorique pour les plus petits volumes de l'inventaire. Ce phénomène a également été observé pour les glissements de terrain au sens plus large, mais Stark et Hovius (2001) suggèrent que cela est purement dû au niveau de résolution

de l'échantillonnage et ne remet pas en cause la distribution en loi puissance. De même, les lois puissances observées pour les distributions de taille de séismes marquent un aplatissement dû à la résolution des techniques d'enregistrement (Gutenberg et Richter, 1949).

A l'autre extrémité de la distribution, seule la courbe de l'Arly montre une troncature pour les grands volumes. On peut invoquer la courte période d'observation pour expliquer cette coupure. Néanmoins, sur un site donné, il faut dans tous les cas considérer un effet de taille finie. L'événement le plus important connu, l'écroulement préhistorique de Saidmarreh en Iran, a impliqué un volume de $2.10^{10}$ m$^3$, soit 1 km × 2 km × 10 km. Peu de pentes rocheuses sont susceptibles de produire de tels phénomènes. La taille des pentes étudiées, en particulier leur hauteur, joue un rôle de facteur limitant dans la production des volumes d'éboulement, et de ce fait induire une coupure dans les lois de distribution. Un tel effet de taille finie a été décrit pour les distributions de séismes, dont la rupture est limités par l'épaisseur de la croûte fragile (Pacheco et al., 1992, Volant et Grasso, 1994).

Notons malgré tout que la loi puissance décrit une grande variété des gammes de volumes (de 0.01–10 m$^3$ à $10^7$–$10^{10}$ m$^3$, voir Tableau V.3) et de périodes d'observation (de 2 mois à quelques 10 000 ans).

*La loi de distribution est-elle biaisée ?*

1. Une telle distribution de volumes en loi puissance pourrait résulter d'un biais d'échantillonnage, lié à la méthode de collecte des données. Toutefois une étude a été réalisée à partir d'enregistrements sismiques sur une falaise basaltique bien isolée de l'île de La Réunion (Rousseau, 1999). Les signaux enregistrés correspondent aux ruptures de masses rocheuses dans la falaise (les signaux correspondant aux impacts des blocs tombés sur le sol ne sont pas pris en compte). Les volumes des événements sont déduits de l'amplitude de ces signaux. Cette technique d'échantillonnage instrumental assure un inventaire qui n'est pas affecté par les biais possibles des autres inventaires. Or, les volumes des événements ainsi recensés suivent également une loi puissance, dont les caractéristiques apparaissent dans le Tableau V.3. De cette manière, cette étude tend à montrer que la loi de distribution obtenue pour les événements recensés sur le terrain n'est pas un artefact de mesure.

2. La distribution en loi puissance pourrait aussi provenir d'un effet géométrique lié à la variabilité des dimensions des falaises sur le secteur d'étude (en particulier les différences de hauteur). Les cas du Val d'Arly, de l'Alberta (Gardner, 1970) et de la Réunion - pour lesquels les éboulements sont recensés le long d'un même versant de taille restreinte ou d'une falaise isolée– amènent à rejeter cette hypothèse. De même Sornette et al. (1991) suggèrent que les tailles des séismes provenant d'une faille unique ou d'un réseau de faille obéissent au même type de distribution, avec un exposant b similaire ou plus grand dans le cas d'un réseau.

Remarque

La valeur de l'exposant proposée par Rousseau, b=1, est la plus grande des valeurs reportées dans le Tableau V.3, ce qui n'est pas compatible avec les observations de Sornette et al. (1991) pour les séismes (l'exposant observé pour un réseau de faille est plus grand que celui observé sur une faille unique). Toutefois, une récente analyse des données de la Réunion, qui modifie le modèle utilisé jusque là pour





déduire les volumes éboulés de l'amplitude des signaux enregistrés, mènerait à un résultat différent sur b, soit b=0.5 (Aki, communication personnelle).

Toutes ces observations sont des arguments pour penser que la distribution en loi puissance représente de façon générale les volumes d'éboulements rocheux.

L'exposant b

Pour tous les cas reportés dans le Tableau V.3, les exposants b de la loi montrent peu de variations. En particulier, ils sont très similaires pour les falaises naturelles dans la gamme 10–$10^6$ m$^3$, variant de 0.41 à 0.45.

*Influence de la fracturation*

La comparaison est surtout intéressante pour les inventaires de Grenoble et du Yosemite, puisqu'ils correspondent à la même échelle d'étude : respectivement 24 et 30 km$^2$ de falaises pour l'échelle spatiale, 61 et 78 ans pour l'échelle temporelle. Comme nous l'avons vu au paragraphe V.B, les données de fracturation des 2 sites sont assez différentes. Selon le point de vue développé dans les chapitres précédents, qui accorde beaucoup d'importance à la fracturation pour les déclenchements d'éboulements, il peut donc paraître surprenant que les 2 distributions d'événements soit tellement similaires. Cependant les caractéristiques morphologiques globales des 2 secteurs restent comparables, avec des falaises raides, voire subverticales faites de roche massive. Ces observations suggèrent que la fracturation, du moins à cette échelle d'étude régionale, n'influence pas l'exposant b de la loi de distribution.

A une plus grande échelle – quelques kilomètres linéaires de falaises – Hungr et al. (1999) proposent une valeur de b plus forte dans la roche plus fracturée (b=0.65-0.70) que dans la roche massive (b=0.40-0.43). Notre étude sur l'Arly ne confirme pas cette tendance : la valeur de b=0.45 caractérise une roche très densément fracturée.

Quoi qu'il en soit, pour les gammes de volume intéressées par ces études, la valeur de b est grossièrement stable, proche de 0.45 (en tenant compte de l'écart type).

*Influence des faibles volumes*

Pour les plus petits volumes d'éboulements, il est encore difficile de discuter la valeur de b, du fait de l'effet de sous-échantillonnage observé sur la majorité des inventaires. La seule série de données disponibles pour des volumes inférieurs à quelques m$^3$ est celle de Gardner (1970), caractérisée par b=0.72, ce qui est la valeur la plus forte (mises à part les données instrumentales, voir remarque ci-dessus). En supposant que cette valeur soit représentative, deux hypothèses sont possibles.

- D'un côté, cela peut vouloir dire que les « petits » et les « gros » éboulements n'ont pas le même comportement – en terme de distribution de volume. L'effet de peau, qui affecte la surface des pentes rocheuses à travers les cycles de température et de gel-dégel, peut influencer la distribution des événements superficiels, alors que les événements plus profonds sont davantage dirigés par des paramètres mécaniques et géométriques (voir chapitre III, §III.B.3.2).

- D'un autre côté, le sous-échantillonnage des petits volumes peut induire une sous-estimation de l'exposant b, comme cela a récemment été proposé pour les glissements de terrain (Stark et Hovius, 2001).

A ce stade de l'analyse, nous avons besoin de davantage de données pour mener des études détaillées sur différentes gammes de volumes.

Le paramètre α

Nous avons détaillé au paragraphe V.C.3 comment nous passons du paramètre α de la loi puissance à un paramètre $n_{100}$, normalisé par la surface et la période d'étude. Ce nouveau paramètre permet de comparer l'activité des différents sites en terme de production d'éboulement. Nous ne l'avons pas calculé pour les études de la littérature, car toutes les données nécessaires ne sont pas disponibles. Par conséquent nous ne discuterons $n_{100}$ que sur les 3 sites de Grenoble, du Yosemite et du Val d'Arly.

A l'inverse de l'exposant b, le coefficient normalisé varie d'un site à l'autre de près de 2 ordres de grandeur (Tableau V.2) : en suivant les lois de distribution, une surface de 10 km$^2$ produit 0.26 événement par an de volume supérieur ou égal à 100 m$^3$ dans le Y grenoblois, contre 0.72 au Yosemite et 19.45 dans l'Arly si l'on extrapole la surface étudiée à 10 km$^2$.

Cette observation sera discutée au paragraphe V.E.1.

## V.D. Comparaison avec des modèles et d'autres phénomènes

Il n'y a pas eu à notre connaissance d'essai direct pour simuler analytiquement ou numériquement des distributions d'éboulements rocheux. Une classe de modèle analyse globalement le phénomène d'érosion (Hergarten et Neugebauer, 1998, Densmore et al., 1998) ; elle pourrait s'appliquer à des simulations d'éboulements. L'autre classe est celle des modèles génériques, qui s'appliquent à une large gamme de phénomènes qui montrent des invariances d'échelle, c'est à dire les modèles de fragmentation et les modèles de tas de sable.

### *V.D.1. Les modèles d'érosion*

Densmore et al. (1998) ont proposé un modèle numérique pour simuler l'évolution d'un relief dans le temps. Un des facteurs majeurs pris en compte est l'occurrence de mouvements de terrain, qui est réglé dans le modèle par un critère de stabilité de pente (critère de Cullmann, basé sur une hauteur critique de pente). Les auteurs étudient ensuite les volumes des mouvements de terrain générés par le modèle. Leur distribution cumulée est une loi puissance, dont l'exposant b varie en fonction des caractéristiques mécaniques (c et ϕ) considérées pour le matériau qui forme le paysage : de b=1.2 pour des matériaux « tendres » (c=60 kPa, ϕ=20°, typique de sol meuble) à b=0.8 pour des matériaux « durs » (c=20000 kPa, ϕ=40°, représentatif de roches massives). Dans leur modèle les roches plus dures correspondent à des topographies raides, qui peuvent reproduire les conditions d'occurrence d'éboulements rocheux. Les sols meubles créent des topographies plus douces, qui décrivent mieux des conditions de glissements de terrain.





*Comparaison avec des données de glissement de terrain*

Pour les distributions de glissements de terrain observés in-situ, ce sont généralement les surfaces glissées et non les volumes qui sont étudiés (voir §V.A). Afin de comparer les exposants des lois de distributions avec ceux du modèle numérique, nous avons converti ces données en surface en données en volumes. A défaut d'information plus précise, nous considérons que l'épaisseur est proportionnelle à la longueur de la masse déplacée, suivant en cela Hovius et al. (1997). Si la loi de distribution des surfaces est une loi puissance avec un exposant b, alors la loi de distribution des volumes est également une loi puissance, avec un exposant b' = 2/3b. Les caractéristiques ainsi obtenues sont résumées dans le Tableau V.4.

| Références | Site | Nombre de données | Gamme de surface ajustée par la loi (m$^2$) | Exposant b (distribution log-discrète des surfaces) | Gamme de volume estimé ajustée par la loi (m$^3$) | **Exposant b recalculé (distribution cumulée des volumes)** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| [Hovius et al, 1997] | Nouvelle Zélande (Southern Alps) | 4 984 | $10^4$-$10^5$ | 1.16 | $10^6$-$3.10^7$ | **0.8** |
| [Fuyii, 1969] | Japon (Evénements déclenchés par des pluies) | 650 | $10^3$-$10^5$ | 0.96 | $3.10^4$-$3.10^7$ | **0.64** |
| [Sugai et al, 1994] | Chaîne d'Akaishi, Japon | 3 243 | $10^3$-$10^4$ | 1 | $10^4$-$10^6$ | **0.66** |
| [Blodgett et al., 1996] | Vallée Challana, Andes boliviennes | 1130 | | 1.3 | ? | **0.86** |

*Tableau V.4. Caractéristiques de quelques distributions en loi puissance de glissements de terrain. La littérature propose les distributions des surfaces, converties ici en volume à fin de comparaison (facteur 2/3 explicité ci-dessus).*

Ainsi, pour des glissements de terrain, les exposants des lois de distribution varient de 0.64 à 0.86. Ces valeurs sont plus fortes que ce que nous avons observé pour les éboulements rocheux.

Les glissements de terrains surviennent dans des sols plutôt meubles, aux caractéristiques mécaniques assez peu élevées. Au contraire, les éboulements proviennent de falaises de roche plutôt massive, aux caractéristiques mécaniques généralement meilleures. Par ailleurs, l'état de contrainte des masses rocheuses proches de la surface de la falaise est caractérisé par de faibles pressions de confinement (pression lithostatique / résistance en compression < 0.1). Dans ces conditions, l'angle de frottement des matériaux rocheux varie peu (Hoek et Brown, 1980). De cette manière, nous pouvons suggérer que l'égalité des exposants observés pour les éboulements – compte tenu des écarts types - est liée aux caractéristiques mécaniques globalement similaires des masses rocheuses impliquées.

Ainsi, le modèle de Densmore et al. reproduit qualitativement la variation d'exposants entre les glissements de terrain (sol meuble) et les éboulements (roche massive).

Hergarten et Neugebauer (1998) quant à eux utilisent, pour faire évoluer leur modèle, une « force » extérieure, à savoir l'écoulement d'une rivière qui incise le pied de la pente modélisée. Les surfaces des mouvements de terrain engendrés suivent une distribution en loi puissance, avec un exposant b = 1.1, soit 0.73 une fois converti en distribution de volume. Cette valeur est très proche de celles observées pour les glissements de terrain. Malheureusement aucune étude paramétrique intégrant les propriétés des matériaux n'est encore proposée, nous empêchant de vérifier si ce modèle décrit aussi bien les distributions d'éboulements rocheux.

### *V.D.2. Les modèles génériques*

Modèles de fragmentation

D'un point de vue générique, on peut rapprocher les distributions observées pour les volumes d'éboulements des distributions provenant de processus de fragmentation. En effet, la loi puissance caractérise de façon récurrente la distribution des volumes des fragments obtenus lors de la rupture de divers échantillons de roche (Turcotte, 1986 et références incluses). Les exposants observés pour la distribution cumulée des volumes de fragments rocheux varient de 0.5 à 1.2, autour d'une valeur moyenne de 0.8.

Des modèles génériques ont été développés, qui reproduisent ces observations. Un modèle composé d'un grand nombre de cellules qui peuvent chacune se fragmenter en des cellules de plus petite taille génère une distribution en loi puissance des fragments. L'exposant vaut $b = \frac{\log 2p}{\log 2}$, où p est la probabilité pour une cellule donnée de taille t de se rompre en 8 fragments de taille t/8. Cette loi de rupture est invariante d'échelle, c'est à dire que chaque sous-cellule, quelle que soit sa taille, a autant de probabilité p de se rompre à nouveau en 8 petites cellules (Turcotte, 1986). L'ajustement de la valeur de p permet de retrouver les exposants obtenus lors des expériences de fragmentation.

De cette manière, les distributions des volumes d'éboulements, avec des exposants variant de 0.41 à 0.72 (Tableau V.3, si l'on excepte le cas particulier de La Réunion) peuvent être reproduits par ce modèle de fragmentation. Il faut noter que les exposants observés pour les éboulements sont dans la gamme inférieure de ceux obtenus par fragmentation. Ils correspondraient à une faible valeur de p, ce qui traduirait un comportement moins fragile des falaises rocheuses par rapport aux échantillons testés en laboratoire (dans le sens de l'opposition fragile / ductile). Cette observation est en accord avec le fait que les caractéristiques mécaniques d'une masse rocheuse naturelles soient plus faibles de celle d'un échantillon de matrice rocheuse (Hoek et Brown, 1980).

Modèle du tas de sable

Une autre alternative pour générer des distributions en loi puissance est le modèle conceptuel dit « du tas de sable », de Bak et al. (1988). Ce modèle numérique d'automate cellulaire simule des avalanches de grains sur un tas de sable. Les volumes des avalanches générés sont distribués en loi puissance, avec un exposant b=0.37. Cette valeur est très proche de celles observées pour les volumes d'éboulements.

### *V.D.3. Synthèse*

Si l'on s'intéresse au type de loi de distribution des volumes d'éboulements (loi puissance avec un exposant b proche de 0.5 indépendamment du paramètre $\alpha$), différents modèles permettent de reproduire les observations. Leurs caractéristiques sont reprises dans le Tableau V.5.





| Référence | Données d'entrée du modèle | | | Résultats |
|---|---|---|---|---|
| | Type de modèle | Type de chargement | Loi de rupture | Exposant b[a] |
| [Densmore et al;, 1998 ] | Erosion | Mouvements tectoniques, gravité, suppression de butée de pied | Critère de stabilité de pente, fonction des caractéristiques c et $\phi$ du matériau | 0.8 (pour c et $\phi$ forts) à 1.2 (pour c et $\phi$ faibles) |
| [Hergarten et al., 1998] | Erosion | Soulèvement tectonique, incision par une rivière en pied de pente | Gradient de pente et hauteur de la couche de matériaux superficiels sur le substratum | 0.73 |
| [Back et al., 1988-89] | Automate cellulaire du tas de sable | Addition de grains de sable au sommet du tas | Angle critique de la pente | 0.37 |
| [Turcotte, 1986 et références incluses] | Fragmentation | — | Loi de fragmentation : p est la probabilité qu'un fragment se rompe en 8 éléments | 0.5-1.2 (fonction de la valeur de p) |
| [a] Valeur pour une distribution cumulée des volumes | | | | |

*Tableau V.5. Caractéristiques principales de quelques modèles numériques qui génèrent des distributions en loi puissance et peuvent expliquer les distributions de volumes d'éboulements et glissements de terrain.*

A partir de ces modèles, ont peut invoquer 3 processus différents susceptibles de sous-tendre les mécanismes de rupture des éboulements rocheux :

- Selon le modèle de Densmore et al. (1998), les changements d'exposants observés entre les éboulements rocheux et les glissements de terrain sont expliqués par des fluctuations dans les propriétés mécaniques de la matrice rocheuse ; aucune discontinuité préexistante n'est nécessaire ;
- Le modèle de fragmentation de Turcotte (1986), indique que les volumes d'éboulement peuvent être induits par le processus de fragmentation des falaises ; dans ce cas, le contexte structural des sites est prédominant : la tailles des blocs rocheux délimités par les discontinuités devrait contrôler la distribution des volumes d'éboulements ;
- Troisièmement, le modèle conceptuel du tas de sable (Bak et al, 1988), qui produit également une distribution comparable, suggère que les falaises rocheuses ont un comportement analogue à celui d'un milieu granulaire : il dépend uniquement de la dynamique du système, sans influence de la densité de fracturation.

A ce point du travail, il n'est pour l'instant pas possible de déterminer lequel de ces modèles est le plus pertinent pour décrire la dynamique des éboulements.

Enfin, cette analyse montre que l'ensemble des phénomènes d'érosion – du roulement de grains isolés sur une pente aux glissements de terrains et éboulements rocheux – possède des distributions en loi puissance, caractéristiques d'une invariance d'échelle (l'exposant b varie légèrement d'un phénomène à l'autre). On peut voir les forces qui font évoluer un relief comme les « forces de chargement » du système, à savoir les forces tectoniques, la gravité (forces internes au système, par opposition aux agents climatiques, forces externes au système). Ces forces ont une échelle de temps caractéristique bien plus grande que la durée de vie d'une des manifestations du phénomène (un éboulement est quasi instantané, le déclenchement d'un glissement de terrain est assez rapide même s'il peut se prolonger plusieurs années). En ce sens, la dynamique des processus d'érosion offre les mêmes propriétés que celles proposées pour les séismes : chargement lent par rapport aux phénomènes de relaxation de l'énergie (=séisme), et distribution de l'énergie libérée en loi puissance (Bak et al., 1988, Sornette et al., 1989,

main, 1996, Grasso et Sornette, 1998, Vespigiani et Zapperi, 1998). Par extension, on peut envisager que les processus d'érosion sont un nouvel exemple de système critique auto-organisé.

## V.E. Implications pour le risque

L'analyse statistique d'éboulements passés peut fournir un outil pour quantifier de façon probabiliste le risque futur.

### *V.E.1. Intérêts d'une loi statistique pour décrire la distribution des éboulements passés*

Si les données disponibles ne sont ajustées par aucune loi statistique, l'inventaire peut être utilisé pour estimer une fréquence globale d'occurrence pour les événements dont le volume est compris dans la gamme couverte par les données (Figure V-7.a); encore faut-il faire l'hypothèse que la distribution observée est stable dans le temps. Aucune extrapolation n'est possible pour des volumes plus petits ou plus grands que ceux observés.

Si par contre on vérifie que les données passées suivent une loi statistique définie, on dispose d'au moins deux avantages (Figure V-7.b):

- à l'intérieur de la gamme de volume couverte par les données historiques, on peut calculer un nombre annuel d'événements d'un volume donné (ou supérieurs à un volume donné) : ce nombre calculé est une valeur moyenne, qui n'est pas influencée par les fluctuations statistiques inhérentes à des observations sur une courte période de temps.
- la loi permet d'extrapoler la distribution observée à des volumes plus petits ou plus grands : c'est une manière d'augmenter « artificiellement » la période d'observation.

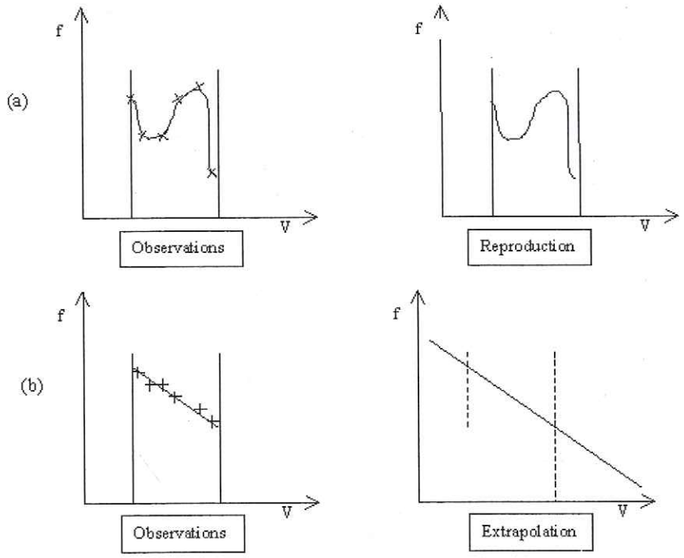



*Figure V-7. Représentation schématique des utilisations possibles de données historiques : a) Quand les données ne suivent aucune loi de distribution, la seule possibilité est de reproduire la distribution sur la même gamme de volumes ; b) Quand une loi puissance (ou n'importe quelle autre loi) ajuste les données, l'estimation des fréquences d'occurrence est affinée et la distribution peut être extrapolée en dehors de la gamme des volumes observés.*





La fréquence d'occurrence d'un événement de volume supérieur à V (n(V), en nombre d'événements / an) peut également être exprimée en terme de période de retour T(V), avec

$$T(V) = 1 / n(V)$$

*Équation V-6*

Rappelons qu'une période de retour T(V) = 25 ans ne signifie pas réellement qu'un événement se produit tous les 25 ans ; cela représente plutôt une moyenne sur une longue période, par exemple 4 événements en un siècle.

En menant un parallèle étroit avec ce qui est fait pour les séismes (paragraphe V.A), la distribution des volumes d'éboulements en loi puissance, discutée au paragraphe V.C.4 soulève 3 questions importantes :

1. La loi de distribution est-elle stationnaire ?

Les inventaires actuellement disponibles ne sont pas assez fournis pour analyser précisément, pour un même site, les distributions d'événements sur des périodes de temps successives. Il est donc difficile d'attester le caractère stationnaire de la distribution en loi puissance. Toutefois, nous disposons d'un premier indicateur en faveur de cette hypothèse : cette loi est valable, avec un exposant b similaire, pour des inventaires observés sur des périodes de temps allant de 2 mois (Alberta, Gardner, 1970) à près de 10 000 ans (inventaire mondial, Couture, 1998), en passant par quelques dizaines d'années (Val d'Arly, Y grenoblois, Yosemite, British Columbia (Hungr et al. 1999). La stationnarité[1] du paramètre $\alpha$ est discutée au point 3.

Davantage de données sont nécessaires pour renforcer cet argument. En particulier, il faut compléter les inventaires existants, à la fois en recherchant les données passées et surtout en continuant à recenser les éboulements futurs.

Une réponse positive à la question de la stationnarité permettrait de valider les possibilités de calcul d'un taux de récurrence pour les éboulements futurs à partir des événements passés.

2. La valeur de l'exposant b est-elle constante, quel que soit le site d'étude ?

Dans les exemples étudiés, l'exposant b de la loi de distribution ne semble pas dépendant du site considéré. Les valeurs sont similaires quel que soit le contexte géologique : calcaires et marnes dans le Y grenoblois, granite dans le Yosemite, roches métamorphiques dans les gorges de l'Arly, roches cristallines en Colombie britannique… (Tableau V.3)

D'un autre côté, les valeurs de b reportées pour les distributions de glissements de terrains dans diverses régions (Tableau V.4, b=0.6-0.8) sont plus fortes que pour les éboulements rocheux seuls – b=0.4-0.5. En accord avec le modèle d'érosion de Densmore et al. (1998), la valeur de b pourrait ainsi être fonction des caractéristiques mécaniques des matériaux impliqués. Des données supplémentaires sur des éboulements provenant de régions aux caractéristiques géomécaniques homogènes (à l'échelle de l'étude) permettront d'argumenter cette hypothèse.

[1] Le terme « stationarité », utilisé pour décrire les lois statistiques, traduit le caractère constant de la loi quelle que soit la période ou la région étudiée (stationarité dans le temps ou l'espace) ; il s'oppose au terme variabilité.

L'étape suivante consiste à étudier, sur des sites aux caractéristiques mécaniques homogènes à l'échelle de la falaise, si la valeur de b dépend ou non de l'agencement structural. Les cas de Grenoble et du Yosemite fournissent un premier exemple : ils concernent tous les deux des falaises subverticales de roches massives, et l'exposant b est similaire alors que l'agencement structural est différent (respectivement des joints de stratifications faiblement pentés recoupés par deux séries principales de diaclases et des joints d'exfoliation, parallèles à la topographie, recoupés eux aussi par deux familles verticales). Un travail est un cours pour analyser les résultats de distributions de volumes obtenues à partir d'un modèle numérique de masse rocheuse dans lequel on fait varier les données de fracturation (travail de fin d'étude avec le logiciel RESOBLOK, Ecole des Mines de Nancy). On pourra ainsi tester l'influence de différents systèmes de discontinuités – orientation, continuité, espacement – sur la distribution des volumes éboulés, sans avoir à multiplier le nombre d'inventaires de terrain.

3. De quoi le paramètre $\alpha$, où $n_{V_0}$, dépend-il ?

Le Tableau V.2 résume les valeurs du paramètre $n_{100}/10km^2$, que nous préférons prendre en compte plutôt que $\alpha$ pour comparer de manière homogène le niveau d'activité des sites. Les écarts de valeur (0.26 à 19.45) ne sont pas surprenants du point de vue de l'observateur de terrain. En effet certains secteurs, qui requièrent l'intervention fréquente des experts, sont connus pour être plus actifs que d'autres (par exemple les gorges de l'Arly dans leur ensemble font l'objet de très nombreuses études du CETE de Lyon ou d'autres bureaux d'études).

Les exemples de Grenoble et du Yosemite sont comparables pour ce qui est de la surface productrice d'éboulements (24 et 30 $km^2$) et de la période d'étude (61-78 ans). L'occurrence annuelle de 2.16 éboulements de volume supérieur à 100 $m^3$ dans le Yosemite est 3 fois plus importante que la valeur de 0.62 dans le Y grenoblois. En considérant que les 2 inventaires sont complets – ce qui demande à être précisé par de nouvelles études sur les événements passés – alors, comme on pouvait s'y attendre, le niveau d'activité apparaît comme un facteur discriminant entre deux secteurs aux caractéristiques structurales différentes.

Cette observation soulève plusieurs questions. Si l'on définit l'environnement d'un site par ses caractéristiques géologiques, géomécaniques, morphologiques et climatiques, le paramètre d'activité $n_{V_0}$ (par exemple $n_{100}$) est-il représentatif d'un type d'environnement donné ? Ce paramètre est-il constant, dans les domaines temporel et spatial ? Ces questions sont importantes d'un point de vue pratique. En effet, comme cela a déjà été souligné, il est difficile d'acquérir des données d'éboulement sur de longues périodes et des secteurs étendus. Des éléments de réponses permettraient de réduire significativement la quantité de données nécessaires pour estimer le $n_{V_0}$. En particulier, est-il envisageable d'extrapoler la valeur obtenue sur une zone limitée du secteur d'étude au secteur entier ?

## Variabilité dans l'espace

Comme premier exemple, observons plus en détail la distribution des éboulements dans les gorges de l'Arly. La Figure V-3 montre bien que la distribution spatiale n'est pas uniforme le long des gorges. L'analyse menée précédemment a été restreinte à la section pour laquelle la fréquence d'événement est la plus forte, c'est à dire les hautes gorges. La valeur $n_{100}$ =1.07 / an du Tableau V.2 est obtenue sur la section considérée (2.2 km linéaire, 0.55 $km^2$ de surface émettrice), sur la période 1954-1976. Cependant, lorsqu'on l'extrapole à une surface plus large (10 km2), la valeur calculée est très forte et ne correspond pas à l'activité totale sur l'ensemble des gorges. Cela suggère que la section des hautes gorges a été particulièrement active par rapport à l'ensemble sur la période 1954-1976. Son taux





d'activité n'est pas représentatif sur une plus grande échelle d'espace (ni de temps ?). La valeur extrapolée est ainsi beaucoup plus forte que celles obtenues pour le Y grenoblois et le Yosemite.

Pour expliquer cette différence d'activité, on peut invoquer le contexte géomorphologique. Les gorges de l'Arly sont actuellement activement entaillées par la rivière Arly, qui crée une vallée en V étroite (Figure V-4). Au contraire, les vallées du Yosemite et du Y grenoblois sont de larges auges glaciaires (Figure V-2 p 187 et Figure I.4 p28) ; les rivières principales (respectivement Isère et Merced) font leur lit dans les sédiments déposés depuis le retrait des glaces, sans affecter le pied des falaises. Le creusement du pied de versant par la rivière Arly est donc un facteur d'instabilité supplémentaire, qui active le système de production d'éboulements.

Cet exemple montre que le paramètre $\alpha$ de la loi de distribution est variable dans l'espace. On peut rappeler, en parallèle, que si les séismes de Californie sont bien distribués en loi puissance, avec un exposant b commun à toute la région, il existe une concentration d'événements le long de la faille de San Andreas. Le coefficient $\alpha$ calculé aux alentours de la faille est donc bien plus fort que celui de l'ensemble de la Californie.

En s'appuyant sur cet exemple, il semble que le paramètre $\alpha$ puisse être dépendant de l'environnement local (tel que défini ci-dessus) de la zone étudiée.

## Variabilité dans le temps

Comme le nombre d'événements de chaque inventaire est faible, il n'est pour l'instant pas possible de se prononcer sur la stabilité dans le temps de ce paramètre. Il semble toutefois que des modifications des conditions environnementales influencent la valeur de $\alpha$. Davantage de données étant disponibles sur les glissements de terrains, Harp et Jibson (1995) ont par exemple observé que pour les mouvements déclenchés par des séismes, l'exposant b de la loi de distribution reste constant alors que $\alpha$ augmente. De même, Lateltin et al. (1997) ont mis en évidence une relation entre les changements climatiques et la fréquence de glissements de terrain en Suisse, pour des phénomènes peu profond (la fréquence augmente si la pluviométrie augmente); d'un autre côté les événements plus profonds semblent peu influencés (Noverraz et al., 1998). Il est donc important de rassembler davantage de données pour faire des analyses similaires pour les éboulements rocheux.

Quoi qu'il en soit, il faut noter que la valeur $\alpha$ (ou $n_{V_0}$) utilisée dans les études statistiques correspond à une valeur moyenne sur la période d'étude couverte par l'inventaire. La longueur de cette fenêtre d'étude doit donc être attentivement prise en compte dans une discussion sur la stationnarité dans le temps et l'espace du paramètre $\alpha$, surtout si les conditions environnementales sont susceptibles de changer. A court terme, l'utilisation d'un modèle d'érosion (type Densmore et al. (1998) ou Hergarten et Neugebauer (1998), adapté aux conditions spécifiques des éboulements rocheux) permettra de mieux comprendre l'influence du contexte local (caractéristiques géologiques, géomécaniques, morphologiques et climatiques) et des « forces de chargement » (au sens de Densmore et al. ou Hergarten et Neugebauer), les forces tectoniques et la modification du relief par une rivière.

## Synthèse

Pour résumer les points discutés dans ce paragraphe, nous avons montré à partir des exemples dont nous disposons, que la fonction statistique « loi puissance » semble bien décrire la distribution des volumes d'éboulements, quelle que soit la gamme de volume ou la fenêtre de temps considérée.

L'exposant b ne semble pas dépendre du site considéré si les caractéristiques mécaniques globales des matériaux (c et $\phi$ à l'échelle des versants) sont similaires, alors que le coefficient d'activité $\alpha$ varie de plusieurs ordres de grandeur. Une question importante se pose donc pour utiliser en pratique la méthode statistique : comment isoler des zones d'études homogènes en regard de b et $\alpha$ ? Une perspective de recherche pour répondre à cette question est d'analyser de possibles corrélations entre les paramètres, $\alpha$ et b, et les conditions environnementales (géologiques, géomécaniques, morphologiques et climatiques) des sites étudiés. Une classification élargie des masses rocheuses – par exemple adaptée sur le principe du Rock Mass Rating (Bieniawski, 1976) – pourrait mener à une estimation rapide des valeurs b et $\alpha$ pour les pentes rocheuses considérées. Il deviendrait alors envisageable d'estimer des fréquences d'occurrence d'éboulements sans disposer d'inventaire historique complet, ce qui élargirait grandement le champ d'application de la méthode statistique.

### *V.E.2. Possibilités d'extrapolation*

En l'état des travaux, pour un site donné, il est possible d'estimer à partir des inventaires historiques une fréquence d'occurrence pour des événements concernant les mêmes domaines de taille, de temps et d'espace que ceux concernés par les données recensées. Un siècle d'observations complètes peut servir à proposer les valeurs attendues pour le siècle suivant sur la même zone. Par exemple, sur le Y grenoblois, on peut attendre un événement de plus de $10^4$ m$^3$ par décennie, et en moyenne 4 événements de plus de $10^5$ m$^3$ par siècle (Tableau V.6).

| Volume (m$^3$) | $10^2$ | $10^3$ | $10^4$ | $10^5$ | $10^6$ |
|---|---|---|---|---|---|
| Période de retour T (ans) | 1.6 | 4.0 | 10.4 | 26.7 | 68.6 |

*Tableau V.6. Période de retour d'éboulements de volume supérieur ou égal à V, calculé pour le Y grenoblois avec la loi, $n = 4.2V^{-0.41}$ et T=1/n.*

Remarque :

En terme de gestion du risque pour l'aménagement du territoire, la gamme de volume qui préoccupe le plus les gestionnaires est celle des événements suffisamment gros pour créer des dommages, soit environ 100-$10^6$ m$^3$ , mais aussi dont la période de retour est assez faible pour être sérieusement prise en compte (de l'ordre du siècle) - notons que les événements de plus faible volume, mais plus fréquents, sont plus facilement pris en charge par les organismes techniques, au moyen de filets pare-pierre, grillages… Or la gamme $10^2$-$10^6$ m$^3$ est celle qui est actuellement la mieux ajustée par la loi puissance. L'utilisation probabiliste des données historiques peut donc s'appliquer à l'échelle des études d'aménagement.

Comme cela a été discuté plus haut, l'extrapolation de la loi puissance vers les petits volumes est délicate du fait du niveau de résolution des méthodes d'échantillonnage.
A l'autre extrême, l'extrapolation vers les grands volumes doit être utilisée avec précaution. En effet, le Tableau V.7 montre que la période de retour est très sensible aux variations des paramètres b et $\alpha$.





| | | b | $\alpha$ | T = 1/ n (ans) |
|---|---|---|---|---|
| | Valeurs calculées à partir de l'inventaire de Grenoble | 0.41 | 4.2 | 176 |
| Sensibilité aux variations de $\alpha$ | $\alpha$ deux fois plus fort | 0.41 | 8 | 93 |
| | $\alpha$ calculé à partir de l'inventaire du Yosemite, extrapolé à la surface de falaise du Y grenoblois. | 0.41 | 22 | 34 |
| | $\alpha$ calculé à partir de l'inventaire de l'Arly, extrapolé à la surface de falaise du Y grenoblois. | 0.41 | 510 | 1.45 |
| Sensibilité aux variations de b | b-0.05, | 0.36 | 4.2 | 79 |
| | b+0.05, valeur supérieure de la barre d'erreur | 0.46 | 4.2 | 395 |
| | b typique des distributions de glissements de terrain | 0.7 | 4.2 | 18 912 |

*Tableau V.7. Etude de sensibilité de la période de retour T aux variations des paramètres $\alpha$ et b de la loi de distribution, exemple pour un événement de volume supérieur ou égal à V = $10^7$ m$^3$*

De telles extrapolations sont donc réservées aux sites où les limites de l'inventaire historique sont connues, c'est à dire où la loi de distribution est bien contrainte. Meme s'il faut garder en tête que les marges d'erreur peuvent être importantes, il est possible d'extrapoler un ordre de grandeur de périodes de retour pour des événements de grands volumes, ce qui ne serait pas faisable sans l'existence d'une loi statistique.

A titre d'exemple, sur le Y grenoblois, avec les valeurs obtenues sur la période 1935-1996 ($\alpha$=4.2, b=0.41), la période de retour d'un événement de volume supérieur à V=5×$10^8$ m$^3$ vaut T = 877 ans. Cela n'est pas incompatible avec l'occurrence de l'écroulement du Mont Granier, en 1248, qui est le plus important événement historique connu sur le secteur.
Le volume de $10^7$ m$^3$ traité en exemple dans le Tableau V.7 correspond plutôt à l'écroulement de St Paul de Varces (volume estimé à 4.5 $10^6$ m$^3$), survenu au 17$^e$ siècle.

L'existence d'une loi statistique décrivant la distribution des éboulements passés permet donc d'estimer des fréquences d'occurrence d'événements de volume donné (ou période de retour). Il s'agit de fréquences globales sur l'ensemble de la zone d'étude.

## V.F. Conclusions et perspectives : probabilité d'occurrence d'une instabilité donnée dans un délai donné.

L'analyse statistique de 4 inventaires d'éboulements rocheux provenant de falaises naturelles montre qu'une loi puissance $N(V) = \alpha V^{-b}$ est acceptée pour la distribution cumulée des volumes. La loi est valable pour des volumes allant de 20 à $10^{10}$ m$^3$. L'exposant b est similaire pour les 4 catalogues, b = 0.46±0.6. Ces résultats sont très proches de ceux obtenus pour des distributions de volumes d'éboulements le long de talus routiers. Au contraire le paramètre $\alpha$, qui représente l'activité du secteur étudié en terme de production d'éboulements, varie de plusieurs ordres de grandeur.

Cette loi de distribution peut permettre d'appréhender les processus qui sous-tendent la dynamique des éboulements. Trois types de modèles sont envisageables.

1) La loi puissance qui décrit la distribution des volumes, associée à des forces d'évolution des falaises qui sont très lentes par rapport au temps de déclenchement d'un éboulement, est compatible avec la notion d'invariance d'échelle suggérée pour de nombreux autres phénomènes naturels (système critique auto-organisé, invoqué par exemple pour la dynamique des séismes).
2) La loi puissance peut être comparée à celle observée à la fois pour les expériences de laboratoire et les modèles numériques de fragmentation. Le découpage de la matrice rocheuse par les discontinuités pourrait alors être à l'origine des distributions de volumes. Un travail est en cours pour vérifier à partir d'un modèle numérique l'influence de la fracturation existante sur les distributions d'éboulements.
3) Les modèles globaux d'érosion de versant, dirigés par les forces de gravité dans un sens, de soulèvement tectonique dans l'autre, reproduisent bien les distributions observées à la fois pour les glissements de terrain (caractéristiques mécaniques des matériaux faibles, exposant b fort) et les éboulements rocheux (caractéristiques plus fortes, exposant plus faible). Les éboulements sont alors vus comme un élément du processus d'érosion, sans distinction notable avec l'entraînement de particules de sols (modèle du tas de sable). L'utilisation de tels modèles permettra de préciser l'influence du contexte environnemental sur les valeurs des paramètres de la loi de distribution (caractéristiques géologiques, morphologiques, géomécaniques, climatiques).

L'existence d'une telle loi fournit d'autre part des outils intéressants pour l'évaluation probabiliste de l'aléa d'éboulement. Tout d'abord, l'utilisation de la loi de distribution améliore l'estimation de la fréquence d'occurrence (ou de la période de retour) pour des éboulements appartenant à la gamme de volume décrite par les données historiques ; les fluctuations des valeurs observées sur de courtes périodes de temps sont lissées. Ensuite, elle offre la possibilité d'extrapoler la distribution à des volumes d'éboulements plus grands que ceux reportés dans la période d'observation (pour lesquels l'inventaire n'est pas complet). Par exemple pour le Y grenoblois, l'extrapolation de la loi de distribution obtenue sur la période 1935-1996 (volumes de 100 à $10^6$ $m^3$) vers un volume de $5\times10^8$ $m^3$ est en accord avec l'occurrence de l'écroulement du Mt Granier en 1248, le plus important événement historiquement connu sur la région.

Toutefois ces calculs de fréquence d'occurrence sont très sensibles aux valeurs des paramètres $\alpha$ et b utilisés dans la loi. Il est important avant toute utilisation systématique de cette loi de contraindre correctement l'inventaire. Des études complémentaires sont nécessaires pour confirmer l'hypothèse que l'exposant b ne dépend pas du site d'étude. En parallèle, des comparaisons systématiques entre l'activité d'un site (fréquence d'événements) et ses caractéristiques locales –géologiques, géomécaniques, morphologiques et climatiques – pourraient aboutir à une estimation du paramètre $\alpha$ à partir d'une classification des masses rocheuses. Pour cela il est nécessaire de prévoir une base de données, qui puisse être incrémentée dans le long terme, à la fois avec les données passées sur lesquelles on peut retrouver des informations et surtout avec les éboulements à venir. Un projet de structuration et de lancement de cette base de donnée, à l'échelle de l'arc alpin, à été soumis dans le cadre du projet Interreg IIIB « Rinogliss ».





# Conclusions générales

Une des questions de fond qui a dirigé ce travail est la quantification de la probabilité de rupture des éboulements rocheux. Pour cela, il est nécessaire dans un premier temps de localiser les instabilités potentielles sur le territoire étudié, puis de les caractériser (stabilité actuelle et évolution possible), de hiérarchiser leur niveau de danger, et enfin d'estimer une occurrence temporelle.
Pour aborder chacune de ces étapes, nous avons proposé au fil de ce travail quatre développements méthodologiques, en faisant appel à des disciplines aussi variées que la géologie, la géomécanique, la géophysique, l'analyse factorielle ou les études statistiques et probabilistes.

Dans la première partie de ce travail, nous avons mis en place une méthode de détection systématique, sur un vaste territoire, des zones les plus susceptibles de produire des éboulements (chapitre II). Celle-ci consiste à intégrer dans un système d'information géographique les facteurs dits de prédisposition, qui jouent un rôle important dans les déclenchements d'éboulements. Pour définir l'influence relative des différents facteurs, nous avons proposé le calcul d'un indice de susceptibilité, que nous avons dans un premier temps calé à partir d'une rétro-analyse sur des zones où des éboulements se sont déjà produits. Pour l'instant, seuls trois facteurs de prédisposition sont pris en compte dans le modèle (pente, hauteur et distance des portions de falaises aux accidents tectoniques). Par la suite, il faudra intégrer dans le calcul de l'indice de susceptibilité d'autres facteurs de prédisposition, comme les arrivées et sorties d'eau, la morphologie locale du front de falaise et les données de fracturation locale. Ce travail doit donc se poursuivre, en associant étroitement les études de terrain (indispensables pour compléter et affiner les données issues des documents existants) et l'incrémentation du SIG. A ce stade du travail, il est encore indispensable de confirmer les influences relatives déterminées sur le site test et d'appliquer la méthodologie à d'autres secteurs pour la valider. A terme nous pourront ainsi disposer d'un outil général pour déterminer, sur une large zone d'étude, des secteurs potentiellement dangereux. Cette pré-localisation, à l'échelle de la zone d'étude complète, permet de cibler les études de terrain détaillées.

Nous avons ensuite proposé, dans le chapitre III, une fiche de caractérisation des instabilités potentielles. Il s'agit d'une fiche à deux entrées, les mécanismes de rupture d'une part et les facteurs influençant la rupture d'autre part. Nous avons proposé des modèles mécaniques simplifiés pour les mécanismes de départ et nous avons décrit, en fonction de leur influence sur la stabilité d'une masse rocheuse, les facteurs d'évolution. Ces études nous ont guidés pour proposer des indices quantifiés, qui permettent de caractériser des instabilités potentielles à partir de critères d'observation simples. Le résultat de la caractérisation est donné sous forme de quatre indices de 0 (très favorable) à 10 (très défavorable). L'intérêt de ce nouvel outil réside dans son souci permanent de quantification, son caractère systématique et sa plus grande objectivité par rapport à d'autres méthodes existantes.
Nous avons fourni une première validation pour la fiche élaborée, en la confrontant à deux autres méthodes : les valeurs numériques que nous avons proposées pour les facteurs observés fournissent une bonne concordance de résultats avec la méthode Matterock, même si les résultats sont fournis sous des formes différentes. Toutefois, comme suggéré en fin de chapitre III, il est désormais nécessaire de

multiplier les cas d'étude pour mieux affirmer la validité des indices chiffrés. La mise en pratique régulière de la fiche amènera peut-être à modifier les valeurs numériques proposées à ce stade et affiner les gammes d'indice. D'autre part, il faut poursuivre la mise en correspondance des 4 indices obtenus avec les résultats d'autres méthodes (classe de dangerosité Matterock par exemple), afin de proposer des critères fiables pour hiérarchiser entre elles les instabilités potentielles étudiées. La caractérisation de chaque masse rocheuse pourra alors être traduite en terme d'aménagement du territoire (priorité de traitement, limitation des zones constructibles) et la hiérarchisation des risques pourra servir de base dans un calcul de probabilité individuelle de rupture (voir plus loin). Enfin, les informations recueillies devront être centralisées dans une base de donnée évolutive. Chaque nouvelle instabilité potentielle détectée pourra être caractérisée et stockée sous une forme standard, indépendante de l'auteur de l'étude. La caractérisation de chaque cas déjà enregistré pourra être modifiée si elle est réévaluée dans le temps.

Une des difficultés principales rencontrées lors de la caractérisation des instabilités potentielles est l'extrapolation vers l'intérieur du massif des observations faites en surface (géométrie des discontinuités, caractéristiques des matériaux). Pour répondre à ce problème, nous avons exploré les possibilités de la prospection géophysique en milieu rocheux (chapitre IV). L'application de méthodes existantes au domaine des instabilités rocheuses, à travers une campagne de prospection réalisée sur une falaise calcaire du massif de la Chartreuse, constitue une originalité forte de ce travail. Parmi les méthodes employées, ce sont la tomographie sismique et le radar de surface qui ont fourni les résultats les plus probants.

La tomographie sismique, testée entre deux surfaces libres - le plateau supérieur horizontal et la falaise verticale - met bien en évidence des variations de vitesses sismique dans le massif. Deux types d'information importants ressortent :

- la vitesse sismique augmente du bord supérieur de la falaise (800-1000 m/s) vers l'intérieur du massif (3500-4500 m/s) ; cette observation, systématique sur les profils étudiés, peut être interprétée en terme de modification des caractéristiques globales du massif (décompression) ;
- les discontinuités les plus ouvertes du site sont bien repérées par une zone de vitesse lente (1000 à 2000-2500 m/s), dont la largeur et la profondeur semblent dépendre de l'ouverture de la discontinuité et de son remplissage.

Les limites principales de la méthode sont liées au lissage inhérent au calcul et à la résolution, qui empêchent de distinguer des discontinuités peu ouvertes. La profondeur d'investigation à l'arrière de la falaise est pour l'instant limitée par la géométrie du dispositif. Nous proposons des développements pour appliquer plus directement la méthode aux problèmes de stabilité de falaise. En particulier il faudra vérifier sur des sites de plus grande ampleur l'existence du gradient de vitesse mis en évidence. L'étude plus poussée de cas synthétiques et de modèles numériques permettait de mieux comprendre les résultats obtenus.

Nous avons également utilisé en paroi le radar de surface, avec trois antennes différentes (35, 120 et 500 MHz). Pour les études de falaise calcaire, l'antenne de 120 MHz semble proposer un bon compromis entre la profondeur d'investigation (une quinzaine de mètres) et la résolution (0.5 m). Les réflecteurs les plus marqués sur les enregistrements correspondent dans l'ensemble aux discontinuités les plus ouvertes repérées sur le site. Pour un même réflecteur, l'amplitude varie suivant la profondeur, ce qui semble indiquer des variations d'ouverture et / ou de remplissage. Pour la suite, une meilleure connaissance des signaux source (amplitude réelle), un traitement plus approfondi des signaux, la réalisation de profils selon plusieurs directions permettront d'accéder à des informations plus précises (direction des





discontinuités, ouverture / remplissage) et à plus grande profondeur. Malgré tout, l'atténuation des ondes dans le milieu et les effets de diffusion limitent la profondeur d'investigation (25-30 m au maximum dans le massif étudié).

Ces résultats préliminaires sont encourageants et invitent à développer les méthodes de prospection sismique et radar appliquées à la caractérisation des falaises rocheuses. Les développements à prévoir concernent aussi bien les aspects pratiques (réalisation de matériel adapté à l'utilisation en falaise) que méthodologiques.

Enfin, nous développons une approche originale de l'occurrence temporelle des éboulements, basée sur une étude probabiliste des populations d'événements passés (chapitre V).

A partir de l'analyse statistique de quatre inventaires réunis sur des sites différents, nous proposons que la distribution des volumes d'éboulements suive une loi puissance $N(V) = \alpha V^{-b}$, au moins pour une certaine gamme de volumes (de 20 à $10^{10}$ $m^3$). Cette loi est proposée pour la première fois pour décrire des distributions d'éboulements provenant de falaises rocheuses naturelles. L'exposant b semble constant ($b = 0.46 \pm 0.6$ pour les 4 inventaires), alors que le paramètre $\alpha$ (normalisé par la superficie et la période d'observation), qui quantifie l'activité du secteur étudié en terme de production d'éboulements, varie de plusieurs ordres de grandeur.

Cette loi de distribution permet d'envisager trois types de modèles pour décrire la dynamique des processus d'éboulements (modèles d'érosion, modèles de fragmentation ou systèmes critiques auto-organisés). Le développement de ces modèles, adaptés aux spécificités des phénomènes d'éboulements, permettrait de préciser l'influence du contexte environnemental sur les valeurs des paramètres de la loi de distribution (caractéristiques géologiques, morphologiques, géomécaniques, structurales, climatiques).

L'intérêt essentiel d'une telle loi est d'obtenir une fréquence d'occurrence (ou une période de retour) des éboulements, pour les événements appartenant à la gamme de volume décrite par les données historiques, mais surtout pour des éboulements de volumes plus grands que ceux reportés dans la période d'observation (l'extrapolation n'est possible qu'à partir de la loi de distribution). Ces calculs de fréquence étant très sensibles aux valeurs des paramètres $\alpha$ et b, nous portons l'accent sur les précautions à apporter à l'utilisation de la loi. Nous suggérons des études complémentaires , d'une part pour confirmer l'hypothèse que l'exposant b ne dépend pas du site d'étude, d'autre part pour étudier les corrélations entre le paramètre $\alpha$ et les caractéristiques du site.

Pour terminer, il faut rappeler que l'évaluation de l'aléa éboulement rocheux, tel que défini en introduction, vise l'estimation de la probabilité de rupture d'une masse rocheuse donnée dans un délai donné. Ce travail a montré, d'un côté, qu'une étude statistique d'événements passés permet de quantifier une fréquence d'occurrence globale, sur l'ensemble du site étudié, pour des événements de volume donné. Ce n'est pas encore la probabilité d'occurrence d'une instabilité spécifique. D'un autre côté, l'analyse de pré-localisation (Chapitre II) et le travail de caractérisation et de hiérarchisation des instabilités potentielles (Chapitre III) permettent de définir précisément les endroits où une rupture est susceptible de se produire, et de hiérarchiser les possibilités de rupture. En croisant ces deux approches, il deviendrait possible de quantifier la probabilité de rupture individuelle d'une instabilité potentielle donnée, dans un délai donné, ce qui est l'objectif final de notre analyse (cette démarche est détaillée du point de vue conceptuel dans l'article de Vengeon et al., 2001).

Il est donc indispensable de poursuivre le développement des méthodes élaborées au cours de ce travail. Pour continuer à avancer sur ce problème complexe, l'aspect pluridisciplinaire est à notre avis à

privilégier. Comme nous l'avons montré, la compréhension des phénomènes fait appel à des domaines variés (mécanique des roches, géophysiques, S.I.G., statistiques) qui sont complémentaires. Afin de faciliter cette démarche pluridisciplinaire, il nous paraît important de structurer au maximum les données disponibles et d'en faciliter l'accès. Dans cette optique, l'élaboration de bases de données internationales sur les éboulements rocheux paraît un pré-requis indispensable à l'amélioration des méthodes.





# Bibliographie


Agostini, S., Ceriani, M., Mazzoccola, D., Quattini, S. et Sciesa, E. (1999). Procedure per la valutazione e la zonazione della pericolosita e del rischio da frana nei "siti a rischio" in Regione Lombardia in adempimento alla legge 267/98. *Professione Geologo* 9: 9-25.

Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimation of b in the formula log(N)=a-bM and its confidence limits. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.* 43: 237-239.

Aleotti, P. et Chowdury, R. (1999). Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bull. Eng. Geol. Env.* 58: 21-44.

Amini, M. (1974). Application des méthodes sismiques à l'étude des glissements de terrain. Thèse de doctorat, Université scientifique et médicale de Grenoble, pp. 212.

Amitrano. 1994. Mécanismes de déformation d'un massif rocheux, Lirigm, Université Joseph Fourier, Grenoble.

Arnaud, H. (1981). De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien : le Barrèmo-Bédoulien des Alpes occidentales entre l'Isère et le Buëch (Vercors méridional Diois oriental et Dévoluy). *Géologie alpine* Mémoire spécial n°12: 804 p.

Arnaud, H. et Arnaud-Vanneau, A. (1989). Séquences de dépôt et variations du niveau relatif de la mer au Barrémien et à l'Aptien dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (Sud-Est de la France). *Bull.Soc. géol. France* 8 (3): 651-660.

Azimi, C. 1963. Utilisation de la méthode sismique pour l'étude des glissements de terrain au bord de la Mer Noire, Fac. Geol., Moscou.

Azimi, C., Biarez, J., Desvarreux, P. et Keime, F. (1988). Prévision d'éboulement en terrain gypseux. *5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, Balkema, A.A., Rotterdam.

Azimi, C. et Desvarreux, P. (1996). Quelques aspects de la prévision des mouvements des terrain. *Revue française de géotechnique* 76: 63-75.

Back, P. et Tang, C. (1989). Earthquakes as a self-organised critical phenomenon. *J. Geophys. Res* 94 (15): 635-637.

Back, P., Tang, C. et Wiesenfeld, K. (1988). Self-organised criticality. *Phys. Rev.* A (38): 364-374.

Bard, P.-Y. (1998). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation ? *2nd int. symp. on the effects of surface geology on seismic motion*, Yokohama, Japan, 1251-1279.

Barton, N. R. (1973). A review of new shear strength criterion for rock joints. *Eng. Geology* 7: 287-332.

Besson, L. (1996.) *Les risques naturels en montagne, Traitement, Prévention, Surveillance*. pp.437, Artès-publialp.

Bieniawski, Z. T. (1976). Rock Mass Classification in rock engineering. *Symposium on exploration for rock engineering*, Vol.1, 97-106, Balkema, A.A., Rotterdam.

Blodgett, T. A., Isacks, B. L., Fielding, E. J., Masek, J. G. et Warner, A. S. (1996). Erosion attibuted to landslides in the Cordillera Real, Bolivia. *Eos Trans. AGU, Spring Meet. Suppl. S261*.

Bogolovski, V. A. et Ogilvy, A. A. (1977). Application of geophysical methods to studying the technical status of earth dams. *Geophysical Prospecting* 18 (supl): 758-773.

Borsetto, M., Frassoni, A. et LaBarbera, G. (1992). An application of Voight empirical method for the prediction of soil and rock instabilities. *6th International Symposium on Landslides*, Christchurch, Vol.1, 335-339, Balkema, A.A., Rotterdam.

Bray, J. W. et Goodman, R. E. (1981). The theory of base friction models. *Int. J. Rock Mech. Mining Sci.* 18: 453-468.

Broquet, P., Forestier, G., Verez, C. (1978). Essai d'analyse en sismique réfraction de la fracturation d'un massif rocheux calcaire en Franche-Comté. *Geologie, Annales scientifiques de l'université de Besançon* 29 (3): 37-45.

Cancelli, A. et Crosta, G. (1993). Rockfall hazard in Italy: assessment, mitigation and control. *Environment management, geo-water and engineering aspects*, Wollongong, (Chowdhury et Sivakumar ed.), Balkema.

Cancelli, A. et Mazzoccola, D. (1994). A procedure for slope instability risk evaluation in mountain areas. *Landslides, slope stability and the safety of infra-structures*, Kuala Lumpur, 81-88.

Cavers, D. S. (1981). Simple methods to analyse buckling of rock slopes. *Rock Mechanics* 14: 87-104.

CFGI. (2000.) *(Comité Français de géologie de l'Ingénieur) Caractérisation et cartographie de l'aléa dû aux mouvements de terrain.* pp.91, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Collection "Environnement - Les risques naturels".

Chatelain, J.-L., Gueguen, P., Guillier, B., Fréchet, J., Bondoux, F., Sarrault, J., Sulpice, P. et Neuville, J. M. (2000). CityShark: A user-friendly instruemnt dedicated to ambient noise(microtremor) recording for site and building response studie. *Seism. Res. Let.* 71: 698-703.

Couture, R. 1994. Travaux de terrain dans les Alpes françaises. Rapport d'activité, Université de Laval.

Couture, R. (1998). Contribution aux aspects mécaniques et physiques des écroulements rocheux. Thèse de doctorat, Université Laval de Saint-Foy, Quebec, pp. 56-65.

Cruden, D. M. et Antoine, P. (1984). The slide from Mt Granier, Isere and Savoie, France, on November 24, 1248. *4th International Symposium on Landslides*, Toronto, Balkema, A.A., Rotterdam.

Cruden, D. M. et Varnes, D. J. (1996). Landslides types and precesses. In: *Landslide, Investigation and Mitigation*ed.). National Academy Press, Washington, DC, 36-75.

Culshaw, M. G. et Bell, F. G. (1992). The rockfalls of James Valley, St Helena. *6th International Symposium on Landslides*, Christchurch, Vol.2, 925-931, Balkema, A.A., Rotterdam.

Cundall, P. A. et Hart, R. D. 1985. Development of generalized 2-D and 3-D distinct element programs for modeling jointed rocks. Misc. Paper n°SL-85-1, U.S. Army corps of engineers, Istaca consulting group.

Demanet, D. (2000). Tomographie 2D et 3D à partir de mesures géophysiques en surface et en forage. Thèse de doctorat, Université de Liège, pp. 153.

Densmore, A., Ellis, M. et Anderson, R. (1998). Landsliding and the evolution of normal-fault-bounded mountains. *J. Geophys. Res.* 103 (7): 15,203-15,219.

Deschamps, D. 2001. Les éboulements rocheux, Modélisation des chutes de blocs et caractérisation des zones de départ dans le Y grenoblois. Rapport de stage ingénieur, ISTG Géotechnique, Grenoble, pp.78.

Dominique, P. et André, E. (1999). Evaluation probabiliste de l'aléa sismique sur le territoire nationale français. *5e colloque national AFPS Génie parasismique et Réponse dynamique des Ouvrages*, Cachan.

Dominique, P., Autran, A., Blès, J. L., Samarcq, F. et Terrier, M. (1998). Probabilistic approach: seismic hazard map on the national territory ( France). *11th Eur. Conf. on Earthquake Engineering*, Paris, Balkema.

Dussauge, C. 1998. Evaluation du risque éboulement/ chute de blocs, Bilan, études complémentaires et perspectives. Rapport de DEA, Lirigm, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, pp.66.

Dussauge, C., Grasso, J. R. et Helmstetter, A. (2001). Statistical analysis of rock falls: implication for hazard assessment and underlying physical processes. *J. Geophys. Res* submitted.

Dussauge-Peisser, C., Helmstetter, A., Grasso, J. R., Hantz, D., Desvarreux, P., Jeannin, M. et Giraud, A. (2002). Probabilistic approach to rock fall hazard assessment: potential of historical data analysis. *Natural Hazard and Earth Science System* 2: 1-13.





Einstein, H. H. et Baecher, G. B. (1983). Probabilistic and statistical methods in engineering geology. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 16: 39-72.

Fabre, D., Gamond, J.F., Giraud, A., Thouvenot, F. (1983). L'anisotropie des vitesses sismiques dans les massifs rocheux. *Bull. Int. Ass. Eng. Geology* 26-27: 235-241.

Follacci, J., Guardia, P. et Ivaldi, J. (1988). Le glissement de la Clapière (Alpes Maritimes, France) dans son cadre géodinamique. *5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, 1323-1327, A.A.Balkema.

Francou, B. (1993.) *Hautes montagnes, passion d'explorations*. pp.198, Masson.

Frechet, J. (1978). Sismicité du Sud-Est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier de Grenoble, pp. 159.

Frette, V. K., Christensen, A., Malthe-Sorensen, J., Feder, T., Jossang, T. et Meakin, P. (1996). Avalanche dynamics of a pile of rice. *Nature* 379: 49-52.

Fuyii, Y. (1969). Frequency distribution of the landslides caused by heavy rain-fall. *Seismological Society of Japan Journal* 22: 244-247.

Gabriels, P., Snieder, R. et Nolet, G. (1987). In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves. *Geophysical Prospecting* 35: 187-196.

Gallipoli, M. R., Lapenna, V., Lorenzo, P., Mucciarelli, M., Perrone, A., Piscitelli, S., Sdao, F. (2000). Comparison of geological and geophysical prospecting techniques in the study of landslides in southern Italy. *Eur. J. Env. Eng. Geophysics* (4): 117-128.

Gardner, J. (1970). Rockfall : a geomorphic process in high mountain terrain. *The Albertan Geographer* 6: 15-20.

Ghosh, A. et Haupt, W. (1989). Computation of the seismic stability of rock wedges. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 22: 109-125.

Giani, G. (1992.) *Rock slope stability analysis*. pp.556, A.A. Balkema, Rotterdam.

Gidon, M. 1998-2002. "GEOL-ALP", http://www.geol-alpes.com.

Glaw, U. et Lotter, M. (1996). Time prediction of rockslope failures based on monitoring results. *7th International Symposium on Landslides*, Trondheim, Vol.3, 1551-1554, Balkema, A.A., Rotterdam.

Goguel, J. et Pachoud, A. (1972). Géologie et dynamique de l'écroulement du Mont Granier, dans le massif de la Chartreuse, en novembre 1248. *Bulletin du BRGM* 3 (1): 29-38.

Goodman, R. E. et Bray, J. W. (1976). Toppling of rock slopes. *Spec. Conf. on Rock Engineering for Foundations and Slopes*, Boulder, Colorado, Vol.2, ASCE.

Goodman, R. E. et Shi, G. H. (1985.) *Block theory and its applications to rock engineering*. pp.338, Prentice Hall, London.

Grasso, J. R., Guyoton, F., Frechet, J. et Gamond, J. F. (1992). Triggered earthquakes as stress gauge: Implication for the uppercrust behavior in the Grenoble area. *Pure and Applied Geophysics* 139: 579-605.

Grégoire, C. (2001). Fracture characterisation by Ground Penetrating Radar. Thèse de doctorat, Université catholique de Leuven, pp. 154.

Guillot, P. et Duband, R. (1967). La méthode du GRADEX pour le calcul de probabilité de crues à partir des pluies. *IASH Publication* (84).

Gutenberg, B. et Richter, F. (1949.) *Seismicity of the earth and assossiated phenomena*. Princeton University Press, Princeton, N.J.

Hack, R. (2000). Geophysics for slope stability. *Surveys in Geophysics* 21: 423-448.

Halleux, H. (1995). Prospection géophysique en eau douce:voies hydrauliques, lacs, zones marécageuses. Thèse de doctorat, Université de Liège, pp. 241.

Hantz, D. (2001). Ingénierie des pentes rocheuses et artificielles. *Les techniques de l'industrie minérale* 10 (juin): 66-75.

Harp, E. L. et Jibson, R. L. (1995). Inventory of landslides triggered by the 1994 Northridge, California earthquake. *U.S. Geol.Surv. Open File Report* 95-213.

Harrisson et Falcon. (1937). The Saidmarreh landslip, South-West Iran. *The Geophysical Journal* 89: 42-47.

Hergarten, S. et Neugebauer, J. (1998). Self-organised criticality in a landslide model. *Geophysical Research Letter* 25 (6): 801-804.

Hevin, G. (1998). Utilisation des ondes de surface pour l'auscultation des structures en génie civil : application à la caractérisation des fissures de surface. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier de Grenoble, pp. 178.

Ho, K., Leroi, E. et Roberts, B. (2000). Quantitative risk assessment: application, myths and future direction. *GeoEng2000*, Melbourne, Vol.1, Technomic Publishing Co.

Hoek, E. (1999). Analysis of rockfall hazards. *Rock Engineering, Course notes; Chapter 9; http://www.rockeng.utoronto.ca/hoekcorner.htm*, 115-136.

Hoek, E. et Bray, J. W. (1981.) *Rock slope engineering*. pp.524, Elsevier Science, Cambridge.

Hoek, E. et Brown, E. T. (1980.) *Underground excavations in rock*. pp.525, The Institution of Mining and Metallurgy, London.

Hovius, N., Stark, C. P. et Allen, P. A. (1997). Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *geology* 25 (3): 231-234.

Huber, N. K. 1987. The geologic story of Yosemite national Park. U.S. Geological Survey Bulletin n°1595, pp.64.

Hudson, J. A. (1992.) *Rock Engenireering System: theory and practice*. High Plain Press (JAH).

Hungr, O., Evans, S. G. et Hazzard, J. (1999). Magnitude and frequency of rock falls along the main transportation corridors of southwestern British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal* 36: 224-238.

Interreg_I. (1998.) *Risques générés par les grands mouvements de versant Etude comparative de 4 sites des Alpes franco-italiennes.*, Programme Interreg I Italie-France.

Interreg_IIC. (2001.) *Prévension des mouvements de versant et des instabilités de falaise - Groupe Falaise - Confrontation desméthodes d'étude des éboulements rocheux dans l'arc alpin*. Programme Interreg IIc, Méditerrannée occidentale et Alpes latines.

Jaboyedoff, M., Philippossian, F., Mamin, M., Marro, C. et Rouiller, J. D. 1996. Distribution spatiale des discontinuités dans une falaise. Approche statistique et probabiliste. Programme Nanional de Recherche n°31, Zurich.

Jeannin, M. 2000. Etude d'éboulements dans les falaises calcaires de la région grenobloise : Présentation d'un site d'étude L'école d'escalade de Rocheplaine (Saint Egrève). Mémoire de maîtrise des Sciences de la Terre, Lirigm, Univ. Joseph Fourier, Grenoble.

Jeannin, M. 2001. Approches quantitatives de l'érosion des versants rocheux. Etude des gorges de l'Arly et du sillon subalpin. Rapport de D.E.A., Lirigm, Univ. Joseph Fourier, Grenoble.

Jongmans, D. et Demanet, D. (1993). The importance of surface waves in vibration study and the use of Rayleigh waves for determining the dynamic characteristics of soils. *Engineering Geology* 34: 105-113.

Jongmans, D., Hemroulle, P., Demanet, D., Renardy, F. et Vanbrabant, Y. (2000). Application of 2D electrical and seismic tomography techniques for investigating landslidesl. *Eur. J. Env. Eng. Geophysics* (5): 75-89.

Kearey, P. et Brooks, M. (1991.) *Geophysical Exploration, 2nd ed.*, Blackwell Science.

Keefer, D. K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geol. Soc. of A. Bull.* 95 (4): 406-421.

Kottegoda, N. T. et Rosso, R. (1997.) *Statistics, Probability and Reliability methods for civil and environmental engineers*. pp.768, Mc Graw Hill.





Laccasse, S. et Nadim, F. (1998). Risk and reliability in geotechnical engineering. *4th International Conference on Case Histories in Geotechnical Engineering*, St Louis, Missouri, 1172-1192.

Ladegaard-Pedersen, A. et Dally, J. W. 1975. A review of factors affecting damage in blasting, University of Maryland, Mechanical Engineering Department, pp.170.

Lateltin, O., Beer, C., Raetzo, H. et Caron, C. 1997. Instabilités de pente en terrain de flysch et changements climatiques. Rapport final PNR 31, vdf Hochschulverlag AG an der ETH ed., Zürich, pp.168.

LCPC. (1969.) *Catalogue des caractéristiques géologiques et mécaniques de quelques roches françaises*.

Luckman, B. H. (1976). Rockfalls and rock fall inventory data: some observations from Surprise Valley, Jasper National Park, Canada. *Earth Surface Processes* 1: 287-298.

Main, I. (1996). Statistical Physocs, seismogenesis and seismic hazard. *Reviews of Geophysics* 34 (4): 433-462.

Malagnini, L., Herrmann, R. B., Giancarlo, B. et Franco, R. (1995). Rayleigh waves in quaternary alluvium from explosive sources: determination of shear-wave velocity and Q structure. *Bull. Seism. Soc. Am.* 85 (3): 900-922.

Malatrait, A. M. (1975). Analyse et classement des mouvements gravitaires. Feuille St-Jean de Maurienne. Thèse de doctorat, Université scientifique et médicale de Grenoble, pp. 219.

Manos, G. C. et Demosthenous, M. (1998). Models of ancient columns and colonnades subjected to horizontal bese motions. *11th Eur. Conf. Eartquake Eng.*

Maquaire, O., Gigot, P. (1988). Reconnaissance par sismique réfraction de la décompression et de l'instabilité des falaises vives du Bessin (Normandie, France). *Geodinamica Acta* (2, 3): 150-159.

Martinot, J., Jouanne, F., Taverna, J., Menard, G., Gamond, J. F., Darmantrail, X., Notter, J. C. et BasileC. (1996). Present day deformation of the Dauphine (SE France) Alpine and Subalpine massifs. *Geophys. J. Int* 127: 189-200.

Mazzoccola, D. et Hudson, J. A. (1996). A comprehensive method of rock mass characterization for indicating natural slope instability. *The Quarterly J. Eng. Geology* 29 (37-56).

Mazzoccola, D. et Sciesa, E. (2000). Implementation and comparison of different methods for rockfall hazard assessment in the Italian Alps. *Eighth International Symposium on Landslides*, Cardiff, UK, Vol.2, 1035-1040 (D. Bromhead, Ibsen ed.), Thomas Teldford.

Mecanroc. 1993. Etude des risques d'éboulement en masse. RD218 Autrans-Montaud. Villard de Lans. Rapport d'étude, Direction Départementale de l'Equipement, Grenoble.

Ménard, G. (1989). Structure et cinématique d'une chaîne de collision dans les Alpes occidentales et centrales. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier de Grenoble, pp. 268.

Merrien-Soukatchoff, V., Quenot, X. et Guglielmi, Y. (2001). Modélisation par éléments distincts du phénomène de fauchage gravitaire. Application au glissement de la Clapière (Saint-Etienne-de-Tinée, Alpes-Maritimes). *Revue Française de Géotechnique* (95/96): 133-142.

Moret, L. (1945.) *Eboulements de terrains en montagnes*. Edition de la Revue "les Alpes". Grenoble.

Newmark, N. M. (1965). Effects of earthquakes on dams and embankments. *Geotechnique* 15: 139-160.

Noever, D. A. (1993). Himalayan sandpiles. *Physical Review* 47 (1): 724-725.

Noverraz, F., Bonnard, C., Dupraz, h. et Huguenin, L. 1998. Grands glissements de versants et climat, VERSINCLIM: Comportement passé, présent et futur des grands versants instables subactifs en fonction de l'évolution climatique, et évolution en continu des mouvements en profondeur. Rapport final PNR 31, vdf Hochschulverlag AG an der ETH ed., Zürich, pp.314.

Pacheco, J. F., Scholtz, C. H. et Sykes, L. R. (1992). Changes in frequency-size relationship from small to large earthquakes. *Nature* 355: 71-73.

Pettinelli, E., Beaubien, S. and Tommas, P. (1996). GPR investigations to evaluate the geometry of rock slides and buckling in a limestone formation in northern Italy. *Eur. J. Env. Eng. Geophysics* (1): 271-286.

Pierson, L. A. (1991). The Rockfall Hazard rating System. *Nat. Symp. on Highway and Railroad Slope Maintenance*, Chicago, Ass. Eng. Geol.

Pirack-Nolte, L. J. (1999). Frequency-dependent seismic anisotropy in a fractured medium. *9th Int. Cong. Rock Mechanics*, Paris, Vol.2, 959-963, A.A. Balkema.

Poisel, R. (1990). The dualism discrete-continuum of jointed rock. *Int. Conf Mechanics of jointed and faulted rocks*, Vienne, Autriche.

Press, W. H., S.A., T., W.T., V. et B.P., F. (1992.) *Numerical recipes in C*. pp.994, Cambridge University Press, Cambridge.

Priest, S. D. (1993.) *Discontinuity analysis for rock engineering*. Chapman et Hall, London.

Ramirez, A., Fabre, D. et Antoine, P. (1988). Enseignements tirés de deux écroulements par glissement couche sur couche en terrain calcaire. *5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, Balkema A.A., Rotterddam.

Rampnoux, N. (1991). Relation entre la fracturation et la perméabilité en pays calcaire. Thèse de doctorat, Université de Franche-Comté de Besançon, pp. 189.

Reiter, L. (1991.) *Earthquake hazard analysis*. New York.

Reynolds, J. M. (2000.) *An introduction to applied and environmental geophysics*. pp.958, Wiley, Chisester.

Robinson, D. A. et Williams, R. B. G. (1994.) *Rock weathering and landform evolution*. pp.519, Wiley, Chisester.

Rochet-Bouzid, I. (1999). Contribution à l'étude des écoulements granulaires appliqués aux éboulements rocheux en grande masse. Thèse de doctorat, Université Claude Bernard de Lyon, pp. 324.

Romana, M. (1988). Practice of SMR classification for slope appraisal. *5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, Vol.2, 1227-1231, A.A. Balkema, Rotterdam.

Romeo, R. et Pugliese, A. (1998). A global eearthquake hazard assessment of Italy. *11th Eur. Conf. on Earthquake Engineering*, Paris, Balkema.

Ronzani, G., Strada, C. et Zamai, V. (1999). Applicazionz di tecniche GIS nell'elaborazion dell'indice SMR di Romana (1985) ai fini della valutazione di stabilita di pareti rocciose. *Geologia Tecnica and Ambientale* 3: 13-18.

Rougier, H. (2000). Effondrement du pilier occidental des Drus, 18 spt 1997. *13e Etats généraux de l'environnement dans le massif du Mt Blanc, Risques naturels, Observation-Prévention*, Les Houches, Fédération européenne Mt Blanc.

Rouiller, J. D., Jaboyedoff, M., Marro, C., Philippossian, F. et Mamin, M. 1998. Pentes instables dans le Pennique valaisan. MATTEROCK: une méthodologie d'auscultation des falaises et de détection des éboulements majeurs potentiels. Rapport Final PNR 31, VDF, Zürich, pp.239.

Rousseau, N. (1998). Study of seismic signals associated with rockfalls at 2 sites on the Reunion island (Mahavel Cascade and Souffrière cavity). Thèse de doctorat, Université de Paris, pp. 161.

Rovera, G. (1997). L'éboulisation des corniches de calcaire urgonien dans le massif de la Grande Chartreuse (Alpes du Nord). *Environnements périglaciaires* 4 (12): 13-27.

RTM Isère. 1996. Inventaire des mouvements rocheux, Secteur de l'Y grenoblois, Service de Restauration des terrains en Montagne de l'Isère, Grenoble, France.

Sakurai, S. et Shimizu, N. (1987). Assesment of rock slope stability by fuzzy sets theoty. *6th International Congress on Rock Mechanics*, Montreal, 503-506 (Herget et Vongpaisal ed.), Balkema, Rotterdam.





Sandersen et Bbakkeloi. (1996). The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass instability. *7th International Symposium on Landslides*, Trondheim, Vol.1, 97, Balkema, A.A., Rotterdam.

Scavia, C. et Saetta, V. (2001). Metodo meccanico-probabilistico per l'analisi della stabilita dei pendii in roccia. In: *Prévention des mouvements de versant et des instabilités de falaises, Confrontation des méthodes d'étude des éboulements rocheux dans l'arc alpin*ed.). Interreg IIC, 116-132.

SDAU. 2001. Etude des aléas majeurs d'écroulement rocheux sur les falaises calcaires du Y grenoblois. Rapport d'étape du Syndicat mixte pour l'élaboration et le Suivi Du Schéma d'Aménagement et d'Urbanisme de l'agglomération Grenobloise, Rapport interne, Grenoble.

Sornette, D., Vanneste, C. et Sornette, A. (1991). Dispersion of b-values in Gutemberg-Richter law as a consequence of a proposed fractal nature of continental faulting. *Geophys. Res. lett.* 18: 897-900.

Stark, C. P. et Hovius, N. (2001). The characterisation of landslides size distributions. *Geophys. Res. lett.* 26 (6): 1091.

Steger, W. et Unterberger, W. (1990). Rock slopes and dam abutments in jointed rock. FE analysis usig Gap-Friction Element and contact procedures. *Int. Conf Mechanics of jointed and faulted rocks*, Vienne, Autriche.

Sugai, T. H. et Hirano, M. (1994). Rock control on magnitude-frequency distribution of landslides. *Transactions of Japanese Geomorphological Union* 15: 233-351.

Taluy, P. 2000. Analyse en retour d'éboulements dans les falaises calcaires de la région grenobloise. Mémoire de maîtrise des sciences de la terre, Lirigm, Univ. Foseph Fourier, Grenoble.

Telford, W. M., Geldart, L. P. et Sheriff, R. E. (1998.) *Applied Geophysics, 2nd ed.* pp.769, University of Cambridge.

Terzaghi. (1962). Stability of steep slopes in hard unweathered rock. *Geotechnique* 12: 251-270.

Terzaghi, K. (1943.) *Theoretical soil mechanics*. Wiley, New-York.

Tommasi, P. et Galadini, F. (1996). Rock slides and buckling phenomena on a homoclinal mountain slope in South-Eastern Alps (Italy). *7th Int. Symp. on Landslides*, Trondheim, 1391-1396 (Senneset ed.), Balkema, Rotterdam.

Tsiambaos, G. et Telli, D. (1992). Application of rock mass classification systems on stability of limestone slopes. *6th International Symposium on Landslides*, Christchurch, Vol.2, 1065-1068, A.A. Balkema, Rotterdam.

Turcotte, D. (1986). Fractals and fragmentation. *J. Geophys. Res* 91: 1921-1926.

Un_Chartreux. (1881.) *La Grande Chartreuse*. Arthaud.

UNESCO. (1990). A suggested method for reporting a Landslide. *The International Geotechnical Societies UNESCO Working Party on Landslide Inventory Bull. Assoc. Internat. Géologie de l'Ingénieur* 41 (5-12).

Vengeon, J. M., Giraud, A., Antoine, P. et Rochet, L. (1999). Contribution à l'analyse de la déformation et de la rupture des grands versants rocheux en terrain cristallophyllien. *Can. Geotech. J.* 36 (6): 1056-1073.

Vengeon, J. M., Hantz, D. et Dussauge, C. (2001). Predictabilité des éboulements rocheux: approche probabiliste par combinaison d'études historiques et géomécaniques. *Revue Francaise Geotechnique* 95-96: 143-154.

Vespignani, A. et Zapperi, S. (1998). How self organised criticality works: a unified mean field picture. *Phys. Rev.E.* Stat. Phys. Plasmas Fluids relat. Interdiscip. Top.57: 6345-6362.

Voight, B. (ed.). (1979). *Rockslides and avalanches*. Elsevier, Amsterdam, pp.833.

Voight, B. et Kennedy, B. A. (1979). Slope failure of1967-69, Chuquicamata mine, Chile. In: *Rockslides and avalanches* (B. Voight ed.) Vol.2, 136-147.

Volant, P. et Grasso, J. R. (1994). The finite extension of fractals geometry and power law distribution for shallow earthquakes: A geomechanical effect. *J. Geophys. Res* 99 (21): 879-889.

Wasowski, J. et Del Gaudio, V. (2000). Spec. issue Symp. on Geophy Investigation of landslides and unstable slopes. *Surveys in Geophysics* 21 (4).

Water Resources Council. 1982. Guidelines for determining flood flow frequency. Bulletin n°17B: Hydrology subcommitee, Office of Water Data Coordination, U.S. Geological Survey, Reston, VA, pp.182.

Wesnousky, S., C. Scholz, K. Shimazaki et Matsuda, T. (1983). Earthquake frequency distribution and the mechanics of faulting. *J. Geophys. Res* 88: 9331-9340.

Wesnousky, S., C. Scholz, K. Shimazaki et Matsuda, T. (1984). Integration of geological and seismological data for the analysis of seismic hazard: A case study of Japan. *Bull. Seis. Soc. Am.* 74: 687-708.

Wieczorek, G. 1998. Rockfall hazzards in the Yosemite Valley. Open-File Report n°98-467, U.S. Geological Survey.

Wieczorek, G. et Jäger, S. (1996). Triggering mechanisms and depositional rates of postglacial slope movement processes in the Yosemite Valley, california. *Geomorphology* 15: 17-31.

Wieczorek, G., Nishenko, S. P. et Varnes, D. J. (1995). Analysis of rock falls in the Yosemite Valley, California. *35th U.S. Symposium on Rock Mechanics*, Daemen, 85-89 (J. J. Daemen et R. A. Schultz ed.), A.A. Balkema.

Wieczorek, G. F., Snyder, J. B., Alger, C. S. et Isaacson, K. A. 1992. Yosemite historical rockfall inventory. Open file report n°92-387, U.S Geological Survey, pp.38.

Zadeh, L. A. (1965). Fuzzy sets. *Information and Controle* 8: 338-353.

Zvelebil, J. (1984). Time prediction of a rockfall from a sandstone rock slope. *4th International Symposium on Landslides*, Toronto, Vol.1, 93-95, Balkema, A.A. , Rotterdam.



# ANNEXES

# ANNEXE I. Ruptures circulaires

## I.A. Abaques de Hoek et Bray pour les ruptures circulaires (Hoek et Bray, 1981)

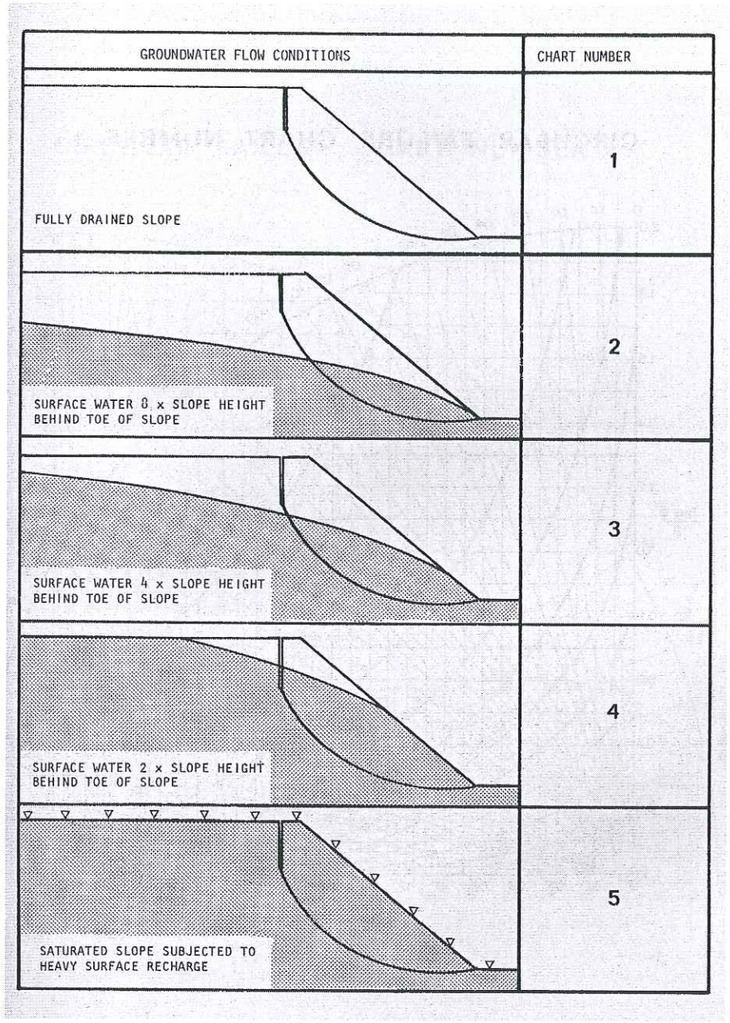



*Figure I.1. Numéro de l'abaque à utiliser en fonction des caractéristiques de circulation d'eau dans la pente*

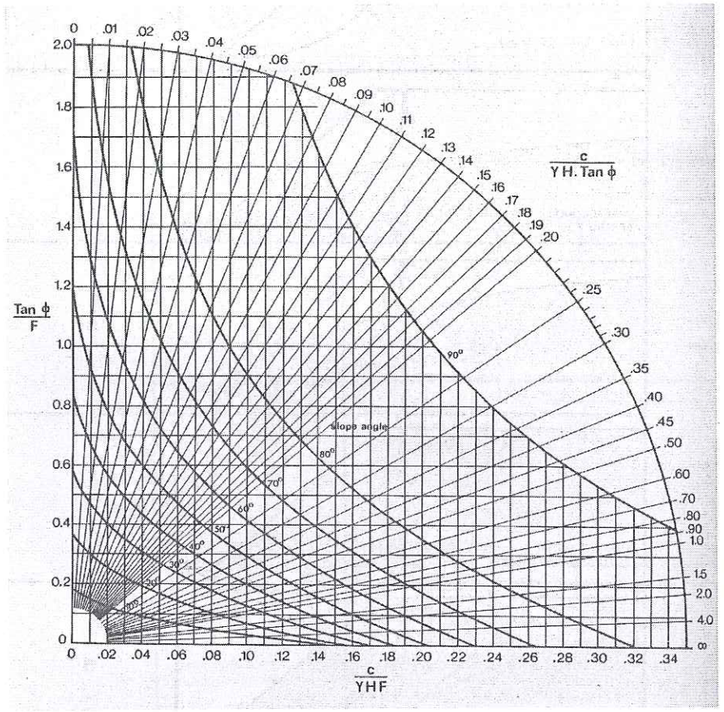



*Figure I.2. Abaque 1*

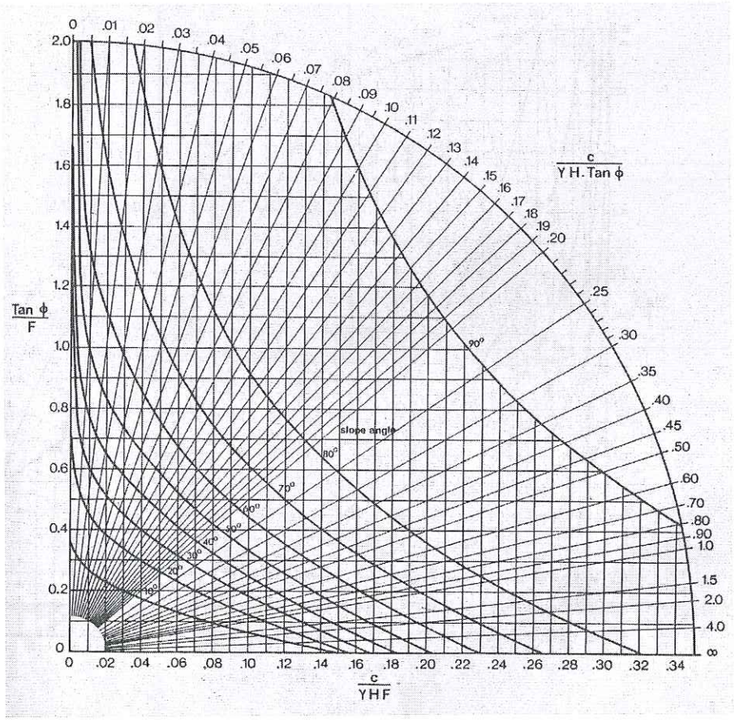



*Figure I.3. Abaque 2*



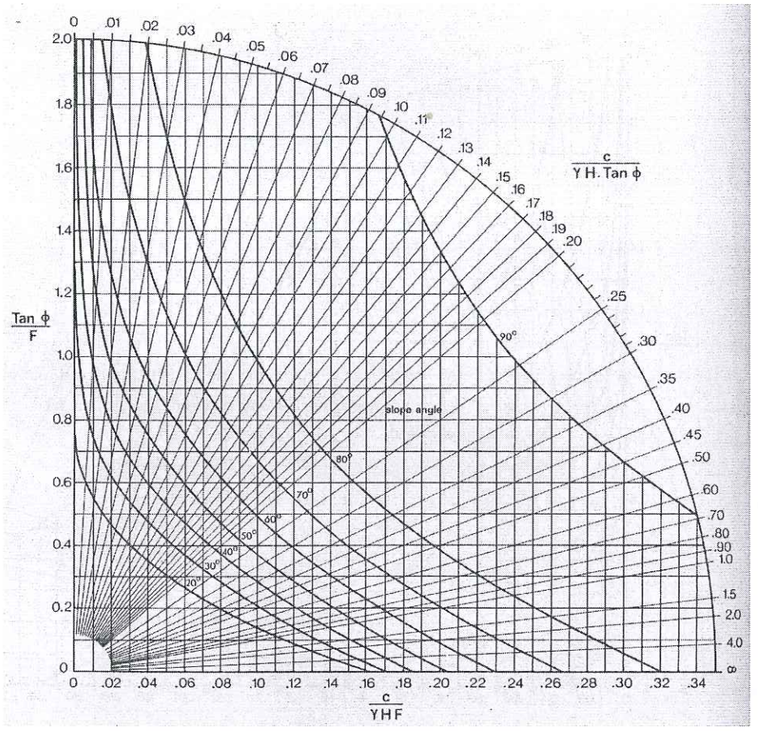



*Figure I.4. Abaque 3*

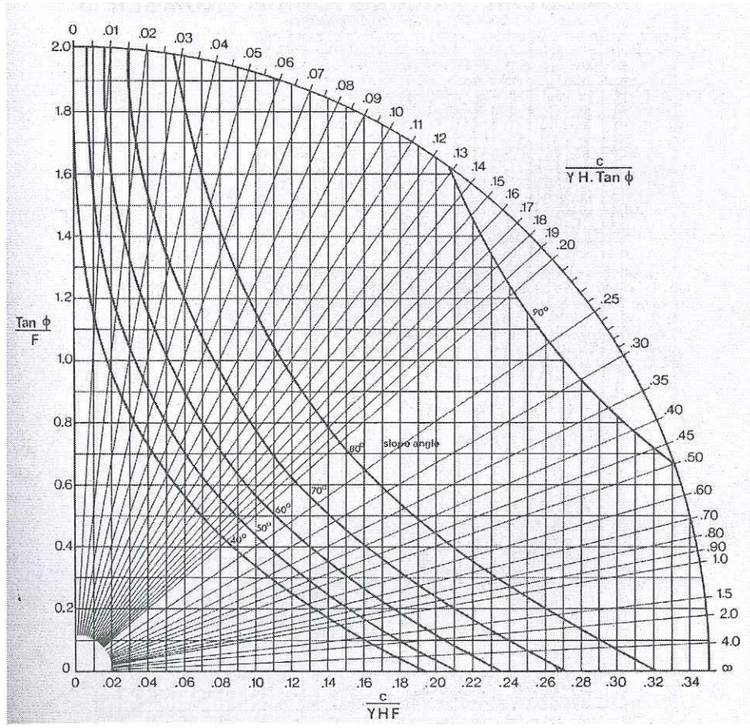



*Figure I.5. Abaque 4*

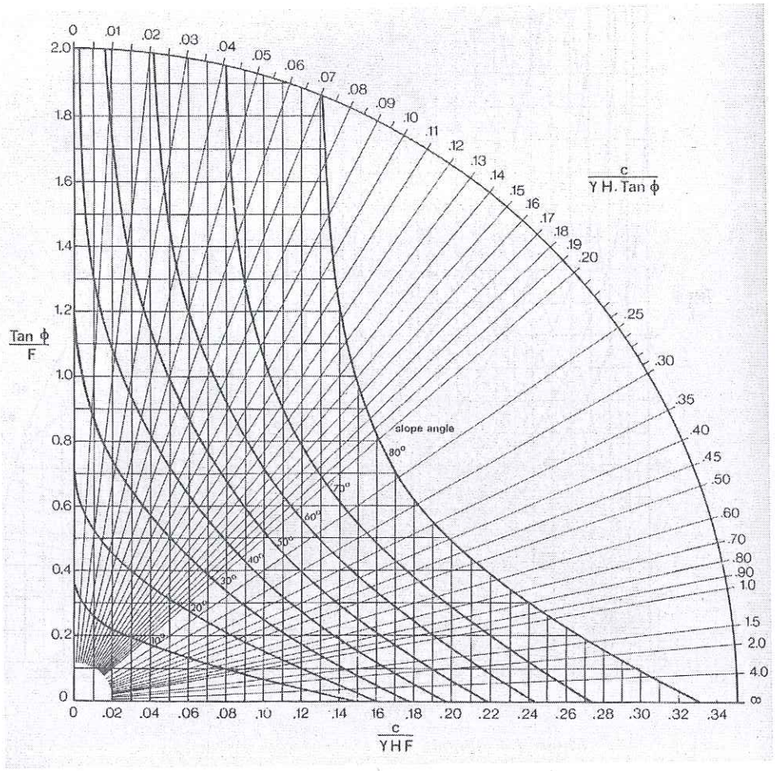



*Figure I.6. Abaque 5*



## I.B. Corrélations entre le critère empirique de Hoek et Brown et les classifications de massifs rocheux.

« CISR rating » fait référence au RMR (développé au South African Council for Scientific and Industrial Research, Bieniawski, 1974) et « NGI rating » est l'index Q du Norvegian Geotechnical Institute (Barton et al., 1974). Le critère peut s'écrir

$$\tau_n = A(\sigma_n - T)^B$$

avec $\tau_n = \dfrac{\tau}{\sigma_c}$ et $\sigma_n = \dfrac{\sigma}{\sigma_c}$ ou $\sigma_c$ est la résistance en compression simple de la roche intacte.

Ce critère n'est pas linéaire, mais on peut considérer en première approximation

$$c \approx A\sigma_c T^B \qquad \text{et} \qquad \tan\phi \approx A\sigma_c^{1-B} .$$

TABLE 12 - APPROXIMATE EQUATIONS FOR PRINCIPAL STRESS RELATIONSHIPS AND MOHR ENVELOPES FOR INTACT ROCK AND JOINTED ROCK MASSES

| | CARBONATE ROCKS WITH WELL DEVELOPED CRYSTAL CLEAVAGE<br>*dolomite, limestone and marble* | LITHIFIED ARGILLACEOUS ROCKS<br>*mudstone, siltstone, shale and slate (normal to cleavage)* | ARENACEOUS ROCKS WITH STRONG CRYSTALS AND POORLY DEVELOPED CRYSTAL CLEAVAGE<br>*sandstone and quartzite* | FINE GRAINED POLYMINERALLIC IGNEOUS CRYSTALLINE ROCKS<br>*andesite, dolerite, diabase and rhyolite* | COARSE GRAINED POLYMINERALLIC IGNEOUS AND METAMORPHIC CRYSTALLINE ROCKS<br>*amphibolite, gabbro, gneiss, granite, norite and quartz-diorite* |
|---|---|---|---|---|---|
| INTACT ROCK SAMPLES:<br>*Laboratory size rock specimens free from structural defects*<br>*CSIR rating 100, NGI rating 500* | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{7\sigma_{3n} + 1.0}$<br>$\tau_n = 0.816(\sigma_n + 0.140)^{0.658}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{10\sigma_{3n} + 1.0}$<br>$\tau_n = 0.916(\sigma_n + 0.093)^{0.677}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{15\sigma_{3n} + 1.0}$<br>$\tau_n = 1.044(\sigma_n + 0.067)^{0.692}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{25\sigma_{3n} + 1.0}$<br>$\tau_n = 1.220(\sigma_n + 0.040)^{0.705}$ | |
| VERY GOOD QUALITY ROCK MASS<br>*Tightly interlocking undisturbed rock with unweathered joints spaced at 3 metres*<br>*CSIR rating 85, NGI rating 100* | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{5.5\sigma_{3n} + 0.1}$<br>$\tau_n = 0.651(\sigma_n + 0.028)^{0.679}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{6\sigma_{3n} + 0.1}$<br>$\tau_n = 0.739(\sigma_n + 0.020)^{0.692}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{7.5\sigma_{3n} + 0.1}$<br>$\tau_n = 0.848(\sigma_n + 0.013)^{0.702}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{12.5\sigma_{3n} + 0.1}$<br>$\tau_n = 0.998(\sigma_n + 0.008)^{0.712}$ | |
| GOOD QUALITY ROCK MASS<br>*Fresh to slightly weathered rock, slightly disturbed with joints spaced at 1 to 3 metres.*<br>*CSIR rating 65, NGI rating 10* | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{0.7\sigma_{3n} + 0.004}$<br>$\tau_n = 0.369(\sigma_n + 0.006)^{0.669}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{1.0\sigma_{3n} + 0.004}$<br>$\tau_n = 0.427(\sigma_n + 0.004)^{0.683}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{1.5\sigma_{3n} + 0.004}$<br>$\tau_n = 0.501(\sigma_n + 0.003)^{0.695}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{2.5\sigma_{3n} + 0.004}$<br>$\tau_n = 0.603(\sigma_n + 0.002)^{0.707}$ | |
| FAIR QUALITY ROCK MASS<br>*Several sets of moderately weathered joints spaced at 0.3 to 1 metre.*<br>*CSIR rating 44, NGI rating 1.0* | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{0.14\sigma_{3n} + 0.0001}$<br>$\tau_n = 0.198(\sigma_n + 0.0007)^{0.662}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{0.20\sigma_{3n} + 0.0001}$<br>$\tau_n = 0.234(\sigma_n + 0.0005)^{0.675}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{0.30\sigma_{3n} + 0.0001}$<br>$\tau_n = 0.289(\sigma_n + 0.0003)^{0.688}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{0.50\sigma_{3n} + 0.0001}$<br>$\tau_n = 0.346(\sigma_n + 0.0002)^{0.700}$ | |
| POOR QUALITY ROCK MASS<br>*Numerous weathered joints spaced at 30 to 500mm with some gouge filling / clean waste rock*<br>*CSIR rating 23, NGI rating 0.1* | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{0.04\sigma_{3n} + 0.00001}$<br>$\tau_n = 0.115(\sigma_n + 0.0002)^{0.646}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{0.08\sigma_{3n} + 0.00001}$<br>$\tau_n = 0.129(\sigma_n + 0.0002)^{0.655}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{0.08\sigma_{3n} + 0.00001}$<br>$\tau_n = 0.162(\sigma_n + 0.0001)^{0.672}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{0.13\sigma_{3n} + 0.00001}$<br>$\tau_n = 0.203(\sigma_n + 0.0001)^{0.686}$ | |
| VERY POOR QUALITY ROCK MASS<br>*Numerous heavily weathered joints spaced less than 30mm with gouge filling / waste rock with fines*<br>*CSIR rating 3, NGI rating 0.01* | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{0.007\sigma_{3n} + 0}$<br>$\tau_n = 0.042(\sigma_n)^{0.534}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{0.01\sigma_{3n} + 0}$<br>$\tau_n = 0.050(\sigma_n)^{0.539}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{0.015\sigma_{3n} + 0}$<br>$\tau_n = 0.061(\sigma_n)^{0.546}$ | $\sigma_{1n} = \sigma_{3n} + \sqrt{0.025\sigma_{3n} + 0}$<br>$\tau_n = 0.078(\sigma_n)^{0.556}$ | |

# ANNEXE 2. Caractérisation à l'aide de la fiche Lirigm de deux instabilités par deux géologues indépendants

Application de la fiche de caractérisation

La fiche de caractérisation présentée au chapitre III a été appliquée sur 2 instabilités (voir chapitre III.C.2), par deux géologues indépendants. Pourr chaque facteur, les données numériques établies par chacun des deux géologues apparaissent, en écriture normale pour le géologue I, en italique pour le géologue II.

**Instabilité I.34**

*Description:* Petit compartiment tassé
*Mécanisme:* Basculement selon J4, cisaillement sur Scv et décollement basal sur J6
*Probabilité de rupture:* Moyen selon la méthodologie Matterock
*Volume mobilisable:* 15 $m^3$
*Taille des blocs:* 0,3-0,5 $m^3$
*Forme des blocs:* prismes, dalles
*Type de roche : micaschistes*

*L'orientation de la falaise est presque parallèle aux joints J4*

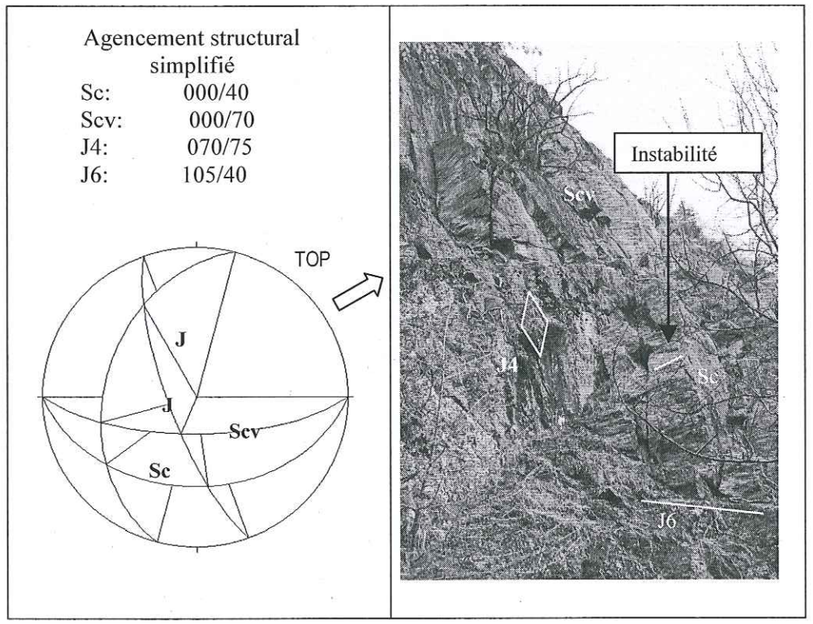



Figure A 2-1. *Instabilité I.34 avec l'agencement structural correspondant (stéréogramme de Schmidt-Lambert, hémisphère supérieure)*

**Mécanisme de l'instabilité:** I: Cb : basculement de colonne
II: *Cb : basculement de colonne*

| | | | |
|---|---|---|---|
| FACTEURS STATIQUES | **Découpage principal ( /5)** | Fract. arrière ouverte, élancement: 5 / 2 donc 2 > E > 5 | 4 |
| | | *Fract. arrière ouverte, élancement compris entre 2 et 5* | *4* |
| | **Conditions géométriques aggravantes ( /3)** | Projection du centre de gravité: Rapport plus grande largeur / largeur de la base e = 1 | 0 |
| | | *Projection du centre de gravité: Rapport plus grande largeur / largeur de la base e = 1.4* | *0* |
| | **Conditions géomécaniques aggravantes ( /2)** | Résistance en traction du pied (matrice + joints): l'instabilité est appuyée sur une petite vire formée par J6. Le plan J6 dans la partie interne est masqué par du terrain meuble; la roche n'est pas alterée | 1 |
| | | *Résistance en traction du pied (matrice + joints): présence d'un joint au pied* | *2* |
| ACTIVITE | **Activité actuelle averée ( /8)** | Absence de mesures significatives: chute de blocs au front = 0, éboulements dans une configuration analogue = 2; présence de quelques petit niche d'arrachement qui demontrent que le mécanisme pris en compte est réalisable | 2 |
| | | *Absence de mesures significatives: chute de blocs au front = 0,éboulements dans une configuration analogue = 1* | *1* |
| | **Signes d'activité passées ( /2)** | Ouverture ou rejet de fracture en crête: oui =1 ; Fractures ouvertes ou rejet en paroi: oui = 1 | 2 |
| | | *Ouverture ou rejet de fracture en crête: oui =1 ; Fractures ouvertes ou rejet en paroi: oui = 1; plan de décollement basale présent* | *2* |
| FACTEURS D'EVOLUTION ALEATOIRE / DISCONTINUS | **Pressions interstitielles ( / 5)** | Exposition moyenne de l'aléa: 80° , presque vers E;le drainage de l'eau semble rapide pour la présence de fractures ouvertes; la fracture qui limite l'aléa vers le Nord est ouverte; la fracture arrière est ouverte mais en bas elle est bouché par de terrain meuble. Possible faible mise en pression de cette fracture. La pluie est concentrée dans les mois de avril-mai et novembre-décembre; chaque événements peut atteindre 100-150 mm | 2 |
| | | *Evaluation du facteur selon une grille systématique * (1)*<br>*E1 = 0, E2 = 0, E3 = 1, E4 = 1*<br>*S1 = 0, S2 = 0, S3 = 0, S4 = 0* | 2 |
| | **Sismicité de base ( /1)** | a < 0.001 g | 0 |
| | | *a < 0.001 g* | *0* |
| | **Sismicité exceptionnelle récourrente ( /2)** | a < 0.2 g | 0 |
| | | *a < 0.2 g* | 0 |
| | **Lien avec autres aléas ( /2)** | Non évaluable | 0 |
| | | *Au dessus de l'instabilité on voit une autre instabilité mais la probabilité d'interaction est faible* | *1* |



| | | | |
|---|---|---|---|
| FACTEURS D'EVOLUTION CONTINUS | **Altération/Dissolution ( /2)** | Il n'y a pas des niveaux altérés | 0 |
| | | *Il n'y a pas des niveaux altérés au pied* | *0* |
| | **Gel – dégel ( /2)** | Nombre de cycles gel-dégel compris entre 80 et 120, altitude 1250 m | 1 |
| | | *Nombre de cycles gel-dégel compris entre 80 et 120* | *1* |
| | **Modifications de géométrie (-3 / +3)** | Le probable démantelement ne reduit pas la butée; Probable perte de masse au front de l'instabilité | -1 |
| | | *Perte de masse, diminution de la butée; Evolution en tête très réduite* | *0-* |
| | **Permafrost(-5 / +5)** | L'instabilité ne se trouve pas dans une zone de haute altitude | 1 |
| | | *Présence ponctuelle d'un peu de glace* | *1* |
| | **Facteurs anthropiques (-3 / +5)** | Pas d'interaction avec l'activité humaine | 0 |
| | | *Pas d'interaction avec l'activité humaine* | *0* |

Evaluation totale Géologue I : S 5/a — A4/a – FD2/b FC1/b

*Evaluation totale Géologue II : S 6/a — A3/a – FD2/b FC4/b*

**Instabilité I22**

*Description :* Zone tassée caractérisée par de fractures ouvertes (10 -100 cm)
*Mécanisme :* Glissement superficiel vers ENE sur une surface composite J6/J'6 (voir stéréogramme de la Figure A 2-1) ou sur un dièdre Scv/surface composite
*Dangerosité :* Elevé
*Volume mobilisable :* 1000 mc
*Taille des blocs :* 1-10 mc
*Forme des blocs :* cubes, prismes courts
Roche : micaschistes
*Remarques :* trench actif au dessus de l'aléa, humidité sur J6, niveau de déformation fragile-ductile à la limite S de l'aléa

Mécanisme: I : Gp Glissement plan —> surface composite 050/75 et 084/45
*II : Gp Glissement sur le plan composite J6 - J'6*

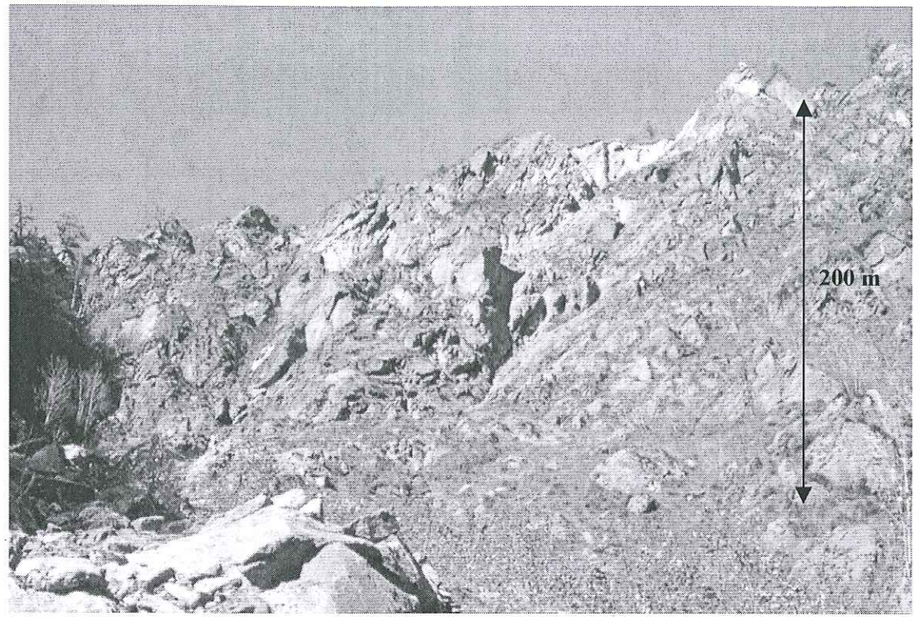
| | | | |
|---|---|---|---|
| FACTEURS STATIQUES | **Découpage principal ( /5)** | Continuité de la surface de glissement | 3 |
| | | *dans le compartiment rocheux on observe un réseau de discontinuités avec une persistance pas toujours évaluable* | *3* |
| | **Conditions géométriques aggravantes ( /3)** | Plans de décollement latéraux | 2 |
| | | *du côté Sud plan 334/70 Scv bien visible; du côté Nord plan 338/62 Scv peu visible ; plan de décollement arrière* | *2* |
| | **Conditions géomécaniques aggravantes ( /2)** | Pendage = $\phi$ estimé | 1 |
| | | *Pendage = $\phi$ estimé* | *1* |

| | | | |
|---|---|---|---|
| ACTIVITE | Activité actuelle averée ( /8) | Absence de mesures significatives; chute de blocs au front = 2, éboulements dans une configuration analogue = 1 | 3 |
| | | *Absence de mesures significative;: chute de blocs au front = 4, éboulements dans une configuration analogue = 2* | *6* |
| | Signes d'activité passées ( /2) | Ouverture ou rejet de fracture en crete: oui =1 ; Fractures ouvertes ou rejet en paroi: oui = 1 | 2 |
| | | *Ouverture ou rejet de fracture en crete: oui =1 ; Fractures ouvertes ou rejet en paroi: oui = 1; plan de décollement basale présente* | *2* |
| FACTEURS D'EVOLUTION ALEATOIRE / DISCONTINUS | Pressions interstitielles ( / 5) | orientation moyenne de la falaise vers E;<br>le drainage de l'eau est rapide pour la présence de fractures ouvertes | 1 |
| | | *Evaluation du facteur selon une grille systématique * (1)*<br>*E1 = 0, E2 = 1, E3 = 1, E4 = 1*<br>*S1 = 1, S2 = 1, S3 = 0, S4 = 1* | *3* |
| | Sismicité de base ( /1) | a < 0.001 g | 0 |
| | | *a < 0.001 g* | *0* |
| | Sismicité exceptionnelle récourrente ( /2) | a < 0.2 g | 0 |
| | | *a < 0.2 g* | *0* |
| | Lien avec autres aléas ( /2) | Non évaluable | 0 |
| | | | *0* |
| FACTEURS D'EVOLUTION CONTINUS | Altération/Dissolution ( /2) | présence d'un zone de cisaillement à la base de l'aléa (partie Sud) mais roche peu altérée | 1 |
| | | *Il n'y a pas des niveaux altérés* | *0* |
| | Gel – dégel ( /2) | Nombre de cycles gel-dégel compris entre 80 et 120, altitude 1180 m | 1 |
| | | *Nombre de cycles gel-dégel compris entre 80 et 120* | *1* |
| | Modifications de géométrie (-3 / +3) | présence à la base de l'aléa dans la partie frontale de terrain meuble jaune probablement liée à l'activitè de l'aléa (=1) ; faibles pertes de masse en tête (-1) | 0 |
| | | *Sappage (perte de masse en pied, diminution de la butée =2); Evolution en tête très réduite* | *2* |
| | Permafrost(-5 / +5) | L'instabilité ne se trouve pas dans une zone de haute altitude; cependant la fonte du glace le printemps est un facteur d'instabilité à prendre en considération | 1 |
| | | *idem* | *1* |
| | Facteurs anthropiques (-3 / +5) | Pas d'interaction avec l'activité humaine | 0 |
| | | *Pas d'interaction avec l'activité humaine* | *0* |

Evaluation totale géologue I : S 6/a, A 5/a, FD 1/b, FC 3/b
*Evaluation totale géologue II : S 6/b, A 8/a, FD 3/c, FC 4/b*



# ANNEXE 3. Caractérisation des instabilités du site de Buisson




Vue partielle du site de Buisson, Valtournanche, Italie. Versant rocheux constitué essentiellement de calcschistes, très désorganisé.

Pages suivantes : Caractérisation détaillée des instabilités A29 à A36 du site de Buisson, selon la méthode Matterock (Tableau A3.1) et selon la fiche de caractérisation (Tableau A3.2)

| Instabilités | | A29, 50 m³ | | A30, 20 m³ | | A31, 12 m³ | | A32, 35 m³ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Description | Note | Description | Note | Description | Note | Description | Note |
| CONTINUITE (0-5) | Agencement structural | Conditions favorables au glissement : persistance élevée, plongement conforme, intersection des plans formant la surface de glissement, fractures ouvertes | 5 | Idem A29 | 2 | Les plans de glissement basal, de décollement arrière et de décollement latéraux forment une surface unique. | 5 | Idem A29 | 3 |
| | Probabilité de recoupement | Élevée | | Élevée | | Élevée, toutes les fractures s'intersectent | | Élevée | |
| | Activité (reflète la continuité | Présence de roche pulvérulente et petits blocs à la base de l'instabilité | | Présence de roche pulvérulente à la base de l'instabilité | | Idem A30 + indices de micro mouvements | | Idem A29 (petits blocs) | |
| DEGRE D'ACTIVITE (0- ≥50) | Chutes de blocs | Cicatrices d'arrachement visibles ; présence de petits blocs à la base ; blocs isolés encore en équilibre | 40 | cicatrices d'arrachement visibles | 25 | Idem A29 | 40 | cicatrices d'arrachement visibles | 25 |
| | Etat de fragmentation, dislocation | Les fractures sont ouvertes ; la surface de glissement basale présente un remplissage de matière sans cohésion | | Idem A29 | | Fractures ouvertes avec remplissage de matière sans cohésion ; fracturation interne du bloc rocheux principal | | Idem A29 | |
| | Déplacements | Faibles | | Très faibles | | Faibles | | Très faibles | |
| EAU (0-5) | | Présence d'eau seulement à l'occasion d'événements pluvieux - neigeux | 3 | Idem A29 | 3 | Idem A29 | 2 | Idem A29 | 2 |
| DEGRE DE SENSIBILITE AUX FACTEURS DEGRADANTS (0-10) | Altération | présente sur la surface de glissement | 6 | présente sur la surface de glissement | 6 | présente sur la surface de glissement | 6 | présente sur la surface de glissement | 5 |
| | Conditions météo-climat | Climat alpin ; exposition SW ; altitude ≈ 1450 m ; fréquents cycles gel-dégel au printemps (max. présence d'eau de fonte) et en automne | | Idem A29 | | Idem A29 | | Idem A29 | |
| | Sismicité de base | | | | | | | | |
| | Facteurs géologiques | mobilisation possible par d'éventuels blocs provenant des parties hautes | | Idem A29 | | Idem A29 | | Idem A29 | |
| FACTEURS DECLENCHANTS (0- ≥ 50) | Facteurs dégradants fortement amplifiés | Lors de fortes précipitations, transport solide possible sur le versant ; cycles gel-dégel ; activité en amont | 20 | Idem A29 | 20 | Idem A29 | 20 | Idem A29 | 20 |
| DEGRE DE SENSIBILITE AUX FACTEURS STABILISANTS (-50 - 0) | Effet de butée | Nul | -5 | La masse rocheuse A29 proche peut empêcher l'évolution du mouvement | -15 | Nul | -5 | Un petit seuil rocheux à côté de la base de l'instabilité peut empêcher l'évolution du mouvement | -15 |
| | Perte de masse | Très faible | | Très faible | | Très faible | | Très faible | |
| | Permafrost | Sans objet à cette altitude | | Idem A29 | | Idem A29 | | Idem A29 | |
| | Facteurs antropogènes | nul | | nul | | nul | | nul | |

*Tableau A31 Caractérisation selon Matterock ; site de Buisson, secteur « AS 2, zone basse », Instabilités A29 à A32*



| Instabilités | | A33 20 m³ | | A34 10 m³ | | A35 2000 m³ | | A36 1500 m³ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Description | Note | Description | Note | Description | Note | Description | Note |
| CONTINUITE (0-5) | Agencement structural | Conditions favorables au glissement : persistance élevée, plongement conforme, plan de glissement basal unique, ouvert | 3 | Conditions favorables au glissement : persistance élevée, intersection des plans de glissement à la base, fractures ouvertes | 2 | Idem A34 | 4 | Idem A34 | 2 |
| | Probabilité de recoupement | Élevée | | Élevée | | Élevée | | Élevée | |
| | Activité (reflète la continuité | Présence de roche pulvérulente à la base | | Nulle | | Nulle | | Présence de roche pulvérulente à la base | |
| DEGRE D'ACTIVITE (0- ≥50) | Chutes de blocs | cicatrices d'arrachement visibles | 35 | cicatrices d'arrachement visibles | 15 | Idem A33 + chutes de blocs actuelles (0.5-1 m³) | 25 | Idem A33 + présence de blocs instables | 15 |
| | Etat de fragmentation, dislocation | Fractures ouvertes ; remplissage de matière sans cohésion sur la surface de glissement basale. | | Idem A33 | | Idem A33 | | Fractures ouvertes | |
| | Déplacements | Faibles mais évidents | | Très faibles | | Parfois plusieurs cm | | Faibles | |
| EAU (0-5) | | Présence d'eau seulement à l'occasion d'événements pluvieux – neigeux, mais traces d'écoulements soulignées par des canaux d'érosion dans la couche de matériaux de couverture au pied de l'instabilité. | 4 | Idem A33 | 2 | Circulation d'eau une grande partie de l'année, mais sans possibilité de mise en pression. | 2 | Présence d'eau, mais sans mise en pression | 2 |
| DEGRE DE SENSIBILITE AUX FACTEURS DEGRADANTS (0-10) | Altération | présente sur la surface de glissement | 5 | Idem A33 | 6 | Idem A33 | 6 | Idem A33 | 4 |
| | Conditions météo-climat | Climat alpin ; exposition SW ; altitude ≈ 1500 m ; fréquents cycles gel-dégel au printemps (max. présence d'eau de fonte) et en automne | | Idem A33 | | Idem A33 altitude ≈ 1550 m Augmentation des circulations d'eau pendant les périodes de précipitations. | | Idem A33 altitude ≈ 1550 m | |
| | Sismicité de base | | | | | | | | |
| | Facteurs géologiques | mobilisation possible par d'éventuels blocs provenant des parties hautes | | Idem A33 | | Présence d'un seuil rocheux à la base. | | Nul | |
| FACTEURS DECLENCHANTS (0- ≥ 50) | Facteurs dégradants fortement amplifiés | Lors de fortes précipitations, transport solide possible sur le versant ; cycles gel-dégel ; activité en amont | 25 | Idem A33 | 15 | Transport solide sur le versant lors de fortes précipitations | 25 | Transport solide + cycles gel-dégel | 10 |
| DEGRE DE SENSIBILITE AUX FACTEURS STABILISANTS (-50 - 0) | Effet de butée | Nul | -5 | Des matériaux d'érosion au pied de l'instabilité peuvent limiter l'évolution du mouvement | -15 | Nul | -25 | Un seuil rocheux au pied de l'instabilité peut empêcher l'évolution du mouvement | -25 |
| | Perte de masse | Très faible | | Très faible | | Faible | | Moyenne (blocs 0.5-6 m³) | |
| | Permafrost | Sans objet à cette altitude | | Idem A33 | | Idem A33 | | Idem A33 | |
| | Facteurs antropogènes | nul | | nul | | nul | | nul | |

*Tableau A3.1 suite : Caractérisation selon Matterock ; site de Buisson, secteur « AS2, zone haute », Instabilités A33 à A36*

| Instabilités | | A29 Glissement plan, 50 m³ | | A30 Glissement plan, 20 m³ | | A31 Glissement dièdre, 12 m³ | | A32 Glissement dièdre, 35 m³ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Description | Note | Description | Note | Description | Note | Description | Note |
| FACTEURS STATIQUES | Découpage principal ( /5) | Continuité de la surface de glissement : probabilité forte. | 3 | Idem A29 | 3 | Continuité avérée | 5 | Idem A29 | 3 |
| | Conditions géométriques aggravantes ( /3) | Décollement latéral : des 2 côtés<br>Décollement arrière : oui | 3 | Décollement latéral d'un côté | 1 | Décollement arrière<br>Glissement sur un plan | 3 | Glissement sur un plan | 1 |
| | Conditions géomécaniques aggravantes ( /2) | Pendage de Sc 54°<br>Φ estimé 35° | 2 | Pendage de Sc 44°<br>Φ estimé 35° | 1 | Pendage de Sc 38°<br>Φ estimé 35° | 1 | Pendage de Sc 42°<br>Φ estimé 35° | 1 |
| FACTEURS D'ACTI-VITE | Activité actuelle averée ( /8) | Eboulements voisins dans une configuration analogue datant de 1993<br>Indices de chutes de blocs (cicatrices + blocs en pied) | 4 | Eboulements voisins<br>Cicatrices d'arrachement visibles | 3 | Idem A29 | 4 | Idem A30 | 3 |
| | Signes d'activité passées ( /2) | Fractures ouvertes en paroi | 1 | Idem A29 | 1 | Idem A29 | 1 | Idem A29 | 1 |
| FACTEURS D'EVOLUTION ALEATOIRES / DISCONTINUS | Pressions interstitielles ( / 5) | Présence d'eau ponctuelle, peu de possibilité de mise en pression | 3 | Idem A29 | 3 | Idem A29 | 2 | Idem A29 | 2 |
| | Sismicité de base ( / 1) | Accélération maximum pour une période de retour de 1 an a ≈ 0.001g | 1 | Idem A29 | 1 | Idem A29 | 1 | Idem A29 | 1 |
| | Sismicité exceptionnelle récurrente ( /2 ) | Accélération maximum pour une période de retour de 475 ans (probabilité de dépassement de 10 % en 50ans) a ≈ 0.2g<br>(Ref Romeo et Pugliese, 1998) | 1 | Idem A29 | 1 | Idem A29 | 1 | Idem A29 | 1 |
| | Lien avec autres aléas ( / 2) | Mobilisation possible par d'éventuels blocs provenant des parties hautes | 1 | Idem A29 | 1 | Idem A29 | 1 | Idem A29 | 1 |
| FACTEURS D'EVOLUTION CONTINUS | Altération / Dissolution ( / 2 ) | Altération de la surface de glissement (remplissage de matière sans cohésion) | 1 | Idem A29 | 1 | Idem A29 + altération des surfaces latérales | 2 | Idem A29 | 1 |
| | Gel – dégel ( / 2 ) | exposition SW ; altitude ≈ 1450 m ;<br>cycles gel-dégel ≈ 80/ans | 1 | Idem A29 | 1 | Idem A29 | 1 | Idem A29 | 1 |
| | Modifications de géométrie (-3 / +3) | Perte de masse en tête faible | 0 | Effet de buté dû à la masse rocheuse A29 qui peut empêcher l'évolution du mouvement | -2 | Idem A29 | 0 | Effet de buté dû à un seuil rocheux qui peut limiter l'évolution du mouvement | -2 |
| | Permafrost (-5 / +5) | Sans objet à cette altitude | 0 | Idem A29 | 0 | Idem A29 | 0 | Idem A29 | 0 |
| | Facteurs anthropiques (-3 / +5) | nul | 0 | nul | 0 | nul | 0 | nul | 0 |

Tableau A3-2 : Caractérisation selon la fiche Lirigm ; site de Buisson, secteur « AS 2, zone basse », Instabilités A29 à A32



| Instabilités | | A33 Glissement plan, 20 m³ | | A34 Glissement dièdre, 10 m³ | | A35 Glissement plan, 200 m³ | | A36 Glissement plan, 1500 m³ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Description | Note | Description | Note | Description | Note | Description | Note |
| FACTEURS STATIQUES | Découpage principal ( /5) | Continuité de la surface de glissement : probabilité forte. | 3 | Idem A33 | 3 | Idem A33 | 3 | Idem A33 | 3 |
| | Conditions géométriques aggravantes ( /3) | Décollement latéral : d'un côté<br>Décollement arrière : oui | 2 | Décollement arrière<br>Glissement sur un plan | 3 | Décollement latéral : des 2 côtés<br>Décollement arrière | 3 | Décollement arrière | 1 |
| | Conditions géomécaniques aggravantes ( /2) | Pendage de Sc 44°<br>Φ estimé 35° | 1 | Pendage de Sc 36°<br>Φ estimé 35° | 1 | Pendage de Sc 44°<br>Φ estimé 35° | 1 | Pendage de Sc 42°<br>Φ estimé 35° | 1 |
| FACTEURS D'ACTIVIté | Activité actuelle averée ( /8) | Eboulements voisins dans une configuration analogue datant de 1993<br>Indices de chutes de blocs (cicatricesvisible) | 3 | Idem A33 | 3 | Eboulements voisins<br>Chutes de blocs actuelles (0.5-1 m3) | 5 | Idem A33 + présence de blocs instables | 3 |
| | Signes d'activité passées ( /2) | Fractures ouvertes en paroi, rejet faible mais évident | 2 | Fractures ouvertes en paroi | 1 | Fractures ouvertes en paroi, rejet plusieurs cm | 2 | Fractures ouvertes en paroi | 1 |
| FACTEURS D'EVOLUTION ALEATOIRES / DISCONTINUS | Pressions interstitielles ( / 5) | Présence d'eau ponctuelle, mais traces d'écoulements marquées par des canaux d'érosion | 4 | Présence d'eau ponctuelle, peu de possibilité de mise en pression | 2 | Circulation d'eau une partie de l'année, mais sans possibilité de mise en pression | 2 | Idem A34 | 2 |
| | Sismicité de base ( / 1) | Accélération maximum pour une période de retour de 1 an a ≈ 0.001g | 1 | Idem A33 | 1 | Idem A33 | 1 | Idem A33 | 1 |
| | Sismicité exceptionnelle récurrente ( /2 ) | Accélération maximum pour une période de retour de 475 ans (probabilité de dépassement de 10 % en 50ans) a ≈ 0.2g<br>(Ref Romeo et Pugliese, 1998) | 1 | Idem A33 | 1 | Idem A33 | 1 | Idem A33 | 1 |
| | Lien avec autres aléas ( / 2) | Mobilisation possible par d'éventuels blocs provenant des parties hautes | 1 | Idem A33 | 1 | Nul | 0 | Nul | 0 |
| FACTEURS D'EVOLUTION CONTINUS | Altération / Dissolution ( / 2 ) | Altération de la surface de glissement (remplissage de matière sans cohésion) | 1 | Idem A33 | 1 | Idem A33 | 1 | Idem A33 | 1 |
| | Gel – dégel ( / 2 ) | exposition SW ; altitude ≈ 1500 m ;<br>cycles gel-dégel ≈ 80/ans | 1 | Idem A33 | 1 | Idem A33, plus de circulation d'eau | 1 | Idem A33 | 1 |
| | Modifications de géométrie (-3 / +3) | Perte de masse en tête faible | 0 | Accumulation de matériaux d'érosion en pied | -2 | Idem A33 | 0 | Effet de buté dû à un seuil rocheux qui peut limiter l'évolution du mouvement<br>Pertes de masse en tête | -3 |
| | Permafrost (-5 / +5) | Sans objet à cette altitude | 0 | Idem A29 | 0 | Idem A29 | 0 | Idem A29 | 0 |
| | Facteurs anthropiques (-3 / +5) | nul | 0 | nul | 0 | nul | 0 | nul | 0 |

*Tableau A3.2 (suite) : Caractérisation selon la fiche Lirigm; site de Buisson, secteur « AS 2, zone haute », Instabilités A33 à A3*

# ANNEXE 4. Inventaires d'éboulements rocheux utilisés pour les études statistiques

## 4.A. Inventaire du Y grenoblois (d'après RTM, 1996)

Les événements dont la date apparaît en gras n'ont pas été pris en compte dans l'analyse statistique (période retenue 1935-1996)

| Commune | Localisation | Date | Informations disponibles | Volume estimé (m3) |
|---|---|---|---|---|
| Bivier | St Eynard | 26/12/86 | Ecaille, blocs 3-4 m3 sur la piste | 800 |
| Bivier | St Eynard | 12/02/87 | Ecaille, blocs 1-2-3 m3 sur la piste, foret dévastée | 3000 |
| Chapareillan | Granier | 25/12/1248 | Ecroulement rocheux. Village totalement détruit | 5.00E+08 |
| Chapareillan | Granier | périodique | | |
| Claix | Savoyère | mars-93 | Cdb, dont 1 5t | 8 |
| Claix | Comboire | 06/02/95 | 1ha forêt détruit, chemin bouché sur 300m | 7000 |
| Claix | Gd Rochefort | périodique | | |
| Corenc | Chapelle virage | 25/02/57 | CD partiellement obstrué | 300 |
| Corenc | Palaquit | 22/02/58 | CD obstrué | 500 |
| Corenc | Essarts | 14/11/60 | CD obstrué, 15 blocs 10-40t | 600 |
| Corenc | Chapelle restaurant | 10/12/61 | Cd Partiellement détruit, | 1000 |
| Crolles | ? | **5/1756** | Gde qtt de blocs, dégats aux vignobles | 3000 |
| Crolles | Bois de Fer | 14/01/84 | Propagation des gros blocs sur 600m | 100 |
| Crolles | Bec Margain | 31/05/54 | Lit torrent bouché, vignoble détruit, arret proche RN | 15000 |
| Crolles | Bec Margain | 30/05/63 | Ecroulement | 300 |
| Crolles | Bec Margain | 17/08/79 | Ecroulement | 200 |
| Crolles | Sentier du Facteur | 10/04/84 | Eboulemnt,volume des blocs 50m3, parcours 600m | 60 |
| Crolles | Sentier du Facteur | 15/10/87 | Eboulemnt | 80 |
| Crolles | Sentier du Facteur | 20/10/87 | Eboulement | 120 |
| Fontaine | Vouillants | 01/04/66 | Bloc 80kg, un enfant blessé | 0.03 |
| Fontaine | Vouillants | 11/04/83 | Ecaille V donné | 150 |
| Fontaine | Vouillants | mars-92 | Cdb | 8 |
| Fontanil-Cornillon | Cornillon | 1939 | Ecroulement | 150 |
| Fontanil-Cornillon | Cornillon | 31/05/67 | Blocs, dégats à une villa | 15 |
| Fontanil-Cornillon | Cornillon | 18/01/81 | Blocs | 5 |
| Fontanil-Cornillon | Cornillon | 23/06/88 | 2 blocs, vol donné | 0.4 |
| Fontanil-Cornillon | Cornillon | 30/04/90 | Ecroulement, cubage de qq blocs | 4 |
| Fontanil-Cornillon | Cornillon | 04/10/91 | 2 blocs, vol donné | 0.8 |
| Grenoble | Porte de France | **18/03/1665** | Route obstruée, plusieurs victimes | 150 |
| Grenoble | Quai de France | 21/12/52 | V=150-200 | 175 |
| Grenoble | Quai de | 19/12/82 | Terrasse recouverte de blocs | 20 |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| | France | | | |
| Grenoble | Quai Perrière | 03/11/52 | Ecroulement depuis une petite falaise h=8m | 2 |
| Grenoble | Quai Perrière | 10/04/57 | Ecroulement depuis une petite falaise h=8m | 3 |
| Grenoble | Quai Perrière | 29/01/88 | Ecroulement depuis une petite falaise h=8m | 5 |
| Grenoble | Bastille | 06/02/87 | V= qq 10 m3 | 30 |
| Grenoble | Bastille | 11/10/89 | Ecaille V donné | 0.5 |
| Grenoble | Quai des Allobroges | 13/04/94 | Eboulement v donné | 15 |
| Le Gua | Les Clos | 1986 | Eboulement | 400 |
| Le Gua | Prelenfrey | 1987 | Bloc sur piste forestiere | 20 |
| Lumbin | ? | **1701** | Moitié des vignes détriute | 50000 |
| Lumbin | ? | 18/04/48 | Ecroulement, blocs 10-30m3 sur RN | 2000 |
| Lumbin | Petites Roches | 11/08/48 | Blocs vers RN | 500 |
| Lumbin | Petites Roches | 28/06/89 | Départ haut dans la falaise | ? |
| Lumbin | Petites Roches | 25/01/95 | Rien | ? |
| Meylan | La Batie | **1784** | 1 bloc | 25 |
| Meylan | | 18/12/86 | Effondrement, Vdonné | 85 |
| Meylan | Le Mollard | 06/01/89 | Ecoulement, V donné | 50 |
| Meylan | Falaise inférieure | 17/02/91 | Effondrement, destruction de forete sur 50m large | 200 |
| Montaud | Tunnel du Mortier | 23/04/68 | CD partiellemnt obstrué | 150 |
| Montaud | Combe Noire | 30/01/71 | CD emporté sur 200m, qq 10 000m3 (Mecanroc) | 50000 |
| Montaud | La Palette | 20/04/92 | RD coupée sur 100m, V =15-20 000 | 17500 |
| Noyarey | le Maupas | 18/09/84 | V=5 | 5 |
| Noyarey | le Maupas | été 90 | Cdb | 4 |
| St bernard du Touvet | Gde Roche | **6/1826** | Ecroulement, 20ha de bois recouverts | 400000 |
| St bernard du Touvet | Aulp du Seuil | 1945 | 1 bloc + 1 50t | 50 |
| St bernard du Touvet | Gd Manti | 02/09/87 | Ecroulement évolué en coulée V=700 | 600 |
| St Hilaire du Touvet | 3 plateformes | 1973 | Eboulement important | |
| St Hilaire du Touvet | 4 plateformes | 84-89 | Néant | |
| St Hilaire du Touvet | Terreaux | 1987 | cdp, 2 blessés | 1 |
| St Hilaire du Touvet | Cabane des Bergers | 84-89 | Néant | |
| St Hilaire du Touvet | Fangeais | mai-95 | Cdb, Vblocs 3-5 m3 | 50 |
| St Ismier | Ecorchiers | **1867** | Obstruction sur 700*100*10-40m | 1400000 |
| St Ismier | Roche Fendue | 15/07/79 | Branche sup torrent recouverte blocs, V=75000 | 75000 |
| St martin le Vinoux | Casque de Neron | 08/01/05 | Importants degats au village | ? |
| St martin le Vinoux | Casque de Neron | avr-83 | Eboulement, blocs éparpillés sur 40m de large | 80 |
| St martin le Vinoux | Casque de Neron | 13/03/88 | Blocs en amont d'une villa | 60 |
| St martin le Vinoux | Mont Jalla | 1935 | Blocs sur la cimenterie | 100 |
| St martin le Vinoux | Mont Jalla | 22/01/71 | 1 bloc 10t, + petits sur la route | 50 |



| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| St martin le Vinoux | Mont Jalla | 05/06/71 | route défoncée, villa écrasée par plusieurs blocs | 300 |
| St martin le Vinoux | Mont Jalla | 12/12/65 | route obstruée par blocs | 80 |
| St martin le Vinoux | Mont Jalla | 25/08/87 | Bois et chaussée endommagés par blocs | 150 |
| St martin le Vinoux | Levetiere | 15/12/92 | Eboulement, V donné, qq blocs ont atteint la route | 350 |
| St Pancrasse | CD 30 | 06/01/52 | Circulation interrompue 1 mois | 1000 |
| St Pancrasse | CD 30 | 14/12/66 | Circulation interrompue | 100 |
| St Pancrasse | CD 30 | 09/02/84 | Circulation interrompue | 100 |
| St Paul de Varces | Les Ruines | **17 ème siècle** | Village détruit, éboulis sur 150ha | 4500000 |
| St Paul de Varces | Charbonniers | **16/04/1889** | Ecroulement, blocs 20-25m3 | 100000 |
| St Paul de Varces | Bourgeoise | hiver 42 | Ecroulement | 50000 |
| St Paul de Varces | Barlatier | févr-84 | Eboulement, 3ha de bois détruits, V donné | 10000 |
| St Paul de Varces | L'Echarina | 28/04/88 | V=1-2 millions m3 | 1500000 |
| St quentin/Isère | Tubaux | 06/07/71 | Coulée terre et roches | |
| St quentin/Isère | Peraudière | 10/12/88 | Ecroulement, V de l'ordre de la dizaine de m3 | 20 |
| St quentin/Isère | Fontbesset | 07/07/92 | Chute d'une écaille, dégats à la pisciculture | 6 |
| Le Sappey | St Eynard | **03/1887** | Elargissement fissure | |
| Le Sappey | Route de Grenoble | 03/11/68 | Eboulement, route partiellement obstruée | 200 |
| Sassenage | Cotes de Sassenage | 16/12/12 | Ecroulement, blocs 5-6t, 1mort | 50 |
| Sassenage | Cotes de Sassenage | avr-59 | 1 bloc 10t, causé par tir de mine | 4 |
| Sassenage | Cotes de Sassenage | 18/01/67 | Ecroulement causé par tir de mine | 30 |
| Sassenage | Barre Pugnet | oct-70 | 1 Bloc | 10 |
| Seyssins | Les Cotes | 1928 | 1 bloc dans une maison | 5 |
| Touvet | Gde Rousse | **10/06/1816** | 20ha de bois détruits | 50000 |
| La Tronche | Mont Jalla | **16/05/1889** | qq arbres déracinés | 20 |
| La Tronche | Mont Jalla | **9/02/1892** | Eboulement | 40 |
| La Tronche | Mont Jalla | **30/07/1892** | Eboulement | 60 |
| La Tronche | Mont Jalla | **16/12/1898** | Arbres endommagés, 2 hommes touchés par des pierres | 20 |
| La Tronche | Mont Jalla | janv-07 | 1 bloc 0.5m3 dans une maison | 0.5 |
| La Tronche | Mont Jalla | 09/01/63 | qq 100t de roche provoquent dégats importants | 160 |
| La Tronche | Bec du Corbeau | 1937 | blocs, dégats aux habitations | 10 |
| La Tronche | Bec du Corbeau | 18/05/90 | Blocs 0.2,1.5 et 2m3, maison fracassée, étudeV=8 | 8 |
| Varces | Chabloz | 1916 | Bloc 20t | 8 |
| Varces | Chabloz | 1940 | Bloc 20t | 8 |
| Varces | Chabloz | 1968 | Bloc 15 t | 6 |
| Varces | Chabloz | 18/10/83 | Bloc8-10t | 4 |
| Varces | Gd Rochefort | 16/03/80 | Accès tunnel bloqué | 100 |
| Varces | Les Molliets | 13/12/90 | Eboulement, V=900 | 900 |
| Varces | Zone de captage | 07/11/92 | Ecroulement, cicatrice 17*5-7m2 | 300 |
| Veurey | Pt Chatelard | 02/12/92 | Eboulement, arret des bloc en amont du lotissement | 600 |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Vif | Uriol | 11/02/77 | Blocs | 20 |
| Vif | Le Breuil | avr-95 | 1 bloc isolé | 3 |
| Voreppe | Le Chevalon | 1911 | Cdb, pente déboisée | 250 |
| Voreppe | Les Balmes | 27/05/84 | Cdp | 200 |
| Voreppe | la poste | 13/08/87 | Blocs | 50 |
| Voreppe | Lac Bleu | juil-94 | Cdb | 200 |
| Voreppe | Gigot | 11/01/94 | cdb | 150 |
| Voreppe | Chalais | 22/03/96 | Effondrement d'un pan de falaise, 1bloc 20m3, connu | 5000 |

### 4.B. Inventaire de données mondial

Données issues de l'étude bibliographique de Couture (1998), par ordre alphabétique. La première colonne donne le numéro de référence utilisé par Couture.

| n° ref | Nom | Volume | Date | Observation |
|---|---|---|---|---|
| 99 | Airolo, Suisse | 5.00E+05 | 1898 | |
| 161 | Alejuela, Costa Rica | 1.50E+03 | 27/01/89 | |
| 54 | Allen 4, Alaska | 2.30E+07 | 1964 | |
| 109 | Altdorf-Springen, Suisse | 5.00E+05 | 28/05/1887 | |
| 110 | Antelao, Italie | 5.00E+06 | 21/04/1814 | Séismes |
| 111 | Antronapiana, Italie | 1.20E+07 | 27/07/1642 | |
| 26 | Avalanche Lake, Canada | 2.00E+08 | >1440 | |
| 165 | Bairaman River, Papouasie | 6.40E+07 | 11/05/85 | |
| 144 | Bellefontaine, Martinique | 1.50E+05 | 17/10/91 | |
| 112 | Biasca, Suisse | 1.00E+07 | 30/9/1513 | |
| 69 | Blackhawk, US | 2.80E+08 | 20 000 ans | |
| 113 | Blisadona, Autriche | 2.52E+05 | 9/7/1892 | |
| 114 | Bocca di Brenta, Italie | 6.00E+06 | 05/1882 | |
| 93 | Bormio, Itamie | 1.80E+08 | | |
| 38 | Brazeau Lake, Canada | 4.50E+06 | 1933 | |
| 154 | Catak, Turquie | 2.50E+05 | 23/06/88 | |
| 108 | Charmonetier | 1.30E+05 | 24/08/87 | |
| 18 | Chungar, Perou | 1.00E+05 | 1971 | |
| 32 | Claps de Luc, France | 2.00E+06 | 1442 | |
| 115 | Clavans, France | 3.00E+06 | 1418 | |
| 169 | Combe Noire, France | 8.00E+04 | 1970 | |
| 97 | Como di Dosde, Alpes | 2.00E+07 | préhistorique | |
| 116 | Corbeyrier-Yvorne, Suisse | 1.00E+07 | 4/3/1584 | |
| 174 | Costantino, Italie | 2.00E+07 | 1973 | |
| 61 | Dam slide, Canada | 4.50E+07 | holocène | |
| 63 | Damocles slide, Canada | 2.00E+07 | holocène | |
| 47 | Devastation Glacier, Canada | 1.20E+07 | 22/07/75 | |
| 104 | Deyen | 6.00E+08 | | |
| 73 | Diablerets, Suisse | | | |
| 98 | Disentis, Suisse | 1.00E+07 | 1683 | |
| 117 | Dobratsch, Autriche | 3.00E+07 | 25/1/1348 | |
| 172 | Drinov, Tchéquoslovaquie | 1.85E+07 | | |
| 170 | Dusty Creek, Canada | 7.00E+06 | 1963 | |
| 157 | Echizen-Cho, Chine | 1.40E+03 | 07/10/89 | |
| 35 | Elms, Suisse | 1.00E+07 | 11/09/1881 | Exploitation de carrière en pied |



| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 86 | Engelberg, Alpes | 2.50E+09 | préhistorique | |
| 55 | Fairweather, Alaska | 2.60E+08 | 1964 | |
| 118 | Felsberg, Suisse | | 13/3/1834 | |
| 89 | Fempass, Autriche | 1.00E+09 | préhistorique | |
| 138 | Fidaz, Flims | 1.00E+05 | 10/4/1714 | |
| 70 | Flims, Suisse | 1.20E+10 | 10 000 ans | |
| 31 | Frank, Alberta, Canada | 3.00E+07 | 29/03/03 | |
| 21 | Glacier du Triolet | 1.80E+07 | 1717 | |
| 105 | Glarnisch | 8.00E+08 | préhistorique | |
| 91 | Gleiter Glacier | 7.70E+08 | | |
| 90 | Gluppen Glacier, Alpes | 8.00E+08 | | |
| 83 | Gohna, Inde | 2.90E+08 | | |
| 50 | Holsteinborg, Groenland | 2.80E+06 | 1550 | |
| 13 | Hope, Canada | 4.70E+07 | 09/01/65 | séisme M=3,2 |
| 23 | Huascaran I, Perou | 5.00E+07 | 31/05/70 | séismeM=7,7 ; départ roche +glace |
| 24 | Huascaran II, Perou | 1.30E+07 | 1962 | |
| 52 | Jungfrau | 1.50E+05 | 1937 | |
| 77 | Kandertal | 1.40E+08 | préhistorique | |
| 71 | Köfels, Autriche | 2.30E+06 | 6700 ans | |
| 177 | La Madeleine, France | 9.00E+07 | 7 000 ans | |
| 119 | Lago di Alleghe, Italie | 2.00E+07 | 11/1/1771 | |
| 120 | Lavidi di Marco, Italie | 2.00E+08 | 883 av JC | |
| 107 | Lecco, Italie | 3.00E+04 | févr-69 | |
| 121 | Leytron, Suisse | 5.00E+06 | 1906 | |
| 122 | Linthal, Suisse | 2.00E+04 | 06/11/32 | |
| 22 | Little Tahoma, EU | 1.10E+07 | 14/12/63 | "Explosion" volcanique à la base du pic, séisme mal localisé |
| 15 | Loen Lake, Norvege | 4.00E+05 | 1905 | |
| 17 | Loen Lake, Norvege | 1.00E+06 | 1936 | |
| 85 | Low Gros Ventre, EU | 3.80E+07 | | réactivation, + séisme M=3,5 ? |
| 57 | Lyell Glacier, Georgie | 4.20E+06 | 1975 | |
| 72 | Madison Canyon, EU | 2.00E+07 | août-59 | séisme M=7,1 |
| 37 | Maligne Lake, Canada | 5.00E+08 | | |
| 151 | Mameyas, Puerto Rico | 3.00E+05 | 10/07/85 | |
| 181 | Martinez Mt, US | 3.80E+08 | | |
| 123 | Masiere de la Vedana, Italie | 1.00E+08 | 3/1/1117 | |
| 178 | Mayunmarca, Perou | 1.60E+09 | avr-74 | |
| 124 | Monbiel, Suisse | 7.00E+04 | 17/6/1770 | |
| 125 | Mottec, Suisse | 2.00E+06 | 1250 | |
| 126 | Motto, d'Arbino, Suisse | 3.50E+07 | 2-28/10/1928 | |
| 29 | Mt Caley, Canada | 3.20E+06 | 1984 | |
| 14 | Mt Colonel Foster, Canada | 1.50E+06 | juin-46 | Séisme M=7,2 |
| 147 | Mt Cook, Nv Zelande | 1.40E+07 | 14/12/91 | |
| 44 | Mt Fletcher, NZ | 5.00E+06 | 16/09/92 | |
| 41 | Mt Granier, France | 5.00E+08 | 24/11/1248 | |
| 27 | Mt Indéfatigable, Canada | 9.00E+07 | | |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 49 | Mt Meager, Canada | 1.00E+06 | 1986 | |
| 28 | Mt Sparawhawk, Canada | 1.00E+07 | | |
| 148 | Mt Zandila, Italie | 4.00E+07 | 28/07/87 | |
| 173 | Mystery Creek, Canada | 3.50E+07 | | |
| 48 | North Creek, Canada | 1.00E+06 | 1986 | |
| 30 | North Nahanni, Canada | 7.00E+06 | 05/09/85 | Séisme M=6,6 |
| 67 | Nozzle slide, Canada | 5.00E+07 | holocène | |
| 92 | Obersee, Alpes | 1.20E+08 | préhistorique | |
| 74 | Oeschinensee | 1.40E+08 | | |
| 81 | Pamir | 4.80E+09 | 1911 | |
| 20 | Pandemonium Creek, Canada | 5.00E+06 | 1959 | |
| 94 | parpan, Alpes | 1.50E+08 | | |
| 160 | Pasirmuncang, Java | 1.00E+03 | 13/11/88 | |
| 156 | Pisque River, Equateur | 3.60E+06 | 01/02/90 | |
| 127 | Piuro, Italie | 3.00E+06 | 4/9/1618 | |
| 75 | Poschiavo, Alpes | 1.50E+08 | préhistorique | |
| 128 | Pra-Lagunaz, Italie | 1.00E+04 | 03/12/08 | |
| 33 | Proveysieux, France | 1.50E+08 | int.glaciaire | |
| 176 | Queen Elizabeth, Canada | 4.84E+07 | | |
| 129 | Radmer an der Hasel, Autriche | 3.00E+06 | 1540 | |
| / | Randa, Suisse | 2.00E+07 | 18/05/91 | |
| 42 | Randa, Suisse | 3.00E+07 | 09/05/91 | |
| 130 | Reisskofel, Autriche | | 328 av JC | |
| 65 | Rockslide Pass, Canada | 4.50E+08 | holocène | |
| 36 | Rossberg, Goldau, Suisse | 3.50E+07 | 02/09/1806 | |
| 168 | Rubble Creek, Canada | 3.30E+07 | 1855-56 | |
| 78 | Saidmarreh, Iran | 2.00E+10 | préhistorique | séisme? |
| 141 | Sale, Chine | 3.50E+07 | mars-83 | |
| 131 | Salvan, Suisse | | 31/1/1635 | |
| 132 | Salzburg, Autriche | 1.00E+03 | 15/7/1669 | |
| 40 | Sassenage | 5.00E+08 | post-glaciaire | |
| 171 | Sasso-Englar, Italie | 1.30E+07 | | |
| 82 | Sawsooth, EU | 3.70E+08 | | |
| 100 | Schächental | 5.00E+05 | 1887 | |
| 56 | Schwan 1 Alaska | 2.70E+07 | 1964 | |
| 95 | Scima di Saoseo, Italie | 8.00E+07 | préhistorique | |
| 62 | Shaky slide, Canada | 1.00E+07 | holocène | |
| 51 | Sherman Glacier, E-U | 1.01E+07 | 27/03/64 | Séisme |
| 84 | Silver Reef, EU | 2.30E+08 | préhistorique | |
| 133 | Simplon, Suisse | 8.00E+05 | 19/03/01 | |
| 179 | Slide Mountain, Canada | 1.00E+07 | | |
| 87 | Sliders, Alpes | 1.00E+09 | préhistorique | |
| 142 | Slumgulion, EU | 1.70E+08 | 1600-1700 | |
| 6 | Springdale, E-U | 1.40E+07 | 02/09/92 | séismeM=5,6 |
| 180 | Stalk Lakes, Canada | 5.30E+07 | | |
| 53 | Steller 1 Alaska | 2.00E+07 | 1964 | |
| 16 | Tafjord, Norvege | 1.50E+06 | 1934 | |
| 135 | Tagliamento, Italie | 3.00E+06 | 15/08/62 | Séisme, activités humaines |
| 88 | Tamins, Alpes | 1.30E+09 | préhistorique | |



| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 162 | Tianchi Lake, Chine | 1.50E+03 | post-glaciaire | |
| 146 | Touzhai Valley, Chine | 2.00E+07 | 20/09/91 | |
| 64 | Triple slide, Canada | 3.50E+08 | holocène | |
| 46 | Tunawaea, NZ | 4.00E+06 | 17/08/91 | |
| 66 | Twin slide, Canada | 2.00E+07 | holocène | |
| | Usoy, URSS | 2.00E+03 | 1911 | |
| 68 | U-Turn slide, Canada | 6.50E+07 | holocène | |
| 39 | Vaiont, Italie | 2.50E+08 | 02/10/63 | |
| 101 | Val Lagone | 5.00E+05 | 1486 | |
| 43 | Valpola, Italie | 3.40E+07 | 28/07/87 | |
| 166 | Villa Tina, Colombie | 2.00E+04 | 27/09/87 | |
| 96 | Voralpsee | 3.00E+07 | préhistorique | |
| 106 | Vorder-Glarnisch | 1.00E+05 | 03/07/1594 | |
| 102 | Wengen | 2.00E+06 | préhistorique | |
| 103 | Wengen 2 | 5.00E+06 | préhistorique | |
| 143 | West Lost Trail Creek, EU | 8.00E+06 | 30/06/91 | |
| 137 | Zarera, Suisse | 5.00E+05 | 13/6/1486 | |
| | | | | |
| | **Rajouts** | | | |
| | Deux Sœurs, France | 7.00E+07 | | Monjuvent |
| | Grand Clapier, France | 4.00E+06 | | Monjuvent |
| | Beaver Flats 1, Canada | 4.13E+06 | | BV1 p24 (Cruden) |
| | Beaver Flats 2, Canada | 4.82E+06 | | BV1 p24 (Cruden) |
| | Jonas Creek 1, Canada | 1.23E+06 | | BV1 p24 (Cruden) |
| | Jonas Creek 2, Canada | 1.64E+06 | | BV1 p24 (Cruden) |
| | Medicine Lake, Canada | 8.60E+07 | | BV1 p24 (Cruden) |
| | Mt Kitchner, Canada | 3.91E+07 | | BV1 p24 (Cruden) |

Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier – Grenoble 1

Spécialité : Géomécanique

**Evaluation de l'aléa éboulement rocheux**
**Développements méthodologiques et approches expérimentales**
**Application aux falaises calcaires du Y grenoblois**

**Carine DUSSAUGE-PEISSER**

Laboratoire Interdisciplinaire de Recherche Impliquant la Géologie et la Mécanique

RESUME

L'évaluation de la stabilité d'une falaise reste un problème complexe, principalement en raison de la multiplicité des mécanismes de déclenchement possibles et du manque de connaissances sur la structure interne du massif. Ce travail tente d'apporter des éléments quantitatifs et objectifs, tant pour les aspects spatiaux que temporels.
Dans un premier temps, une analyse factorielle, réalisée à l'aide d'un SIG, permet de tester la sensibilité de différents facteurs au déclenchement d'éboulements. Le croisement systématique de ces facteurs aide à pointer, sur une zone d'étude étendue, les sites les plus défavorables qui feront l'objet d'une étude spécifique.
Nous proposons ensuite de caractériser les instabilités potentielles repérées sur le terrain au moyen d'une fiche d'évaluation. A chaque facteur pris en compte (géométrique, mécanique, hydraulique) est attribué un poids relatif et un indice chiffré basé sur les observations de terrain. Cette quantification facilite la hiérarchisation des instabilités potentielles selon leur niveau de risque.
Pour renforcer cette caractérisation et extrapoler vers l'intérieur du massif les observations faites en surface, nous avons testé différentes méthodes de prospection géophysique. La tomographie sismique et l'interférométrie radar, réalisées sur une falaise subverticale, apportent une image des discontinuités en profondeur : position, ouverture, continuité.
Enfin, nous proposons une approche statistique des populations d'événements pour l'évaluation temporelle de l'occurrence des éboulements. La distribution du nombre d'éboulements en fonction de leur volume s'aligne sur une loi de puissance pour des populations provenant de sites très différents – Y grenoblois, Val d'Arly, Yosemite. Cette loi permet dans un premier temps de calculer des périodes de retour d'éboulements de volume donné, d'autre part de discuter la dynamique des phénomènes – analogue de la loi de Gutenberg-Richter .

MOTS-CLES

Aléa éboulement ; Détection d'instabilités ; Fiche d'évaluation de l'aléa ; Prospection géophysique ; Tomographie sismique ; Interférométrie radar ; Lois puissance ; Fréquence d'occurrence