



HAL
open science

Evolution des escarpements calcaires instables. Quantification des mouvements actuels par G.P.S. et inclinométrie dans les Alpes du nord (France)

Jean François Marconnet

► **To cite this version:**

Jean François Marconnet. Evolution des escarpements calcaires instables. Quantification des mouvements actuels par G.P.S. et inclinométrie dans les Alpes du nord (France). Géologie appliquée. Université de Savoie, 1999. Français. NNT : . tel-00660253

HAL Id: tel-00660253

<https://theses.hal.science/tel-00660253>

Submitted on 16 Jan 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.

UNIVERSITE DE SAVOIE

U. F. R. Centre Interdisciplinaire Scientifique de la Montagne

1999

N°

THESE

présentée pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE SAVOIE

Discipline : Géologie

par

Jean-François MARCONNET

**EVOLUTION DES ESCARPEMENTS CALCAIRES INSTABLES.
QUANTIFICATION DES MOUVEMENTS ACTUELS PAR G. P. S. ET
INCLINOMETRIE DANS LES ALPES DU NORD (FRANCE).**

le 21 juillet 1999

devant le jury composé de :

- M. M. Tardy, Professeur, Université de Savoie, Président
- M. J-F. Stéphan, Professeur, Université de Nice-Sophia Antipolis, Rapporteur
- M. Y. Guglielmi, Maître de Conférences, Univ. de Franche-Comté, Rapporteur
- M. C. Bonnard, Ingénieur E. P. F. Lausanne, Chargé de cours, Examineur
- M. Y. Cassayre, Directeur du service R. T. M. de Haute-Savoie, Invité
- M. J-F. Gamond, Chargé de Recherches au C. N. R. S., Grenoble, co-directeur
- M. F. Jouanne, Maître de Conférences, Univ. de Savoie, co-directeur
- M. T. Villemin, Maître de Conférences, Univ. de Savoie, Directeur de thèse

*La terre nous en apprend plus
long sur nous que tous les livres.
Parce qu'elle nous résiste.*

*Antoine de Saint-Exupéry,
Terre des hommes.*

A mes parents.

Remerciements

Mes remerciements vont tout d'abord à M. le Professeur M. Tardy, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire voici plus de quatre ans, et pour avoir accepté de présider ce jury.

Je tiens à remercier particulièrement M. le Professeur J-F. Stephan, qui fut à l'origine de mon contact avec les Sciences de la Terre, et M. Y. Guglielmi, qui ont bien voulu accepter de rapporter sur ce travail.

Je remercie également M. C. Bonnard, de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, d'avoir accepté d'être membre de mon jury.

Mes remerciements vont aussi à M. Y. Cassayre, directeur du service de Restauration des Terrains en Montagne de Haute-Savoie, grâce auquel les opérations de terrain sur le site d'Allèves ont été possibles, et qui a mis à ma disposition les données du site de Passy.

Je remercie aussi mon directeur de thèse, T. Villemin, et mes co-directeurs F. Jouanne, et J-F. Gamond pour son accueil chaleureux.

Je tiens à remercier particulièrement Laurent Serrurier pour l'aide qu'il m'a apportée concernant le traitement des données G. P. S. et les opérations de terrain, dans la bonne humeur et l'amitié.

Je remercie également Gilles Ménard pour les discussions passionnantes que nous avons eues au cours de ces années sur la tectonique active, et pour son amitié. Merci aussi à J-C. Hippolyte pour ses conseils et son soutien.

Je tiens à remercier aussi Jérôme Liévois qui fut à l'origine de mon intérêt pour le site d'Allèves, et Philippe Breuilly concernant le versant de Passy. Merci également à Michel Call-Futy, dont les talents de conducteur de 4X4 m'ont permis d'économiser des heures de marche.

Merci à Serge Fudral pour ses conseils judicieux et sa disponibilité, et à Pierre-Louis Guillot. Merci aussi à Chri et à Gérard Nicoud pour leur relecture patiente et efficace de ce mémoire, et pour leurs conseils. Je tiens à remercier aussi Philippe Lesage pour ses conseils concernant la partie inclinométrie et traitement du signal.

Je remercie également C. Beck, F. Mougin, A. Paillet, M. Dzikowski, pour leurs conseils et leur aide.

Un grand merci à tous les jeunes du laboratoire, au présent et au passé, pour leur esprit rafraîchissant et leur amitié, Cyrus, Vincent, David, Manu, Oliver, Fred, Sophie, Marielle... Merci aussi à Nicolas Georges, ainsi qu'à Luc Chaverot, à Serge et Louisa, et à Anne-Marie pour leur aide sur le terrain. Merci enfin à mes collègues et amis biologistes pour leur bonne humeur à toute épreuve, Geneviève, Marie-France, Sylvaine, Richard, Christelle, Chri, Gégé, François, Pierre, Claude, Guigui, Pélobate, Xav...

Un merci tout particulier à Marie-France et Geneviève pour leur soutien sans faille, particulièrement dans les moments difficiles, ainsi qu'à Sylvaine pour la fin ! Enfin, je remercie mes parents pour leur soutien matériel et moral, et leurs encouragements constants.

Evolution of calcareous unstable escarpments. Quantification of present-day movements with G. P. S. and inclinometry techniques in the North Alps (France).

ABSTRACT

The escarpments of alpine calcareous massifs are particularly sensitive to instabilities, because of their stratified structure with beds of unequal hardness and of numerous factors which accelerate their erosion, such as water and ice in the rock cracks. The instability of calcareous escarpments is expressed as rockfalls or progressive movements. Progressive movements of two escarpments with comparable lithology located in Haute-Savoie have been quantified using two techniques.

G. P. S. (Global Positioning System) has been employed to measure significative movements on the slope of Allèves between 1996 and 1998, using a network of 18 markers. Distancemetric measurements have been made using lines of sight between markers of the G. P. S. network and prisms installed on the top of the Valanginian escarpment named Tours Saint-Jacques. The combination of the G. P. S. and the distancemetric techniques has allowed to determine the movements of the escarpment. Detailed treatment of the G. P. S. data realized with the BERNESE G. P. S. Software has allowed to correct the biases related to mask effects and tropospheric delay. The horizontal coordinates of the markers has thus been obtained with a precision of a 5 millimeters.

On the Passy escarpment, silica inclinometers measure the tilting of the slope every hour. Signal processing techniques have been employed to analyse a six years time series (1991-1996), with the aim of determining the influence of temperature and the periodicities hidden in the signal.

The site of Allèves presents a horizontal shortening revealed by G. P. S. of 1 cm/year, to the SSE, with respect to the village of Allèves, located at the foot of the slope. This displacement suggests a landslide on a structural surface with an inflexion along an axis dipping to the W. An acceleration of the movements has been observed during the 1997-98 measurement period with respect to 1996-97. This acceleration might show the delayed influence of the 1996 Epagny earthquake. The topmost escarpments show horizontal displacements suggesting the destabilization of the edge of the escarpments. The movements of the Tours Saint-Jacques show their present dislocation. The upper tower seems to be divided in two or more compartments, separated with vertical fractures oriented N140°. A dextral strike-slip fault can explain the relative displacements between the prisms. The movements of the prisms installed on the middle tower, on either side of a vertical fracture oriented N120° cutting the NW face of the tower, express the present-day behaviour of two compartments with independant evolution. The displacements of the prisms of the lower tower may represent the present-day opening of vertical fractures oriented N135°.

On the site of Passy, no correlation has been observed between rainfall and the inclinometric signal, but strong correlation exist between temperature and inclinometric data in the low frequency field. In spite of these correlations, the drift of the signal shows that the escarpment undergoes uphill oriented tilting. A horizontal axis of rotation oriented N60° may explain the observed tilting. It suggests a landslide of rotational type.

Keywords :

Landslide – slope – escarpment – instability – limestone – monolith – tilting – Global Positioning System – Distancemetry – Inclinomerty – Signal processing – Frequency – Coherency spectrum – Phase spectrum.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES	9
TABLE DES ILLUSTRATIONS	15
TABLE DES TABLEAUX	23
INTRODUCTION	27
CHAPITRE I : LA DÉSTABILISATION DES ESCARPEMENTS CALCAIRES	31
INTRODUCTION	33
1. Observations naturelles des mécanismes mis en jeu lors de la déstabilisation	33
1.1. Les phénomènes d'instabilité : éboulements et déplacements progressifs d'une masse rocheuse.....	33
1.1.1. Les éboulements.....	34
1.1.1.1. Chutes de blocs isolés.....	34
1.1.1.2. Eboulements en masse.....	37
1.1.1.2.1. Mécanisme d'un grand éboulement : l'exemple du Mont Granier (Savoie, France).....	37
1.1.1.2.2. La catastrophe de Longarone (Piemont, Italie).....	38
1.1.1.2.3. Dynamique des éboulements de masse.....	42
1.1.2. Les déplacements progressifs d'une masse rocheuse.....	43
1.1.2.1. Un exemple actuel : les Fècles (Ain, France).....	43
1.1.2.2. Déplacements progressifs anciens.....	44
1.1.3. Fréquence des évènements.....	45
1.1.4. Conclusion.....	46
1.2. Facteurs déclenchant ou aggravants les instabilités.....	47
1.2.1. Facteurs déclenchant.....	47
1.2.1.1. Rôle qualitatif de l'eau dans le déclenchement des instabilités.....	47
1.2.1.2. Rôle de la sismicité dans le déclenchement des instabilités.....	47
1.2.2. Facteurs aggravants.....	49
1.2.2.1. Facteurs externes.....	49
1.2.2.1.1. Rôle qualitatif de l'eau liquide dans l'aggravation des instabilités.....	49
1.2.2.1.2. Rôle qualitatif du gel dans l'aggravation des instabilités.....	50
1.2.2.2. Facteurs internes.....	50
1.2.2.2.1. Instabilité gravitaire.....	50
1.2.2.2.2. Constitution du milieu.....	50
1.2.2.2.3. Mouvements tectoniques non sismiques.....	51
1.2.2.2.4. Héritage tectonique et champ de contrainte actuel.....	52
2. Equilibre d'un escarpement calcaire : de la fracturation de la roche à l'instabilité du versant.....	52
2.1. Eléments de mécanique des roches appliqués aux massifs calcaires.....	52
2.1.1. Anisotropies d'un massif calcaire.....	53
2.1.1.1. Anisotropie de constitution.....	53
2.1.1.2. Anisotropie liée aux fissures.....	55
2.1.2. Fracturation et rupture des matériaux fragiles.....	57
2.1.2.1. Rupture macroscopique : critère de Mohr-Coulomb.....	57
2.1.2.2. Critère de rupture de Griffith et facteur d'intensité de contrainte.....	59
2.1.3. Mécanismes de rupture des roches calcaires (fracturation critique).....	60
2.1.3.1. Rôle de la constitution de la roche.....	60
2.1.3.1.1. Influence de la porosité.....	60

2.1.3.1.2.	Influence de la stratification.....	60
2.1.3.1.3.	Influence de la fissuration initiale.....	61
2.1.3.2.	Rôle de l'environnement.....	62
2.1.3.2.1.	Influence de la température.....	62
2.1.3.2.2.	Influence de l'eau liquide.....	62
2.1.4.	Propagation lente de fissures (fissuration souscritique).....	62
2.1.4.1.	Influence de l'eau liquide.....	62
2.1.4.1.1.	Effets mécaniques de la pression hydraulique dans une roche peu poreuse.....	62
2.1.4.1.2.	Effets mécaniques de la pression hydraulique dans une roche poreuse.....	63
2.1.4.1.3.	Effets physiques et chimiques.....	63
2.1.4.2.	Influence des variations de température.....	65
2.1.4.3.	Influence de la glace.....	65
2.1.4.4.	Vitesse d'érosion du calcaire.....	67
2.1.5.	Conclusion.....	67
2.2.	Les joints tectoniques en milieu calcaire.....	67
2.2.1.	Diversité de l'origine des joints.....	67
2.2.2.	Répartition des joints.....	69
2.2.2.1.	Lithologie.....	69
2.2.2.2.	Profondeur.....	70
2.2.2.3.	Epaisseur des bancs.....	70
2.2.2.4.	Distribution des joints et accumulations de contraintes.....	70
2.3.	Stabilité d'un escarpement calcaire.....	70
2.3.1.	Morphologie et stabilité.....	70
2.3.2.	Détermination de l'équilibre.....	73
2.3.2.1.	Equilibre limite appliqué au cas d'un monolithe.....	74
2.3.2.2.	Conclusion et autres approches de l'équilibre à l'échelle d'un versant.....	78
2.3.2.3.	Modélisation numérique de l'équilibre : exemple de la théorie des blocs.....	78
2.3.3.	Problème de l'origine des déstabilisations.....	81

CONCLUSION DU CHAPITRE I..... 83

CHAPITRE II : MÉTHODES D'ÉTUDE DES MOUVEMENTS DE TERRAIN..... 85

INTRODUCTION..... 87

1.	Les méthodes instrumentales utilisées.....	87
1.1.	La topométrie.....	87
1.2.	Le G. P. S.....	90
1.2.1.	Principe de fonctionnement du système NAVSTAR GPS.....	90
1.2.2.	Exploitation des signaux.....	91
1.2.2.1.	Les types de récepteurs.....	91
1.2.2.2.	Les types d'observables.....	92
1.2.2.2.1.	La pseudodistance.....	92
1.2.2.2.2.	La phase.....	93
1.2.2.3.	Les décalages d'horloges.....	94
1.2.2.4.	Différences entre observations.....	94
1.2.2.4.1.	Simple différences.....	95
1.2.2.4.2.	Double différences.....	95
1.2.2.4.3.	Triple différences.....	96
1.2.2.5.	Les effets atmosphériques.....	98
1.2.2.5.1.	Effet de la troposphère.....	98
1.2.2.5.2.	Réfraction ionosphérique.....	99
1.2.2.6.	Expressions des observables incluant les corrections d'horloge et les effets atmosphériques.....	99
1.2.2.6.1.	Pseudodistance et phase.....	99
1.2.2.6.2.	Simple différences.....	100
1.2.2.6.3.	Double différences.....	100
1.2.2.7.	Les orbites des satellites.....	100
1.2.2.8.	Les combinaisons linéaires de mesures.....	101
1.2.2.8.1.	Combinaison L3 éliminant les effets de l'ionosphère.....	101
1.2.2.8.2.	Combinaison L4 éliminant les effets géométriques.....	102
1.2.2.8.3.	Combinaison L5, ambiguïtés de grande longueur d'onde.....	102

1.2.2.8.4.	Combinaison L6 Melbourne-Wübbena.....	102
1.2.2.9.	Positionnement absolu et positionnement différentiel.....	103
1.2.2.9.1.	Positionnement absolu.....	103
1.2.2.9.2.	Positionnement différentiel.....	103
1.2.2.10.	Autres effets affectant le positionnement.....	104
1.2.2.10.1.	Effets liés au signal.....	104
1.2.2.10.2.	Effets liés au site de réception.....	104
1.2.2.11.	Les stratégies de calcul.....	105
1.2.2.11.1.	Résolution des ambiguïtés.....	105
1.2.2.11.2.	Vue d'ensemble du traitement.....	106
1.2.3.	La stratégie sur le terrain.....	107
1.2.4.	Conclusion.....	108
1.2.4.1.	Mise en œuvre sur le terrain.....	108
1.2.4.2.	Précision des mesures.....	108
1.3.	L'inclinométrie précise de surface.....	109
1.3.1.	Principe de fonctionnement des inclinomètres en silice.....	109
1.3.1.1.	Mesures de haute précision : l'inclinomètre à miroir.....	110
1.3.1.2.	L'inclinomètre compact.....	114
1.3.2.	Caractéristiques importantes des appareils.....	115
1.3.3.	Installation.....	115

2. Analyse de mesures temporelles : approche systémique..... 117

2.1.	Introduction.....	117
2.2.	Notion de convolution.....	117
2.3.	Autocorrélation et intercorrélations.....	118
2.3.1.	L'autocorrélation.....	118
2.3.2.	L'intercorrélations.....	119
2.4.	Densités spectrales.....	120
2.4.1.	Densité spectrale énergétique.....	120
2.4.2.	Densité spectrale d'interaction.....	121
2.4.2.1.	Définition.....	121
2.4.2.2.	Cohérence.....	123

CONCLUSION DU CHAPITRE II..... 124

CHAPITRE III : LE SITE INSTABLE D'ALLÈVES..... 125

INTRODUCTION..... 127

1.	Cadre géologique.....	127
1.1.	Le massif des Bauges.....	127
1.1.1.	Contexte du massif dans la chaîne alpine.....	127
1.1.2.	Grands traits tectoniques.....	129
1.1.2.1.	Déformation ductile.....	129
1.1.2.2.	Déformation cassante.....	129
1.1.3.	Sismicité actuelle.....	131
1.1.4.	Grands traits hydrogéologiques.....	132
1.1.5.	Les éboulements dans le massif des Bauges.....	134
1.2.	La cluse du Chéran : entre Semnoz et Montagne de Bange.....	134
1.2.1.	Remarques générales.....	134
1.2.2.	Formations stratigraphiques.....	135
1.2.3.	Tectonique.....	139
1.2.3.1.	Le Semnoz.....	139
1.2.3.2.	Le problème de la continuité Bange-Semnoz.....	139
1.2.3.3.	Le cours du Chéran.....	140
1.2.4.	Hydrogéologie.....	141
1.3.	Le versant d'Allèves.....	142
1.3.1.	Présentation générale, problèmes posés.....	142
1.3.2.	Contexte de l'étude et travaux antérieurs sur le site.....	142

2.	Mesures réalisées	145
2.1.	Fracturation des Tours Saint-Jacques	145
2.1.1.	La tour amont (GT)	146
2.1.1.1.	Orientation de la stratification	146
2.1.1.2.	Orientation de la fracturation	147
2.1.2.	La tour du milieu (TM)	147
2.1.2.1.	Orientation de la stratification	147
2.1.2.2.	Orientation de la fracturation	148
2.1.3.	La tour aval (TF)	148
2.1.3.1.	Orientation de la stratification	149
2.1.3.2.	Orientation de la fracturation	149
2.1.4.	Comparaison entre les tours	149
2.2.	Acquisition des mesures géodésiques	149
2.2.1.	Les mesures G. P. S. et la distancemétrie	149
2.2.1.1.	Le réseau G. P. S.	153
2.2.1.2.	Le réseau distancemétrique	155
2.2.1.3.	Les campagnes de mesures	156
2.2.2.	Les mesures de nivellement	156
3.	Traitement des données	158
3.1.	Le G. P. S.	158
3.1.1.	Positionnement à une époque donnée	158
3.1.1.1.	Calcul de la position du point pivot (SJ05)	159
3.1.1.2.	Le réseau local sur le versant d'Allèves	160
3.1.2.	Comparaisons de mesures G. P. S.	160
3.1.2.1.	Comparaisons de l'ensemble du réseau	165
3.1.2.2.	Comparaisons du réseau d'appui : mise en évidence du séisme d'Epagny	165
3.2.	La distancemétrie	168
3.2.1.	Distances horizontale et verticale	178
3.2.2.	Position des prismes intégrant le déplacement des stations G. P. S.	178
3.2.2.1.	Remarques sur la qualité des mesures	179
3.2.2.2.	Les principales étapes du calcul	179
3.2.2.3.	Calcul des ellipses d'erreurs	183
3.3.	Le nivellement	184
4.	Analyse des déplacements obtenus sur le versant	184
4.1.	Vue d'ensemble du versant grâce au G. P. S.	184
4.1.1.	Tendance générale des déplacements	190
4.1.2.	Déplacements particuliers	190
4.1.3.	Evolution des déplacements	190
4.1.3.1.	Azimuts des vitesses de déplacement horizontal	190
4.1.3.2.	Amplitudes des vitesses de déplacement horizontal	191
4.1.4.	Influence du séisme d'Epagny sur le versant	192
4.1.5.	Conclusions	193
4.2.	Le mouvement des Tours Saint-Jacques vu par la combinaison G. P. S. - distancemétrie	193
4.2.1.	Déplacements horizontaux des prismes	193
4.2.1.1.	Remarques préalables	194
4.2.1.2.	Amplitude des déplacements (août 96-mars 98)	194
4.2.1.3.	Variations saisonnières	194
4.2.2.	Déplacements verticaux des prismes	194
5.	Interprétation	195
5.1.	Déplacements sur le versant	195
5.1.1.	Déplacements entre la ferme Saint-Jacques et les tours	196
5.1.2.	Conclusion	196
5.2.	Mouvements des Tours Saint-Jacques	196
5.2.1.1.	La Tour aval (TF)	197
5.2.1.2.	La Tour du milieu (TM)	198
5.2.1.3.	La Tour amont (GT)	199
5.3.	Conclusion	199
5.3.1.	Le versant d'Allèves : un large glissement de terrain d'origine structurale	199

5.3.2.	Masses déplacées sur le versant	201
5.3.3.	Le cours du Chéran	201
5.3.4.	Age et origine du glissement	202

CONCLUSION DU CHAPITRE III

CHAPITRE IV : LE SITE INSTABLE DE PASSY

INTRODUCTION

1. Cadre géologique

1.1.	Le massif de Platé	207
1.1.1.	Contexte du massif dans les Alpes	207
1.1.2.	Eléments stratigraphiques	208
1.1.3.	Eléments tectoniques	209
1.1.4.	Caractéristiques hydrogéologiques	212
1.1.5.	Le versant S du massif au-dessus de la vallée de l'Arve	212
1.1.5.1.	Série stratigraphique concernée	212
1.1.5.2.	Importance des formations superficielles	215
1.2.	Les instabilités du versant autour de Passy	215
1.2.1.	Le secteur du Dérochoir	216
1.2.1.1.	Morphologie et déplacements actuels	216
1.2.1.2.	Traces historiques des instabilités	216
1.2.2.	Le ravin de Charbonnière	217
1.2.2.1.	Morphologie actuelle	217
1.2.2.2.	Mouvements récents	217
1.2.3.	Le glissement des Pénys	219
1.2.3.1.	Morphologie actuelle	219
1.2.3.2.	Mouvements récents et actuels	219

2. Données collectées

2.1.	Instrumentation du site des Pénys	220
2.2.	Situation des inclinomètres	222
2.3.	Signaux bruts	222

3. Traitement des données

3.1.	Analyse des mesures recueillies de 1991 à 1996	226
3.1.1.	Principe de la représentation fréquentielle des résultats	226
3.1.2.	Etude des signaux bruts	227
3.1.2.1.	Spectre de cohérence entre température et signal inclinométrique	232
3.1.2.2.	Phase de l'interspectre température - signal inclinométrique	234
3.1.3.	Elimination des corrélations avec la température	235
3.1.3.1.	Méthode de décorrélation temporelle	235
3.1.3.2.	Filtrage basses fréquences	236
3.1.3.2.1.	Indépendance avec la température	236
3.1.3.2.2.	Variations propres du signal inclinométrique	240
3.1.4.	Filtrage des hautes fréquences	241
3.1.4.1.	Structure des signaux sur un an	242
3.1.4.1.1.	Forme caractéristique des signaux	242
3.1.4.1.2.	Temps de réponse	243
3.1.4.1.3.	Mouvements annuels	245
3.1.4.2.	Déplacements cumulés de 1991 à 1996	247
3.2.	Corrélation des signaux inclinométriques avec les eaux de surface	252
3.2.1.	Précipitations	252
3.2.2.	Lame d'eau de fonte	256
3.3.	Corrélation des signaux inclinométriques avec la sismicité	258
3.4.	Conclusions	258

4. Données topométriques complémentaires

5. Mouvement d'ensemble de l'escarpement.....	262
5.1. Basculement de l'abrupt.....	262
5.2. Hypothèses concernant le mécanisme du glissement.....	263
5.2.1. Hypothèse de basculement des blocs.....	263
5.2.2. Hypothèse de glissement rotationnel.....	264
CONCLUSION DU CHAPITRE IV.....	265
CONCLUSIONS GENERALES.....	267
BIBLIOGRAPHIE.....	273
ANNEXES.....	287
ANNEXE 1 : Compléments sur les méthodes d'étude des mouvements de terrain.....	289
ANNEXE 2 : Compléments sur le G. P. S.....	299
ANNEXE 3 : Compléments sur la géologie du massif des Bauges.....	305
ANNEXE 4 : Site d'Allèves, compléments sur les mesures topométriques.....	309
ANNEXE 5 : Site de Passy, signaux inclinométriques.....	313

TABLE DES ILLUSTRATIONS

CHAPITRE I

Fig. I.1 – Escarpements et orientation de la stratification en milieu calcaire (vues en coupe). (a) : pendages dans le sens de la pente ; (b) : pendages à contre-pente ; (c) : domaine subtabulaire.	34
Fig. I.2 – Découpage centimétrique du calcaire (Valanginien des Tours Saint-Jacques, Allèves, cf. chapitre III), se traduisant par de nombreux surplombs.....	35
Fig. I.3 – Surplombs décimétriques dans la barre urgonienne de la Montagne de Bange (cf. site d'Allèves, chapitre III).....	35
Fig. I.4 – Chute de bloc en milieu calcaire subtabulaire. (a) : vue de face ; (b) : vue en coupe. Explications dans le texte.....	36
Fig. I.5 – Zone d'accumulation des débris de l'éboulement de Claix (Isère). Les éléments de la couche colmatée sont orientés dans le sens de la pente alors que l'orientation des blocs de surface est aléatoire (d'après Bertran, 1996).....	37
Fig. I.6 – Ecoulement du Mont Granier (Savoie). (a) : la face N du Granier aujourd'hui (1996) ; (b) : carte des matériaux répandus lors de l'écroulement de 1248 (Goguel & Pachoud, 1972).	39
Fig. I.7 – Glissement du Vajont (Piemont). (a) : coupe à travers la retenue (Desvarreux, 1970). En pointillés : surface hypothétique de l'ancien glissement (Semenza in Desvarreux, 1970) ; (b) : lithologie (Desvarreux, 1970).....	40
Fig. I.8 – Déplacements horizontaux d'un repère au cours des deux mois précédent l'écroulement du Mont Toc (Desvarreux, 1970).....	42
Fig. I.9 – La barre des Fêcles, à proximité de Nantua (Ain) (Goguel, 1980).....	44
Fig. I.10 – Evolution du glissement de Chuska Mountains (Nouveau Mexique, Etats-Unis) au cours du Pléistocène (d'après Watson & Wright, 1963).....	45
Fig. I.11 – Principales formes de mouvement de versant sur une portion de la Maurienne (Savoie) (Antoine et al., 1971).....	46
Fig. I.12 – Stabilité théorique du site de Cheam Slide (Colombie Britannique, Canada). A_M : accélération sismique ; r_u : rapport de la pression interstitielle à la contrainte totale ; D_c : déplacement critique nécessaire à l'écroulement (Naumann & Savigny, 1992).....	48
Fig. I.13 – Contraintes à l'intérieur d'un surplomb monolithique formé de roche compétente (Selby, 1993).....	51
Fig. I.14 – Evolution d'un grand glissement résultant d'une compression horizontale et d'une surrection (d'après Selby, 1993).....	51
Fig. I.15 – Milieu stratifié formé de couches homogènes (d'après Rochet, 1990).....	53
Fig. I.16 – Variation du module élastique apparent normal d'un milieu constitué par des bancs calcaires et marneux. EM : module apparent ; milieu 1 : calcaire massif (E1) ; milieu 2 : marnes (E2) ; η_2 : épaisseur relative des bancs marneux (d'après Rochet, 1990).....	55
Fig. I.17 – Contact des lèvres d'une discontinuité. (a) : fissure réelle. e : écartement moyen de la fissure ; C_i : zone de contact ; s_i : surface réellement en contact ; E : module élastique. (b) : modèle de fissure (d'après Rochet, 1990).....	56
Fig. I.18 – Variation du module élastique apparent normal d'un massif comportant un système de discontinuités normales à la contrainte maximale. EM : module élastique apparent ; E : module élastique de la roche ; η : épaisseur relative des discontinuités ; ξ : surface relative en contact (d'après Rochet, 1990).....	57
Fig. I.19 – Critère de rupture de Coulomb et cercle de Mohr. (A) : rupture en cisaillement (point C) ; (B) : rupture en tension (point T) ; θ : angle entre la fracture et la contrainte principale maximale (Bouroz, 1990).....	58

Fig. I.20 – Caractéristiques mécaniques des roches obtenues à partir d'essais de laboratoire. (a) : courbe contrainte – allongement résultant d'un essai à la boîte de cisaillement (τ : contrainte tangentielle ; Δl : déplacement tangentiel) ; (b) : enveloppes du critère de rupture de Mohr – Coulomb obtenues pour les valeurs de pic et résiduelles (d'après Desvarreux, 1970).....59

Fig. I.21 – Caractéristiques mécaniques des roches calcaires en fonction de la porosité (axe des abscisses). (a) : facteur d'intensité de contrainte critique en traction K_{1c} ; (b) : module d'Young E. Dans les deux cas l'eau utilisée est riche en $CaCO_3$ pour être représentative des conditions naturelles (d'après Henry, 1978).....61

Fig. I.22 – Effet des pressions hydrauliques sur la stabilité d'une masse rocheuse peu poreuse. (a) : le joint basal (j_b) ouvert empêche l'augmentation de pression dans les fractures j_2 et j_3 , ce qui assure la stabilité de l'ensemble ; (b) : le joint basal (j_b) fermé entraîne de fortes surpressions dans les fractures j_2 et j_3 , contribuant à déstabiliser la masse ; F : facteur de sécurité (d'après Selby, 1993).....62

Fig. I.23 – Effet d'un même apport d'eau sur des roches et sols de porosité très différente (Selby, 1993).....63

Fig. I.24 – Vitesse de propagation des fissures des roches calcaires en fonction de K_1 (Henry, 1978).....64

Fig. I.25 – Gélivation des roches. (a) : diagramme pression – température de l'eau pure (Selby, 1993) ; (b) : modèle de gélifraction. L'eau liquide migre à partir de zones non gelées pour former des films liquides autour des lentilles de glace présentes dans les fissures de la roche (Selby, 1993 d'après Walder & Hallet, 1985).....66

Fig. I.26 – Les joints en milieu calcaire. (a) : joints en domaine subtabulaire. Classification des joints en fonction de leur dimension ou de leur fréquence. a : joints dominants ; b : joints majeurs ; c : joints mineurs ; d : joints rares (Bouroz, 1990) ; (b) : joints en domaine plissé. J1 : joints longitudinaux (d'extrados) ; Jo : joints obliques (cisaillement conjugué) ; Jt : joints transversaux (tension) (Bouroz, 1990).....68

Fig. I.27 – Orientation des joints et du champ de contrainte. (A) : tension ; (B) : cisaillement décrochant ; (C) : cisaillement normal ; (D) : cisaillement inverse. Des joints dits « hybrides » peuvent également être définis comme étant un mélange de tension et de cisaillement (Bouroz, 1990).....69

Fig. I.28 – Etat d'un massif aux abords d'une vallée récente (les dimensions latérales sont fortement exagérées). (a) : état initial ; σ_t : contrainte de traction ; σ_c : contrainte de compression (d'après Chowdhury, 1978) ; (b) : état après action de l'érosion.....71

Fig. I.29 – Les Tours Saint-Jacques, sur le versant d'Allèves (cf. chapitre III).....72

Fig. I.30 – Principe de l'entraînement de blocs de calcaire grâce à la plasticité des marnes (exemple en domaine subtabulaire) ; σ_c : contrainte de compression ; σ_t : contrainte de traction.....72

Fig. I.31 – Conditions de stabilité, glissement, et basculement d'un bloc. α : pente topographique ; ϕ : angle de frottement interne de la roche (Selby, 1993).....73

Fig. I.32 – Modèle à deux dimensions d'un escarpement calcaire limité par deux discontinuités (nom des variables dans le texte) (d'après Panet & Rotheval in Panet & Fourmaintraux, 1976 ; Rochet, 1990) ; en médaillon : la tour aval sur le site d'Allèves (cf. chapitre III).....74

Fig. I.33 – Influence de la hauteur d'eau sur le facteur de sécurité (nom des variables dans le texte).....76

Fig. I.34 – Influence du pendage de la stratification sur le facteur de sécurité.....77

Fig. I.35 – Influence de l'élanement sur le facteur de sécurité (nom des variables dans le texte).....77

Fig. I.36 – Les différents types de blocs selon Goodman & Shi. (a) : classification des blocs en vue de déterminer les blocs clés (d'après Goodman & Shi, 1985) ; (b) : illustration dans une excavation. Les numéros correspondent à ceux de (a) (Goodman & Shi, 1985).....80

Fig. I.37 – Evolution d'une vallée récente dans l'hypothèse de l'érosion glaciaire. (A) : état initial (forme en V) ; (E) : état final (forme en U). Les régions « mortes » (sans écoulement)

correspondent aux moraines observées sur le terrain, et confirment les modèles d'écoulement obtenus grâce à la mécanique des fluides (Johnson, 1970).....81

Fig. I.38 – Ecoulement glaciaire selon une coupe perpendiculaire à une vallée récente (V) (calcul théorique). (a) : lignes d'isovitesse longitudinale (vitesse perpendiculaire au plan de la figure) ; (b) : lignes d'égales valeurs de la contrainte tangentielle (contrainte perpendiculaire au plan de la figure) (d'après Johnson, 1970).....82

Fig. I.39 – Périodes d'activités majeures des mouvements de versant en Europe (Selby, 1993).....83

CHAPITRE II

Fig. II.1 – Principe de la combinaison des mesures de distance et d'angles. D : distance oblique ; Hz : angle horizontal ; V : angle vertical ; P : prisme réfléchissant sur la masse instable ; R : repère matérialisant la station de mesure.....88

Fig. II.2 – Glissement de la Clapière (Alpes-Maritimes). Déplacement dans le plan vertical des points de triangulation sur la période 1982-1985. En gras : tracé approximatif de la barre migmatitique d'Iglière, plus compétente que les gneiss d'Anelle environnants (d'après Vibert, 1987).....88

Fig. II.3 – Principe de la mesure de nivellement. P₁, P₃ : points fixes ; P₂ : point intermédiaire ; ① départ ; ② déplacement de la mire ; ③ déplacement du niveau (d'après Lambeck, 1988).....89

Fig. II.4 – Principe de la modulation du signal, les échelles horizontales (temporelles) ne sont pas respectées (d'après Rothacher & Mervart, 1996).....91

Fig. II.5 – Simples différences entre observations G. P. S.....95

Fig. II.6 – Phase résiduelle en fonction du temps. (a) : phase avant différenciation ; (b) : phase après simple différence ; (c) : phase après double différence (explications dans le texte) (Cazenave & Feigl, 1994).....96

Fig. II.7 – Doubles différences entre observations G. P. S.....97

Fig. II.8 – Triples différences entre observations G. P. S.....97

Fig. II.9 – Principe de fonctionnement des inclinomètres en silice. Les positions 1 et 2 correspondent à deux positions d'équilibre du pendule. (X, Y, Z) : repère invariant ; P₁ et P₂ : plans d'équilibre du pendule ; β_1 et β_2 : positions de l'axe de rotation du pendule dans son plan d'équilibre. α : rotation mesurée par l'appareil..... 110

Fig. II.10 – Schéma de principe de l'inclinomètre à miroir. Inclinomètre posé (Saleh, 1986)..... 111

Fig. II.11 – Schéma de principe de l'inclinomètre à miroir. Inclinomètre suspendu (Lesage, 1981).....112

Fig. II.12 – Détails de l'inclinomètre à miroir (Saleh, 1986) ; (a) le pendule de Zöllner ; (b) le bâti.....113

Fig. II.13 – Inclinomètre à miroir suspendu complet (Saleh, 1986)..... 114

Fig. II.14 – Système de détection dans l'inclinomètre compact (Saleh, 1986)..... 115

Fig. II.15 – Disposition des axes de rotation des inclinomètres sur le site de Passy. (a) : station W ; (b) : station E ; (c) : orientation schématique des axes..... 116

Fig. II.16 – Réponse impulsionnelle $h(\tau)$ d'un système (Max & Lacoume, 1996). $\delta(t)$: impulsion de Dirac..... 117

Fig. II.17 – Différents types de signaux selon l'allure du corrélogramme simple ; (a) : phénomène aléatoire ; (b) : présence d'une tendance à long terme ; (c) : l'effet dit « pépite » se traduit par une décroissance moins rapide qu'en (a) et indique la présence d'un phénomène de période inférieure au pas d'échantillonnage ; (d) : phénomène oscillatoire (Bligny, 1994)..... 119

Fig. II.18 – Nature des relations entrée-sortie d'un système selon l'allure du corrélogramme croisé ; (a) : pas de relation linéaire ; (b) : relation de cause à effet ; (c) : les deux signaux subissent une même cause extérieure, et peuvent être liés eux-mêmes par une relation causale ; (d) : la relation causale étant inversée, aucune interprétation n'est possible (Bligny, 1994)..... 120

Fig. II.19 – Exemple de spectre de densité de variance (chronique barométrique après filtrage, pas d'échantillonnage de 6h) (Marsaud et al., 1993)..... 121

Fig. II.20 – Exemple de détermination du temps de retard moyen grâce à la fonction de phase, interspectre des signaux température et inclinométrique (pas horaire), site de Passy (cf chapitre IV) ; p : pente de la droite phase-fréquence. 122

Fig. II.21 – Exemple de spectre de cohérence (module) entre signaux de température et inclinométrique provenant du site de Passy (chapitre IV). La zone A indique le domaine des fréquences où la corrélation est forte entre les signaux (forte linéarité)..... 123

CHAPITRE III

Fig. III.1 – Cadre structural du domaine delphino-helvétique savoyard. 1, 2 : molasses miocènes et oligocènes ; 3 : couverture jurassienne ; 4, 5 : socle et couverture des Aiguilles Rouges ; 6 à 10 : unités delphino-helvétiques ; 10 : socle de Belledonne ; 11, 12 : socle et couverture du Mont-Blanc ; 13 : unités ultra-helvétiques ; 14 : brèches de Tarentaise ; 15, 16 : klipptes préalpines (Doudoux et al., 1982). 128

Fig. III.2 - Coupe interprétative à travers les Bauges (localisation voir Fig. III.1) (Doudoux et al., 1982)..... 128

Fig. III.3 – Carte géologique simplifiée du massif des Bauges (d'après Doudoux, communication personnelle). 130

Fig. III.4 – Sismicité historique des Alpes occidentales (d'après Thouvenot et al., 1990)..... 131

Fig. III.5 – Localisation du séisme d'Epagny (Thouvenot et al., 1998)..... 132

Fig. III.6 – Représentation schématisée d'un karst en massif subalpin (C. D. S. Savoie, 1993). 133

Fig. III.7 – Carte topographique de la cluse du Chéran entre Semnoz et Montagne de Bange (d'après Top 25 3431OT)..... 136

Fig. III.8 – Carte géologique de la cluse du Chéran entre Semnoz et Montagne de Bange (d'après Gidon et al., 1970)..... 137

Fig. III.9 – Coupes le long des deux rives du Chéran. ϕ : chevauchement frontal subalpin ; F : faille d'Arcalod (Debelmas et al., 1982)..... 138

Fig. III.10 – Extrémité W de la Montagne de Bange, vue des environs d'Allèves. Eb : éboulis ; ma : molasse tertiaire ; Ur : Urgonien ; H : Hauterivien ; V : Valanginien ; B : Berriasien ; FBN : faille des Bois Noirs ; ϕ : chevauchement frontal subalpin (Debelmas et al., 1982). 140

Fig. III.11 – Traçages effectués dans les systèmes karstiques de la Montagne de Bange et du S Semnoz (Lepiller, 1976)..... 141

Fig. III.12 – Le versant d'Allèves vu du SE..... 143

Fig. III.13 – Carte géologique du versant d'Allèves (Gidon et al., 1970). En bleu : localisation du profil topographique du Chéran (Fig. III.44) ; E : éboulis..... 143

Fig. III.14 – Blocs de calcaire Valanginien sur le versant d'Allèves..... 144

Fig. III.15 – Les Tours Saint-Jacques, vues du pied du versant..... 144

Fig. III.16 – Schéma des Tours Saint-Jacques et localisation des faces sur lesquelles ont été réalisées les mesures structurales..... 145

Fig. III.17 – Stéréogrammes de la stratification de la tour amont (GT). (a) : face S ; (b) : face E. 146

Fig. III.18 – Stéréogrammes de l'orientation des fractures de la tour amont (GT). (a) : face S ; (b) : face E..... 146

Fig. III.19 – Stéréogrammes de l'orientation de la stratification de la tour du milieu (TM). (a) : face S ; (b) : face E..... 147

Fig. III.20 – Stéréogrammes de l'orientation des fractures de la tour du milieu (TM). (a) : face S ; (b) : face E ; (c) : face W..... 147

Fig. III.21 – Stéréogramme de l'orientation de la stratification de la tour fine (TF), exemple de la face N..... 148

Fig. III.22 – Stéréogramme de l'orientation de la fracturation de la tour fine (TF), exemple de la face N..... 149

Fig. III.23 – Repères géodésiques implantés sur le site d'Allèves..... 151

Fig. III.24 – Implantation des prismes sur les Tours Saint-Jacques ; (a) : vue depuis les alpages de la ferme Saint-Jacques ; (b) : vue depuis la vallée..... 154

Fig. III.25 – Repères GPS servant de réseau d'appui pour les mesures d'angles et de distances sur les prismes des Tours Saint-Jacques (photographie aérienne de l'I. G. N.)..... 155

Fig. III.26 – Vitesses de déplacement obtenues par comparaisons de mesures G. P. S. sur le versant d'Allèves. (a) : comparaison des campagnes de juin 96 et juin 97 (96/1 – 97/2) ; (b) : comparaison entre juin 97 et mars 98 (97/2 – 98/1) ; (c) : comparaison entre juin 96 et mars 98 (96/1 – 98/1) ; (d) : vitesses de déplacement horizontal pour les 3 comparaisons..... 161

Fig. III.27 – Mesures d'angles, de distance, et orientation du repère cartésien local par rapport au repère Lambert. P : prisme visé ; D : distance oblique mesurée ; Hz : angle horizontal mesuré (origine : axe Y, et sens positif horaire) ; V : angle vertical mesuré ; h : hauteur du centre optique du théodolite mesurée ; DH : distance horizontale calculée ; DV : distance verticale calculée..... 165

Fig. III.28 – Influence du séisme d'Epagny sur le versant d'Allèves. (a) : influence à très court terme (comparaison des campagnes G. P. S. 96/1 de juin 96 et 96/2 de juillet 96) ; (b) : influence sur le long terme (comparaison des campagnes 96/2 de juillet 96 et 98/1 de mars 98)..... 166

Fig. III.29 – Distance horizontale prisme – station de mesure. (a), (b), (c) : prismes P1, P3, P5 vus de la station SJ24 ; (d), (e), (f) : prismes P2, P4, P6 vus de SJ23 ; (g), (h), (i) : prismes P2, P4, P6 vus de SJ05. Légende : pW X SJYY ZZZ ; W : n° du prisme ; X = I ou II : position du théodolite (voir dans le texte) ; SJYY : nom de la station de mesure ; ZZZ : nom de la campagne de mesure (962, 971, 972, 981). Les barres d'erreurs sont établies à 68% de confiance. Trait fin : séries I et II ; Trait épais : moyenne de la campagne de mesure..... 169

Fig. III.30 – Distance verticale prisme – station de mesure. (a), (b), (c) : prismes P1, P3, P5 vus de la station SJ24 ; (d), (e), (f) : prismes P2, P4, P6 vus de SJ23 ; (g), (h), (i) : prismes P2, P4, P6 vus de SJ05. Légende : pW X SJYY ZZZ ; W : n° du prisme ; X=I ou II : position du théodolite (voir dans le texte) ; SJYY : nom de la station de mesure ; ZZZ : nom de la campagne de mesure (962, 971, 972, 981). Les barres d'erreurs sont établies à 68% de confiance. Trait fin : séries I et II ; trait épais : moyenne de la campagne de mesure..... 174

Fig. III.31 – Positions et déplacements horizontaux des prismes des Tours Saint-Jacques dans le système de projection Lambert II étendu. (a) : prisme n°1 ; (b) : prisme n°2 ; (c) : prisme n°3 ; (d) : prisme n°4 ; (e) : prisme n°5 ; (f) : prisme n°6. Les ellipses représentent les intervalles de confiance à 68% sur les positions des prismes. Le point de référence est le repère SJ24. Les positions initiales des stations de mesure sont celles obtenues par G. P. S. après le séisme d'Annecy (campagne 96/2)..... 180

Fig. III.32 – Déplacement vertical des repères du profil de nivellement implanté à l'aval du versant d'Allèves (référence : point I. G. N. du Pont de Bange)..... 183

Fig. III.33 – Vitesses de déplacement horizontal significatives obtenues par comparaison de mesures G. P. S. entre 1996 et 1997 (campagnes 96/1 – 97/2) sur le site d'Allèves..... 186

Fig. III.34 – Vitesses de déplacement horizontal significatives obtenues par comparaison de mesures G. P. S. entre 1997 et 1998 (campagnes 97/2 – 98/1) sur le site d'Allèves..... 187

Fig. III.35 – Vitesses de déplacement horizontal significatives obtenues par comparaison de mesures G. P. S. entre 1996 et 1998 (campagnes 96/1 – 98/1) sur le site d'Allèves..... 188

Fig. III.36 – Récapitulatif des vitesses de déplacement horizontal significatives obtenues par comparaison de mesures G. P. S. sur le site d'Allèves..... 189

Fig. III.37 – Vitesses de déplacement horizontal de trois points du réseau lors de la comparaison de mesures G. P. S. incluant le séisme d'Epagny, entre juin 96 et mars 98 (traits continus), et lors de la comparaison entre juillet 96 et mars 98 (traits interrompus). Dans les deux cas le point de référence est choisi en SJ24. La distance entre les points n'est pas respectée..... 192

Fig. III.38 – Déplacements horizontaux par rapport à SJ24 des prismes implantés sur TF, issus de la comparaison entre 1996 et 1998 (Fig. III.31). (A) : déplacement horizontal de P1 par rapport à SJ24 ; (B) : déplacement horizontal de P2 par rapport à SJ24. 196

Fig. III.39 – Orientation relative des faces en regard de TF et TM. La flèche épaisse suggère l'emboîtement des faces des deux tours. 197

Fig. III.40 – La tour moyenne et les déplacements horizontaux de P3 et de P4 (flèches interrompues épaisses : déplacements horizontaux par rapport à SJ24, issus de la Fig. III.31). 198

Fig. III.41 – La tour amont et les déplacements horizontaux de P5 et de P6 (flèche épaisse : déplacement de P5 par rapport à SJ24 issu de la Fig. III.31 ; flèche en trait interrompu : déplacement de P6 par rapport à P5 suggérant un décrochement dextre). 199

Fig. III.42 – Le versant d'Allèves du point de vue des masses déplacées. ① : panneau central ; ② : pied du versant ; ③ : zone présentant des mouvements différentiels avec le panneau ① ; ④ : zone plus désorganisée. Les flèches représentent les directions des mouvements horizontaux. 200

Fig. III.43 – Schéma de l'inflexion structurale et conséquence sur les directions de mouvement des masses déplacées. Les plans représentent l'orientation de la stratification ; ① : déplacement vers le SW ; ② : déplacement vers le S. Le trait épais représente l'inflexion de la surface structurale, plongeant vers l'W. 201

Fig. III.44 – Profil topographique du Chéran entre Semnoz et Montagne de Bange (localisation sur la Fig. III.13) ; N01, N06, N07, IGN30 : repères de nivellement (Fig. III.23). 202

Fig. III.45 – Reconstitution schématique de la cluse du Chéran au maximum würmien (épaisseurs de glace d'après Campy et al., 1990). Les traits interrompus représentent les escarpements actuels. 203

CHAPITRE IV

Fig. IV.1 – Situation du massif de Platé dans les Alpes occidentales (Pairis & Pairis, 1978). 208

Fig. IV.2 – Log stratigraphique typique du massif de Platé (Pairis et al., 1992). 209

Fig. IV.3 – Première étape de déformation dans le massif de Platé. (P) : plis N110°E ; (F) : décrochements N170°E dextre et N50°E senestres conjugués ; (S) : direction de serrage N20°E (Pairis & Pairis, 1978). 210

Fig. IV.4 – Troisième étape de déformation dans le massif de Platé. (P) : plis N20°E ; (F) : décrochements N80°E dextres et N145°E senestres conjugués ; (S) : direction de serrage N110°E (Pairis & Pairis, 1978). 210

Fig. IV.5 – Carte structurale de la partie méridionale du massif de Platé (Pairis & Pairis, 1978). 211

Fig. IV.6 – Cartes de situation du versant S du massif de Platé. (a) : topographie (extrait de la carte au 1/50000 n° 3530 de l'I. G. N.) ; (b) : géologie (Pairis et al., 1992) ; (c) : instabilités sur le versant (Goguel & Pachoud, 1978). 213

Fig. IV.7 – L'escarpement du Motet et le Rocher des Echines. (a) : la paroi sommitale du Motet (Delamette, 1993) ; (b) : coupe du versant depuis le Dérochoir (Goguel & Pachoud, 1978). 218

Fig. IV.8 – Coupe du versant en amont de Plateau d'Assy (d'après Goguel & Pachoud, 1978). 220

Fig. IV.9 – Localisation des principaux outils de suivi sur le site du Nant des Pénys. 221

Fig. IV.10 – Signaux de température et inclinométriques bruts de 1991 à 1996, station FALW. (a) : signal de température ; (b) : signal travers ; (c) : signal schuss. 223

Fig. IV.11 – Signaux inclinométriques bruts de 1991 à 1996, station FALE. (a) : signal travers ; (b) : signal schuss. 225

Fig. IV.12 – Signaux de température et inclinométriques bruts, station falw, 1991. (a) : température ; (b) : voie travers ; (c) : voie schuss. 228

Fig. IV.13 – Graphes signal inclinométrique - température, station FALW, 1991. (a) : corrélation avec le signal travers ; (b) : corrélation avec le signal schuss. 230

Fig. IV.14 – Spectres simples des signaux de température et inclinométriques bruts, station FALW, 1991. (a) : signal travers ; (b) : signal schuss ; (c) : signal de température. 231

Fig. IV.15 – Spectres de cohérence entre signaux de température et inclinométriques bruts, station FALW, 1991. (a) : signal travers ; (b) : signal schuss ; A : zone de forte cohérence ; ① : pic de cohérence. 233

Fig. IV.16 – Phase de l'interspectre entre signaux de température et inclinomètre travers, station FALW, 1991. Le temps de retard moyen est donné par la pente p de la droite et vaut 36 mn. 234

Fig. IV.17 – Réponse en fréquence du filtre passe-haut. 236

Fig. IV.18 – Signaux inclinométriques filtrés passe-haut, station FALW, 1991. (a) : voie travers ; (b) : voie schuss. 237

Fig. IV.19 – Spectres de cohérence entre signaux de température bruts et inclinométriques filtrés des basses fréquences, station FALW, 1991. (a) : voie travers ; (b) : voie schuss. 238

Fig. IV.20 – Phase de l'interspectre entre signaux de température brut et inclinométriques filtrés passe-haut, station FALW, 1991. (a) : voie travers ; (b) : voie schuss. 238

Fig. IV.21 – Agrandissement des spectres simples des signaux de température et inclinométriques bruts, station FALW, 1991. 239

Fig. IV.22 – Spectres simples des signaux inclinométriques filtrés des basses fréquences, station FALW, 1991. (a) : voie travers ; (b) : voie schuss. 239

Fig. IV.23 – Réponse en fréquence du filtre passe-bas. 241

Fig. IV.24 – Signaux de température et inclinométriques annuels filtrés des hautes fréquences, station FALW, 1991. 242

Fig. IV.25 – Projection dans le plan horizontal des signaux inclinométriques filtrés des hautes fréquences, station FALW, 1991, pour un centre de rotation placé à 10 m de distance. La flèche indique le sens du déplacement entre février et décembre 1991. 246

Fig. IV.26 – Signaux de température et inclinométriques cumulés de 1991 à 1996, filtrés des hautes fréquences. (a) : station FALW ; (b) : station FALE. 247

Fig. IV.27 – Projections des signaux inclinométriques filtrés des hautes fréquences dans le plan horizontal. (a) : station FALW, projections cumulées de 1991 à 1994 ; (b) : station FALE, projections cumulées de 1991 à 1994 ; (c) : station FALE, projections cumulées de 1991 à 1996. 249

Fig. IV.28 – Répartition des azimuts des déplacements horizontaux obtenus par projection des signaux inclinométriques filtrés des hautes fréquences (centre de rotation à 10 m), station FALW, 1991 à 1996 (l'année 1995 a été retirée). (a) : répartition des fréquences ; (b) : distribution des amplitudes cumulées par azimut. Les angles sont comptés positivement dans le sens horaire. 250

Fig. IV.29 - Répartition des azimuts des déplacements horizontaux obtenus par projection des signaux inclinométriques filtrés des hautes fréquences (centre de rotation à 10 m), station FALE, 1991 à 1996. (a) : répartition des fréquences ; (b) : distribution des amplitudes cumulées par azimut. Les angles sont comptés positivement dans le sens horaire. 251

Fig. IV.30 – Pluviométrie (station de Chedde) et signaux inclinométriques, 1992 – 1996 (moyennes journalières). (a) : station FALW ; (b) : station FALE. 252

Fig. IV.31 – Corrélations entre pluviométrie et signaux inclinométriques (moyennes journalières), 1992 – 1996. (a) : station FALW ; (b) : station FALE. 253

Fig. IV.32 – Spectres simples des signaux pluviométrique et inclinométriques (moyennes journalières), 1992 – 1996. (a) : pluviométrie ; (b) : station FALW ; (c) : station FALE. 254

Fig. IV.33 – Spectres de cohérence entre signaux pluviométrique et inclinométriques (moyennes journalières), 1992 – 1996. (a) : station FALW ; (b) : station FALE. 255

Fig. IV.34 – Phase de l'interspectre entre signaux pluviométrique et inclinométriques (moyennes journalières), 1992 – 1996. (a) : station FALW ; (b) : station FALE. 255

Fig. IV.35 – Signaux inclinométriques et lame d'eau de fonte calculée (pas journalier), 1991 – 1992. (a) : station FALW ; (b) : station FALE. 256

Fig. IV.36 – Corrélations entre signaux inclinométriques et lame d'eau de fonte calculée (pas journalier), 1991 – 1992. (a) : station FALW ; (b) : station FALE.	257
Fig. IV.37 – Position des repères de contrôle G. P. S.	259
Fig. IV.38 – Déplacements horizontaux des points des profils de surveillance du site des Pénys entre 1993 et 1996 (d'après le rapport n°33/96 Ardizzi, Orcel, Eksterowicz).....	260
Fig. IV.39 – Déplacement vertical des points des profils de surveillance entre 1993 et 1996 (rapport n°33/96, Ardizzi, Orcel, Eksterowicz). (a) : profil reliant FALW (n°2) ; (b) : profil reliant FALE (n°3).	261
Fig. IV.40 – Directions des déplacements horizontaux et principales directions structurales de la base de l'escarpement des Pénys. Les flèches représentent les déplacements horizontaux issus des mesures inclinométriques et topométriques.....	263
Fig. IV.41 – Mécanisme de basculement vers l'amont des blocs supportant les stations inclinométriques.....	263
Fig. IV.42 – Coupe schématique du glissement de l'escarpement des Pénys.....	265

TABLE DES TABLEAUX

CHAPITRE I

Tab. I.1 – Quelques exemples de grands éboulements en domaine sédimentaire dans les Alpes occidentales.	43
Tab. I.2 – Principales propriétés élastiques des argiles consolidées et des calcaires.....	52
Tab. I.3 – Porosité et perméabilité des argiles et des calcaires.....	53
Tab. I.4 – Angle de frottement interne et coefficient de sécurité d'un escarpement.	76

CHAPITRE II

Tab. II.1 – Comparaison des meilleures précisions des orbites de navigation et des orbites recalculées en 1996 (les orbites recalculées sont données pour une extrapolation valable sur 2-4 heures. Pour une extrapolation sur 48 heures, la qualité est de 0.1 m environ) (Rothacher & Mervart, 1996).	101
Tab. II.2 – Combinaisons linéaires des observables G. P. S. utilisées par le logiciel BERNESE (Rothacher & Mervart, 1996).....	103
Tab. II.3 – Principales utilisations des algorithmes de résolution des ambiguïtés (d'après Rothacher & Mervart, 1996). En gras, la solution retenue lors du traitement des bases locales sur Allèves (Chapitre III).....	106
Tab. II.4 – Principales caractéristiques des inclinomètres en silice (d'après Saleh (1986) et Documentation technique Télémac® (1991)).....	114

CHAPITRE III

Tab. III.1 – Les plus importants réseaux découverts dans l'W des Bauges (source : CDS Savoie, 1993).	134
Tab. III.2 – Orientation moyenne de la stratification pour chacune des tours.	149
Tab. III.3 – Position des repères du réseau G. P. S. (en juin 1996, sauf pour SJ25 : mars 1998) dans le système de coordonnées Lambert II étendu.	150
Tab. III.4 – Campagnes de mesures G. P. S. et de distancemétrie effectuées. (*) : cette mesure du réseau d'appui a été réalisée à la suite du séisme d'Annecy survenu le 15.07.96 (cf. 1.1.3) ; (**): cette dernière campagne a pour but de confirmer les tendances observées au cours des campagnes précédentes. De ce fait, certains points n'ont pas été mesurés du fait de leur éloignement (SJ15, SJ16), de leur moindre intérêt (SJ14, SJ19), ou de la médiocre qualité des données recueillies au cours des campagnes précédentes (SJ01, SJ02, SJ10).....	155
Tab. III.5 – Détail des mesures d'angles et de distances réalisées sur le site d'Allèves. Qualité des mesures : X : bon ; O : moyen ; *** : inexploitable.....	156
Tab. III.6 – Mesures G. P. S. réalisées sur le site d'Allèves. (A) : point du réseau d'appui (distancemétrie) ; (P) : point pivot ; qualité des enregistrements : X : bon ; O : moyen ; *** : inexploitable.	157
Tab. III.7 – Précisions (mm) sur la position du point pivot SJ05 déterminée par G. P. S., pour les différentes campagnes de mesure, exprimées dans le système de projection Lambert.....	159

Tab. III.8 – Précisions (mm) sur les positions des points du réseau d'Allèves déterminées par G. P. S., pour les différentes campagnes de mesure, exprimées dans le système de projection Lambert ; --- : absence de mesure. 159

Tab. III.9 – Erreurs de fermeture entre les points du profil de nivellement implanté sur le site d'Allèves, lors des mesures de janvier 1997 et septembre 1998. 183

Tab. III.10 – Azimuts des vitesses de déplacement horizontal des repères sur le versant d'Allèves lors des comparaisons de mesures G. P. S. 96/1 – 97/2 et 97/2 – 98/1. En gras : points présentant une cohérence dans les vitesses de déplacement horizontal. Les azimuts sont comptés positivement dans le sens horaire, l'origine est le N. 184

Tab. III.11 – Ecart entre l'azimut de la ligne de plus grande pente et celui de la vitesse de déplacement horizontal lors de la comparaison 96/1 – 98/1, pour les 5 points possédant des azimuts de vitesse de déplacement horizontal proches. Delta = azimut de la ligne de plus grande pente – azimut de la vitesse horizontale. Les angles sont comptés positivement dans le sens horaire. 185

Tab. III.12 – Essai de classification de l'évolution des azimuts des vitesses de déplacement horizontal des repères au cours des périodes 1996-97 et 1997-98. ? : indéterminé ; - : pas de mesure ; T : azimut tangentiel ; L : azimut suivant la ligne de plus grande pente ; en gras : évolution L vers T ; en italique : évolution T vers L. 190

Tab. III.13 – Intensité des vitesses de déplacement horizontal obtenues par comparaisons de mesures G. P. S. sur le site d'Allèves (comparaisons entre les campagnes 96/1 – 97/2 et 97/2 – 98/1). 191

Tab. III.14 – Répartition des principaux repères du réseau G. P. S. en fonction de leur contexte d'implantation et du type de déplacement observé. 192

Tab. III.15 – Amplitudes des déplacements horizontaux des prismes par rapport à SJ24 (d'après la Fig. III.31). A : amplitude ; Déplacement : NS : non significatif (les ellipses se recoupent), L : limite (ellipses tangentes ou peu recouvrantes), S : significatif (ellipses disjointes). 194

CHAPITRE IV

Tab. IV.1 – Correspondances entre quelques valeurs de la période, et des fréquences réelle et normalisée. 227

Tab. IV.2 – Coefficients de corrélation globaux entre température et signal inclinométrique, de 1991 à 1996, aux deux stations FALW et FALW (=== : absence de données). 231

Tab. IV.3 – Temps de retard moyen entre variation de température et variation inclinométrique déduit de la phase de l'interspectre, pour la station FALW. (t_1 , t_2) : limites des intervalles à l'intérieur desquels la détermination du retard peut être effectuée (relation linéaire phase-fréquence) ; τ : retard moyen ; --- : détermination impossible ; === : absence de données. 234

Tab. IV.4 – Temps de retard moyen entre variation de température et variation inclinométrique déduit de la phase de l'interspectre, pour la station FALW. (t_1 , t_2) : limites des intervalles à l'intérieur desquels la détermination du retard peut être effectuée (relation linéaire phase-fréquence) ; τ : retard moyen ; --- : détermination impossible ; === : absence de données. 235

Tab. IV.5 – Amplitude des variations propres (crête à crête) des inclinomètres (signaux filtrés des basses fréquences). Les valeurs de $\Delta\theta$ représentent 98% des mesures du signal ; S : proportion de mesures significatives correspondantes (comprises entre le bruit : 2 μ rad en amplitude, et $\Delta\theta$) ; === : absence de données ; P : amplitudes de variations considérables, considérées comme ne reflétant pas des inclinaisons réelles. 240

Tab. IV.6 – Essai d'estimation des temps de retard entre signaux de température et inclinométriques pour la station FALW. τ_1 , τ_2 : temps de retard entre le signal de température et le signal inclinométrique en jour (temps positif : retard de l'inclinomètre par rapport à la température ; temps négatif : « avance » de l'inclinomètre sur la température) ;

$\kappa = \tau_2 - \tau_1$: temps de retard entre les signaux travers et schuss en jour (positif : retard de schuss par rapport à travers) ; --- : détermination impossible (absence de maximum net dans un signal) ; === : absence de données. 243

Tab. IV.7 – Essai d'estimation des temps de retard entre signaux de température et inclinométriques pour la station FALW. τ_1 , τ_2 : temps de retard entre le signal de température et le signal inclinométrique en jour (temps positif : retard de l'inclinomètre par rapport à la température ; temps négatif : « avance » de l'inclinomètre sur la température) ; $\kappa = \tau_2 - \tau_1$: temps de retard entre les signaux travers et schuss en jour (positif : retard de schuss par rapport à travers) ; --- : détermination impossible (absence de maximum net dans un signal) ; === : absence de données. 244

Tab. IV.8 – Inclinaisons annuelles (entre janvier et décembre) des voies travers et schuss aux stations FALW et FALW. Les inclinaisons sont mesurées entre le début et la fin de chaque signal annuel, et sont ramenées à un intervalle de temps d'une année pleine. === : absence de données ; * : valeur incertaine (pouvant être due à des oscillations importantes dans le signal brut ayant perturbé le filtrage). 245

Tab. IV.9 – Déplacements horizontaux annuels (entre janvier et décembre) des escarpements aux stations FALW et FALW, déduits des signaux inclinométriques (projections dans le plan horizontal, centre de rotation placé à 10 m). Les azimuts de déplacement horizontal sont comptés positivement dans le sens horaire, l'origine étant prise au N ; === : détermination impossible (absence de données sur travers). 246

Tab. IV.10 – Inclinaisons cumulées de 1991 à 1996, et estimation des vitesses d'inclinaisons annuelles moyennes (V). Ces données ont été estimées d'après la Fig. IV.26, qui reflète mieux les signaux bruts que la sommation des inclinaisons annuelles. 248

Tab. IV.11 – Déplacements horizontaux cumulés des escarpements aux stations FALW et FALW, déduits des signaux inclinométriques (projections dans le plan horizontal, bras de levier de 10 m). Les azimuts des déplacements horizontaux sont comptés positivement dans le sens horaire, l'origine étant prise au N ; (*) l'absence de données sur travers en 1995 impose de considérer l'intervalle de temps 1991-94. 248

Tab. IV.12 – Caractéristiques des deux plus importants séismes régionaux survenus entre 1991 et 1996. 258

Tab. IV.13 – Déplacements des points de contrôle des stations FALW et FALW entre 1993 et 1996 (rapport n°33/96 Ardizzi, Orsel, Eksterowicz). X, Y, Z : déplacements exprimés dans un repère cartésien local orienté parallèlement au repère Lambert ; Ah : amplitude du déplacement horizontal ; Azh : azimut du déplacement horizontal (origine des angles au N, angles comptés positivement dans le sens horaire). 259

Tab. IV.14 – Evaluation approximative de la distance du centre de rotation par la combinaison inclinométrie – topométrie durant la période 1993 - 1996. 264

INTRODUCTION

Dans les massifs calcaires des Alpes, nombreux sont les versants qui présentent des signes d'instabilité actuelle ou des traces d'instabilités anciennes aujourd'hui consolidées. La manifestation la plus évidente de l'instabilité d'un escarpement calcaire est la chute de blocs, comme en témoignent les nombreux éboulis parfois imposants situés au pied des parois, et les surplombs et blocs en position instable présents sur les escarpements. La chute de blocs est par nature instantanée, même si des périodes de crise sont souvent observées. Il s'agit donc d'un phénomène fondamentalement discontinu dans le temps. Elle peut aller de la simple chute de pierres, manifestation la plus superficielle de la désagrégation de la paroi, à l'effondrement en masse modifiant profondément son aspect. Mais les escarpements des massifs calcaires montrent également souvent des lames de parois verticales isolées de l'escarpement principal. La distance entre ces morceaux d'escarpement et l'abrupt principal est très variable. Sans vouloir préjuger d'une dynamique systématique, un déplacement de ces masses peut généralement être soupçonné au regard des anomalies topographiques souvent présentes autour de la paroi.

La vérification de cette hypothèse, et le cas échéant la quantification du déplacement de ces masses rocheuses détachées de la masse principale, constitue l'objet de ce mémoire. Pour cela, nous nous sommes appuyés sur deux exemples de terrain situés en Haute-Savoie : Allèves et Passy. Le versant d'Allèves, situé dans le massif subalpin des Bauges, constitue le versant S de la Montagne du Semnoz, en rive droite du Chéran. Le versant de Passy, où des instabilités millénaires sont connues, forme l'extrémité méridionale du massif de Platé, en rive droite de l'Arve. Les escarpements étudiés présentent des lithologies comparables. Ils sont en effet constitués de calcaires massifs peu stratifiés, c'est-à-dire formés de bancs épais : Valanginien calcaire pour Allèves, Urgonien pour Passy.

Nous avons étudié ces déplacements grâce à deux types de méthodes donnant accès à des informations sur les mouvements en surface. La géodésie a été utilisée sur le versant d'Allèves. Outre les techniques classiques, la distancemétrie et le nivellement, le G. P. S. a été employé sur l'ensemble du versant. Les mouvements des escarpements rocheux proprement dits, les Tours Saint-Jacques, ont été évalués grâce à la combinaison des mesures distancemétriques et des mesures G. P. S. En ce qui concerne les mouvements de l'escarpement de Passy, ils ont été étudiés grâce à des inclinomètres de précision, qui fournissent des données sur les basculements que peut subir l'abrupt. L'instrumentation automatique installée sur ce site permet de recueillir des mesures en continu au pas horaire. L'étude de ces deux sites a été possible grâce au concours du service de Restauration des Terrains en Montagne (R. T. M.) de Haute-Savoie.

Ce mémoire se compose de quatre chapitres largement indépendants. Le premier chapitre présente les principales caractéristiques des instabilités de versant dans les masses calcaires peu stratifiées. Le deuxième chapitre est consacré aux techniques qui permettent actuellement l'étude des mouvements de terrain. Les deux derniers chapitres sont consacrés aux sites étudiés. Le troisième chapitre présente les travaux effectués sur le versant d'Allèves. Le quatrième chapitre traite du site de Passy.

INTRODUCTION

CHAPITRE I

La déstabilisation des escarpements calcaires

INTRODUCTION

Les talus d'éboulis présents au pied des parois calcaires témoignent de la désagrégation de ces escarpements sous forme de chutes de blocs. Celles-ci peuvent prendre la forme de chutes de blocs isolés, ou lorsque le volume déstabilisé est plus important, celle d'une « coulée de blocs » qui possède alors une dynamique propre. *Nous désignerons sous le terme éboulement au sens large tous ces phénomènes.* D'autres phénomènes d'instabilité peuvent être mis en évidence par les observations, comme le détachement lent d'une partie d'escarpement. Ces mouvements progressifs, qui sont l'objet de cette étude, s'observent surtout lorsque le calcaire se présente en bancs épais, où la stratification est peu visible. Dans le cas d'un milieu très stratifié, le détachement de masses importantes est concurrencé par la chute de blocs. Ce chapitre est consacré à l'étude des mécanismes conduisant à la déstabilisation d'un escarpement calcaire formé de bancs épais, et à la modélisation de la stabilité d'un tel escarpement.

1. OBSERVATIONS NATURELLES DES MECANISMES MIS EN JEU LORS DE LA DESTABILISATION

1.1. Les phénomènes d'instabilité : éboulements et déplacements progressifs d'une masse rocheuse

La classification des manifestations d'instabilité de versant a été traitée en détail par de nombreux auteurs. De très nombreuses classifications existent, qui dépendent des critères de reconnaissance utilisés et de l'optique dans laquelle elles ont été réalisées. Dans les classifications générales des glissements de terrain (par exemple Bombard, 1968 ; Skempton & Hutchinson, 1969 ; Humbert, 1972 ; Mougou, 1973 ; Varnes, 1978 ; Montjuvent & Marnezy, 1986 ; Giraud, 1990 ; Selby, 1993), les instabilités de parois rocheuses ne représentent que des cas particuliers. Certaines classifications ont été dressées dans l'optique d'une application particulière telle la géotechnique (par exemple Colas & Pilot, 1976 ; Bieniawski, 1979 ; Millies-Lacroix, 1981 ; Tsimbaos & Telli, 1992). La terminologie utilisée pour désigner les différents éléments d'une masse instable varie d'un auteur à un autre, aussi une terminologie de référence a-t-elle été fixée en 1990 par l'I. A. E. G. (International Association of Engineering Geology) (IAEG, 1990). Une étude bibliographique détaillée des différents phénomènes d'instabilités comprenant une synthèse de données quantitatives concernant les vitesses d'évolution, lorsque de telles données existent, peut être trouvée dans Saunders & Young (1983).

Les problèmes liés à la classification sortent du cadre de notre étude, aussi nous contenterons-nous de distinguer les deux grandes formes de phénomènes d'instabilité des escarpements calcaires que sont pour nous les *éboulements* (au sens large), et les *déplacements progressifs* d'une masse rocheuse. Schématiquement, nous pouvons distinguer 3 cas :

- lorsque les pendages sont *favorables* (Fig. I.1a), le détachement des masses (blocs ou masses plus importantes) se fait en général par glissement suivant des plans de stratification (exemples du Granier cf. 1.1.1.2.1, de Longarone cf. 1.1.1.2.2, des Fècles cf. 1.1.2.1). Les surfaces de glissement sont donc des structures planes et héritées ;
- lorsque les pendages sont *à contre-pente* (Fig. I.1b) (exemple du Dérochoir cf. Tab. I.1), des surfaces de glissement circulaires sont généralement observées. Ces surfaces sont néoformées, mais peuvent être guidées par des fractures préexistantes ;

- en domaine *subtabulaire* (Fig. I.1c), les deux mécanismes précédents peuvent se rencontrer (exemple de Chuska Mountains cf. 1.1.2.2).

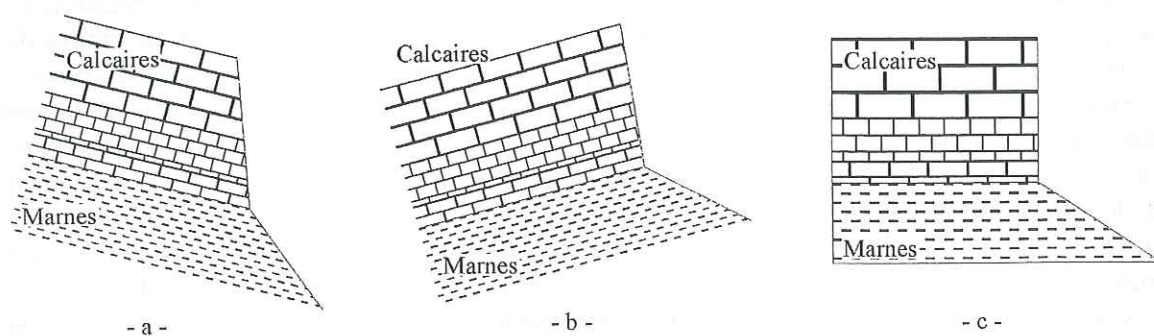


Fig. I.1 – Escarpements et orientation de la stratification en milieu calcaire (vues en coupe). (a) : pendages dans le sens de la pente ; (b) : pendages à contre-pente ; (c) : domaine subtabulaire.

1.1.1. Les éboulements

Selon Whalley (1984), le terme « rockfall » (littéralement : *chute de blocs*, qui peut être traduit également par *éboulement*) désigne à la fois des *chutes de blocs isolés* et des *éboulements en masse*. La chute de blocs isolés constitue cependant un phénomène fondamentalement différent de l'éboulement en masse, non seulement par l'ampleur de l'évènement, mais aussi par sa dynamique, et même par ses causes. Une distinction entre ces deux types d'éboulements est donc nécessaire. Mais il n'est pas possible de déterminer un critère de passage d'un phénomène à l'autre (cf. 1.1.1.1).

1.1.1.1. Chutes de blocs isolés

Un massif stratifié calcaire se compose d'une succession de niveaux peu compétents (marnes au sens large), et de niveaux plus résistants (calcaires au sens large). Alors que les marnes se traduisent généralement dans la topographie par un talus de pente moyenne, les calcaires présentent souvent un escarpement plus raide, voire vertical. L'observation des parois calcaires en domaine subtabulaire montre de très nombreuses traces de chutes de blocs dont les cicatrices récentes sont pour une grande part les *surplombs* que l'on peut voir sur l'escarpement (Fig. I.3). Ceux-ci sont de toutes les tailles : centimétriques (Fig. I.2) à décimétriques (Fig. I.3), mais présentent une forme géométrique assez constante, limitée en général par quatre plans (Fig. I.4) :

- un toit subhorizontal, trace d'une rupture suivant un plan de stratification (Fig. I.3 et plan 1 sur la Fig. I.4). Ce plan est hérité ;
- deux plans pénétrants dans l'escarpement qui limitent latéralement le bloc détaché (plans 2 sur la Fig. I.4a). Certains *surplombs* sont limités latéralement par un ou deux plans obliques (Fig. I.3), qui peuvent être la trace de joints obliques ou de failles. Ces plans peuvent être hérités ou néoformés ;
- un plan vertical subparallèle à l'escarpement qui limite la rupture en profondeur (Fig. I.3 et plan 3 sur la Fig. I.4b). Ce plan est hérité ou néoformé ;

Les éboulis situés au pied des parois contiennent des blocs de toute taille (Francou, 1988), les plus gros étant en général de forme parallélépipédique assez constante. Un bloc limité par 6 faces constitue donc l'élément de base de la désagrégation d'un escarpement calcaire.

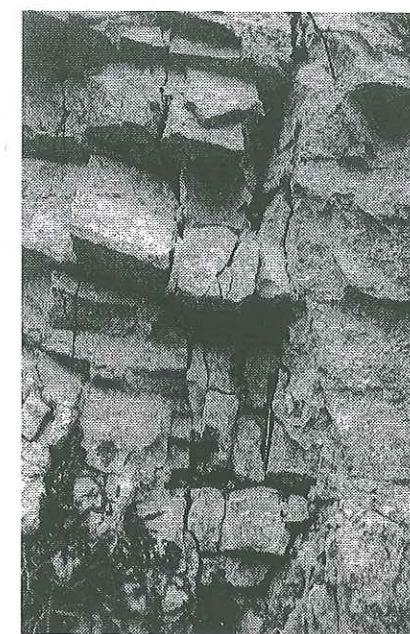


Fig. I.2 – Découpage centimétrique du calcaire (Valanginien des Tours Saint-Jacques, Allèves, cf. chapitre III), se traduisant par de nombreux *surplombs*.

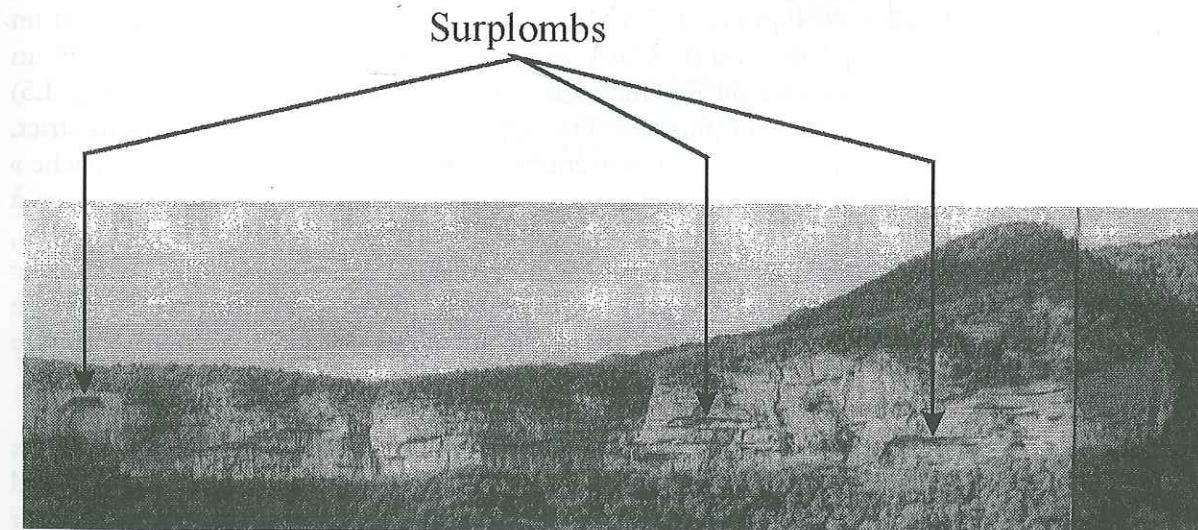


Fig. I.3 – *Surplombs* décimétriques dans la barre urgonienne de la Montagne de Bange (cf. site d'Allèves, chapitre III).

Les blocs sont limités en profondeur par un joint généralement parallèle à l'escarpement vertical (plan 3 sur la Fig. I.4b). Ces joints s'observent dans toutes les roches calcaires en domaine subtabulaire. Leur extension latérale et verticale est très variable et évolue dans le temps, notamment en fonction des blocs déjà détachés. Si l'extension latérale est faible (quelques

centimètres à quelques dizaines de mètres, L sur la Fig. I.4a) et que le joint n'atteint pas la base de l'escarpement, des chutes de blocs individuels sont généralement observées.

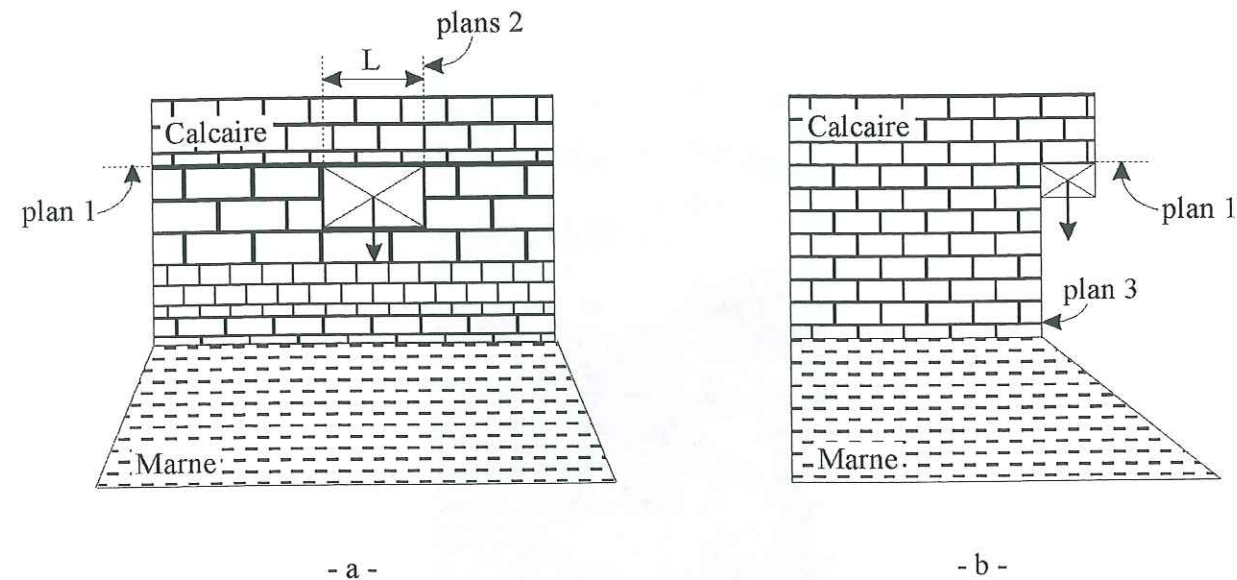


Fig. I.4 - Chute de bloc en milieu calcaire subtabulaire. (a) : vue de face ; (b) : vue en coupe. Explications dans le texte.

Dans le cas d'une extension latérale plus importante, et si le joint traverse toute la formation calcaire, un pan entier d'escarpement peut s'écrouler. De nombreux exemples existent, tels celui de Vérel (Savoie) où en 1974 un morceau d'escarpement Tithonique a cédé le long d'une fracture parallèle à l'abrupt initial (5 m d'épaisseur, 50 m de large, 30 m de haut soit un volume de 7500 m³) (Goguel, 1980), ou de Claix (Isère) qui a mis en mouvement en 1995 un volume de 7000 m³ (marno-calcaires du Kimméridgien et calcaires à faciès tithonique, Fig. I.5) (Bertran, 1996). Le phénomène ne peut plus alors être appelé chute de blocs isolés au sens strict. Comme le remarque Bertran (1996), un comportement en masse (phénomène d'« avalanche » entraînant un granoclassement du talus, Fig. I.5) peut apparaître pour des volumes inférieurs à ceux prévus par certains travaux théoriques (100000 m³, d'après Rochet (1987)). Ce phénomène, intermédiaire entre chute de blocs isolés et éboulement en masse proprement dit, pourrait donc être assez fréquent. L'altération des débris pourrait masquer les traces d'évènements anciens de cette nature. L'importance de ce phénomène dans le façonnement des talus pourrait donc être sous-estimée (Bertran, 1996).

Ce mécanisme de chute de blocs limités par des plans de stratification et des joints subverticaux se rencontre également dans un contexte très différent qui est celui du littoral calcaire (Angeli *et al.*, 1992 ; Moon & Healy, 1994). Un effet de sape des formations basales par l'action de la mer en est alors l'origine. Des chutes de blocs conditionnées par un découpage comparable s'observent aussi dans les formations volcaniques (Culshaw & Bell, 1992 ; Vidal *et al.*, 1996), même si l'origine des joints verticaux est alors clairement thermique et que les plans de stratification sont constitués par l'interface avec des niveaux plus tendres. Le découpage qui limite les blocs apparaît donc lié essentiellement aux propriétés mécaniques de l'empilement de roches aux compétences très différentes.

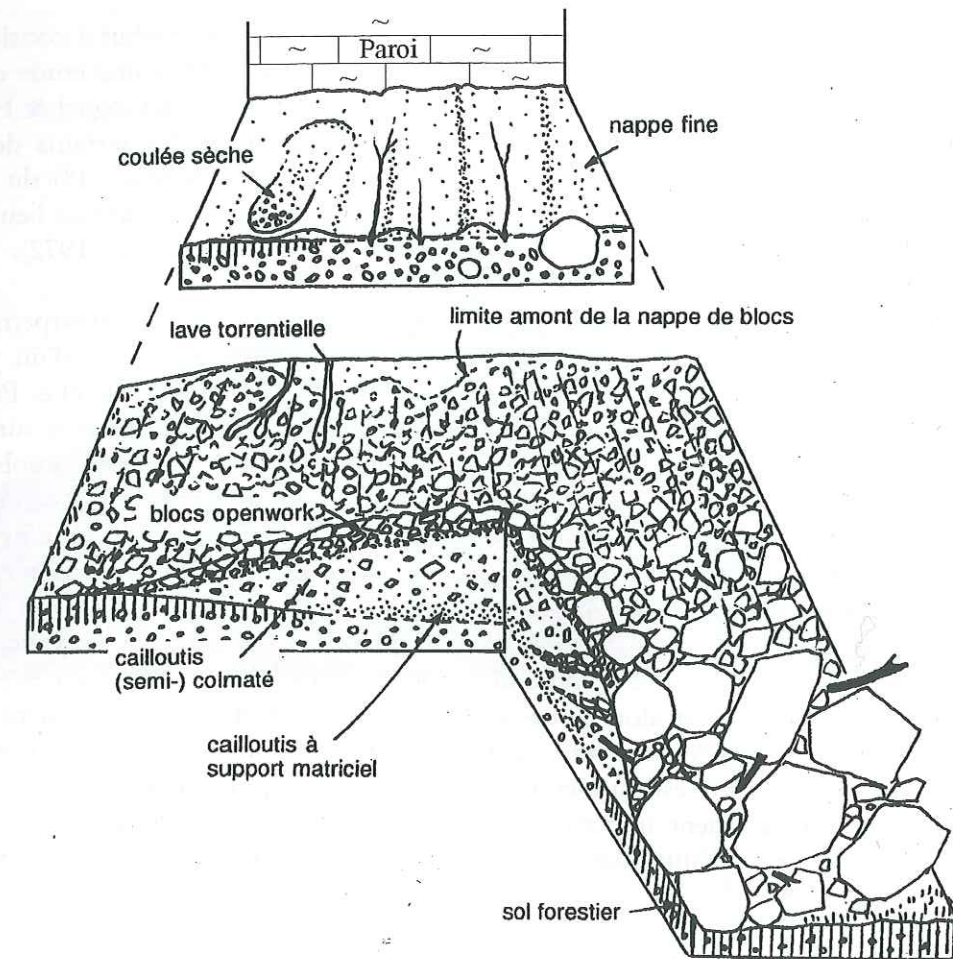


Fig. I.5 - Zone d'accumulation des débris de l'éboulement de Claix (Isère). Les éléments de la couche colmatée sont orientés dans le sens de la pente alors que l'orientation des blocs de surface est aléatoire (d'après Bertran, 1996).

1.1.1.2. Eboulements en masse

Nous allons illustrer le phénomène d'éboulement à grande échelle grâce à deux exemples relativement récents : l'écroulement du Mont Granier (Savoie, France), et celui du Mont Toc (Piemont, Italie).

1.1.1.2.1. Mécanisme d'un grand éboulement : l'exemple du Mont Granier (Savoie, France)

L'écroulement du Mont Granier (Savoie)¹ est l'un des plus importants survenus dans les Alpes au cours des temps historiques (novembre 1248, 500 millions de m³). Il a affecté un escarpement aujourd'hui presque vertical composé d'une alternance de marnes et calcaires du Néocomien dont le sommet (1933 m) est formé par un important abrupt de calcaires urgoniens massifs (Fig. I.6a). Le pendage général de l'ensemble est de 11° vers le NE, direction dans laquelle se sont répandus les matériaux éboulés (Fig. I.6b), selon une forme de coulée. Ils ont enseveli plusieurs villages, donnant naissance à une topographie cahotique, les « abîmes de Myans », décrits par Guillomin (1937).

¹ Une partie des récits collectés après la catastrophe et traduits en français peut être trouvée dans Berlioz (1987).

La surface de glissement suit la stratification à l'intérieur du Malm inférieur, sans qu'il soit possible de la localiser précisément. Cette formation calcaire en fines strates comporte de nombreux niveaux fins argileux (Fig. I.7b). Au niveau de la surface de glissement les roches sont extrêmement fracturées. En novembre 1960, 700 000 m³ de roches de la rive gauche s'éboulent dans la retenue, donnant naissance à une fissure longue de 2.5 km vers 1100 m d'altitude. Cette fissure constitue la limite du départ en masse de 1963 (Desvarreux, 1970).

Les variations du niveau de la retenue et celles de différents piézomètres ont permis de mettre en évidence une évolution de la perméabilité des roches durant les années précédant la catastrophe. Les roches sont devenues perméables à grande échelle à partir de juillet 1962, soit 16 mois avant l'événement (Desvarreux, 1970). Enfin, le déplacement de certains repères implantés sur le site montre une évolution rapide durant les mois qui ont précédé l'éboulement en masse (Fig. I.8).

Si l'origine directe de l'éboulement peut être recherchée dans les variations de charge hydrostatique dues à la retenue artificielle, comme le montrent de nombreux exemples (Vibert, 1987), il n'est pas possible d'ignorer qu'un glissement ancien se soit déjà produit sur le site. La recherche systématique des traces de mouvements anciens apparaît donc primordiale (Antoine *et al.*, 1971).

L'éboulement de 1963 a duré environ 1 minute, et la vitesse atteinte par la masse en mouvement a été d'environ 60 km/h (Desvarreux, 1970). C'est en se basant sur ces données qu'est apparue pour la première fois l'hypothèse d'un déplacement le long d'un joint de stratification, avec réduction des frottements grâce à la vaporisation de l'eau interstitielle (Goguel & Pachoud, 1972). De nombreux autres éboulements en masse en domaine sédimentaire pourraient aussi trouver leur explication par ce phénomène. Par exemple, Goguel & Pachoud (1972) et Goguel (1980) proposent d'appliquer cette hypothèse à l'écroulement préhistorique de Flims (Suisse), décrit par Heim (1919). Ce glissement le long d'un joint de stratification dans des couches jurassiques inclinées d'une dizaine de degrés aurait mis en mouvement une masse de 11 milliards de m³.

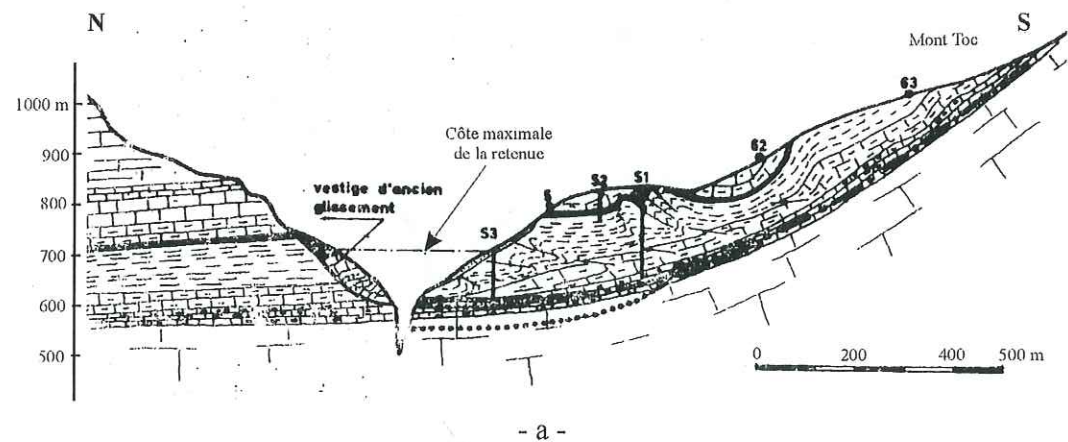
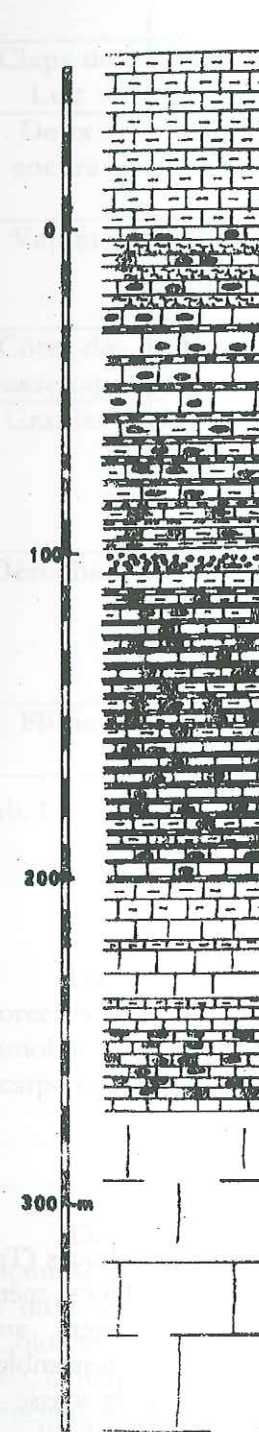


Fig. I.7 - Glissement du Vajont (Piemont). (a) : coupe à travers la retenue (Desvarreux, 1970). En pointillés : surface hypothétique de l'ancien glissement (Semenza in Desvarreux, 1970); (b) : lithologie (Desvarreux, 1970).



C 8	Scaglia : calcaires marneux rouges et gris verdâtre avec intercalations argileuses (300 m)	N'a pas participé au glissement	CRETACE SUPERIEUR
C 7-6	Calcaires et calcaires marneux parfois avec silex, gris, rougeâtres et verdâtres, avec légères couches marno-calcaires dans les inter-couches et supérieurement intercalation de marnes calcaires	Roche assez fracturée	
C 3	Conglo. calcaire à ciment marno-calc. rose		CRETACE INFÉRIEUR
C 1-2	Calcaires et calcaire marneux gris-clair, rouge violacé et verdâtre en couches de 5 à 8 cm, à lits et nodules de silice noire, avec légères couches marno-argileuses	Moins solide et plus déformable que la formation supérieure	
G 3b	Calcaires et calcaires marneux en couches de 30 à 40 cm avec intercalations marno-calcaires verdâtres	Ensemble plus rigide que la formation inférieure	MALM
G 3a	Calcaire gris en fines strates, avec petites couches et nodules de silice noire, et pellicules argileuses dans les interstrates	Ensemble fragile et relativement plastique en grand	
G 2	Calcaires oolithiques, exceptionnellement dolomitiques vers la base, compacts, à stratification indistincte ou en bancs de 1 à 4 m quelquefois conglomératiques (300 m)	Ensemble solide et rigide	DOGGER

Surface de glissement du 09.10.1963

- b -

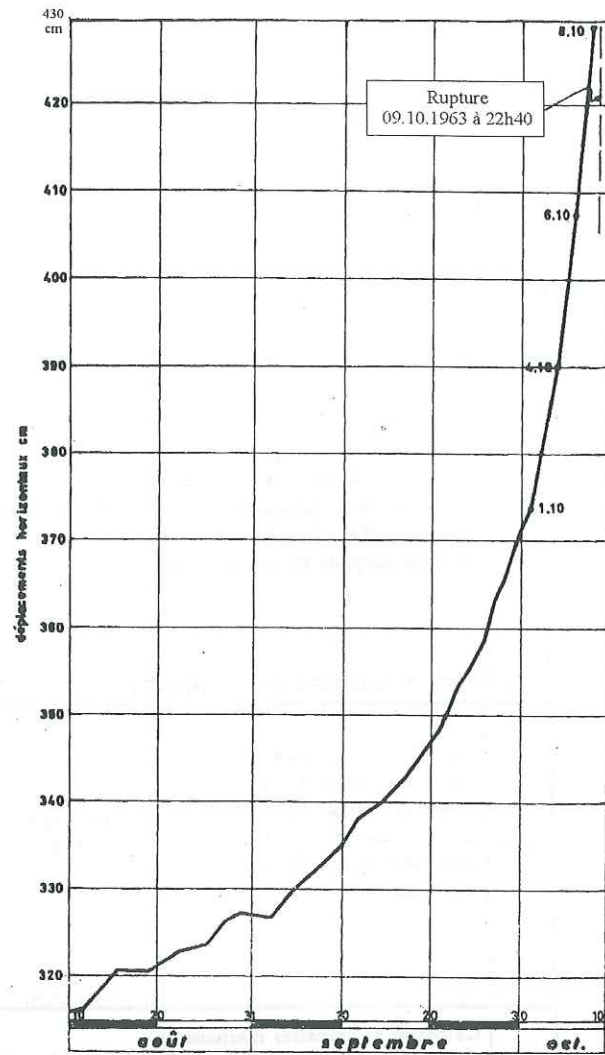


Fig. I.8 – Déplacements horizontaux d'un repère au cours des deux mois précédents l'éroulement du Mont Toc (Desvarreux, 1970).

1.1.1.2.3. Dynamique des éboulements de masse

Les grands éboulements se distinguent donc par le volume de matériaux impliqués (Tab. I.1), mais également par la dynamique du mouvement. Alors que les chutes de blocs, même importantes, alimentent en matériaux des talus d'éboulis situés immédiatement sous l'escarpement, la surface de dépôt des matériaux provenant de grands éboulements ressemble à celle laissée par une coulée. Plus le volume rocheux éboulé est important, plus la masse en mouvement acquiert un comportement de fluide. Il devient alors impossible d'isoler le comportement d'un bloc particulier, c'est l'ensemble de la masse en mouvement qui acquiert une dynamique propre. La masse d'un bloc individuel, même si elle est importante, est négligeable devant la masse en mouvement. C'est pourquoi les termes « avalanche » et « coulée de blocs » peuvent être employés. Ce phénomène, affecté par un effet d'échelle, est donc indépendant de la nature des roches ébouées. De nombreux exemples existent, affectant tous les types de roche (Goguel, 1980).

Site	Localisation	Date	Nature du terrain	Volume (millions de m ³)	Obs.	Source
Rocailles	Vallée de l'Arve	Würm	Calcaires urgoniens	?	Blocs sur moraine	Montjuvent & Marnézy, 1986
Claps de Luc	Vallée de la Drôme	1442	Calcaires tithoniques	1.2	Barrage de la vallée	Montjuvent & Marnézy, 1986
Deux soeurs	Versant E du Vercors	?	Calcaires urgoniens	70	Forme de langue en spatule	Montjuvent & Marnézy, 1986
Vajont	Piemont, Italie	1963	Dogger au Crétacé supérieur	200	Retenue artificielle	- Desvarreux, 1970 - Goguel, 1980
Côtes de Sassenage	Versant N du Vercors	?	Calcaires du Crétacé	500		Montjuvent & Marnézy, 1986
Granier	N Chartreuse	1248	Marno-calcaires du Crétacé inférieur	500	Forme de coulée	- Goguel & Pachoud, 1972 - Goguel, 1980 - Montjuvent & Marnézy, 1986
Dérochoir	Vallée de l'Arve	Post-Würm 1471 1751	Lias à Tertiaire	10000	Barrage de la vallée	- Goguel & Pachoud, 1978 - Goguel, 1980 - Montjuvent & Marnézy, 1986
Flims	Grisons, Suisse	Post-Würm	Jurassique	11000		Goguel, 1980

Tab. I.1 – Quelques exemples de grands éboulements en domaine sédimentaire dans les Alpes occidentales.

1.1.2. Les déplacements progressifs d'une masse rocheuse

Dans les massifs de couverture des Alpes, nombreux sont les versants qui présentent des morceaux d'escarpement calcaire (de toutes tailles) isolés dans la pente. Il peut s'agir de ruines immobiles de structures anciennes qui se désagrègent, ou de masses glissées provenant d'un escarpement principal situé plus haut dans le versant.

1.1.2.1. Un exemple actuel : les Fècles (Ain, France)

De hauts escarpements calcaires du Jurassique dominant la ville de Nantua (Ain). Très fracturés, ils sont parcourus de nombreux joints verticaux parallèles aux escarpements. Des blocs de différente taille se trouvent isolés de l'escarpement principal, comme ce fut le cas de la « Colonne », monolithe large d'environ 10 m et haut de 35 m, qui a été détruit en 1973. Un autre bloc, la barre des Fècles, long de 500 m, large de 50 m, se trouve en contrebas de l'escarpement principal, dont elle est séparée par un fossé large en moyenne d'une dizaine de mètres (Fig. I.9). Certains cônes d'éboulis issus de fractures bien visibles ne sont pas recouverts par la végétation, très abondante à cette altitude, et recourent des cônes plus anciens. C'est en particulier le cas à la jonction du fossé et de l'escarpement principal. Pour Goguel (1980), ces indices sont la preuve de l'activité actuelle du glissement de la barre des Fècles.

Notons qu'à quelques kilomètres au SW de ce site, l'extrémité W du lac de Sylans a été façonnée par un ancien éboulement en masse ayant barré la cluse. La niche d'arrachement est visible et de dimensions analogues à celles de la barre des Fècles (Goguel, 1980). Cependant, un

déplacement progressif ne se termine pas forcément par un éboulement en masse, comme en attestent les traces de déplacements anciens aujourd'hui inactifs examinées au paragraphe suivant.

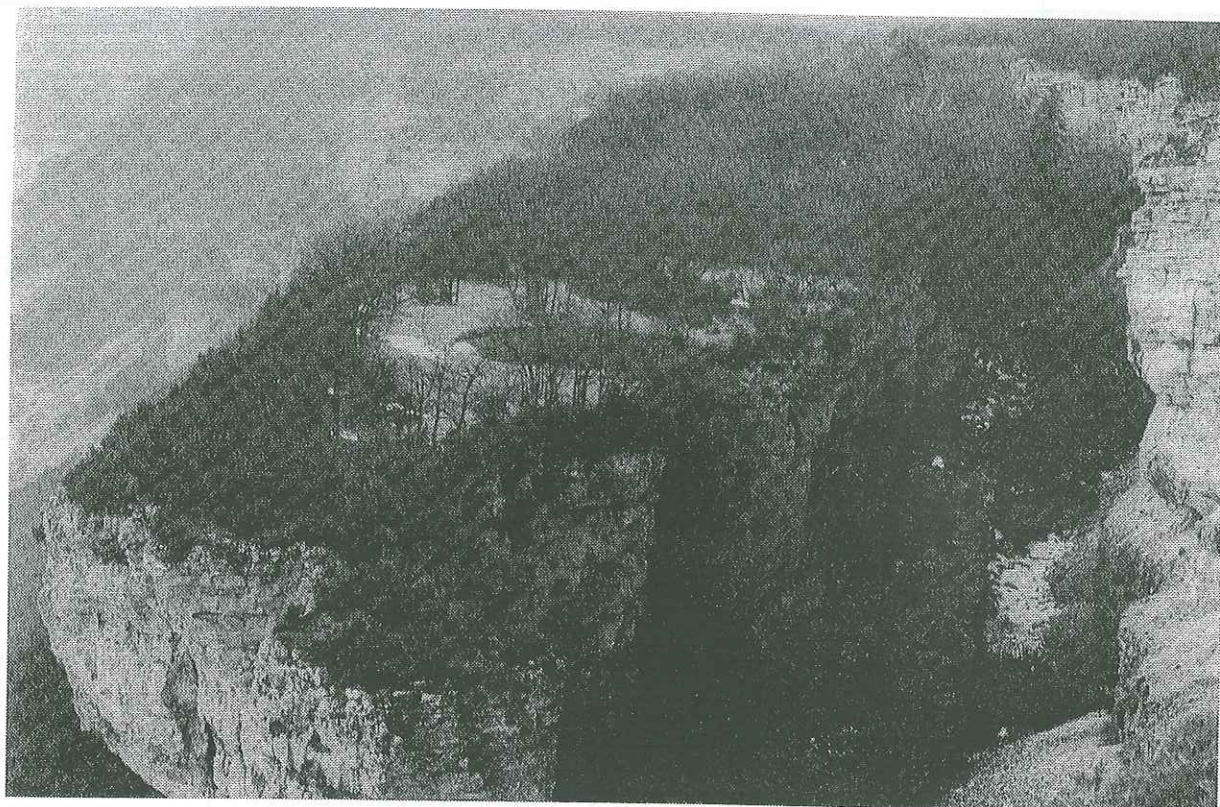


Fig. I.9 – La barre des Fêcles, à proximité de Nantua (Ain) (Goguel, 1980).

1.1.2.2. Déplacements progressifs anciens

La bordure E du Vercors présente la trace d'un vaste mouvement ancien de 2 milliards de m³ aujourd'hui stabilisé. L'escarpement sommital du plateau de Peuil de Claix (Isère) formé de calcaires urgoniens dont le pendage est à contre-pente apparaît ainsi dédoublé. Une partie de cet escarpement est séparée du reste du massif et a probablement glissé sur les marnes valanginiennes sous-jacentes, la niche d'arrachement de l'ensemble étant encore visible. Aucune trace d'activité actuelle n'a été observée. La masse glissée supporte deux moraines latérales, continues et non déformées du glacier würmien de l'Isère. Le mouvement semble donc s'être déroulé avant la glaciation würmienne qui ne l'aurait pas affecté. C'est pourquoi un âge interglaciaire Riss-Würm a été proposé pour la période d'activité du site (Montjuvent & Marnezy, 1986).

Nous pouvons citer également l'un des plus grands phénomènes d'instabilité répertoriés aux Etats-Unis, mouvement ancien qui n'est plus actif aujourd'hui. Le glissement de Chuska Mountains (Nouveau Mexique) s'étend sur 11 km de large, 40 km de long, et une altitude comprise entre 2500 et 2800 m. Il s'agit de la déstabilisation du rebord d'un plateau sédimentaire subtabulaire (grès cénozoïques reposant sur des schistes argileux crétacés) par déplacement progressif de masses rocheuses découpées selon des joints verticaux (Fig. I.10). Plusieurs phases de mouvement distinctes ont pu être reconnues au cours du Pléistocène, sans datation précise des étapes (Watson & Wright, 1963).

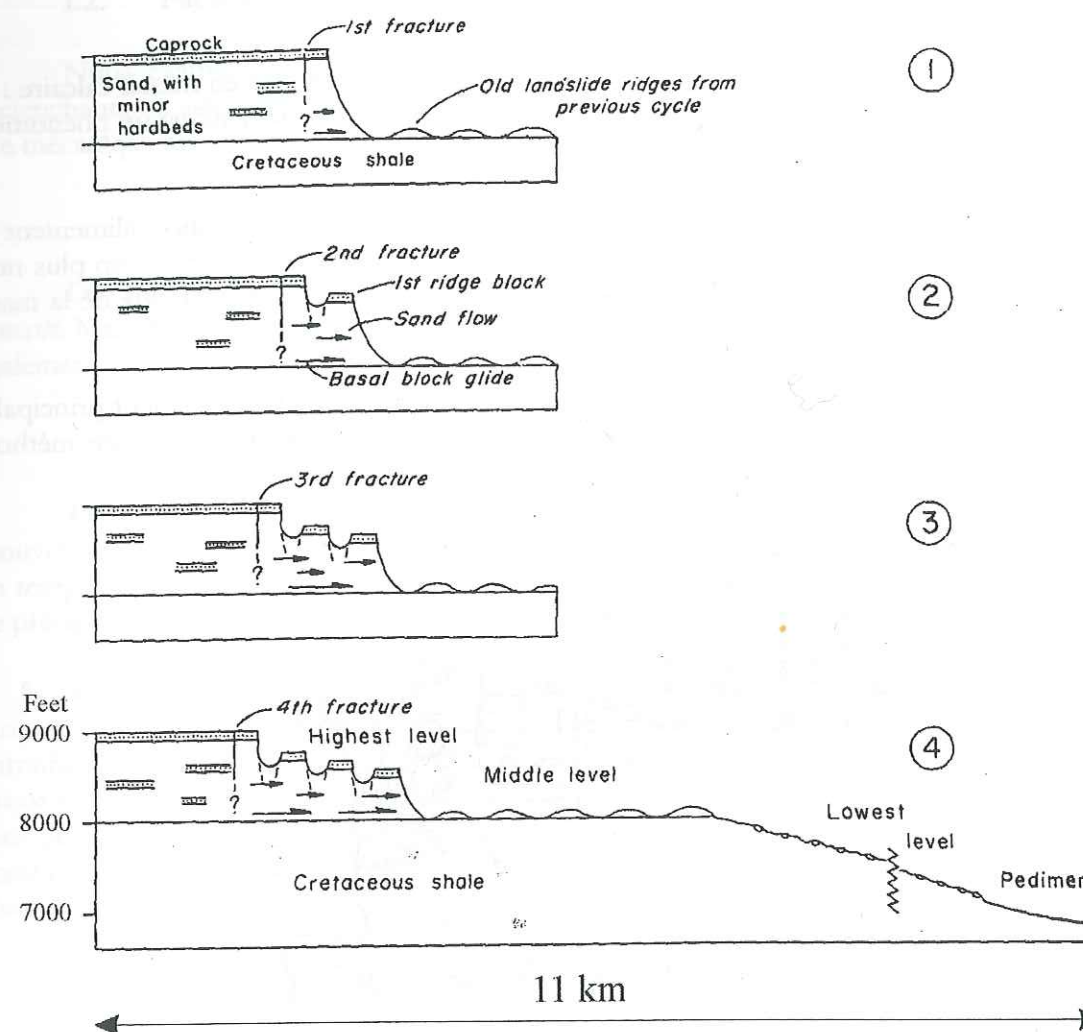


Fig. I.10 – Evolution du glissement de Chuska Mountains (Nouveau Mexique, Etats-Unis) au cours du Pléistocène (d'après Watson & Wright, 1963).

1.1.3. Fréquence des événements

L'étude de la fréquence des instabilités peut s'envisager à deux échelles de temps et d'espace. D'une part, l'étude du taux actuel de désagrégation nécessite d'observer les relations entre certains facteurs soupçonnés d'influencer la déstabilisation des versants (température, précipitations, sismicité...) et l'occurrence de l'activation des instabilités. D'autre part, pour les événements beaucoup plus rares que sont par exemple les grands éboulements, la fréquence ne peut être estimée que sur le très long terme en étudiant les traces d'événements anciens.

De nombreux auteurs, tels Antoine *et al.*, 1971 ; Malatrait, 1975 ; Martin-Cochet, 1984 ; Reitner *et al.*, 1993, s'accordent sur le fait que le recul glaciaire post-würmien a été suivi par des phénomènes d'instabilité de versant de grande ampleur affectant l'ensemble de la chaîne alpine (Fig. I.11). Les exemples de glissements anciens cités plus haut (1.1.2.2) montrent l'importance d'une datation précise des événements pour préciser l'évolution de leur fréquence. Plusieurs méthodes existent telles le Carbone 14, la palynologie, ou la dendrochronologie (Schoeneich, 1992). Il n'existe actuellement pas de données permettant de quantifier la fréquence des instabilités, car les traces d'événements anciens sont le plus souvent effacées par l'érosion.

Vogt, 1992 ; Naumann & Savigny, 1992). Plus précisément, Naumann & Savigny (1992) ont mis en évidence les relations liant l'accélération sismique, la pression intersticielle, et le déplacement critique nécessaire pour obtenir la rupture d'une masse rocheuse engendrant un éboulement, pour l'un des plus grands écroulements connus de Colombie Britannique (Canada) (Fig. I.12).

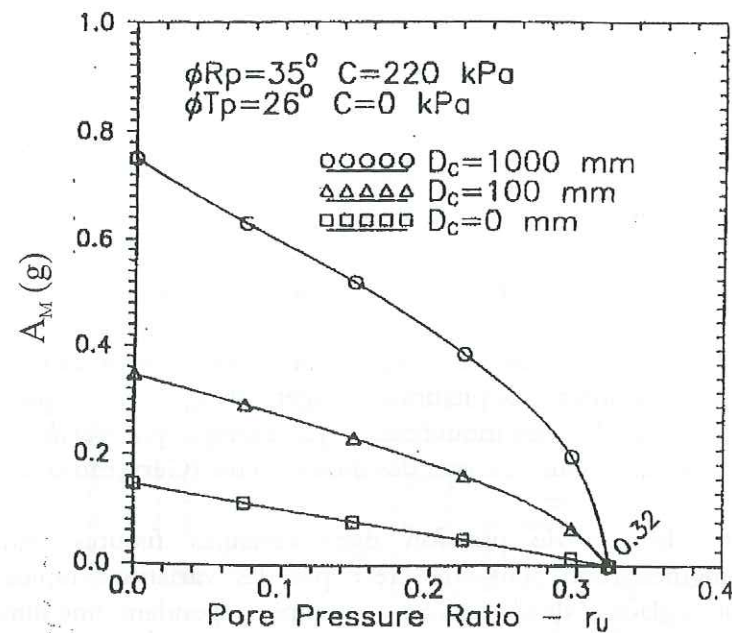


Fig. I.12 – Stabilité théorique du site de Cheam Slide (Colombie Britannique, Canada). A_M : accélération sismique ; r_u : rapport de la pression intersticielle à la contrainte totale ; D_c : déplacement critique nécessaire à l'écroulement (Naumann & Savigny, 1992).

Il ressort de cette étude que :

- pour une pression intersticielle donnée (r_u sur la Fig. I.12), plus le déplacement critique nécessaire à l'écroulement est important (D_c sur la Fig. I.12), plus l'accélération sismique doit être élevée ;
- dans le domaine des faibles pressions intersticielles ($r_u < 0.15$ sur la Fig. I.12), l'accélération nécessaire pour provoquer l'écroulement est inversement proportionnelle à la pression intersticielle ;
- dans le cas de hautes pressions intersticielles (r_u proche de 0.3 sur la Fig. I.12), de faibles séismes peuvent provoquer l'écroulement lorsque les déplacements critiques sont faibles. Pour des déplacements critiques importants, l'écroulement est beaucoup plus sensible à de faibles variations de la pression intersticielle plutôt qu'à la sismicité.

En se gardant de généraliser abusivement le cas particulier présenté, des tendances qualitatives peuvent être observées. Le climat alpin nous situe dans le domaine des pressions intersticielles élevées. La connaissance de l'influence de la sismicité nécessite donc l'estimation du déplacement critique, autrement dit des conditions de stabilité avant l'écroulement, ce qui est délicat pour des événements passés.

Dans le cas de l'écroulement du Mont Granier, Goguel & Pachoud (1972) ont proposé un faible déplacement pour l'initiation du mouvement. Il est donc raisonnable de penser qu'une

petite secousse sismique, non mentionnée dans les écrits, ait suffi à le déclencher. Cependant, la faible secousse déclenchante pourrait également avoir été causée par l'éboulement d'un pan d'escarpement, comme cela a été proposé par Goguel & Pachoud (1972). Dans le cas de faibles déplacements critiques, l'influence de la sismicité est donc pratiquement indiscernable.

1.2.2. Facteurs aggravants

Une distinction peut être faite entre des facteurs internes (dont certains sont propres au milieu calcaire) et des facteurs externes agissant sur l'escarpement.

1.2.2.1. Facteurs externes

Un escarpement est soumis de façon intense aux facteurs externes que sont essentiellement les paramètres climatiques.

1.2.2.1.1. Rôle qualitatif de l'eau liquide dans l'aggravation des instabilités

De nombreux exemples (Desvarreux, 1970 ; Duffaut & Louis, 1972 ; Vibert, 1987 ; Gervreau *et al.*, 1992 ; Pouget, 1993) témoignent des relations étroites liant la présence d'eau dans la roche et les déplacements d'un escarpement instable, quelque soit la nature de la roche considérée. Cela en fait l'un des facteurs de déstabilisation les plus importants, même si ce facteur ne peut rendre compte de tous les cas d'instabilité (Noverraz & Bonnard, 1992).

Dans un massif calcaire, l'essentiel de l'eau est stockée au-dessus des formations marneuses imperméables après avoir traversé les bancs calcaires très perméables. L'eau contenue dans un versant provient donc de fuites ou exutoires de réservoirs internes, et des précipitations (ruissellement, infiltration directe).

L'eau d'infiltration peut agir avec retard sur le versant et aggraver une instabilité en l'accélérant par exemple, à certaines périodes :

- un retard saisonnier dû à la fonte du manteau neigeux fournit de grandes quantités d'eau durant un temps bref au printemps ;
- un retard peut être dû aux circulations en milieu karstique (remplissage de réservoirs et phénomènes de trop pleins par exemple).

C'est pourquoi la relation liant précipitations et mouvements est le plus souvent un phénomène non linéaire avec mémoire. Comme le soulignent Gervreau *et al.* (1992), il est utile de considérer le problème en deux étapes : la relation liant les précipitations au niveau piézométrique, puis celle liant le niveau piézométrique aux mouvements. Devant la complexité des phénomènes, de nombreux modèles semi-empiriques ont été développés (Gervreau *et al.*, 1992), dont certains sont purement statistiques (Pouget, 1993). Ces modèles, s'ils ne constituent pas une explication physique et mécanique des phénomènes, permettent de déterminer l'action des variables les plus influentes et d'effectuer des prévisions sur le comportement futur des escarpements.

En ce qui concerne le rôle de l'évolution climatique, il semble aujourd'hui acquis qu'une augmentation significative des précipitations sur une durée relativement longue (minimum de quelques dizaines d'années) conduit à une augmentation de l'instabilité des versants (Schoeneich

et al., 1996). Noverraz et al. (1998) ont observé cette tendance à l'échelle de la Suisse Romande et du Tessin.

1.2.2.1.2. Rôle qualitatif du gel dans l'aggravation des instabilités

L'action du gel sur la roche est largement reconnue comme facteur aggravant, bien qu'il soit difficile à l'échelle d'un escarpement d'isoler ce facteur comme déterminant. Les massifs calcaires des Alpes occidentales sont situés à des altitudes telles que l'eau ne gèle qu'à la surface de la roche (tout au plus quelques dizaines de cm de profondeur). La glace agit de multiples manières sur un escarpement :

- l'eau présente dans une fissure subit une expansion volumique lors de la solidification, ce qui produit des contraintes de traction sur la fissure qui favorisent son ouverture ;
- lors de sa fusion, la glace libère une quantité d'eau liquide qui vient s'ajouter à l'eau déjà présente dans le massif (cf. 1.2.2.1.1) ;
- le phénomène le plus important est sans doute celui de fatigue causée par les cycles annuels, voire journaliers, de gel-dégel qui représentent des cycles de charge-décharge de contrainte aboutissant à la diminution de la résistance à la rupture de la roche. Le printemps, et dans une moindre mesure l'automne, est le moment privilégié des manifestations d'instabilités, ce qui confirme le fait que ce sont les variations de température et non la formation de glace en elle-même qui sont responsables de la rupture.

1.2.2.2. Facteurs internes

1.2.2.2.1. Instabilité gravitaire

Nous avons mentionné la forme surplombante de nombreuses parties d'abrupts calcaires. Ces surplombs étant en équilibre instable contribuent à augmenter l'instabilité de l'escarpement (Fig. I.13). En d'autres termes, l'histoire récente de l'escarpement (chutes de blocs par exemple) est elle-même un facteur aggravant l'instabilité (phénomène du « château de cartes »).

1.2.2.2.2. Constitution du milieu

L'alternance de milieux aux compétences et aux perméabilités très différentes engendre des déformations différentes : alors que les calcaires possèdent un comportement plutôt cassant, les marnes présentent une déformation plus ductile pour les vitesses de déformation élevées qui nous intéressent ici. Les interfaces entre les formations marneuses et calcaires constituent donc des niveaux de décollement potentiels, c'est-à-dire des plans où la friction peut être réduite notamment en présence d'eau, et qui peuvent permettre le glissement des calcaires sur les marnes.

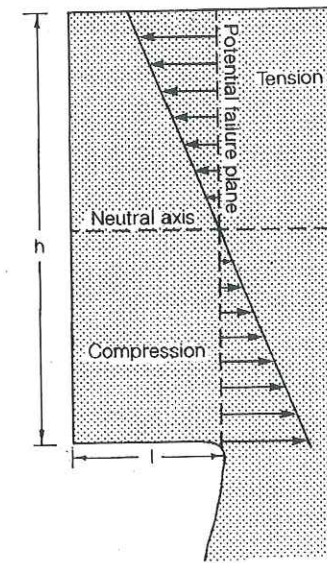


Fig. I.13 – Contraintes à l'intérieur d'un surplomb monolithique formé de roche compétente (Selby, 1993).

1.2.2.2.3. Mouvements tectoniques non sismiques

Une part de la déformation de la chaîne alpine est réalisée grâce à des mouvements tectoniques d'origine non sismique. Ces mouvements peuvent contribuer à déstabiliser certains versants soit directement (surrection, diminution des résistances à la rupture des roches), soit par l'érosion qui les suit et qui produit une décompression (élimination de la surcharge) (Fig. I.14). Par exemple, le site d'Allèves situé sur le flanc S du Semnoz (Chapitre III) est très proche du front de chevauchement subalpin. Une déstabilisation du versant due à une activité aiséismique du chevauchement n'est donc pas à exclure.

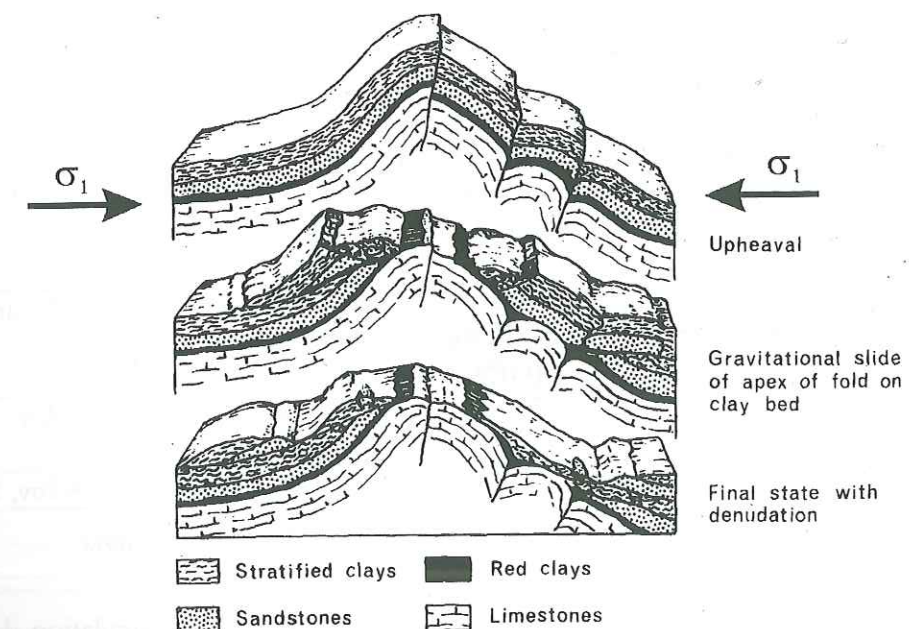


Fig. I.14 – Evolution d'un grand glissement résultant d'une compression horizontale et d'une surrection (d'après Selby, 1993).

1.2.2.2.4. Héritage tectonique et champ de contrainte actuel

Le champ de contrainte actuel s'exerçant localement sur un escarpement est caractérisé par une composante de « décompression » ayant deux origines :

- une décompression d'origine tectonique qui provient de la mise en surface de matériel préalablement enfoui. Cette décompression est liée à la surrection des Alpes et affecte tous les massifs de la chaîne. Elle se traduit par l'ouverture de fractures héritées de phases tectoniques antérieures ;
- une décompression postglaciaire qui traduit le fait que les escarpements des vallées alpines actuelles sont dans un état décomprimé depuis la déglaciation postwürmienne (ceci ne préjuge pas des mécanismes générateurs de cette décompression). Cette composante de traction vers la vallée est indépendante de l'orientation de l'escarpement, des formations géologiques, et n'est sensible qu'à proximité des versants, l'intérieur des massifs étant soumis au champ de contrainte régional. Elle constitue un facteur aggravant uniforme dans la mesure où elle est propre au climat actuel postglaciaire.

La manifestation principale de la décompression est la formation de réseaux de fractures, souvent parallèles ou subparallèles aux escarpements en milieu calcaire, qui limitent des blocs rocheux de toutes tailles et contribuent à leur déstabilisation.

2. EQUILIBRE D'UN ESCARPEMENT CALCAIRE : DE LA FRACTURATION DE LA ROCHE A L'INSTABILITE DU VERSANT

2.1. Eléments de mécanique des roches appliqués aux massifs calcaires

Une roche calcaire est une roche sédimentaire carbonatée contenant au moins 50% de calcite (CaCO₃). La présence d'argile dans des proportions variables caractérise le passage continu du calcaire à la marne. Une marne au sens strict contient entre 35 et 65% d'argile. Alors que les calcaires sont des matériaux fragiles pour les vitesses de déformation élevées qui nous intéressent, les marnes sont caractérisées à ces vitesses par une plasticité importante. Le passage continu des calcaires aux marnes en fonction de la teneur en argile induit une large dispersion des propriétés de ces roches. Les principales propriétés élastiques des termes extrêmes que sont les argiles consolidées d'une part, et les calcaires d'autre part, sont résumées dans le Tab. I.2.

	Masse volumique (10 ³ kg.m ⁻³)	Module d'Young (GPa)	Coefficient de Poisson	Source
Argiles consolidées	1.8 - 2.5	20 - 50	0.1 - 0.3	Selby, 1993
Calcaires	2.3 - 2.7	26 - 63	0.2 - 0.23	Selby, 1993

Tab. I.2 – Principales propriétés élastiques des argiles consolidées et des calcaires.

Les calcaires et les marnes se distinguent également vis-à-vis de la circulation des eaux, comme l'indique le Tab. I.3. Les marnes sont en général plus poreuses que les calcaires, mais leur imperméabilité provient du fait que les pores ne sont pas connectés, contrairement aux calcaires.

Une quantité d'eau importante peut être stockée dans les marnes, mais cette eau ne peut pas s'écouler.

	Porosité (%)	Source	Perméabilité (m.s ⁻¹)	Source
Argiles non consolidées (clay)	45 - 60	Selby, 1993	10 ⁻¹¹ - 10 ⁻⁹	Selby, 1993
	44 - 53*	De Marsily, 1981 (*porosité totale)	10 ⁻¹³ - 10 ⁻⁹	De Marsily, 1981
Argiles consolidées (shale)	5 - 15	Selby, 1993	10 ⁻¹² - 10 ⁻⁴	Selby, 1993
Calcaires	1 - 10 0.5 - 12.5*	Selby, 1993 De Marsily, 1981 (*porosité hors fissures)	10 ⁻⁷ - 10 ⁻⁴	Selby, 1993

Tab. I.3 – Porosité et perméabilité des argiles et des calcaires.

2.1.1. Anisotropies d'un massif calcaire

2.1.1.1. Anisotropie de constitution

Toute roche sédimentaire est fondamentalement anisotrope. Si les conditions de sédimentation et la diagenèse ne sont pas perturbées, l'anisotropie majeure est constituée par la stratification. Les massifs calcaires sont constitués de l'alternance de formations marneuses et calcaires marquées par des propriétés mécaniques et hydrauliques très différentes. Il est donc possible de considérer en première approximation un massif calcaire subtabulaire comme la superposition de bancs homogènes, caractérisés par leur épaisseur d_i et leur module élastique normal E_i. Nous considérerons le massif soumis à un champ de contrainte uniaxial vertical (absence de cisaillement entre les bancs) (Fig. I.15).

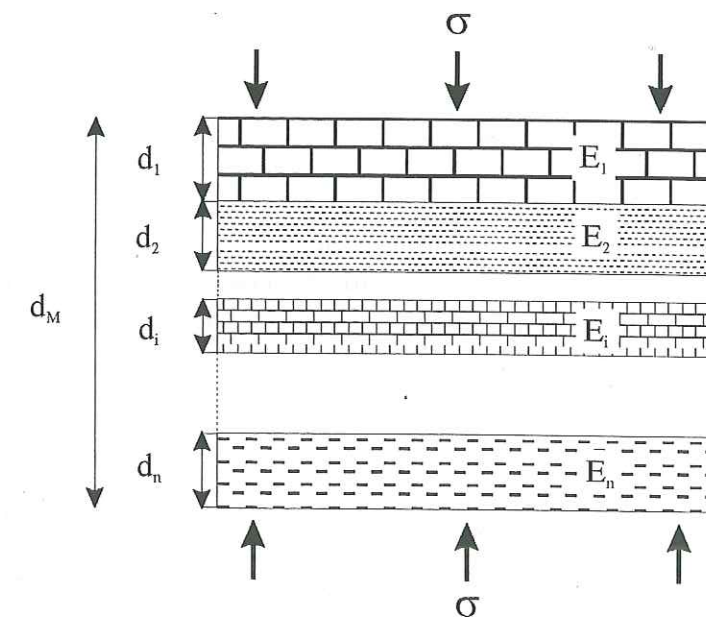


Fig. I.15 – Milieu stratifié formé de couches homogènes (d'après Rochet, 1990).

Dans le domaine des déformations réversibles (domaine élastique), le module élastique E est le coefficient de proportionnalité qui lie la contrainte appliquée et la déformation résultante. Ce paramètre caractérise donc la compétence de la roche. Des contrastes de compétences au sein d'un milieu stratifié (Fig. I.15) entraînent des contrastes de déformations pour une même contrainte appliquée. Il est donc important de comparer la compétence globale du milieu stratifié avec la compétence de chacun de ses bancs afin de déterminer l'influence éventuelle d'un banc particulier sur le comportement d'ensemble.

En considérant le massif dans son ensemble comme un milieu homogène continu équivalent de module élastique normal apparent E_M et d'épaisseur d_M , on peut montrer que (Rochet, 1990) :

$$\frac{1}{E_M} = \sum_i \eta_i \frac{1}{E_i} \quad (I.1)$$

avec : $\eta_i = \frac{d_i}{d_M}$ épaisseur relative des bancs ($\sum_i \eta_i = 1$)

Considérons le cas particulier de deux formations (calcaire, marne), cas fréquent dans les massifs subalpins par exemple, si l'on considère que toutes les marnes d'une série sédimentaire possèdent à peu près les mêmes caractéristiques mécaniques (de même pour tous les calcaires). Si E_1 désigne la compétence des calcaires, et E_2 celle des marnes :

$$\frac{1}{E_M} = \eta_1 \frac{1}{E_1} + \eta_2 \frac{1}{E_2} \quad (I.2)$$

Cette équation peut s'écrire sous la forme (Rochet, 1990) :

$$\frac{E_M}{E_1} = \frac{1}{1 + \eta_2 \left(\frac{E_1}{E_2} - 1 \right)} \quad (I.3)$$

La Fig. I.16 présente la modification du module élastique normal apparent E_M par rapport au module élastique normal des calcaires E_1 , en fonction de l'épaisseur relative des bancs marneux η_2 , pour différents contrastes de compétences E_1/E_2 , dont une valeur courante peut être prise égale à 3 (Selby, 1993). Le module élastique normal apparent chute brutalement pour des proportions même faibles de marnes, cette variation étant d'autant plus forte que le contraste entre les milieux est important. Ceci montre que *de faibles proportions de marnes suffisent à donner à l'ensemble un comportement beaucoup moins compétent que celui engendré par de fortes puissances de calcaires.*

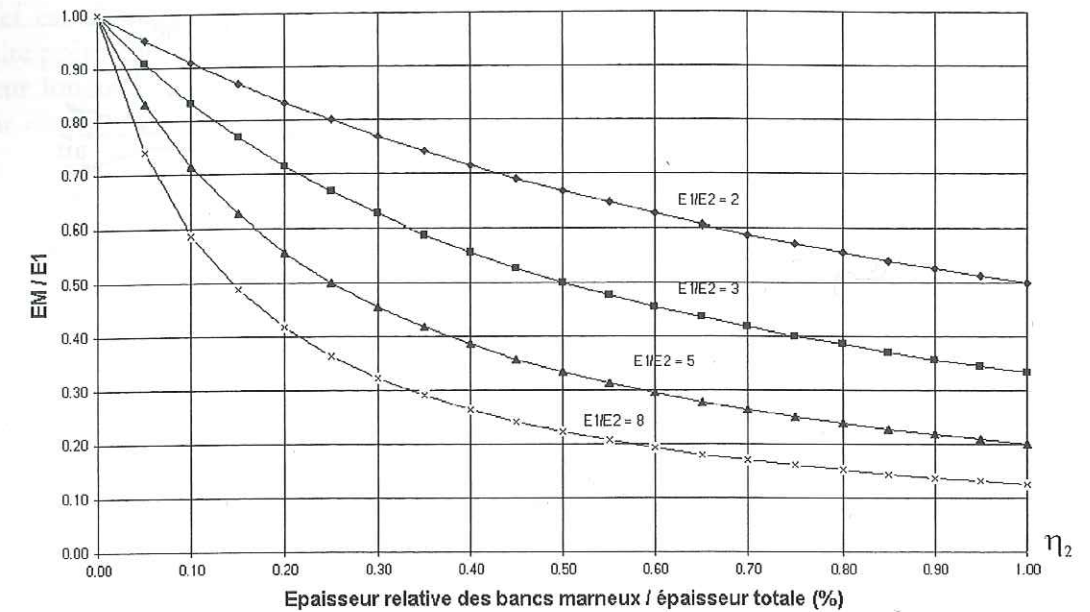


Fig. I.16 – Variation du module élastique apparent normal d'un milieu constitué par des bancs calcaires et marneux. E_M : module apparent ; milieu 1 : calcaire massif (E_1) ; milieu 2 : marnes (E_2) ; η_2 : épaisseur relative des bancs marneux (d'après Rochet, 1990).

2.1.1.2. Anisotropie liée aux fissures

Les lèvres d'une fissure qui ne comporte pas de matériaux de remplissage ne sont pas en contact sur toute leur surface, mais uniquement en un certain nombre d'endroits de faible surface, sur lesquels s'accumulent les contraintes. La Fig. I.17a montre le cas d'une contrainte normale à la fissure (compression horizontale sur des joints verticaux par exemple). La fissure peut être assimilée à une zone de faible épaisseur e comportant une alternance d'épentes possédant les caractéristiques du milieu environnant, de module élastique normal E , et de vides (Fig. I.17b). La discontinuité peut être considérée comme un milieu possédant un module élastique normal apparent E_D qui peut s'écrire (Rochet, 1990) :

$$E_D = E\xi \quad (I.4)$$

ξ désigne la proportion de surface en contact, et est définie par :

$$\xi = \frac{\sum_i s_i}{S}, \text{ avec :}$$

$\sum_i s_i$: surface de contact totale (Fig. I.17a)

S : surface totale de la fissure (zones de contact et zones non en contact)

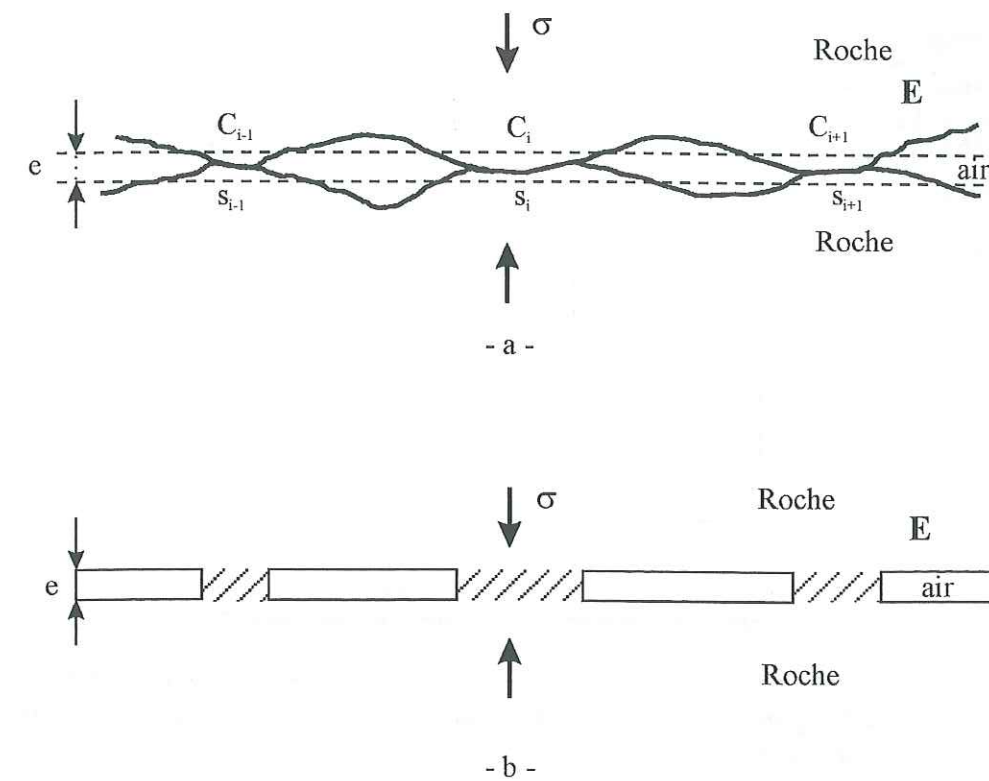


Fig. I.17 - Contact des lèvres d'une discontinuité. (a) : fissure réelle. e : écartement moyen de la fissure ; C_i : zone de contact ; s_i : surface réellement en contact ; E : module élastique. (b) : modèle de fissure (d'après Rochet, 1990).

L'équation (I.4) montre que la réduction des surfaces de contact entraîne une perte de rigidité apparente de la fissure.

L'analyse effectuée en 2.1.1.1 peut être reconduite en considérant la fissure comme un milieu de caractéristique E_D. Pour un système de fissures parallèles, on obtient (Rochet, 1990) :

$$\frac{E_M}{E} = \frac{1}{1 + \frac{\eta}{\xi}(1 - \xi)} \quad (I.5)$$

E_M : module élastique normal apparent du milieu constitué par la roche saine et les fissures ;

E : module élastique normal de la roche ;

η : ouverture relative des fissures (écartement), définie par : $\eta = \frac{\sum c_i}{d_M}$, où :

- c_i est l'ouverture des fissures (Fig. I.17) ;
- d_M est l'épaisseur totale du milieu ;

La Fig. I.18 présente la variation du module élastique normal apparent du massif en fonction de la surface relative de contact des lèvres des fissures, pour différentes valeurs de leur écartement. Le module apparent chute brutalement lorsque les surfaces en contact sont faibles.

L'effet est d'autant plus sensible que l'épaisseur des fissures est faible. Ainsi, un escarpement calcaire présentant des joints verticaux ouverts (cas extrême du modèle) sur une partie importante de leur longueur possède un comportement global considérablement moins compétent que le même escarpement sain.

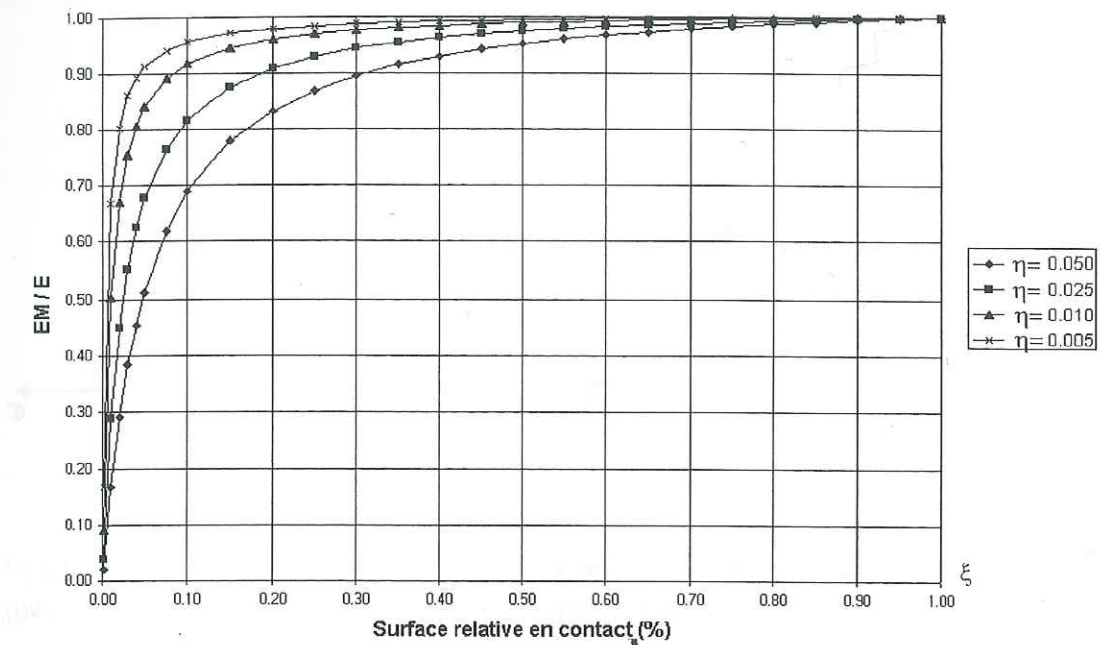


Fig. I.18 - Variation du module élastique apparent normal d'un massif comportant un système de discontinuités normales à la contrainte maximale. EM : module élastique apparent ; E : module élastique de la roche ; η : épaisseur relative des discontinuités ; ξ : surface relative en contact (d'après Rochet, 1990).

Si l'on tient compte de l'anisotropie due à la stratification, un escarpement calcaire subhorizontal parcouru de joints verticaux présente un comportement global apparent beaucoup moins compétent que les roches en présence ne pourraient le laisser supposer. L'image de l'escarpement est alors celle d'un milieu très anisotrope comportant des zones ductiles (marnes, calcaires fracturés), et des zones de comportement fragile (calcaire sain).

2.1.2. Fracturation et rupture des matériaux fragiles

2.1.2.1. Rupture macroscopique : critère de Mohr-Coulomb

La rupture d'un matériau fragile peut être déterminée macroscopiquement grâce au critère de Coulomb. La rupture a lieu en cisaillement suivant un plan donné si :

$$\tau \geq C + \sigma \tan \phi \quad (I.6)$$

τ : contrainte tangentielle au plan

σ : contrainte normale au plan

C : cohésion, caractéristique du matériau

φ : angle de frottement interne, caractéristique du matériau

L'état de contrainte dans un plan étant représenté par le cercle de Mohr, la position du cercle par rapport à la droite définie par (I.6) permet de connaître l'état de contrainte à la rupture selon l'orientation de la fracture par rapport à la contrainte principale maximale (point C sur la Fig. I.19a).

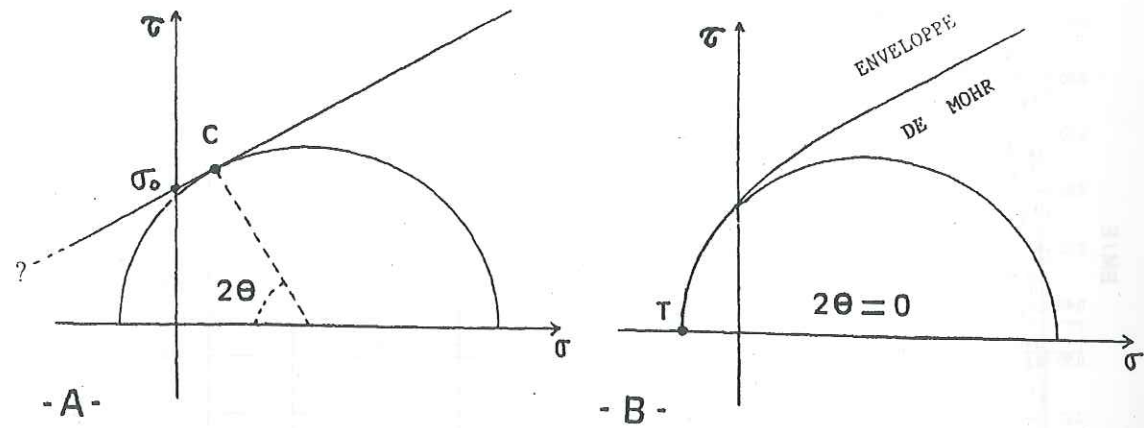
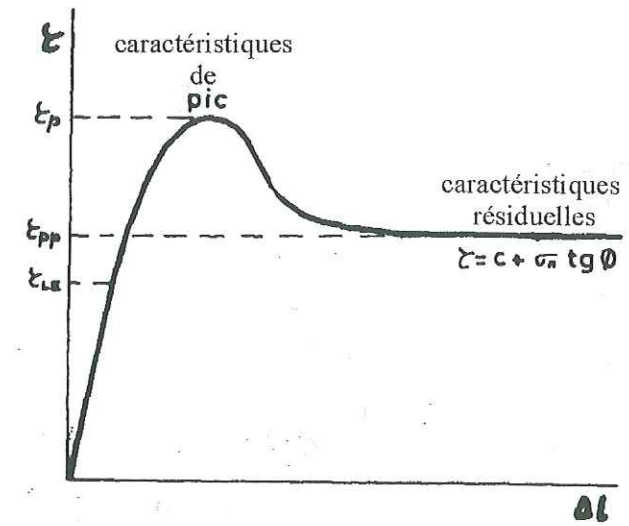


Fig. I.19 - Critère de rupture de Coulomb et cercle de Mohr. (A) : rupture en cisaillement (point C); (B) : rupture en tension (point T); θ : angle entre la fracture et la contrainte principale maximale (Bouroç, 1990).

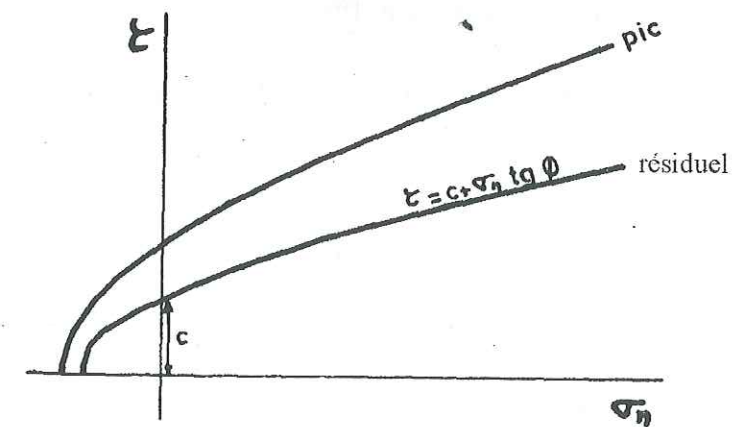
Cependant, une instabilité gravitaire se traduit essentiellement par l'ouverture de fractures en tension. Pour rendre compte d'une rupture en tension (faibles valeurs de τ), il est nécessaire de modifier le critère qui devient non linéaire dans ce domaine. Il a été prouvé expérimentalement que des fissures en tension ne peuvent se propager que lorsque l'orientation des fissures est parallèle à la contrainte principale maximale. La courbe modélisant le critère est donc modifiée pour permettre la tangence du cercle de Mohr pour $\tau = 0$. Cette courbe coupe donc l'axe des abscisses à angle droit (point T sur la Fig. I.19b).

L'utilisation du critère précédent nécessite de connaître la cohésion et l'angle de frottement interne de la roche. Deux groupes de caractéristiques peuvent être obtenues grâce à des essais de cisaillement (boîte de cisaillement ou essai triaxial) (Fig. I.20a) : les caractéristiques maximales $(C, \phi)_p$ (de pic) sont utilisées pour étudier la rupture ; les caractéristiques finales $(C, \phi)_r$ (résiduelles) sont utilisées pour étudier la stabilité (Rochet in Panet & Fourmaintraux, 1976 ; Rochet, 1990). Deux enveloppes définissant le critère de rupture (faisant intervenir les valeurs de pic et résiduelles) peuvent alors être tracées (Fig. I.20b).

Les propriétés mécaniques sont obtenues à partir d'essais de laboratoire et fournissent des indications surtout qualitatives, particulièrement en ce qui concerne les valeurs de pic (Rochet in Panet & Fourmaintraux, 1976). Les valeurs obtenues sont liées aux conditions de l'essai (effet d'échelle dû à la taille et à l'état des éprouvettes utilisées, type d'essai pratiqué...). Ces valeurs ne peuvent refléter l'état exact de la roche à l'échelle d'un escarpement, mais ce sont les seules mesurables.



- a -



- b -

Fig. I.20 - Caractéristiques mécaniques des roches obtenues à partir d'essais de laboratoire. (a) : courbe contrainte - allongement résultant d'un essai à la boîte de cisaillement (τ : contrainte tangentielle ; Δl : déplacement tangentiel) ; (b) : enveloppes du critère de rupture de Mohr - Coulomb obtenues pour les valeurs de pic et résiduelles (d'après Desvarreux, 1970).

2.1.2.2. Critère de rupture de Griffith et facteur d'intensité de contrainte

Pour expliquer la fracturation des matériaux fragiles, Griffith (1921 ; 1924) fait l'hypothèse que tout solide renferme de nombreuses fissures, et définit la propagation d'une fissure en termes énergétiques. Irwin (1957) a montré que toute rupture pouvait être décrite selon l'un des 3 modes fondamentaux que sont la traction (mode 1), le cisaillement (mode 2), et la torsion (mode 3). Il peut être montré que les composantes du champ de contrainte en un point situé à l'extrémité d'une fissure sont proportionnelles au premier ordre à un coefficient K_i , paramètre intrinsèque du matériau, baptisé *facteur d'intensité de contrainte en mode i* ($i = 1, 2, \text{ ou } 3$) (Bui, 1978 ; Labbens, 1980). En traction, qui est le mode prépondérant de fracturation des roches en

ce qui concerne les instabilités gravitaires, le facteur d'intensité de contrainte peut s'écrire (Bui, 1978 ; Labbens, 1980 ; Atkinson, 1982) :

$$K_1 = Y\sigma\sqrt{a} \quad (1.8)$$

σ : contrainte de traction

Y : facteur de forme dépendant de la géométrie de la fissure

a : demi-longueur de la fissure

Le paramètre K_1 permet d'une part de caractériser l'évolution de la fissuration, et d'autre part de caractériser la rupture de la roche lorsque $K_1 = K_{1c}$ (valeur critique).

Le critère de Griffith conduit à deux types de propagations de fissures : si $K_1 < K_{1c}$, la propagation est *stable*, c'est-à-dire que la fissure ne peut se propager que grâce à une nouvelle augmentation de la sollicitation extérieure. Si $K_1 > K_{1c}$, la propagation est *instable*, la fissure se propage instantanément même si la sollicitation est constante, conduisant à la rupture totale du solide. Mais ce critère ne rend pas compte de très nombreux faits expérimentaux, et parmi eux le fait qu'il peut y avoir *propagation lente* de fissures sous charge constante lorsque $K_1 < K_{1c}$. La vitesse de cette propagation, baptisée *souscritique* (ou subcritique), est liée à la valeur de K_1 et dépend fortement de l'environnement (en particulier de la présence de fluides). Or, il est maintenant acquis que ce type de propagation joue un rôle considérable dans l'évolution vers la rupture des roches (Atkinson, 1982 ; Atkinson, 1984).

2.1.3. Mécanismes de rupture des roches calcaires (fracturation critique)

2.1.3.1. Rôle de la constitution de la roche

2.1.3.1.1. Influence de la porosité

Henry (1978) montre une décroissance exponentielle de K_{1c} avec la porosité totale (Fig. I.21a). Cet auteur remarque que *des concentrations différentes en argile ne perturbent pas cette tendance*. Dans le domaine des roches calcaires compétentes de faible porosité ($\eta < 10\%$) qui nous intéressent ici (cf. Tab. I.3), la décroissance de K_{1c} avec la porosité (η) est à peu près linéaire. Cette décroissance de K_{1c} s'accompagne d'une décroissance du module élastique (Fig. I.21b) et de l'énergie critique d'avancement de fissure (Henry, 1978).

Nous pouvons retenir que plus la porosité du calcaire est élevée, plus la fracturation pourra s'initier et se propager facilement (K_{1c} faible).

2.1.3.1.2. Influence de la stratification

Des expériences ont été effectuées par Henry (1976) et Henry (1978) sur des micrites en propageant la fissuration dans le plan de stratification ($//$) ou dans un plan perpendiculaire à la stratification (\perp). Une propagation suivant deux directions orthogonales dans le plan de stratification conduit aux mêmes valeurs de K_{1c} . Mais le rapport $K_{1c}(\perp) / K_{1c}(//)$ est sensiblement constant et égal à 1.1. Ce résultat n'a pu être expliqué ni par l'orientation préférentielle des défauts initiaux qui semblent aléatoirement répartis, ni par la microstructure de la roche (Henry, 1978).

Ceci confirme que :

- l'axe perpendiculaire à la stratification est le *seul* axe d'anisotropie des roches calcaires non métamorphiques ;
- le plan de stratification apparaît comme le plan de *plus grande faiblesse* du calcaire (propagation plus facile de la fracturation) ;
- les plans perpendiculaires à la stratification constituent les *seconds* plans de faiblesse de la roche.

Ces résultats confirment les observations de terrain concernant les chutes de blocs et la présence de joints perpendiculaires à la stratification (cf. 1.1.1.1).

2.1.3.1.3. Influence de la fissuration initiale

L'étude de la taille et de la répartition des grains d'une part, et l'observation des fissures au microscopes d'autre part, ont permis à Henry (1978) de montrer que la rupture des roches calcaires se fait essentiellement de manière intergranulaire lorsque les grains sont petits (inférieurs à 100 μm), et intragranulaire lorsqu'ils sont très gros. Mais la présence de gros grains étant toujours associée à une *microfissuration initiale importante*, c'est cette dernière qui semble prépondérante dans l'évolution vers la rupture, la taille des grains n'étant qu'un paramètre secondaire.

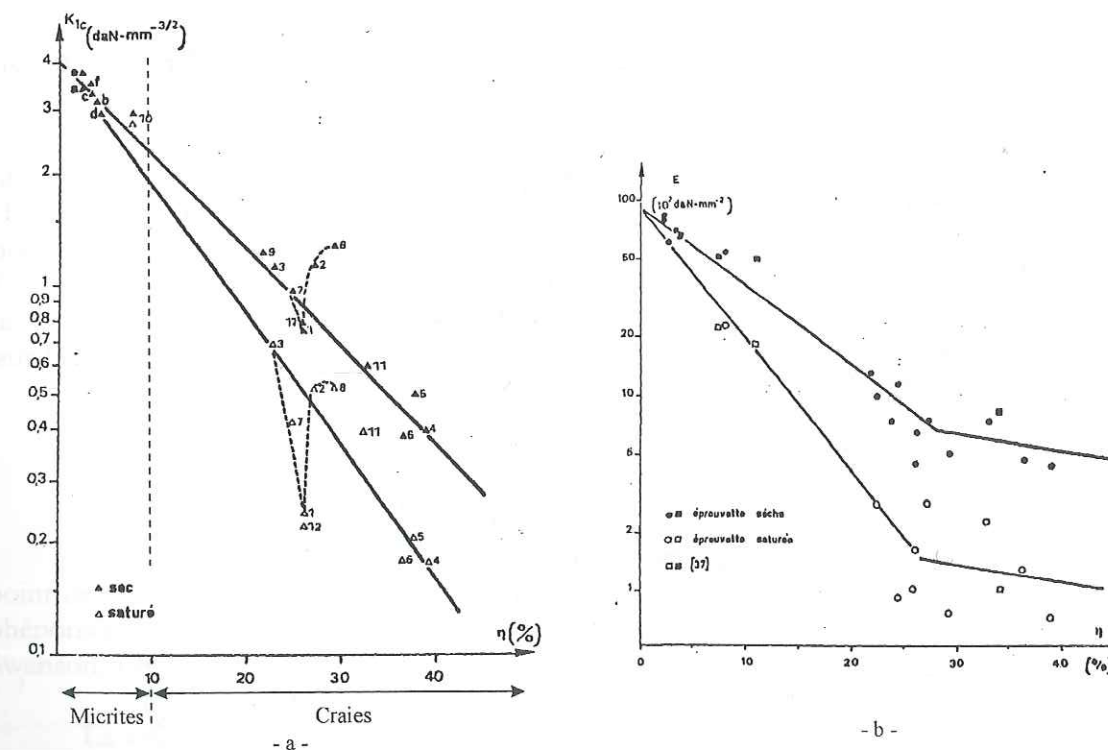


Fig. I.21 - Caractéristiques mécaniques des roches calcaires en fonction de la porosité (axe des abscisses). (a) : facteur d'intensité de contrainte critique en traction K_{1c} ; (b) : module d'Young E . Dans les deux cas l'eau utilisée est riche en CaCO_3 , pour être représentative des conditions naturelles (d'après Henry, 1978).

2.1.3.2. Rôle de l'environnement

2.1.3.2.1. Influence de la température

Des expériences menées sur des micrites montrent une décroissance de K_{1c} avec la température (Henry, 1978). Cependant, compte tenu des barres d'erreur expérimentales, la quantification de cette décroissance ne peut être connue avec précision. Selon cet auteur, la teneur en argile de la roche pourrait modifier l'influence de la température sur la fracturation. Une baisse de température rendrait la fracturation critique plus difficile dans les calcaires mais la faciliterait dans les marnes.

2.1.3.2.2. Influence de l'eau liquide

L'influence de l'eau liquide (corrosive pour les roches calcaires) sur le comportement à la rupture est soulignée par la Fig. I.21a. Les roches de très faible porosité ($\eta < 5\%$) ne voient pas leur comportement à la rupture modifié en présence d'eau. Par contre plus la porosité augmente, plus la valeur de K_{1c} est réduite en présence d'eau. La teneur en argile ne modifiant pas le comportement général vis-à-vis de la porosité selon Henry (1978) (cf. 2.1.3.1.1), nous pouvons en conclure que le seuil de rupture est abaissé en présence d'eau pour les formations calcaires et marnenses. Ceci est en accord avec le fait que de nombreuses instabilités se manifestent au printemps et à l'automne.

2.1.4. Propagation lente de fissures (fissuration souscritique)

2.1.4.1. Influence de l'eau liquide

2.1.4.1.1. Effets mécaniques de la pression hydraulique dans une roche peu poreuse

Dans une roche peu poreuse comme un calcaire à grains fins, l'eau circule à travers les fractures et s'accumule dans certaines d'entre elles, provoquant une mise en pression. La distribution des pressions dépend de l'orientation des fractures, de leur volume lorsqu'elles sont fermées, de leurs connexions. Les surpressions localisées contribuent donc à augmenter la fissuration de la roche, et ont une incidence directe sur la stabilité de la masse rocheuse. Ainsi, un apport donné de précipitations peut modifier complètement la stabilité d'une masse rocheuse suivant l'état des fractures (Fig. I.22).

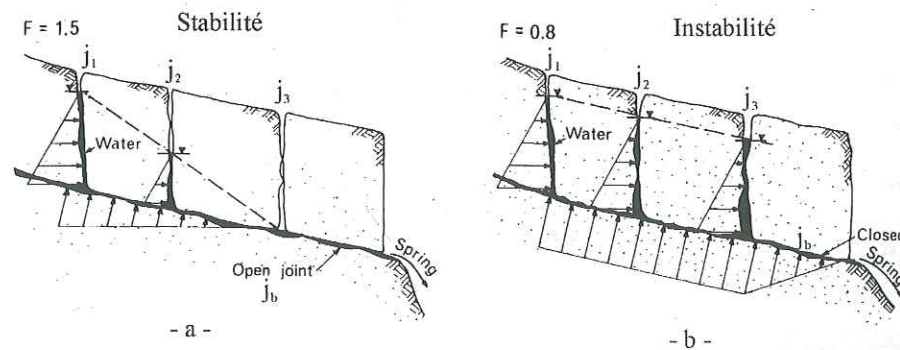


Fig. I.22 – Effet des pressions hydrauliques sur la stabilité d'une masse rocheuse peu poreuse. (a) : le joint basal (j_b) ouvert empêche l'augmentation de pression dans les fractures j_2 et j_3 , ce qui assure la stabilité de l'ensemble ; (b) : le joint basal (j_b) fermé entraîne de fortes surpressions dans les fractures j_2 et j_3 , contribuant à déstabiliser la masse ; F : facteur de sécurité (d'après Selby, 1993).

2.1.4.1.2. Effets mécaniques de la pression hydraulique dans une roche poreuse

Dans les sols et les roches poreuses saturées, l'action mécanique de l'eau et son rôle sur la stabilité des pentes sont expliqués grâce à la pression interstitielle du fluide dans les pores de la roche qui réduit la contrainte totale. La contrainte normale réelle s'exerçant sur un plan de la roche est (Terzaghi, 1936) :

$$\sigma' = \sigma - U \quad (I.21)$$

σ' : contrainte effective
 σ : contrainte totale extérieure
 U : pression de fluide

La contrainte normale étant réduite, le glissement pourra avoir lieu sur certains plans où il était impossible par frottement sec. La Fig. I.23 présente les niveaux d'eau obtenus dans des roches poreuses et non poreuses, suite à un apport d'eau donné. L'eau saturant un sol poreux se répartit sur une hauteur faible, alors qu'elle se localise dans les fractures d'une roche peu poreuse, la hauteur d'eau est alors importante (Fig. I.23).

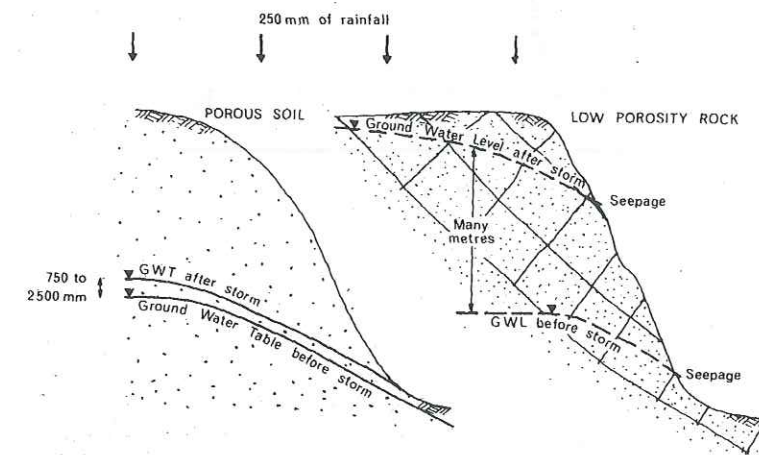


Fig. I.23 – Effet d'un même apport d'eau sur des roches et sols de porosité très différente (Selby, 1993).

2.1.4.1.3. Effets physiques et chimiques

Une synthèse bibliographique des relations entre l'eau et la fracturation des roches du point de vue physique et chimique peut être trouvée dans Kirby (1984), et des applications aux phénomènes de rupture dans la croûte terrestre dans Dietrich & Conrad, 1984 ; Segall, 1984 ; Swanson, 1984.

La vitesse de fissuration mesurée expérimentalement à température ambiante dans l'air et l'eau riche en carbonates (conditions naturelles) varie très rapidement en fonction de K_1 (Fig. I.24). Des essais menés sur différentes roches calcaires ont montré que ces courbes ont toujours la même forme et peuvent se déduire les unes des autres par translation (seule change la valeur de K_{1c}). Ceci signifie que la porosité et la granulométrie n'ont pas d'influence majeure sur la cinétique de fissuration des roches calcaires (Henry, 1978).

La Fig. I.24 montre l'influence de l'eau sur la vitesse de propagation des fissures : pour une valeur de K_I donnée (c'est-à-dire par exemple pour une charge donnée), la vitesse de propagation des fissures est très supérieure en présence d'eau plutôt que dans l'air. *L'eau liquide contribue donc fortement à la fissuration des calcaires.*

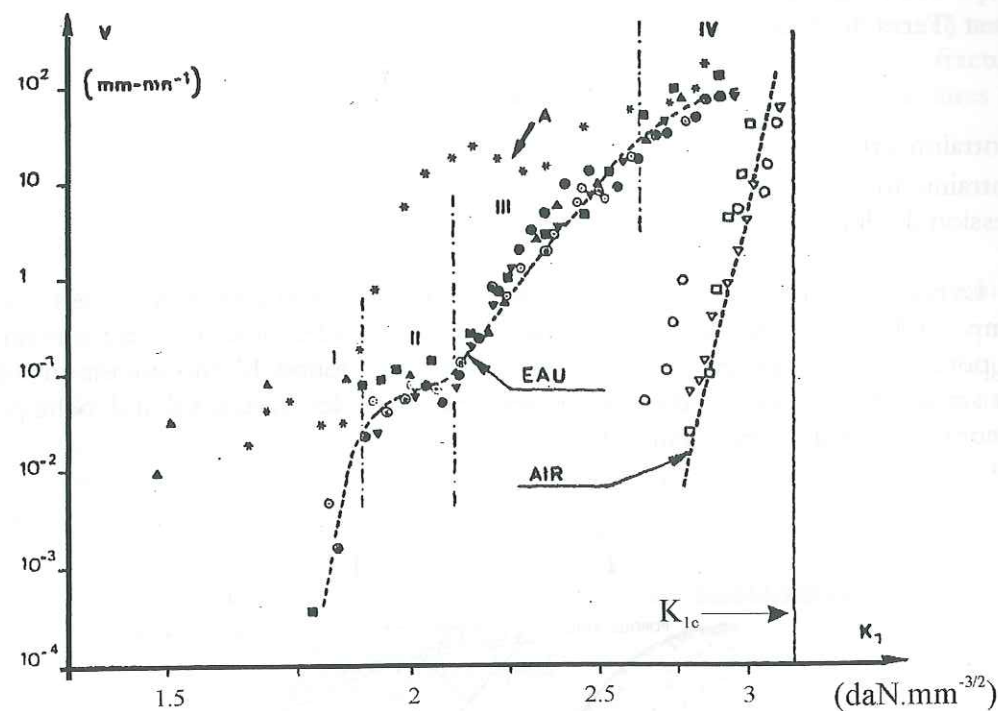
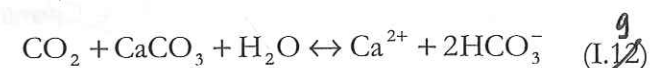


Fig. I.24 – Vitesse de propagation des fissures des roches calcaires en fonction de K_I (Henry, 1978).

Les modèles proposés pour expliquer l'action de l'eau sur la fissuration reposent sur la théorie de la *corrosion sous contrainte* développée par Charles & Hillig (1965). Les contraintes très élevées en tête de fissure accélèrent les réactions chimiques et la diffusion entre le milieu environnant et le matériau. La fissure peut alors évoluer par corrosion chimique alors que la contrainte macroscopique reste assez faible (Henry, 1975 ; Henry, 1976 ; Henry, 1978 ; Atkinson, 1982 ; Atkinson, 1984).

Les réactions chimiques les plus importantes à l'œuvre sur une roche calcaire sont celles de dissolution-cristallisation des carbonates, gouvernées par la présence de CO₂. Les principaux équilibres chimiques sont la somme de 4 équilibres, dont la résultante s'écrit (Henry, 1978 ; Selby, 1993) :



Les principaux facteurs intervenant sur ces équilibres sont le pH de l'eau, la température, la pression totale et la pression partielle de CO₂, et l'état de déformation des minéraux de la roche. La solubilité de CaCO₃ augmente avec la déformation du réseau cristallin (phénomène de dissolution sous contrainte conduisant à la formation des stylolites).

2.1.4.2. Influence des variations de température

Des expériences de laboratoire (Henry, 1978) montrent une petite activation thermique de la fissuration des roches calcaires : pour une valeur donnée de K_I , la vitesse de fissuration augmente avec la température. Mais en milieu aqueux, la solubilité de CaCO₃ diminue avec la température. Cet effet est antagoniste à l'activation thermique et rend le rôle de la température délicat à mettre en évidence.

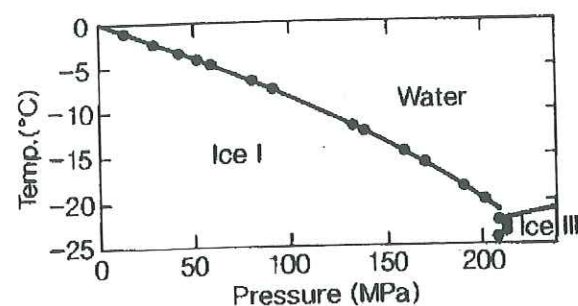
Les expériences de laboratoire, effectuées sur des roches en équilibre thermique sont loin de refléter les conditions naturelles :

- plus que la valeur de la température elle-même, c'est sa *vitesse de variation* qui contribue à la fracturation d'origine thermique (la roche ne pouvant suivre l'évolution de la température en équilibre thermodynamique). Or les conditions naturelles peuvent engendrer des variations très brutales de température dans les Alpes (le vent est à l'origine de refroidissements rapides) ;
- la répétition des amplitudes thermiques journalières, lorsqu'elles sont prises en compte, ne peuvent l'être que sur des durées extrêmement courtes. L'effet de fatigue thermique à long terme produit par les conditions naturelles peut difficilement être quantifié ;
- dans une roche en place un gradient de température existe entre la surface et l'intérieur de la roche, contrairement à un échantillon de laboratoire. Ce gradient dépend de l'albédo de la roche (qui gouverne les processus de réflexion et d'absorption de la chaleur en surface), et de sa conductivité thermique qui dépend du matériau, mais est influencée par la fracturation existante au sein de la roche.

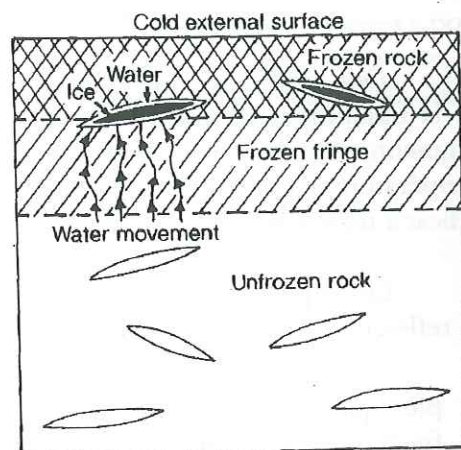
L'état de la connaissance dans ce domaine est encore assez parcellaire (Selby, 1993).

2.1.4.3. Influence de la glace

La transformation de l'eau liquide en glace produit une augmentation de 9% de son volume à 0° C (glace I), et de 13.5% à -22° C (glace III). En gelant l'eau présente dans une fissure de la roche exerce donc une pression sur les parois qui tend à ouvrir la fissure (Fig. I.25a). Walder & Hallet (1985) ont montré que ce n'est pas le changement de phase qui est responsable en premier lieu de la pression permettant l'avancement de la fissuration. La gélifraction est un phénomène *dynamique*, où l'eau liquide migre depuis des zones non gelées jusqu'aux fissures où la glace a commencé à se développer (Fig. I.25b). La lentille de glace présente dans une fissure est alors entourée d'un film d'eau liquide (quelques microns d'épaisseur). La surpression exercée par l'ensemble film + glace, et la corrosion sous contrainte due à l'eau froide dans le cas des calcaires est responsable de la progression de la fissuration, consolidée par la solidification du film.



- a -



- b -

Fig. I.25 – Gélivation des roches. (a) : diagramme pression – température de l'eau pure (Selby, 1993) ; (b) : modèle de gélifraction. L'eau liquide migre à partir de zones non gelées pour former des films liquides autour des lentilles de glace présentes dans les fissures de la roche (Selby, 1993 d'après Walder & Hallet, 1985).

Cette représentation possède plusieurs conséquences importantes puisqu'elle attribue une part importante à la circulation d'eau liquide à des températures inférieures à 0° C (Walder & Hallet, 1985 ; Selby, 1993) :

- l'action du gel sur la fissuration est d'autant plus intense que le gel est prolongé ;
- la fissuration n'est pas favorisée à court terme lorsque la température oscille autour de 0° C. La fatigue à long terme n'a cependant pas été évaluée ;
- l'action du gel sur la fissuration est atténué à très basse température (< -15° C) car l'eau est beaucoup moins mobile ;
- le gel possède la plus forte activité sur l'évolution de la fissuration pour des températures prolongées comprises entre -4° C et -15° C, et si l'eau est disponible en quantité importante ;
- dans le cas de fissures ouvertes, une faible vitesse de refroidissement est nécessaire pour que le gel ait une action maximale sur la fissuration. Une faible vitesse de refroidissement est en effet indispensable pour permettre la migration de l'eau liquide et l'action de corrosion ;
- le gel peut conduire à la rupture complète de la roche (K_{1c}) si celle-ci possède initialement des défauts de taille importante (tels que des fissures).

Dans le cas des roches calcaires des Alpes, un gel prolongé peut être observé en altitude dans une gamme de températures comprises entre 0° C et -10° C en moyenne, sur une profondeur assez faible (quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres).

2.1.4.4. Vitesse d'érosion du calcaire

Des mesures de la vitesse d'érosion actuelle du calcaire ont été réalisées en exposant des plaquettes d'un calcaire sous différents climats (Gérôme-Kupper, 1984). L'auteur a mis en évidence une augmentation systématique de la vitesse d'érosion avec la quantité de précipitations reçues (facteur le plus important), et avec la faiblesse des températures. Les vitesses d'érosion varient ainsi de 5 à 50 mm/millénaire selon le climat. Ces résultats sont en accord avec ceux concernant la fissuration, et montrent qu'un climat froid et humide contribue le plus efficacement à l'érosion des roches calcaires.

2.1.5. Conclusion

Un massif calcaire est caractérisé par son *anisotropie*, qui se manifeste le long des plans de stratification, en particulier les interfaces calcaire-marne pour les massifs peu stratifiés qui nous intéressent. Les plans perpendiculaires à la stratification sont les seconds plans de faiblesse et se traduisent par des fissures verticales en domaine subtabulaire. L'anisotropie engendre une diminution globale de compétence.

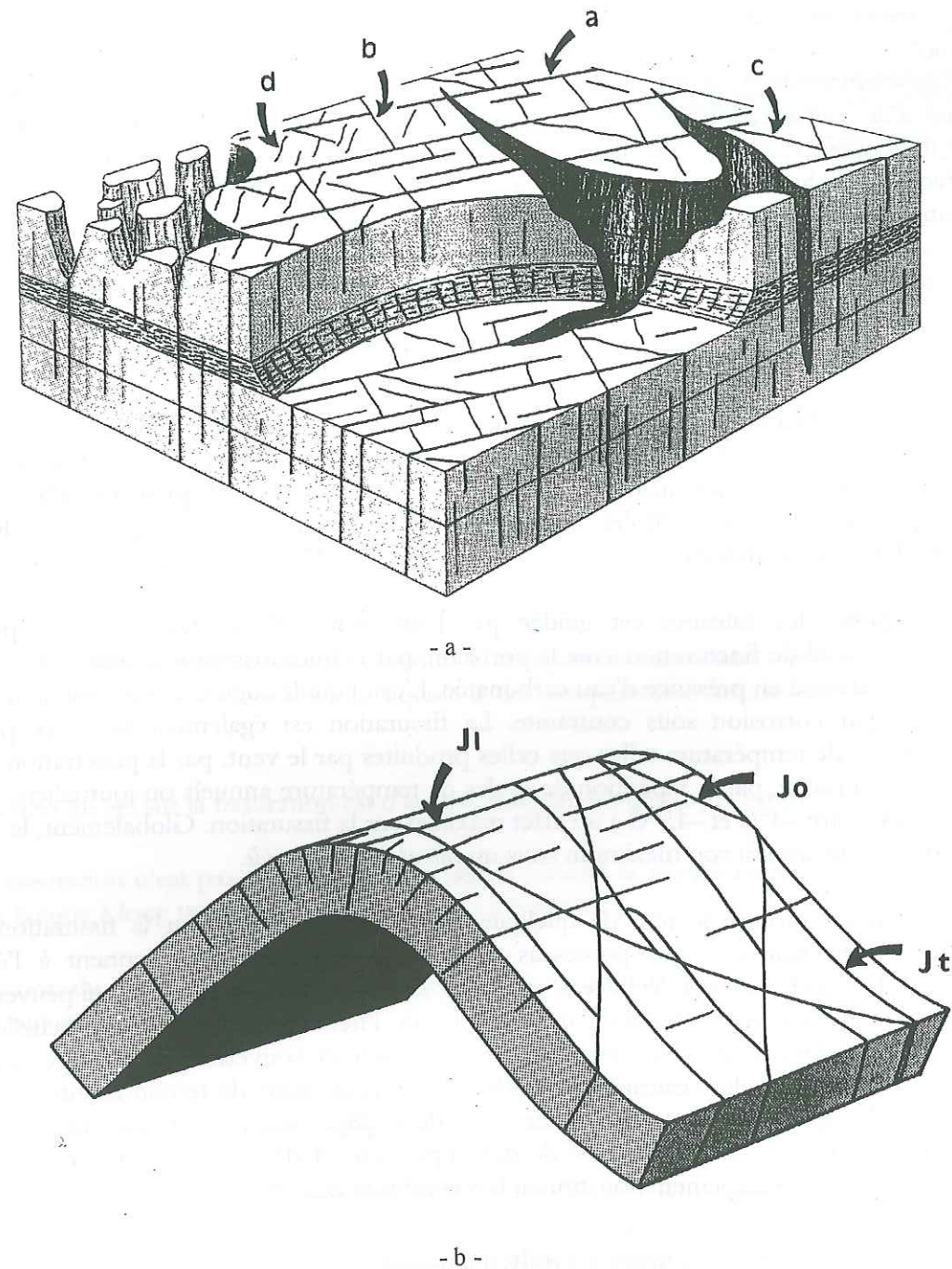
La rupture des calcaires est guidée par l'anisotropie de la roche, par la porosité (abaissement du seuil de fracturation avec la porosité), par la microfissuration initiale. Le seuil de fracturation est abaissé en présence d'eau carbonatée. L'eau liquide augmente également la vitesse de fissuration par corrosion sous contrainte. La fissuration est également favorisée par des variations rapides de température telles que celles produites par le vent, par la pénétration de ces variations dans la roche, par la répétition de cycles de température annuels ou journaliers. Enfin, un gel prolongé entre -4° C et -15° C a un effet maximal sur la fissuration. Globalement, la vitesse d'érosion du calcaire atteint son maximum sous un *climat froid et humide*.

Nous avons montré le rôle de quelques paramètres essentiels sur la fissuration et la rupture des roches calcaires. Les processus décrits précédemment interviennent à l'échelle inframétrique. Leur expression à l'échelle d'un massif se traduit par des fractures qui peuvent être de grandes dimensions, et dont l'orientation résulte de l'héritage tectonique. A l'échelle d'un escarpement, la décompression est prépondérante. Elle permet l'ouverture de fractures souvent parallèles au versant en milieu calcaire. Cependant, les observations de terrain montrent que le passage d'un découpage parallèle au versant à un découpage régional est souvent progressif, preuve de l'interaction de la composante de décompression et de la composante régionale du champ de contrainte, l'escarpement constituant la « condition aux limites » du massif.

2.2. Les joints tectoniques en milieu calcaire

2.2.1. Diversité de l'origine des joints

Un joint peut se définir comme une surface de discontinuité sans déplacement relatif, ce qui le distingue d'une faille. Sur le terrain en domaine subtabulaire, les joints peuvent être distingués en différentes familles, selon par exemple leur extension en surface et leur fréquence (Fig. I.26a). Le plissement conduit à l'apparition de nouveaux joints, tels les joints d'extrados à proximité de la charnière d'un anticlinal (Fig. I.26b), correspondant à des accumulations locales de contraintes.



L'orientation des contraintes tectoniques guide la formation des joints. Si en toute rigueur un joint exclut la présence d'un mouvement cisailant, le débat n'est pas tranché sur le fait de considérer comme joint des fractures sans déplacement apparent produites par une contrainte cisailante (Bouroz, 1990) (Fig. I.27).

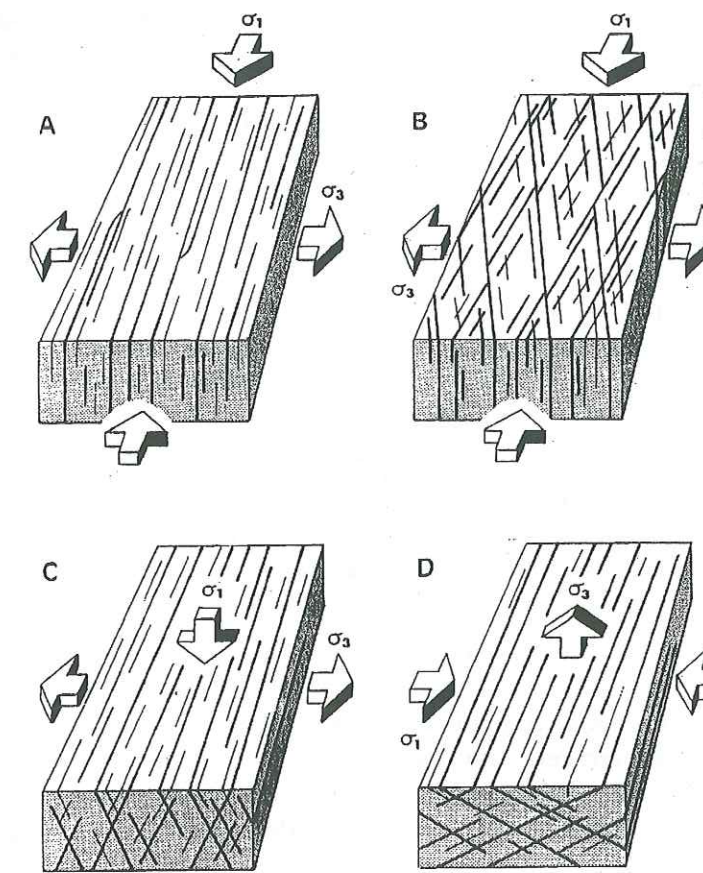


Fig. I.27 - Orientation des joints et du champ de contrainte. (A) : tension ; (B) : cisaillement décrochant ; (C) : cisaillement normal ; (D) : cisaillement inverse. Des joints dits « hybrides » peuvent également être définis comme étant un mélange de tension et de cisaillement (Bouroz, 1990).

La formation d'un joint, déterminée par la rupture de la roche, dépend essentiellement de l'évolution de la contrainte effective, de la profondeur d'enfouissement, de la pression intersticielle (trajectoire de charge). L'origine d'un joint éclaire donc sur l'héritage géologique du massif étudié, qui est une donnée importante pour comprendre la genèse d'une instabilité. L'enfouissement conduit à la formation de joints hydrauliques et tectoniques. Le soulèvement et l'érosion produisent des joints de décharge et de décompression (Bouroz, 1990).

2.2.2. Répartition des joints

Les principaux facteurs influant sur la distribution des joints sont la lithologie, la profondeur, l'épaisseur des bancs, le champ de contrainte, les déformations (Bouroz, 1990).

2.2.2.1. Lithologie

La fracturation est souvent beaucoup plus visible dans les bancs calcaires que dans les marnes. En particulier, les diaclases semblent disparaître dans les niveaux marneux (Chapitre IV, Fig. IV.7b). Dans les massifs peu stratifiés, ceci peut indiquer que la *profondeur* des joints traversant les niveaux calcaires est plus importante que celle des joints traversant les marnes.

Plusieurs arguments indirects penchent en faveur de l'hypothèse selon laquelle les joints (en particulier verticaux en domaine subtabulaire) ne traversent en général pas les marnes :

- les observations spéléologiques montrent clairement la prédominance de puits subverticaux dans les formations calcaires à faible pendage, contrairement aux formations marneuses. Ceci est lié à la grande perméabilité des calcaires par rapport aux marnes (parcours vertical des eaux d'infiltration dans les calcaires) ;
- Goguel & Pachoud (1972) ont remarqué l'inclinaison très élevée des talus marneux de la face N du Mont Granier par rapport à l'inclinaison moyenne de ces talus dans le massif de Chartreuse. Cette pente inhabituelle peut être la trace d'une rupture verticale dans les marnes au moment de l'éroulement ;
- Goguel (1976) a montré théoriquement que l'effet d'une traction parallèle à la stratification dans un milieu anisotrope est pratiquement proportionnel à la raideur des bancs. Ainsi la décompression d'un versant conduira à la fracturation préférentielle des bancs calcaires.

2.2.2.2. Profondeur

La profondeur n'empêche pas l'ouverture de certaines fractures. A grande profondeur, ce sont les fluides qui déterminent cette ouverture. Pour des profondeurs plus faibles, les joints sont également présents et peuvent traverser de grandes épaisseurs de sédiments, comme en attestent par exemple les fractures récentes traversant 3000 m de sédiments dans le plateau du Colorado (Etats-Unis). Même sous de telles épaisseurs la répartition des joints reste *inchangée* (Bouroz, 1990). Une instabilité guidée par un tel joint peut donc mobiliser un volume très important.

2.2.2.3. Epaisseur des bancs

Les observations de terrain ont mis en évidence des relations entre la fréquence spatiale des joints et l'épaisseur des bancs. Plusieurs régimes de fracturation ont pu être décelés, conduisant à des relations différentes. La plus simple montre une proportionnalité inverse entre la fréquence et l'épaisseur (Bouroz, 1990).

2.2.2.4. Distribution des joints et accumulations de contraintes

La répartition des joints est perturbée dans les zones d'accumulations locales de contraintes. Par exemple, la fréquence des joints augmente aux abords des charnières de plis (Fig. I.26b), ou au voisinage des failles (Rawnsley *et al.*, 1992). La présence de telles zones intensément fracturées à proximité d'un versant est un facteur d'instabilité non négligeable.

La connaissance des principales familles de joints est donc un élément important dans la compréhension du mécanisme d'une instabilité en milieu calcaire.

2.3. Stabilité d'un escarpement calcaire

2.3.1. Morphologie et stabilité

Les reliefs en terrain sédimentaire, et plus particulièrement dans les massifs calcaires (tels que les chaînes subalpines des Alpes occidentales) se distinguent nettement des topographies des

massifs cristallins. Alors que les reliefs cristallins présentent des formes rappelant celles des *pyramides* (avec une pente en général de plus en plus prononcée de la base au sommet, Duffaut, 1992), les reliefs calcaires sont subtabulaires en l'absence de plissement et les versants sont formés d'une *alternance de talus inclinés (marnes) et d'escarpements subverticaux (calcaires massifs)*.

Se pose alors le problème de l'origine de formes si différentes. Les agents de l'érosion sont et ont été pratiquement identiques (les reliefs cristallins se trouvent à une altitude moyenne un peu supérieure, mais toute la chaîne alpine a subi des glaciations intenses au cours du Quaternaire).

Une tranchée verticale pratiquée dans un matériau cohésif homogène et isotrope entraîne une distribution des contraintes normales aux parois à l'intérieur du matériau qui dépend de la hauteur (théorie de Rankine ; Terzaghi & Peck (1967) ; Fig. I.28a). En assimilant la tranchée à une vallée, le fond subit des contraintes de compression, et le sommet des contraintes de traction. L'érosion et les contraintes permettent donc au versant d'évoluer vers une pente oblique (Fig. I.28b). Cette forme est répandue en domaine cristallin, et c'est celle des talus marneux.

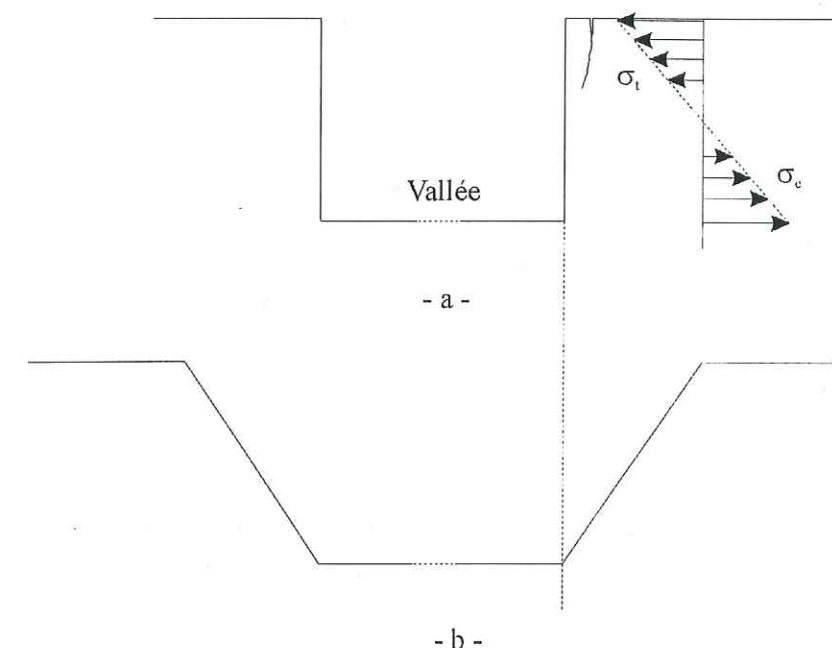


Fig. I.28 – Etat d'un massif aux abords d'une vallée récente (les dimensions latérales sont fortement exagérées). (a) : état initial ; σ_t : contrainte de traction ; σ_c : contrainte de compression (d'après Chowdhury, 1978) ; (b) : état après action de l'érosion.

Cependant, les escarpements de calcaires massifs qui nous intéressent restent subverticaux, à cause de la présence de *joints verticaux*. Les contraintes de traction favorisent le dégagement de blocs limités par ces joints, l'érosion ne pouvant régulariser le profil suivant une pente non verticale. Les blocs sont alors entraînés par les contraintes de traction qui agissent sur les niveaux marneux (Fig. I.30). Certains blocs peuvent se trouver alors isolés de la paroi principale et conduisent à des reliefs en forme de « tours » (Gerber & Scheidegger, 1969), comme c'est le cas des Tours Saint-Jacques sur le versant d'Allèves (Fig. I.29), (cf. chapitre III). Dans cette explication, c'est donc *la plasticité des marnes sousjacentes* qui est responsable du mouvement des escarpements calcaires, selon un phénomène comparable à celui connu sous le nom de boudinage (Gerber & Scheidegger, 1969 ; Goguel, 1976 ; Selby, 1993).

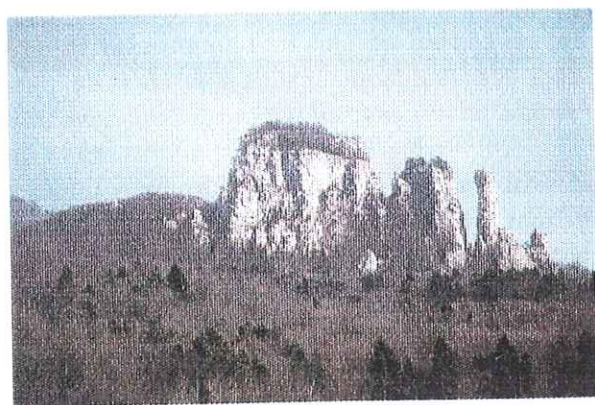


Fig. I.29 – Les Tours Saint-Jacques, sur le versant d'Allèves (cf. chapitre III).

La déformation plastique des marnes se manifeste grâce à la présence de contraintes de traction dirigées vers la vallée. Cette interprétation est donc différente d'un simple glissement gravitaire des calcaires massifs sur une surface structurale marneuse, et pourrait expliquer de grands déplacements sur des surfaces structurales très peu pentées (comme par exemple dans le cas de Chuska Mountains cf. 1.1.2.2). De plus, l'érosion intervient comme facteur aggravant, la présence d'eau altérant les marnes favorise le mouvement.

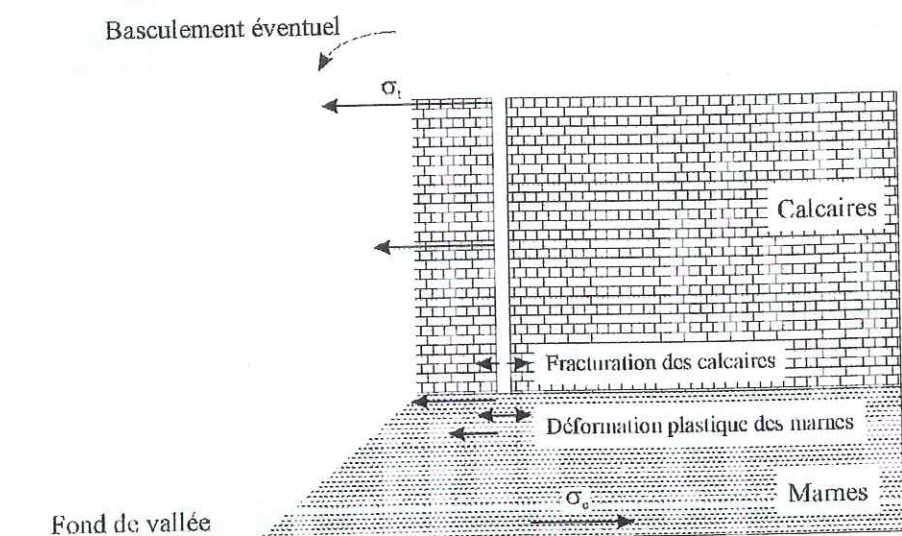


Fig. I.30 – Principe de l'entraînement de blocs de calcaire grâce à la plasticité des marnes (exemple en domaine subtabulaire) ; σ_c : contrainte de compression ; σ_t : contrainte de traction.

La forme des reliefs a-t-elle une incidence sur leur stabilité ? S'appuyant sur l'examen de nombreuses cartes et sur les instabilités de terrain répertoriées dans les Alpes françaises (Pilot & Durville, 1988), Duffaut (1992) remarque l'absence de traces d'instabilités majeures passées ou actuelles en domaine cristallin. Seuls les milieux fortement métamorphisés et la couverture sédimentaire seraient le siège d'instabilités récentes (quaternaires).

En conclusion, la morphologie subverticale caractéristique des versants calcaires peu stratifiés, liée à la présence systématique de l'alternance calcaire-marne et à celle des joints verticaux subparallèles aux vallées, engendre des reliefs particulièrement sensibles aux instabilités.

2.3.2. Détermination de l'équilibre

Les conditions d'équilibre d'un versant peuvent être analysées grâce à des méthodes dépendant de la forme de la surface de glissement (Fellenius, 1936 ; Bishop, 1955 ; Spencer, 1967 ; Chowdhury, 1978 ; Selby, 1993). Un abrupt de calcaire massif, formé de roches compétentes, peut être considéré comme un ensemble de blocs rigides séparés par des joints. L'analyse de son comportement repose donc sur celle d'un bloc (Fig. I.31).

De nombreuses méthodes ont été développées afin d'étudier l'équilibre d'une masse rocheuse. Certaines d'entre elles utilisent la notion de *facteur de sécurité* (F) qui mesure le rapport des forces favorables au mouvement et des forces résistantes :

$$F = \frac{\text{forces résistantes}}{\text{forces motrices}} \quad (I.13)$$

Si $F > 1$ la masse est stable. Si $F = 1$ la masse est en équilibre limite. Si $F < 1$ la masse est instable.

Nous allons étudier l'équilibre d'un escarpement calcaire peu stratifié en calculant le coefficient de sécurité d'une lame de paroi susceptible de déstabilisation, afin de déterminer les différents paramètres influents sur la stabilité.

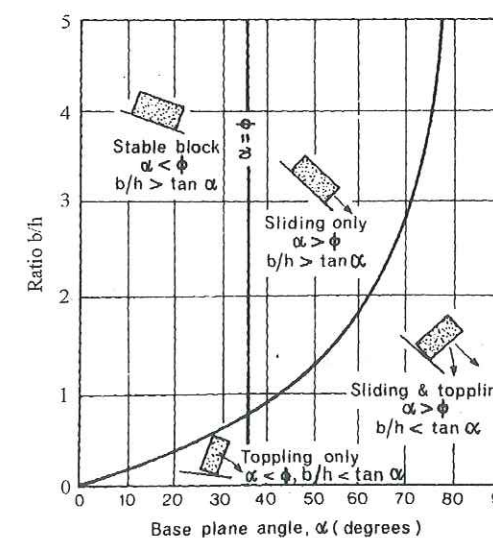
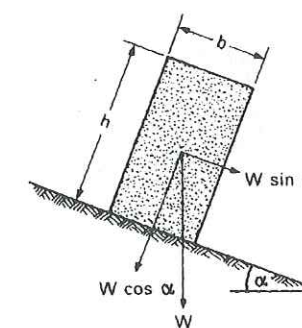


Fig. I.31 – Conditions de stabilité, glissement, et basculement d'un bloc. α : pente topographique ; ϕ : angle de frottement interne de la roche (Selby, 1993).

2.3.2.1. Equilibre limite appliqué au cas d'un monolithe

Nous considérons la déstabilisation d'un escarpement de calcaire massif (peu stratifié) reposant sur une formation marneuse (Fig. I.32). Le pendage de la stratification est favorable au mouvement. Par souci de simplicité nous envisageons le problème à deux dimensions (la paroi étant rectiligne dans la troisième dimension), et nous supposons que la lame de paroi peut être considérée comme monolithique. Le bloc en déstabilisation est limité par deux joints hérités : un plan de stratification (P1), et un joint vertical (P2), ce qui correspond à une situation réaliste (cf. 1).

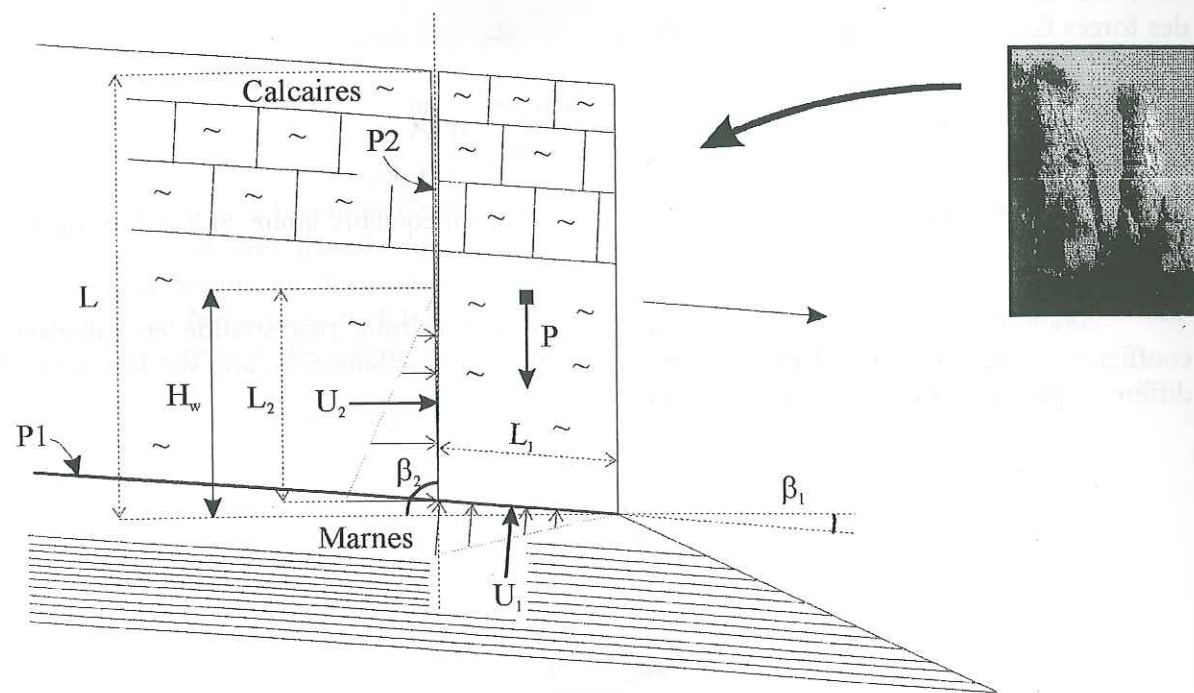


Fig. I.32 – Modèle à deux dimensions d'un escarpement calcaire limité par deux discontinuités (nom des variables dans le texte) (d'après Panet & Rotheval in Panet & Fourmaintraux, 1976 ; Rochet, 1990) ; en médaillon : la tour aval sur le site d'Allèves (cf. chapitre III).

Les mécanismes de mouvement sont donc l'arrachement du plan P2, et le glissement suivant le plan P1. Les forces agissant sur les plans de contact sont (Fig. I.32) :

- le poids P du bloc ;
- les pressions hydrauliques résultantes U₁ et U₂. Leurs valeurs dépendent de la hauteur H_w de l'eau.

Le facteur de sécurité s'écrit alors (Rochet, 1990) :

$$F = \frac{C_1 S_1 + \sigma_{12} S_2 + [P \cos \beta_1 - \chi_1 U_1 - \chi_2 U_2 \cos(\beta_2 - \beta_1)] \tan \phi_1}{P \sin \beta_1 + \chi_2 U_2 \sin(\beta_2 - \beta_1)} \quad (I.14)$$

- S₁ et S₂ sont les surfaces des plans P1 et P2, β₁ et β₂ sont les pentages de P1 et P2 (β₂ = 90°). Les deux plans sont limités dans le plan de la Fig. I.32 par les longueurs L₁ et L₂ le long desquelles s'appliquent les pressions hydrauliques. L désigne la longueur totale du joint P2 ;
- χ₁ et χ₂ représentent la proportion de la surface de chaque plan qui n'est plus en contact (coefficients de continuité) ;
- C₁ et φ₁ sont les résistances au cisaillement du plan P1.
- σ₁₂ est la valeur moyenne sur le plan P2 de la résistance mobilisable dans la direction du mouvement (Rochet, 1990).

L'expression (I.14) soulève plusieurs problèmes quant aux mécanismes qu'elle fait intervenir. Une analyse détaillée de ces problèmes peut être trouvée dans Rochet (1990). Nous citerons simplement les principales questions soulevées :

- l'expression (I.14) fait intervenir simultanément deux mécanismes de rupture différents (traction sur P2, cisaillement sur P1). La question se pose alors de la liaison mécanique entre ces deux mouvements ;
- les coefficients χ₁ et χ₂ ne sont pas mesurables dans la réalité. De plus, leur détermination est liée aux liaisons non encore rompues sur les plans P1 et P2, donc au problème précédent.

En considérant la situation d'équilibre limite, l'expression (I.14) peut être simplifiée en supposant d'abord un arrachement total du plan P2, puis une rupture par glissement le long de P1. Une nouvelle expression du coefficient de sécurité peut alors être obtenue, qui fait intervenir les résistances au cisaillement apparentes (friction). Lors de la rupture ces résistances évoluent vers les valeurs résiduelles. Un état d'équilibre limite ultime du bloc est alors atteint, avec les résistances C₁ = 0 et φ₁ = φ_R. Il se traduit par l'expression (I.15) (Panet & Rotheval in Panet & Fourmaintraux, 1976 ; Rochet, 1990) :

$$F = \frac{[P \cos \beta_1 - U_1 - U_2 \cos(\beta_2 - \beta_1)] \tan \phi_R}{P \sin \beta_1 + U_2 \sin(\beta_2 - \beta_1)} \quad (I.15)$$

Nous allons examiner l'influence des différents paramètres de cette expression sur la stabilité. La géométrie du problème est tout d'abord fixée en considérant les valeurs numériques suivantes, qui correspondent à une situation réaliste (Fig. I.32) :

- L₁ = 10 m
- L = 70 m
- L₂ = 20 m
- β₁ = 10°
- β₂ = 90°

L'influence de l'angle de frottement interne³ φ_R, c'est-à-dire de la nature de la roche est indiquée par le Tab. I.4 :

³ Le modèle suppose en toute rigueur un glissement à l'intérieur d'une formation homogène (les observations de terrain montrent que souvent la surface de rupture traverse une formation), et ne prend pas en compte le cas d'un

Roche	ϕ_R (°)	F
Calcaire sec	24	1.47
Calcaire humide	21	1.27
Marne humide	19	1.14
Argile	17	1.01

Tab. I.4 - Angle de frottement interne et coefficient de sécurité d'un escarpement.

Le facteur de sécurité, très largement supérieur à 1 dans le cas du calcaire sec (stabilité), diminue lorsque la roche devient marneuse et humide, traduisant un équilibre de plus en plus précaire. Dans ce qui suit, les simulations ont été faites en considérant la marne humide.

L'influence de la hauteur d'eau (H_w , donc L_2) est indiquée par la Fig. I.33. Le caractère instable se manifeste dans cet exemple lorsque H_w atteint environ 35% de la hauteur de la fracture verticale. C'est également la zone où le coefficient de sécurité est le plus sensible à la quantité d'eau.

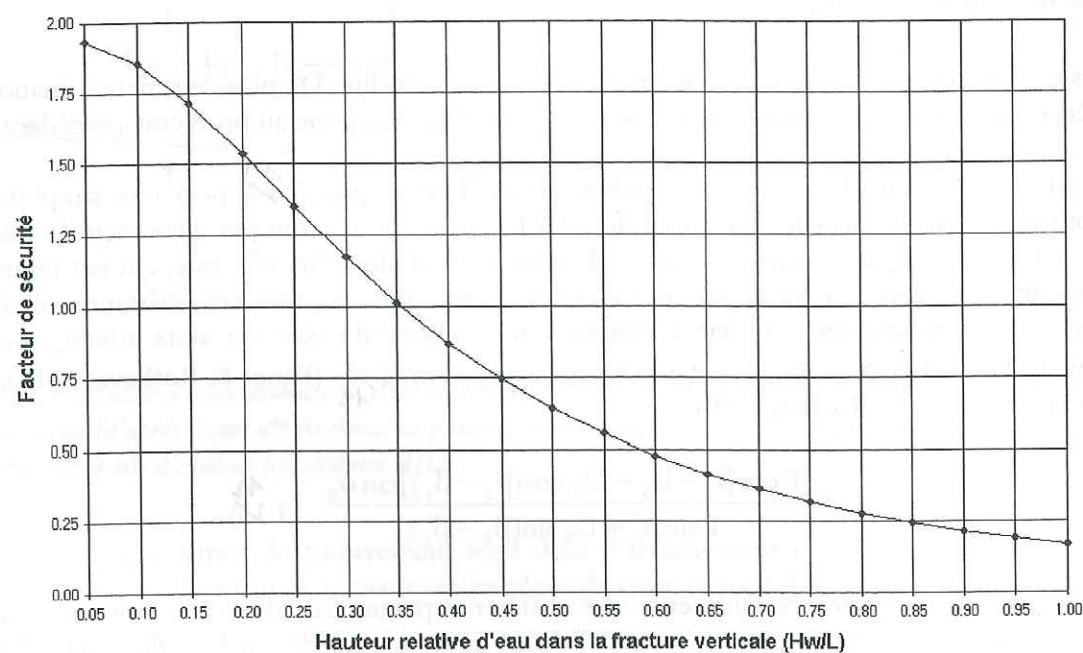


Fig. I.33 - Influence de la hauteur d'eau sur le facteur de sécurité (nom des variables dans le texte).

Le pendage de la stratification provoque une diminution du coefficient de sécurité, surtout aux faibles pendages (Fig. I.34). Dans notre exemple, l'instabilité apparaît pour un pendage aval de 12.5° environ (à titre de comparaison, rappelons que l'éroulement du Mont Granier s'est produit pour un joint de stratification penté entre 11° et 12°).

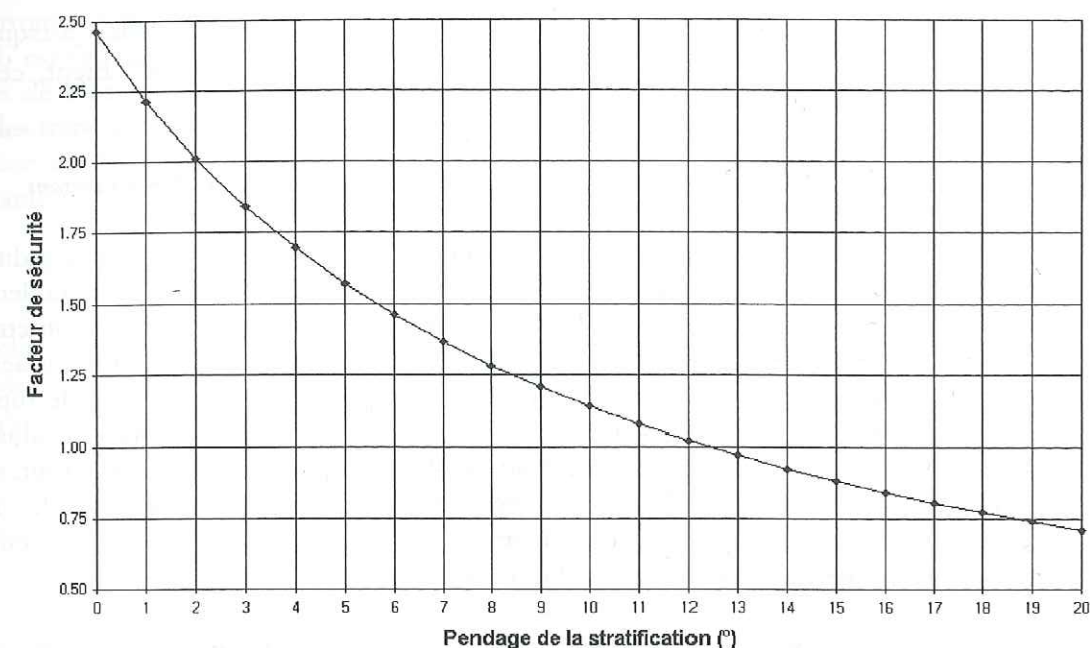


Fig. I.34 - Influence du pendage de la stratification sur le facteur de sécurité.

La géométrie du bloc est également fondamentale pour sa stabilité. Son action a été examinée à travers l'élanement (L/L_1). L'instabilité se manifeste pour un élanement de l'ordre de 9 (cas proche de la Tour la plus fine d'Allèves, chapitre III) (Fig. I.35). Cependant, pour de telles valeurs de l'élanement un phénomène de basculement peut intervenir. Il n'est pas pris en compte par le modèle. Aussi la limite de stabilité est-elle qualitative.

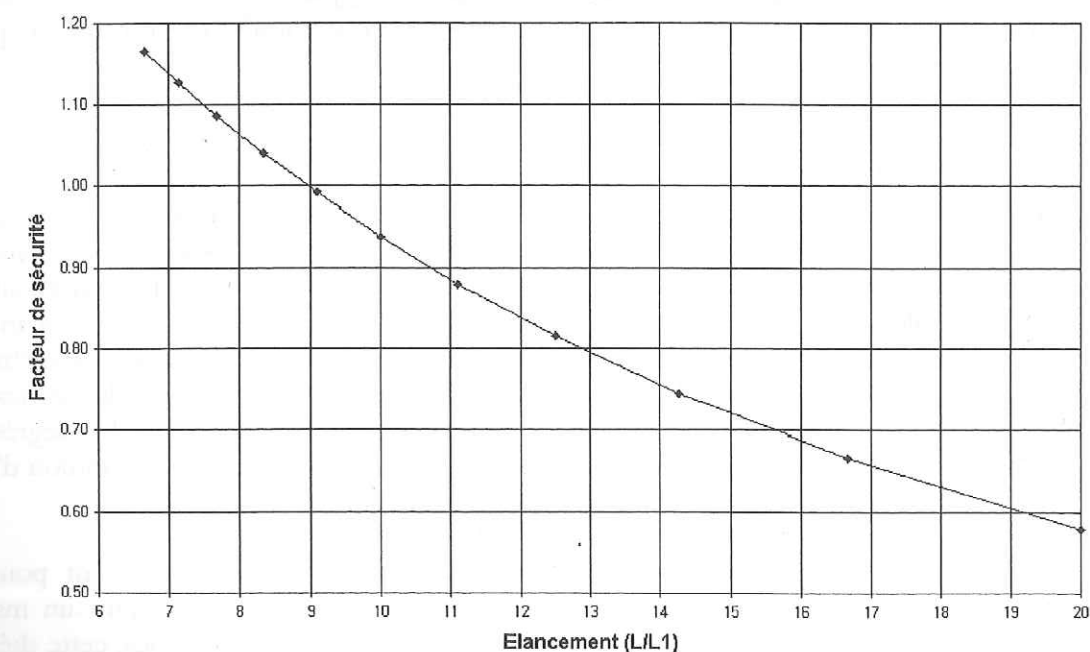


Fig. I.35 - Influence de l'élanement sur le facteur de sécurité (nom des variables dans le texte).

Enfin, le pendage de la fracture P2 a une influence sur la stabilité, mais elle ne peut que partiellement être mise en évidence grâce au modèle présenté. Autour de la verticale, le pendage exact n'a pratiquement aucune influence sur F, ce qui assure la stabilité dans l'exemple présenté.

glissement juste à l'interface marne-calcaire par exemple. Ceci est dû au fait que la valeur de ϕ_R n'est connue que pour une roche donnée, et non pour le cas d'une interface.

Lorsque le plan P2 est à contre-pente ($\beta_2 \gg 90^\circ$ sur la Fig. I.32), F décroît. Mais lorsque β_2 décroît ($\beta_2 \ll 90^\circ$), la traction sur le plan P2 fait peu à peu place au cisaillement, ce qui nécessiterait un autre modèle.

2.3.2.2. Conclusion et autres approches de l'équilibre à l'échelle d'un versant

L'étude du cas simple précédent montre la difficulté de la détermination des conditions d'équilibre réelles d'un escarpement rocheux. Et pourtant, le problème a été considérablement simplifié par rapport à la réalité : il est à deux dimensions, le bloc possède une forme géométrique simplement limitée par deux plans (dont un est vertical), et qui sont les seules fractures à jouer sur le mouvement, et il est supposé monolithique. Nous avons supposé des mécanismes de rupture simples et chronologiquement bien déterminés (arrachement puis glissement). Mais l'évaluation de la valeur des variables est délicate (résistance au cisaillement par exemple). Pour toutes ces raisons, il convient de considérer les valeurs du facteur de sécurité avec prudence. Ces dernières doivent être prises comme essentiellement qualitatives, et ce sont les *variations* du facteur de sécurité qui fournissent des indications sur l'évolution de la stabilité.

L'analyse de l'équilibre limite présentée précédemment s'applique à un bloc dont les dimensions sont parfaitement connues. La généralisation de la méthode à l'ensemble d'un versant nécessite de répéter l'analyse pour tous les blocs. Ceci suppose de connaître les dimensions de tous les blocs, ce qui rend cette méthode *peu applicable en pratique*.

D'autres approches ont été développées, telles que les méthodes analogiques et numériques. Les méthodes analogiques consistent à reproduire en laboratoire une réplique de l'objet naturel grâce à un matériau équivalent. Les modèles permettent d'observer les modifications de structure (fracturation, déformation plastique) au cours de mises en charge ou de relaxations. Ils sont cependant limités par le matériau utilisé, par leurs dimensions et par les conditions aux limites imposées à leurs frontières. Ils sont surtout utilisés en géotechnique pour étudier la stabilité de talus.

2.3.2.3. Modélisation numérique de l'équilibre : exemple de la théorie des blocs

La modélisation numérique connaît actuellement un important essor grâce à la puissance des moyens de calculs. Les techniques classiques de modélisation, telles la méthode des éléments finis, sont applicables aux cas des versants instables (Al Hayari, 1989). Cette méthode nécessite la définition d'une grille, des discontinuités, et l'entrée des propriétés mécaniques pour chacun des éléments de la grille. Elle fournit les déplacements des éléments de la grille déformée, et le champ de contrainte au centre de chaque élément. Il est alors possible de déterminer les zones où l'instabilité est la plus grande. L'analyse en éléments distincts permet de réduire les degrés de liberté par rapport aux éléments finis. Mais cette technique nécessite toujours la définition d'une grille et la connaissance de la localisation précise des discontinuités.

La théorie des blocs, développée par Goodman & Shi (1985) initialement pour le creusement d'excavations, est spécifique aux problèmes d'équilibre. En considérant un massif rocheux comme un ensemble de blocs rigides limités par des discontinuités planes, cette théorie purement géométrique permet de déterminer les « blocs clés » (key blocks) qui sont susceptibles de se détacher. La seule connaissance de l'orientation des discontinuités permet de classer les blocs en 5 types, et grâce à deux théorèmes démontrés par les auteurs, les blocs clés peuvent être trouvés (Fig. I.36). Le premier théorème permet de distinguer les blocs de dimensions finies des blocs infinis. Seuls les blocs finis sont retenus pour poursuivre l'étude (les blocs infinis ne sont pas susceptibles de déstabilisation, tel le bloc V sur la Fig. I.36b). Le second théorème permet de

déterminer parmi les blocs finis ceux qui sont susceptibles de se déstabiliser (le bloc IV sur la Fig. I.36b est fini mais il est parfaitement stable car coincé par d'autres blocs). Il reste à ce stade 3 types de blocs susceptibles d'être instables (types I, II, III sur la Fig. I.36). Certains blocs sont stables (type III sur la Fig. I.36b). Pour isoler les blocs clés, il faut alors étudier les conditions de friction sur les faces des blocs restants (types I et II sur la Fig. I.36). Le problème devient alors mécanique.

Cette théorie est très puissante pour plusieurs raisons :

- elle ne nécessite pas la connaissance dimensionnelle des blocs, mais uniquement l'orientation des discontinuités, qui peut être fournie par une étude de terrain ou (et) par les techniques photogrammétriques modernes (Asté *et al.*, 1996) ;
- elle est purement géométrique, et ne nécessite pas la connaissance *a priori* de nombreux paramètres mécaniques, qui interviennent après l'analyse géométrique ;
- elle permet d'accéder au résultat de manière assez simple et rapide, les blocs clés peuvent même être déterminés graphiquement grâce à la projection stéréographique. La programmation de la méthode ne nécessite pas de trop gros calculs par rapport à d'autres méthodes (facteur de sécurité calculé pour chaque bloc par exemple) ;
- elle a l'avantage de déterminer directement quels blocs sont potentiellement instables. Le degré d'instabilité est alors déterminé par l'introduction de données mécaniques (friction) sur un nombre *restreint* de blocs. Il est alors possible d'appliquer par exemple la méthode de l'équilibre limite et de calculer les coefficients de sécurité ;
- par rapport aux techniques plus générales (éléments finis par exemple), elle présente l'avantage de s'appuyer dès le départ sur des blocs limités par des discontinuités réelles, et non sur une grille artificielle.

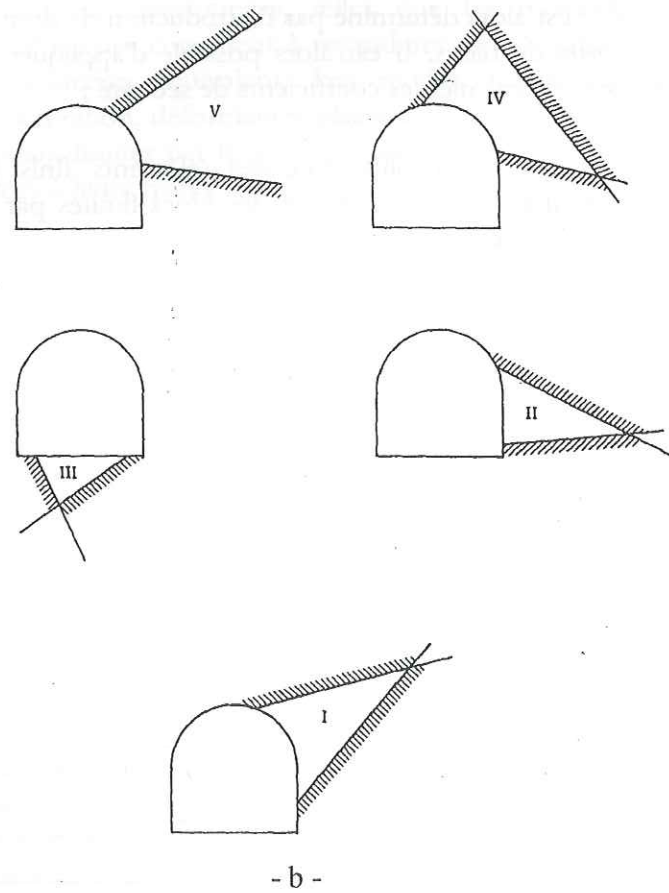
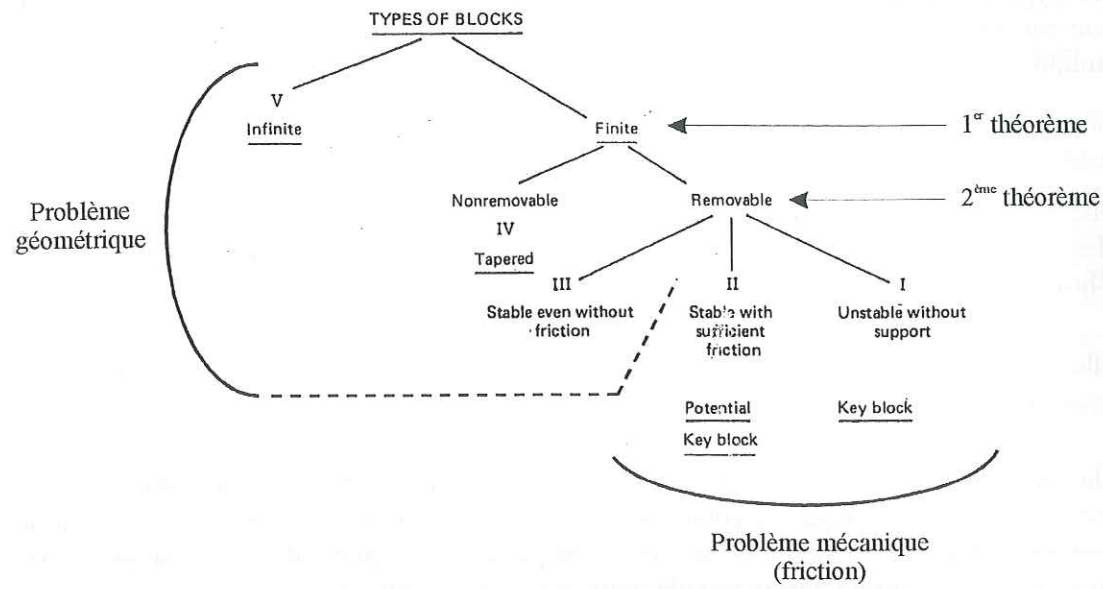


Fig. I.36 – Les différents types de blocs selon Goodman & Shi. (a) : classification des blocs en vue de déterminer les blocs clés (d'après Goodman & Shi, 1985) ; (b) : illustration dans une excavation. Les numéros correspondent à ceux de (a) (Goodman & Shi, 1985).

2.3.3. Problème de l'origine des déstabilisations

Les traces d'instabilités anciennes ou actuelles présentes dans pratiquement toutes les vallées des Alpes (cf. 1.1.3) indiquent que les versants alpins sont dans un état décomprimé depuis la disparition des glaciers würmiens. L'instabilité des versants, conséquence de cette décompression, est classiquement expliquée par les érosions glaciaire et fluviale. L'érosion fluviale, essentiellement active durant les stades interglaciaires, serait responsable du surcreusement des vallées étroites et de l'instabilité des versants par sagement de leur base. En ce qui concerne l'érosion glaciaire, de nombreux auteurs (Johnson, 1970 ; Lliboutry, 1965 ; Tricart, 1971 ; Birot, 1981 ; Derruau, 1990 ; Summerfield, 1991) pensent que les glaciers ont exercé des poussées latérales sur les flancs des vallées, aptes à façonner leur aspect actuel (Fig. I.37). La déglaciation est dans cette hypothèse la cause directe de la décompression et des mouvements de versants qui l'ont accompagnée. Cependant, le rôle exact joué par les glaciers sur les flancs d'une vallée est un problème qui n'est toujours pas tranché.

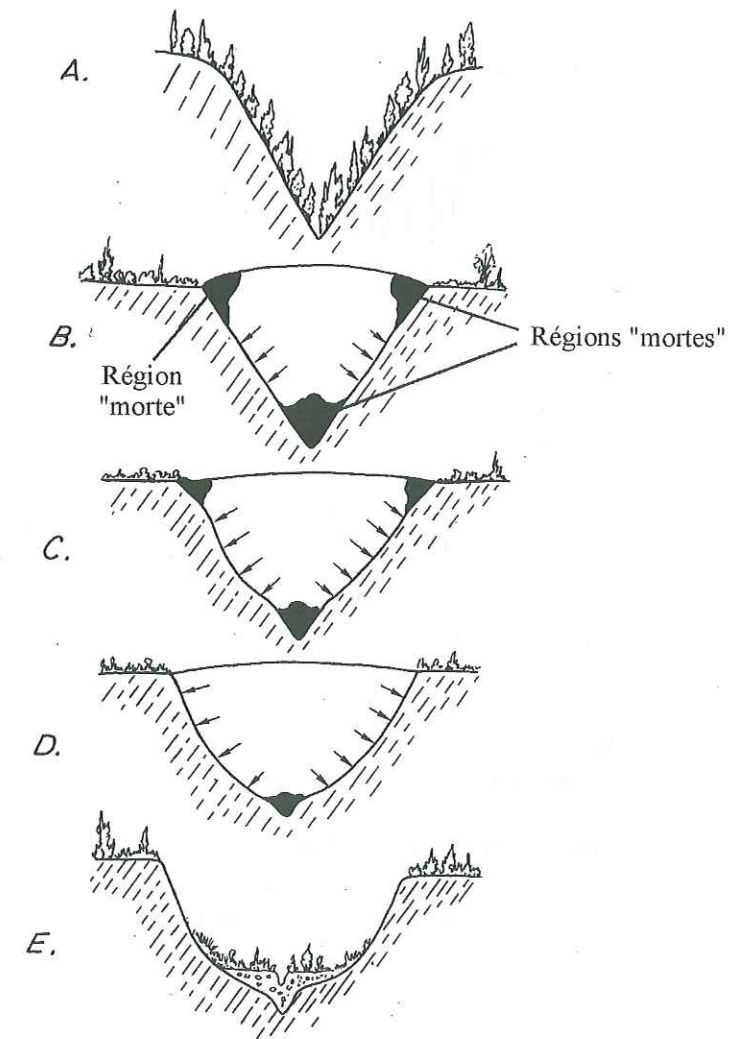


Fig. I.37 – Evolution d'une vallée récente dans l'hypothèse de l'érosion glaciaire. (A) : état initial (forme en V) ; (E) : état final (forme en U). Les régions « mortes » (sans écoulement) correspondent aux moraines observées sur le terrain, et confirment les modèles d'écoulement obtenus grâce à la mécanique des fluides (Johnson, 1970).

Des prévisions théoriques en mécanique des fluides, confirmées par des expériences de laboratoire, ont permis de mettre en évidence la répartition des vitesses longitudinales à l'intérieur d'un glacier, et la contrainte tangentielle dans la glace, qui est maximum sur les flancs de la vallée (Fig. I.38). L'action de la contrainte normale aux parois sur les roches en place n'est cependant pas connue avec précision.

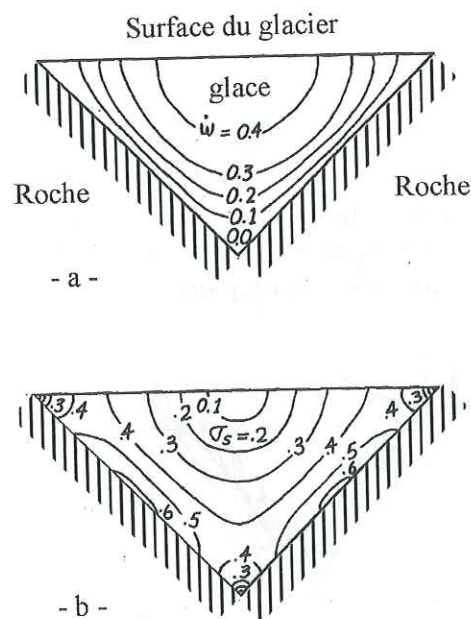


Fig. I.38 – Ecoulement glaciaire selon une coupe perpendiculaire à une vallée récente (V) (calcul théorique). (a) : lignes d'isovitesse longitudinale (vitesse perpendiculaire au plan de la figure) ; (b) : lignes d'égales valeurs de la contrainte tangentielle (contrainte perpendiculaire au plan de la figure) (d'après Johnson, 1970).

La fréquence et l'importance des mouvements de versant ayant suivi le retrait glaciaire sont indiscutables (cf. 1.1.3). Les observations actuelles montrent qu'un versant à peine dégagé est le lieu de multiples éboulements dans la roche en place (autre l'instabilité des moraines), tels les flancs de la Mer de Glace dans le massif du Mont-Blanc depuis le siècle dernier (Montjuvent & Marnézy, 1986). Si la déglaciation est la cause directe de la décompression, ces mouvements devraient s'estomper avec le temps, mais des datations précises montrent que de nombreux événements d'importance sont postérieurs de plusieurs milliers d'années au retrait des glaciers (Schoeneich, 1992). La déglaciation ne peut donc pas être la cause directe de ces événements. Des datations précises pourraient être de nature à remettre en cause la vision « postglaciaire » des instabilités. En conséquence, l'importance de l'action mécanique des glaciers doit être tempérée.

La modification du climat qui a accompagné le retrait glaciaire peut aussi être à l'origine de nombreuses instabilités, par le dégel de surfaces importantes et la grande quantité d'eau liquide qui a imprégné les versants (Antoine *et al.*, 1971). Le lent dégel d'un permafrost profond peut expliquer de grands mouvements très postérieurs au retrait glaciaire (Schoeneich, 1992). Les variations climatiques depuis la déglaciation würmienne, et en particulier des précipitations, ont pu engendrer des périodes de forte activité d'instabilité de versants (Fig. I.39 ; Schoeneich, 1996). Une explication de nature climatique est avancée concernant le glissement de Chuska Mountains (Watson & Wright, 1963), site qui n'a pas connu de glaciation : le Pléistocène (période

d'activité du site) a connu un climat de type alpin sans glaciers, caractérisé par des températures plus basses et des précipitations plus abondantes qu'aujourd'hui. Concernant les versants en milieu calcaire, rappelons qu'une température faible et des précipitations abondantes favorisent son érosion.

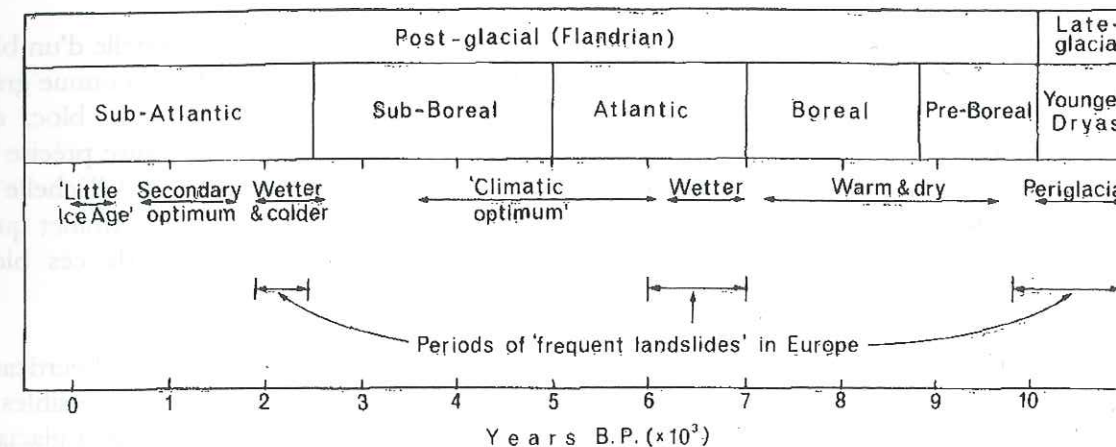


Fig. I.39 – Périodes d'activités majeures des mouvements de versant en Europe (Selby, 1993).

Enfin, certaines vallées des Alpes nord-occidentales présentent des anomalies hydrographiques et géomorphologiques qui ne peuvent être expliquées sans l'intervention d'une tectonique active récente à actuelle (Darmendrail, 1994). Certains auteurs, tels Gerber & Scheidegger (1969) attribuent l'état de décompression actuel des versants uniquement aux contraintes tectoniques résiduelles.

Nous retenons de ce qui précède que l'état de décompression actuel des versants alpins n'est pas dû uniquement à l'action mécanique du retrait glaciaire, mais également aux changements climatiques qui l'ont accompagné, et pour certains d'entre eux à la tectonique active.

CONCLUSION DU CHAPITRE I

L'instabilité des escarpements en massif calcaire peu stratifié se manifeste par des éboulements et des mouvements progressifs de masses rocheuses. Les éboulements de petite taille se produisent sous forme de chutes individuelles de blocs. Lorsque la masse éboulée est plus importante, elle acquiert un comportement propre et prend l'aspect d'une coulée de blocs. Les mouvements progressifs impliquent des volumes de roche très variés. Les vitesses de déplacements ne sont pas connues avec précision. L'évaluation de la vitesse sur un exemple précis fait l'objet du chapitre III.

Plusieurs facteurs peuvent déclencher ou aggraver une instabilité. Le déclenchement d'un mouvement peut être dû à la présence d'eau liquide ou à l'occurrence d'un séisme. L'aggravation d'une situation instable peut être due à des conditions climatiques favorisant la présence d'eau liquide et de glace dans les fissures de la roche. Ces facteurs extérieurs réduisent le seuil de fracturation des roches calcaires (K_{1c}), et augmentent la vitesse de fissuration en régime sous-critique. La vitesse d'érosion des calcaires est d'autant plus élevée que le climat est froid et humide. Mais la présence d'instabilités gravitaires telles les surplombs formés par découpage du

milieu anisotrope suivant des plans de stratification et des joints perpendiculaires à la stratification favorise également la désagrégation des escarpements. Des mouvements tectoniques non sismiques aggravent aussi les instabilités. Enfin, le découpage du massif lié à l'héritage tectonique et au champ de contrainte actuel est dans certains cas favorable à la déstabilisation. C'est pourquoi, la reconnaissance des systèmes de joints sur le terrain est nécessaire à la compréhension des phénomènes.

L'évaluation de la stabilité d'une masse rocheuse peut être envisagée à l'échelle d'un bloc considéré comme rigide ou à celle du versant. La stabilité d'un bloc rigide peut être connue grâce au facteur de sécurité. Son calcul nécessite la connaissance des dimensions du bloc, des conditions hydrologiques, et des caractéristiques mécaniques de la roche. La mesure précise de ces paramètres étant délicate, cette méthode fournit des résultats surtout qualitatifs. A l'échelle du versant, la stabilité peut être abordée grâce à la théorie des blocs qui permet de déterminer quels blocs sont susceptibles d'être mis en mouvement. L'évaluation de l'équilibre de ces blocs nécessite alors la connaissance des paramètres mécaniques précédents.

Les reliefs des pays calcaires, formés de plateaux et d'escarpements subverticaux, contrastent avec les reliefs pyramidaux des massifs cristallins, et sont particulièrement sensibles aux instabilités. Celles-ci se sont manifestées à grande échelle dans les Alpes après le retrait glaciaire würmien. L'influence mécanique des glaciers, d'un climat froid et humide, et de la tectonique active en sont les principales causes.

L'objet de cette étude étant de quantifier les déplacements progressifs de masses rocheuses, nous allons dans le chapitre II nous intéresser aux méthodes quantitatives d'évaluation des mouvements que nous avons utilisées pour estimer les vitesses de déplacement des escarpements sur le site d'Allèves, et les rotations de l'abrupt de Passy.

CHAPITRE II

Méthodes d'étude des mouvements de terrain

INTRODUCTION

La compréhension d'une instabilité nécessite la prise en compte de très nombreux paramètres. Outre la connaissance géologique et géomorphologique du site qui est fondamentale, les investigations ont deux objectifs :

- d'une part, recueillir des informations sur le comportement et la dynamique de l'instabilité. Ceci est réalisé grâce à l'auscultation de la masse instable *in situ*. Les principales méthodes instrumentales utilisées aujourd'hui sont présentées dans l'annexe 1. Les techniques que nous avons utilisées permettent d'évaluer les déplacements à la surface d'une masse glissée. Outre les techniques de topométrie (trilatération et nivellement), nous avons utilisé le G. P. S. pour l'étude d'un glissement de versant (Allèves, Chapitre III). Les variations d'inclinaisons de blocs instables ont été étudiés grâce à l'inclinométrie de surface sur un autre exemple (Passy, Chapitre IV). Nous présentons ces méthodes en détail dans la première partie de ce chapitre ;

- d'autre part, caractériser l'état des matériaux. Ceci peut être fait grâce à des essais de laboratoire sur des échantillons ou des modèles, ou sur le terrain grâce aux méthodes géophysiques (Antoine & Fabre, 1980) telles la sismique (Antoine *et al.*, 1996) ou les méthodes électriques (Aubert & Kieffer, 1998) par exemple.

Il convient également de prendre en compte un certain nombre de paramètres externes au site instable mais dont l'influence peut se révéler déterminante (précipitations, température, sismicité...). Compte tenu du coût de mise en œuvre élevé des méthodes d'acquisition de données, on doit généralement se contenter d'informations parcellaires, la plupart du temps discontinues dans le temps et dans l'espace. Mais les progrès technologiques récents en matière de capacité de calcul et de mémoire permettent d'envisager une utilisation de plus en plus répandue de l'acquisition de données en continu. Des données continues dans le temps permettent de mettre en lumière par exemple des cycles, le lien entre une dérive à long terme et des périodicités... L'exploitation de telles données (site de Passy, chapitre IV) nécessite donc des méthodes de traitement adaptées, qui seront présentées dans la seconde partie de ce chapitre.

1. LES METHODES INSTRUMENTALES UTILISEES

1.1. La topométrie

Les techniques topométriques permettent de déterminer la position de repères à une époque donnée. La détermination des déplacements s'effectue par comparaison de mesures de position entre différentes époques. Les techniques les plus couramment utilisées sont les suivantes :

- *Triangulation* : cette technique consiste à mesurer des angles horizontaux et verticaux, effectuées au moyen d'un théodolite (Hz et V sur Fig. II.1). Les points visés sont repérés par des cibles associées le plus souvent à des prismes réfléchissants. Généralement, ces points sont situés sur la masse instable, et sont visés depuis au moins deux points considérés comme relativement stables et situés en dehors de la zone perturbée. La précision sur une mesure d'angle, environ $5.5 \cdot 10^{-4}$ grade, n'est pas significativement meilleure avec les théodolites électroniques modernes, qui permettent cependant d'éliminer les erreurs de lecture existantes avec les instruments non électroniques. Les théodolites modernes permettent également de stocker l'information,

d'effectuer des calculs en cours de mesure, et de transférer facilement les données sur un ordinateur. Un exemple d'étude est présenté sur la Fig. II.2.

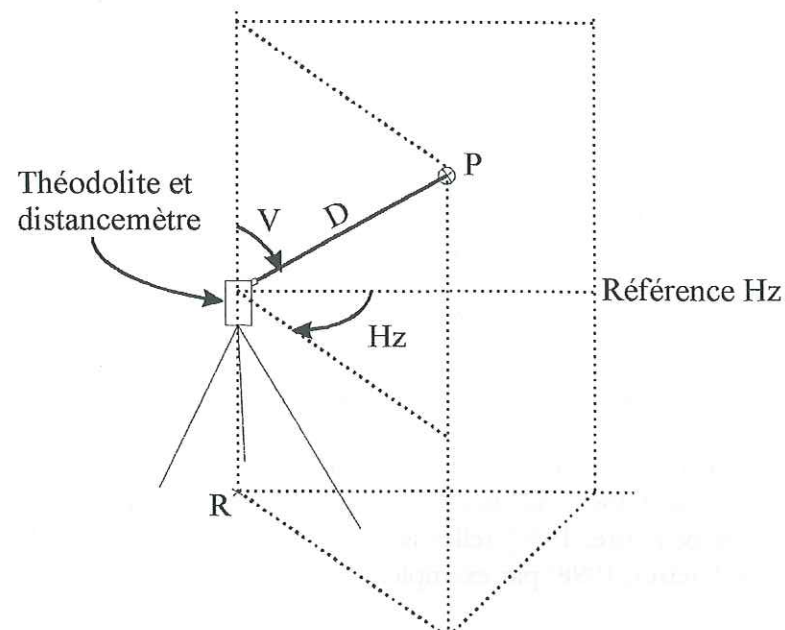


Fig. II.1 – Principe de la combinaison des mesures de distance et d'angles. D : distance oblique ; H_z : angle horizontal ; V : angle vertical ; P : prisme réfléchissant sur la masse instable ; R : repère matérialisant la station de mesure.

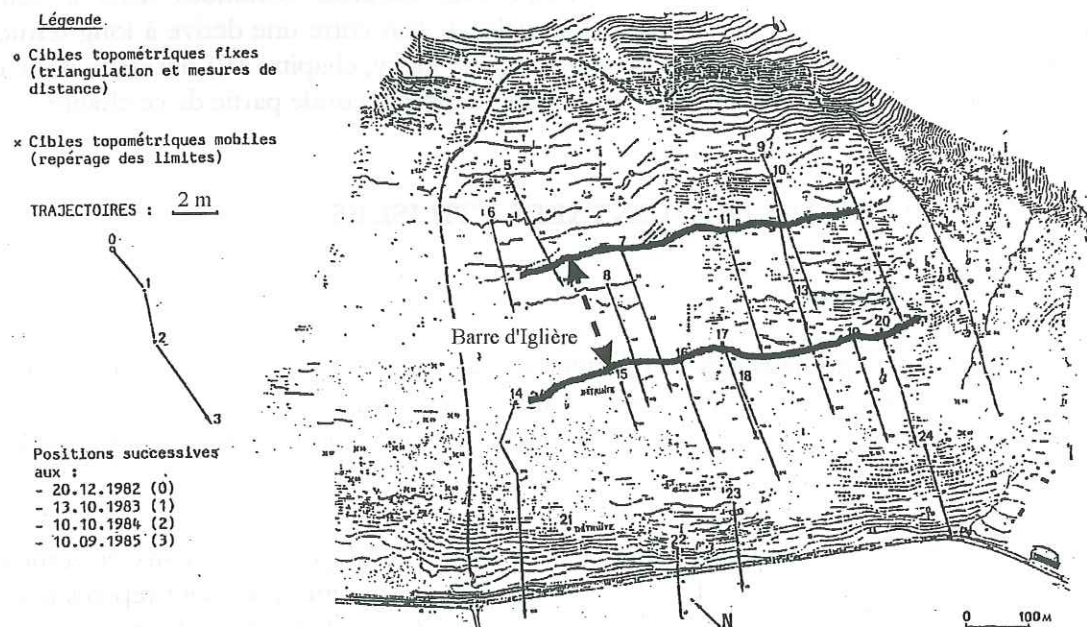


Fig. II.2 – Glissement de la Clapière (Alpes-Maritimes). Déplacement dans le plan vertical des points de triangulation sur la période 1982-1985. En gras : tracé approximatif de la barre migmatitique d'Iglière, plus compétente que les gneiss d'Anelle environnants (d'après Vibert, 1987).

- *Distancemétrie* : il s'agit de mesurer la distance oblique entre une station de mesure située comme précédemment en dehors du glissement, et un repère fixé sur la masse instable, le plus souvent matérialisé par un prisme réfléchissant (Fig. II.1). Pour exploiter toute la sensibilité de la mesure, celle-ci est faite lorsque cela est possible dans une direction proche de la direction principale du mouvement suspecté. Les distancemètres lasers ont une précision de l'ordre de 0.1 mm sur la mesure brute lorsque les conditions atmosphériques sont correctes. Cette bonne précision est cependant réduite dans la pratique par une sensibilité importante aux conditions atmosphériques et par la difficulté de corriger ces dernières. De plus, ils nécessitent l'emploi d'un prisme réfléchissant sur le point visé, ce qui implique de pouvoir accéder au point visé ou d'installer un prisme à demeure comme cela a été fait au sommet des Tours Saint-Jacques à Allèves (chapitre III). Des distancemètres lasers récents permettent d'effectuer des mesures sans que le point visé ne soit matérialisé. Cependant, leur portée est pour l'instant limitée à quelques centaines de m contre quelques km pour les distancemètres lasers classiques. Ces instruments possèdent une précision inférieure aux appareils classiques. Ils peuvent cependant se révéler utile pour mesurer l'écartement de fractures par exemple.

- *Combinaison des deux techniques précédentes* : elle permet d'augmenter la précision par rapport à la triangulation et à la distancemétrie (Fig. II.1) utilisées séparément, grâce à la surabondance des mesures (Fig. II.2).

- *Nivellement* : il permet de mesurer les dénivelées entre points le long d'un cheminement reliant deux repères. Un niveau de précision (Fig. II.3, point A) est placé à égale distance de deux mires graduées. La différence de lecture sur les mires donne la dénivelée : $Den(P_1P_2) = h_1 - h_2$. Le niveau est ensuite déplacé en B et l'opération est recommencée. La dénivelée entre P_1 et P_3 est obtenue par sommation. Un cheminement simple est ainsi réalisé. Pour contrôler la précision il est possible d'effectuer deux lectures sur deux positions contigües de la mire (double cheminement), de mesurer le profil en aller-retour, ou d'effectuer un parcours fermé. La dénivelée résiduelle sur un parcours fermé (erreur de fermeture) doit être minimale (quelques cm pour un cheminement d'une centaine de km) (Lambeck, 1988). Les niveaux lasers automatiques ont une précision de l'ordre de 0.1 mm par $km^{1/2}$ parcouru.

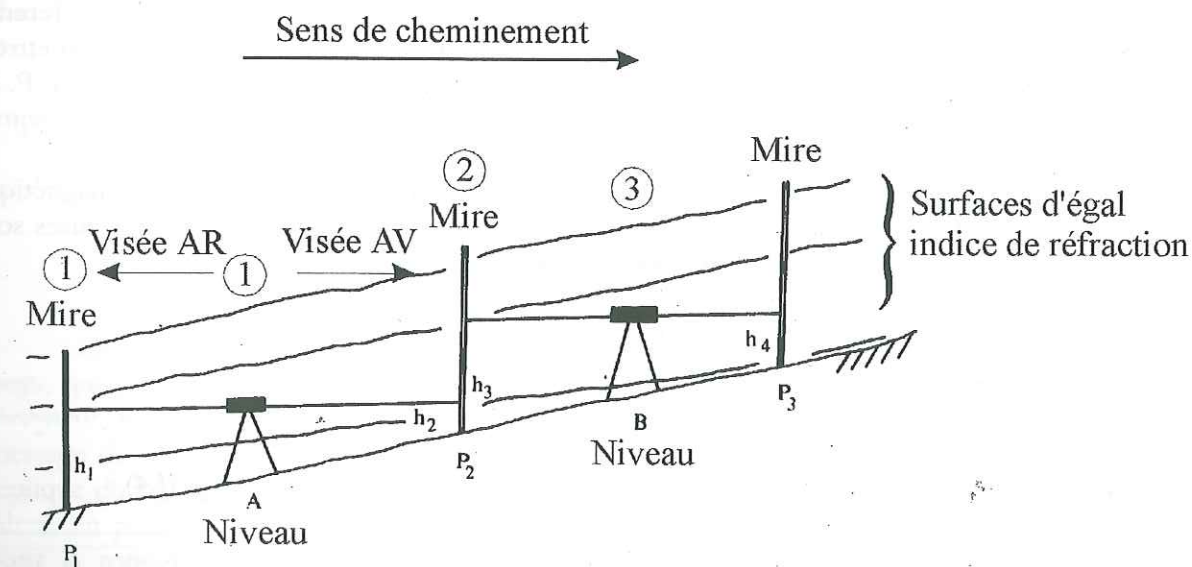


Fig. II.3 – Principe de la mesure de nivellement. P_1, P_3 : points fixes ; P_2 : point intermédiaire ; ① départ ; ② déplacement de la mire ; ③ déplacement du niveau (d'après Lambeck, 1988).

L'avantage de ces techniques est de pouvoir s'appuyer sur les points de réseaux nationaux dont la position a été déterminée il y a plusieurs dizaines d'années (Noverraz *et al.*, 1998), ce qui permet une estimation d'un mouvement général éventuel (Jouanne, 1994 ; Darmendrail, 1994).

La précision de ces méthodes est maximale lorsque des circuits fermés sont réalisés. L'erreur de fermeture totale sur un cheminement fermé peut être répartie sur l'ensemble du réseau mesuré, afin d'éviter la localisation d'erreurs importantes à certains points. C'est le principe de la *compensation* des observations, réalisée par des logiciels spécialisés (GEOLAB[®] par exemple).

Des exemples d'utilisation de ces méthodes sur des terrains instables peuvent être trouvés dans Vibert (1987) (La Clapière, Alpes-Maritimes), Antoine *et al.* (1992) (glissements dans le Trièves, Isère), Vengeon (1998) (Séchilienne, Isère), Noverraz *et al.* (1998) (sites instables en Suisse).

1.2. Le G. P. S.

1.2.1. Principe de fonctionnement du système NAVSTAR GPS

Le dispositif NAVSTAR GPS (NAVigation Satellite Timing and Ranging Global Positioning System) est un système de positionnement par satellite mis au point et développé par l'armée américaine dans les années 70 et entièrement opérationnel depuis 1993. Son but est de permettre le positionnement (trois dimensions), la mesure de l'heure précise, et de la vitesse de tout objet à la surface de la Terre ou à son voisinage, en un temps réduit et quelles que soient les conditions météorologiques. L'un des avantages du système est qu'il permet la mesure des distances et du temps dans un référentiel terrestre absolu et unique. Des compléments sur l'organisation du système NAVSTAR GPS sont présentés dans l'annexe 2.

Le développement des applications civiles du G. P. S., en particulier pour la géodésie, doit beaucoup à la création en 1992 de l'I. G. S. (International G. P. S. Service for Geodynamics) (Beutler, 1992), organisme chargé de définir et gérer un réseau mondial de stations G. P. S. de référence. Les données de ces stations sont accessibles à tout utilisateur civil, et le positionnement est exprimé dans un référentiel géodésique unique I. T. R. F. (International Terrestrial Reference Frame) (Altamimi & Boucher, 1993). La seconde mission de l'I. G. S. est de calculer et mettre à disposition des utilisateurs des orbites de haute précision des satellites de la constellation G. P. S., dans ce système de référence.

Tous les signaux émis par les satellites sont obtenus à partir d'un signal électromagnétique de fréquence fondamentale $f_0 = 10.23$ MHz généré par les horloges. Deux ondes porteuses sont émises (Hofmann-Wellenhof *et al.*, 1994 ; Rothacher & Mervart, 1996) :

$$L1 : f_1 = 154 \cdot f_0 = 1575.42 \text{ MHz } (\lambda_1 = 19.0 \text{ cm}), \text{ avec } \lambda : \text{longueur d'onde}$$

$$L2 : f_2 = 120 \cdot f_0 = 1227.60 \text{ MHz } (\lambda_2 = 24.4 \text{ cm})$$

Ces ondes sont modulées par des codes pseudo-aléatoires P et C/A (Fig. II.4) :

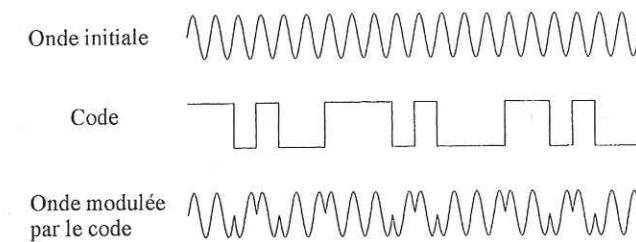


Fig. II.4 – Principe de la modulation du signal, les échelles horizontales (temporelles) ne sont pas respectées (d'après Rothacher & Mervart, 1996).

- le code C/A (Coarse Acquisition ou Clear Access) ne module que L1. Il est accessible à tout utilisateur ($\lambda \sim 300$ m) ;

- le code P (Precise ou Protected) module L1 et L2. Il est réservé aux autorités militaires américaines et à certains utilisateurs autorisés ($\lambda \sim 30$ m).

Le satellite fabrique un message de navigation contenant ses éphémérides, des coefficients de modèle ionosphérique, l'état de santé du satellite, l'écart entre le temps G. P. S. et le temps U. T. C. ... Le signal envoyé par le satellite est constitué par la modulation des deux ondes porteuses, des deux codes et du message de navigation.

Les signaux peuvent être volontairement dégradés pour restreindre leur utilisation par la communauté civile. Deux méthodes sont appliquées :

- l'accès sélectif (Selective Availability) : la fréquence des oscillateurs de bord est perturbée, ce qui entraîne une erreur sur le positionnement d'environ 10 m. Les éléments du message de navigation peuvent être aussi perturbés. Ce biais peut être réduit dans le cas où deux récepteurs échantillonnent simultanément la phase d'un même front d'onde (différence de phase) ;

- l'anti-brouillage (Anti-Spoofing) : le code P est brouillé par un code secret, ce qui empêche toute mesure sur P.

1.2.2. Exploitation des signaux

1.2.2.1. Les types de récepteurs

Quel que soit le récepteur utilisé, la mesure fondamentale est toujours une mesure de *temps*, qui permet d'accéder aux observables pseudo-distance et/ou phase (voir ci-dessous). Le récepteur enregistre le signal provenant du satellite, lit les informations contenues dans le message de navigation (identification du satellite, temps d'émission du signal...) et génère une réplique du signal reçu grâce à des algorithmes connus permettant de reproduire le ou les codes. Ainsi, on peut distinguer les récepteurs monofréquence qui n'enregistrent que L1 (applications pour la topographie sur des bases inférieures à 15 km), et les récepteurs bifréquence qui enregistrent L1 et L2 (applications à la géodésie, nécessaires pour des bases supérieures à 50 km pour pallier les effets ionosphériques). On peut également distinguer :

- des récepteurs qui n'enregistrent que les *codes*. Certains n'acquièrent que le code C/A, ce sont les moins chers et les moins performants (à partir de 2000 FF). D'autres utilisent les deux codes P (sur L1 et L2) et le code C/A (matériel militaire) ;

- des récepteurs qui enregistrent le *code et la phase*. Des récepteurs dits « codeless » n'utilisent que le code C/A et les phases sur L1 et L2. D'autres acquièrent le code C/A, les codes P (sur L1 et L2), et les phases (sur L1 et L2). Ces derniers récepteurs sont les plus précis, ce sont aussi les plus chers (~ 100 kF). Nous avons utilisé essentiellement des récepteurs de ce type, et quelques récepteurs « codeless » pour nos campagnes de terrain (site d'Allèves, Chapitre III).

1.2.2.2. Les types d'observables

Nous rappelons tout d'abord quelques paramètres décrivant les fonctions sinusoïdales. La partie réelle d'une fonction sinusoïdale peut s'écrire :

$$X(t) = A * \cos(\omega * (t - t_0) + \phi_0) \quad (II.1)$$

A : amplitude (m)

$\omega = 2\pi f$: pulsation (radians.s⁻¹) avec f : fréquence (Hz)

t₀ : temps initial (s)

ϕ_0 : phase à l'instant initial (rad)

$\phi = \omega * (t - t_0) + \phi_0$: phase à l'instant t (rad) (II.2)

Elle peut être exprimée en cycles : $\phi_{cy} = f * (t - t_0) + \phi_{0cy}$ (II.3), avec $\phi_{0cy} = \phi_0/2\pi$

Un cycle est la phase correspondant à une période (T = 1/f), et à une distance parcourue égale à la longueur d'onde : $\lambda = c/f$, où c est la vitesse de propagation de l'onde (ici c = 3.10⁸ m.s⁻¹). L'expression de la phase en distance est donc : $L = \lambda\phi$ (II.4)

Nous adopterons dans la suite la convention d'écriture suivante : **l'indice désigne le récepteur, l'exposant le satellite.**

1.2.2.2.1. La pseudodistance

La mesure du temps de propagation du signal entre le satellite et le récepteur permet de calculer une distance satellite-récepteur baptisée *pseudodistance* (Rothacher & Mervart, 1996) :

$$P_{1,2i}^j = c \times (t_i - t^j) \quad (II.5)$$

P_{1,2i}^j : pseudodistance (les indices 1 et 2 désignent les deux ondes L1 et L2)

t_i : temps de réception (temps du récepteur)

t^j : temps d'émission (temps du satellite)

c : vitesse de l'onde

Cette mesure utilise les codes C/A et/ou P et fournit une distance approchée. De nombreux facteurs doivent être pris en compte pour atteindre la distance réelle. Les plus importants sont :

- les décalages des horloges du satellite et du récepteur par rapport au temps G. P. S. ;

- les délais introduits par le parcours du signal à travers l'atmosphère ;

De manière synthétique, la pseudodistance peut donc s'écrire :

$$P_{1,2i}^j = \rho_i^j + \tau_i^j + \Delta\rho_{atm} + \rho_c \quad (II.6)$$

τ_i^j : terme de correction des décalages d'horloges du satellite et du récepteur

$\Delta\rho_{atm}$: terme de corrections atmosphériques

ρ_c : termes correctifs de second ordre (rotation terrestre, effets relativistes...)

ρ_i^j : distance vraie

En l'absence d'effets atmosphériques et en négligeant les effets de second ordre, la distance géométrique vraie s'écrit :

$$\rho_i^j = c \times (t_R - t_E) \quad (II.7)$$

t_R : temps de réception du signal exprimé en temps G. P. S.

t_E : temps d'émission du signal exprimé en temps G. P. S.

Le positionnement absolu utilise les mesures de pseudodistance. Pour cela, quatre satellites sont nécessaires (3 pour déterminer la position de la station, 1 pour estimer les décalages d'horloge). Dans ce cas, comme pour estimer la distance entre stations G. P. S. au sol, les erreurs sur la connaissance des orbites des satellites doivent être réduites. D'autres effets peuvent biaiser la détermination des positions. Parmi eux, nous pouvons citer les effets liés aux sites des stations (ouverture sur le ciel par exemple), et à la configuration géométrique des satellites dans le ciel. Ces effets sont difficilement corrigables.

1.2.2.2.2. La phase

La mesure est effectuée sur les ondes porteuses L1 et L2. Son principe repose sur la comparaison entre la phase du signal reçu par le récepteur et celle du signal réplique généré par celui-ci. D'après (II.3), on a :

$$\phi_i(t_R) - \phi^j(t_E) = f \times (t_R - t_E) \quad (II.8) \text{ en cycles, et avec (II.7) il vient :}$$

$$\phi_i(t_R) - \phi^j(t_E) = \frac{f \times \rho_i^j}{c} \quad (II.9)$$

Le déphasage $\Delta\phi(t_R)$ (compris entre 0 et 1 cycle) mesuré par le récepteur correspond à la partie décimale de la quantité $\phi_i(t_R) - \phi^j(t_E)$. Le déphasage total peut s'écrire :

$$\phi_i(t_R) - \phi^j(t_E) = \Delta\phi(t_R) + N_i^j(t_R) \quad (II.10)$$

où N_i^j(t_R) est un nombre entier de cycles que le récepteur ne peut pas mesurer. Le récepteur dispose d'un compteur pour déterminer le nombre entier de cycles n reçus depuis la première mesure. Si t_P correspond à l'instant de la première mesure, à tout instant t_R on a :

$$N_i^j(t_R) = N_i^j(t_P) + n(t_R) \quad (II.11)$$

La quantité utilisée lors du traitement des données est (Rothacher & Mervart, 1996) :

$$\Phi_j = \Delta\phi(t_R) + n(t_R) \quad (\text{II.12})$$

Ainsi pour un couple récepteur-satellite, la quantité $N_j(t_R)$ (inconnue) reste constante pour toutes les mesures tant que le signal n'est pas interrompu. Elle est appelée *ambiguïté entière*. Une interruption du signal se traduit par un changement de valeur de l'ambiguïté entière, appelé *saut de cycle*. Le but principal des algorithmes de traitement du signal G. P. S. est d'arriver à résoudre ces ambiguïtés grâce notamment à des combinaisons de mesures (Hofmann-Wellenhof et al., 1994 ; Rothacher & Mervart, 1996).

Nous avons pu observer que des effets locaux de site influençaient grandement le signal. En ce qui concerne les stations installées sur le versant d'Allèves par exemple (Chapitre III), la végétation importante introduisit de très nombreuses interruptions du signal en certaines stations (mouvement de branches d'arbres). Ceci se traduit par un nombre très important de sauts de cycles, et donc d'ambiguïtés à résoudre, rendant parfois difficile la convergence des calculs. Le logiciel que nous avons utilisé (BERNESE) possède des programmes permettant de « nettoyer » la phase, en réparant un certain nombre de sauts de cycles selon des paramètres définis par l'utilisateur. Pour certaines stations cependant, le nombre de sauts de cycles était trop important et n'a pas permis un nettoyage correct. L'effet dû à la végétation peut donc être un problème limitant les performances de la méthode. Le seul moyen de s'en affranchir est d'installer les stations dans des lieux parfaitement dégagés, qui sont cependant difficiles à trouver à des altitudes inférieures à 1600 m dans les Alpes.

1.2.2.3. Les décalages d'horloges

Les horloges du récepteur et du satellite n'étant pas parfaitement synchronisées sur le temps G. P. S., les intervalles de temps mesurés peuvent s'écrire : $\Delta t = t_r - t_s$, où t_r est le temps de réception du signal pour l'horloge du récepteur, et t_s le temps d'émission pour l'horloge du satellite. D'où :

$$\begin{aligned} t_R &= t_i + dt_i \\ t_E &= t_j + dt_j \end{aligned} \quad (\text{II.13})$$

dt_i et dt_j sont les décalages des horloges du récepteur et du satellite par rapport au temps G. P. S. Les expressions de la pseudodistance et de la phase peuvent être réécrites en tenant compte de ces décalages. Les calculs montrent qu'un décalage inférieur à $1\mu\text{s}$ produit une erreur sur la pseudodistance inférieure à 1 mm. Des paramètres de correction des horloges sont pris en compte par les logiciels de traitement, tels BERNESE (Rothacher & Mervart, 1996).

1.2.2.4. Différences entre observations

D'après (II.9), (II.12), et (II.13), la phase peut s'écrire :

$$\Phi_i^j = f(dt^j - dt_i) + \frac{f}{c}\rho_i^j - N_i^j \quad (\text{II.14}) \quad \text{avec } N_i^j : \text{ ambiguïté entière initiale}$$

Les différences entre observations permettent de réduire ou d'éliminer certains biais. Elles peuvent être effectuées sur la phase ou sur le code.

1.2.2.4.1. Simples différences

Nous considérons deux stations i et k observant le même satellite j au même instant (Fig. II.5). La simple différence s'écrit (d'après Rothacher & Mervart, 1996) :

$$\Phi_{ik}^j = \Phi_k^j - \Phi_i^j \quad (\text{II.15a})$$

$$\Phi_{ik}^j = f(dt_i - dt_k) + \frac{f}{c}(\rho_k^j - \rho_i^j) - (N_k^j - N_i^j) \quad (\text{II.15b})$$

Nous observons que cette différence élimine le décalage d'horloge satellite dt_j présent dans la mesure brute exprimée par (II.14).

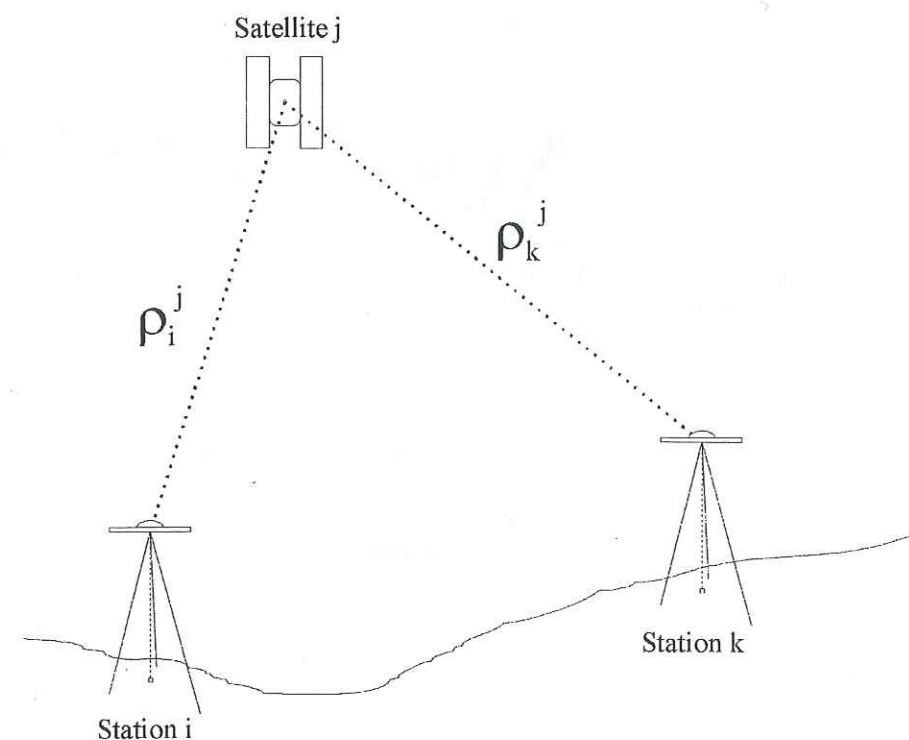


Fig. II.5 - Simples différences entre observations G. P. S.

L'influence de l'élimination de l'erreur d'horloge du satellite est représentée graphiquement par la Fig. II.6. Avant d'effectuer la simple différence, l'amplitude de variation de la phase est de 40000 cycles (Fig. II.6a). La simple différence ramène cette variation à une centaine de cycles (Fig. II.6b).

1.2.2.4.2. Doubles différences

Deux stations i et k observent deux satellites j et l simultanément (Fig. II.7). La double différence s'écrit :

$$\Phi_{ik}^{jl} = \Phi_{ik}^l - \Phi_{ik}^j \quad (\text{II.16a})$$

$$\Phi_{ik}^{jl} = \frac{f}{c}(\rho_k^l - \rho_k^j + \rho_i^j - \rho_i^l) - (N_k^l - N_k^j + N_i^j - N_i^l) \quad (\text{II.16b})$$

Cette différence élimine les décalages des horloges des récepteurs et des satellites dt_i , dt_k , dt^j , dt^l . L'élimination de ces erreurs réduit donc encore l'amplitude de variation de la phase (Fig. II.6c). La double différence constitue l'observable fondamental du logiciel BERNESE (Rothacher & Mervart, 1996).

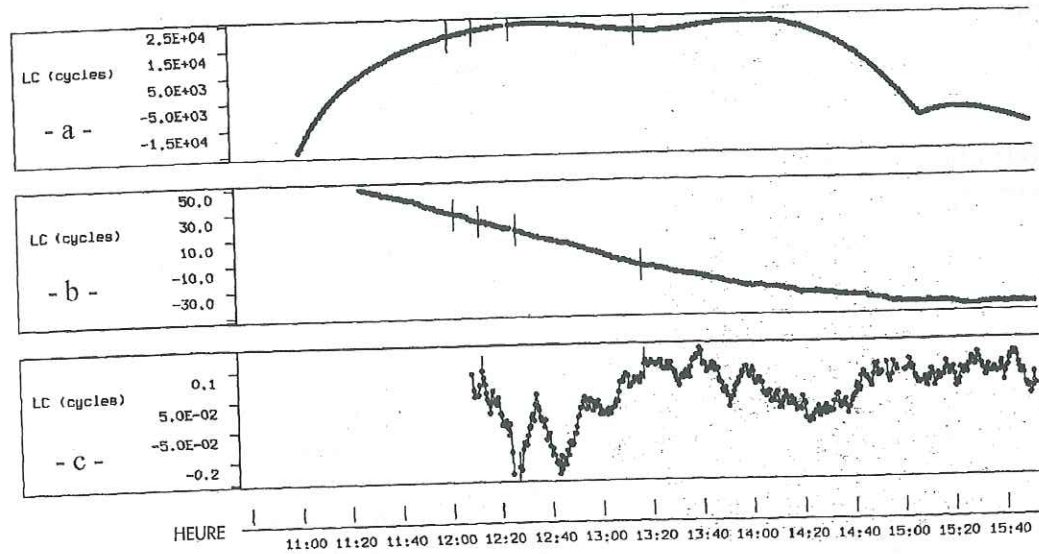


Fig. II.6 - Phase résiduelle en fonction du temps. (a) : phase avant différenciation ; (b) : phase après simple différence ; (c) : phase après double différence (explications dans le texte) (Cazenave & Feigl, 1994).

1.2.2.4.3. Triples différences

Nous considérons deux stations i et k observant simultanément deux satellites j et l. Les mesures sont comparées à deux époques t_1 et t_2 (Fig. II.8). Cette différence s'écrit :

$$\Phi_{ik}^j(t_1, t_2) = \Phi_{ik}^j(t_2) - \Phi_{ik}^j(t_1) \quad (II.17a)$$

$$\Phi_{ik}^j(t_1, t_2) = \frac{f}{c} [\rho_k^j(t_2) - \rho_k^j(t_1) + \rho_i^j(t_2) - \rho_i^j(t_1) - (\rho_k^l(t_2) - \rho_k^l(t_1) + \rho_i^l(t_2) - \rho_i^l(t_1))] \quad (II.17b)$$

La triple différence permet d'éliminer toutes les ambiguïtés entières, tant que le signal n'est pas interrompu. Le logiciel BERNESE utilise ce résultat pour détecter les sauts de cycles et « nettoyer » la phase. Le détail de cette procédure peut être trouvée dans Rothacher & Mervart, (1996).

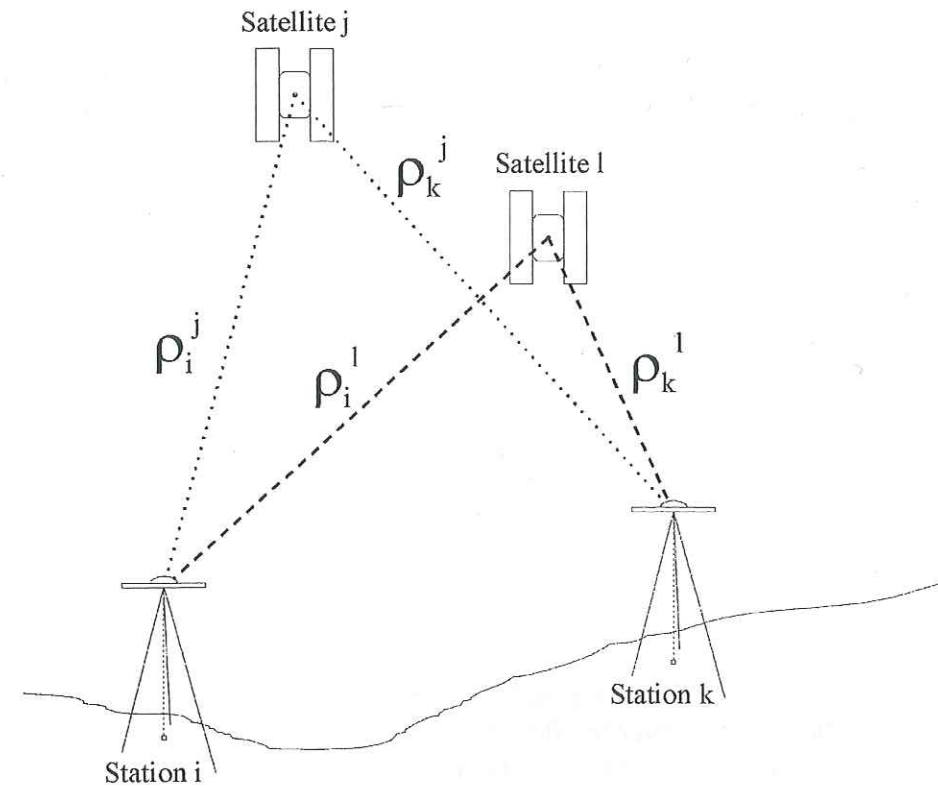


Fig. II.7 - Doubles différences entre observations G. P. S.

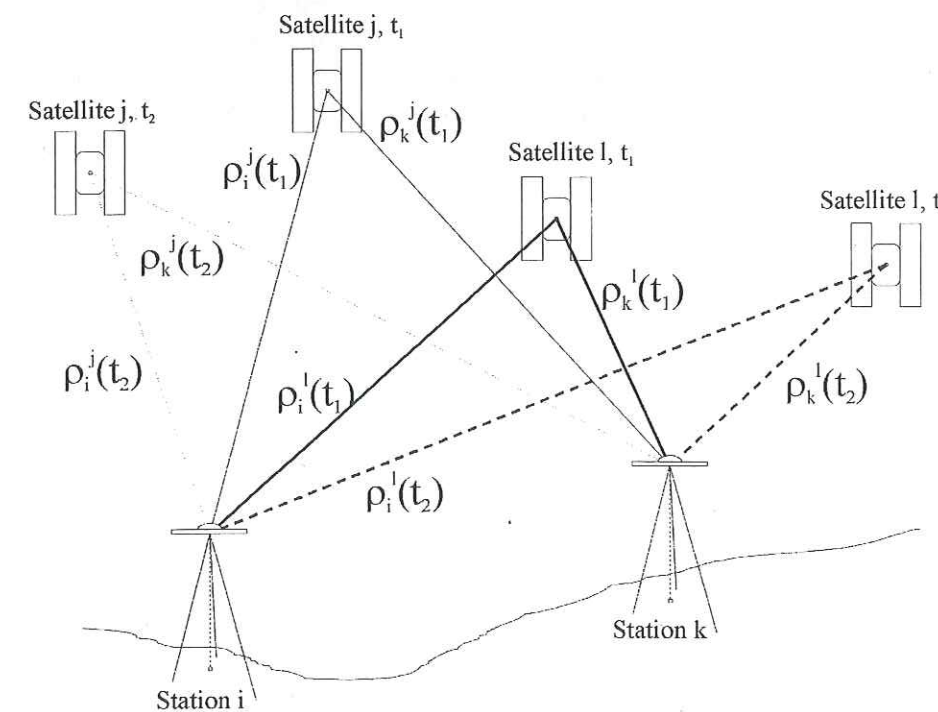


Fig. II.8 - Triples différences entre observations G. P. S.

1.2.2.5. Les effets atmosphériques

L'atmosphère terrestre perturbe la propagation du signal émis par le satellite, faussant les mesures de code et de phase. Deux parties de l'atmosphère ont des comportements très différents sur l'onde électromagnétique : la troposphère et l'ionosphère.

1.2.2.5.1. Effet de la troposphère

La troposphère constitue la partie inférieure de l'atmosphère terrestre, s'étendant du sol à 40 km d'altitude environ. C'est un milieu électriquement neutre et non dispersif pour les ondes utilisées par le G. P. S. (l'indice de réfraction ne dépend pas de la fréquence). Ses effets sont identiques sur la phase et le code, et produisent un retard sur le temps de propagation, surestimant ainsi la pseudodistance. Ce retard dépend de la température, de la pression, de l'humidité, de l'élévation du satellite (par exemple il est d'environ 2 m pour un satellite au zénith et atteint 30 m pour une élévation de 5°). Il est d'autant plus nécessaire de le prendre en compte que les différences d'altitude entre les stations sont grandes. Il constitue donc un paramètre fondamental pour les réseaux d'étude et de surveillance des escarpements rocheux tels que celui que nous avons mesuré à Allèves (Chapitre III).

De nombreux modèles de la troposphère ont été développés (Saastamoinen, Hopfield, réfraction différentielle... Les références détaillées de ces modèles peuvent être trouvées dans Rothacher & Mervart, 1996). Le retard troposphérique est dû pour partie à l'atmosphère « sèche », et à une composante « humide » délicate à modéliser. Le logiciel BERNESE propose un choix de plusieurs modèles, nous avons utilisé classiquement celui de Saastamoinen¹ (Saastamoinen, 1973 ; Rothacher & Mervart, 1996), avec des données météorologiques standard. Différentes stratégies sont possibles pour introduire des données météorologiques dans les modèles : données brutes prises sur le terrain, modèle standard ou local météorologique... Les données standard que nous avons utilisées (pression, température, pression partielle de vapeur d'eau) sont calculées par le logiciel en fonction de l'altitude des stations et pour différentes périodes de la journée à partir d'un modèle de l'atmosphère standard (en équilibre thermodynamique). Elles ne correspondent pas à des mesures météorologiques ponctuelles mais nous avons préféré les utiliser compte tenu de l'incertitude importante sur la détermination expérimentale de certains paramètres, tels l'humidité par exemple. Nous avons utilisé le modèle de Saastamoinen avec des paramètres troposphériques *locaux*, c'est-à-dire relatifs à chaque station. L'utilisation de tels paramètres est nécessaire en terrain montagneux. En effet, ces paramètres tiennent compte de l'altitude de la station, et de la période de la journée². Ceci permet donc une modélisation plus précise des propriétés de la troposphère.

¹ La correction sur la pseudodistance s'exprime par (Saastamoinen, 1973) :

$$\Delta\rho_i^j = \frac{0.002277}{\cos z} \left[p + \left(\frac{1255}{T} + 0.05 \right) \times e - B \times \tan^2 z \right], \text{ avec :}$$

z : élévation du satellite (°)

p : pression atmosphérique (mb)

e : pression partielle de vapeur d'eau (mb)

T : température (K)

B : terme fonction de l'altitude de la station (Bauersima, 1983)

² Le logiciel BERNESE permet de choisir le nombre de paramètres à utiliser par session d'enregistrement. Nous avons utilisé un découpage temporel des sessions avec 4 paramètres, valeur standard.

1.2.2.5.2. Réfraction ionosphérique

L'ionosphère est la partie haute de l'atmosphère et s'étend de 70 à 1000 km d'altitude. C'est un milieu fortement ionisé sous l'action du rayonnement solaire, et dispersif pour les ondes G. P. S³. Il introduit un retard sur les mesures de code, et une avance sur la phase (identiques en valeur absolue). Ceci implique que les distances mesurées sur le code sont surestimées, et qu'elles sont sousestimées quand elles sont mesurées sur la phase, par rapport à la distance vraie (ces variations sont comprises entre 1 et 100 m ; Rothacher & Mervart, 1996). Le délai ionosphérique dépend directement de la concentration en électrons libres du milieu, et peut connaître des variations temporelles extrêmement rapides. Il dépend de la latitude (effets importants à l'équateur et aux pôles), de l'activité solaire (cycle de 11 ans), du champ magnétique terrestre, de la période de l'année, de l'éclairement (jour/nuit).

Les effets de l'ionosphère sur le signal G. P. S. peuvent être divisés en deux catégories : des effets à grande longueur d'onde (variables avec la latitude), qui peuvent être approchés par des modèles déterministes⁴, et des phénomènes extrêmement rapides (« scintillation » causant de très nombreux sauts de cycles, véritable bruit sur le signal) nécessitant des modèles stochastiques. Le logiciel BERNESE intègre ces deux types de modèles. Les modèles déterministes peuvent être globaux ou locaux (calculés autour d'une station) (Wild, 1994) selon la longueur des bases à déterminer. La composante stochastique est estimée en considérant comme inconnus les paramètres de correction déterministes. Ils seront évalués numériquement au fur et à mesure du calcul (Rothacher & Mervart, 1996). Dans le traitement des données provenant du site d'Allèves, nous avons utilisé un calcul déterministe local.

1.2.2.6. Expressions des observables incluant les corrections d'horloge et les effets atmosphériques

Les expressions de la pseudodistance, de la phase, et les différences entre observations peuvent être réécrites en tenant compte des corrections atmosphériques et des décalages d'horloges du satellite et du récepteur (Rothacher & Mervart, 1996). La phase corrigée L est exprimée en distance grâce à l'équation (II.4) : $L = \lambda\phi$. La pseudodistance corrigée est dénommée P. Les termes $N_{1,2}^i$ désignent les ambiguïtés entières.

1.2.2.6.1. Pseudodistance et phase

Nous pouvons écrire (Rothacher & Mervart, 1996) :

$$P_{1i}^j = \rho_i^j + I_{1i}^j + \Delta\rho_i^j + c \times (dt^j - dt_i) \quad (\text{II.18a})$$

$$P_{2i}^j = \rho_i^j + \frac{f_1^2}{f_2^2} I_{1i}^j + \Delta\rho_i^j + c \times (dt^j - dt_i) \quad (\text{II.18b})$$

³ En première approximation, la réfraction ionosphérique peut se traduire sur la pseudodistance par (Rothacher & Mervart, 1996) :

$$I_{1i}^j = \frac{K}{f_1^2} \text{ sur l'onde L1, où K est une constante. Sur L2 : } I_{2i}^j = \frac{f_1^2}{f_2^2} \times I_{1i}^j$$

⁴ Ces modèles dits de simple couche assument l'hypothèse que les électrons libres sont tous répartis sur une couche unique de très faible épaisseur. En estimant la densité surfacique des électrons sur la couche, la réfraction peut être calculée lors de la traversée de la couche par le signal (Rothacher & Mervart, 1996).

$$L_{1i}^j = \rho_i^j - I_{1i}^j + \Delta\rho_i^j + c \times (dt^j - dt_i) + \lambda_1 N_{1i}^j \quad (\text{II.18c})$$

$$L_{2i}^j = \rho_i^j - \frac{f_1^2}{f_2^2} I_{1i}^j + \Delta\rho_i^j + c \times (dt^j - dt_i) + \lambda_2 N_{2i}^j \quad (\text{II.18d})$$

1.2.2.6.2. Simples différences

Elles peuvent être obtenues par :

$$P_{1,2ik}^j = P_{1,2k}^j - P_{1,2i}^j \quad (\text{II.19a})$$

$$L_{1,2ik}^j = L_{1,2k}^j - L_{1,2i}^j \quad (\text{II.19b})$$

1.2.2.6.3. Doubles différences

Nous donnons ci-après le détail de ces observables, données fondamentales pour le logiciel BERNESE (Rothacher & Mervart, 1996) :

$$P_{ik}^j = \rho_{ik}^j + I_{1ik}^j + \Delta\rho_{ik}^j \quad (\text{II.20a})$$

$$P_{2ik}^j = \rho_{ik}^j + \frac{f_1^2}{f_2^2} I_{1ik}^j + \Delta\rho_{ik}^j \quad (\text{II.20b})$$

$$L_{1ik}^j = \rho_{ik}^j - I_{1ik}^j + \Delta\rho_{ik}^j + \lambda_1 N_{1ik}^j \quad (\text{II.20c})$$

$$L_{2ik}^j = \rho_{ik}^j - \frac{f_1^2}{f_2^2} I_{1ik}^j + \Delta\rho_{ik}^j + \lambda_2 N_{2ik}^j \quad (\text{II.20d})$$

Avec :

$$\rho_{ik}^j = \rho_k^j - \rho_k^i + \rho_i^j - \rho_i^k \quad (\text{II.21})$$

$$I_{1ik}^j = I_{1k}^j - I_{1k}^i + I_{1i}^j - I_{1i}^k \quad (\text{II.22})$$

$$\Delta\rho_{ik}^j = \Delta\rho_k^j - \Delta\rho_k^i + \Delta\rho_i^j - \Delta\rho_i^k \quad (\text{II.23})$$

$$N_{1,2ik}^j = N_{1,2k}^j - N_{1,2k}^i + N_{1,2i}^j - N_{1,2i}^k \quad (\text{II.24})$$

1.2.2.7. Les orbites des satellites

La précision sur la connaissance de la position des satellites se répercute différemment sur le positionnement cherché selon que celui-ci est absolu ou relatif. En positionnement absolu, l'erreur sur l'orbite est traduite intégralement sur la position de la station. Ainsi, l'utilisation des éphémérides diffusées en temps réel dans le signal entraîne-t-elle une incertitude d'environ 10 m sur le positionnement. En positionnement relatif, si r est la distance récepteur-satellite et b la distance entre deux récepteurs, on a (Bauersima, 1983) :

$$\frac{dr}{r} = \frac{db}{b} \quad (\text{II.25})$$

A titre d'exemple, une incertitude dr de 10 m induira sur la longueur d'une base de 1 km une erreur de 0.5 mm. La même incertitude sur l'orbite induira sur une base de 100 km une erreur de 5 cm. Nous voyons donc l'intérêt d'un positionnement relatif vis-à-vis des erreurs d'orbites, et la nécessité de pouvoir disposer d'orbites précises.

L'une des missions de l'I. G. S. est de fournir à la communauté scientifique des orbites recalculées de grande précision. Le tableau ci-après compare ces orbites à celles disponibles en temps réel.

Provenance de l'orbite	Qualité (m)	Délai de mise à disposition	Lieu de mise à disposition
Satellite	3	Instantané	Message de navigation du signal
I. G. S.	0.05	11 jours	Centre de calcul I. G. S.

Tab. II.1 - Comparaison des meilleures précisions des orbites de navigation et des orbites recalculées en 1996 (les orbites recalculées sont données pour une extrapolation valable sur 2-4 heures. Pour une extrapolation sur 48 heures, la qualité est de 0.1 m environ) (Rothacher & Mervart, 1996).

Le logiciel BERNESE traite les orbites en deux étapes (Rothacher & Mervart, 1996) : il transforme les données initiales (messages de navigation ou éphémérides précises) en orbites exprimées dans un système de référence commun (orbites appelées tabulaires⁵), puis crée des orbites standard sur un arc (intervalle de temps) défini par l'utilisateur. Plus celui-ci est long, moins les orbites seront précises. Cependant, un raccourcissement des arcs multiplie les fichiers d'orbites et les traitements. Tous les calculs que nous avons effectués concernant le site d'Allèves (chapitre III) ont été faits grâce à des orbites précises calculées par l'I. G. S.

1.2.2.8. Les combinaisons linéaires de mesures

Certains biais peuvent être éliminés en utilisant des combinaisons linéaires des mesures de phase ou de code. Le logiciel BERNESE utilise les combinaisons linéaires effectuées sur les mesures directes ou sur les doubles différences (Rothacher & Mervart, 1996).

L et P désignent respectivement la phase et la pseudodistance exprimée en distance, corrigées des décalages d'horloges et des effets atmosphériques (2.1.2.6) ; les indices 1 et 2 désignent les deux ondes.

1.2.2.8.1. Combinaison L3 éliminant les effets de l'ionosphère

Les équations données en 2.1.2.6 permettent de montrer que la combinaison suivante élimine le délai ionosphérique (Hofmann-Wellenhof et al., 1994 ; Rothacher & Mervart, 1996) :

$$L_3 = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 L_1 - f_2^2 L_2) \quad (\text{II.26})$$

Une combinaison « ionosphere-free » peut être obtenue de manière identique sur le code. Le résultat contient les ambiguïtés de courte longueur d'onde (N_1 , baptisée « narrow-lane ambiguity »), et des ambiguïtés de grande longueur d'onde ($N_5 = N_1 - N_2$, baptisée « wide-lane ambiguity »). Cette combinaison n'est donc pas très performante pour résoudre les ambiguïtés.

⁵ Ceci nécessite de disposer de données sur les paramètres de rotation terrestre.

1.2.2.8.2. Combinaison L4 éliminant les effets géométriques

La combinaison L4 est donnée par (Rothacher & Mervart, 1996) :

$$L_4 = L_1 - L_2 \quad (\text{II.27})$$

Une combinaison identique peut être obtenue sur le code. Le résultat est *indépendant des décalages d'horloges des récepteurs, des erreurs sur les orbites des satellites, des incertitudes sur les coordonnées des stations (géométrie)*. Il contient le délai ionosphérique et les ambiguïtés initiales (phase). La combinaison L4 est utilisée pour l'estimation de modèles ionosphériques locaux.

1.2.2.8.3. Combinaison L5, ambiguïtés de grande longueur d'onde

La combinaison « wide-lane » est formée sur la phase :

$$L_5 = \frac{1}{f_1 - f_2} (f_1 L_1 - f_2 L_2) \quad (\text{II.28})$$

Elle contient les ambiguïtés $N_5 = N_1 - N_2$, correspondant à une onde fictive de longueur d'onde 86 cm. Cette combinaison est utilisée par le logiciel BERNESE sur les doubles différences pour réparer les sauts de cycles (nettoyage de la phase) et pour résoudre les ambiguïtés (Rothacher & Mervart, 1996).

1.2.2.8.4. Combinaison L6 Melbourne-Wübbena

C'est une combinaison de phase et de code :

$$L_6 = \frac{1}{f_1 - f_2} (f_1 L_1 - f_2 L_2) - \frac{1}{f_1 + f_2} (f_1 P_1 + f_2 P_2) \quad (\text{II.29})$$

Le résultat *élimine les délais ionosphériques et troposphériques, les décalages d'horloges, la géométrie*. Utilisée sur les doubles différences la combinaison ne contient que les ambiguïtés N_5 . Elle est donc utilisée par BERNESE pour résoudre les ambiguïtés (et pour détecter les sauts de cycles sur les observations directes) (Wübbena, 1985 ; Melbourne, 1985 ; Rothacher & Mervart, 1996). Les principales caractéristiques de ces combinaisons sont résumées dans le tableau ci-dessous.

Onde ou combinaison linéaire	λ (cm)	Bruit relatif en distance, (bruit sur $L_1 = 1$)	Effet ionosphérique relatif (effet sur $L_1 = 1$)
Onde porteuse L1	19	1	1
Onde porteuse L2	24	1	1.6
Ionosphere-free L3	0	3	0
Geometry-free L4	∞	1.4	0.6
Wide-lane L5	86	5.7	1.3
Melbourne-Wübbena L6	86		0

Tab. II.2 - Combinaisons linéaires des observables G. P. S. utilisées par le logiciel BERNESE (Rothacher & Mervart, 1996).

1.2.2.9. Positionnement absolu et positionnement différentiel

1.2.2.9.1. Positionnement absolu

La position absolue d'un récepteur peut être déterminée grâce aux mesures de pseudodistance $P_{1,2i}$ sur les codes. Nous pouvons écrire (d'après 2.1.2.6.1) :

$$P_{1,2i}^j = \rho_i^j + c \times (dt^j - dt_i) + \Delta\rho_{\text{atm}} \quad (\text{II.30})$$

où $\Delta\rho_{\text{atm}}$ représente toutes les corrections atmosphériques

$\rho_i^j = \sqrt{(X^j - X_i)^2 + (Y^j - Y_i)^2 + (Z^j - Z_i)^2}$ (II.31) est la distance vraie, et (X^j, Y^j, Z^j) sont les coordonnées connues du satellite dans le repère géocentrique (X_i, Y_i, Z_i) sont les coordonnées inconnues de la station dans le même repère dt^j peut être calculé à partir des données du message de navigation dt_i est inconnu.

L'obtention du quadruplet (X_i, Y_i, Z_i, dt_i) nécessite donc des *mesures sur 4 satellites au moins*. Ce type de positionnement possède une précision de quelques dizaines de mètres, et cumule les erreurs sur les orbites des satellites. Il est également très sensible à la distribution géométrique des satellites (des paramètres statistiques tels que la dilution de précision fournissent des indications sur cette distribution).

1.2.2.9.2. Positionnement différentiel

Le positionnement différentiel est la technique d'estimation des coordonnées la plus précise. C'est pourquoi, cette méthode est utilisée pour détecter des *mouvements*. Tous les traitements que nous avons effectué ont été réalisés grâce à cette technique. Elle consiste à déterminer un *vecteur de base* entre une station i dont la position est connue (X_i, Y_i, Z_i) , et une station k à déterminer (X_k, Y_k, Z_k) .

$$B_{ik} = \begin{pmatrix} X_k - X_i \\ Y_k - Y_i \\ Z_k - Z_i \end{pmatrix} \quad (\text{II.31})$$

Le vecteur B_{ik} est obtenu grâce aux mesures de phase effectuées aux stations i et k , simultanément sur les mêmes satellites. L'erreur totale est alors la différence des erreurs de mesure aux deux stations. Les erreurs dues aux orbites seront réduites en utilisant des orbites précises (I. G. S.), les différences simples et doubles permettront d'éliminer les décalages d'horloges. Les combinaisons linéaires de mesures permettront l'élimination d'autres biais, et la résolution des ambiguïtés. Le principe de base des stratégies de calcul mises en œuvre dans le logiciel BERNESE est d'utiliser le positionnement absolu pour obtenir des coordonnées a priori des stations peu précises, qui seront affinées par un traitement différentiel. Tous les calculs que nous avons effectués reposent sur ce principe (voir Chapitre III). Nous arrivons ainsi à une précision de *quelques millimètres sur chaque coordonnée*.

1.2.2.10. Autres effets affectant le positionnement

Les nombreux autres effets pouvant biaiser la détermination de coordonnées précises peuvent se grouper en deux catégories : les effets liés au signal, et ceux liés au site de réception.

1.2.2.10.1. Effets liés au signal

Le signal possède un bruit intrinsèque. L'utilisation de combinaisons de mesures présente l'inconvénient d'augmenter le bruit (Tab. II.2). Les récepteurs génèrent également du bruit, son importance décroissant avec leur prix. Les appareils que nous avons utilisés possèdent un bruit réduit (appareils de précision). Enfin, la chaîne de réception antenne-préamplificateur-cable est également source de bruit. La mauvaise qualité du câble d'antenne par exemple peut parasiter le signal.

Les déplacements du satellite et du récepteur par rapport au repère géocentrique produisent des effets relativistes qui doivent être corrigés sur l'orbite du satellite, sur le trajet du signal ($\Delta\rho \sim 19$ mm), sur l'horloge du satellite et celle du récepteur. Les corrections sont effectuées dans les éphémérides des satellites, dans les récepteurs (corrections de fréquence), dans les données du message de navigation, dans le traitement des données.

1.2.2.10.2. Effets liés au site de réception

La géométrie du dispositif de réception intervient dans la détermination de la position du centre de phase de l'antenne par rapport au point à déterminer (point précis de collecte des signaux). Pour cela il est nécessaire de posséder des données précises sur la géométrie des antennes et sur leur calibration. Le logiciel BERNESE permet d'intégrer ces données de manière très simple.

Les mesures G. P. S. que nous avons faites sur le site d'Allèves (chapitre III) ont été réalisées par centrage optique : le repère fixé au rocher est visé grâce à une embase montée sur un trépied. La durée des sessions d'enregistrement étant comprise en moyenne entre 12h et 24h, le centrage peut se modifier légèrement au cours de la session (~ 1 mm). Il est donc important de le vérifier aussi souvent que possible, et de contrôler en fin de session qu'il n'y a pas d'écart supérieur au mm par rapport à la position initiale.

L'angle d'ouverture de l'antenne sur le ciel doit être maximal, afin de recevoir une quantité suffisante de signaux et de ne pas induire d'erreur systématique liée au fait que tous les signaux proviennent de la même partie du ciel à cause d'un masque (biais géométrique). Nous avons rencontré ce problème à Allèves (Chapitre III) avec un relief important et un couvert végétal très dense. Les données de moins bonne qualité ont été recueillies sur des stations présentant un masque important (points SJ01, SJ02). Les meilleures données proviennent du point de la Dent de Gonvy, parfaitement dégagé (SJ22). La végétation n'étant pas un masque continu et immobile peut induire également un signal très discontinu où les sauts de cycles sont nombreux, dans le cas où le récepteur est placé en lisière de forêt par exemple. La difficulté la plus importante concernant le traitement de ces stations s'est donc située dans le « nettoyage » de la phase (réparation des sauts de cycles par mise en continuité de morceaux de signal coupé sur des intervalles de temps très courts, Rothacher & Mervart, 1996).

Le signal peut se réfléchir sur un ou plusieurs obstacles proches de l'antenne avant de parvenir au récepteur, faussant les mesures de pseudodistance et de phase (multitrajet). En

positionnement relatif sur des bases courtes et avec plusieurs heures d'enregistrement, l'erreur induite est de l'ordre du centimètre (elle peut atteindre 10 à 20 m en positionnement absolu). Ce phénomène dépendant de la nature et de la géométrie des obstacles ne peut être modélisé. Il peut être réduit en évitant les surfaces réfléchissantes à proximité de la station, en utilisant des antennes équipées de plans absorbants, en choisissant parmi les données des satellites de haute élévation, et en augmentant le temps d'observation. Dans l'application que nous avons faite du G. P. S. à l'étude des escarpements rocheux il est difficile de s'affranchir des obstacles que sont les surfaces des blocs autour de la station. Un masquage non négligeable dû au relief pouvant exister, il se révèle difficile de restreindre volontairement le choix des satellites. Il convient donc de surveiller les indicateurs statistiques quantifiant le multitrajet sur les données brutes avant d'entreprendre tout traitement. Ces indicateurs ne nous ont pas révélé de multitrajets importants pour nos stations.

Signalons enfin qu'il est indispensable de ne pas placer de station à proximité d'un champ électromagnétique tel qu'une ligne électrique, pour pouvoir effectuer des enregistrements corrects.

1.2.2.11. Les stratégies de calcul

Le choix d'une stratégie de calcul pour obtenir un positionnement relatif précis dépend de la taille des bases à estimer, du type d'observables disponibles, de la longueur des sessions de mesures, de la redondance des observations. Le but principal du traitement est de résoudre les ambiguïtés entières initiales $N_{1,2i}$.

1.2.2.11.1. Résolution des ambiguïtés

Le logiciel BERNESE procède à la résolution des ambiguïtés en utilisant les doubles différences, en deux étapes. Rappelons que les ambiguïtés recherchées sont des nombres entiers de cycles. Les ambiguïtés sont tout d'abord estimées en étant considérées comme des nombres réels (ajustement aux moindres carrés), puis la meilleure valeur entière est attribuée à chacune d'elle. Cette deuxième étape a conduit au développement de 4 algorithmes différents, parmi lesquels l'utilisateur peut choisir (Rothacher & Mervart, 1996) :

- L'algorithme **ROUND** est le plus simple : les valeurs réelles des ambiguïtés sont arrondies à l'entier le plus proche.
- Dans l'algorithme **SIGMA**, l'erreur sur la détermination de chaque ambiguïté réelle est évaluée (rms) grâce à la matrice de variance-covariance. Les ambiguïtés sont classées par ordre de rms croissant, et une itération consiste à arrondir à l'entier le plus proche les M meilleures valeurs. Cet algorithme traite donc les ambiguïtés une par une, à la différence de **SEARCH** (ci-dessous) qui les traite globalement.
- A partir d'un intervalle de confiance choisi, l'algorithme **SEARCH** détermine pour chaque ambiguïté réelle un intervalle I contenant toutes les valeurs entières susceptibles d'être affectées à l'ambiguïté. Toutes les valeurs de cet intervalle sont combinées avec les valeurs de tous les autres intervalles. Un nombre important de vecteurs solutions potentielles sont ainsi créés. Un ajustement aux moindres carrés compare chaque vecteur solution au vecteur des solutions réelles initial. Le vecteur présentant le meilleur ajustement constitue la solution retenue. Cet algorithme est très utilisé en fonctionnement « rapide statique ». Le principal inconvénient de

cet algorithme, dû aux critères de rejets utilisés, est qu'il résout soit toutes les ambiguïtés, soit aucune.

- L'algorithme **QIF** (Quasi Ionosphere-Free) utilise les combinaisons L1, L2, L4, et compare le résultat obtenu en considérant les ambiguïtés comme réelles et comme entières. Ceci conduit à chercher le meilleur couple d'entiers (N_1, N_2) pour chaque ambiguïté réelle sur les deux fréquences.

Le choix d'un algorithme dépend principalement : du type de mesures disponible (des mesures de phase sont-elles disponibles sur les deux fréquences ? Si c'est la cas, des mesures de code de bonne qualité sont-elles disponibles ?) ; de la longueur de la base ; de la durée de la session. Le tableau suivant résume les principales utilisations des différents algorithmes.

Durée de la session		Taille de la base		
		< 10 km	10 – 100 km	100 – 2000 km
Session courte		SEARCH	SEARCH	---
Session longue		QIF (L3) SIGMA L1 SIGMA L1 & L2	QIF (L3)	QIF (L3) SIGMA L5 SIGMA L6 SIGMA L1 & L2

Tab. II.3 - Principales utilisations des algorithmes de résolution des ambiguïtés (d'après Rothacher & Mervart, 1996). En gras, la solution retenue lors du traitement des bases locales sur Allèves (Chapitre III).

Lors du traitement des campagnes sur Allèves, nous avons déterminé la position du point pivot sur des bases SJ05 – station I. G. S. (plusieurs centaines de km), en utilisant l'algorithme QIF. La détermination des bases locales s'est faite en utilisant l'algorithme SIGMA sur la fréquence L1 seule, les effets ionosphériques étant moins sensibles sur cette fréquence (Tab. II.2) (Wild, 1994 ; Beutler *et al.*, 1995).

1.2.2.11.2. Vue d'ensemble du traitement

Les traitements de données G. P. S. que nous avons réalisés avec le logiciel BERNESE nécessitent l'introduction d'un certain nombre de données complémentaires :

- paramètres de rotation terrestre, indications sur la santé de la constellation de satellites... Ces données doivent être réactualisées périodiquement ;
- éphémérides précises des satellites ;
- coefficients de corrections des horloges ;
- coefficients de modèles ionosphériques ;
- coordonnées a priori précises des stations I. G. S. (I. T. R. F.) lors du traitement de longues bases ;

Le traitement proprement dit d'une session comprend les étapes suivantes (des indicateurs statistiques permettent de contrôler l'efficacité des opérations à chaque étape du calcul) :

- 1) Mise au format des fichiers de données (passage du format du récepteur Ashtech[®] au format RINEX : Raw International EXchange format).
- 2) Création des orbites tabulaires, puis standard en définissant leur période de validité (arcs).
- 3) Nettoyage des mesures de code.
- 4) Calcul de coordonnées grâce au positionnement absolu sur les mesures de code. Les résultats serviront de coordonnées a priori pour les stations locales à estimer.
- 5) Calcul des simples différences.
- 6) Nettoyage de la phase (détection et réparation des sauts de cycles). Cette opération est fondamentale car elle conditionne le nombre d'ambiguïtés qui devront être déterminées.
- 7) Résolution des ambiguïtés, avec boucle éventuelle pour assurer la convergence du calcul.
- 8) Sauvegarde des coordonnées et des équations normales. Ces équations contiennent sous une forme condensée tous les paramètres de la solution déterminée grâce aux calculs précédents. La manipulation des équations normales est particulièrement pratique puisqu'elle évite de devoir réutiliser les observations initiales, ce qui serait très lourd.
- 9) Détermination précise des coordonnées finales : elle est effectuée en combinant les équations normales de toutes les sessions pour obtenir un jeu d'équations normales pour l'époque de mesure. La précision sur le positionnement est obtenue en testant la répétabilité des sessions (pour des observations supérieures à 12h). Ce test consiste à comparer les solutions obtenues sur deux moitiés de session de durées égales.
- 10) Estimation éventuelle des vitesses de déplacement entre deux ou plusieurs époques de mesures. Les vitesses sont évaluées en combinant les équations normales issues des différentes époques et calculées en 9).

La précision sur la position des repères obtenue sur le site d'Allèves sera présentée au chapitre III (paragraphe 3.1.1).

1.2.3. La stratégie sur le terrain

Différentes stratégies de déploiement sur le terrain peuvent être mises en œuvre selon le but recherché (cf. annexe 2). Notre but étant de déterminer des déplacements avec précision, nous avons opté sur le site d'Allèves pour le positionnement statique (chapitre III).

Tous les récepteurs sont fixes. L'antenne étant montée sur trépied et le centrage étant effectué optiquement, il convient de vérifier le centrage des embases avant chaque campagne de mesure. En utilisant un seul point pivot comme nous l'avons fait, il convient de veiller à ce qu'il soit dans une position relativement centrale par rapport au reste du réseau afin d'éviter d'introduire des biais systématiques liés à l'excentrement. Nous avons adopté des temps d'observation longs (de 10h à plus de 24h), afin d'obtenir une bonne précision.

1.2.4. Conclusion

L'utilisation du G. P. S. pour la détermination des mouvements d'une masse instable comprend deux catégories de problèmes (qui ne sont pas indépendants) : d'une part, les problèmes de **mise en œuvre de la méthode sur le terrain** ; d'autre part, ceux liés à **l'obtention d'une précision adéquate**.

1.2.4.1. Mise en œuvre sur le terrain

La mise en œuvre sur le terrain en zone montagneuse se heurte au problème du *masque* qui interdit les observations dans certaines parties du ciel. Il est dû au relief et à la végétation.

Le masque produit par le *relief* est important sur les versants des vallées alpines et peut introduire un biais systématique dont l'influence est difficilement mesurable, et qui est inévitable. Des masques locaux peuvent également être créés par des blocs rocheux situés à proximité des stations de mesures. Il convient d'éviter de telles situations en plaçant les stations quand cela est possible au sommet des blocs, comme cela a été fait pour certains points du réseau d'Allèves (cf chapitre III : 2.2.1.1).

Le masque dû à la *végétation* est constitué essentiellement par la proximité de terrains boisés. Il peut être évité en plaçant les stations loin des lisières de forêt, ou à une altitude supérieure à 1600 m environ. Sur un versant de moyenne montagne cette condition est difficilement réalisable en pratique dans le cas de mouvements lents où la forêt se maintient. Le versant instable d'Allèves est situé entre 600 m et 1300 m d'altitude, et couvert en grande partie de terrains boisés. Lorsque la végétation est très proche de la station, les mouvements de branches d'arbres peuvent également perturber les mesures en interrompant fréquemment les signaux. Un « nettoyage » du signal est alors nécessaire (cf 2.1.2.4.3).

L'application du G. P. S. au suivi d'escarpements rocheux présente également le problème de la *situation dangereuse* de certains points. Sur le site d'Allèves, plusieurs points sont situés en bord de falaise (cf chapitre III : 2.2.1.1). L'accès peut se révéler difficile pour des mesures hivernales, et lorsque le centrage optique est utilisé (Allèves), celui-ci doit être effectué avec prudence, deux opérateurs sont alors nécessaires. L'utilisation de repères à centrage forcé pour ces points doit être préconisée (coût plus élevé mais suppression du centrage par trépied). Sur le site d'Allèves, la forêt arrivant presque en bord de falaise, la situation délicate de certains points s'est combinée avec le masque dû à la végétation.

1.2.4.2. Précision des mesures

Les mouvements de terrain présentent une gamme de vitesses de déplacement très large. L'ordre de grandeur de la *vitesse attendue* détermine la *précision* que l'on souhaite obtenir (une précision de quelques millimètres sur la position annuelle d'un repère est inutile si celui-ci se déplace de plusieurs mètres par an !). La précision guide le choix du *matériel* à employer, et du type de *traitement*. Pour des mouvements de plusieurs mètres par an, il n'est pas nécessaire d'employer

des récepteurs précis (cf 2.1.2.1), et un traitement classique fourni par les fabricants de récepteurs est largement suffisant. Nous avons appliqué le G. P. S. au cas d'un mouvement progressif lent (~ 1 cm/an), ce qui a nécessité l'emploi de récepteurs de précision, et d'un traitement des données assez lourd (cf 2.1.2.11.2).

Les mouvements lents d'origine tectonique (\sim quelques mm/an) sont étudiés depuis quelques années grâce au G. P. S., ce qui a conduit à l'élaboration de traitements de données adaptés. L'application réalisée sur un lent mouvement de versant ne permet pas d'employer les stratégies de calcul utilisées pour les applications tectoniques. Ceci est dû à la très petite taille de notre réseau comparé par exemple au réseau Alpes, aux grandes différences d'altitudes au sein du réseau, aux difficultés spécifiques de mise en œuvre sur le terrain (cf. 1.2.4.1). Différentes stratégies ont donc été testées afin de retenir celle présentée en 1.2.2.11.1.

1.3. L'inclinométrie précise de surface

Les inclinomètres de précision sont des instruments particulièrement bien adaptés pour détecter les déplacements de parois rocheuses. Les appareils les plus sensibles sont les inclinomètres en silice, mis au point par P. A. Blum (Blum, 1963). L'originalité de ces appareils tient au fait que toutes les pièces liées au pendule mesurant les variations angulaires sont réalisées en silice, matériau dont la dilatation thermique est très faible comparée à celle des métaux. Cette caractéristique est particulièrement intéressante pour l'étude de l'évolution des escarpements rocheux, qui sont soumis directement aux variations thermiques extérieures. De plus, ces appareils possèdent une très faible dérive et une grande sensibilité, qui en font des instruments adaptés à un suivi sur de longues périodes de temps.

Nous allons décrire ci-dessous plus en détail le fonctionnement et les caractéristiques de ces appareils, dont les mesures ont servi de base à notre étude sur le site de Passy (cf. chapitre IV).

1.3.1. Principe de fonctionnement des inclinomètres en silice

Le principe de fonctionnement des appareils repose sur l'équilibre d'un pendule, dont l'axe de rotation, solidaire de la roche, est proche de la verticale. Lorsqu'il n'y a pas de mouvement, le pendule se trouve dans une position d'équilibre définie par le plan vertical qui contient la verticale et l'axe de rotation du pendule. Ce plan d'équilibre est noté P_1 sur la Fig. II.9. L'axe de rotation fait alors un angle β_1 avec la verticale (Fig. II.9). Après un mouvement de la paroi, le pendule se stabilise dans une position définie par un nouveau plan d'équilibre, noté P_2 sur la Fig. II.9. L'appareil mesure l'angle α séparant les deux positions d'équilibre (Fig. II.9).

L'appareil le plus sensible (qui est historiquement le plus ancien) est *l'inclinomètre à miroir*. Son ergonomie a été améliorée avec *l'inclinomètre compact* un peu moins sensible, mais plus facile à transporter et à installer. C'est ce dernier type d'appareil qui a été implanté sur le site de Passy par le Service de Restauration des Terrains en Montagne de Haute-Savoie (R. T. M.), et dont nous avons exploité les mesures (cf. chapitre IV).

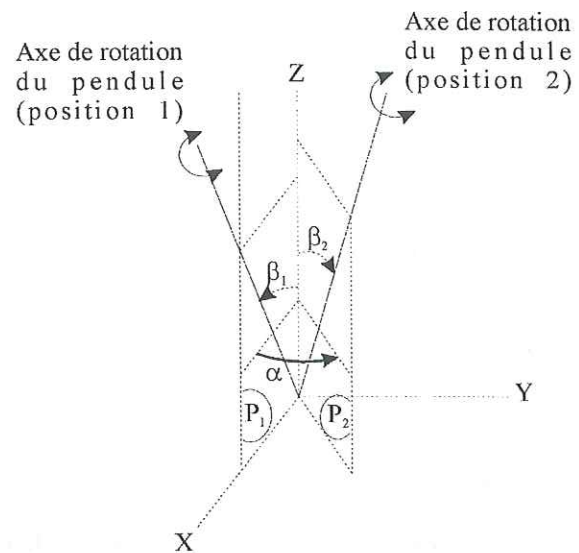


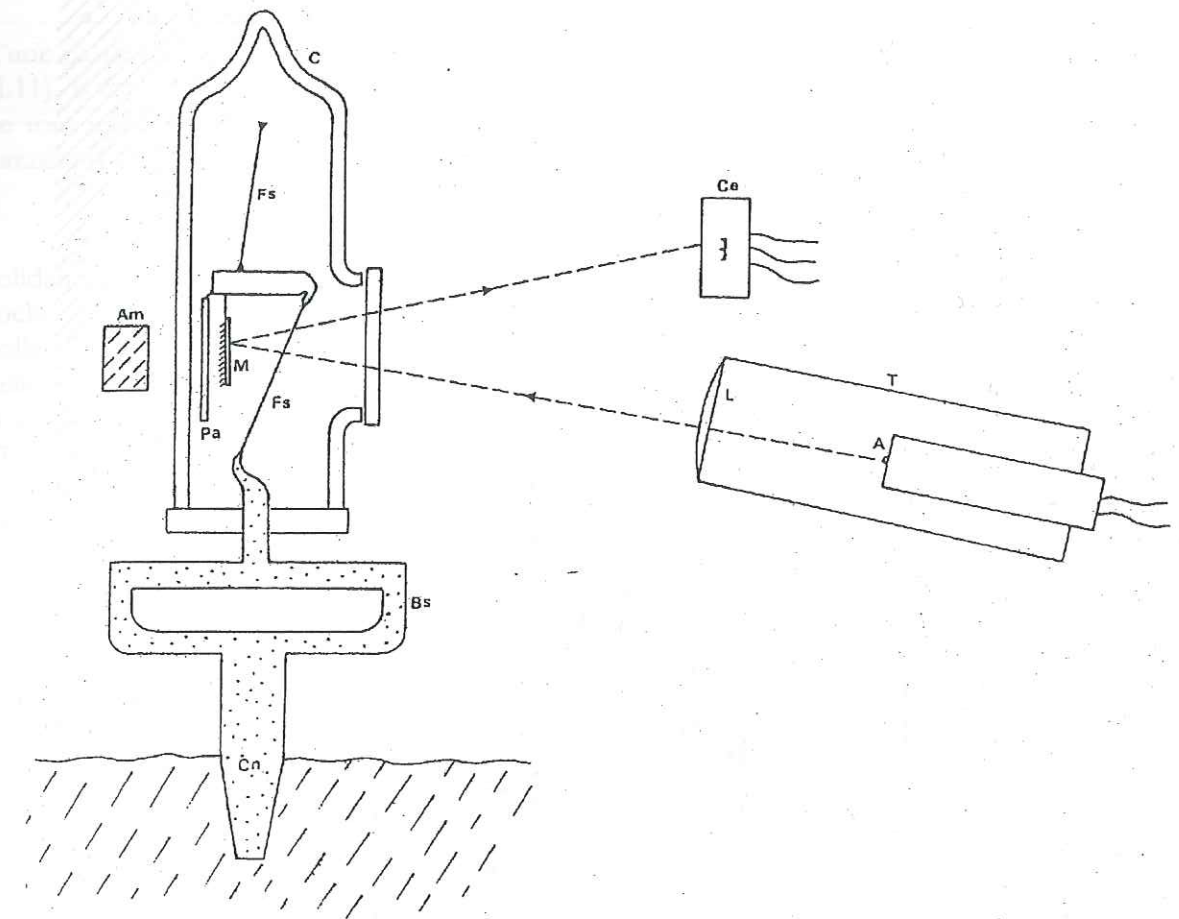
Fig. II.9 – Principe de fonctionnement des inclinomètres en silice. Les positions 1 et 2 correspondent à deux positions d'équilibre du pendule. (X, Y, Z) : repère invariant ; P₁ et P₂ : plans d'équilibre du pendule ; β₁ et β₂ : positions de l'axe de rotation du pendule dans son plan d'équilibre. α : rotation mesurée par l'appareil.

1.3.1.1. Mesures de haute précision : l'inclinomètre à miroir

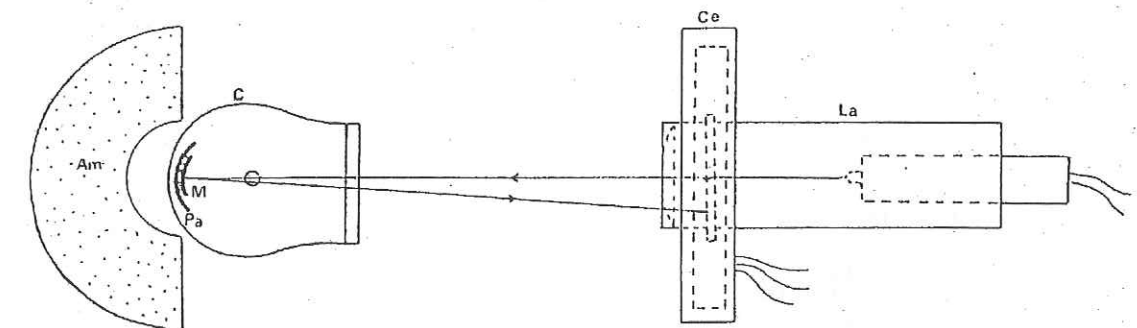
Les Fig. II.10 et Fig. II.11 présentent le schéma de principe de l'appareil, qui peut être posé (Fig. II.10) ou suspendu (Fig. II.11). Une source lumineuse éclaire un miroir fixé sur un pendule sensible aux rotations dans un plan, solidaire de la paroi rocheuse. La déviation des rayons réfléchis par le miroir permet de déterminer la rotation du pendule (Fig. II.10 et Fig. II.11).

L'instrument comprend plusieurs parties (Saleh, 1986 ; Fig. II.10 ; Fig. II.11) : le pendule proprement dit, le bâti, le dispositif de protection, le dispositif de détection des déplacements.

- Le dispositif pendulaire est dit de Zöllner à suspension bifilaire (Fs sur Fig. II.10, Fh et Fb sur Fig. II.11 ; Fig. II.12a). Le corps du pendule et les deux fils de suspension sont entièrement réalisés en silice et soudés les uns aux autres. Un aimant (Am sur Fig. II.10 ; A sur Fig. II.11) permet d'amortir les oscillations du pendule par courants de Foucault dans une plaque d'argent solidaire du pendule (Pa sur Fig. II.10 et Fig. II.11 ; Fig. II.12a). Sur la plaque d'argent est collé le miroir concave.



Vue de côté



Vue de dessus

- | | |
|---------------------|---------------------------|
| A : Ampoule | L : Lentille plan convexe |
| Am : Aimant | M : Miroir |
| C : Cloche en pyrex | Pa : Plaque d'argent |
| Ce : Cellule double | T : Tube |
| Cn : Cône de silice | Bs : Baguette de silice |
| Fs : Fil de silice | La : Lanterne |

Fig. II.10 – Schéma de principe de l'inclinomètre à miroir. Inclinomètre posé (Saleh, 1986).

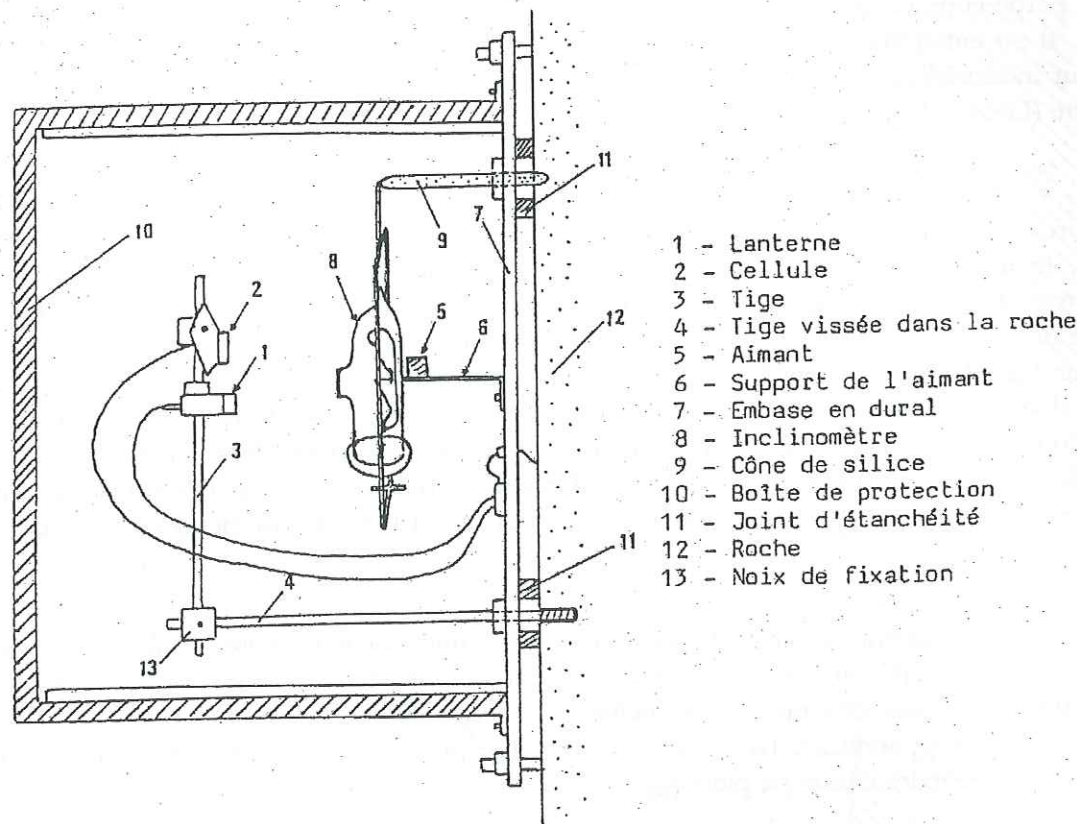


Fig. II.13 - Inclinomètre à miroir suspendu complet (Saleh, 1986).

1.3.1.2. L'inclinomètre compact

Cet appareil fonctionne sur le même principe que l'inclinomètre à miroir, aussi nous contenterons-nous d'indiquer ce qui le distingue. L'encombrement a été réduit en modifiant la géométrie du système de détection des mouvements (Saleh, 1986). La source lumineuse est fixée sur le bâti de silice et le spot est recueilli sur le trajet direct du rayon lumineux (Fig. II.14). Ceci a pour conséquence une sensibilité inférieure (en résolution, Tab. II.4), mais une plus grande compacité et facilité de réglage (plus simple et plus précis).

Type d'inclinomètre	Résolution (rad)	Précision (%)	Dérive (rad/an)	Encombrement (mm)
Miroir	$0.7 \cdot 10^{-7} - 10^{-10}$	5	$< 3 \cdot 10^{-7}$	400x400x400
Compact	$10^{-6} - 3.5 \cdot 10^{-8}$	4	$< 3 \cdot 10^{-7}$	300x300x250

Tab. II.4 - Principales caractéristiques des inclinomètres en silice (d'après Saleh (1986) et Documentation technique Télémac® (1991)).

1.3.2. Caractéristiques importantes des appareils

Le Tab. II.4 présente les valeurs moyennes des principales caractéristiques des deux types d'inclinomètres. Les valeurs exactes sont fonction de la période propre d'oscillation du pendule T_0 (qui nécessite un réglage préalable), de la constante propre de l'appareil K (dépend de la géométrie). Des détails sur la détermination de ces paramètres peuvent être trouvés dans Saleh (1986).

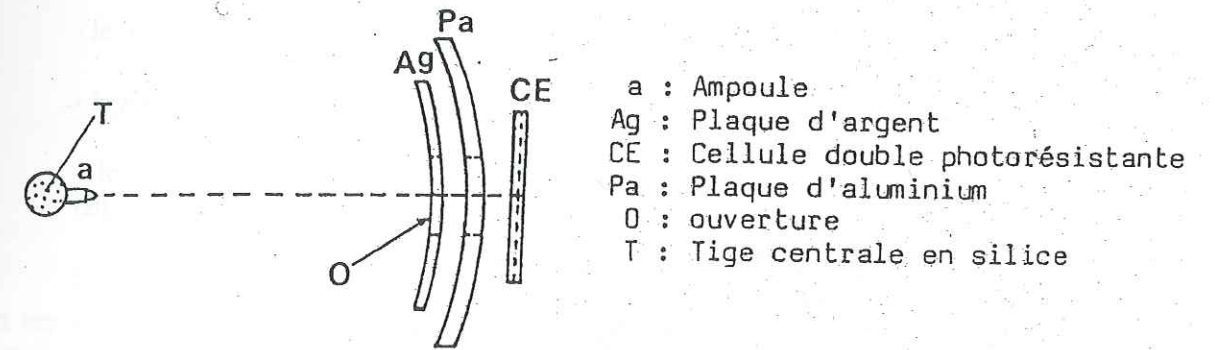


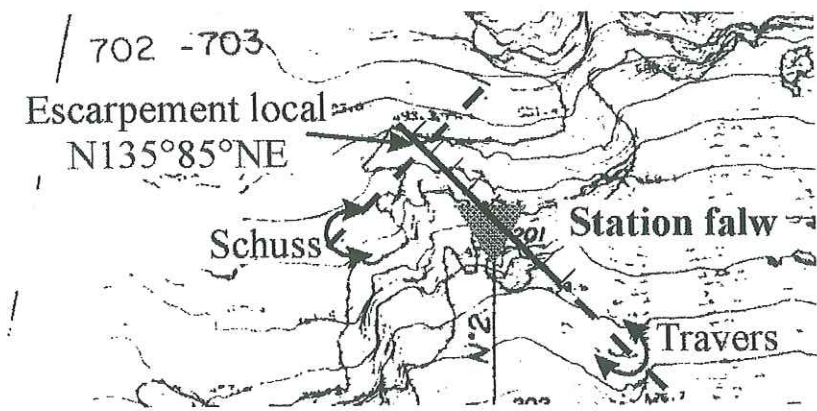
Fig. II.14 - Système de détection dans l'inclinomètre compact (Saleh, 1986).

Pour l'étude de l'évolution des parois rocheuses, l'inclinomètre compact se révèle le plus adapté grâce à sa relative facilité de réglage et de mise en place. Sa précision est largement suffisante pour la gamme de déplacements étudiés. Sa faible dérive ($< 3 \cdot 10^{-7}$ rad/an, Tab. II.4) permet des observations sur le long terme. Cependant, de nombreux incidents peuvent survenir et limitent la fiabilité du système. Ces incidents peuvent trouver leur origine sur l'appareil lui-même (durée de vie de l'ampoule, étanchéité défectueuse, dégradation du pendule sous l'effet d'un séisme, dégradation de l'ensemble à cause d'une chute de pierres...). Des problèmes peuvent également affecter la chaîne d'enregistrement des données (enregistreur, câble de transmission, antenne...).

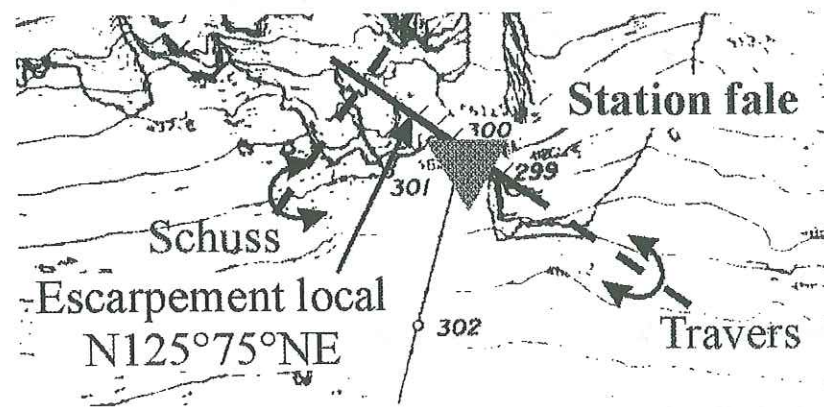
1.3.3. Installation

Pour obtenir la rotation d'un plan quelconque, par exemple la surface d'un escarpement, il faut disposer deux inclinomètres sur la paroi dont les bras de leviers sont perpendiculaires. Les appareils installés en pied de paroi sur le site de Passy (chapitre IV) enregistrent des rotations parallèlement à l'escarpement (déplacements tangentiels baptisés *schuss*), et des rotations perpendiculairement à la paroi (déplacements normaux baptisés *travers*), schématisés sur la Fig. II.15.

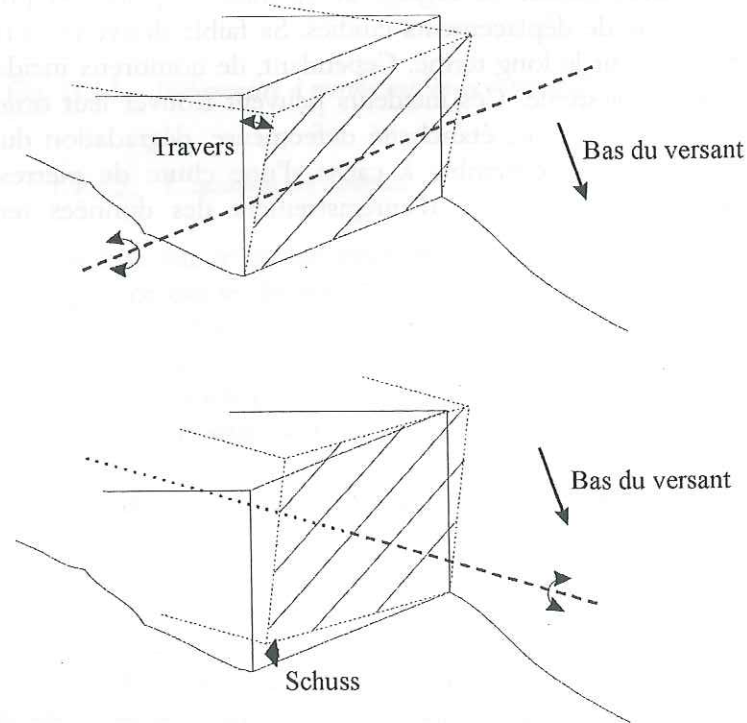
Les inclinomètres sont des appareils qui fournissent des données de manière fondamentalement continue dans le temps, contrairement par exemple au G. P. S. Seul le système d'enregistrement limite la continuité temporelle des mesures. Nous avons utilisé des mesures de stations inclinométriques fournissant des données au pas horaire (site de Passy, cf. chapitre IV). L'exploitation de séries temporelles continues nécessite l'emploi d'outils spécifiques de traitement du signal qui sont développés dans la seconde partie de ce chapitre.



- a -



- b -



- c -

Fig. II.15 – Disposition des axes de rotation des inclinomètres sur le site de Passy. (a) : station W ; (b) : station E ; (c) : orientation schématique des axes.

2. ANALYSE DE MESURES TEMPORELLES : APPROCHE SYSTEMIQUE

2.1. Introduction

L'analyse systémique consiste à considérer un système physique (quel qu'il soit) comme une entité procédant à des échanges avec son environnement. Ces échanges matérialisés par des signaux, sont porteurs d'énergie. Il convient donc de distinguer :

- le (ou les) *signal d'entrée* qui représente l'influence de l'environnement sur le système ;
- la *fonction de transfert* qui est la signature du processus à l'œuvre dans le système ;
- le (ou les) *signal de sortie* qui représente l'influence du système sur l'environnement (Bligny, 1994).

Supposons que soit appliquée à l'entrée d'un système linéaire et invariant dans le temps⁶ un signal particulier : l'impulsion de Dirac $\delta(t)$ ⁷. La sortie correspondante $h(t)$ est appelée *réponse impulsionnelle* du système (Fig. II.16). Il peut être montré que la réponse impulsionnelle caractérise parfaitement le système, c'est-à-dire qu'elle permet de déterminer le signal de sortie correspondant à n'importe quel signal d'entrée donné (Max & Lacoume, 1996).

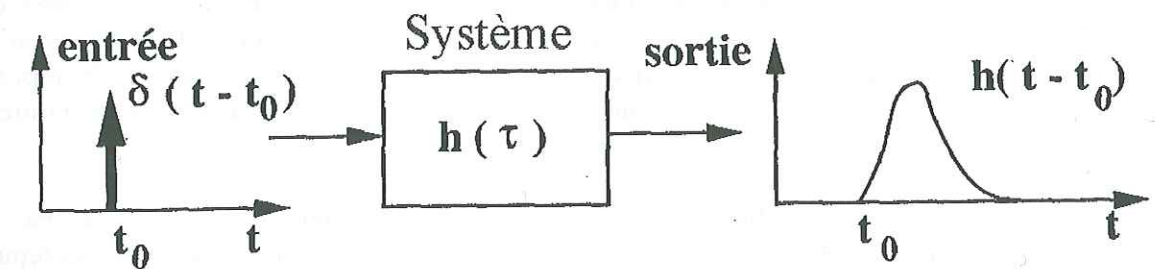


Fig. II.16 – Réponse impulsionnelle $h(\tau)$ d'un système (Max & Lacoume, 1996). $\delta(t)$: impulsion de Dirac.

2.2. Notion de convolution

La convolution est l'effet que produit un système qui donne d'un phénomène non pas une image nette, mais une image un peu floue. Tout système (qu'il soit naturel, artificiel, vivant) « convolue » le réel pour en fournir une *image* (le connu) (Max & Lacoume, 1996).

⁶ Nous n'envisageons ici que le cas des systèmes linéaires et invariants dans le temps (Max & Lacoume, 1996). Un système *linéaire* est tel que si deux signaux d'entrée $e_1(t)$ et $e_2(t)$ fournissent des signaux de sortie $s_1(t)$ et $s_2(t)$, le signal d'entrée $\alpha e_1(t) + \beta e_2(t)$ (où α et β sont deux nombres quelconques) aura pour signal de sortie $\alpha s_1(t) + \beta s_2(t)$. Un système *invariant dans le temps* (stationnaire) est tel que ses propriétés ne se modifient pas au cours du temps (sa fonction de transfert est *constante* dans le temps).

⁷ C'est une impulsion rectangulaire de surface unité et de largeur (durée) infiniment petite.

Connaissant la réponse impulsionnelle $h(t)$ d'un système linéaire et un signal d'entrée $e(t)$, le signal de sortie $s(t)$ correspondant peut être calculé théoriquement grâce à l'équation de convolution, qui s'écrit symboliquement :

$$s(t) = e(t) * h(t) \quad (\text{II.32})$$

Le symbole $*$ désigne le produit de convolution (l'expression mathématique complète peut être trouvée dans Max & Lacoume (1996)).

Trois types de problèmes peuvent se poser :

- le calcul du signal de sortie $s(t)$ connaissant le signal d'entrée $e(t)$ et la réponse impulsionnelle $h(t)$. Ceci est réalisé grâce à l'équation II.32 ;

- connaissant la réponse impulsionnelle $h(t)$ et le signal de sortie $s(t)$, peut-on déterminer le signal d'entrée, c'est-à-dire la cause du phénomène mesuré ? C'est le problème de la déconvolution qui permettrait de corriger par exemple l'effet de tout appareil de mesure ;

- connaissant le signal d'entrée $e(t)$ et le signal de sortie $s(t)$, peut-on en déduire la réponse impulsionnelle $h(t)$ du système, donc sa signature ? C'est le problème de l'identification du processus. Nous avons directement rencontré ce problème en traitant les signaux inclinométriques du site de Passy (chapitre IV). L'observation de fortes corrélations entre le signal de température et les signaux inclinométriques nous a permis de considérer la température comme l'une des causes des variations inclinométriques⁸. Le signal d'entrée dont nous disposions était donc le signal de température, et le signal de sortie le signal inclinométrique. La connaissance de la réponse impulsionnelle du système nous aurait permis d'éliminer directement l'effet de la température et de mesurer les variations inclinométriques propres à la paroi.

Les deux derniers problèmes cités reviennent à résoudre l'équation inverse de convolution. La résolution de cette équation constitue l'un des problèmes majeurs du traitement du signal, car celle-ci n'admet pas toujours de solution acceptable ou en admet une infinité (Max & Lacoume, 1996). Une autre piste a donc été explorée par différents auteurs. Elle consiste à développer des outils permettant d'approcher les propriétés du système : c'est l'objet de l'analyse corrélatrice et spectrale que nous avons utilisée pour nos travaux. Ces outils, développés entre autres par Jenkins & Watts (1968), Box & Jenkins (1976), sont utilisés depuis de nombreuses années par exemple dans le domaine de l'électronique (Max *et al.*, 1987 ; Max & Lacoume, 1996). Leur application aux systèmes naturels (en particulier hydrogéologiques) est largement due à Mangin (1981 ; 1984). Pour ce qui suit, les formulations mathématiques complètes peuvent être trouvées auprès de ces auteurs, et des applications aux systèmes hydrogéologiques peuvent être trouvées dans Marsaud *et al.* (1993) ; Bligny (1994) et Padilla & Pulido-Bosch (1995).

2.3. Autocorrélation et intercorrélation

2.3.1. L'autocorrélation

Le principe de l'autocorrélation consiste à mesurer la corrélation entre un signal et le même signal retardé d'un temps τ . Le décalage temporel τ prend des valeurs de plus en plus grandes. Dans le cas de signaux discrets on obtient ainsi une distribution de coefficients

⁸ Ce n'est sûrement pas la seule cause responsable de la variation du signal inclinométrique (voir dans le chapitre IV les essais effectués avec la pluviométrie), mais c'est le seul signal dont nous disposions avec le même pas d'échantillonnage que les variations d'inclinaisons.

d'autocorrélation C_{xx} en fonction de la valeur du décalage temporel τ , appelée corrélogramme simple (Fig. II.17). Dans le cas de signaux continus, il s'agit d'une fonction d'autocorrélation.

Le corrélogramme simple (ou la fonction d'autocorrélation) permet de détecter des périodicités présentes dans le signal. Selon son allure générale, le signal peut être classé en différentes catégories (Fig. II.17 ; Bligny, 1994). L'avantage du corrélogramme simple (ou de la fonction d'autocorrélation) est une lecture aisée dans le domaine temporel.

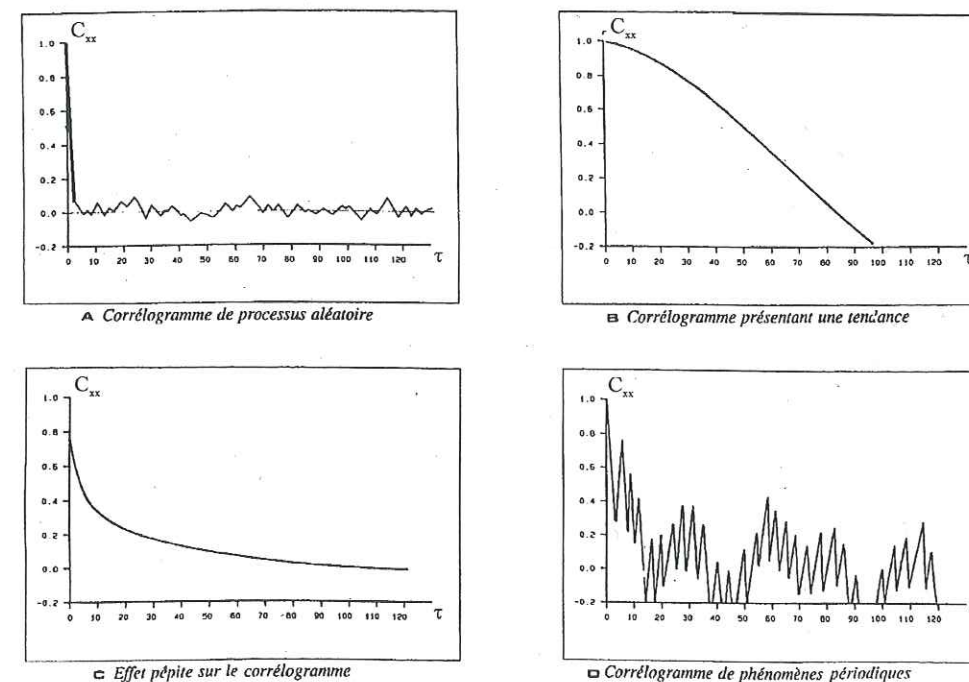


Fig. II.17 – Différents types de signaux selon l'allure du corrélogramme simple ; (a) : phénomène aléatoire ; (b) : présence d'une tendance à long terme ; (c) : l'effet dit « pépîte » se traduit par une décroissance moins rapide qu'en (a) et indique la présence d'un phénomène de période inférieure au pas d'échantillonnage ; (d) : phénomène oscillatoire (Bligny, 1994).

2.3.2. L'intercorrélation

Le principe est identique à celui de l'autocorrélation, mais l'application en est faite à deux signaux $x(t)$ et $y(t)$. Le coefficient d'intercorrélation C_{xy} (la fonction d'intercorrélation pour des signaux continus) mesure la corrélation entre le signal x , et le signal y retardé d'un temps τ . Le résultat est le corrélogramme croisé (ou la fonction d'intercorrélation) (Fig. II.18), qui exprime les valeurs de C_{xy} en fonction de τ .

Le corrélogramme croisé permet de mettre en évidence une relation entre les signaux d'entrée et de sortie (x et y). Selon son allure générale, il fournit des indications sur la nature de cette relation (causale ou non) (Fig. II.18 ; Bligny, 1994).

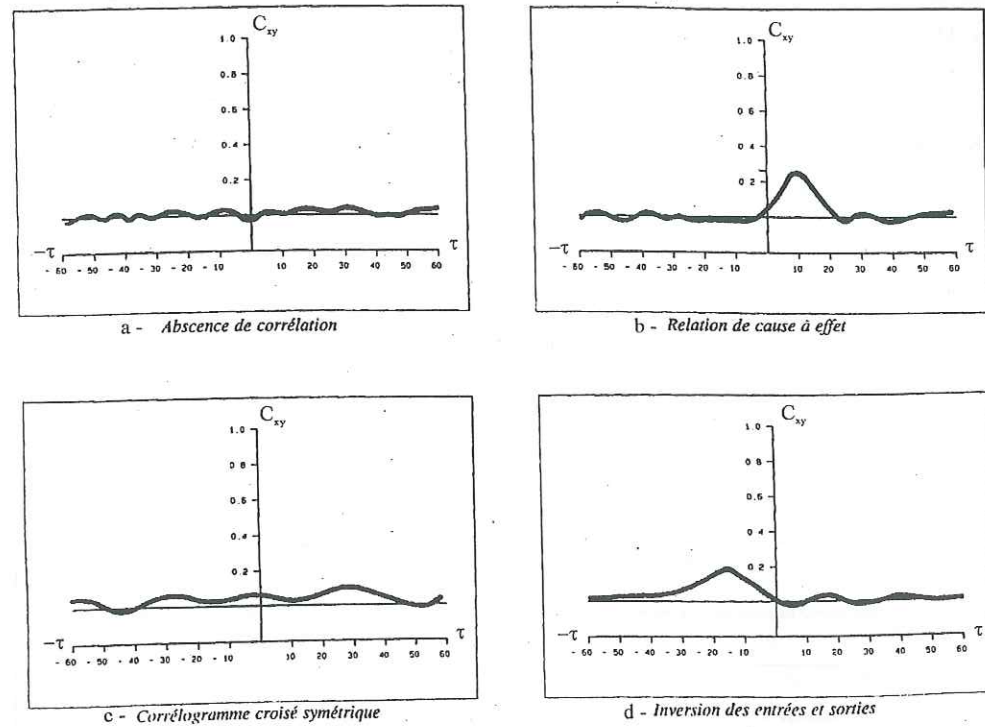


Fig. II.18 – Nature des relations entrée-sortie d'un système selon l'allure du corrélogramme croisé ; (a) : pas de relation linéaire ; (b) : relation de cause à effet ; (c) : les deux signaux subissent une même cause extérieure, et peuvent être liés eux-mêmes par une relation causale ; (d) : la relation causale étant inversée, aucune interprétation n'est possible (Bligny, 1994).

2.4. Densités spectrales

L'analyse spectrale, qui consiste à étudier les signaux en fonction de la fréquence et non plus en fonction du temps, permet de détecter très facilement des périodes caractéristiques qui ne pourraient être vues dans le domaine temporel. Le passage du domaine temporel au domaine fréquentiel s'effectue grâce au calcul de la transformée de Fourier.

2.4.1. Densité spectrale énergétique

Dans le cas de signaux discrets, la transformée de Fourier du coefficient d'autocorrélation (cf 2.3.1) fournit la densité de variance du signal $S_{xx}(v)$ pour une fréquence donnée v . La transformée de Fourier du corrélogramme simple est donc le spectre de densité de variance qui traduit la part de la variance totale du signal portée par chaque fréquence. Les périodicités présentes dans le signal se traduisent donc par des pics à certaines fréquences (Fig. II.19).

Pour des signaux continus, la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation est appelée densité spectrale énergétique. C'est toujours une fonction réelle.

$$S_{xx}(v) = \text{TF}[C_{xx}(\tau)] \quad (II.33)$$

- v : fréquence
- τ : temps
- TF : transformée de Fourier

$C_{xx}(\tau)$: fonction d'autocorrélation (cf 2.3.1)
 $S_{xx}(v)$: densité spectrale énergétique

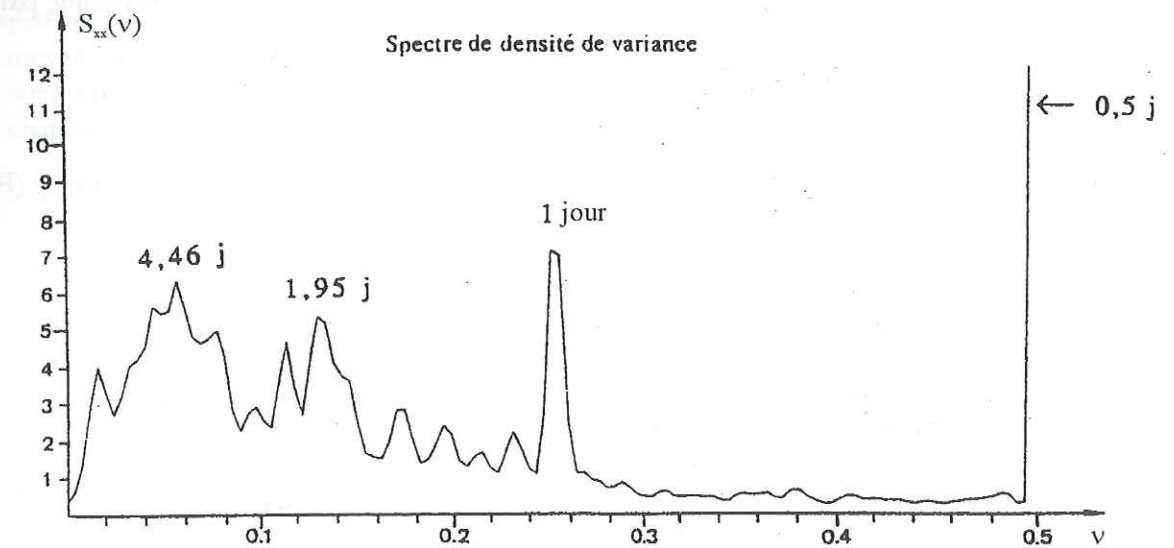


Fig. II.19 – Exemple de spectre de densité de variance (chronique barométrique après filtrage, pas d'échantillonnage de 6h) (Marsaud et al., 1993).

2.4.2. Densité spectrale d'interaction

2.4.2.1. Définition

Une approche similaire conduit à définir le spectre croisé comme étant la transformée de Fourier du corrélogramme croisé (signaux discrets ; cf 2.3.2). Pour des signaux continus, on définit la densité spectrale d'interaction (interspectre) $S_{xy}(v)$ par la transformée de Fourier de la fonction d'intercorrélation.

$$S_{xy}(v) = \text{TF}[C_{xy}(\tau)] \quad (II.34)$$

$C_{xy}(\tau)$: fonction d'intercorrélation (cf 2.3.2)
 $S_{xy}(v)$: densité spectrale d'interaction

A cause des propriétés de la transformée de Fourier, la densité spectrale d'interaction est une fonction complexe et peut donc s'écrire sous la forme :

$$S_{xy}(v) = K_{xy}(v) - iQ_{xy}(v) \quad (II.35)$$

- avec $i^2 = -1$
- $K_{xy}(v)$: cospectre
- $Q_{xy}(v)$: spectre de quadrature

ou encore en notation exponentielle :

$$S_{xy}(v) = \rho_{xy}(v) \times \exp(-i\Phi_{xy}(v)) \quad (II.36)$$

• $\rho_{xy}(v)$ désigne la *fonction d'amplitude*. Elle exprime l'intensité de la relation entre les signaux x et y (elle est égale à la covariance entre x et y). La fonction d'amplitude est définie par :

$$\rho_{xy}(v) = |S_{xy}(v)| = \sqrt{K_{xy}^2(v) + Q_{xy}^2(v)} \quad (II.37)$$

• $\Phi_{xy}(v)$ désigne la *fonction de phase*. Elle traduit le *déphasage* entre les signaux x et y (Fig. II.20). La fonction de phase est définie par :

$$\Phi_{xy}(v) = \arctan\left(\frac{Q_{xy}(v)}{K_{xy}(v)}\right) \quad (II.38)$$

Le déphasage peut être traduit en *temps de retard* τ entre les signaux par (II.39) :

$$\frac{\Phi_{xy}(v)}{2\pi} = \frac{\tau}{T} = \tau v \quad \text{donc : } \Phi_{xy}(v) = 2\pi\tau v \quad (II.39)$$

$$v = 1/T$$

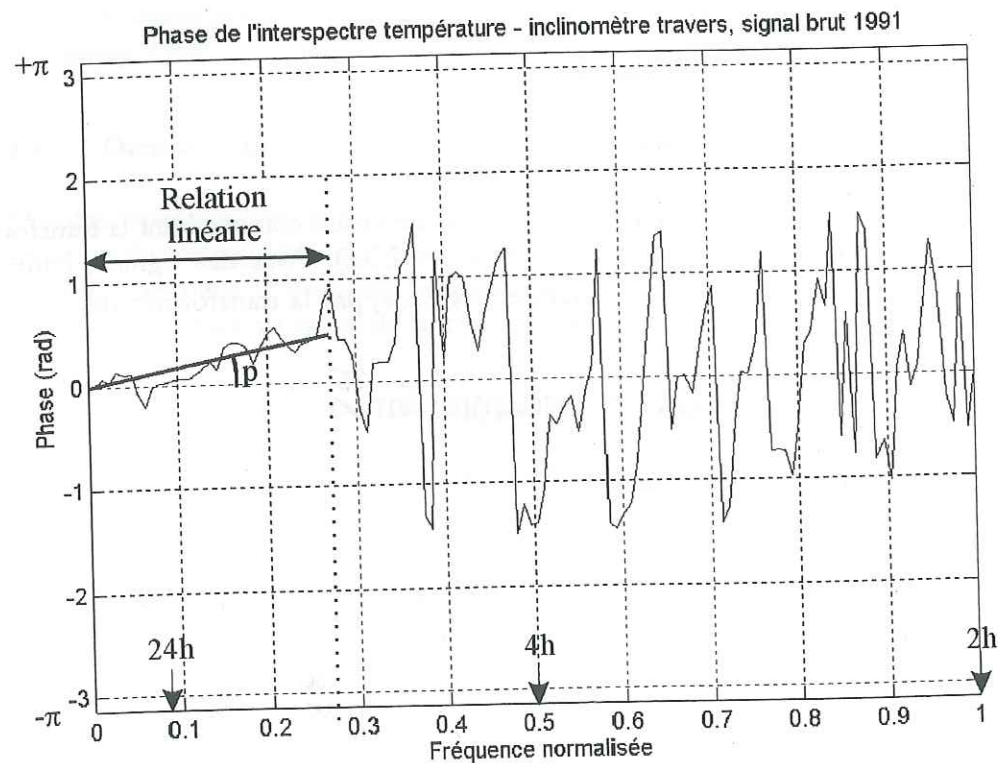


Fig. II.20 – Exemple de détermination du temps de retard moyen grâce à la fonction de phase, interspectre des signaux température et inclinométrique (pas horaire), site de Passy (cf chapitre IV) ; p : pente de la droite phase-fréquence.

L'équation (II.39) montre que l'existence d'une relation linéaire entre la phase et la fréquence, dans un certain intervalle de fréquences, permet de déterminer le temps de retard moyen τ entre les signaux x et y. Celui-ci correspond au temps moyen de circulation de l'information à l'intérieur du système. Ce temps peut être obtenu lorsque le graphe phase-fréquence est une droite. La pente p de la droite $\Phi_{xy}(v) = f(v)$ est alors : $p = 2\pi\tau$ d'après (II.39). La mesure de p fournit alors le temps τ (Fig. II.20). Cette propriété a été utilisée pour déterminer les temps de retard moyens entre signaux de température et inclinométriques sur le site de Passy (cf chapitre IV).

2.4.2.2. Cohérence

On peut également définir un interspectre normé, encore appelé *cohérence* :

$$Coh_{xy}(v) = \frac{S_{xy}(v)}{\sqrt{S_{xx}(v) \cdot S_{yy}(v)}} \quad (II.40)$$

$S_{xy}(v)$: densité spectrale d'interaction (cf 2.4.2)

$S_{xx}(v), S_{yy}(v)$: densités spectrales énergétiques (cf 2.4.1)

L'un des avantages de la cohérence est son invariance par changement d'échelle, ce qui permet de comparer directement les cohérences de paires de signaux en amplitudes très différents.

La cohérence est un nombre complexe dont la phase est celle de l'interspectre, et dont le module (souvent appelé simplement cohérence) est compris entre 0 et 1. Une cohérence proche de 1 (en module) traduit une forte corrélation entre les signaux x et y à la fréquence v (linéarité du système). Une cohérence voisine de 0 traduit une absence de corrélation⁹ (système peu ou non linéaire). La cohérence renseigne donc sur la *linéarité* du système. Nous avons utilisé la cohérence pour analyser les signaux inclinométriques provenant du site de Passy (Fig. II.21 et chapitre IV).

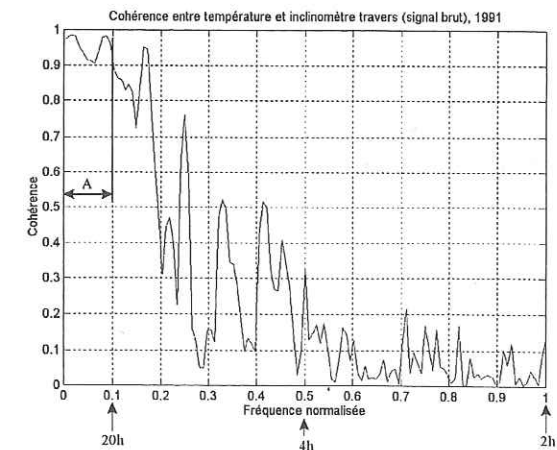


Fig. II.21 – Exemple de spectre de cohérence (module) entre signaux de température et inclinométrique provenant du site de Passy (chapitre IV). La zone A indique le domaine des fréquences où la corrélation est forte entre les signaux (forte linéarité).

⁹ Une absence de corrélation ne signifie pas une indépendance entre les signaux, mais simplement l'absence d'une relation *linéaire* entre eux (pour plus de détails sur ce point, voir Max & Lacoume, 1996).

CONCLUSION DU CHAPITRE II

Nous avons présenté dans ce chapitre les méthodes instrumentales utilisées pour l'étude de l'évolution des escarpements rocheux calcaires : le G. P. S. et l'inclinométrie en silice. Ces deux techniques fournissent des informations de surface différentes et complémentaires. Le G. P. S. fournit la position d'un repère dans un référentiel absolu ou relatif, les vitesses de déplacement sont obtenues par comparaison des positions entre différentes époques de mesure. L'inclinométrie en silice donne accès aux rotations d'une paroi rocheuse.

L'obtention d'une bonne précision (quelques mm) sur la position d'un repère par la méthode G. P. S. nécessite l'emploi de récepteurs adaptés et un traitement des données assez lourd. Par contre, seuls les repères doivent être laissés à demeure sur le terrain. L'inclinomètre en silice possède une bonne précision intrinsèque, mais il doit être laissé sur le terrain et son installation et son réglage sont délicats. Des problèmes de fiabilité à long terme peuvent alors se poser.

Le G. P. S. est une méthode discontinue dans le temps et dans l'espace. L'emploi de stations G. P. S. continues permet d'accéder à la continuité des mesures dans le temps, mais ces stations restent par définition rares. Les mesures inclinométriques que nous avons utilisées proviennent de stations d'enregistrement continues (pas horaire). Leur exploitation nécessite l'élimination de certains biais (corrélation avec la température par exemple), et l'emploi de méthodes de traitement du signal. En particulier, les spectres de cohérence et de phase se révèlent utiles. Dans l'approche systémique, la cohérence détermine le degré de linéarité dans le domaine fréquentiel entre deux signaux dont l'un joue le rôle de signal d'entrée et l'autre le signal de sortie. La phase de l'interspectre de deux signaux fournit le temps de retard moyen entre les deux signaux, dans un certain intervalle de fréquences. L'avantage majeur de ces méthodes est qu'elles fournissent des informations sous forme de spectres, où la lecture de résultats significatifs est plus aisée que dans le domaine temporel. En effet, un résultat significatif dans un spectre de cohérence se traduit par des pics ou des intervalles de fréquences où la cohérence possède des valeurs élevées. Sur un spectre de phase, un temps de retard moyen se présente sous l'aspect d'une droite entre phase et fréquence. L'inconvénient de ces techniques est que l'absence de résultats significatifs ne permet pas de conclure à l'absence de corrélations ou de retard entre les signaux avec certitude. Seule la remise en cause de l'une des hypothèses de base est autorisée, c'est-à-dire que le système n'est pas linéaire ou pas invariant dans le temps.

Nous allons maintenant présenter les applications de ces méthodes sur deux exemples de sites instables : le versant d'Allèves qui a été ausculté par G. P. S. fait l'objet du chapitre III, et le site du Nant des Pénys au-dessus de Passy, suivi en continu par inclinométrie, fait l'objet du chapitre IV.

CHAPITRE III

Le site instable d'Allèves

INTRODUCTION

Le versant d'Allèves, situé dans la partie occidentale du massif des Bauges, constitue le flanc S de la montagne du Semnoz, en rive droite du Chéran. Le versant végétalisé est entièrement recouvert d'éboulis de gros blocs calcaires ou de morceaux d'escarpements qui induisent un relief irrégulier. Les Tours Saint-Jacques, constituées de trois masses rocheuses distinctes, émergent de cette topographie chaotique. De nombreux indices morphologiques suggèrent une instabilité actuelle du versant (cf. 1.3.1). Nous avons souhaité savoir si les Tours Saint-Jacques pouvaient représenter un exemple de fragmentation d'un escarpement calcaire, et le cas échéant préciser les modalités de leur évolution actuelle, et le lien entre ces blocs rocheux et le reste du versant. Pour cela, nous avons estimé la déformation actuelle du versant en surface grâce à un suivi géodésique de précision comprenant des mesures G. P. S., des mesures d'angles et de distances, et des mesures de nivellement.

Ce chapitre comprend cinq parties. Dans une première partie, nous présentons le contexte géologique particulier dans lequel se situe le versant d'Allèves. Une deuxième partie est consacrée à la présentation des mesures effectuées sur le site. Le traitement des données géodésiques conduisant aux principaux résultats fait l'objet de la troisième partie. Dans une quatrième partie, nous analysons les déplacements obtenus grâce à la géodésie, afin d'essayer de dégager des tendances générales. Enfin, la cinquième partie est consacrée à l'interprétation des résultats obtenus à l'échelle des Tours Saint-Jacques et à l'échelle du versant.

1. CADRE GEOLOGIQUE

1.1. Le massif des Bauges

1.1.1. Contexte du massif dans la chaîne alpine

Le massif des Bauges fait partie des chaînes subalpines, massifs les plus externes des Alpes, qui s'étendent en France de la Méditerranée au Lac Léman (Fig. III.1). Il est bordé au SE par la vallée de l'Isère et le massif cristallin externe de Belledonne, et au NW par le bassin molassique qu'il chevauche le long du front subalpin. Au NE, il est séparé du massif subalpin des Bornes par la dépression du Lac d'Annecy. La cluse de Chambéry le sépare au SW du massif subalpin de Chartreuse (Fig. III.1).

Comme tous les massifs subalpins, les Bauges sont constituées par une couverture sédimentaire post-paléozoïque plissée, décollée du socle cristallin plus interne au niveau des évaporites et des argilites du Trias supérieur (Fig. III.2). Des données complémentaires sur la géologie du massif des Bauges peuvent être trouvées dans l'annexe 3.

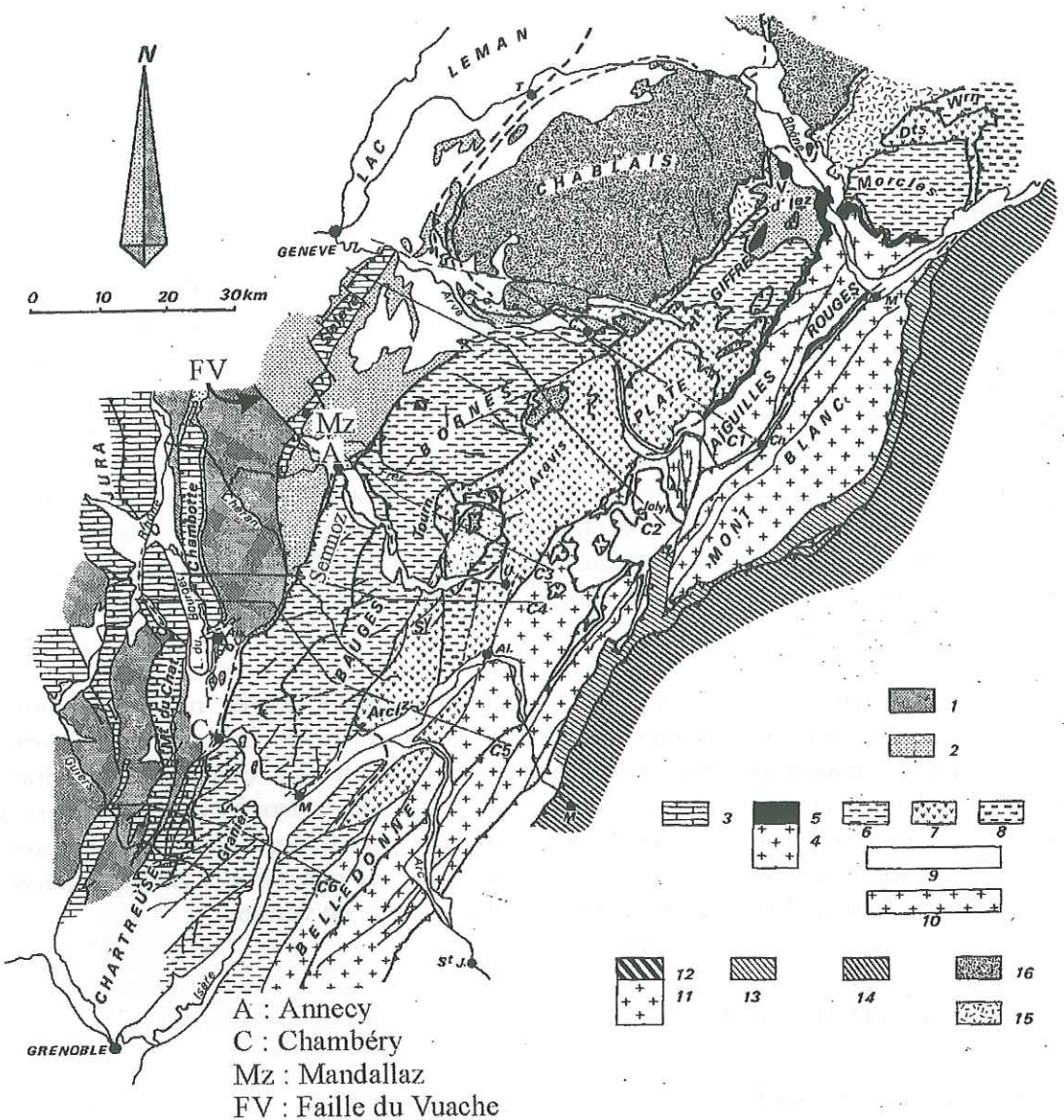


Fig. III.1 - Cadre structural du domaine delphino-belvétique savoyard. 1, 2 : molasses miocènes et oligocènes ; 3 : couverture jurassienne ; 4, 5 : socle et couverture des Aiguilles Rouges ; 6 à 10 : unités delphino-belvétiques ; 10 : socle de Belledonne ; 11, 12 : socle et couverture du Mont-Blanc ; 13 : unités ultra-belvétiques ; 14 : brèches de Tarentaise ; 15, 16 : klippes préalpines (Doudoux et al., 1982).

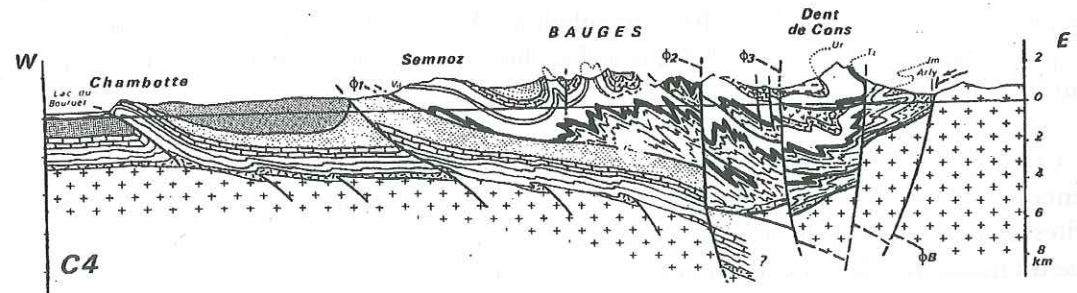


Fig. III.2 - Coupe interprétative à travers les Bauges (localisation voir Fig. III.1) (Doudoux et al., 1982).

1.1.2. Grands traits tectoniques

1.1.2.1. Déformation ductile

L'axe des plis a une direction moyenne N20°E (Fig. III.3). Cette direction est la même qu'en Chartreuse en ce qui concerne l'Urgonien (Gidon, 1964), avec cependant une légère évolution vers le N : les plis sont subméridiens aux abords de la cluse d'Annecy (Fig. III.3, Cn : N du synclinal du Charbon). Tous les plis du massif sont déversés vers l'W ou le NW.

Le style de la déformation évolue d'W en E : à l'W, de larges anticlinaux possèdent des caractères jurassiens, tels ceux du Nivolet-Revard-Bange-Semnoz (Nt, Rd, Bange, Semnoz, sur la Fig. III.3), ou du Margérial (Mz sur la Fig. III.3). Ces caractères se manifestent par des plis réguliers dans un matériel compétent (calcaires du Valanginien par exemple). Dans le centre et l'E du massif, l'importance accrue des marnes produit des plissements plus souples, tels les synclinaux perchés de l'Arclusaz (Da sur la Fig. III.3) ou du Trélod (Td sur la Fig. III.3).

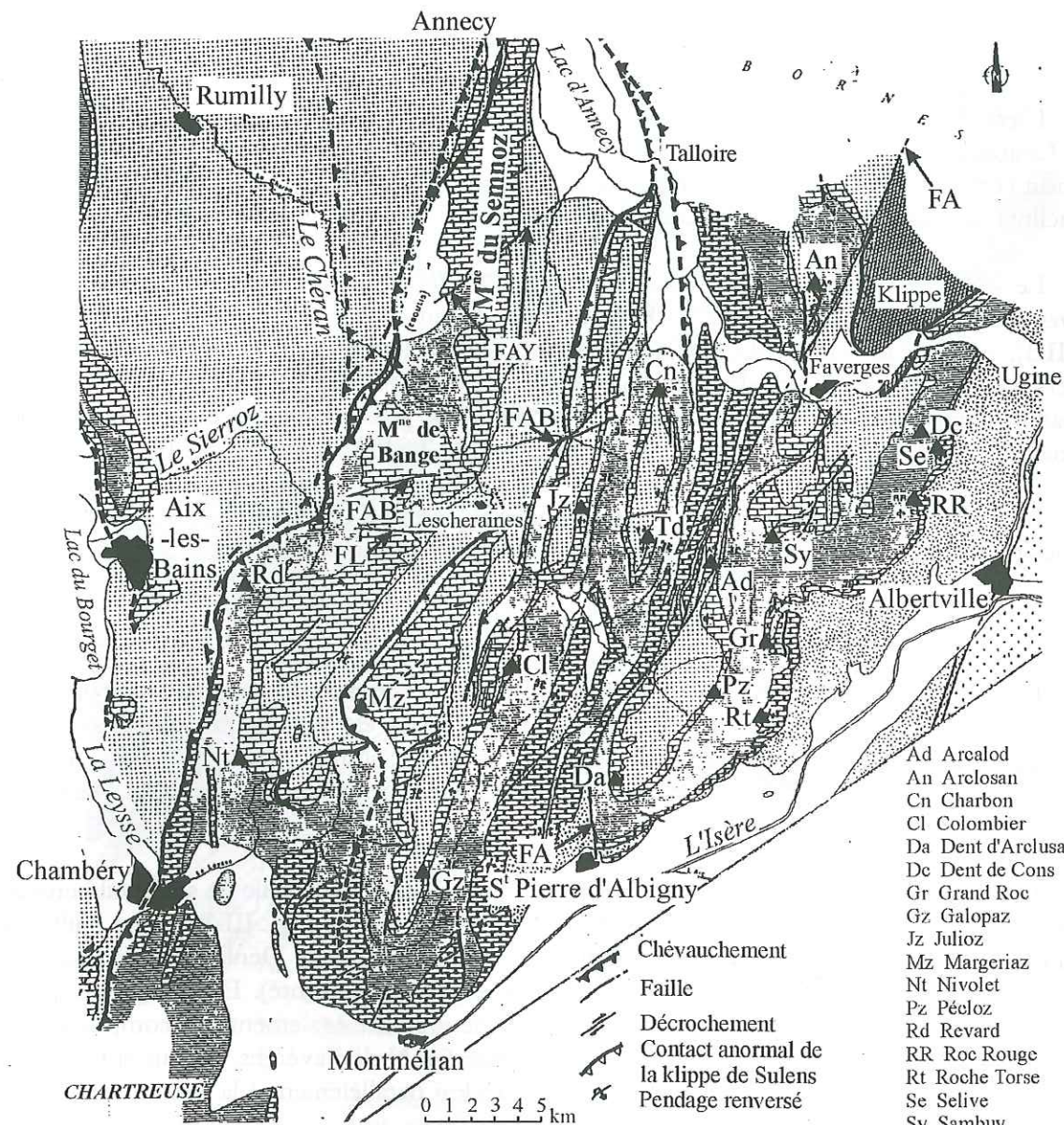
Le Chéran, seule rivière d'importance du massif, recoupe une zone d'engorgement des plis. Au S, les plis plongent vers le N, tandis qu'au N, le plongement est orienté vers le S.

1.1.2.2. Déformation cassante

Le massif chevauche vers l'W et le NW les molasses tertiaires le long du front subalpin, cisaillement plat peu visible en surface (Fig. III.3). Ce front est abondamment recouvert de dépôts quaternaires d'origine glaciaire et d'éboulis (flanc W du Semnoz par exemple, Fig. III.3). Il est complété en arrière par d'autres chevauchements de même vergence (dont celui du Margérial, Mz sur la Fig. III.3).

L'accident reconnu comme le plus important du massif est une faille de socle subverticale orientée N30°E : la faille d'Arcalod (Doudoux, 1973 ; FA sur la Fig. III.3). Cette faille est reconnue sur plus de 35 km, de St Pierre d'Albigny (situé au pied de la Dent d'Arclusaz au S du massif, Fig. III.3), à Serraval (dans le massif des Bornes, non représenté). Elle affaisse la partie orientale du massif de plusieurs centaines de mètres. Elle présente également une composante en décrochement dextre, en décalant le synclinal d'Arclosan (au N de Faverges, An sur la Fig. III.3) de 4 à 5 km perpendiculairement à l'axe des plis, de 15 km parallèlement à la faille. Récemment, Gidon (1996) a émis l'hypothèse que la faille d'Arcalod, celle du Charvin (Bornes orientales), et l'accident médian de Belledonne ne formeraient qu'une seule et même grande cassure de socle.

De nombreuses autres failles de moindres importances présentent également une composante en décrochement dextre (Kerckhove & Antoine, 1964). Leur direction varie de N80°E à N100°E à l'W du massif, à N60°E à l'E. Les rejets sont au maximum de 500 m dans un plan perpendiculaire à l'axe des plis, et de 1 km dans le plan des failles. Ces valeurs, pas très fortes prises individuellement, confèrent au massif un allongement oblique vers le SW par rapport à l'axe moyen des plis (Kerckhove & Antoine, 1964). En particulier dans l'W du massif, les failles de Lescheraines (FL sur la Fig. III.3) et d'Arith-Bellecombe (qui passe dans les grottes de Préronge, Montagne de Bange, notée FAB sur la Fig. III.3), pourraient être responsables de l'avancée du massif vers l'W au S du Revard (Rd sur la Fig. III.3).



- Quaternaire des grandes vallées
- Crétacé moyen et Tertiaire, y compris les molasses externes
- Urgonien
- Crétacé inférieur
- Jurassique supérieur calcaire : Tithonique et Kimméridgien
- Terres Noires : Lias - Oxfordien
- Trias
- Socle cristallin de Belledonne

- FA Faille d'Arcalod
- FAB Faille d'Arith-Bellecombe
- FL Faille de Lescheraines
- FAY Faille de l'Abbaye

Fig. III.3 – Carte géologique simplifiée du massif des Bauges (d'après Doudoux, communication personnelle).

1.1.3. Sismicité actuelle

Le massif des Bauges présente une sismicité récente modérée (Fig. III.4). Les deux événements sismiques les plus importants et les plus récents survenus dans la région sont situés à l'extérieur du massif. Le séisme du Grand Bornand (Bornes) qui a eu lieu le 14 décembre 1994 et possède une magnitude de 5.1, a été ressenti avec une intensité de VI-VII sur l'échelle MSK (Thouvenot *et al.*, 1998). Le séisme d'Epagny est survenu le 15 juillet 1996, pendant la période d'auscultation du versant d'Allèves (cf. chapitre III), son épocentre étant localisé au NW d'Annecy (Fig. III.5), à 20 km au N d'Allèves. La magnitude du choc principal est de 5.3. Celui-ci a été ressenti avec une intensité de VII-VIII MSK. Le foyer est localisé sur la faille du Vuache (FV sur la Fig. III.1 ; Fig. III.5), dans les calcaires mésozoïques à une profondeur de 3 km (Thouvenot *et al.*, 1998). Le mécanisme au foyer révèle un mouvement décrochant sénestre (Thouvenot *et al.*, 1998), en accord avec l'hypothèse concernant le mouvement actuel de la faille du Vuache (FV sur la Fig. III.1 ; Fig. III.5). Plusieurs centaines de secousses secondaires ont été enregistrées et localisées dans les mois suivants (Thouvenot *et al.*, 1998).

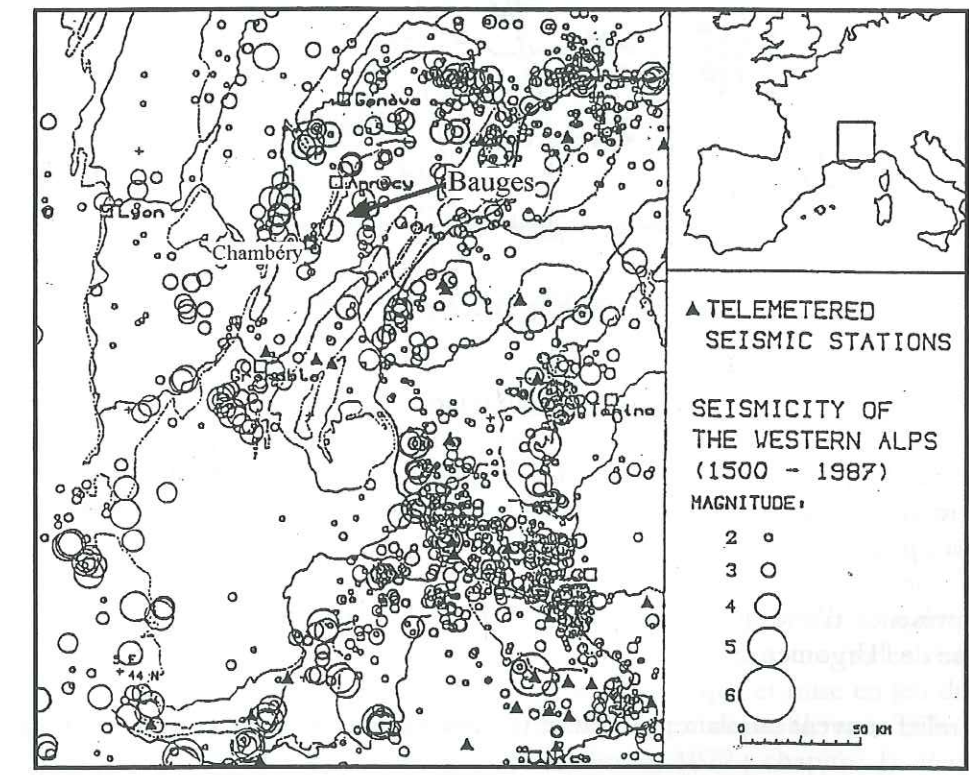


Fig. III.4 – Sismicité historique des Alpes occidentales (d'après Thouvenot *et al.*, 1990).

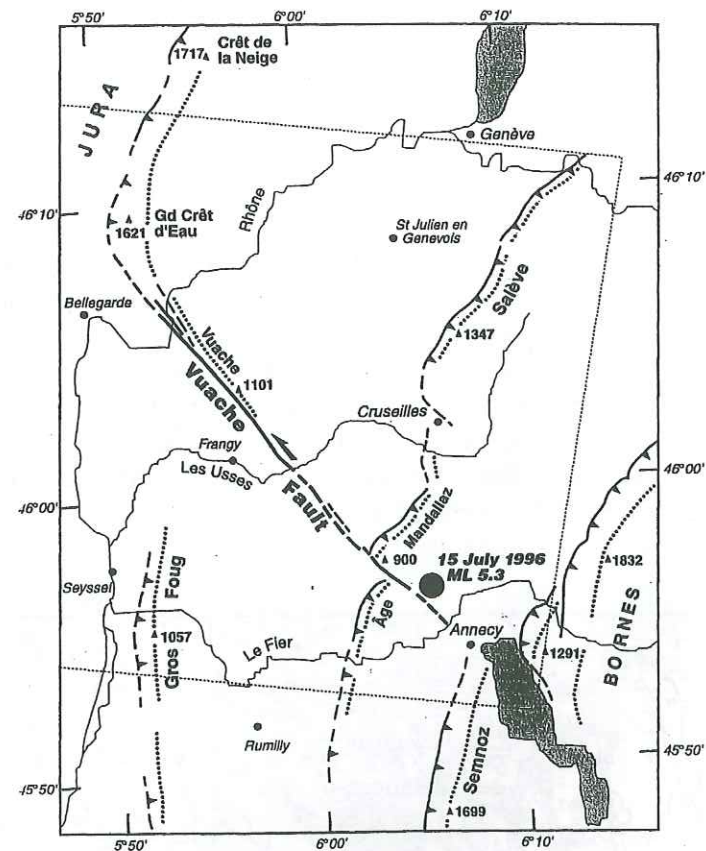


Fig. III.5 – Localisation du séisme d'Epagny (Thouvenot et al., 1998).

1.1.4. Grands traits hydrogéologiques

Le relief karstique est largement développé dans la partie occidentale du massif des Bauges (chaîne du Nivolet - Revard - Bange, Semnoz, Margeriaz, Fig. III.3). Plusieurs facteurs se sont conjugués pour permettre son expression :

- la présence d'une quantité importante de roches solubles en surface, tels les calcaires (exemple type de l'Urgonien) ;
- un relief souvent tabulaire, peu plissé (contrairement au centre et à l'E des Bauges) ;
- une perméabilité en grand du massif, due à la fracturation acquise lors de l'orogénèse alpine ;
- des précipitations agressives importantes, chargées en dioxyde de carbone (produit par la végétation pour la période postglaciaire au moins).

En surface, les karsts se manifestent par des lapiaz, vastes réseaux d'ouvertures souvent rectilignes dans lesquels s'écoule la quasi-totalité des eaux de surface (Fig. III.6). La conséquence majeure est souvent l'absence de tout écoulement d'eau.

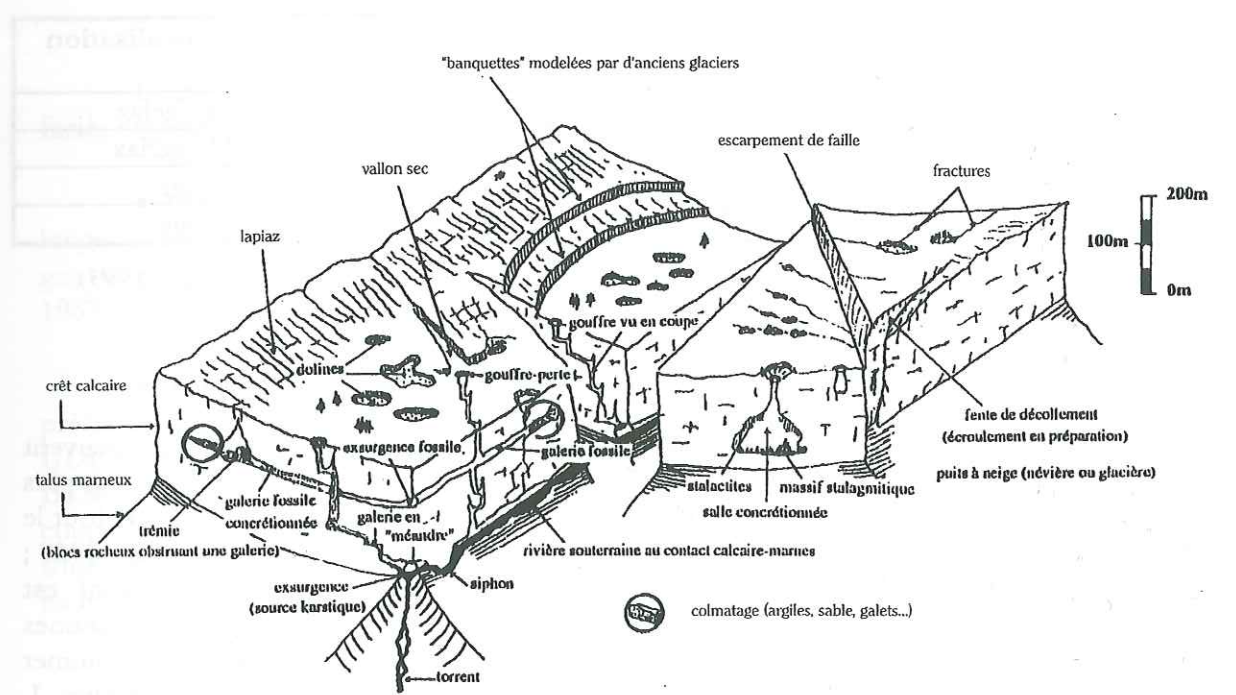


Fig. III.6 – Représentation schématique d'un karst en massif subalpin (C. D. S. Savoie, 1993).

En profondeur, les gouffres possèdent des formes différentes selon la nature de la roche rencontrée. La traversée d'une couche calcaire par les eaux d'infiltration est essentiellement verticale, et forme des puits subverticaux. Les niveaux imperméables que constituent les marnes argileuses stoppent la progression verticale des eaux, qui s'écoulent alors suivant le pendage des couches : les galeries deviennent essentiellement subhorizontales en domaine subtabulaire.

Le découpage des marnes provoque des effondrements souterrains dans les galeries, ce qui peut augmenter considérablement leur volume, les matériaux effondrés étant déplacés ou érodés par les crues. Ce mécanisme contribue à la déstabilisation de masses calcaires susjacentes, conduisant à la chute de blocs par un processus dit de soutirage karstique. L'alternance de crues et décrues est également un facteur favorable à une perte de cohésion d'ensemble de la masse rocheuse. Comme il a été montré dans le cas de barrages artificiels (cf chapitre I, 1.1.1.2.2 ; Vibert, 1987), les variations brutales de pressions interstitielles dues aux cycles charge-décharge contribuent à déstabiliser les versants, par fracturation hydraulique et mise en jeu du cisaillement dans les marnes saturées (cf chapitre I). Cette explication est compatible avec celle retenue pour expliquer l'effondrement du Granier (Goguel & Pachoud, 1972 ; chapitre I). Peu de données quantifiées sur les cycles crues-décrues permettent cependant d'étayer cette hypothèse.

Il est difficile d'estimer l'incidence des vides laissés par les galeries sur la stabilité mécanique des massifs, il faudrait en premier lieu disposer d'une estimation du volume de ces vides. Dans l'W du massif des Bauges, environ 300 cavités sont connues, qui totalisent plus de 90 km de galeries (Tab. III.1).

Nombre d'entrées	Nom de la cavité	Développement (m)	Profondeur (m)	Localisation
2	Garde-Cavale	21087	-325	La Féclaz
8	Tanne Cochons-T. Froide	17063	-817	Margeriaz
1	Grotte de Prér rouge	14816	+118	Bange
3	Creux de la Litorne	14749	-329	Bange

Tab. III.1 - Les plus importants réseaux découverts dans l'W des Bauges (source : CDS Savoie, 1993).

1.1.5. Les éboulements dans le massif des Bauges

Tous les escarpements des massifs subalpins sont le siège d'éboulements, qui peuvent aller de la chute de blocs, phénomène le plus fréquent, à l'écroulement en masse, beaucoup plus rare (cf. chapitre I). La base des escarpements est donc formée de talus d'éboulis à travers tout le massif des Bauges. Ces talus sont très visibles sur les cartes géologiques (Gidon *et al.*, 1969 ; Gidon *et al.*, 1970). Le phénomène de plus grande ampleur reconnu dans le massif est l'écroulement post-würmien de la face W du Mont Margériaz (Fig. III.3). Les moraines würmiennes sont recouvertes sur 2.5 km² par un tapis de blocs urgoniens provenant du sommet de l'escarpement (Gidon *et al.*, 1969). À l'image des « Abymes de Myans » (cf. chapitre I, paragraphe 1.1.2.1), la topographie actuelle est chaotique, parsemée de petites mares. Cet événement postglaciaire n'est pas daté avec précision.

1.2. La cluse du Chéran : entre Semnoz et Montagne de Bange

La montagne du Semnoz forme la limite occidentale du massif des Bauges, entre le lac d'Annecy au N et la cluse du Chéran au S (Fig. III.1 et Fig. III.3). C'est un vaste anticlinal (15 km de long) d'axe N10°E, déversé vers le NW. Son flanc W constitue le front subalpin, chevauchement des chaînes subalpines sur le bassin molassique. La situation très externe du pli du Semnoz dans la chaîne alpine confère également des particularités à son matériel, qui mêle les caractères jurassien et subalpin. Au S du Chéran, le front subalpin se poursuit par le bord occidental de la Montagne de Bange (Fig. III.3), extrémité septentrionale de la chaîne du Nivolet-Revard (Nt-Rd sur la Fig. III.3).

Le versant d'Allèves qui nous intéresse ici constitue la limite S du Semnoz (Fig. III.3 et Fig. III.7), en rive droite du Chéran. La rive gauche correspond à la terminaison N de la Montagne de Bange (Fig. III.3 et Fig. III.7). Le Chéran recoupe perpendiculairement les structures du SE au NW et entaille des gorges profondes à son débouché dans le bassin molassique (Pont de l'Abîme sur la Fig. III.7).

1.2.1. Remarques générales

Alors que la plupart des sommets du massif des Bauges sont constitués par des escarpements urgoniens de synclinaux perchés, la morphologie anticlinale du Semnoz est très proche de celle des plis du Jura.

Nous avons signalé plus haut l'ennoyage des plis des Bauges sous le Chéran. Or, le Semnoz et sa prolongation vers le S, la Montagne de Bange, est le seul pli qui ne possède pas cette caractéristique. Pour traverser la structure, le Chéran emprunte une cluse très prononcée (Fig. III.7).

1.2.2. Formations stratigraphiques

L'ensemble du Crétacé inférieur est visible dans la cluse (Berriasien à Aptien inférieur, de faciès urgonien ; Doudoux, 1967a ; 1969a), sur les deux rives du Chéran (Fig. III.8 et Fig. III.9) :

- **Berriasien** : il est bien visible dans les gorges du Chéran et le long des routes qui longent ses rives (Be sur la Fig. III.8). Il se présente sous forme de marnes et calcaires marneux gris bleuté. À l'W d'Allèves (Fig. III.8), il est affecté de nombreux plissements (Doudoux, 1967a ; 1969a).

- **Valanginien** : le passage du Berriasien au Valanginien est progressif, ce dernier se présentant d'abord sous forme de marnes rousses (à l'W d'Aiguebelette sur les Fig. III.7 et Fig. III.8), puis de puissants calcaires formant falaise au-dessus du village d'Allèves (V sur la Fig. III.8). Ce dernier matériel est constitutif des Tours Saint-Jacques (Fig. III.7 et Fig. III.8). Une coupe de ces calcaires peut être observée sur le chemin d'Allèves à la Figlia (chalets d'alpages situés au sommet de l'escarpement valanginien, visibles sur les Fig. III.7 et Fig. III.8). De bas en haut, nous distinguons (Doudoux, 1967a) :

- * des gros bancs de calcaires marneux gris bleu (3-6 m) ;

- * des calcaires roux grossiers plus ou moins détritiques (40 m), avec un niveau de marnes caillouteuses proche du sommet (1 m) ;

- * des niveaux franchement détritiques et oolithiques, désagrégés en surface (8 m) ;

- * des calcaires compacts à pâte fine, souvent très blancs, parfois beiges ou gris (50 m) avec localement des sections de rudistes. Ces calcaires forment le sommet de l'escarpement, et se poursuivent vers le NW pour constituer le sommet de Mont Durand (Fig. III.7 et Fig. III.8), puis vers le NE où ils forment le rebord occidental du Semnoz jusqu'à la grotte des Fours (non représentée). Ils sont alors en contact tectonique avec l'Urgonien. Sur le versant d'Allèves comme sur le flanc W du Semnoz, le pied de l'escarpement est constamment recouvert d'éboulis (E sur la Fig. III.8) ;

- * au-dessus de la Figlia, un talus raide est formé par des calcaires bicolores spathiques très grossiers facilement altérables, alternant avec des niveaux plus marneux (40 m), le sommet étant chargé en silex ;

- **Hauterivien** : la limite Valanginien-Hauterivien est difficilement visible, car les faciès sont très proches. Au-dessus de la Figlia, il se présente sous forme de calcaires marneux et de marnes plus ou moins gréseuses (marnes dites « à miches »), où s'intercalent d'importants niveaux de calcaires bicolores spathiques, constituant localement des lapiaz (Doudoux, 1967a ; 1969a ; H sur la Fig. III.8).

- **Barrémien inférieur** : il est présent à la base de l'Urgonien, essentiellement dans l'E et le S du Semnoz (Ba sur la Fig. III.8), sous forme de calcaires bicolores spathiques en petits bancs. Il contient de nombreux silex allongés noirs, rougeâtres, ou blonds. La limite inférieure avec l'Hauterivien est là encore difficilement reconnaissable, ce dernier étage présentant lui aussi des niveaux de calcaires bicolores (Doudoux, 1967a ; 1969a).

- **Aptien inférieur (faciès Urgonien)** : le calcaire blanc compact affleure sur de grandes étendues dans le N et l'E du Semnoz, et forme le plateau sommital de la Montagne de Bange

(Fig. III.8). Il affleure dans la vallée du Chéran à l'amont de la cluse, au niveau des grottes de Prérouge (Fig. III.8).

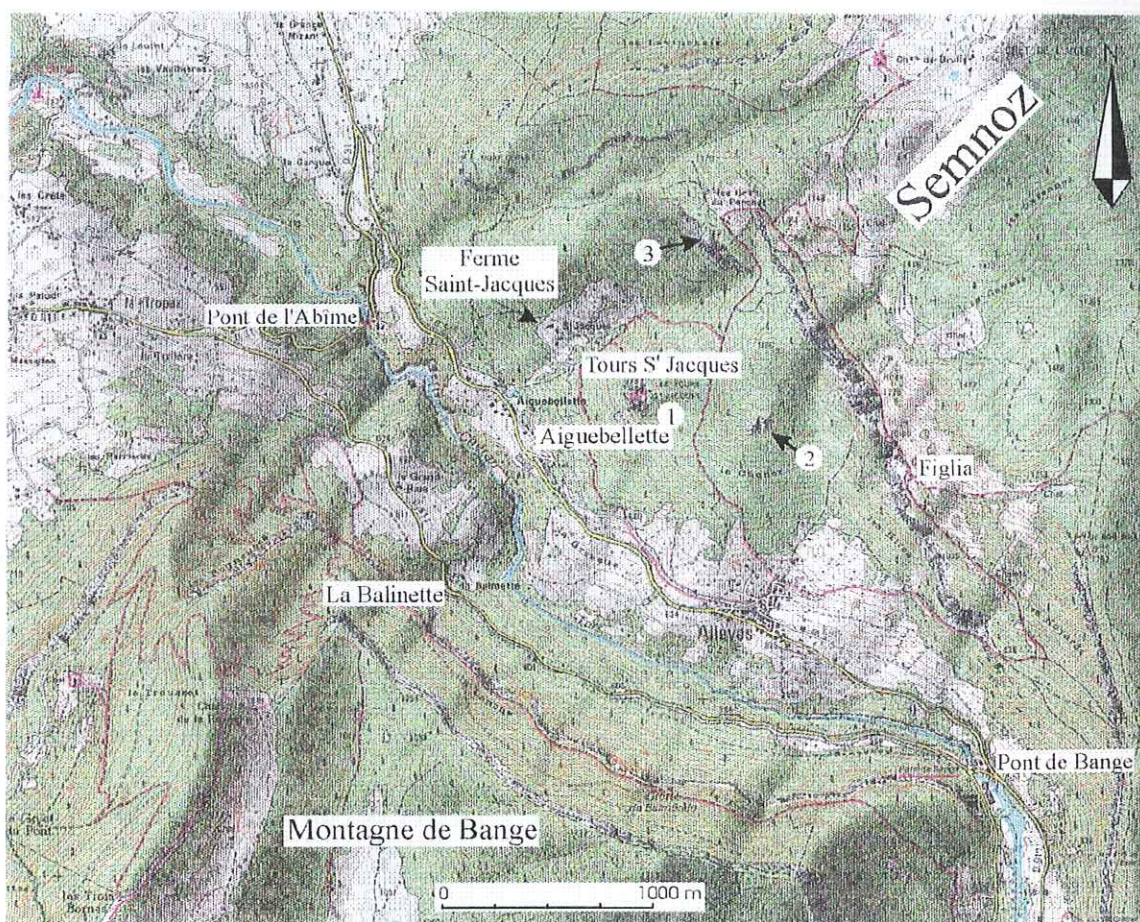
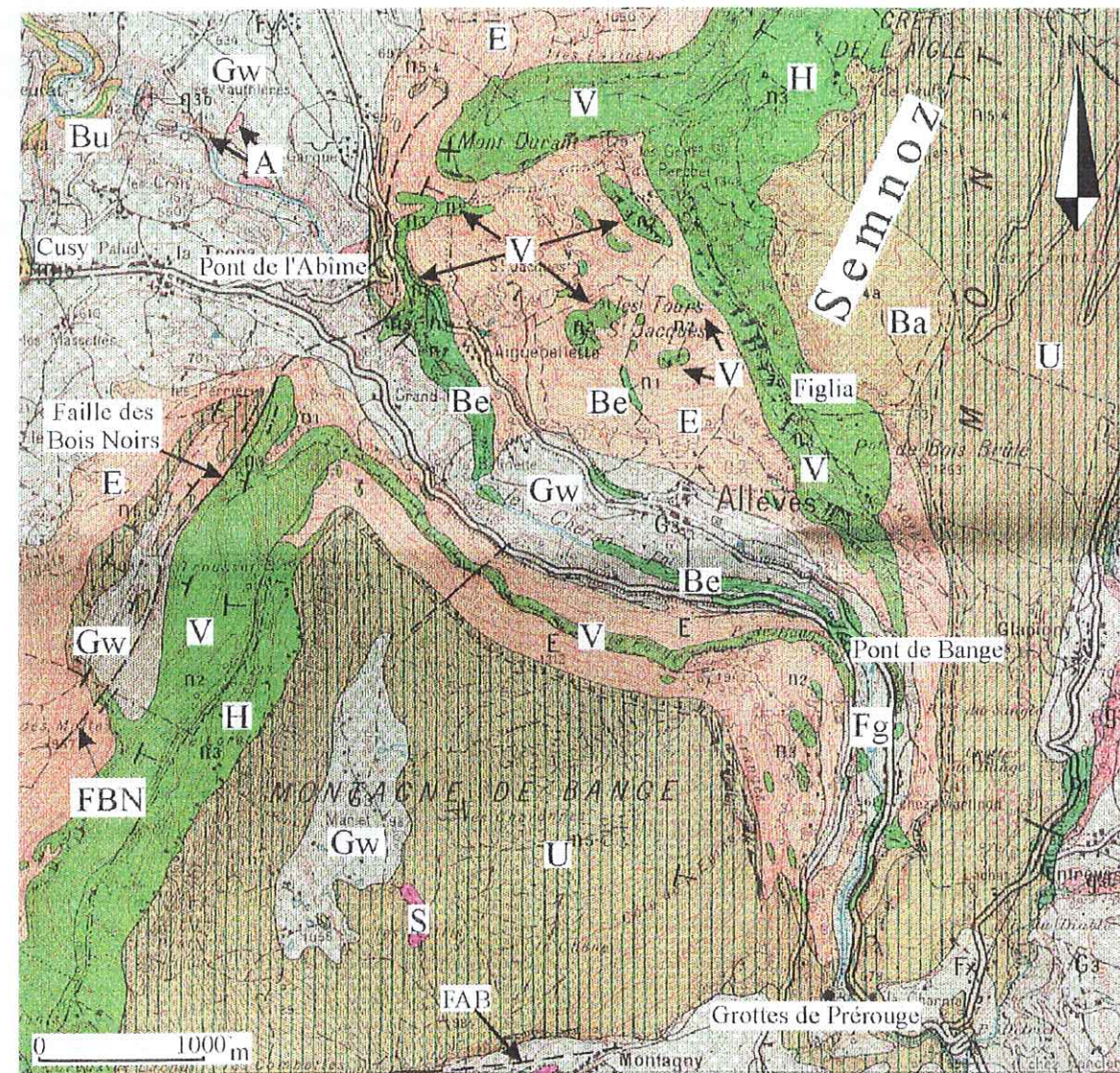


Fig. III.7 – Carte topographique de la cluse du Chéran entre Semnoz et Montagne de Bange (d'après Top 25 3431OT).



E : Eboulis
 Gw : glaciaire würmien (moraines argiloteuses à blocs)
 Fg : fluvio-glaciaire

Bu : Burdigalien supérieur (grès molassique)
 A : Aquitainien (grès molassique)
 S : Sannoisien (conglomérats)

U : Urgonien (calcaire)
 Ba : Barrémien inférieur (calcaire)
 H : Hauterivien (essentiellement marneux)
 V : Valanginien (calcaire)
 Be : Berriasien (marnes)

FAB : faille d'Arith-Bellecombe
 FBN : faille des Bois Noirs

Fig. III.8 – Carte géologique de la cluse du Chéran entre Semnoz et Montagne de Bange (d'après Gidon et al., 1970).

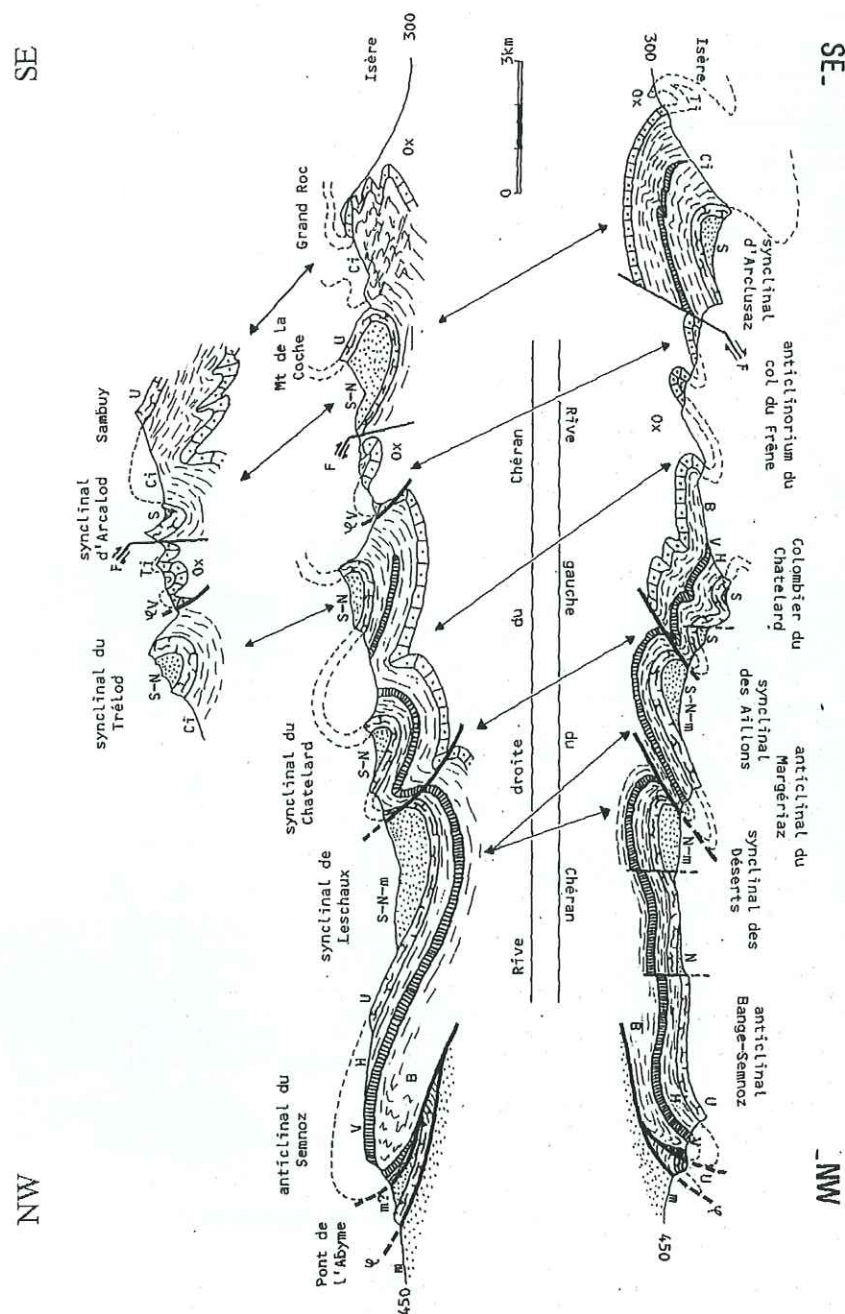


Fig. III.9 - Coupes le long des deux rives du Chéran. Φ : chevauchement frontal subalpin ; F : faille d'Arcalod (Debelmas et al., 1982).

Avec l'Urgonien se termine la série observable dans la cluse du Chéran (les étages supérieurs sont présents jusqu'à l'Oligocène dans le N du Semnoz et le synclinal de Leschaux situé immédiatement à l'E du Semnoz). Le massif des Bauges ayant connu des glaciations importantes au cours du Quaternaire, de nombreuses traces sont visibles dans la cluse (Fig. III.8 ; Gidon et al., 1970 ; Lepiller, 1980) :

* *Glaciaire würmien* : des quantités importantes provenant de moraines de fond, surconsolidées, argiloterreuses à blocs (roches cristallines) se sont déposées au fond de la cluse et ont recouvert le bassin molassique, ainsi que l'intérieur du massif des Bauges, vestiges de

l'écoulement de glaciers d'importance régionale. Doudoux (1969a) note la présence de dépôts jusqu'à 1200 m sur la Montagne de Bange (Gw sur la Fig. III.8). Des moraines latérales, à la morphologie très émoussées, tapissent les pentes occidentales du Semnoz. Elles témoignent de stades de stationnement du glacier au cours de la déglaciation (Nicoud, 1973).

* *Fluvio-glaciaire* : il se présente sous forme de sédiments sableux, à passées grossières conglomératiques, dont le matériel provient des moraines. Ces dépôts, dont la stratification est fortement oblique, parfois entrecroisée, se présentent en terrasses (Fg sur la Fig. III.8). L'époque de leur dépôt n'est pas établie avec certitude : ils sont considérés comme interglaciaires par Gidon et al. (1970), mais comme post-glaciaires par Lepiller (1980). Des alluvions fluviales plus récentes déterminent des terrasses à l'amont du Pont de Bange.

* *Eboulis* : ils sont présents en grande quantité (éboulis de pente), et recouvrent l'essentiel du versant d'Allèves en rive droite (E sur la Fig. III.8), ainsi que le rebord occidental du Semnoz, masquant dans ces deux secteurs toute formation géologique présente sous le Valanginien (Fig. III.8). D'autres types d'éboulis liés à la cryoclastie dans les lapiaz urgoniens sont présents au sommet du Semnoz, où à proximité d'accidents cassants. Nous ne les détaillerons pas car ils sortent du cadre de notre étude.

1.2.3. Tectonique

1.2.3.1. Le Semnoz

La régularité de l'anticlinal du Semnoz est perturbée par une faille importante orientée N60°E, traversant la montagne de part en part (faille de l'Abbaye : FAY sur la Fig. III.3). Il s'agit d'un décrochement dextre (Kerckhove & Antoine, 1964), amenant au contact Urgonien et Valanginien à proximité de la grotte des Fours (non représentée). Le rejet horizontal serait de 750 m selon Lepiller (1976). Doudoux (1967a) souligne l'importance de cet accident qui partage le Semnoz en deux compartiments N et S. Postérieurement à la naissance de l'accident, ces deux parties, ont pour l'auteur, pu connaître des évolutions tectoniques distinctes (aucun autre accident n'a été découvert dans le compartiment S, alors que plusieurs accidents décrochants dextres de même azimuth sont présents dans le compartiment N, et tous possèdent une composante normale qui affaisse la partie S).

Au-dessus d'Allèves, l'escarpement Valanginien régulier souligne le flanc direct du large anticlinal du Semnoz, du pont de Bange à Mont Durand (Fig. III.7 et Fig. III.8). Le pli est dissymétrique, fortement déversé vers le NW. La charnière, invisible, doit être très fermée, mais aucune trace d'un flanc inverse n'a pu être trouvée. La végétation et la quantité importante d'éboulis masquent ces informations (Fig. III.9).

1.2.3.2. Le problème de la continuité Bange-Semnoz

À l'E d'Allèves, il y a continuité de structure de part et d'autre du Chéran. La partie la plus occidentale de la cluse montre par contre une importante dissymétrie entre les deux rives (Fig. III.7, Fig. III.8, et Fig. III.9). Poursuivant les travaux de Chaberty (1961), Doudoux (1969a) met en évidence un pli-faille (Fig. III.10). La présence d'escarpements urgoniens de polarité normale au niveau du Chéran (Pont de l'Abîme, Fig. III.8) d'une part, et dominant le village de Cusy d'autre part (Fig. III.8), est la trace d'un anticlinal très externe contre lequel est venu s'écraser le pli de Bange-Semnoz le long de la faille des Bois Noirs où l'Hauterivien a été laminé (Fig. III.8 et Fig. III.10). La faille des Bois Noirs (Fig. III.8) est, avec le front de chevauchement subalpin proprement dit, le second accident important coupé par la cluse. L'escarpement urgonien

dominant Cusy est topographiquement beaucoup plus élevé que celui qui affleure sous le Pont de l'Abîme, ce qui peut être le signe d'un plongement axial vers le NE (Doudoux, 1969a). Mais cette différence d'altitude ne s'observe qu'à l'W de la cluse. Chaberty (1961) soupçonne pour cela un accident transversal non encore reconnu, passant entre le Pont de l'Abîme et la Montagne de Bange. Cet accident n'affecterait pas la partie orientale de la cluse.

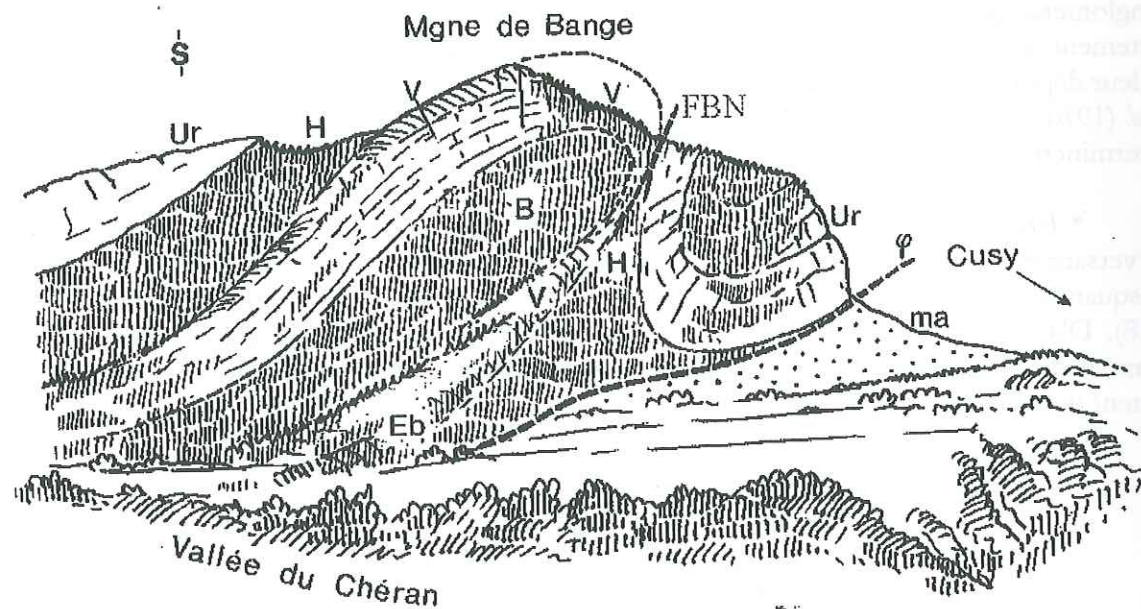


Fig. III.10 - Extrémité W de la Montagne de Bange, vue des environs d'Allèves. Eb : éboulis ; ma : molasse tertiaire ; Ur : Urgonien ; H : Hauterivien ; V : Valanginien ; B : Berriasien ; FBN : faille des Bois Noirs ; φ : chevauchement frontal subalpin (Debelmas et al., 1982).

1.2.3.3. Le cours du Chéran

Le Chéran, qui coule du SE vers le NW, change brutalement de direction au niveau du lieu-dit la Balinette (Fig. III.7), pour couler vers le N, puis reprend sa direction initiale avant le hameau d'Aiguebelette (Fig. III.7). Le long de la rivière affleurent les marnes du Berriasien (faible plongement SE) en polarité normale, affectées de plissements. Doudoux (1969a) rapporte une forte augmentation de l'intensité des plissements à partir de la Balinette, et note également des ruptures locales multiples. Au-delà de cette zone -dont l'extension n'est pas précisée- la polarité des couches est inversée, celles-ci devenant subhorizontales. L'auteur interprète ce secteur comme la charnière anticlinale du pli principal (visible sur la coupe de la Fig. III.9). La déviation du cours du Chéran serait alors due à la structure géologique.

Une autre explication de la déviation temporaire du cours du Chéran est fournie par Chaberty (1961) : pour cet auteur, toute la cluse du Chéran représente le front d'emboutissage du Semnoz contre la Montagne de Bange. Présument une contrainte maximale horizontale SW-NE, l'auteur voit la cluse comme un moulage du Semnoz contre le butoir formé par la Montagne de Bange. Les zones de faiblesse (marnes berriasiennes) se seraient déformées alors plastiquement et auraient modifié le cours de la rivière. Le front du pli est déformé, expliquant la dissymétrie des rives dans la partie occidentale de la cluse.

Nous reviendrons plus loin (5.3.2) sur ce problème de la déviation brutale du cours du Chéran, et nous proposerons une troisième explication à la lumière des mouvements du versant d'Allèves.

Le « front subalpin », loin de n'être qu'un cisaillement plat le long d'une surface de décollement, apparaît donc comme un front de déformation complexe, véritable « rouleau frontal », possédant des relais et induisant des déformations secondaires importantes.

1.2.4. Hydrogéologie

Deux formations calcaires sont intensément karstifiées : l'Urgonien et le Valanginien. Les principales émergences karstiques appartiennent à ces formations. Des traçages ont été effectués dans plusieurs systèmes karstiques du Semnoz et de la Montagne de Bange, les résultats sont représentés sur la Fig. III.11. Nous retiendrons de cette étude que :

- l'accident transversal du Semnoz (faille des chalets de l'Abbaye) joue le rôle de drain, et non celui d'écran ;
- il n'existe pas de liaison entre les aquifères urgonien et valanginien, ce qui signifie que les marnes hauteriviennes constituent une couche imperméable.

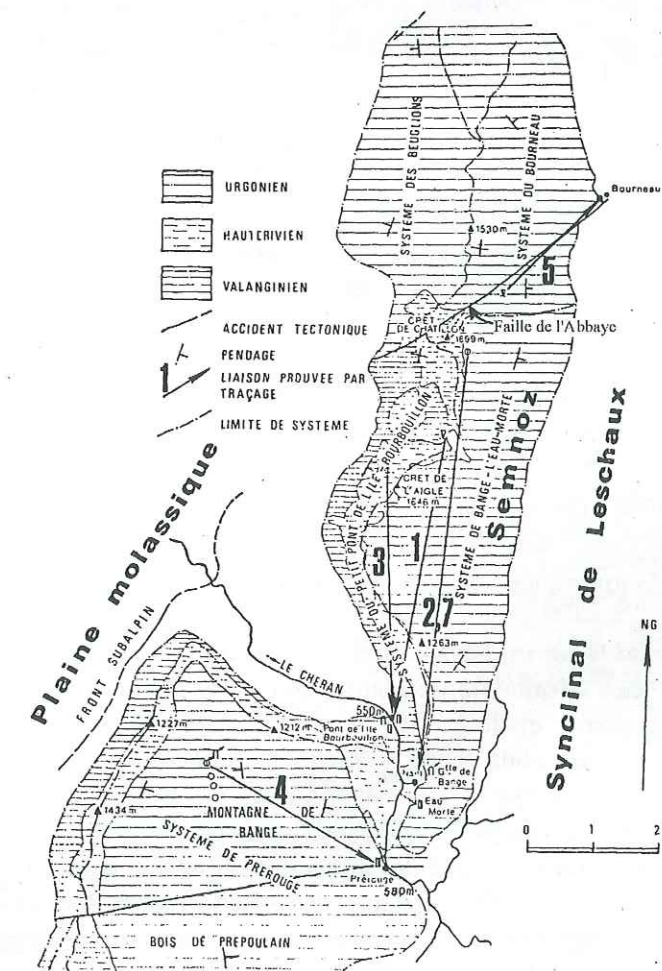


Fig. III.11 - Traçages effectués dans les systèmes karstiques de la Montagne de Bange et du S Semnoz (Lepiller, 1976).

1.3. Le versant d'Allèves

1.3.1. Présentation générale, problèmes posés

Le versant d'Allèves s'étend en rive droite du Chéran sur environ 4 km du Pont de Bange à Mont Durand (Fig. III.7 et Fig. III.12). En altitude il s'étale du lit du Chéran (environ 500 m) aux alpages situés à plus de 1600 m (Fig. III.7). Le versant est recouvert dans sa partie inférieure, jusqu'au pied de l'escarpement Valanginien principal (1000-1100 m), d'éboulis entièrement végétalisés (Fig. III.7 et E sur la Fig. III.13 ; Fig. III.14). De ces éboulis émergent de gros blocs de calcaire, également Valanginien, les Tours Saint-Jacques (Fig. III.12 ; ① sur les Fig. III.7 et Fig. III.13 ; Fig. III.15). De nombreuses anomalies morphologiques permettent de soupçonner une instabilité actuelle à l'échelle du versant. Parmi les plus importantes, citons :

- la présence de ces blocs rocheux, isolés au milieu de la pente (Fig. III.15). Une autre masse, moins visible mais de même nature émerge au-dessus du village d'Allèves (② sur les Fig. III.7 et Fig. III.13 ; Fig. III.12). Une troisième masse isolée importante est située à proximité de la falaise valanginienne principale, sous les granges du Perchet (③ sur les Fig. III.7 et Fig. III.13) ;

- de nombreuses irrégularités topographiques tels que des bombements localisés importants non produits par les activités humaines. Ces anomalies sont peu visibles à cause du couvert végétal, mais il s'agit de petits escarpements valanginiens et de zones de fluage dans les éboulis (Fig. III.7 et Fig. III.13 ; Fig. III.12) ;

- la dislocation des murs de la ferme Saint-Jacques (Fig. III.7) est attestée par une fracture ouverte de plusieurs centimètres en 15 ans ;

- des glissements récents (1981, 1983) situés sous la ferme Saint-Jacques, s'étendant sur quelques dizaines de mètres en hauteur et en largeur.

Dans ce contexte, les Tours représentent-elles un exemple de fragmentation d'une falaise calcaire, et si oui, comment cette fragmentation se poursuit-elle aujourd'hui ? Quels sont les rapports entre la fragmentation de la falaise et l'instabilité globale du versant ? C'est à ces questions que nous allons tenter de répondre. Pour cela, nous avons estimé la déformation actuelle du versant en surface par un suivi géodésique de haute précision.

1.3.2. Contexte de l'étude et travaux antérieurs sur le site

Dans le cadre de sa mission d'évaluation systématique des risques naturels, le Service de Restauration des Terrains en Montagne de Haute-Savoie (R. T. M., qui dépend de la Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt), est à l'origine des premières études sur le site. C'est grâce à son partenariat que nous avons pu réaliser nos travaux.

Une carte de localisation des phénomènes d'instabilités actives ou anciennes a été réalisée (Bernard, 1995), en vue d'établir une carte des aléas, qui outre le recensement qualitatif prend en compte l'intensité et la fréquence d'occurrence des phénomènes. Ces documents permettent d'établir les conditions d'occupation et d'utilisation du sol, fixées à travers le Plan de Prévention des Risques naturels prévisibles (P. P. R.). Le P. P. R. concernant la commune d'Allèves est paru en 1997.

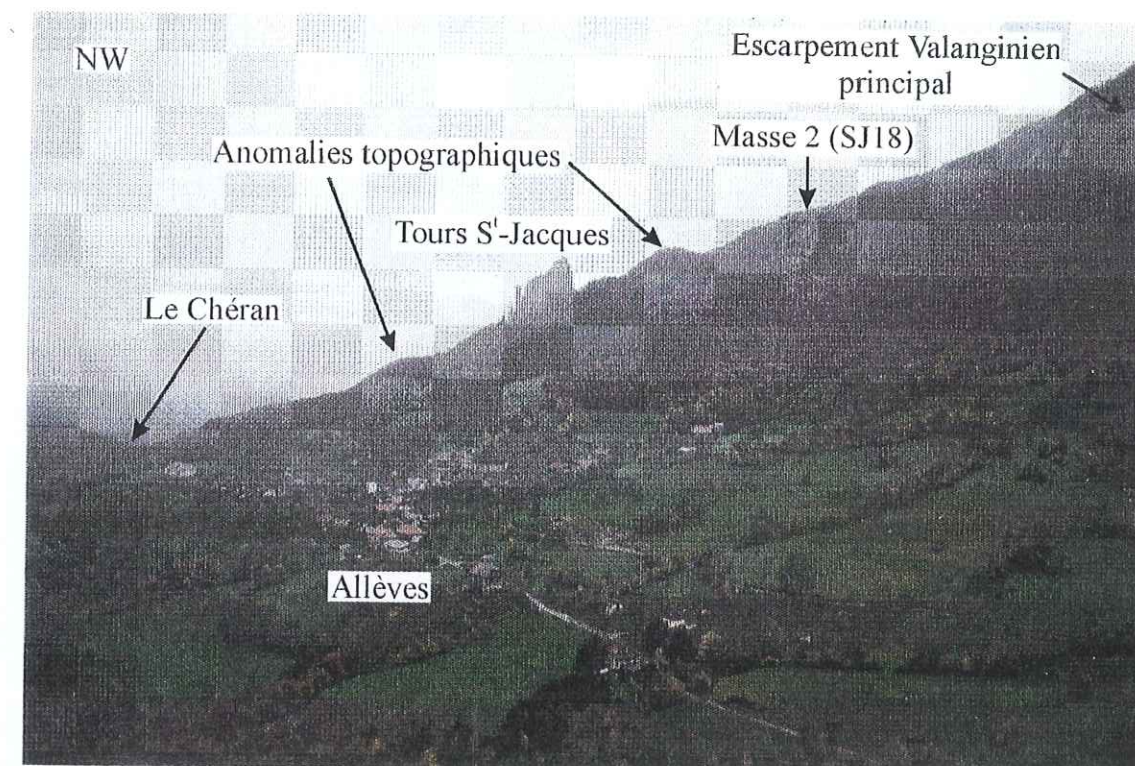


Fig. III.12 – Le versant d'Allèves vu du SE.

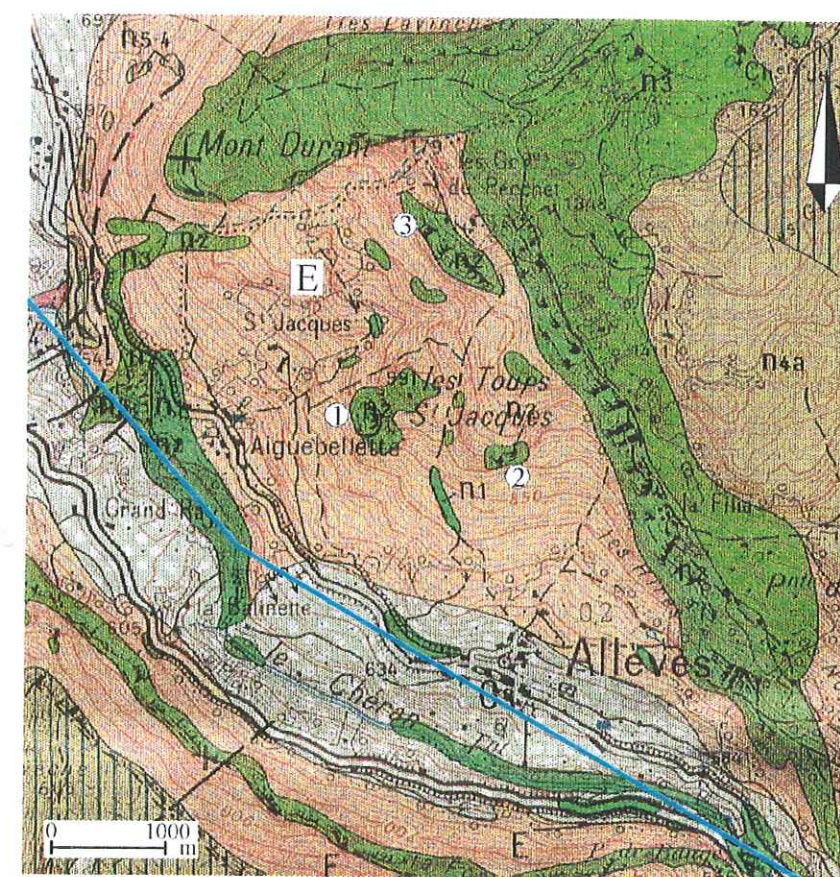


Fig. III.13 – Carte géologique du versant d'Allèves (Gidon et al., 1970). En bleu : localisation du profil topographique du Chéran (Fig. III.44) ; E : éboulis.



Fig. III.14 – Blocs de calcaire Valanginien sur le versant d'Allèves.

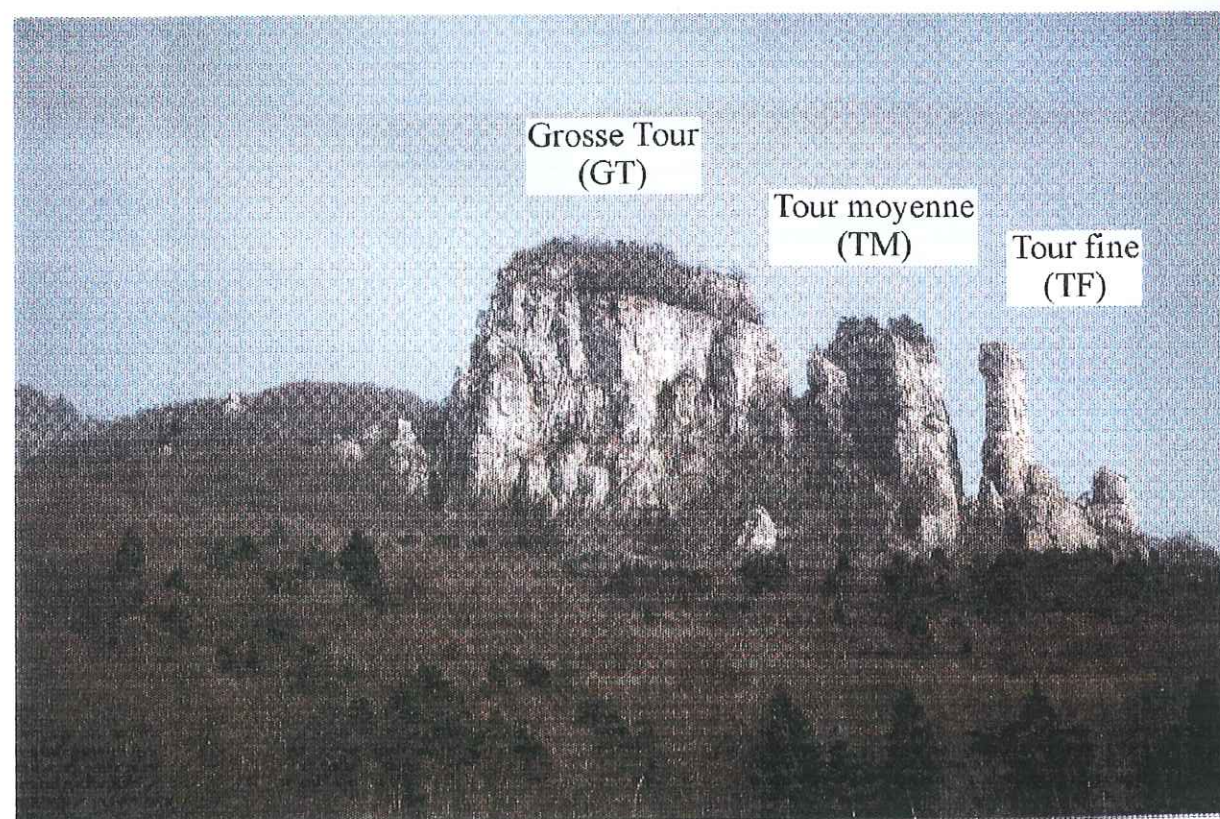


Fig. III.15 – Les Tours Saint-Jacques, vues du pied du versant.

2. MESURES REALISEES

Les questions que nous avons formulées plus haut (1.3.1) conduisent à nous interroger sur les déplacements subis par les masses rocheuses isolées dans le versant. Notre objectif est double :

- d'une part, quantifier les déplacements, s'ils existent, des masses rocheuses isolées présentes dans le versant, afin de mettre en évidence une éventuelle logique d'ensemble ;
- d'autre part, focaliser notre attention sur les Tours Saint-Jacques, afin de déterminer dans le détail les modalités d'un éventuel déplacement voire d'une déformation interne des tours.

Il nous a semblé que les méthodes géodésiques, et parmi elles le G. P. S., étaient les plus pertinentes pour atteindre les objectifs que nous nous étions fixés. Comme il n'était pas réalisable d'effectuer des mesures G. P. S. au sommet des tours à cause des difficultés d'accès, nous avons choisi d'y installer à demeure des prismes réfléchissants, visés depuis certaines stations du réseau G. P. S. Enfin, nous avons complété ce dispositif par un profil de nivellement que nous avons implanté en pied de versant, afin de détecter une éventuelle poussée de ce dernier.

Avant d'examiner dans le détail les opérations géodésiques effectuées, nous présentons quelques données géologiques relatives à la fracturation des Tours Saint-Jacques.

2.1. Fracturation des Tours Saint-Jacques

Les Tours Saint-Jacques se composent principalement de trois blocs rocheux de calcaire Valanginien isolés sur le versant d'Allèves. D'amont en aval, nous pouvons distinguer (Fig. III.15) : la tour amont, qui est la plus volumineuse et sera désignée par GT (grosse tour) ; la tour du milieu, appelée TM ; la tour aval, qui est la moins volumineuse et possède une forme de colonne très élancée, et sera désignée par TF (tour fine). Au pied de cette dernière tour s'étend un éboulis qui a fait disparaître la forêt, suggérant une activité actuelle de chutes de blocs. Les tours sont intensesment fracturées et de nombreux blocs souvent en forme de lames jonchent leurs pieds.

2.1.1. La tour amont (GT)

Les mesures structurales ont été réalisées sur les deux faces les plus accessibles de GT : la face S et la face E (Fig. III.16).

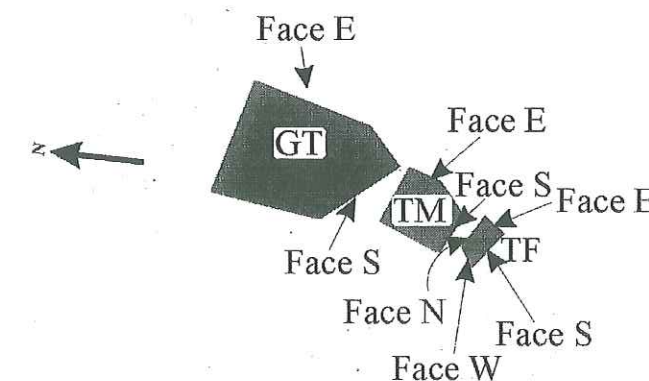


Fig. III.16 – Schéma des Tours Saint-Jacques et localisation des faces sur lesquelles ont été réalisées les mesures structurales.

2.1.1.1. Orientation de la stratification

Sur la face S (Fig. III.17a), les mesures sont peu dispersées et la stratification est orientée WSW avec un pendage moyen de 17°. Sur la face E (Fig. III.17b), les mesures sont très dispersées et les directions S et WNW sont bien représentées (pendage moyen de 17°). L'orientation moyenne sur les deux faces de la tour est WSW (N98°).

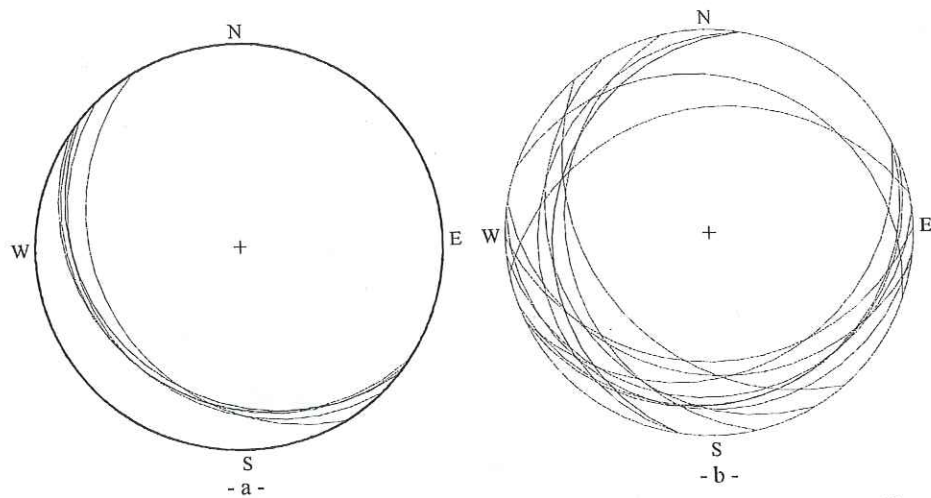


Fig. III.17 – Stéréogrammes de la stratification de la tour amont (GT). (a) : face S ; (b) : face E.

Malgré la similitude des orientations moyennes de la stratification sur les deux faces de la tour, la dispersion des mesures sur la face E suggère la présence de déformations internes à GT.

2.1.1.2. Orientation de la fracturation

Sur les deux faces S et E, les fractures sont orientées dans de nombreuses directions, leur pendage étant toujours très redressé (Fig. III.18). Sur la face S (Fig. III.18a), aucune orientation particulière n'est favorisée. Sur la face E (Fig. III.18b), les fractures les plus nombreuses sont des fractures proches de la verticale d'azimut SE-NW, ou ENE-WSW. La famille orientée SE-NW correspond à des fractures d'azimuts pratiquement perpendiculaires à la stratification, ce qui est classique en milieu calcaire (cf. chapitre I). Les fractures orientées ENE-WSW correspondent à des plans pénétrants qui définissent les dimensions latérales des blocs tel que cela a été vu au chapitre I dans le cas général.

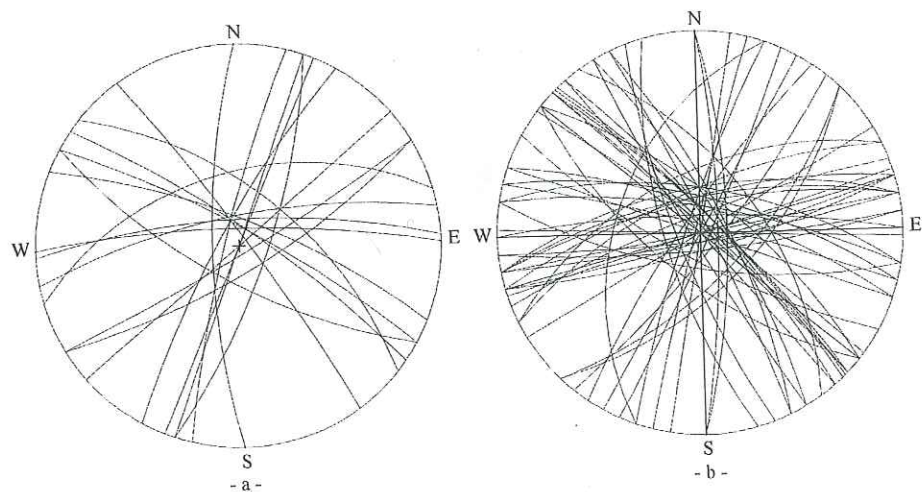


Fig. III.18 – Stéréogrammes de l'orientation des fractures de la tour amont (GT). (a) : face S ; (b) : face E.

2.1.2. La tour du milieu (TM)

Les mesures structurales ont été réalisées sur les faces E et S (Fig. III.16).

2.1.2.1. Orientation de la stratification

Comme dans le cas de GT, l'orientation moyenne de la stratification sur les faces S (Fig. III.19a) et E (Fig. III.19b) est la même : WSW (N100°), le pendage est compris entre 10 et 14°. La dispersion des orientations sur la face E suggère également la présence de déformations internes.

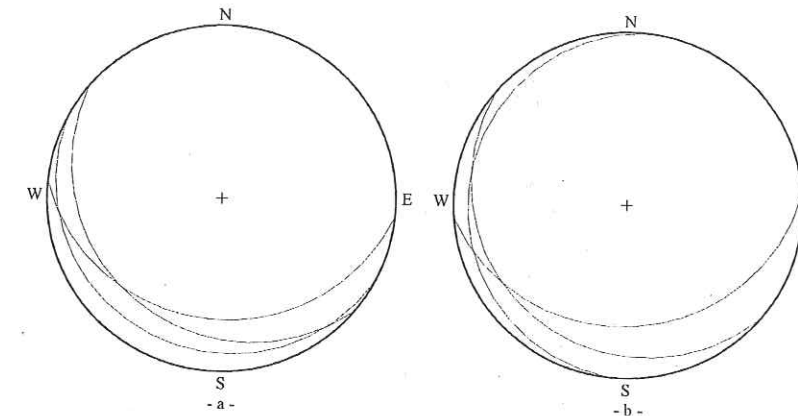


Fig. III.19 – Stéréogrammes de l'orientation de la stratification de la tour du milieu (TM). (a) : face S ; (b) : face E.

2.1.2.2. Orientation de la fracturation

Quelques mesures supplémentaires de fracturation ont pu être recueillies sur la face W (Fig. III.16), alors que la stratification n'est pas visible sur cette face. Sur les trois faces S (Fig. III.20a), E (Fig. III.20b), et W (Fig. III.20c), les fractures sont très redressées. Deux familles de fractures sont représentées (Fig. III.20) : des fractures d'azimut NE (N60°), et des fractures perpendiculaires d'azimut SE. Compte tenu de l'orientation des faces (Fig. III.16), ces plans correspondent à des fractures pénétrantes qui limitent latéralement les blocs détachés. Ces blocs sont de formes proches des parallélépipèdes. Des lames de calcaire ne sont pas observées à proximité de cette tour, contrairement à la tour amont.

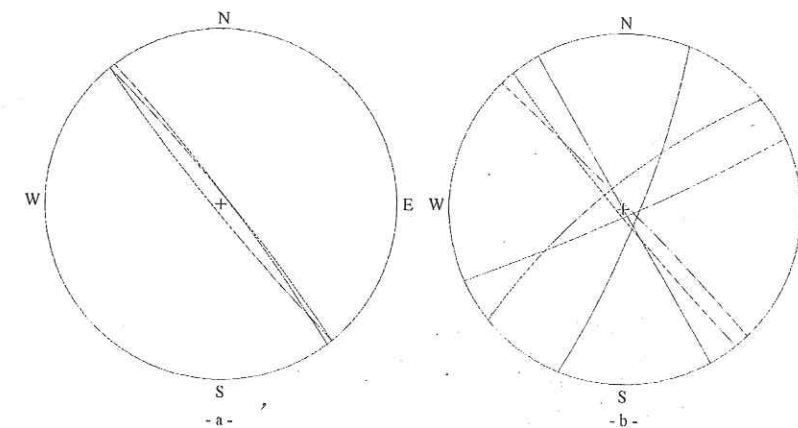


Fig. III.20 – Stéréogrammes de l'orientation des fractures de la tour du milieu (TM). (a) : face S ; (b) : face E ; (c) : face W.

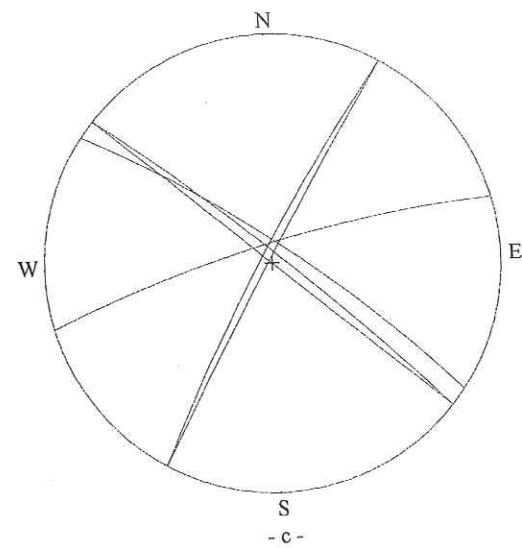


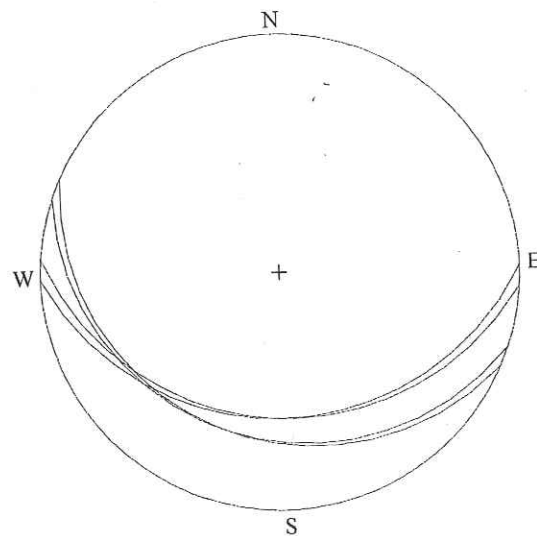
Fig. III.21 - *Stereogramme de l'orientation de la stratification de la tour fine (TF), exemple de la face N.*

2.1.3. La tour aval (TF)

Cette tour comprend 4 faces (Fig. III.16), toutes accessibles. Les mesures ont donc pu être réalisées sur toutes les faces.

2.1.3.1. Orientation de la stratification

L'orientation de la stratification est la même sur toutes les faces : WSW (N100°), avec un pendage moyen de 24° (Fig. III.21). Une éventuelle déformation interne ne peut donc pas être décelée.



2.1.3.2. Orientation de la fracturation

Sur les faces N, W, et S, deux familles de plans de fractures très redressés peuvent être décelées (Fig. III.22) : des plans d'azimut NE (N60°), et des plans d'azimut SE. Sur la face E, seuls les plans d'azimut NE ont pu être décelés.

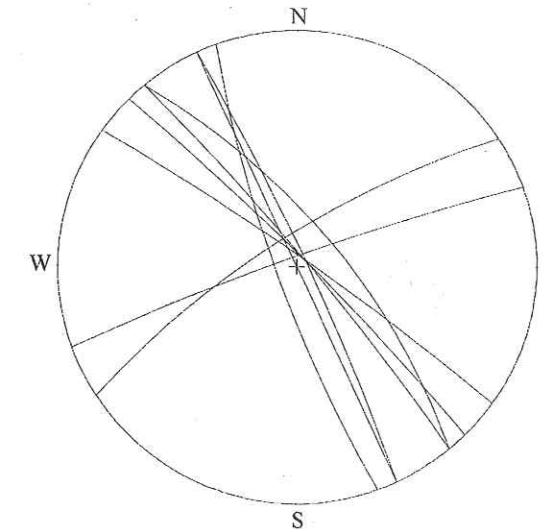


Fig. III.22 - *Stereogramme de l'orientation de la fracturation de la tour fine (TF), exemple de la face N.*

2.1.4. Comparaison entre les tours

Le tableau Tab. III.2 récapitule les orientations moyennes de la stratification pour chacune des trois tours. Il n'y a pas de variation significative de l'azimut des plans de stratification entre les tours (N100°). Seul un basculement de 7° de TF par rapport à GT autour d'un axe horizontal N100° peut être observé.

	GT	TM	TF
Azimut moyen (°)	98	100	100
Pendage moyen (°)	17	13	24

Tab. III.2 - *Orientation moyenne de la stratification pour chacune des tours.*

En ce qui concerne la fracturation, aucune différence significative ne peut également être observée dans l'orientation des plans de fractures entre les tours. Ce contraste avec le basculement de la stratification observé entre les tours peut être dû au fait que les directions de fractures sont plus dispersées que celles de la stratification, ce qui les rend moins sensibles au basculement.

2.2. Acquisition des mesures géodésiques

2.2.1. Les mesures G. P. S. et la distancemétrie

2.2.1.1. Le réseau G. P. S.

Nous avons implanté au printemps 1996 un réseau comprenant 23 repères fixés au rocher répartis sur l'ensemble du versant d'Allèves (Fig. III.23). Il s'agit de repères en laiton de forme

cylindrique disposant d'une marque au centre permettant la visée. Poursuivant le double objectif mentionné en 2, nous avons essayé de répartir les points sur tout le versant et un certain nombre de repères ont été implantés sur des affleurements en place. Enfin, nous avons augmenté la densité du réseau à proximité des Tours Saint-Jacques. Nous avons utilisé un point supplémentaire existant et ayant déjà fait l'objet de mesures antérieures (réseau G. P. S. Alpes), situé sur les pentes sommitales du Semnoz, à la Dent de Gonvy (DTGO). Les points du réseau sont numérotés SJ01 à SJ24 (Fig. III.23). Un dernier point a été installé en 1998, pour affiner les mesures distancemétriques (SJ25, Fig. III.23).

Les repères sont visés grâce à une embase fixée sur un trépied calé horizontalement. Le centrage optique étant réalisé, l'antenne contenant le préamplificateur est montée sur l'embase et reliée au récepteur. Ce dernier est alimenté grâce à une ou plusieurs batteries. Nous avons été confrontés à plusieurs problèmes d'ordre pratique lors de la mise en place du réseau :

- *l'accessibilité* : la réalisation d'une session de mesure nécessite l'acheminement sur place d'une quantité non négligeable de matériel (en volume et en poids) comparée aux caractéristiques d'un dos humain. De plus, le centrage optique peut s'avérer délicat voire dangereux pour l'opérateur si le repère est trop près du bord d'un escarpement par exemple. Ces raisons nous ont conduit à éliminer du réseau initial certains points (SJ03, SJ11, SJ20, voir Fig. III.23).

- *la densité du couvert végétal* : la qualité des mesures dépend fortement du fait qu'aucun obstacle ne fait écran au parcours des signaux, l'angle d'ouverture doit donc être maximal. La densité importante du couvert végétal sur le versant, et la présence de forts reliefs ont rendu impossible la mesure des points SJ06, SJ08, SJ13, voir Fig. III.23.

Dans le détail, le réseau exploité se compose de 18 repères (Tab. III.3 et Fig. III.23) :

Nom du point	X (m)	Y (m)	Z (m)
SJ01	890721.060	2091594.386	1032.202
SJ02	890672.676	2091630.443	1015.390
SJ04	890625.982	2091580.802	983.210
SJ05	890270.959	2091866.264	879.735
SJ07	890845.979	2092283.381	1234.389
SJ09	890997.199	2092371.043	1243.715
SJ10	891415.007	2091838.454	1279.399
SJ12	891878.448	2091109.890	1187.573
SJ14	890489.956	2091926.150	934.424
SJ15	890658.188	2092702.844	1288.288
SJ16	890330.274	2092617.419	1178.789
SJ17	890943.896	2091027.507	867.480
SJ18	891150.875	2091330.785	1040.514
SJ19	891609.390	2089814.329	626.543
SJ21	891084.461	2090465.456	695.495
SJ22	893134.795	2095267.344	1642.320
SJ23	890197.499	2091799.723	840.382
SJ24	889912.431	2091243.943	655.328
SJ25	889847.151	2091462.085	669.768

Tab. III.3 – Position des repères du réseau G. P. S. (en juin 1996, sauf pour SJ25 : mars 1998) dans le système de projection Lambert II étendu.

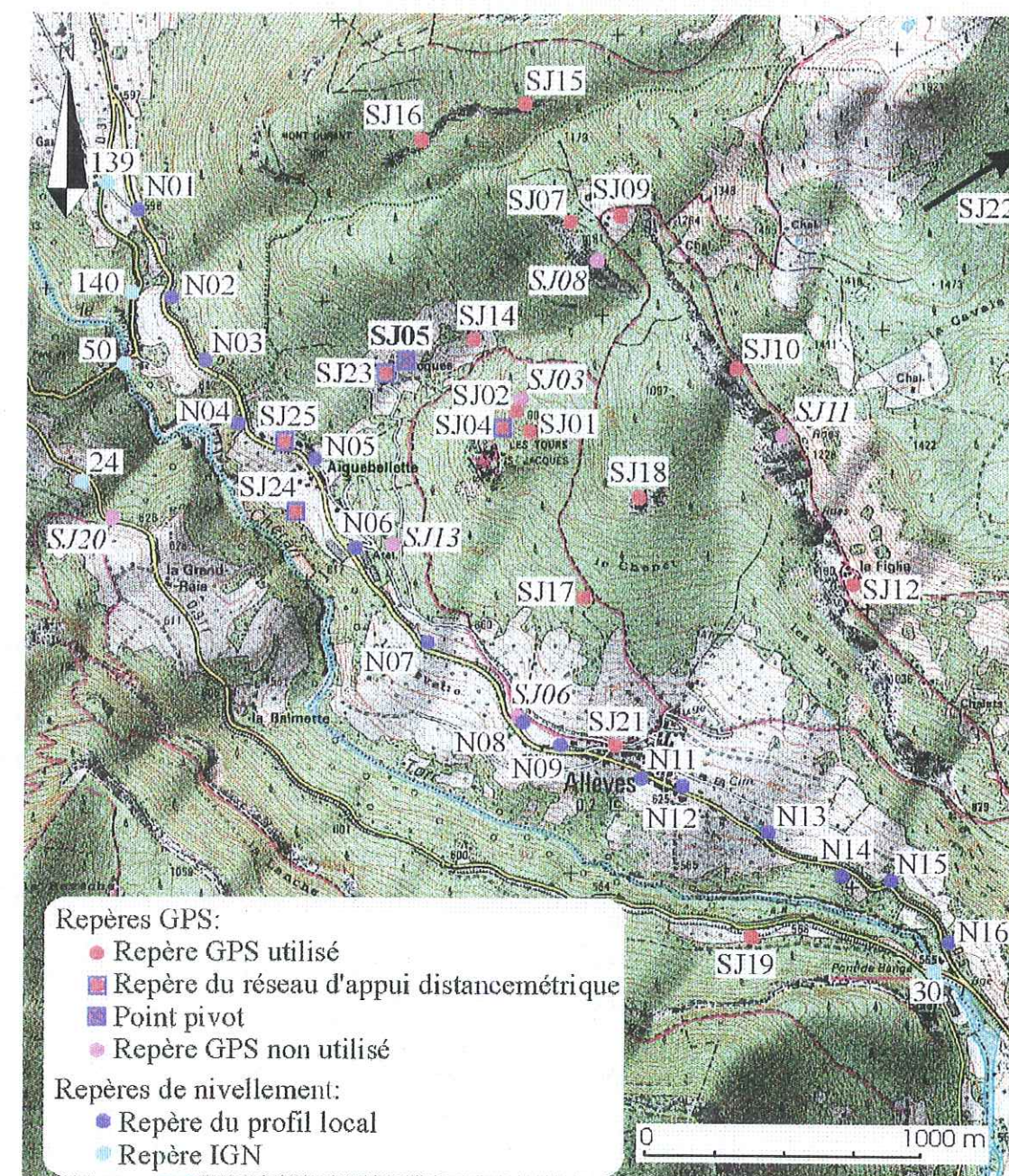


Fig. III.23 – Repères géodésiques implantés sur le site d'Allèves.

- Repères installés sur des affleurements en place (c'est-à-dire hors de la zone de mouvement supposée) : 4. Ces points servent de référence pour d'éventuels déplacements différentiels avec des blocs isolés.

- Mont Durand : SJ15 et SJ16. Ces repères sont implantés au bord de la falaise orientée SW-NE, sur des promontoires naturellement dégagés. L'ouverture est surtout importante vers le Sud. Au pied de cette falaise se trouve un éboulis actif. L'accès est long.

- Falaise de la Figlia : SJ10. Le repère est situé en bord de falaise. L'ouverture n'est pas très importante, malgré la suppression de la végétation. L'accès est délicat, déconseillé l'hiver.

- Chalets de la Figlia : SJ12. Ce point, situé dans un champ, profite d'une bonne ouverture dans toutes les directions. L'accès est facile.

- Repères fixés sur des blocs isolés : 6

- Grande lame : SJ07. Situé sur un bloc, ce repère bénéficie d'une ouverture moyenne (nulle vers le NE), dégagée artificiellement. L'accès est facile.

- Gros escarpement derrière le village : SJ18. L'ouverture naturelle est moyenne, surtout importante vers l'Est. Ce repère est situé au bord de l'escarpement. L'accès est malaisé.

- Blocs situés en amont des Tours : SJ01 et SJ02. Ces points ne bénéficient pas d'un bon dégagement (couvert végétal très important). Le point SJ01 est délicat à centrer (situé au bord d'un escarpement).

- Alpage de la ferme Saint-Jacques : SJ14. Ce point bénéficie d'un bon dégagement, surtout vers le Sud. L'accès est facile.

- Bloc isolé : SJ17. C'est l'un des deux repères (avec SJ19) situé sur les marnes du Berriasien. Il bénéficie d'une très bonne ouverture, et l'accès est aisé.

- Repères servant de points d'appuis pour la distancemétrie : 4 (plus SJ25 en 1998)

- Ferme Saint-Jacques : SJ05 et SJ23. Situés dans les alpages de la ferme, ces points bénéficient d'une très bonne ouverture (sauf au NE pour SJ23). L'accès est facile.

- Bloc en amont de la plus grosse Tour : SJ04. Ce point possède une très bonne ouverture dans toutes les directions. L'accès direct est délicat, surtout l'hiver.

- Champ dans la vallée : SJ24. Ce point possède une excellente ouverture. L'accès est facile.

- Au bord de la route d'Aiguebelette : SJ25. Récemment implanté (1998), ce point bénéficie d'un très bon dégagement. L'accès est facile mais le trafic routier en fait un point délicat.

- Autres repères : 4

- Col Perchet : SJ09. Ce point possède une très bonne ouverture. Son accès est aisé.

- Village d'Allèves : SJ21. C'est le seul repère qui n'est pas fixé au rocher, mais dans un mur. Il bénéficie d'une bonne très bonne ouverture, et l'accès est très aisé.

- Rive gauche du Chéran : SJ19. Seul point situé sur l'autre rive, il est situé en bord de route, dans les assises berriasiennes en place. Ce repère bénéficie d'une très bonne ouverture et son accès est très facile.

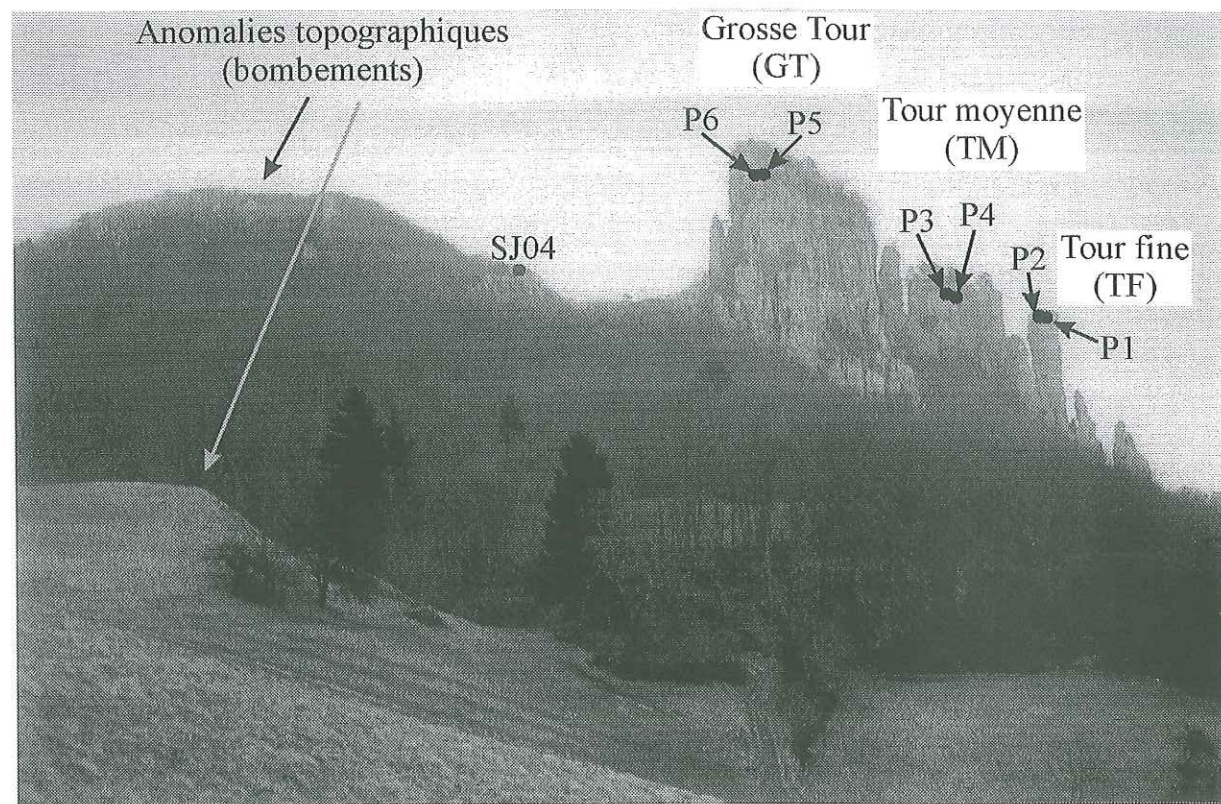
- Semnoz : SJ22. Ce repère est éloigné du reste du réseau, non seulement en distance mais il est également situé à une altitude très supérieure. Déjà existant (point DTGO dans le réseau Alpes 93 et Alpes 98), il bénéficie d'une ouverture exceptionnelle et d'un accès facile, y compris l'hiver.

2.2.1.2. Le réseau distancemétrique

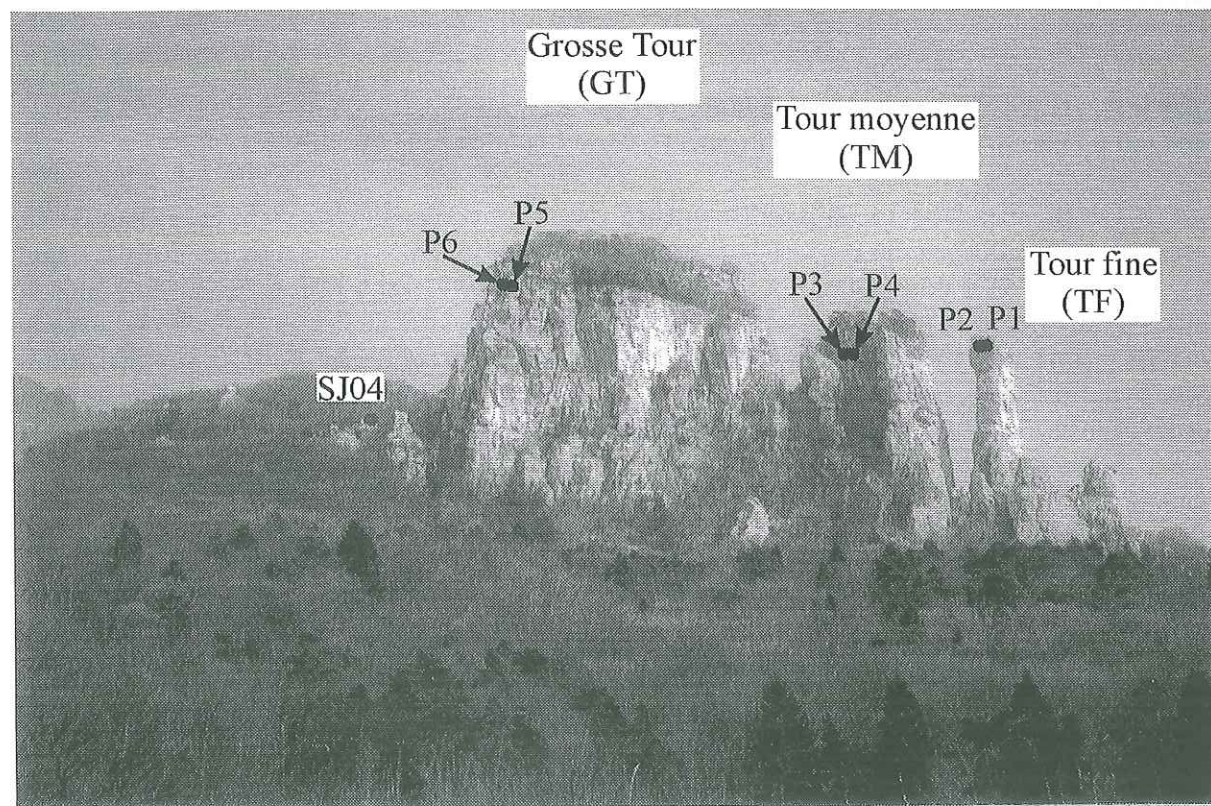
Afin de déterminer avec précision les déplacements et les déformations des Tours Saint-Jacques, un ensemble de 6 prismes réfléchissants de haute précision a été installé dans la partie sommitale des trois plus grosses Tours. Sur chacune d'elles, deux prismes ont été implantés : l'un dirigé vers les alpages de la ferme Saint-Jacques (numérotés P2, P4, P6 ; Fig. III.24), l'autre dirigé vers la vallée (numérotés P1, P3, P5 ; Fig. III.24).

Les trois prismes dirigés vers la ferme ont été visés depuis les stations G. P. S. SJ05 et SJ23 (Fig. III.25). Les angles horizontaux ont été mesurés à partir d'une origine fixée au point SJ04, où un prisme temporaire a été installé pendant le temps de la mesure.

Les prismes dirigés vers la vallée ont été visés depuis la station G. P. S. SJ24 (Fig. III.25). Il ne s'est malheureusement pas révélé possible de trouver un autre point de visée correct depuis la vallée du fait de la configuration du terrain et du couvert végétal très dense : les seuls endroits où les Tours peuvent être visées sont les champs situés en aval de la route d'Allèves, mais les rochers y sont très rares. Nous avons tout de même implanté un repère G. P. S. supplémentaire (SJ25) en 1998 (Fig. III.25). Ce point est loin de bénéficier d'une situation exceptionnelle, et sa localisation en bord de route rend les mesures délicates, mais il est utilisé comme origine des angles horizontaux mesurés à partir du point SJ24. Nous reviendrons sur ce point dans le traitement des mesures.



- a -



- b -

Fig. III.24 – Implantation des prismes sur les Tours Saint-Jacques ; (a) : vue depuis les alpages de la ferme Saint-Jacques ; (b) : vue depuis la vallée.

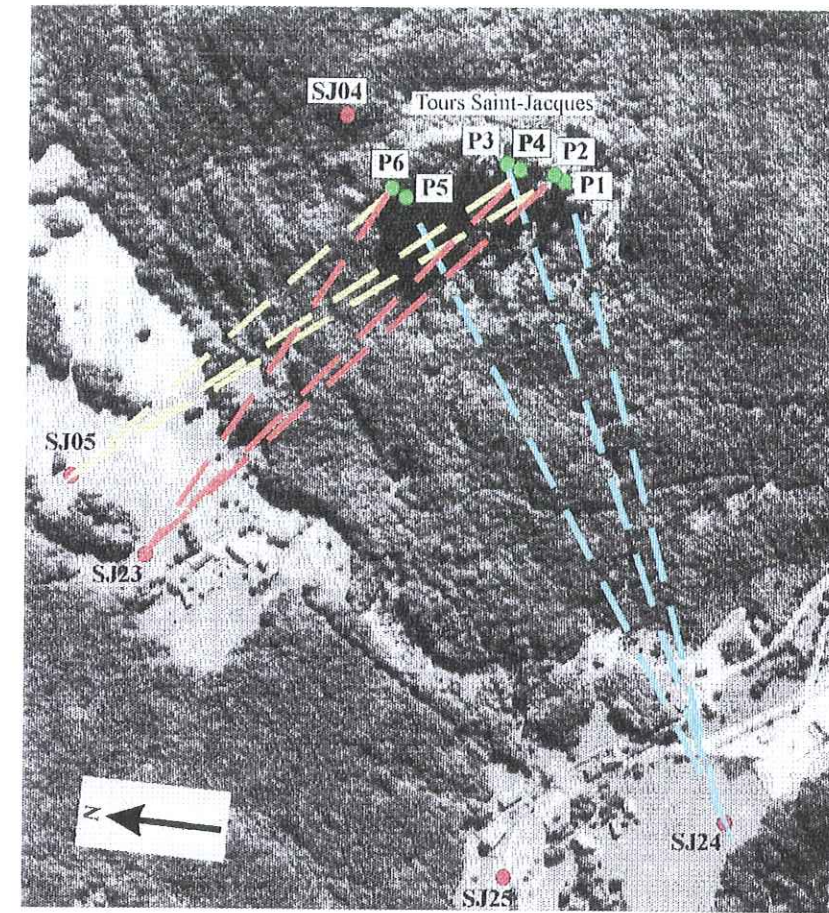


Fig. III.25 – Repères GPS servant de réseau d'appui pour les mesures d'angles et de distances sur les prismes des Tours Saint-Jacques (photographie aérienne de l'I. G. N.).

2.2.1.3. Les campagnes de mesures

Afin de détecter d'éventuelles variations dans les vitesses de déplacements liées aux cycles saisonniers, il nous a paru nécessaire d'effectuer des mesures de distancemétrie tous les 6 mois environ (une campagne de mesures l'été et une l'hiver). Afin d'isoler aussi finement que possible le déplacement propre aux Tours Saint-Jacques, le réseau d'appui a été mesuré par G. P. S. aux mêmes périodes. Compte tenu du faible intervalle de temps entre deux campagnes et des difficultés d'accès à certains points l'hiver, les autres points du réseau G. P. S. ont fait l'objet d'une mesure annuelle au mois de juin. Le tableau Tab. III.4 synthétise les campagnes réalisées.

Nom de la campagne	G. P. S.	Période	Distancemétrie	Période
96/1	réseau global	mai-juin 1996	---	---
96/2 (*)	réseau d'appui	juillet 1996	X	début août 1996
97/1	réseau d'appui	février 1997	X	janvier 1997
97/2	réseau global	juin 1997	X	juin 1997
98/1 (**)	réseau global	mars 1998	X	mars 1998

Tab. III.4 – Campagnes de mesures G. P. S. et de distancemétrie effectuées. (*) : cette mesure du réseau d'appui a été réalisée à la suite du séisme d'Ancey survenu le 15.07.96 (cf. 1.1.3) ; (**): cette dernière campagne a pour but de confirmer les tendances observées au cours des campagnes précédentes. De ce fait, certains points n'ont pas été mesurés du fait de leur éloignement (SJ15, SJ16), de leur moindre intérêt (SJ14, SJ19), ou de la médiocre qualité des données recueillies au cours des campagnes précédentes (SJ01, SJ02, SJ10).

Les mesures G. P. S. ont été effectuées grâce aux récepteurs bifrèquence Ashtech du parc I. N. S. U. (Institut National des Sciences de l'Univers, C. N. R. S.). Nous avons pu disposer d'environ 5 récepteurs par campagne. Ceux-ci ont été déployés autour d'un point pivot (SJ05 situé dans les alpages de la ferme Saint-Jacques), qui a été mesuré durant toutes les sessions. Le détail des mesures est présenté dans le tableau Tab. III.6.

Les mesures de distancemétrie comprennent pour chacun des 6 prismes une série de mesures de distances et de mesures d'angles horizontal et vertical. Les angles ont été mesurés grâce à un théodolite T1600 Leica, et les distances avec un distancemètre laser DI2002 Leica monté sur le théodolite. Le tableau Tab. III.5 récapitule les mesures réalisées. Les mesures d'angle comprennent systématiquement une série de mesures effectuées avec l'appareil en position normale (position I) et une série avec l'appareil en position retournée (position II) pour compenser la collimation. Les valeurs finales retenues sont alors les moyennes des deux séries.

Dates\Prismes	Station de mesure	P1	P2	P3	P4	P5	P6
Campagne 96/2							
02.08.96	SJ24	X		X		X	
02.08.96	SJ23		X		X		X
02.08.96	SJ05		X		X		O
Campagne 97/1							
14.01.97	SJ24	X		X		X	
15.01.97	SJ05		O		X		X
16.01.97	SJ23		X		X		X
Campagne 97/2							
24.06.97	SJ24	O		O		O	
25.06.97	SJ23		***		***		***
25.06.97	SJ05		O		O		O
Campagne 98/1							
17.03.98	SJ23		X		X		X
18.03.98	SJ05		X		X		X
18.03.98	SJ25	X		X		X	
19.03.98	SJ24	X		X		X	

Tab. III.5 – Détail des mesures d'angles et de distances réalisées sur le site d'Allèves. Qualité des mesures : X : bon ; O : moyen ; *** : inexploitable.

2.2.2. Les mesures de nivellement

En complément du dispositif précédent, nous avons installé durant l'été et l'automne 1996 un profil de nivellement le long de la route passant par Allèves (D5). Le profil, destiné à détecter d'éventuelles poussées localisées des terrains, comporte 16 repères, numérotés N01 à N16, répartis entre le pont de Bange au S et l'intersection avec le chemin communal qui descend vers le Pont de l'Abîme (point côté 598 m) au N (Fig. III.23).

Le matériel utilisé pour les mesures est un niveau laser automatique NA3000 Leica, assorti d'une mire à code barre Leica. Les mesures ont été effectuées par la méthode du cheminement simple, en aller-retour, ce qui permet de contrôler la qualité des données grâce à l'erreur de fermeture entre deux points. Une première moitié du profil a été mesurée à l'été 1996, et l'intégralité du profil a été mesurée en janvier 1997 et septembre 1998. Nous avons également relié notre réseau aux profils I. G. N. les plus proches, au N comme au S (Fig. III.23).

Dates/Points	SJ01	SJ02	SJ04 (A)	SJ05 (A)	SJ07	SJ09	SJ10	SJ12	SJ13	SJ14	SJ15	SJ16	SJ17	SJ18	SJ19	SJ21	SJ22	SJ23 (A)	SJ24 (A)	SJ25 (A)
Campagne 96/1																				
28.05.96	O	O	X	P																
29.05.96			X	X									X							
31.05.96			X	X											X			X		
04.06.96			X	X				***												
06.06.96			X	X	O	X	O													
07.06.96			X	X	O	X	O					X								
10.06.96			X	X					***							X				
13.06.96			X	X			X													
Campagne 96/2																				
16.07.96			P	P													X			
17.07.96			X	X														X		
17.07.96			X	X															X	
18.07.96			X	X																
Campagne 97/1																				
10.02.97			O	P																
11.02.97			O	O															O	
Campagne 97/2																				
09.06.97			X	P			O	X						O			X			
10.06.96			X	X			O	X				X								
11.06.97			X	X								X								
12.06.97			X	X															X	
13.06.97			X	X															X	
Campagne 98/1																				
03.03.98			P	P																
04.03.98			X	X			O												X	
05.03.98			X	X															X	
06.03.98			X	X															X	
13.03.98			X	X															X	X

Tab. III.6 – Mesures G. P. S. réalisées sur le site d'Allèves. (A) : point du réseau d'appui (distancemétrie) ; (P) : point pivot ; qualité des enregistrements : X : bon ; O : moyen ; *** : inexploitable.

3. TRAITEMENT DES DONNEES

3.1. Le G. P. S.

La détermination de déplacements grâce au G. P. S. repose sur la *comparaison* des positions des repères déterminées pour les différentes époques de mesure. Avec le logiciel BERNESE, ce positionnement est obtenu en deux étapes : après avoir choisi dans le réseau un point pivot (SJ05), nous calculons sa position grâce à des stations G. P. S. permanentes lointaines. Ceci se fait sans tenir compte des autres données recueillies sur les autres points du réseau. Dans un deuxième temps, nous déterminons les positions des autres repères du réseau local grâce au point pivot.

Notre réseau local possède des caractéristiques particulières :

- les points sont répartis sur une gamme d'altitude très étendue, de 600 à 1600 m. Or c'est justement sur la composante verticale que la précision est la moins bonne, à cause des effets atmosphériques (cf. chapitre II). Remarquons la position excentrée du point de la Dent de Gonvy (SJ22, Fig. III.23). Bien que ce point dispose des meilleures conditions de réception des signaux satellitaires (grâce à l'ouverture sur le ciel complète, à l'altitude élevée qui minimise les biais troposphériques), son isolement fait qu'il ne peut servir de point pivot. C'est pourquoi nous lui avons préféré un point plus central dans le réseau (SJ05, voir Fig. III.23) ;

- l'aspect du versant très boisé, la présence de peu d'éboulis actifs, nous font attendre des vitesses de déplacement assez faibles. Il est donc indispensable d'obtenir une très bonne précision sur la position des points du réseau.

3.1.1. Positionnement à une époque donnée

3.1.1.1. Calcul de la position du point pivot (SJ05)

Pour les différentes campagnes traitées, nous avons choisi de nous appuyer sur les données de cinq stations G. P. S. permanentes, membres de l'I. G. S. Ces stations ont été choisies pour leur répartition géographique relativement homogène. De plus, leurs données sont de très bonne qualité et servent de référence. Ce sont : Graz (Autriche), Herstmonceux (Grande-Bretagne), Matera (Italie), Villafranca (Espagne), Zimmerwald (Suisse). Le principe du calcul consiste à combiner les mesures faites au point SJ05 (Fig. III.23) avec celles des stations I. G. S. pour lesquelles les positions sont connues avec une grande précision. En suivant la stratégie présentée dans le chapitre II (utilisation de l'algorithme QIF) et par itérations successives, la précision sur les coordonnées du point pivot s'affine jusqu'à quelques millimètres pour chaque composante (Tab. III.7). L'annexe 2 présente le détail des calculs effectués. La précision est obtenue en testant la répétabilité des sessions, comme cela a été indiqué au chapitre II (paragraphe 2.1.2.11.2., étape 9).

Le traitement de la campagne 96/2 conduit à une précision très bonne, qui est probablement surestimée. Concernant la campagne de l'hiver 1997 (97/1), les stations I. G. S. ne fournissent pas de données correctes pour les jours de mesure qui nous intéressent. Ceci est vraisemblablement un problème général puisque ce manque de données affecte de nombreuses stations. C'est pourquoi, nous ne disposons pas de détermination G. P. S. de notre réseau d'appui pour cette époque. La position des stations a donc été estimée grâce à la vitesse de déplacement calculée entre les campagnes 96/2 (juillet 96) et 97/2 (juin 97).

	X	Y	Z
96/1	3,0	1,9	4,1
96/2	0,0	0,0	0,0
97/2	2,3	1,1	5,3
98/1	0,5	1,0	2,9

Tab. III.7 – Précisions (mm) sur la position du point pivot SJ05 déterminée par G. P. S., pour les différentes campagnes de mesure, exprimées dans le système de projection Lambert.

3.1.1.2. Le réseau local sur le versant d'Allèves

Dans un deuxième temps, nous changeons d'échelle géographique et ce sont cette fois les données du point pivot (SJ05) qui servent de référence à la détermination des autres points du réseau local (les coordonnées du point pivot sont considérées comme pratiquement fixes). Nous n'aurions pas pu en effet déterminer directement les positions des points du réseau local grâce aux stations I. G. S. compte tenu du nombre trop important de paramètres inconnus à déterminer, provenant de l'hétérogénéité d'échelle entre le réseau des stations I. G. S. et le réseau local. De multiples stratégies de calcul ont été testées, pour essayer d'obtenir une précision optimale. Nous avons finalement retenu une stratégie en L1 présentée au chapitre II, dont les détails sont récapitulés en annexe 2. Nous obtenons grâce au test de répétabilité (chapitre II, 2.1.2.11.2, étape 9), une précision de quelques millimètres sur les positions des points (Tab. III.8).

	96/1			96/2			97/2			98/1		
	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z
SJ01	0,0	0,0	0,0	---	---	---	2,1	0,4	18,0	---	---	---
SJ02	14,7	8,6	20,6	---	---	---	2,4	0,9	18,2	---	---	---
SJ04	7,4	8,3	19,6	---	---	---	0,9	1,6	1,7	0,6	0,1	14,9
SJ07	0,7	0,1	10,2	---	---	---	1,4	1,9	1,7	1,5	0,9	0,9
SJ09	0,9	1,5	5,9	---	---	---	2,1	1,2	0,9	2,0	1,8	0,3
SJ10	2,2	1,6	0,8	---	---	---	4,3	1,0	6,1			
SJ12	0,0	0,0	0,0	---	---	---	1,8	3,9	3,0	0,8	0,7	2,9
SJ14	0,2	1,0	0,2	---	---	---	6,5	1,4	12,1	---	---	---
SJ15	0,3	0,3	13,8	---	---	---	0,7	1,9	2,3	---	---	---
SJ16	0,2	0,6	11,3	---	---	---	2,2	0,6	0,5	---	---	---
SJ17	3,7	0,8	1,7	---	---	---	0,9	0,8	1,7	0,6	2,5	2,8
SJ18	3,3	2,5	2,1	---	---	---	0,5	2,4	2,1	1,2	0,9	0,2
SJ19	3,9	2,2	8,7	---	---	---	0,5	1,1	7,8	---	---	---
SJ21	0,0	0,0	0,0	---	---	---	0,5	3,0	12,7	1,7	1,2	1,4
SJ22	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5	1,2	0,6	0,1	0,6	1,4
SJ23	0,2	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,5	1,6	7,9	0,9	1,4	8,9
SJ24	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,1	0,5	7,3	0,7	1,4	6,3
SJ25	---	---	---	---	---	---	---	---	---	3,0	2,1	8,0

Tab. III.8 – Précisions (mm) sur les positions des points du réseau d'Allèves déterminées par G. P. S., pour les différentes campagnes de mesure, exprimées dans le système de projection Lambert ; --- : absence de mesure.

3.1.2. Comparaisons de mesures G. P. S.

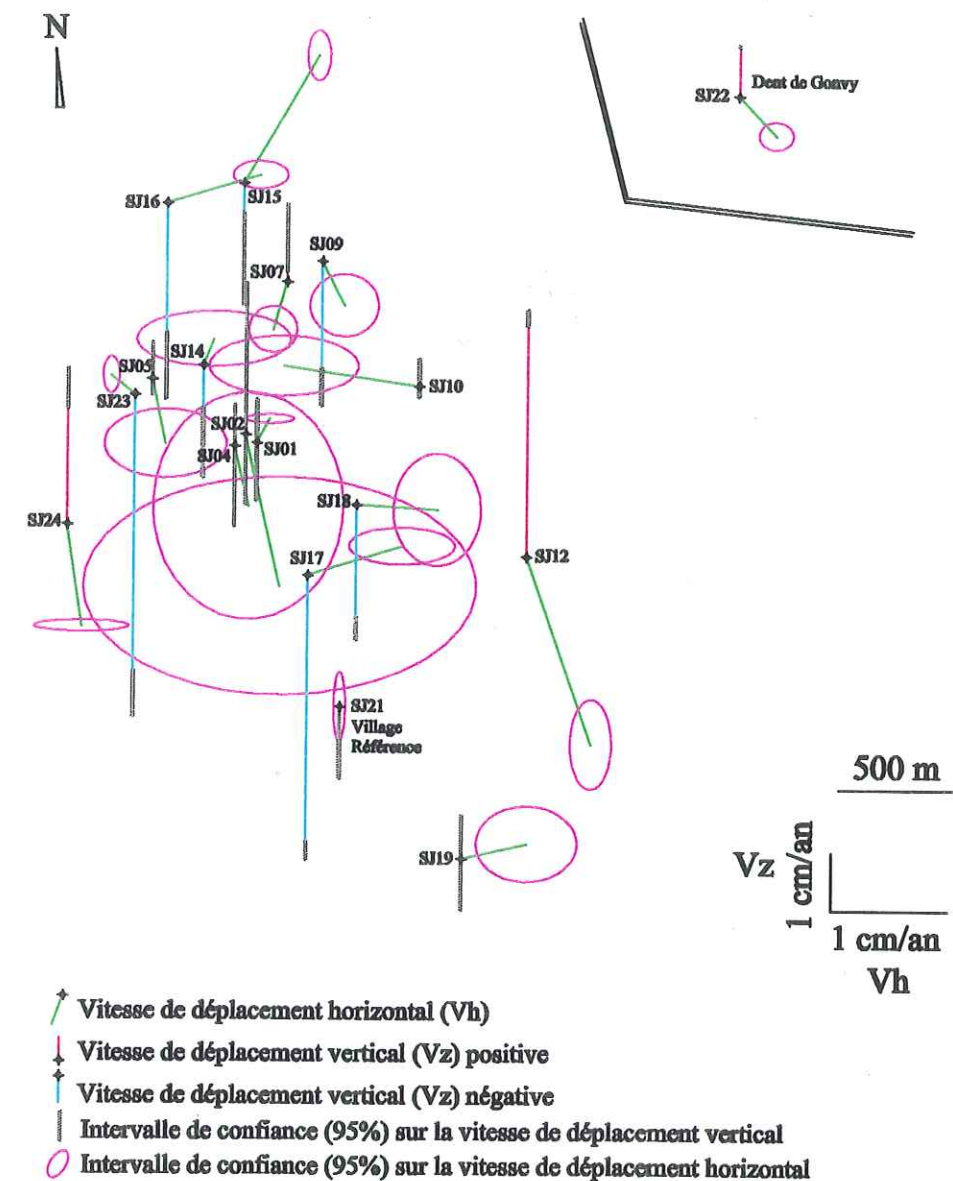
3.1.2.1. Comparaisons de l'ensemble du réseau

Le logiciel BERNESE permet d'effectuer les comparaisons de mesures G. P. S., et fournit les vitesses de déplacement moyennes pour chaque point entre deux époques données. En effectuant la comparaison sur le point pivot seul (SJ05), nous obtenons une indétermination (le déplacement est dans la marge d'erreur). Nous ne pouvons donc pas comparer les positions absolues des points du réseau. Il est donc nécessaire de raisonner en comparaisons relatives : en supposant le point pivot fixe (point de référence), nous obtenons les vitesses de déplacement des autres points du réseau par rapport à lui.

Cependant, afin de faciliter la lecture des résultats, nous pouvons changer de référence *a posteriori* par simple translation. Nous avons choisi une vision par rapport au bas du versant : le point de référence a été choisi au village d'Allèves (SJ21) (voir sur la Fig. III.23) pour exprimer les vitesses de déplacement. Nous obtenons les résultats représentés sur la Fig. III.26.

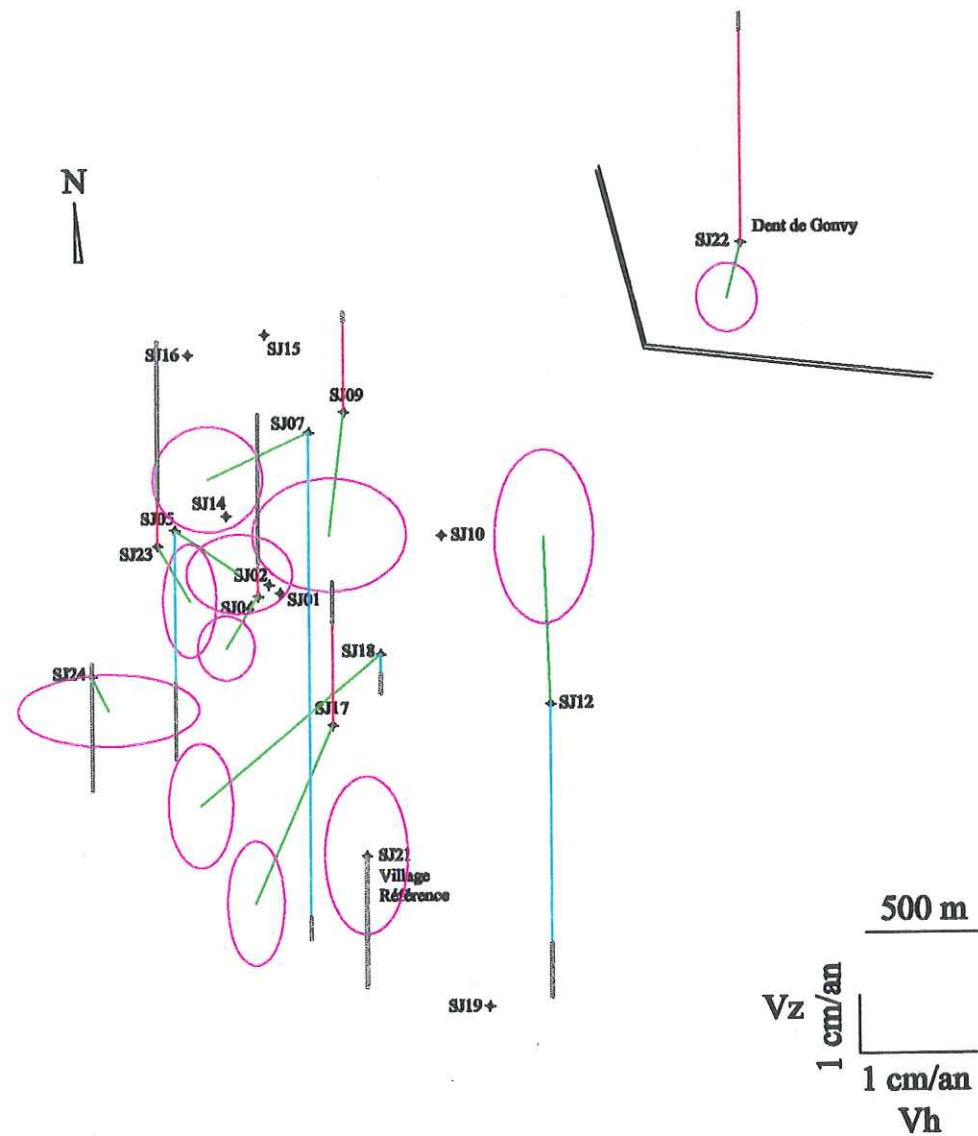
Les intervalles de confiance à 95% ont été calculés en combinant la précision obtenue sur la position des repères (Tab. III.8) aux deux époques de mesure.

Les vitesses de déplacement vertical se révèlent avoir une amplitude beaucoup plus forte que les composantes horizontales (Fig. III.26). Le déplacement final tridimensionnel n'est alors pas réaliste compte tenu de la topographie du terrain. Ces composantes verticales sont très probablement surestimées. La composante verticale en G. P. S. est en effet celle qui est entachée des erreurs les plus importantes (cf. chapitre II). Notre réseau est assez propice aux erreurs d'estimation de la composante verticale à cause des grandes différences d'altitude entre les repères. C'est pourquoi dans ce qui suit nous ne considérerons que les vitesses de déplacement horizontal.



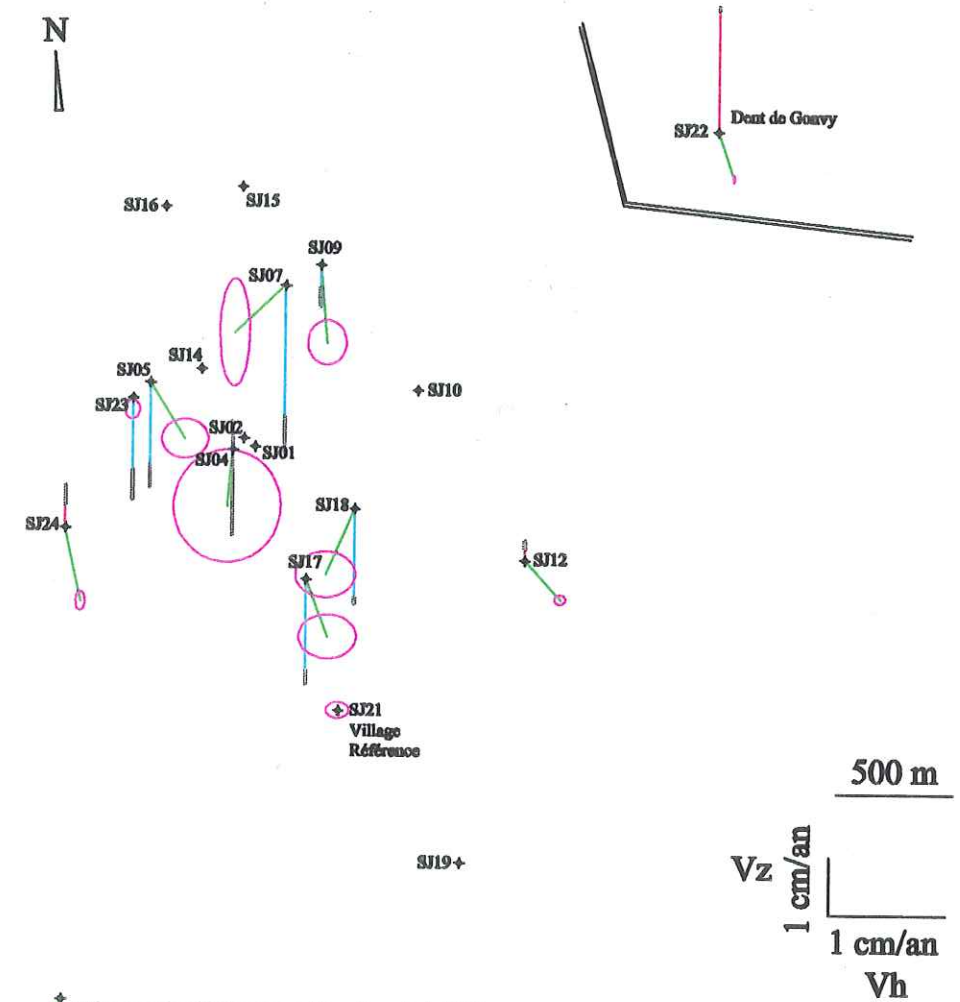
- a -

Fig. III.26 – Vitesses de déplacement obtenues par comparaisons de mesures G. P. S. sur le versant d'Allèves. (a) : comparaison des campagnes de juin 96 et juin 97 (96/1 – 97/2) ; (b) : comparaison entre juin 97 et mars 98 (97/2 – 98/1) ; (c) : comparaison entre juin 96 et mars 98 (96/1 – 98/1) ; (d) : vitesses de déplacement horizontal pour les 3 comparaisons.



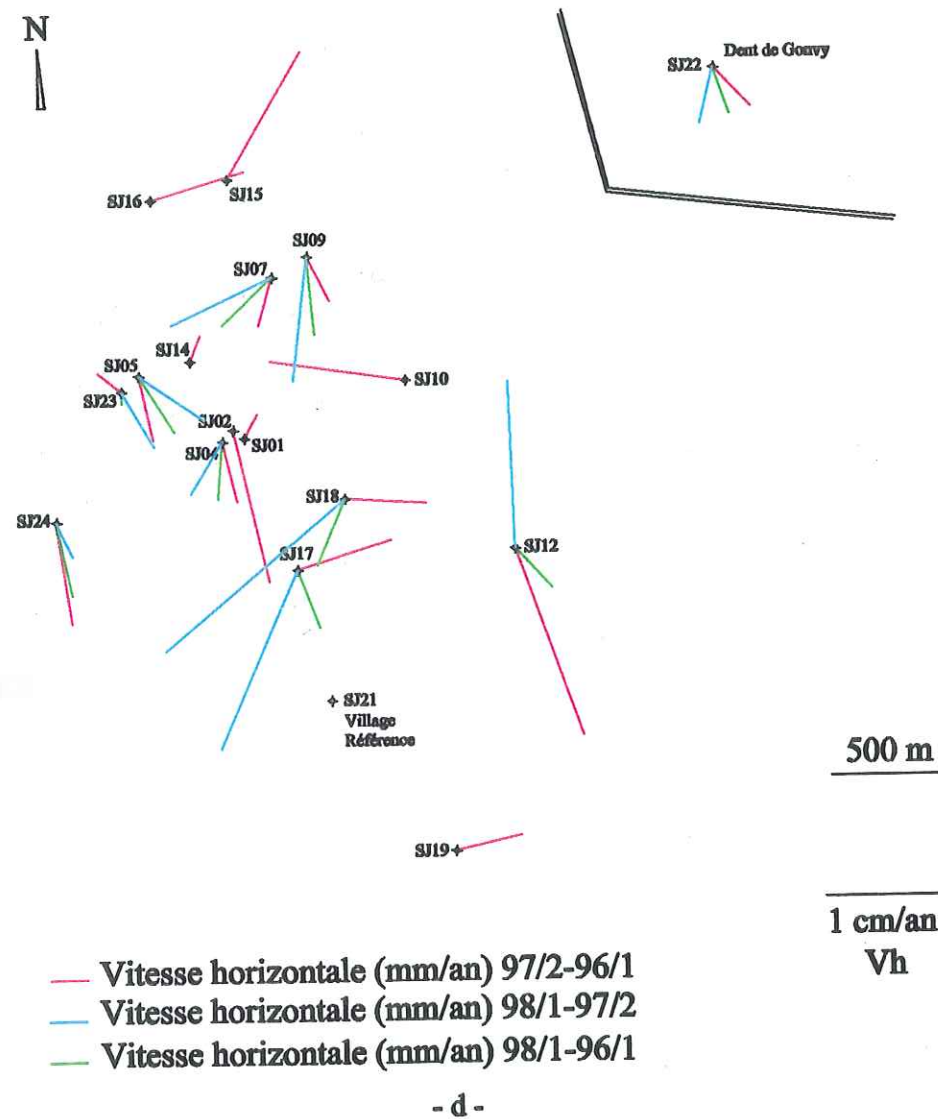
- ↗ Vitesse de déplacement horizontal (Vh)
- ↓ Vitesse de déplacement vertical (Vz) positive
- ↑ Vitesse de déplacement vertical (Vz) négative
- ▭ Intervalle de confiance (95%) sur la vitesse de déplacement vertical
- Intervalle de confiance (95%) sur la vitesse de déplacement horizontal

- b -



- ↗ Vitesse de déplacement horizontal (Vh)
- ↓ Vitesse de déplacement vertical (Vz) positive
- ↑ Vitesse de déplacement vertical (Vz) négative
- ▭ Intervalle de confiance (95%) sur la vitesse de déplacement vertical
- Intervalle de confiance (95%) sur la vitesse de déplacement horizontal

- c -



- d -

3.1.2.2. Comparaisons du réseau d'appui : mise en évidence du séisme d'Epagny

Les résultats de la Fig. III.26 concernant l'ensemble du réseau ont été obtenus à partir de la campagne de juin 1996 (Tab. III.4), réalisée un mois avant le séisme d'Epagny de juillet 1996 (cf. 1.1.3). Afin d'évaluer l'impact éventuel de la secousse sur la stabilité du versant, nous avons effectué une mesure supplémentaire du réseau d'appui après le séisme (campagne 96/2, Tab. III.6). Les résultats de la comparaison des deux premières campagnes de mesure encadrant le séisme (juin - juillet 1996) sont présentés sur la Fig. III.28a. Pour permettre une comparaison avec les résultats de la Fig. III.26, le point de référence (SJ24) a été également choisi au bas du versant. La comparaison a été effectuée sur le déplacement, la vitesse moyenne ne permettant pas de caractériser un évènement aussi ponctuel qu'un séisme. Comme pour les résultats de la Fig. III.26, les déplacements verticaux sont probablement surestimés.

L'influence du séisme sur le long terme peut être examinée en effectuant la comparaison entre les mesures G. P. S. de juillet 1996 (96/2) et celles de mars 1998 (Fig. III.28b). Cette comparaison peut être calculée en vitesse de déplacement, et est à rapprocher de celle présentée sur la Fig. III.26c entre juin 1996 et mars 1998. Les vitesses de déplacement vertical sont également probablement surestimées.

3.2. La distancemétrie

Les données acquises se composent de mesures d'angles verticaux et horizontaux, et de mesures de distance (Fig. III.27). Avant tout calcul, il convient d'effectuer une correction atmosphérique sur les mesures de distance brute. Cette correction a pour but de minimiser l'impact des variations d'indice de réfraction de l'air, qui influe sur le parcours du faisceau laser du distancemètre et donc sur la valeur de la mesure de distance. Le terme correctif dépend essentiellement de la température et de la pression atmosphériques, et dans une moindre mesure de l'humidité de l'air, qui sont les principaux facteurs qui contrôlent l'indice de réfraction. L'annexe 4 donne l'amplitude des corrections pour les différents jours de mesures.

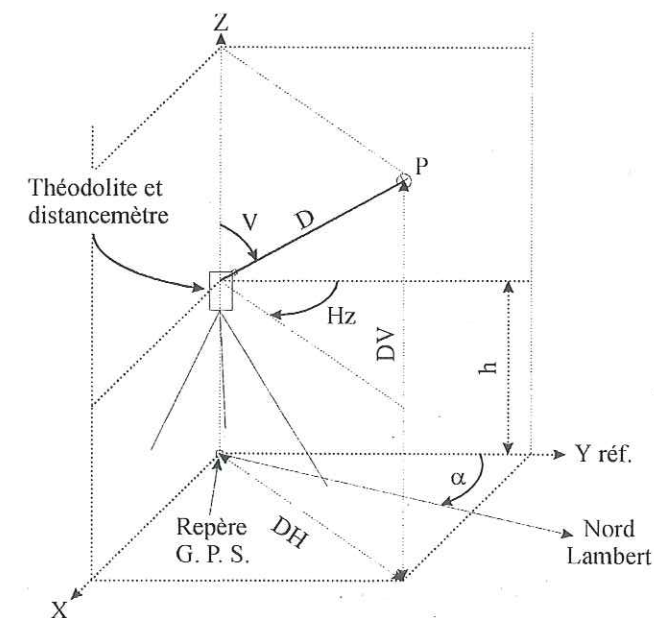
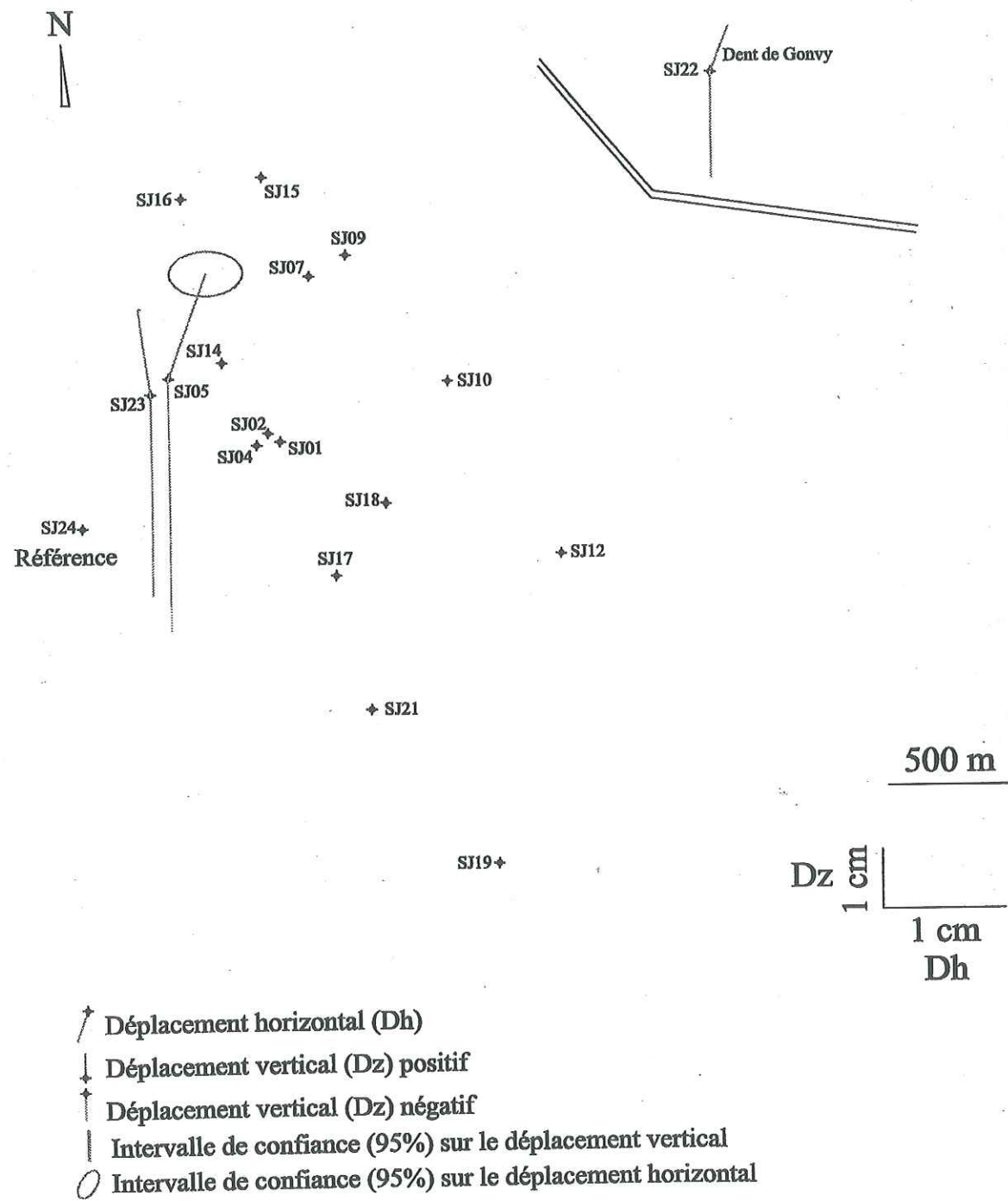
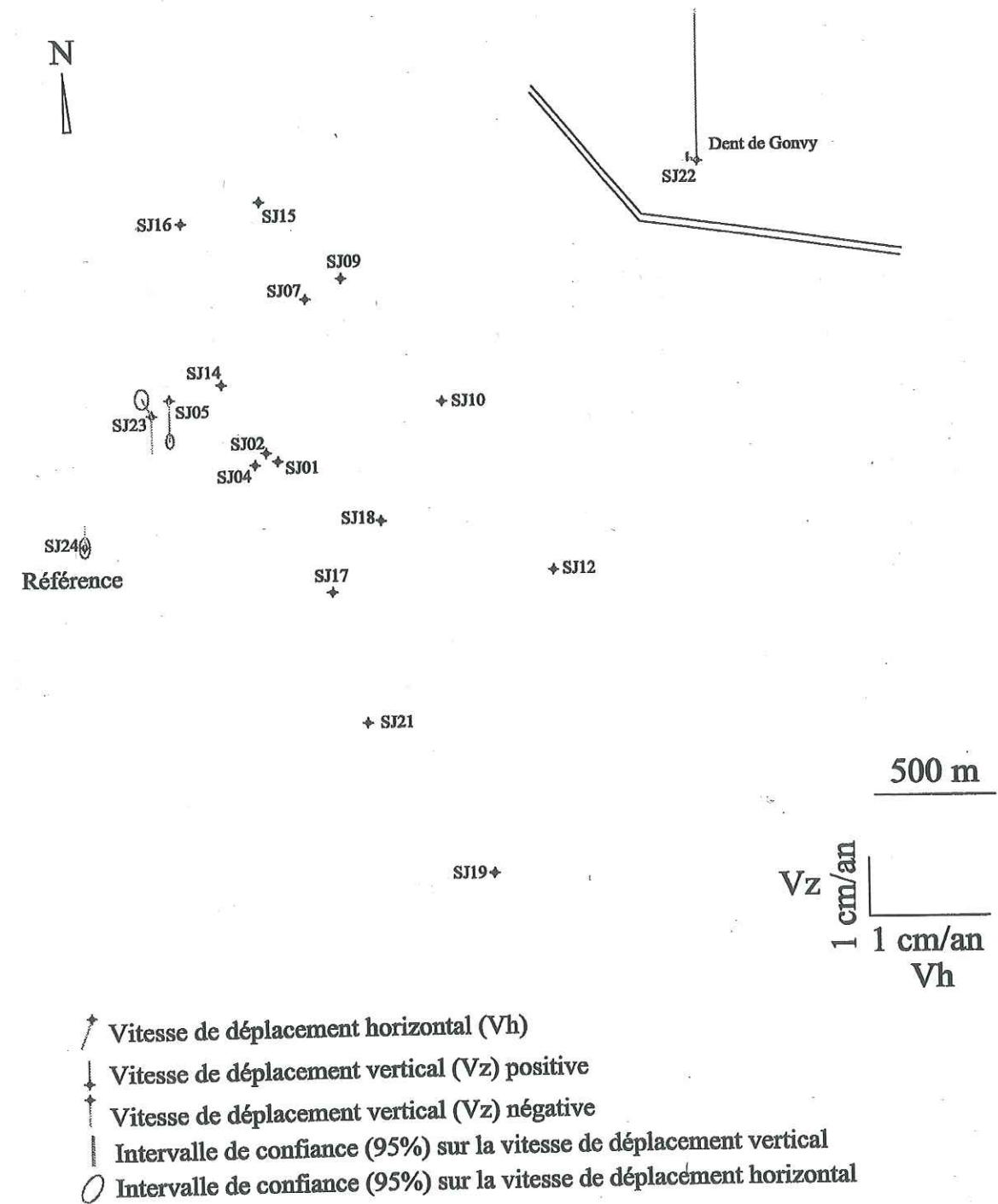


Fig. III.27 - Mesures d'angles, de distance, et orientation du repère cartésien local par rapport au repère Lambert. P : prisme visé ; D : distance oblique mesurée ; H_z : angle horizontal mesuré (origine : axe Y, et sens positif horaire) ; V : angle vertical mesuré ; h : hauteur du centre optique du théodolite mesurée ; DH : distance horizontale calculée ; DV : distance verticale calculée.



- a -

Fig. III.28 – Influence du séisme d'Epagny sur le versant d'Allèves. (a) : influence à très court terme (comparaison des campagnes G. P. S. 96/1 de juin 96 et 96/2 de juillet 96) ; (b) : influence sur le long terme (comparaison des campagnes 96/2 de juillet 96 et 98/1 de mars 98).



- b -

Le traitement des données va nous permettre d'obtenir deux types d'informations (Fig. III.27) :

- la distance horizontale DH et la distance verticale DV prisme-station d'appui (repère mesuré par G. P. S.). Cette information fournit le déplacement relatif du prisme par rapport à la station d'appui et ne tient pas compte du déplacement éventuel de celle-ci ;

- la position du prisme dans un plan horizontal (ici repérée dans le système de coordonnées Lambert II étendu). Cette position calculée pour chaque époque de mesure prend en compte les déplacements des stations d'appui. C'est donc une vision plus complète du déplacement du prisme. Cela reste encore partiellement une vision relative puisque le déplacement des repères mesurés par G. P. S. est relatif à une référence. **Nous n'utiliserons que la vision dans le plan horizontal**, compte tenu des doutes sur les déplacements verticaux déterminés à l'aide du G. P. S.

3.2.1. Distances horizontale et verticale

Les distances horizontale et verticale sont calculées pour chaque mesure individuelle :

$$DH = Dc * \sin V \quad (III.1a)$$

$$DV = Dc * \cos V + h \quad (III.1b)$$

DH : distance horizontale

DV : distance verticale

Dc : distance oblique corrigée des effets atmosphériques

V : angle vertical

h : hauteur du centre optique de l'instrument par rapport au repère.

Les paramètres DH et DV ont l'avantage de ne faire intervenir que la dispersion sur V (la dispersion sur Dc et h étant très faible). La moyenne est faite sur la série I (position normale), et sur la série II (position retournée) séparément. L'incertitude correspond à la dispersion des mesures (68% de confiance). La valeur finale retenue est la moyenne des deux séries de mesures. Les résultats concernant la distance horizontale sont représentés sur la Fig. III.29. Les résultats concernant la distance verticale sont représentés sur la Fig. III.30.

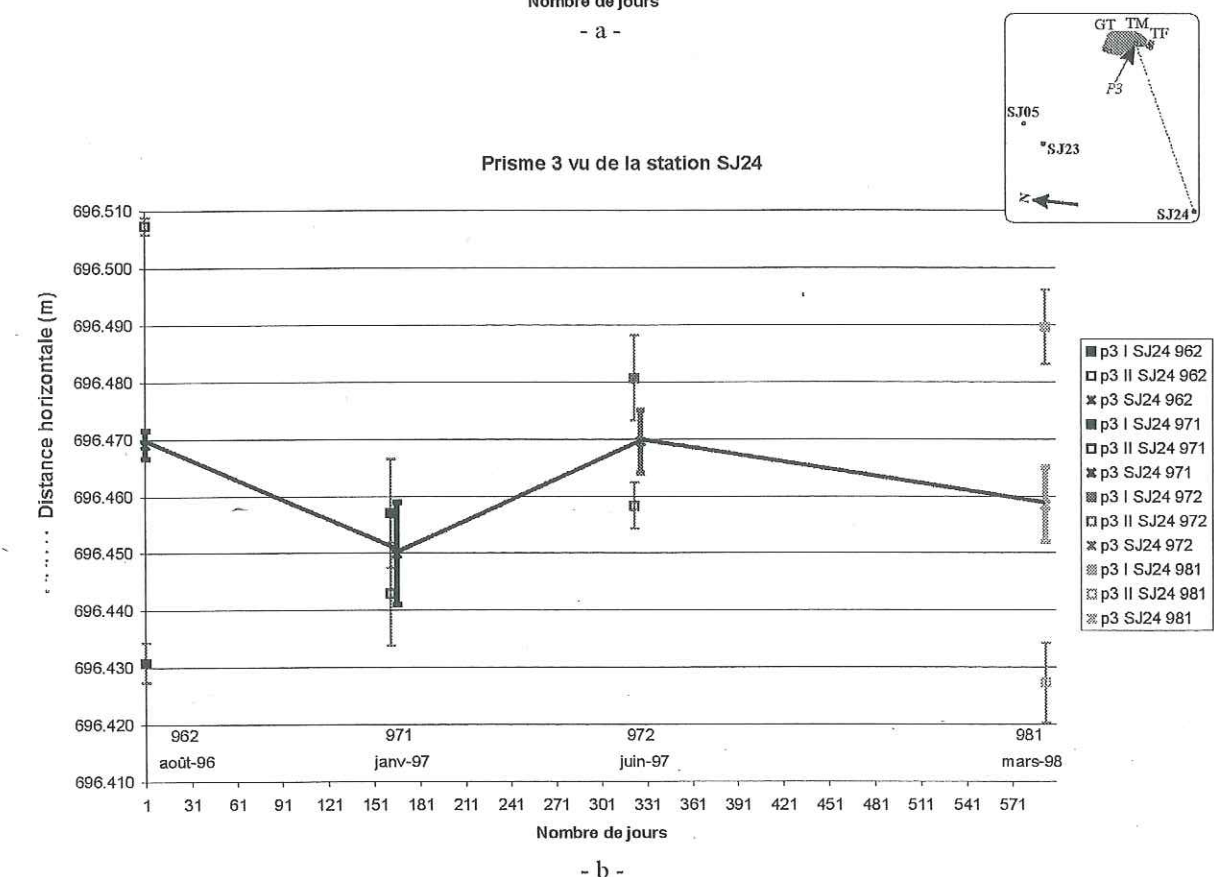
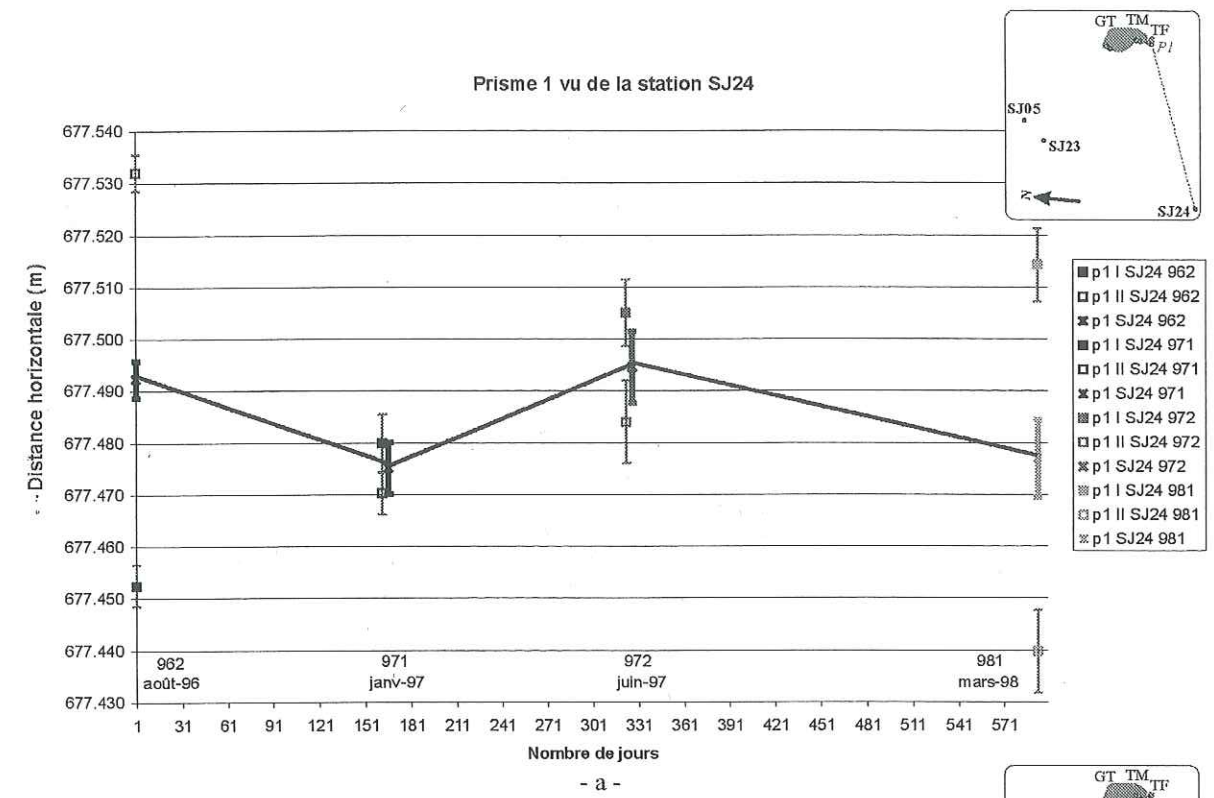
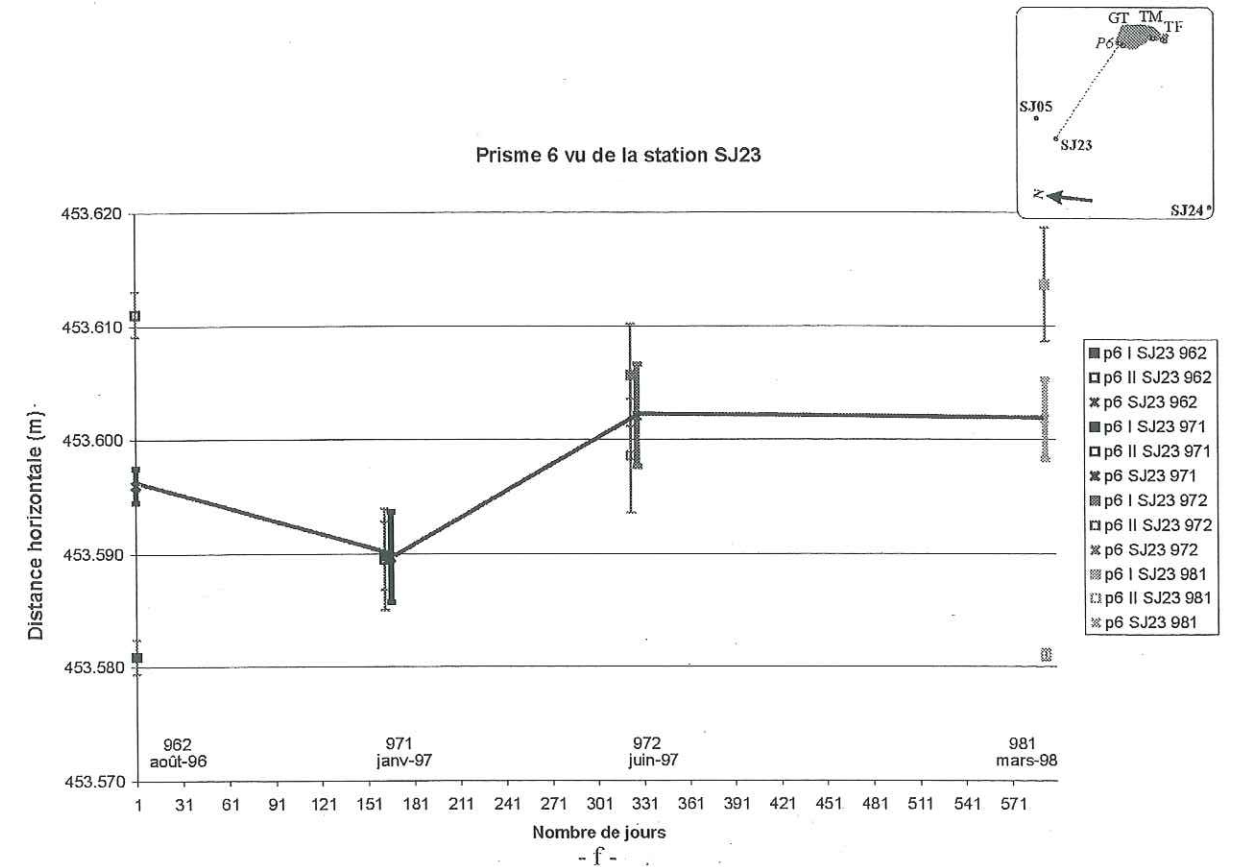
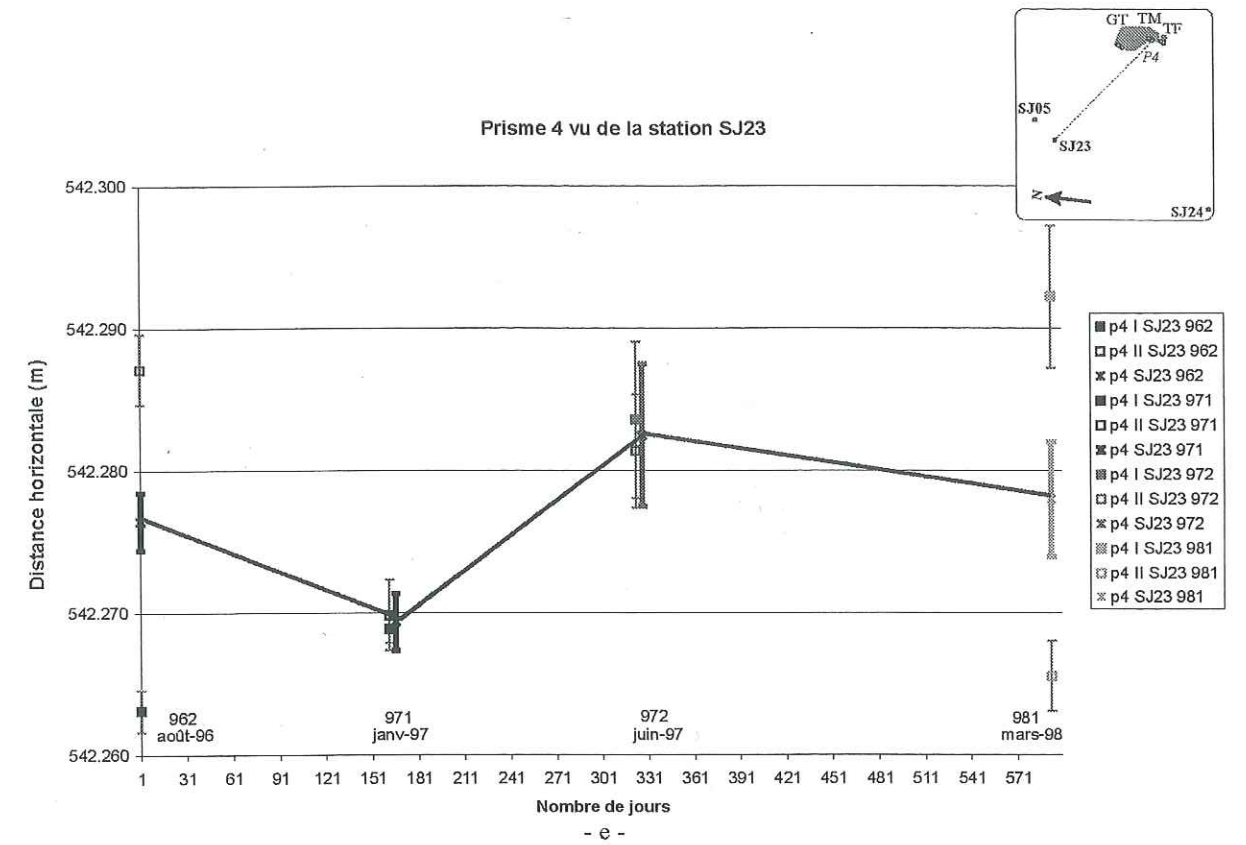
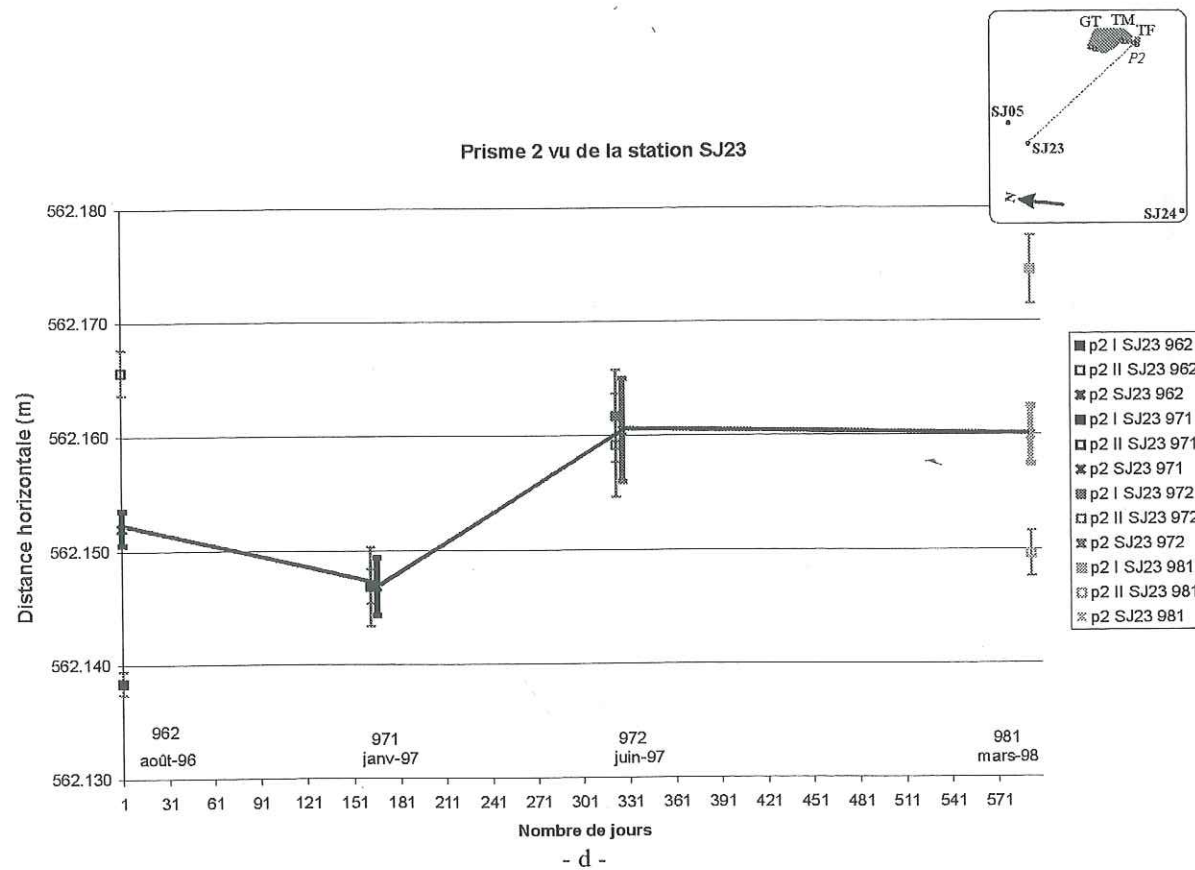
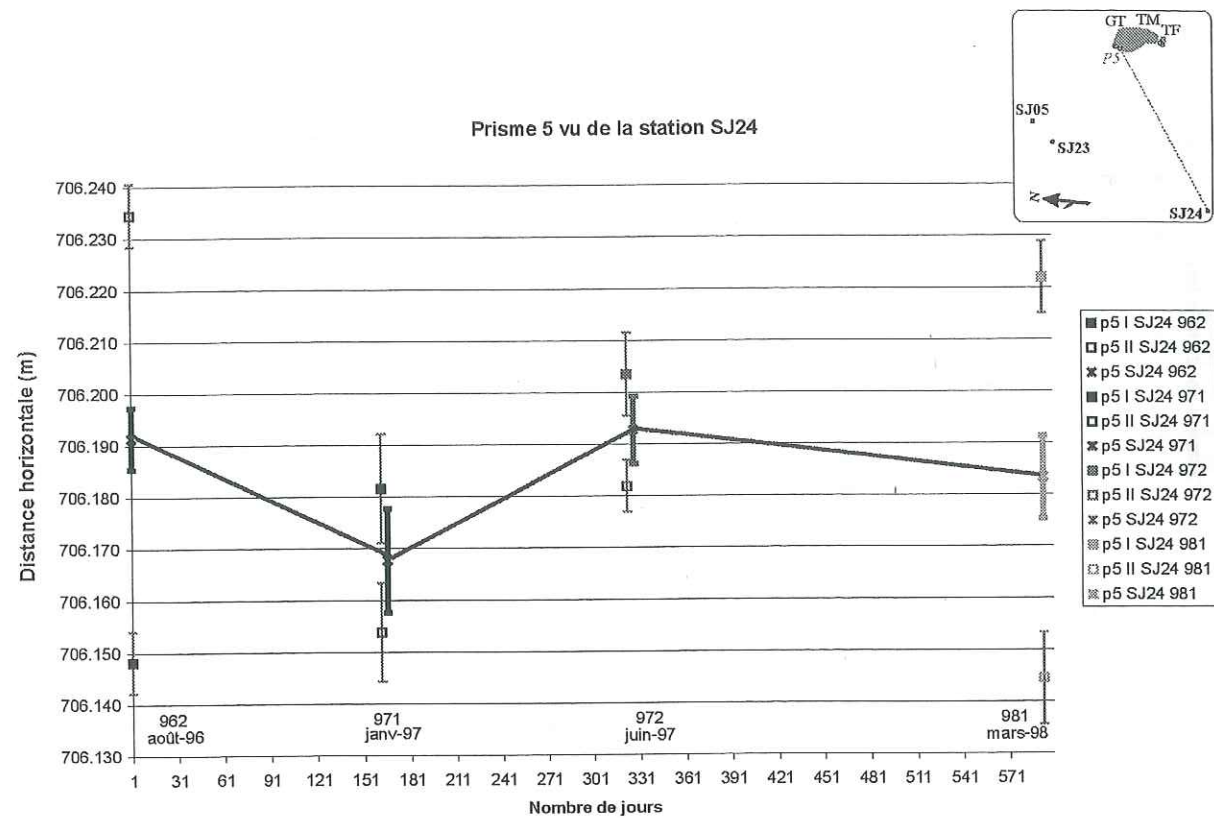
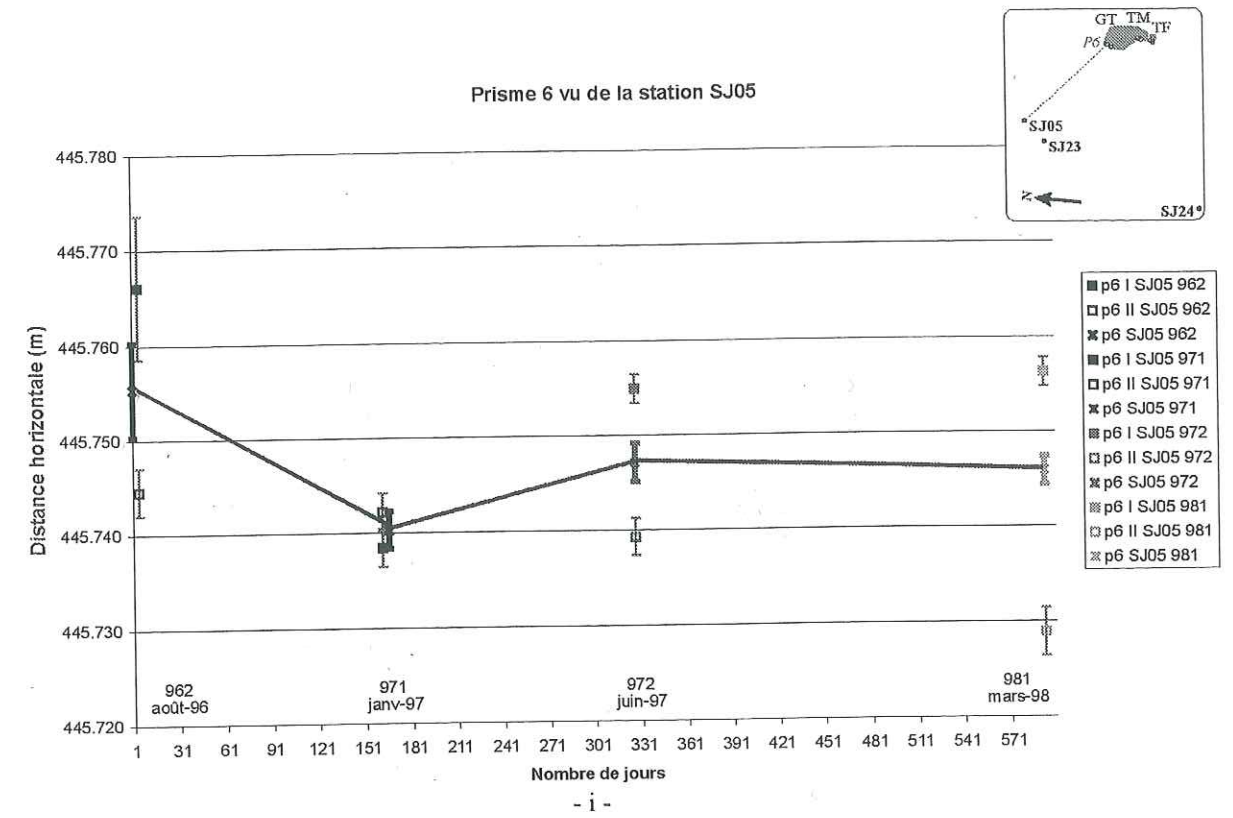
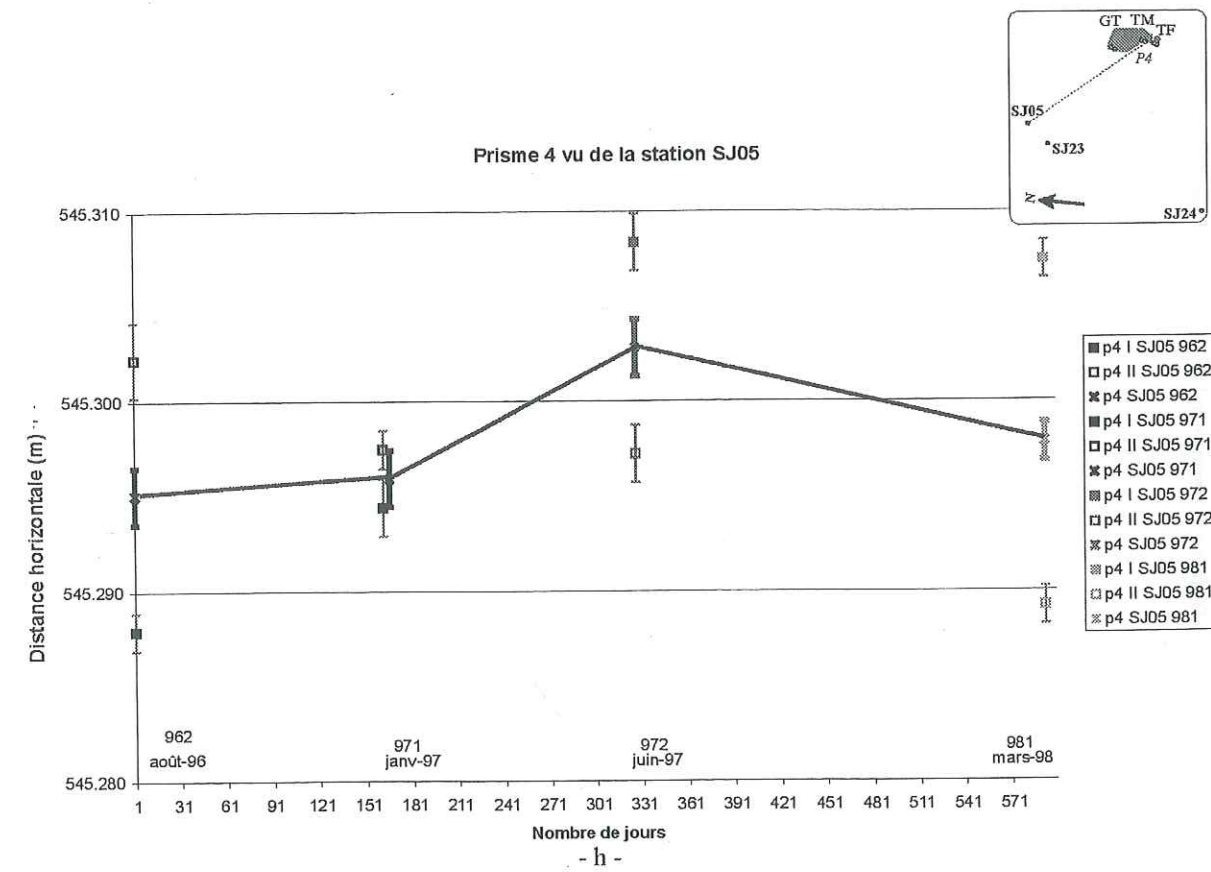
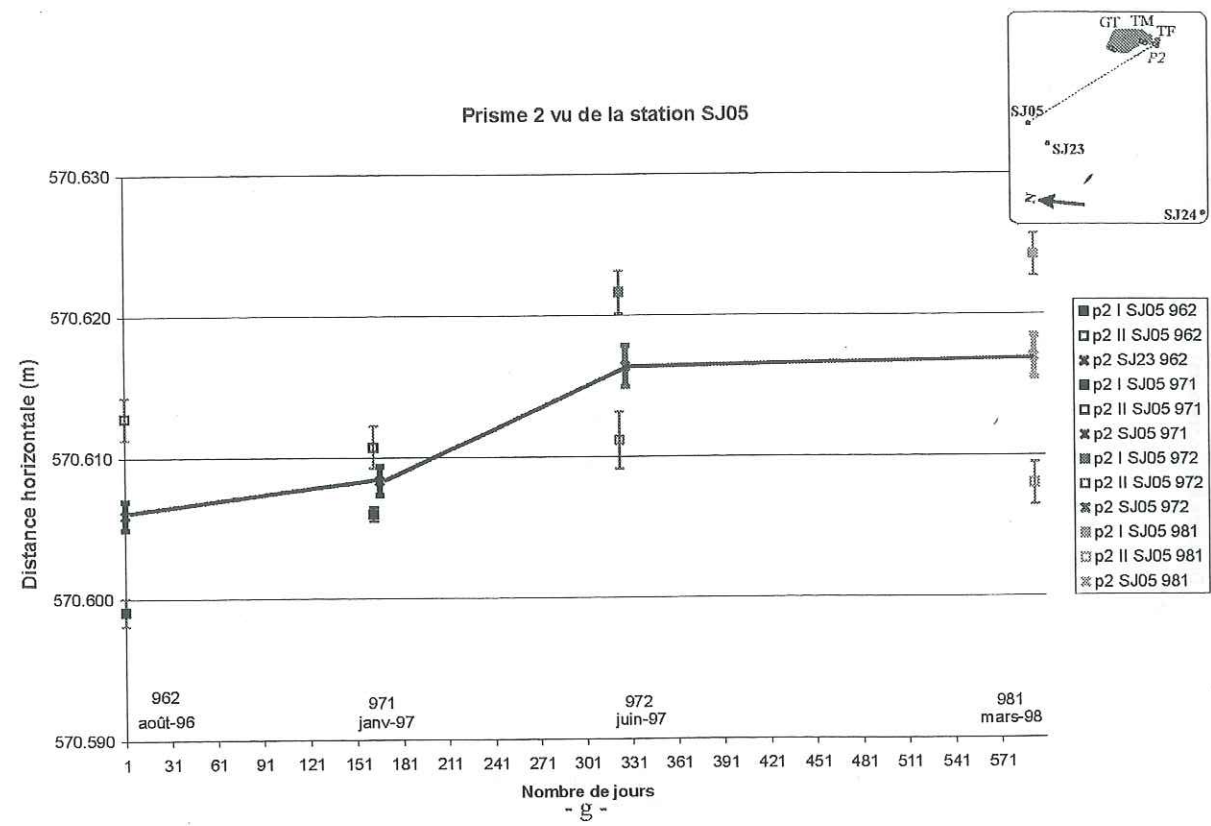


Fig. III.29 – Distance horizontale prisme – station de mesure. (a), (b), (c) : prismes P1, P3, P5 vus de la station SJ24 ; (d), (e), (f) : prismes P2, P4, P6 vus de SJ23 ; (g), (h), (i) : prismes P2, P4, P6 vus de SJ05. Légende : pW X SJYY ZZZ ; W : n° du prisme ; X = I ou II : position du théodolite (voir dans le texte) ; SJYY : nom de la station de mesure ; ZZZ : nom de la campagne de mesure (962, 971, 972, 981). Les barres d'erreurs sont établies à 68% de confiance. Trait fin : séries I et II ; Trait épais : moyenne de la campagne de mesure.





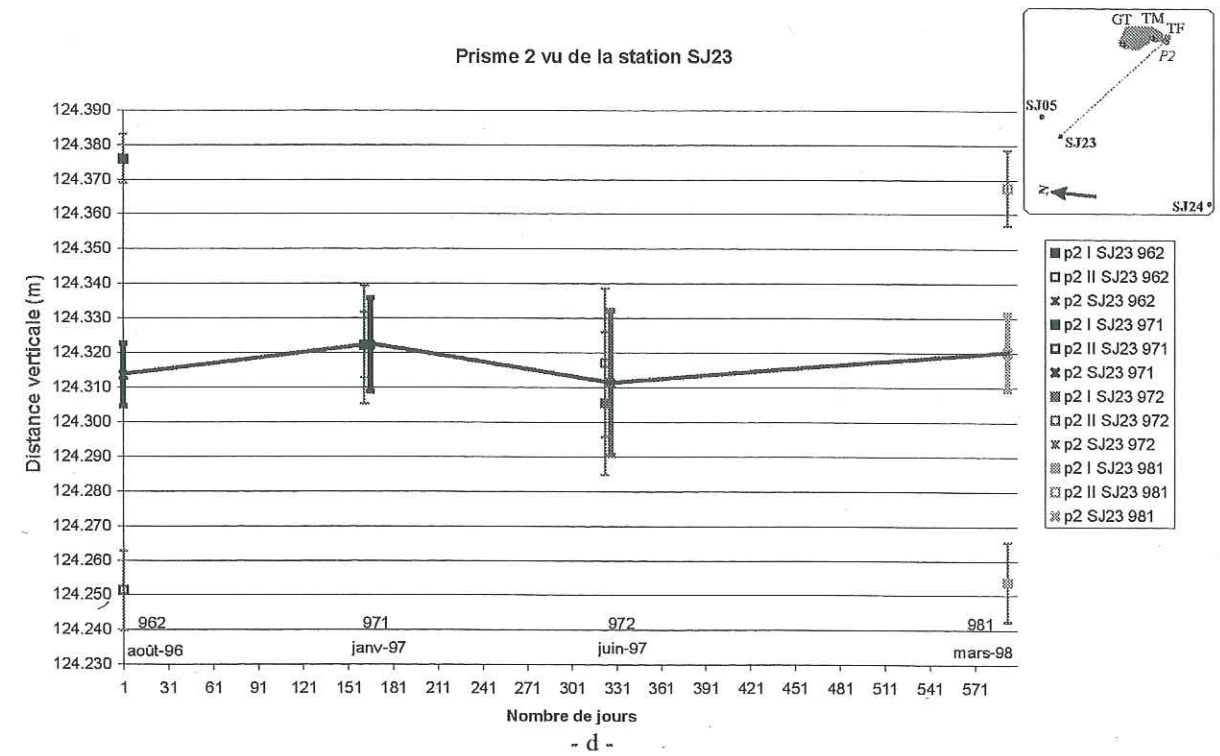
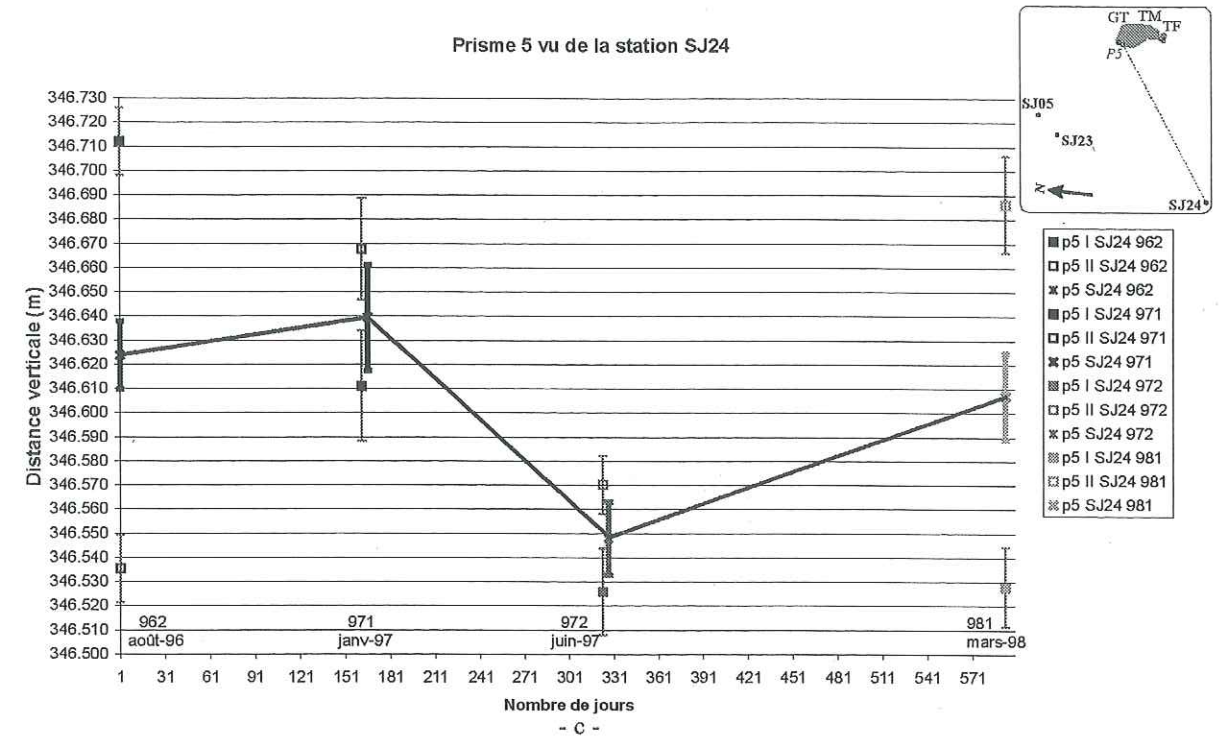
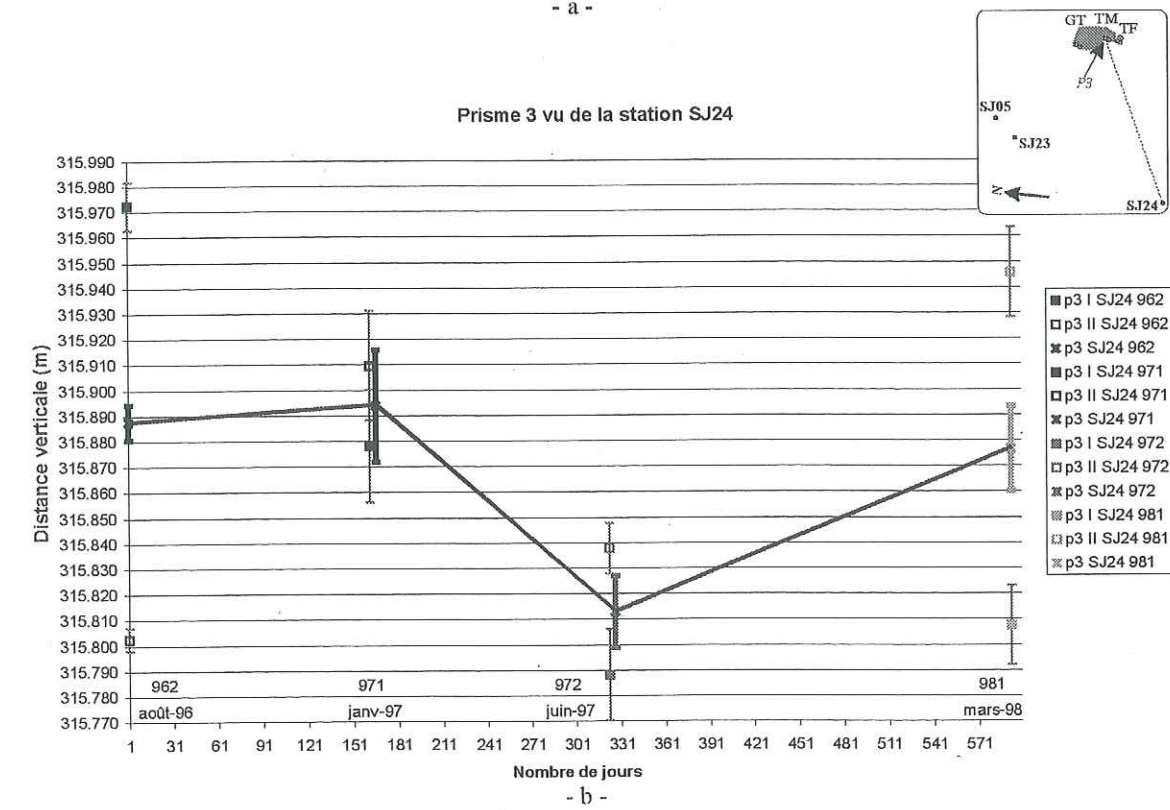
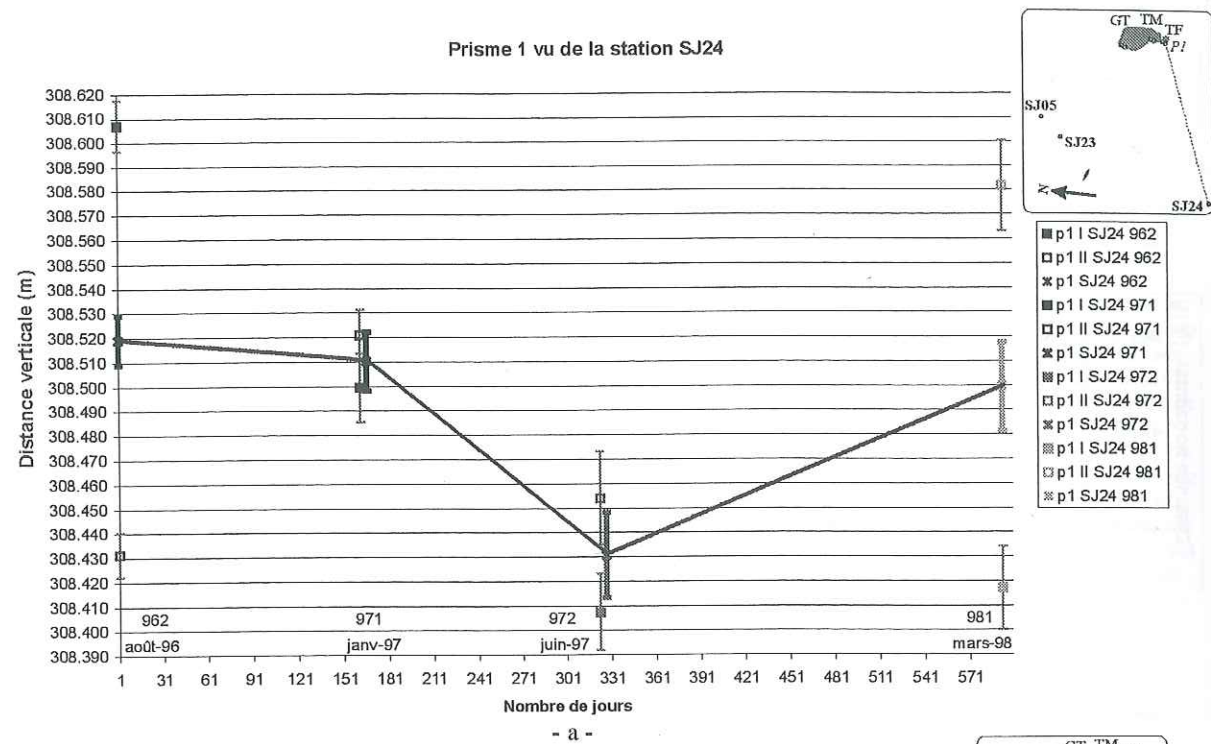
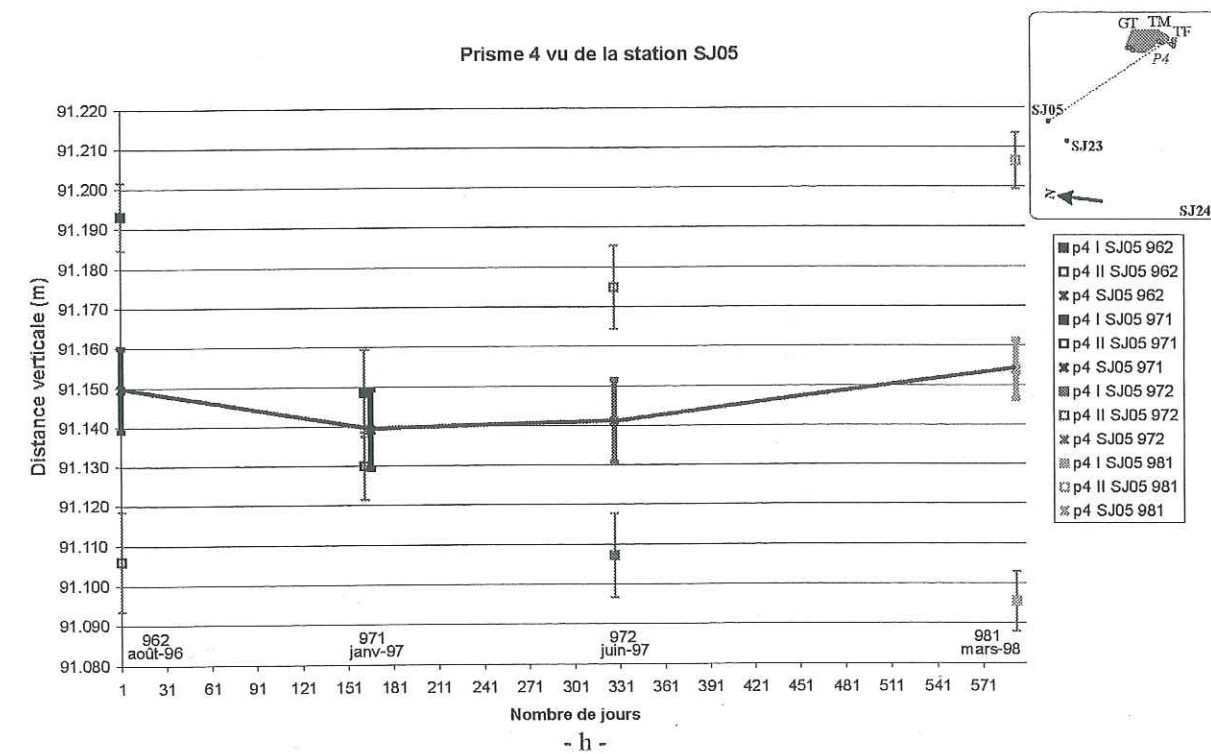
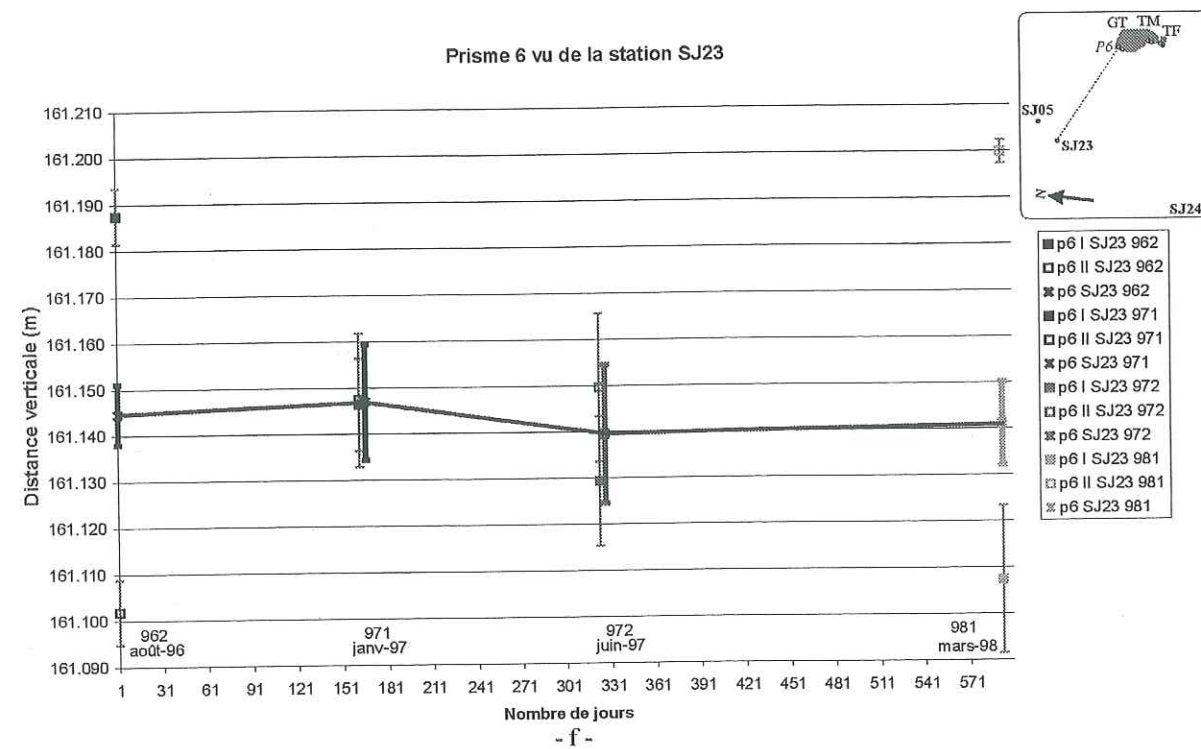
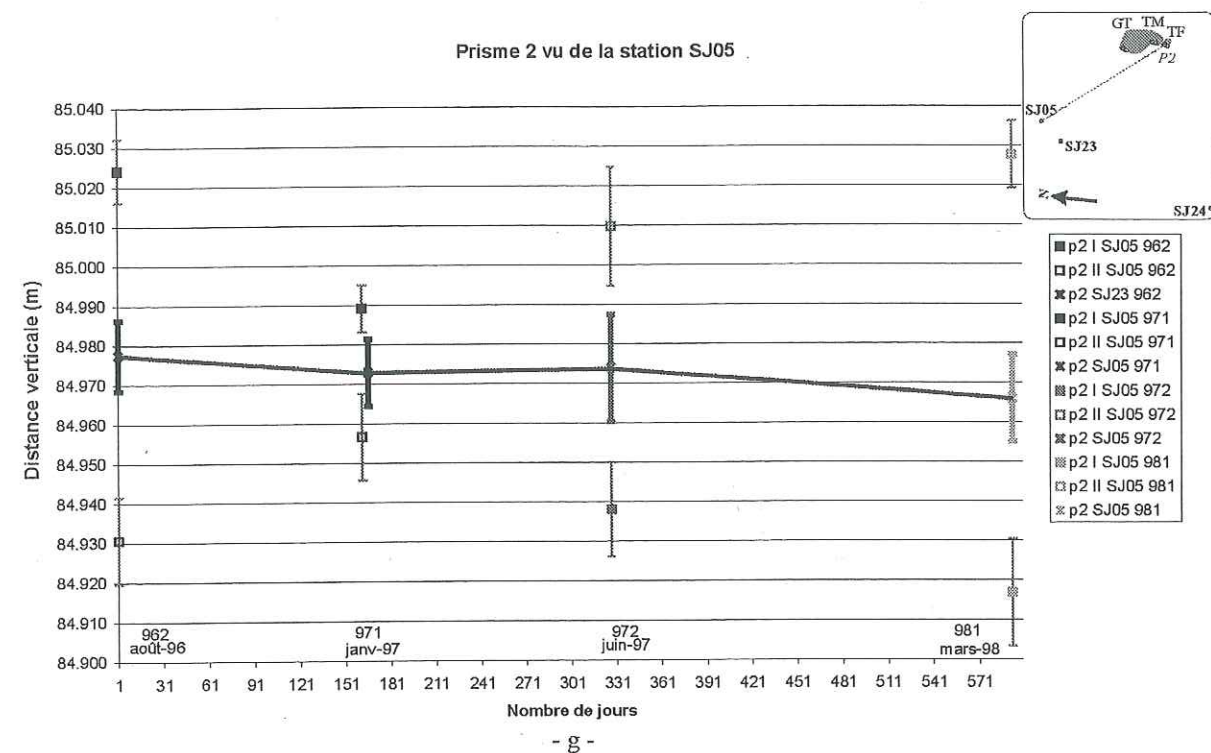
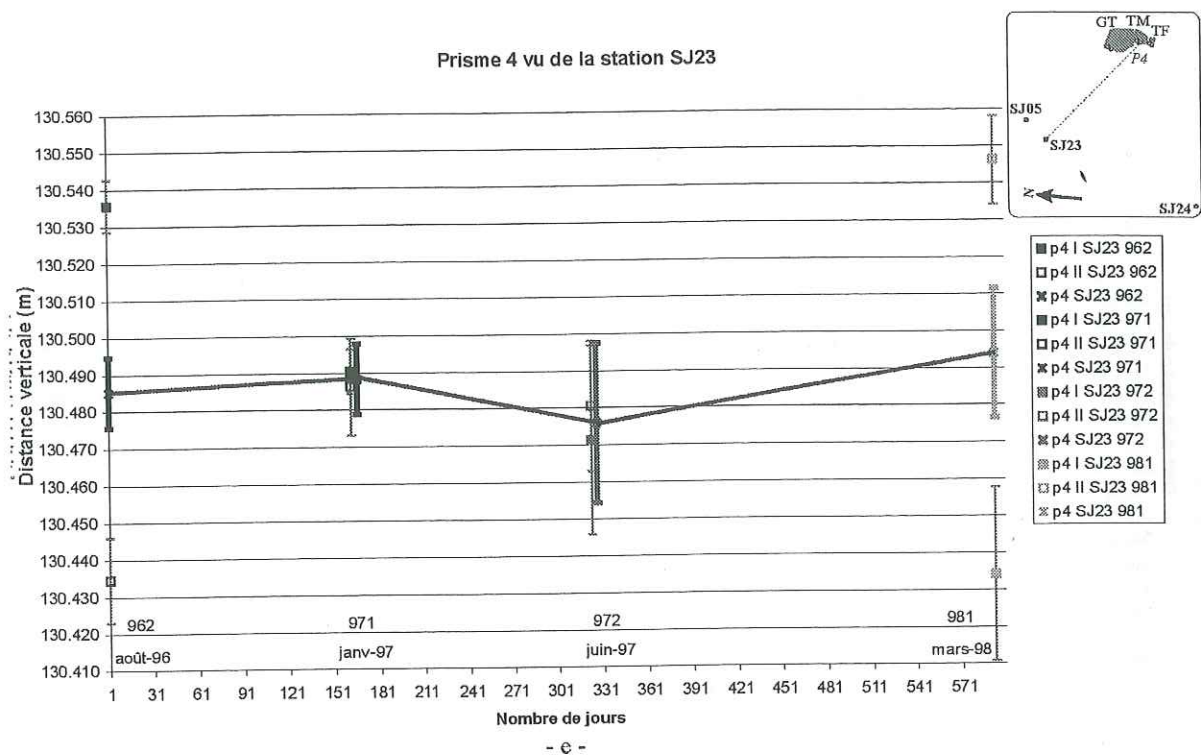
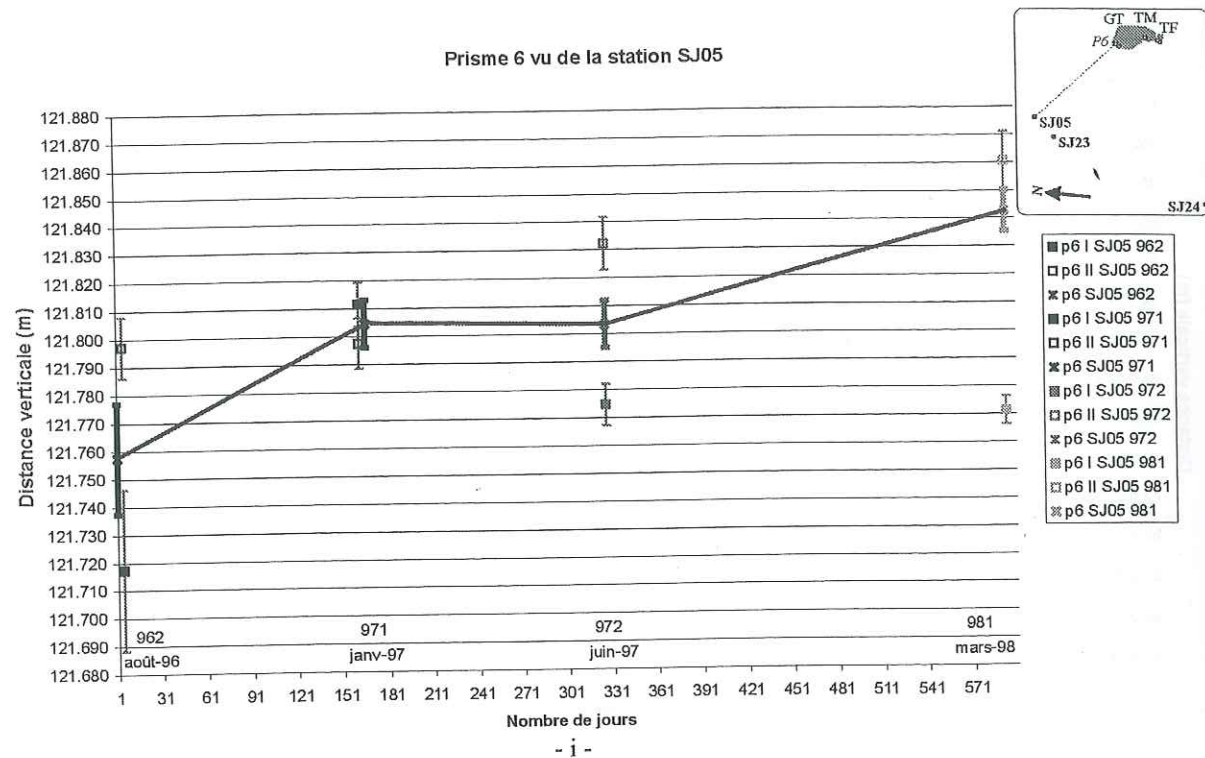


Fig. III.30 – Distance verticale prisme – station de mesure. (a), (b), (c) : prismes P1, P3, P5 vus de la station SJ24 ; (d), (e), (f) : prismes P2, P4, P6 vus de SJ23 ; (g), (h), (i) : prismes P2, P4, P6 vus de SJ05. Légende : pW X SJYY ZZZ ; W : n° du prisme ; X=I ou II : position du théodolite (voir dans le texte) ; SJYY : nom de la station de mesure ; ZZZ : nom de la campagne de mesure (962, 971, 972, 981). Les barres d'erreurs sont établies à 68% de confiance. Trait fin : séries I et II ; trait épais : moyenne de la campagne de mesure.





3.2.2. Position des prismes intégrant le déplacement des stations G. P. S.

Nous rappelons que nous ne considérons que les positions et déplacements dans le plan horizontal (cf. 3.1.2).

3.2.2.1. Remarques sur la qualité des mesures.

La qualité des mesures, et en particulier une dispersion assez forte sur les mesures d'angle horizontal, et la très faible surabondance des mesures, n'a pas permis d'effectuer une compensation globale des données. C'est pourquoi, nous avons réalisé un calcul de position sur chaque mesure prise individuellement.

Nous n'avons pas voulu retenir pour la discussion une partie des données qui présentaient une dispersion très forte sur la mesure d'angle horizontal. C'est notamment le cas de toutes les mesures faites à la station SJ23 en juin 97. Pour la même époque à la station SJ24, nous n'avons pas pu prendre en compte les données du prisme P3 ainsi que la série I des prismes P1 et P5.

Le positionnement des prismes pour la campagne de janvier 97 doit par ailleurs être pris avec précaution. D'une part, les conditions atmosphériques ont imposé de changer de référence pour l'angle horizontal à la station SJ24, ce qui a pu introduire un terme d'erreur supplémentaire. D'autre part, nous ne possédons pas de positionnement G. P. S. des stations pour cette époque (cf. 3.1.1.1). La position des stations du réseau d'appui a donc été estimée par interpolation grâce à la vitesse de déplacement mesurée entre juillet 96 et juin 97.

3.2.2.2. Les principales étapes du calcul

Le calcul suivant est effectué sur chacune des mesures individuelles.

1) Calcul de la position (x, y) du prisme dans un repère cartésien local, centré sur la station de mesure. Les mesures d'angle horizontal (Hz) nécessitant la définition d'une référence, nous adoptons la convention suivante : le repère local est toujours direct et tel que son axe Y pointe vers la référence des angles horizontaux (Fig. III.27). Les coordonnées du prisme sont alors données par :

$$x = Dc \cdot \sin V \cdot \sin Hz \quad (III.2a)$$

$$y = Dc \cdot \sin V \cdot \cos Hz \quad (III.2b)$$

2) Rotation autour de l'axe Z pour obtenir les coordonnées du prisme (x', y') dans un repère orienté parallèlement au système de projection Lambert (X_L positif vers l'E, Y_L positif vers le N), centré sur la station de mesure (Fig. III.27). L'angle α de la rotation (Fig. III.27) est l'angle entre la référence des angles horizontaux et le N Lambert.

3) Translation pour obtenir les coordonnées (X, Y) finales du prisme dans le repère Lambert :

$$X = x' + X_{GPS} \quad (III.3a)$$

$$Y = y' + Y_{GPS} \quad (III.3b)$$

Les coordonnées (X_{GPS}, Y_{GPS}) sont celles du repère, déterminées par G. P. S., dans le système de projection Lambert à l'époque considérée (Fig. III.27). Ces coordonnées sont déterminées pour la première mesure par la campagne 96/2 (après le séisme d'Epagny). Les campagnes de mesures G. P. S. et de distancemétrie n'étant pas exactement synchrones, la position de la station au moment de la mesure distancemétrique est déterminée grâce aux vitesses de déplacement calculées entre les campagnes de mesures G. P. S. Nous avons choisi de prendre pour ce calcul le point de référence à la station SJ24, afin d'obtenir une vision par rapport au bas du versant. Tous les résultats présentés plus bas utilisent cette référence.

3.2.2.3. Calcul des ellipses d'erreurs

Le calcul de l'erreur comprend théoriquement deux étapes :

1) Estimation de l'erreur sur le résultat (X, Y) brut : celle-ci est déterminée grâce à la dispersion sur le résultat (X, Y) final. L'écart-type est calculé pour chacune des composantes et il est assimilé au demi-axe de l'ellipse à 68% de confiance.

2) Prise en compte de l'erreur sur le positionnement G. P. S. : les mesures G. P. S. et de distancemétrie n'étant pas synchronisées, la position des stations d'appui lors des mesures de distance et d'angles est donc estimée par interpolation grâce à la vitesse de déplacement entre deux campagnes de mesures G. P. S. Ceci introduit donc un terme d'erreur supplémentaire incluant l'erreur sur le positionnement issu du traitement G. P. S. et l'erreur sur l'estimation des vitesses. Mais ce terme se révèle négligeable devant la dispersion sur (X, Y).

En définitive, l'erreur se résume donc aux ellipses à 68% de confiance calculées en 1). Les résultats sont représentés avec la station SJ24 comme point de référence sur la Fig. III.31.

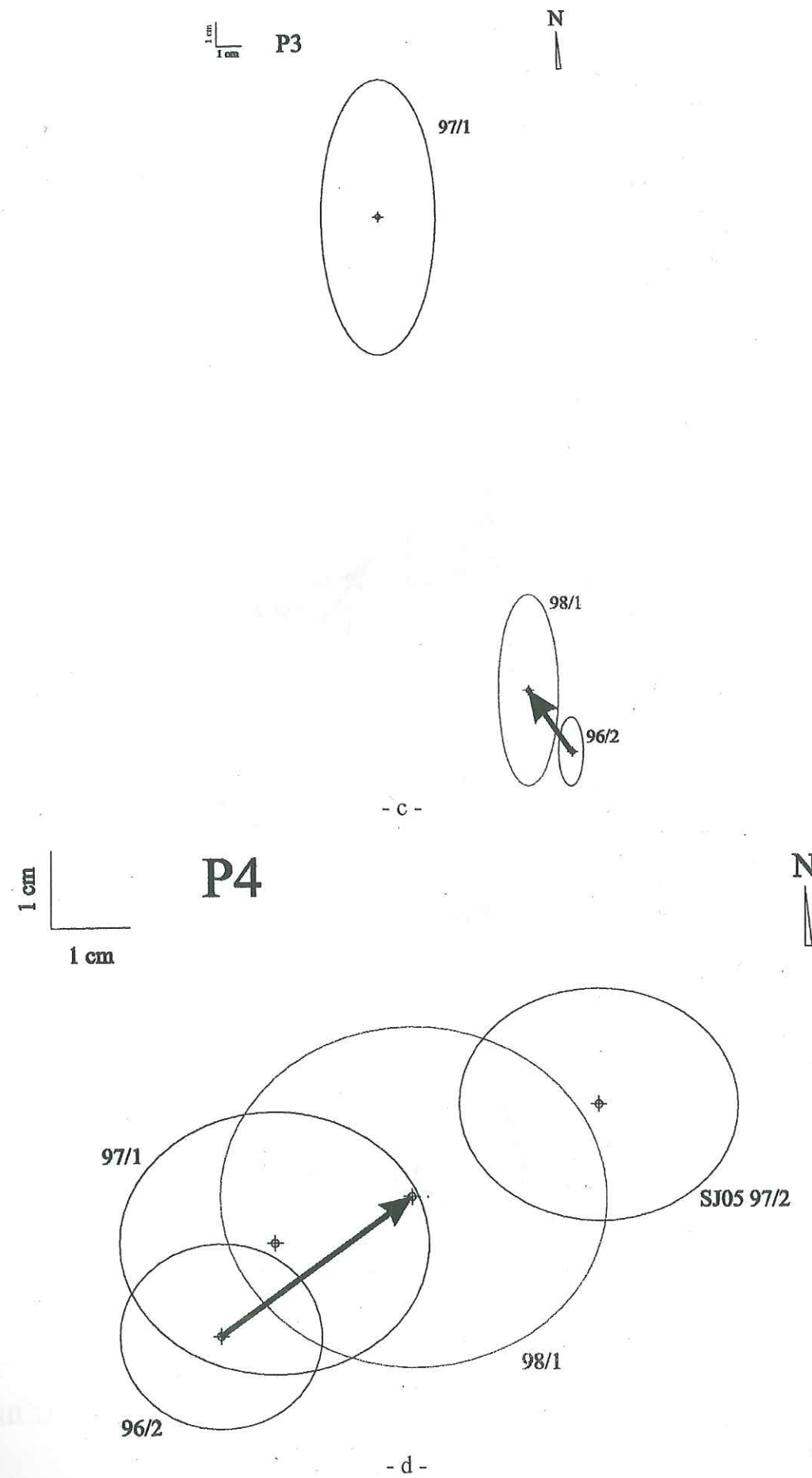
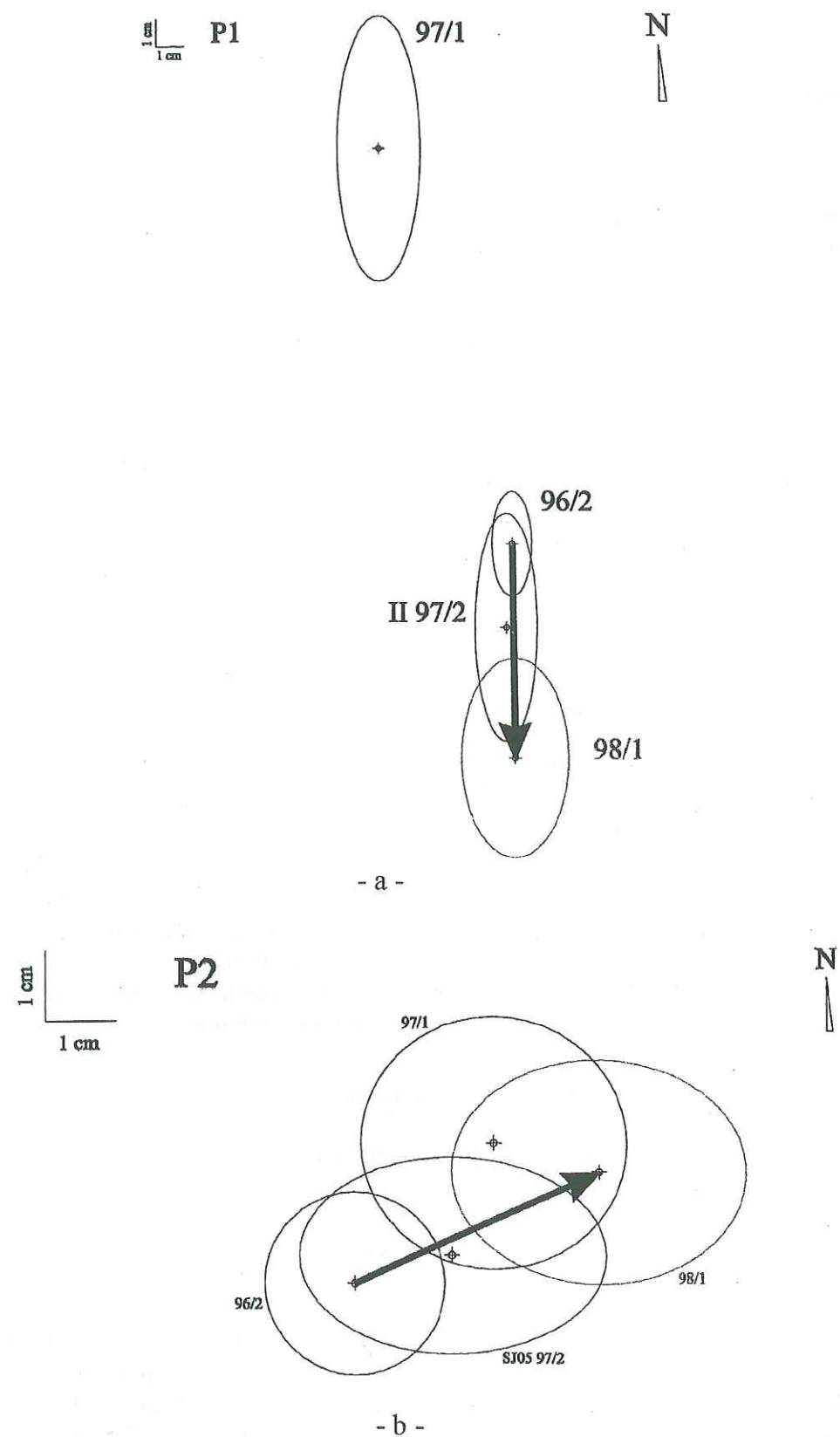
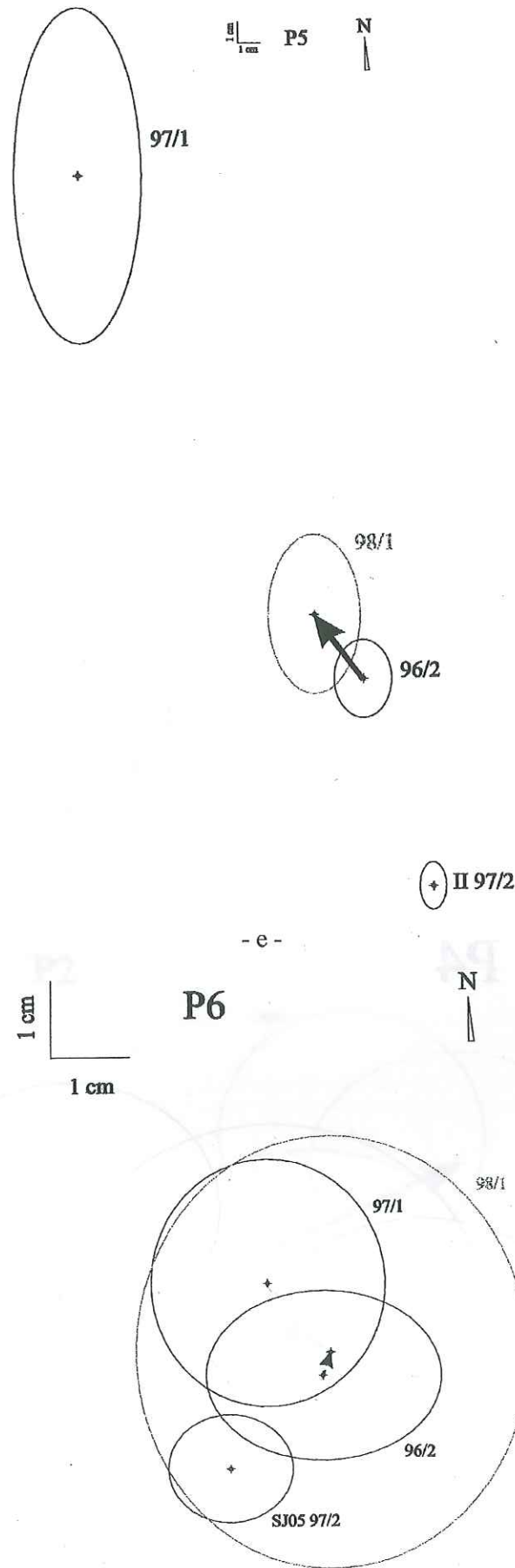


Fig. III.31 - Positions et déplacements horizontaux des prismes des Tours Saint-Jacques dans le système de projection Lambert II étendu. (a) : prisme n°1 ; (b) : prisme n°2 ; (c) : prisme n°3 ; (d) : prisme n°4 ; (e) : prisme n°5 ; (f) : prisme n°6. Les ellipses représentent les intervalles de confiance à 68% sur les positions des prismes. Le point de référence est le repère SJ24. Les positions initiales des stations de mesure sont celles obtenues par G. P. S. après le séisme d'Annecy (campagne 96/2).



- f -

3.3. Le nivellement

Le déplacement vertical de chaque repère du profil (Fig. III.23) a été calculé. En considérant arbitrairement un repère comme fixe (par exemple, le Pont de Bange au S, voir Fig. III.23), la différence de dénivellation entre la référence et le point considéré, calculée entre les deux époques de mesures (janvier 97 et septembre 98) fournit le déplacement vertical. Nous obtenons le profil représenté sur la Fig. III.32. Remarquons qu'entre les deux époques de mesures, les points N03 et N08 ont disparu. De plus, le point N09 a subi un effondrement local (30 cm). Le chemin étant parcouru en aller-retour, la qualité des données est fournie par l'erreur de fermeture (Tab. III.9), qui représente la somme des erreurs sur un parcours fermé. Compte tenu des faibles valeurs des déplacements obtenus en regard des erreurs de fermeture, nous ne pouvons pas considérer ces déplacements comme significatifs.

Nom des points (Aller-Retour)	Ferm. 97 (mm)	Ferm. 98 (mm)
1-2	0.53	1.54
2-3	-0.76	2.64
3-4	3.38	
4-5	2.08	2.28
5-6	1.36	0.78
6-7	-0.31	7.58
7-8	-0.19	3.52
8-9	1.09	
9-11	3.71	-0.27
11-12	0.57	1.22
12-13	1.01	1.09
13-14	0.18	1.09
14-15	0.31	1.59
15-16	0.49	4.27
16-IGN30	1.18	1.66
Total AR 1-16	13.45	27.33

Tab. III.9 – Erreurs de fermeture entre les points du profil de nivellement implanté sur le site d'Allèves, lors des mesures de janvier 1997 et septembre 1998.

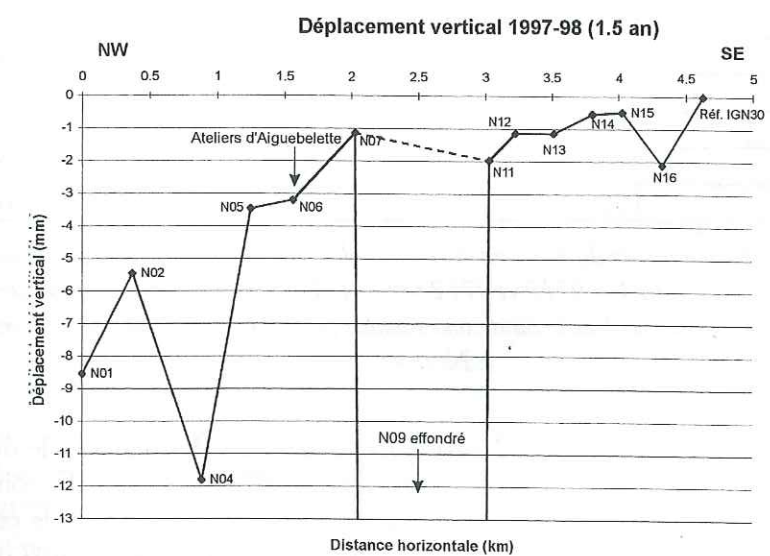


Fig. III.32 – Déplacement vertical des repères du profil de nivellement implanté à l'aval du versant d'Allèves (référence : point I. G. N. du Pont de Bange).

4. ANALYSE DES DEPLACEMENTS OBTENUS SUR LE VERSANT

En ce qui concerne les déplacements des repères G. P. S., nous ne considérerons désormais que les valeurs *significatives* des déplacements *horizontaux* (c'est-à-dire supérieures aux marges d'erreurs à 95% de confiance). Tous les résultats présentés ci-après proviennent des traitements détaillés plus hauts. En particulier, rappelons que les positions des repères ont été déterminées grâce au point pivot SJ05 (ferme Saint-Jacques, Fig. III.23), et que c'est le repère du village d'Allèves (SJ21, Fig. III.23) qui a été choisi comme référence fixe pour exprimer les vitesses de déplacement.

4.1. Vue d'ensemble du versant grâce au G. P. S.

Les vitesses de déplacement horizontal calculées en comparant les campagnes de mesure de l'ensemble du réseau peuvent être superposées à la topographie (1996-97 : Fig. III.33a ; 1997-98 : Fig. III.34), ou à la géologie (1996-97 : Fig. III.33b).

4.1.1. Tendances générales des déplacements

Les vitesses de déplacement horizontal résultantes sur deux ans (1996-98) sont présentées sur la Fig. III.35. Nous pouvons observer une similitude dans la direction de déplacement de quelques points du réseau au cours du temps. En extrayant les vitesses de déplacement horizontal, cette cohérence est particulièrement nette pour 5 d'entre eux (Tab. III.10) : SJ24, SJ09, SJ05, SJ07 (Fig. III.36), SJ22 (Fig. III.26d).

Points possédant un déplacement significatif lors des deux comparaisons 96-97 et 97-98	Azimut de la vitesse de déplacement horizontal, comparaison 96-97 (°)	Azimut de la vitesse de déplacement horizontal, comparaison 97-98 (°)	Ecart de l'azimut entre les deux comparaisons (°)
SJ24	172	154	-18
SJ09	153	187	+34
SJ05	168	124	-44
SJ07	196	245	-49
SJ22	136	194	+58
SJ17	73	204	+131
SJ18	94	230	+136
SJ23	310	150	+160
SJ12	161	358	+163

Tab. III.10 – Azimuts des vitesses de déplacement horizontal des repères sur le versant d'Allèves lors des comparaisons de mesures G. P. S. 96/1 – 97/2 et 97/2 – 98/1. En gras : points présentant une cohérence dans les vitesses de déplacement horizontal. Les azimuts sont comptés positivement dans le sens horaire, l'origine est le N.

Lors de la comparaison 96/1 – 97/2, l'écart entre les azimuts des vitesses de déplacement horizontal de ces 5 points est de 60°. Cet écart est ramené à 36° en excluant le point SJ07 qui possède une direction de déplacement assez distincte des 4 autres points. Lors de la comparaison 97/2 – 98/1, l'écart est de 121° pour les 5 points, et de 70° en excluant le point SJ07 qui présente une direction de déplacement toujours distincte des 4 autres points.

La comparaison pour chacun de ces 5 points entre l'azimut de la vitesse de déplacement horizontal sur deux ans et celui de la ligne de plus grande pente topographique (Tab. III.11) fait apparaître un écart important, allant jusqu'à 65°, toujours dans le même sens : le déplacement de 4 de ces points possède une *composante tangentielle importante* qui les fait dévier systématiquement vers le SSE (Fig. III.36).

Nom des points	Delta (°)
SJ24	65
SJ09	43
SJ05	65
SJ07	~0
SJ22	-63

Tab. III.11 – Ecart entre l'azimut de la ligne de plus grande pente et celui de la vitesse de déplacement horizontal lors de la comparaison 96/1 – 98/1, pour les 5 points possédant des azimuts de vitesse de déplacement horizontal proches. Delta = azimut de la ligne de plus grande pente – azimut de la vitesse horizontale. Les angles sont comptés positivement dans le sens horaire.

Le déplacement des 4 points SJ22, SJ05, SJ09, et SJ24 possède une composante tangentielle importante qui les fait dévier de la ligne de plus grande pente vers le SSE.

D'autres points présentent ponctuellement une tendance identique. C'est le cas de SJ02 pour lequel nous ne possédons que la comparaison (significative) entre 1996 et 1997 (Fig. III.33a). C'est également le cas de SJ04 entre 1997 et 1998 (déplacement significatif sur la Fig. III.34). Le déplacement de ce point entre 1996 et 1998 présente une composante tangentielle très nette vers le S, mais le déplacement est en limite d'ellipse (Fig. III.35). Le point SJ23 présente également cette tendance lors de la comparaison entre 1997 et 1998 (Fig. III.34). Enfin, le point SJ19 implanté dans les assises berriasiennes de la rive gauche du Chéran, présente également un déplacement à tendance tangentielle par rapport à la pente topographique locale, orientée vers le N (Fig. III.33a) entre 1996 et 1997.

Parmi les 5 points SJ22, SJ05, SJ09, SJ24, et SJ07 mentionnés plus haut, ce dernier repère est le seul à posséder un déplacement orienté suivant la ligne de plus grande pente topographique (Tab. III.11). Ce point est situé au bord d'un escarpement rocheux (Fig. III.33), il est donc logique qu'il soit soumis de manière dominante à la fragmentation et à la déstabilisation gravitaire. De tels déplacements peuvent être observés pour d'autres points implantés dans des situations comparables (SJ10, SJ16, SJ18, Fig. III.33). Cependant, les repères SJ02 et SJ04 sont également situés en bord d'escarpement, et nous avons indiqué qu'ils possèdent un comportement très différent. La situation en bord d'escarpement n'est donc pas un critère déterminant le déplacement.

Le repère SJ09 est situé sur un bloc rocheux dans la pente d'un champ au-dessus du Col Perchet (Fig. III.23), et présente une composante tangentielle du déplacement horizontal (Tab. III.11). D'autres repères situés dans le même type de contexte, tels SJ05 et SJ24, montrent également une composante tangentielle très importante (Tab. III.11 et Fig. III.36). En ce qui concerne SJ24, la pente topographique du champ est faible, mais au bout de celui-ci se situe une rupture brutale avec un escarpement important marquant le début des gorges du Chéran (Fig. III.36). Ce point possède un déplacement nettement distinct de la ligne de plus grande pente et tangentiel vers le SSE (Fig. III.36).

Enfin, il est intéressant de remarquer que SJ22 (Dent de Gonvy, Semnoz) qui n'est pas situé dans une zone pentue possède également une composante tangentielle très marquée (Tab. III.11). Ce point, à la différence de SJ09, SJ05, et SJ24 est cependant situé sur un affleurement en place et non sur un bloc isolé.

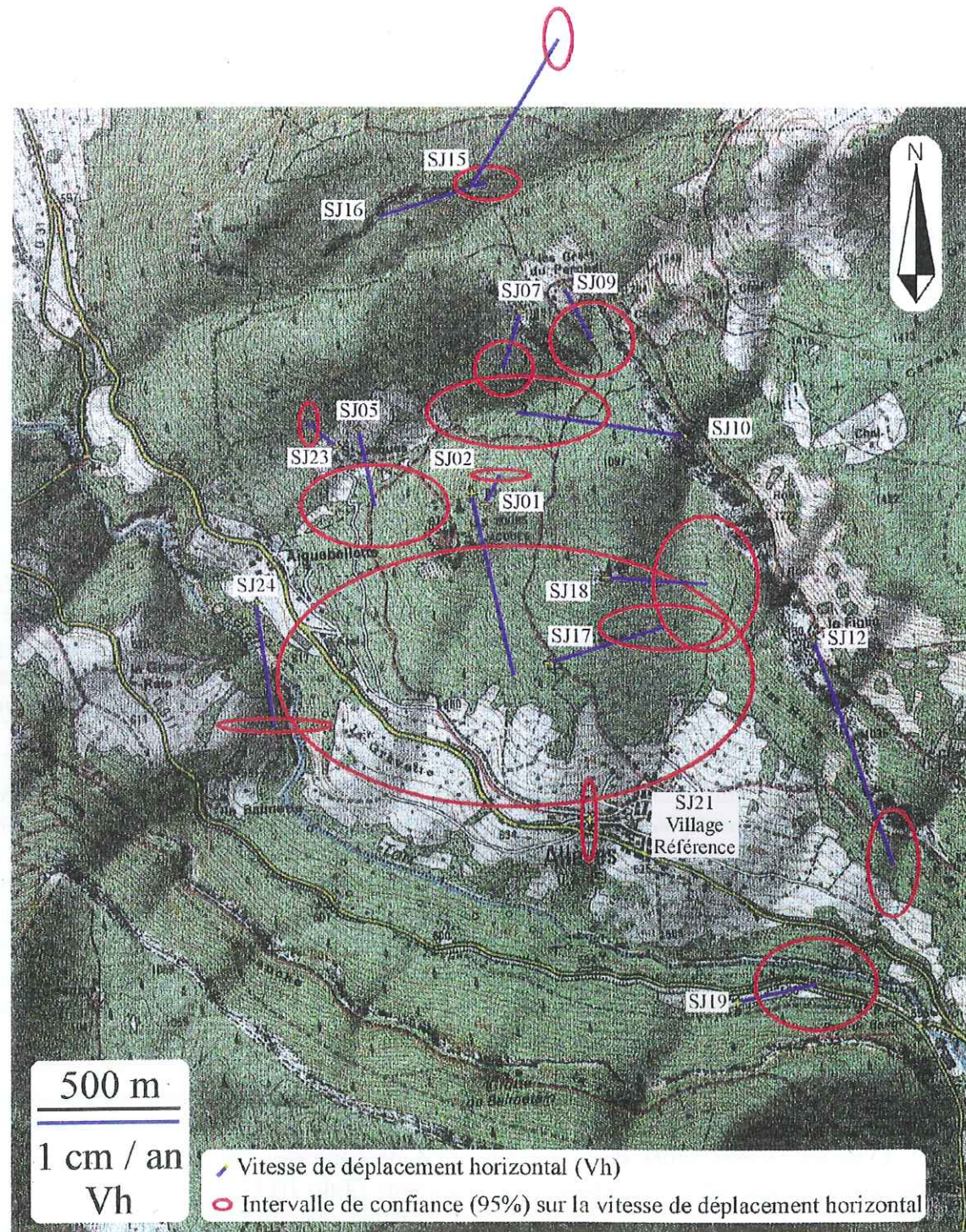


Fig. III.33 – Vitesses de déplacement horizontal significatives obtenues par comparaison de mesures G. P. S. entre 1996 et 1997 (campagnes 96/1 – 97/2) sur le site d'Allèves.

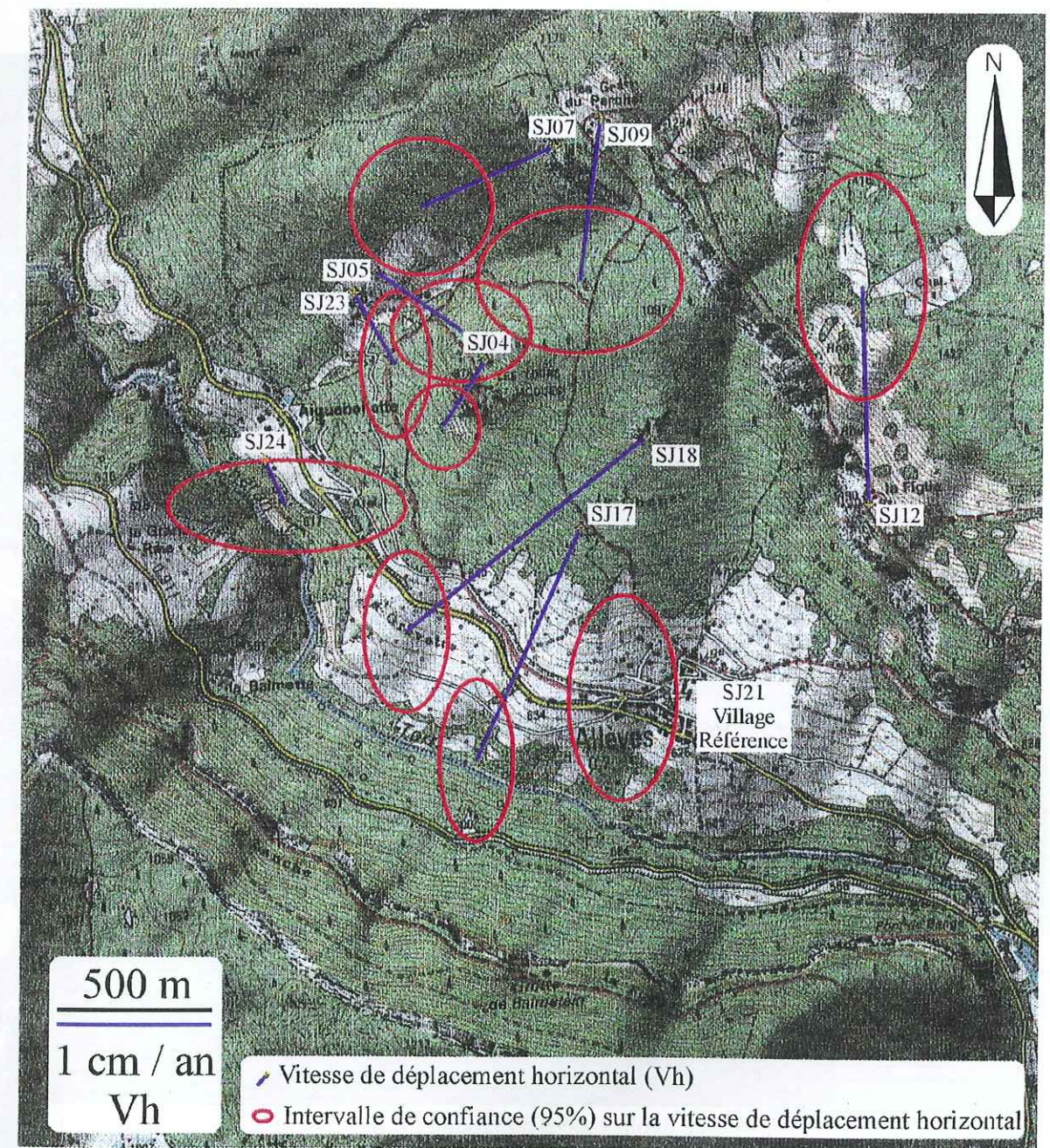


Fig. III.34 – Vitesses de déplacement horizontal significatives obtenues par comparaison de mesures G. P. S. entre 1997 et 1998 (campagnes 97/2 – 98/1) sur le site d'Allèves.

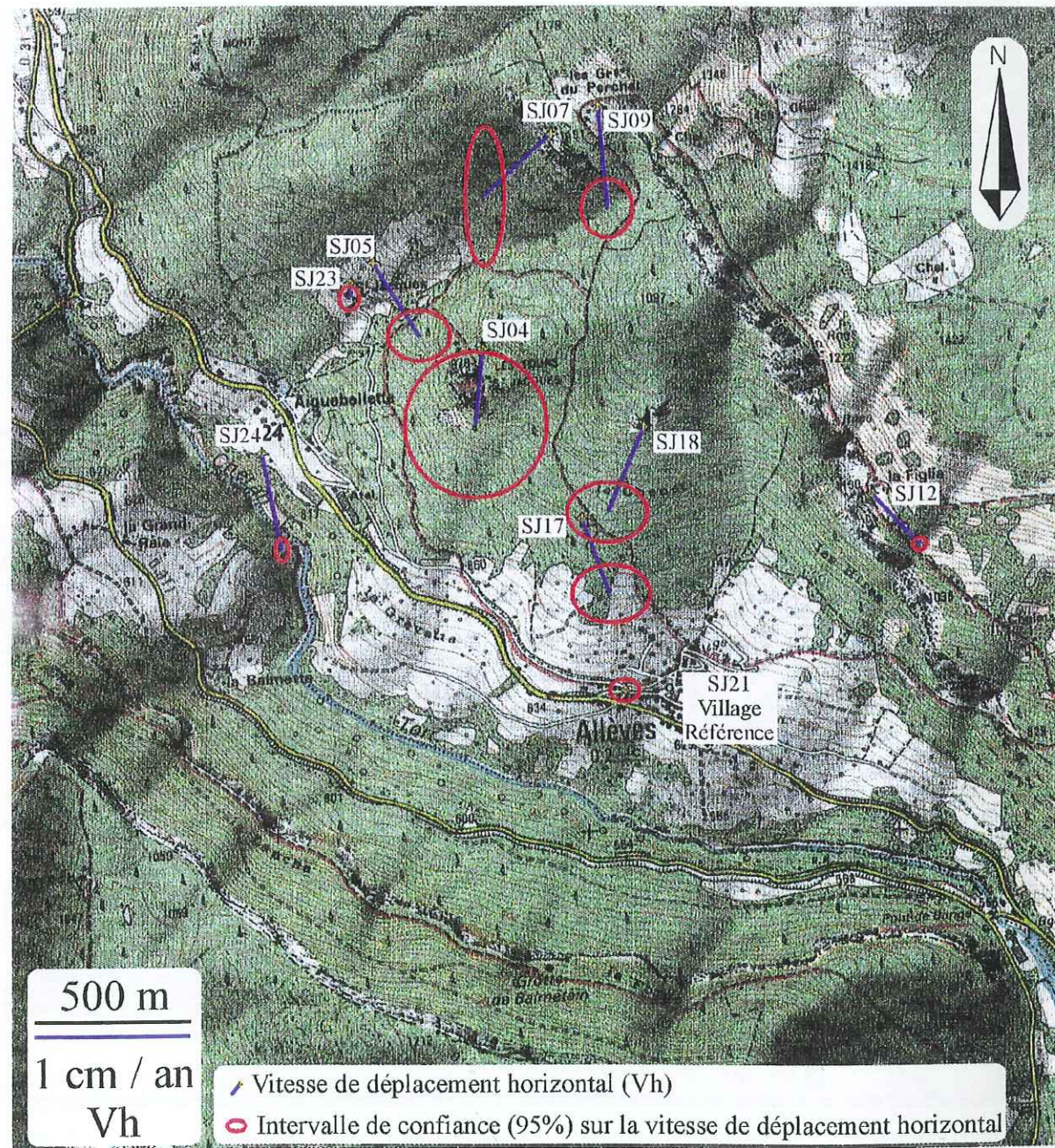


Fig. III.35 – Vitesses de déplacement horizontal significatives obtenues par comparaison de mesures G. P. S. entre 1996 et 1998 (campagnes 96/1 – 98/1) sur le site d'Allèves.

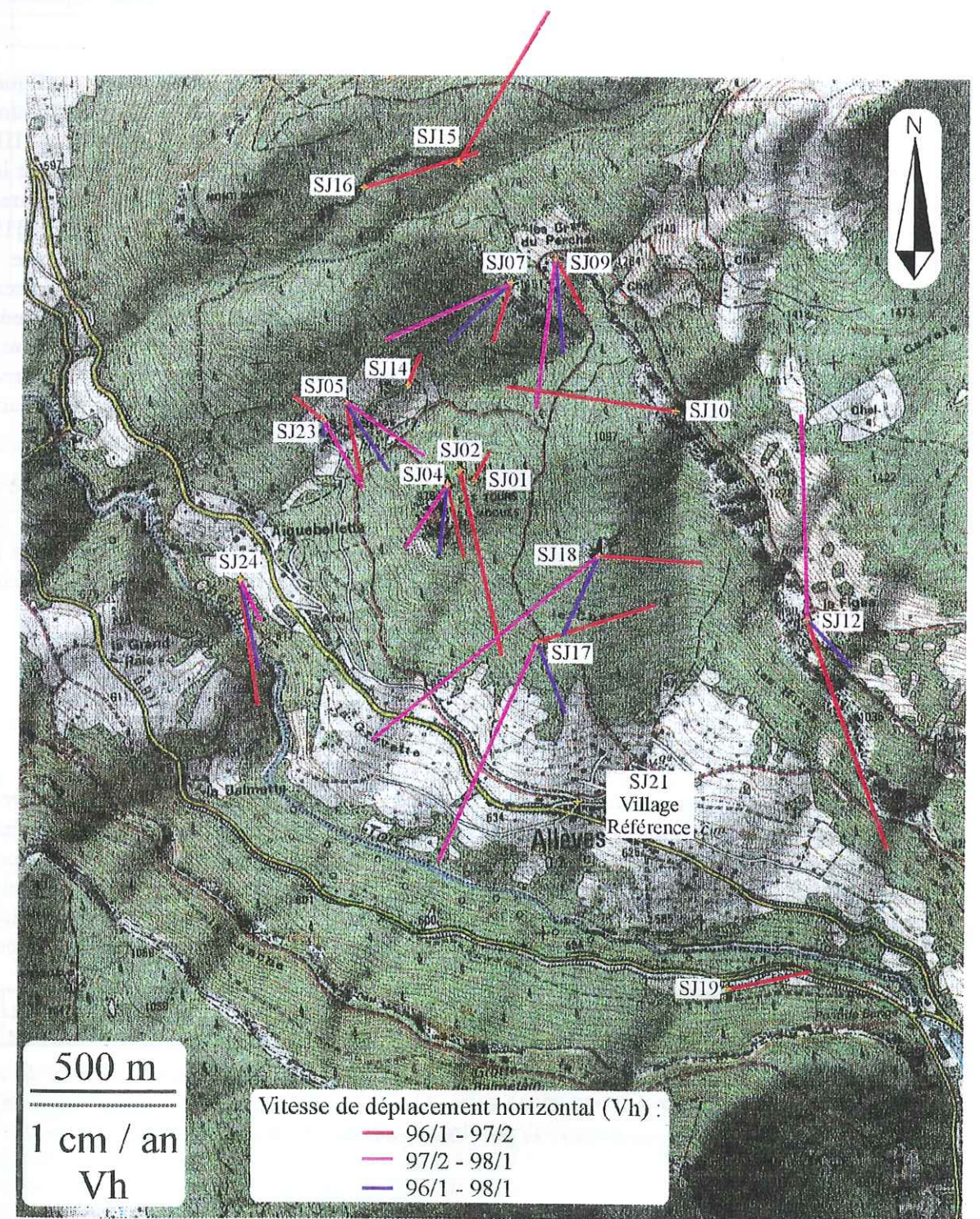


Fig. III.36 – Récapitulatif des vitesses de déplacement horizontal significatives obtenues par comparaison de mesures G. P. S. sur le site d'Allèves.

4.1.2. Déplacements particuliers

Si nous élargissons notre analyse aux autres repères du réseau (Fig. III.33, Fig. III.34, Fig. III.35), nous observons des azimuts de vitesse de déplacement horizontal plus dispersés (Fig. III.36).

Le comportement apparemment sans logique de certains repères peut être expliqué par leur situation particulière. C'est le cas des points SJ16, SJ10, SJ18, SJ19. Sur Mont Durand, le repère SJ16 est situé sur un promontoire que forme la falaise valanginienne (Fig. III.23). L'escarpement est pratiquement perpendiculaire au vecteur déplacement. C'est également le cas des points SJ10 et SJ18 (déplacement 1996-97). Ces déplacements peuvent donc s'expliquer par une déstabilisation gravitaire en bord de falaise. En ce qui concerne le repère SJ19, le déplacement possède une forte composante tangentielle vers l'E (Fig. III.33a) comme nous l'avons indiqué plus haut. Le repère SJ12 (Fig. III.23), malgré une différence de comportement importante entre les deux comparaisons, possède une composante de déplacement tangentielle bien marquée pour 1996-97. Enfin, le repère SJ23 possède pour chaque comparaison une composante tangentielle de son déplacement bien marquée, mais celles-ci sont de direction pratiquement opposées (Fig. III.36). Ce repère étant implanté sur un bloc rocheux isolé dans un champ en forte pente, il est possible qu'il subisse des mouvements erratiques.

Certains déplacements semblent aberrants : SJ01, SJ15, SJ17 pour la période 1996-97, ces repères semblant entrer dans le versant. N'oublions cependant pas que la vision que nous avons du versant est relative au point du village d'Allèves. Les déplacements observés signifient peut-être simplement que le point du village possède un déplacement vers l'aval supérieur à celui de ces repères.

4.1.3. Evolution des déplacements

4.1.3.1. Azimuts des vitesses de déplacement horizontal

Nous n'avons pas pu mettre en évidence de logique d'ensemble à l'échelle du versant concernant l'évolution des azimuts des vitesses de déplacement horizontal entre les deux périodes considérées (1996-97 et 1997-98). Le tableau Tab. III.12 classe les repères selon l'évolution des azimuts de leur vitesse de déplacement horizontal en deux catégories : TL désigne une évolution vers un azimut de plus en plus proche de celui de la ligne de plus grande pente topographique ; LT désigne une évolution vers un azimut de plus en plus éloigné de la ligne de plus grande pente.

SJ01	SJ02	SJ04	SJ05	SJ07	SJ09	SJ10	SJ12	SJ14	SJ15	SJ16	SJ17	SJ18	SJ19	SJ22	SJ23	SJ24
?-	T-	TL	LT	TL	TL	L-	T?	?	?	L-	?L	LT	T-	LT	??	TT

Tab. III.12 – Essai de classification de l'évolution des azimuts des vitesses de déplacement horizontal des repères au cours des périodes 1996-97 et 1997-98. ? : indéterminé ; - : pas de mesure ; T : azimut tangentiel ; L : azimut suivant la ligne de plus grande pente ; en gras : évolution L vers T ; en italique : évolution T vers L.

4.1.3.2. Amplitudes des vitesses de déplacement horizontal

L'intensité des vitesses de déplacement horizontal est en moyenne de 0.7 cm/an entre 1996 et 1997 (de 0.2 à 1.7 cm/an), et de 1 cm/an durant la période 1997-98 (de 0.3 à 2 cm/an) (Tab. III.13). Nous ne pouvons distinguer de zone géographique qui présente une homogénéité d'amplitude, pas plus que nous n'avons pu le faire à propos des azimuts.

Points possédant un déplacement significatif lors des deux comparaisons 96-97 et 97-98	Vitesse de déplacement horizontal 96 – 97 (cm/an)	Vitesse de déplacement horizontal 97 – 98 (cm/an)
SJ05	0.5	0.7
SJ07	0.4	0.9
SJ09	0.4	1.1
SJ12	1.7	1.4
SJ17	0.8	1.6
SJ18	0.7	2.0
SJ22	0.5	0.5
SJ23	0.2	0.5
SJ24	0.9	0.3

Tab. III.13 – Intensité des vitesses de déplacement horizontal obtenues par comparaisons de mesures G. P. S. sur le site d'Allèves (comparaisons entre les campagnes 96/1 – 97/2 et 97/2 – 98/1).

Sur les 9 repères pour lesquels nous possédons deux comparaisons significatives, 5 présentent une vitesse horizontale durant la 2^{ème} année (1997-98) supérieure à celle obtenue durant la 1^{ère} année (1996-97) : SJ17, SJ18, SJ23, SJ07, SJ09 ; 2 repères présentent une vitesse horizontale durant la 2^{ème} année inférieure à celle de la 1^{ère} année : SJ24, SJ12 ; 2 repères présentent des vitesses identiques : SJ05, SJ22 (Tab. III.13).

Il y a donc globalement une accélération du mouvement durant la période 1997-98 par rapport à 1996-97.

4.1.4. Influence du séisme d'Epagny sur le versant

L'influence à très court terme du séisme d'Epagny du 15.07.96 est mise en évidence sur la Fig. III.28a par la comparaison de mesures G. P. S. entre juin et juillet 1996. Par rapport au bas du versant (point de référence en SJ24), les déplacements horizontaux des points mesurés (SJ23, SJ05, et SJ22) sont orientés vers le NNW ou le NNE. Cette orientation n'est pas réaliste compte tenu de la topographie du terrain (Fig. III.23). Nous devons donc considérer que le point SJ24 se déplace vers le SSE ou le SSW par rapport au reste du versant. L'amplitude des déplacements horizontaux est comprise entre 4.1 et 9.3 mm.

L'influence du séisme à plus long terme peut être établie en rapprochant les comparaisons de mesures G. P. S. entre juin 1996 et mars 1998 d'une part (Fig. III.35, avec la référence en SJ21), et entre juillet 1996 et mars 1998 d'autre part (Fig. III.28b, avec la référence en SJ24). En ramenant dans les deux cas le point de référence en SJ24, nous obtenons les vitesses de déplacement horizontal de la Fig. III.37. Le séisme n'a pratiquement aucune influence sur le point SJ23. Il modifie la direction de la vitesse horizontale de SJ22 qui passe du NW (comparaison n'incluant pas le séisme) au N. Enfin, il modifie de manière importante la direction et l'intensité de la vitesse horizontale de SJ05. L'azimut de cette vitesse passe de S (comparaison n'incluant pas le séisme) à NE. L'amplitude du vecteur vitesse est divisée par 3 en incluant le séisme. L'influence du séisme sur le long terme est donc assez diffuse.

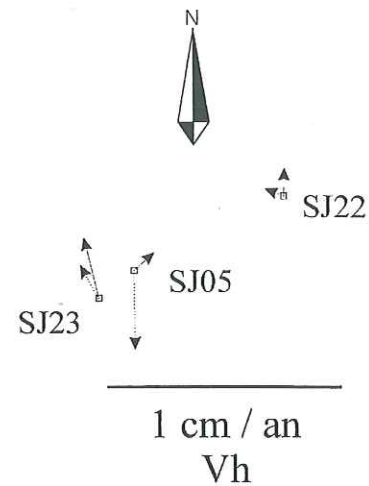


Fig. III.37 – Vitesses de déplacement horizontal de trois points du réseau lors de la comparaison de mesures G. P. S. incluant le séisme d'Epagny, entre juin 96 et mars 98 (traits continus), et lors de la comparaison entre juillet 96 et mars 98 (traits interrompus). Dans les deux cas le point de référence est choisi en SJ24. La distance entre les points n'est pas respectée.

4.1.5. Conclusions

Nous avons mis en évidence une direction de déplacement vers le SSE de plusieurs repères (4), qui traduit une composante tangentielle du mouvement. En examinant les déplacements en fonction du contexte dans lequel les repères sont implantés, nous obtenons la répartition suivante :

Contexte d'implantation du repère	Type de déplacement	Repères
Bord d'un escarpement	Suivant la ligne de plus grande pente	SJ10, SJ16, SJ18 (1996-97)
	avec une composante tangentielle	SJ04, SJ07
	forte composante tangentielle	SJ02, SJ19
Bloc isolé dans une pente	Suivant la ligne de plus grande pente	SJ09 (1997-98)
	forte composante tangentielle	SJ09 (1996-97), SJ05, SJ24, SJ23, SJ12, SJ17

Tab. III.14 – Répartition des principaux repères du réseau G. P. S. en fonction de leur contexte d'implantation et du type de déplacement observé.

Les repères dont les déplacements sont les plus orientés suivant la ligne de plus grande pente sont situés au bord d'un escarpement rocheux. En revanche, une grande majorité de repères installés dans des blocs isolés manifeste un déplacement tangentiel important. En supposant que les forces agissant sur la roche soient les mêmes dans les deux cas, les blocs présents dans des terrains meubles accompagneront la déformation de ces terrains, tandis que la structure rigide des escarpements ne le permet pas. Ceci implique deux conclusions importantes concernant le versant d'Allèves :

- l'évolution du bord des escarpements rocheux calcaires obéit essentiellement à une logique de détachements de blocs ;

- l'ensemble des terrains meubles du versant se déplace vers le SSE, suivant une direction oblique à la pente. Il faut donc déterminer l'origine de cette composante tangentielle du déplacement.

4.2. Le mouvement des Tours Saint-Jacques vu par la combinaison G. P. S. - distancemétrie

4.2.1. Déplacements horizontaux des prismes

Nous disposons de deux types d'informations concernant les déplacements horizontaux :

- la distance horizontale prisme-station G. P. S. (mesurée depuis les stations G. P. S. SJ05, SJ23, et SJ24). Ce paramètre, qui mesure le déplacement relatif du prisme par rapport à la station contient le mouvement de cette dernière (Fig. III.29). Afin de faciliter la lecture des résultats concernant la distance horizontale, l'annexe 4 dresse la liste des déplacements significatifs ;

- la position (X, Y) des prismes dans le plan horizontal, établie par rapport au point de référence SJ24, qui tient compte du déplacement des stations G. P. S. SJ05 et SJ23 (Fig. III.31).

4.2.1.1. Remarques préalables

En termes de position (X,Y), les prismes P1, P3, P5 (Fig. III.31a, Fig. III.31c, Fig. III.31e) présentent des déplacements significatifs très importants vers le NW entre l'été 96 et l'hiver 97, puis un retour en mars 98 vers une position proche de celle de départ. L'intensité de ces déplacements est sans commune mesure avec celle observée sur la distance horizontale (Fig. III.29a, Fig. III.29b, Fig. III.29c). De plus, le prisme P2 (Fig. III.31b) présente un déplacement à peine significatif vers le NE, les déplacements de P4 et P6 (Fig. III.31d et Fig. III.31f) n'étant pas significatifs. Nous pensons que l'amplitude des déplacements observés sur les prismes P1, P3, et P5 entre août 96 et janvier 97 ne traduit pas la réalité. La détermination des positions de ces prismes en janvier 97 doit probablement être entachée d'erreurs dues à un changement de référence des angles horizontaux pour cette campagne, et au manque de données de positionnement G. P. S. à cette époque.

De plus, certaines mesures angulaires de la campagne de juin 97 ont du être éliminées à cause de leur mauvaise qualité.

En conséquence, concernant les positions (X, Y) nous raisonnerons essentiellement sur les déplacements significatifs entre août 96 et mars 98.

4.2.1.2. Amplitude des déplacements (août 96-mars 98)

Le tableau ci-dessous résume l'amplitude des déplacements horizontaux pour les différents prismes.

Tour	Prisme	A (mm)	Déplacement
Grosse (amont)	P6	---	NS
	P5	36	L
Moyenne (intermédiaire)	P3	31	S
	P4	31	L
Fine (aval)	P2	38	S
	P1	77	S

Tab. III.15 – Amplitudes des déplacements horizontaux des prismes par rapport à SJ24 (d'après la Fig. III.31). A : amplitude ; Déplacement : NS : non significatif (les ellipses se recoupent), L : limite (ellipses tangentes ou peu recouvrantes), S : significatif (ellipses disjointes).

Nous observons (Tab. III.15) que les plus forts déplacements ont lieu sur la tour de plus petite taille (tour fine), ce sont également ceux qui sont les plus significatifs (Fig. III.31). Nous observons que les déplacements sont de moins en moins significatifs de P1 à P6 (Fig. III.31).

Le sommet de la plus petite Tour (aval) est animé de déplacements horizontaux supérieurs à 2 cm/an par rapport au point SJ24, la plus grosse (amont) peut être considérée comme stable à l'échelle de temps étudiée par rapport à la même référence.

4.2.1.3. Variations saisonnières

Nous pouvons observer une diminution significative de la distance horizontale (de quelques millimètres à 1 cm) durant les saisons d'été, d'automne et d'hiver. C'est le cas entre août 96 et janvier 97 pour les prismes P1 (Fig. III.29a), P3 (Fig. III.29b), P5 (Fig. III.29c), P2 (Fig. III.29d) et P4 (Fig. III.29e) vus de la station SJ23, et P6 vu de la station SJ05 (Fig. III.29i). C'est également le cas entre juin 97 et mars 98 des prismes P1 (Fig. III.29a), et P4 vu de SJ05 (Fig. III.29h). Tous les graphes présentent une augmentation significative de la distance horizontale au printemps (janvier-juin 97).

En termes de position (X,Y), nous ne quantifierons pas ce déplacement à cause des erreurs propres à la méthode signalées en 4.2.1.1.

4.2.2. Déplacements verticaux des prismes

Compte tenu des incertitudes importantes sur la signification des déplacements verticaux des stations déterminés à partir du G. P. S., nous préférons raisonner sur les variations de la distance verticale prisme-station d'appui (mesurée depuis les stations SJ05, SJ23, et SJ24), Fig. III.30. Cette distance, relative à la station, contient le mouvement de cette dernière. L'annexe 4 récapitule les déplacements significatifs.

Nous observons une diminution significative de la distance verticale entre janvier 97 et juin 97, puis une augmentation entre juin 97 et mars 98 pour les prismes P1 (Fig. III.30a), P3 (Fig. III.30b), et P5 (Fig. III.30c). Cette tendance n'est pas confirmée pour les prismes P2 (Fig. III.30d et Fig. III.30g) et P4 (Fig. III.30e et Fig. III.30h) vus de SJ05 ou SJ23. Sur la période août

96-mars 98, seule la distance verticale P6-SJ05 connaît une augmentation significative (Fig. III.30i), les autres bases ne présentant pas de variations verticales significatives.

Enfin, remarquons que la précision sur la distance verticale est moins bonne que sur la distance horizontale : alors que l'on détecte des variations centimétriques en horizontal, la limite de détection en vertical atteint plusieurs centimètres.

5. INTERPRETATION

5.1. Déplacements sur le versant

5.1.1. Déplacements entre la ferme Saint-Jacques et les tours

Comparons les données fournies sur les stations d'appui par les mesures G. P. S. entre juin 96 (avant le séisme d'Epagny) et mars 98, aux distances horizontales prisme-station du réseau d'appui mesurées entre août 96 et mars 98. Nous avons établi une vision des déplacements horizontaux mesurés par G. P. S., dont la référence est au village d'Allèves (Fig. III.36). Nous pouvons observer que le point du village (SJ21), les Tours Saint-Jacques, et la station SJ05 (ferme Saint-Jacques) sont alignés (Fig. III.23). Concernant les deux plus grosses Tours (TM et GT), l'annexe 4 indique qu'il existe 4 variations significatives de la distance horizontale entre SJ05 et les prismes P4 et P6 (en excluant les variations faisant intervenir la mesure 97/1, qui ne peut pas être comparée au G. P. S. puisque nous ne possédons pas de mesures G. P. S. pour cette époque).

L'une des variations significatives de la distance horizontale concerne la base P6 (GT)-SJ05 entre août 96 et mars 98 (Fig. III.29i) : il s'agit d'un raccourcissement de la base s'effectuant à la vitesse moyenne de 5.8 mm/an. Or, la vitesse de déplacement horizontal du point SJ05 mesurée par G. P. S. entre juin 96 et mars 98 (par rapport au village d'Allèves, Fig. III.36) est orientée dans le même sens et sa valeur moyenne est de : 5.7 mm/an.

Une deuxième variation significative de la distance horizontale concerne la base P4 (TM)-SJ05 entre juin 97 et mars 98 (Fig. III.29h) : c'est un raccourcissement de vitesse moyenne 6.8 mm/an. Cette valeur est comparable à celle de la vitesse de déplacement horizontal de SJ05 obtenue par G. P. S. sur la même période (Fig. III.36) : 6.7 mm/an, l'azimut de cette vitesse n'étant toutefois pas strictement identique à celui de la base.

Enfin, la distance horizontale de la base P6 (GT)-SJ05 diminue significativement entre août 96 et juin 97 (Fig. III.29i) à la vitesse moyenne de 9.1 mm/an. Cette valeur peut être rapprochée de la vitesse de déplacement horizontal de SJ05 obtenue par G. P. S. entre juin 96 et juin 97 (Fig. III.36) : 5.7 mm/an. L'azimut de cette vitesse n'est cependant pas non plus strictement identique à celui de la base P6-SJ05.

L'essentiel des déplacements présents entre le village d'Allèves et la ferme Saint-Jacques est donc réalisé dans une zone s'étendant latéralement entre la ferme et les tours.

Des comparaisons similaires ne peuvent cependant être faites en ce qui concerne la base P2 (TF)-SJ05 (Fig. III.29g et Fig. III.36). Ceci peut être dû au fait que TF possède des déplacements propres qui diffèrent de ceux de TM et GT. Ceci peut être également dû à une influence plus importante du séisme d'Epagny sur TF par rapport à TM et GT.

5.1.2. Conclusion

Nous pouvons dégager de ce qui précède la conclusion suivante : les Tours Saint-Jacques pourraient appartenir avec le village d'Allèves à un large panneau glissé relativement rigide, qui formerait toute la partie S du glissement. Dans ce panneau, à l'W des tours, le versant serait plus désorganisé, laissant apparaître des déplacements internes plus importants.

5.2. Mouvements des Tours Saint-Jacques

Comme dans l'analyse des déplacements obtenus sur le versant (cf. 4), nous nous appuyerons sur les mouvements déterminés entre août 96 et mars 98, qui sont les seuls à être vraiment significatifs.

5.2.1.1. La Tour aval (TF)

Les observations de terrain montrent une relative homogénéité de TF. En particulier, cette tour est beaucoup plus compacte que les deux autres, et semble moins fracturée. L'orientation de la stratification (N105° 20°SW) est la même sur ses quatre faces. La forme en colonne de TF (grande hauteur et faible surface au sol) renforce cette impression. Une famille de plans de fractures orientés N60° à pendage 80° NNW (Fig. III.38 et Fig. III.39) est très visible sur cette face de la tour ainsi que sur la face SW de TM très proche (5 à 10 m d'écart entre le pied des deux tours). Le découpage que ces plans produisent semble permettre d'emboîter parfaitement les deux tours (Fig. III.39). Signalons également que les faces de ces tours ne sont pas planes sur toute leur hauteur et que leurs formes gauches sont complémentaires. Aucune trace de faille n'a été trouvée sur l'une ou l'autre des tours. Nous pensons donc que TF est un bloc qui s'est détaché de TM suivant une direction SE, la trace de cette fragmentation étant donnée par les plans orientés N60°.

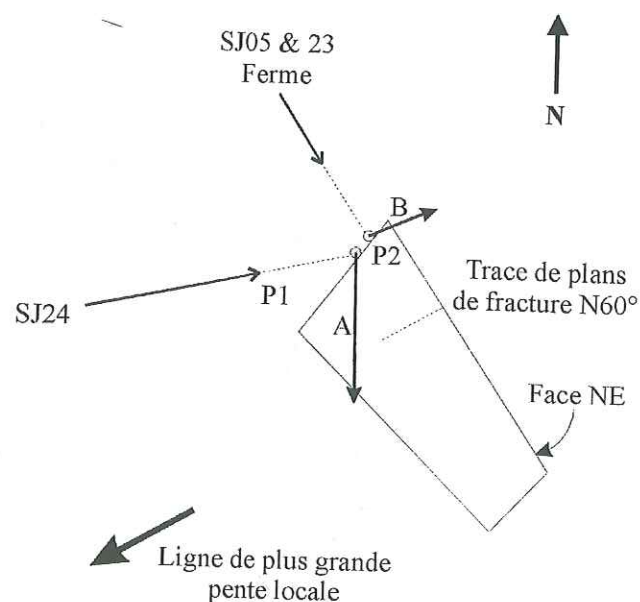


Fig. III.38 – Déplacements horizontaux par rapport à SJ24 des prismes implantés sur TF, issus de la comparaison entre 1996 et 1998 (Fig. III.31). (A) : déplacement horizontal de P1 par rapport à SJ24 ; (B) : déplacement horizontal de P2 par rapport à SJ24.

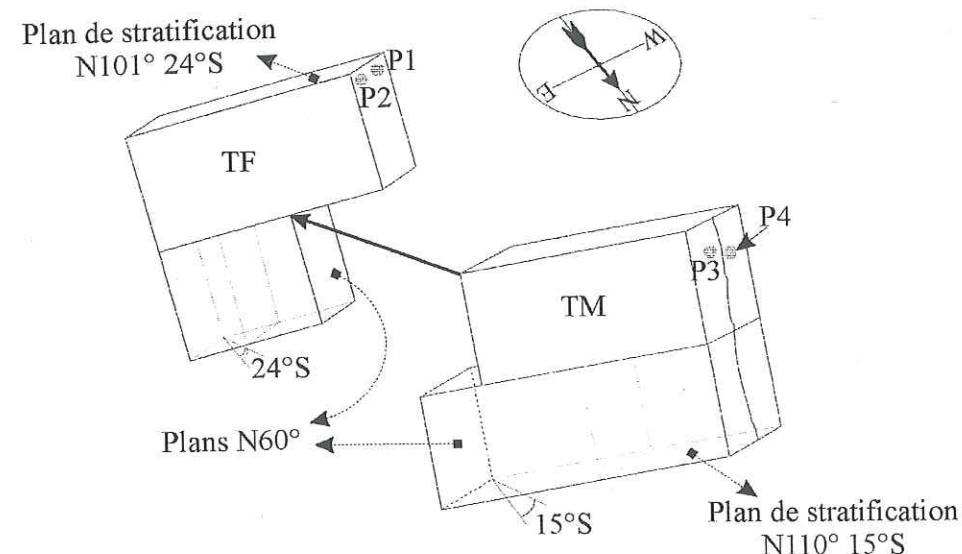


Fig. III.39 – Orientation relative des faces en regard de TF et TM. La flèche épaisse suggère l'emboîtement des faces des deux tours.

La différence dans l'orientation de la stratification des faces de TF et TM en vis-à-vis (Fig. III.39) permet d'envisager un basculement de 9° vers le S de TF par rapport à TM autour d'un axe horizontal orienté N105° environ. Nous pensons donc qu'après son individualisation, TF a pu connaître une évolution distincte de TM, sa forme étroite et élancée lui faisant subir un basculement associé à son déplacement de glissement.

Les directions de déplacement horizontal des prismes P1 et P2 implantés sur TF sont très différentes (Fig. III.38) : le prisme P1 présente un déplacement vers le S, le prisme P2 un déplacement vers le NE. Ceci suggère que malgré son apparente homogénéité, TF doit subir actuellement des déformations internes importantes. Ces directions de déplacement très différentes peuvent être expliquées par exemple par l'ouverture actuelle d'une ou plusieurs fractures parallèles aux faces NE et SW et passant entre les prismes P1 et P2. Cependant, aucune observation directe ne nous a permis de confirmer cette hypothèse.

5.2.1.2. La Tour du milieu (TM)

Cet édifice, beaucoup plus volumineux que la tour précédente, est très fracturé, sa hauteur est celle de TF, mais la surface de sa base est beaucoup plus importante. Les prismes P3 et P4 sont situés de part et d'autre d'une fracture verticale orientée N120° 85°NE (Fig. III.40), traversant la tour sur toute la hauteur de sa face NW. Au niveau des prismes, cette fracture est ouverte d'environ 30 à 40 cm. La face opposée est également traversée par une fracture verticale orientée N135° 87°NE (Fig. III.40), néanmoins d'ouverture plus faible. Il est possible qu'il s'agisse de la même fracture.

Le déplacement horizontal de P3 par rapport à SJ24 (Fig. III.31c) est significatif et plausible compte tenu de l'orientation de la face NW de TM (N45° verticale) par rapport à la pente topographique locale (Fig. III.40). Le déplacement de P4 par rapport à SJ24 (Fig. III.31d) est significatif (limite) mais peu plausible compte tenu de la pente du versant (Fig. III.40). Le déplacement de P3 peut traduire une déstabilisation gravitaire de la face NW de TM. Il peut être généré par une famille de fractures visibles sur la face NE et orientées N30°, ce qui est proche de l'orientation de la face NW (Fig. III.40). Dans ce cas, il ne serait pas dû à l'activité de la grande fracture verticale. Remarquons l'évolution de l'orientation de la stratification entre les

compartiments N et S de TM : N155° 10°SW au N, N130°10°SW à proximité de la fracture de la face SE, N100° 20°S au S. Ceci peut traduire une désolidarisation associée à un léger basculement du compartiment S par rapport au compartiment N, hypothèse raisonnable dans le cas d'une déstabilisation gravitaire.

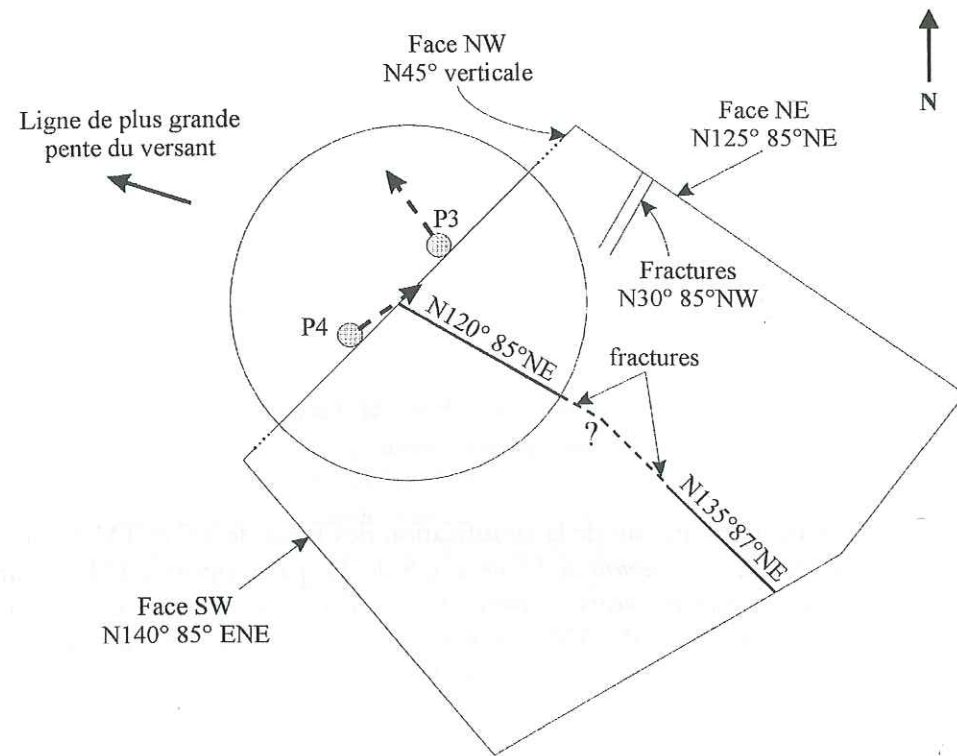


Fig. III.40 – La tour moyenne et les déplacements horizontaux de P3 et de P4 (flèches interrompues épaisses : déplacements horizontaux par rapport à SJ24, issus de la Fig. III.31).

5.2.1.3. La Tour amont (GT)

Le déplacement horizontal de P6 par rapport à SJ24 n'est pas significatif (Fig. III.31e), et P5 se déplace vers le NW (N143°, signification limite, Fig. III.31f) entre août 96 et mars 98 par rapport à la même référence. Ce déplacement s'effectue parallèlement à la face NE de la tour qui est orientée N145° 85°E (mesures effectuées au pied de la tour) (Fig. III.41). Nous n'avons pas trouvé au pied de la tour de direction de fracture proche de la perpendiculaire au déplacement (c'est-à-dire environ N53°) qui puisse expliquer une déstabilisation gravitaire par ouverture de fracture au niveau du prisme. Nous pouvons donc considérer que c'est SJ24 qui se déplace vers le SE par rapport à P5. Dans cette optique, P6 se déplace vers le SE (N143°, Fig. III.41). De nombreuses fractures ouvertes orientées N140° à N150° de pendage 70°E à vertical sont présentes le long de toute la face NE de la tour (Fig. III.41). Nous pouvons donc faire l'hypothèse que GT est divisée en deux compartiments au moins (sûrement beaucoup plus vu la taille de la tour), limités par des fractures N140° à N150°E. Nous estimons donc que le compartiment N glisse le long de ces fractures vers le SE contre le compartiment S. Ceci peut suggérer la présence d'un décrochement dextre orienté N140°. Les accidents connus dans la région sont orientés N100°E (Kerckhove & Antoine, 1964 et cf. 1.1.2.2).

Nous pouvons encore observer la même évolution que pour TM (cf. 5.2.1.2) dans l'orientation de la stratification entre le N et le S de GT : de N150° à 170°, pendage 15°W au N, la stratification s'oriente N125° à N130°, 15°SW au S. Cette différence est bien la trace d'une déformation interne de GT.

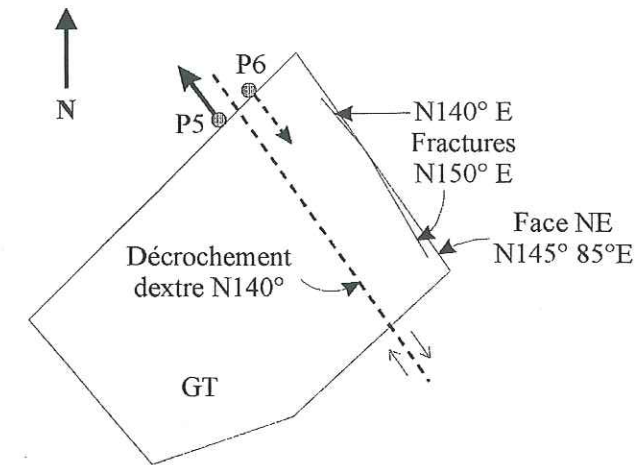


Fig. III.41 – La tour amont et les déplacements horizontaux de P5 et de P6 (flèche épaisse : déplacement de P5 par rapport à SJ24 issu de la Fig. III.31 ; flèche en trait interrompu : déplacement de P6 par rapport à P5 suggérant un décrochement dextre).

5.3. Conclusion

5.3.1. Le versant d'Allèves : un large glissement de terrain d'origine structurale

Nous avons mis en évidence grâce au G. P. S. le déplacement vers le SSE des terrains meubles du versant par rapport au village d'Allèves. Or, cette direction ne correspond pas à la pente topographique du versant, qui est orientée globalement vers le SW sauf à l'amont du village d'Allèves où elle est effectivement orientée au S (Fig. III.7). Nous pouvons donc postuler l'existence d'une (ou plusieurs) surface de glissement, dont la pente n'est pas uniformément orientée parallèlement à la pente topographique.

Nous observons que la falaise valanginienne de la rive gauche du Chéran possède une altitude au moins 180 m inférieure à celle de la rive droite (Fig. III.7). En supposant que l'axe de l'anticlinal du Semnoz garde la même direction lors de la traversée de la cluse du Chéran (N10°, cf. 1.2), une liaison des deux rives sans accident tectonique suppose donc un plongement axial du pli vers le S. De plus, des mesures de l'orientation de la stratification au pied de la falaise valanginienne d'Allèves indiquent une évolution du N au S : de N130°-145° 10°SW au N, à N85°-90° 10°S au S. Cette dernière mesure est proche de l'orientation de la stratification des Tours Saint-Jacques (N100°, Tab. III.2).

Nous émettons l'hypothèse que le glissement s'effectue sur une *surface structurale*, que nous supposons unique. L'orientation de cette surface doit varier entre le N et le S du versant pour rendre compte de la variation de l'orientation de la stratification. L'orientation de la surface doit également pouvoir expliquer les déplacements observés. La surface la plus probable nous semble être celle des marnes du Berriasien, située immédiatement sous les calcaires valanginiens. *La surface de glissement pourrait être alors l'interface marne-calcaire.*

Au pied de la falaise valanginienne d'Allèves, nous pouvons voir que celle-ci est découpée en de très nombreuses lames d'une épaisseur de quelques mètres parallèles à l'escarpement. Le détachement de ces lames se fait perpendiculairement à l'escarpement principal (c'est-à-dire vers le SW, Fig. III.42). La masse émergeant de la forêt au point coté 1097 m (petite tour d'environ 20 m de large, 30 m de haut, et une centaine de mètres de long du N au S, Fig. III.42) semble posséder un déplacement vers le SW (elle est séparée de la falaise principale d'environ 50 m, Fig. III.42).

Ses faces et ses principales fractures sont parallèles à l'escarpement principal. Plus bas dans le versant, l'escarpement portant le point SJ18 est suivi vers l'amont d'une traînée de matériaux éboulés (Fig. III.42). Cette traînée est clairement orientée du N vers le S, et assure une parfaite continuité entre la tour du point côté 1097 m et l'escarpement portant le point SJ18. Cela semble suggérer qu'entre ces deux escarpements intervient une légère *inflexion de la surface structurale*. En tenant compte du déplacement des points obtenu par G. P. S. (Fig. III.36), du relief présent autour des Tours Saint-Jacques (qui fait supposer qu'elles proviennent du NE, Fig. III.42), de leur découpage et de leur déplacement actuel, de l'orientation de leur stratification, l'axe de l'inflexion ne peut être horizontal, mais plonge vers l'W. Nous proposons pour cette inflexion un axe dont la trace dans le plan horizontal possède une direction N110° (Fig. III.42 et Fig. III.43).

Une telle inflexion oblique à l'axe du pli peut expliquer un changement de direction de déplacement des masses éboulées : leur départ de l'escarpement principal à l'amont du versant se fait vers le SW. Après avoir traversé l'inflexion, le déplacement s'effectue entre le SSW et le SSE.

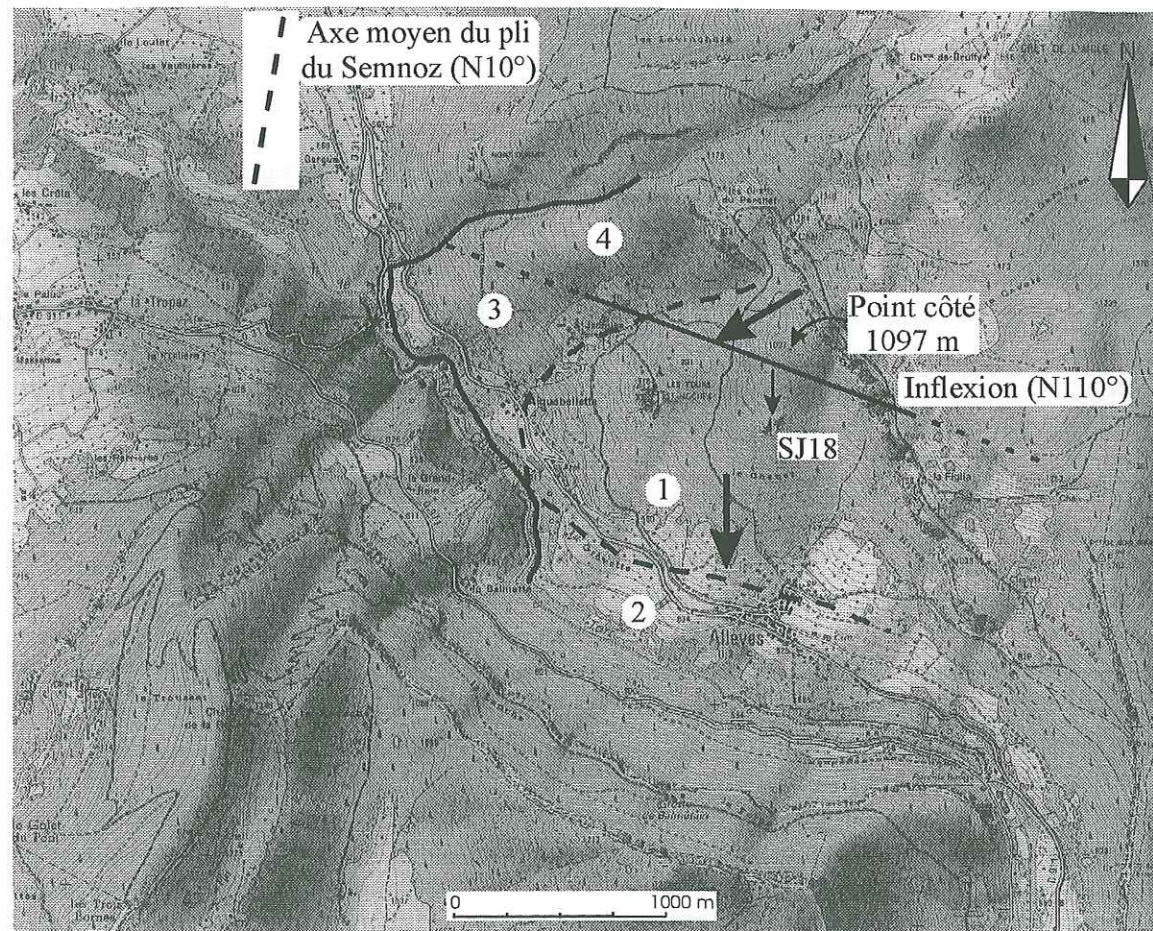


Fig. III.42 – Le versant d'Allèves du point de vue des masses déplacées. ① : panneau central ; ② : pied du versant ; ③ : zone présentant des mouvements différentiels avec le panneau ① ; ④ : zone plus désorganisée. Les flèches représentent les directions des mouvements horizontaux.

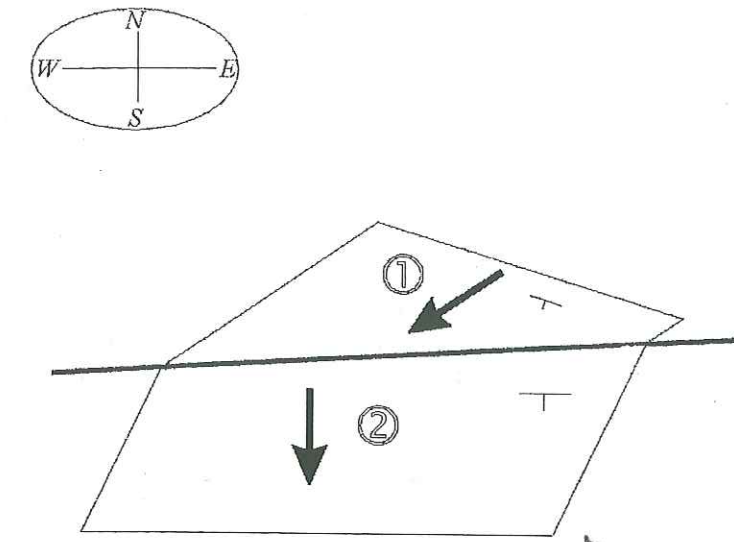


Fig. III.43 – Schéma de l'inflexion structurale et conséquence sur les directions de mouvement des masses déplacées. Les plans représentent l'orientation de la stratification ; ① : déplacement vers le SW ; ② : déplacement vers le S. Le trait épais représente l'inflexion de la surface structurale, plongeant vers l'W.

5.3.2. Masses déplacées sur le versant

En prenant en compte le déplacement des points du réseau G. P. S., des Tours Saint-Jacques, les variations latérales observées sur le versant, et le relief de ce dernier, nous proposons une carte des masses déplacées du versant (Fig. III.42). La zone de glissement peut être divisée en quatre parties : au centre (zone ① sur la Fig. III.42) se trouve un large panneau relativement rigide, animé d'une translation vers le S. Ce panneau est en mouvement par rapport au pied du versant (zone ② sur la Fig. III.42), qui inclut le village d'Allèves. La limite W de la zone ② correspond à la déviation vers le N du cours du Chéran. Des déplacements différentiels ont été observés entre le panneau central (①) et le N du versant (zones ③ et ④ sur la Fig. III.42). La partie N se compose de deux zones : le bas du versant (zone ③ sur la Fig. III.42) présente des directions de déplacement horizontal déterminées par G. P. S. vers le SSW ou le SSE. Au N de l'inflexion (zone ④ sur la Fig. III.42) se situe une zone plus perturbée où les mouvements semblent se faire conformément à la topographie du versant.

5.3.3. Le cours du Chéran

Alors que sa pente est régulière au S, le Chéran s'enfonce brutalement vers le N jusqu'au Pont de l'Abîme (Fig. III.44).

Plusieurs hypothèses peuvent être proposées pour expliquer cet enfoncement rapide.

- Le contraste lithologique entre des matériaux tendres et facilement érodables et des matériaux plus compétents peut expliquer un tel changement de profil. Des calcaires sont présents vers le Pont de l'Abîme (Valanginien et Urgonien), et des marnes bérriasiennes dans la partie située sous le panneau S et dans le coude de la rivière. Cependant, l'enfoncement du Chéran débute au milieu des marnes, et aucun changement n'intervient sur le profil lors du passage dans les calcaires. Ce n'est donc pas le contraste lithologique qui est responsable de l'enfoncement.

- Une origine tectonique est possible. L'enfoncement de la rivière peut être un marqueur de la surrection du massif. La zone est en effet très proche du front de chevauchement subalpin. Cette hypothèse est renforcée par la comparaison de nivellements, en fixant l'origine au point N01 (Fig. III.23 et Fig. III.32). La référence étant arbitraire, on peut alors voir l'ensemble du profil en surrection, avec une augmentation de celle-ci dans la partie N, qui correspond à l'enfoncement du Chéran (Fig. III.44). Cette hypothèse ne peut être exclue.

- Nous pouvons aussi attribuer l'enfoncement de la rivière au glissement d'Allèves. La zone d'enfoncement est en effet située sous la partie N et perturbée du glissement (Fig. III.42 et Fig. III.44). Le panneau S, par son glissement vers le S, empêcherait la rivière de s'enfoncer par apport de matériel.

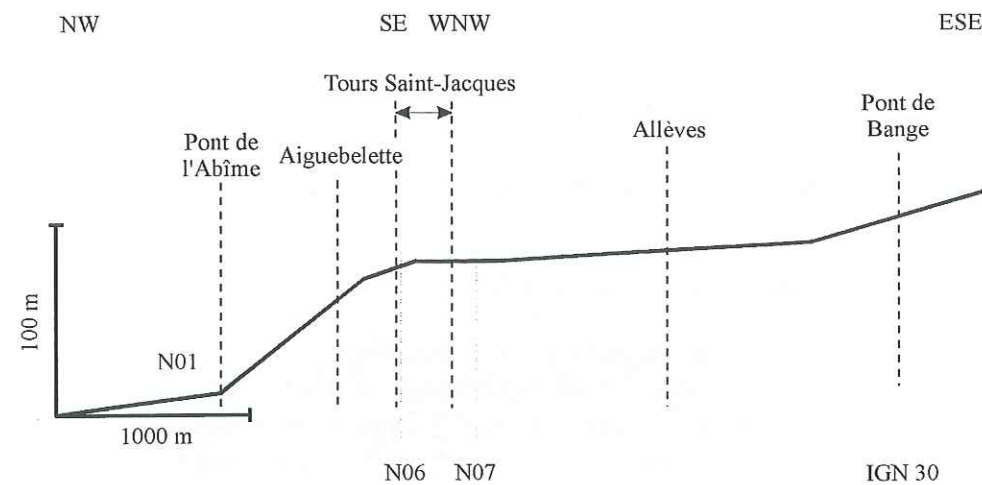


Fig. III.44 – Profil topographique du Chéran entre Semnoz et Montagne de Bange (localisation sur la Fig. III.13) ; N01, N06, N07, IGN30 : repères de nivellement (Fig. III.23).

5.3.4. Age et origine du glissement

Compte tenu de la taille des Tours Saint-Jacques, et de la fraîcheur actuelle de leurs faces, il est très improbable que ces blocs rocheux aient été présents dans le versant au cours de la dernière glaciation. Nous pouvons donc supposer que le glissement est *post-würmien*.

Une reconstitution des épaisseurs de glace au maximum würmien (Campy *et al.*, 1990) indique que la partie supérieure de la falaise valanginienne devait se situer non loin de la surface du glacier (Fig. III.45). Elle aurait alors été soit déglacée soit englacée suivant les fluctuations du glacier du Chéran. Quand elle était déglacée, elle était soumise aux précipitations, aux écoulements d'eau en surface et à l'intérieur des diaclases. Englacée, elle subissait l'abrasion des glaces. Cette situation particulière a pu être un puissant moteur d'érosion. Une fois libre des glaces, l'escarpement était fragilisé et sa fragmentation a pu s'accélérer. La dissymétrie entre les deux rives du Chéran est très forte : la rive gauche est, au moins en apparence, beaucoup plus stable et les falaises ne subissent la fragmentation que sous la forme de chutes de blocs. Lors de la dernière glaciation, la situation des escarpements des deux rives par rapport aux glaces était différente : les escarpements de la rive gauche, plus bas d'environ 180 m, étaient entièrement recouverts par les glaces, comme en témoignent les dépôts laissés sur le plateau de Bange (Gw sur la Fig. III.8). Nous pensons donc que l'origine glaciaire de la mise en marche du glissement est due à la situation particulière de l'escarpement Valanginien de la rive droite du Chéran. Cette situation proche de la surface des glaces a permis à une érosion très intense de se manifester.

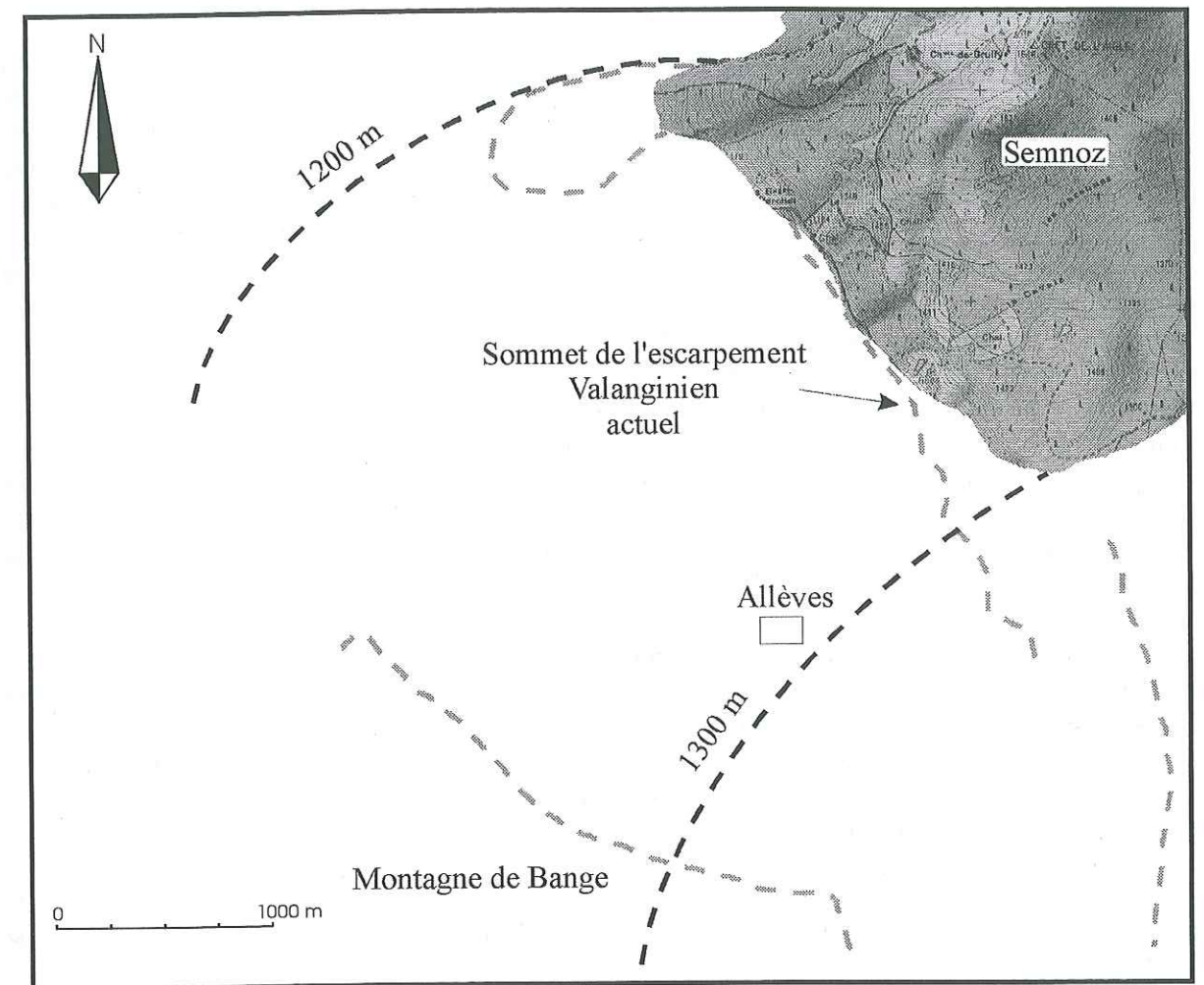


Fig. III.45 – Reconstitution schématique de la cluse du Chéran au maximum würmien (épaisseurs de glace d'après Campy *et al.*, 1990). Les traits interrompus représentent les escarpements actuels.

CONCLUSION DU CHAPITRE III

Des mesures géodésiques de précision, et en particulier l'utilisation du G. P. S., ont permis de mettre en évidence et de quantifier des déplacements significatifs sur un versant qui n'était pas connu pour sa grande instabilité. Des problèmes liés aux méthodes employées ont toutefois été rencontrés. En ce qui concerne les mesures de distances et d'angles, la qualité des mesures n'a pas permis une compensation globale des données, qui aurait conduit à une meilleure précision. De plus, le terrain étudié n'est pas le plus propice à la bonne réception des signaux G. P. S. à cause des masques inévitables induits par les reliefs et le couvert végétal. Les vitesses de déplacement verticales estimées par G. P. S. sont probablement surestimées.

À l'échelle du versant, nous avons pu observer un raccourcissement horizontal de l'ordre du cm/an orienté au SSE par rapport au pied du versant (SJ21). Une zone de plus grande déformation semble exister entre la ferme Saint-Jacques et les tours. Cette hétérogénéité de la déformation nous a permis d'isoler un panneau qui serait relativement rigide au centre du versant, limité par le thalweg passant à l'E de la ferme (Fig. III.42). La déformation du versant se révèle également hétérogène dans le temps. Malgré le faible intervalle de temps couvert par les mesures

(21 mois), une accélération significative des déplacements a pu être observée sur la période 1997-1998 par rapport à la période précédente. Cette accélération ne peut être expliquée directement par un événement ponctuel tel un séisme (à moins d'admettre l'existence d'un phénomène avec retard), le seul événement important enregistré durant la période de mesure ayant eu lieu en 1996. De plus, l'influence du séisme d'Epagny n'a pu être clairement mise en évidence. Ceci peut être dû au faible nombre de points de mesure permettant une comparaison avant et après le séisme.

Nous avons pu déceler une activité actuelle des Tours Saint-Jacques grâce à la combinaison G. P. S. - distancemétrie. L'intense fracturation des tours suggère qu'elles sont soumises à une fragmentation. En particulier, la tour amont (GT) pourrait être divisée en deux compartiments séparés par des fractures verticales d'azimut N140°. Un décrochement dextre peut rendre compte des déplacements relatifs observés. Les prismes implantés sur la tour du milieu (TM) sont séparés par une fracture verticale ouverte. Le déplacement du prisme P3 est compatible avec une déstabilisation gravitaire. Les prismes de la tour aval (TF) présentent des déplacements horizontaux qui peuvent traduire l'ouverture actuelle d'une fracture. De plus, cette tour présente un basculement de 7° vers le S autour d'un axe horizontal d'azimut N100° par rapport aux deux autres blocs rocheux.

Une inflexion de la surface structurale dont la trace dans le plan horizontal aurait un azimut N110° peut expliquer les déplacements observés et la topographie du versant. Les Tours Saint-Jacques seraient alors le résidu d'une masse plus importante détachée de l'escarpement Valanginien formant le sommet du versant. La masse, au cours de son glissement structural, se serait fragmentée en plusieurs tours, elles-mêmes soumises aux chutes de blocs et se désagrégeant peu à peu pour évoluer jusqu'au relief actuel.

Les mesures géodésiques que nous avons réalisées donnent un aperçu discontinu dans le temps de l'évolution d'un escarpement. Nous allons maintenant examiner en continu cette évolution dans le quatrième chapitre grâce à l'inclinométrie sur le site de Passy.

CHAPITRE IV

Le site instable de Passy

INTRODUCTION

Le rebord méridional du massif de Platé est constitué de hauts escarpements calcaires dominant un versant raide et la vallée de l'Arve de plus de 2000 m. S'étendant sur près de 10 km, ce versant est le siège de nombreuses instabilités qui se manifestent sous la forme de glissements de terrain, d'éboulements, ou de coulées boueuses. Nous nous sommes intéressés au site du Nant des Pénys, petite falaise urgonienne isolée dans le versant à 1500 m d'altitude. A cause de la proximité d'une zone urbaine, ce site fait depuis une vingtaine d'années l'objet d'une surveillance particulière par le service de Restauration des Terrains en Montagne de Haute-Savoie. Il comporte aujourd'hui une instrumentation variée, composée essentiellement de réseaux de repères permettant une surveillance géodésique, et de stations de mesures inclinométriques en continu. Parmi ces derniers instruments, nous avons étudié en détail les signaux des deux stations de mesures installées directement contre la paroi calcaire.

Ce chapitre se compose de ^{cinq} quatre parties. La première partie est consacrée au cadre géologique de l'étude, et insiste sur les instabilités connues sur le versant. Une deuxième partie présente les données utilisées pour cette étude. La troisième partie présente en détail la démarche suivie lors du traitement des signaux (les fondements théoriques de cette démarche ont été présentés au chapitre II), et les principaux résultats obtenus. * Enfin, la ^{cinquième} quatrième partie, interprétative, fait le lien entre les résultats de l'inclinométrie et les données géodésiques, disponibles sur le site. * la quatrième partie présente des données topométriques complémentaires.

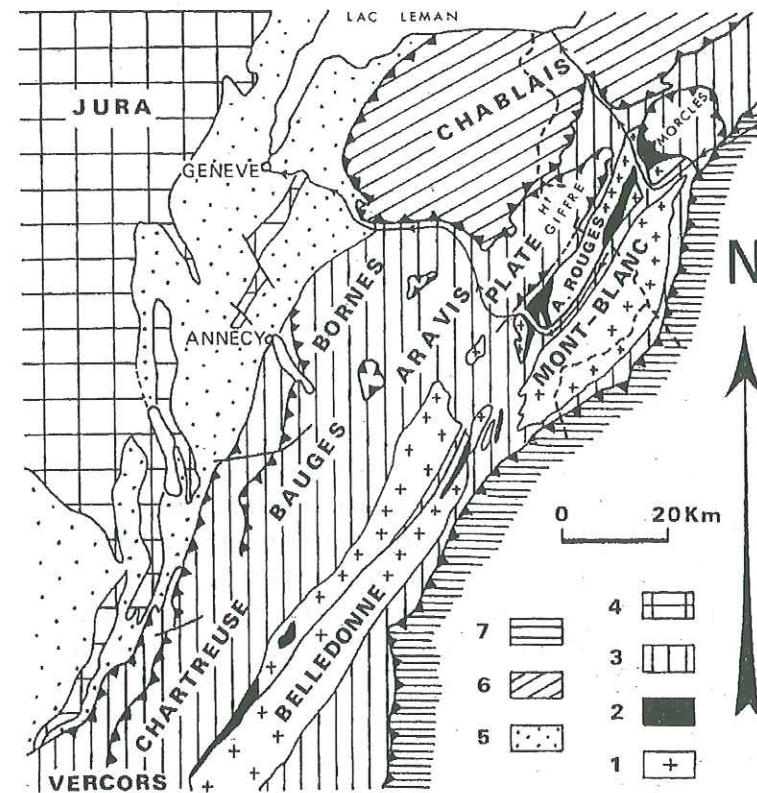
1. CADRE GEOLOGIQUE

1.1. Le massif de Platé

1.1.1. Contexte du massif dans les Alpes

Le massif de Platé constitue une entité bien délimitée des Alpes occidentales françaises. Situé immédiatement à l'W du massif des Aiguilles Rouges (Fig. IV.1), il se présente sous l'aspect d'un vaste plateau calcaire, situé à une altitude moyenne d'environ 2200 m. Contrastant avec cette topographie, son rebord S est formé d'escarpements calcaires de plusieurs centaines de m de hauteur qui dominent un versant très raide et la vallée de l'Arve de 2000 m.

Le massif est formé par la couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque des massifs cristallins. Il repose en contact anormal sur le massif cristallin des Aiguilles Rouges à l'E (Fig. IV.1), et la cluse de l'Arve au S le sépare du massif subalpin des Bornes-Aravis. Le massif disparaît au NW sous le chevauchement des unités préalpines du Chablais, et est limité au N par la vallée du Giffre, qui le sépare des unités assurant la transition avec la nappe de Morcles.



1: Massifs cristallins externes ; 2: Permo-Houiller ;
3: Faciès dauphinois et helvétiques ; 4: Faciès jurassiens ; 5: Molasse ; 6: Préalpes ; 7: Zones internes.

Fig. IV.1 – Situation du massif de Platé dans les Alpes occidentales (Pairis & Pairis, 1978).

1.1.2. Eléments stratigraphiques

Le massif de Platé est constitué par les terrains sédimentaires de la couverture des massifs cristallins plus internes. La sédimentation est épaisse (supérieure à 2000 m), et pratiquement continue depuis le Trias jusqu'au Crétacé supérieur inclus (Pairis, 1975 ; Fig. IV.2). Le Nummulitique constitue le terme ultime de la série, et forme la plupart des sommets du massif. Il est transgressif sur les formations mésozoïques érodées, et supporte par endroits directement le matériel allochtone des nappes préalpines internes (Feugueur, 1949 ; Pairis, 1975 ; Pairis & Pairis, 1975 ; Fig. IV.2).

Les variations dans les conditions de sédimentation ont conduit à la formation de roches aux contrastes de compétence importants. L'alternance entre niveaux calcaires et marneux est particulièrement exprimée sur le versant S, et se traduit classiquement dans la topographie par l'alternance d'escarpements calcaires (essentiellement les faciès Tithonique et Urgonien, et les calcaires Nummulitiques) et de talus marneux (Fig. IV.2).

Du point de vue des formations superficielles, peu d'appareils morainiques sont présents à travers le massif. Ils sont généralement de petite taille et les blocs déposés par les glaciers n'appartiennent pas au socle cristallin mais aux terrains du massif de Platé lui-même. Les dépôts glaciaires sont donc vraisemblablement dus à des glaciers locaux (Pairis, 1975). Seuls les dépôts du versant S (Arve) contiennent des matériaux provenant du socle cristallin du Mont-Blanc. Ceci suggère que ce versant S a été soumis à l'érosion glaciaire la plus importante.

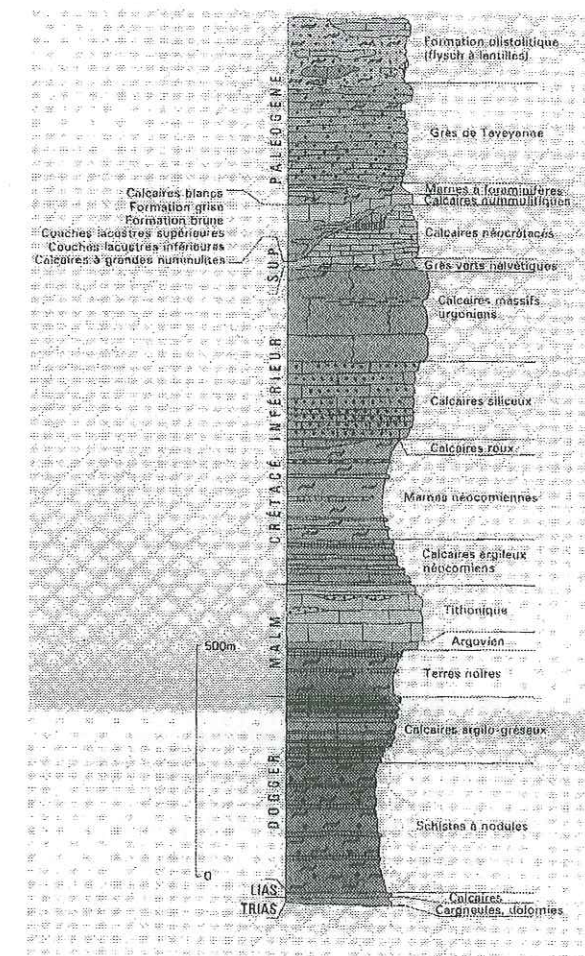


Fig. IV.2 – Log stratigraphique typique du massif de Platé (Pairis et al., 1992).

1.1.3. Eléments tectoniques

Trois étapes principales de déformation cénozoïques compressives ont été reconnues et expliquent l'acquisition de la structure actuelle du massif (Fig. IV.5).

- *Première étape de déformation : Paléocène.* Sous l'effet d'une compression horizontale orientée N20°E, des plis N110°E peu marqués se forment (Fig. IV.3), tels l'anticlinal de la Combe des Foges à l'E du massif (Fig. IV.5). De grands décrochements N170°E dextres, tels la faille de la Pointe de Platé dans le S du massif (P sur la Fig. IV.5), et N50°E senestres comme par exemple la faille de Magland (F4 sur la Fig. IV.5) apparaissent également (Fig. IV.3). Des indices montrent que certaines fractures N50° devaient être préexistantes, comme par exemple la faille de Vange (Fig. IV.5), et ont dû se créer préalablement au cours du Crétacé inférieur (Pairis, 1975 ; Pairis & Pairis, 1978).

- *Deuxième étape : la déformation synschisteuse Oligocène.* Elle est responsable de l'apparition d'une schistosité de flux marquée (Breton, 1972). Un serrage subméridien provoque la déviation locale de la contrainte maximale contre les plans de fractures N50° existants. Des plis d'écrasement N50° - 60°E apparaissent alors sous forme de failles-plis (Pairis & Pairis, 1974a), traversant souvent tout le massif. La faille du torrent de Saint Martin-sur-Arve (Fig. IV.5) est un exemple d'une telle structure. Très peu de nouvelles fractures se forment au cours de cette phase

(Pairis & Pairis, 1978). C'est à cette époque que se fait le charriage du massif (Pairis, 1975 ; Doudoux *et al.*, 1982).

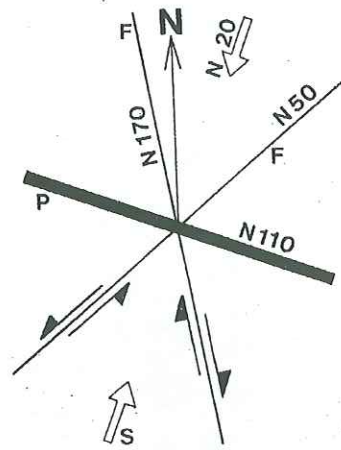


Fig. IV.3 – Première étape de déformation dans le massif de Platé. (P) : plis N110°E ; (F) : décrochements N170°E dextre et N50°E senestres conjugués ; (S) : direction de serrage N20°E (Pairis & Pairis, 1978).

- Troisième étape de déformation : Ponto-Pliocène. Elle provoque l'apparition de plis à grand rayon de courbure d'axe N20°E en moyenne, tels l'anticlinal des Grandes Platières à l'E de la Combe des Foges (GP sur la Fig. IV.5), et d'une schistosité de fracture (Breton, 1972). Un serrage N110°E crée des décrochements N80°E dextres, comme par exemple la faille des Chalets de Platé (F5 sur la Fig. IV.5), et N145°E senestres conjugués (Fig. IV.4), tels ceux traversant l'anticlinal de l'Arbaron sur la Fig. IV.5. Cette phase reprend également les structures précédemment acquises en les déformant (Pairis & Pairis, 1978).

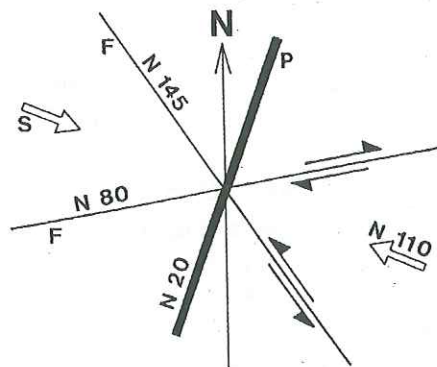


Fig. IV.4 – Troisième étape de déformation dans le massif de Platé. (P) : plis N20°E ; (F) : décrochements N80°E dextres et N145°E senestres conjugués ; (S) : direction de serrage N110°E (Pairis & Pairis, 1978).

- 1: Alluvions quaternaires ;
- 2: Eroulement du Dero-choir ;
- 3: Miid-flysch ;
- 4: Tertiaire (a: Calcaires et Schistes ; b: Gres de Taveyannaz) ;
- 5: Mésozoïque de Platé (a: Dogger ; b: Tittonique ; c: Limite inférieure de l'urgonien) ;
- 6: Mésozoïque post-triasique des Aiguilles Rouges ;
- Crétacé supérieur de Pomme-naz ;
- 7: Irias ;
- 8: Permian ;
- 9: Socle cristallin ;
- 10: Faille ;
- 11: Chevauchement ;
- 12: Axe anticlinal avec plongement ;
- 13: Axe synclinal avec plongement ;
- 14: Axe synclinal propre aux Gres et au Miid-flysch ;
- 15: Charnière anticlinale, avec axe ;
- 16: Charnière synclinale, avec axe ;
- F1: Faille de l'Arbaron ;
- F2: Faille de Balme ;
- F3: Faille N80°E de Magland ;
- F4: Faille N50°E de Magland ;
- F5: décrochement des chalets de Platé ;
- F6: Faille de Barmerousse ;
- C: Chalets de Platé ;
- GP: Anticlinal des Grandes Platières ;
- P: Pointe de Platé.

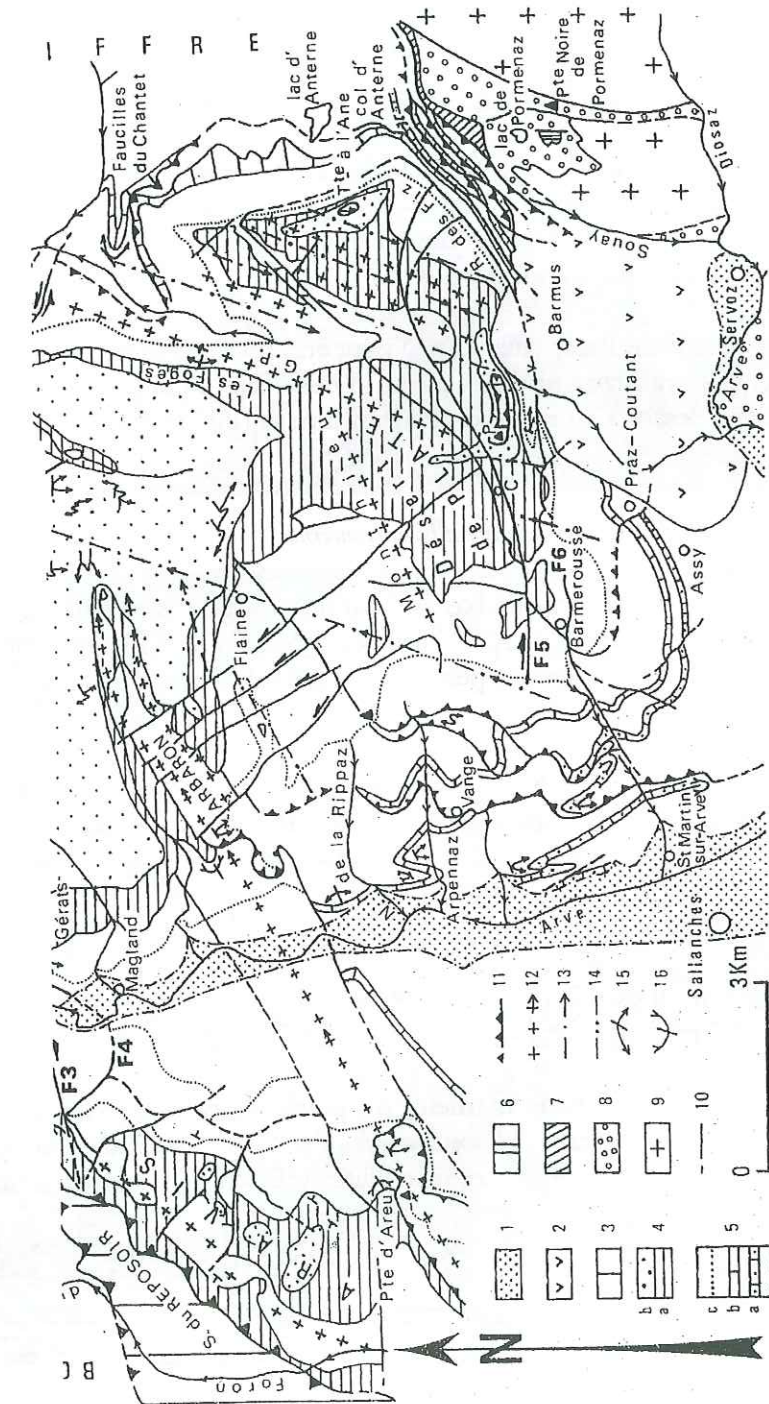


Fig. IV.5 – Carte structurale de la partie méridionale du massif de Platé (Pairis & Pairis, 1978).

1.1.4. Caractéristiques hydrogéologiques

Les grandes directions de fractures N50°, N145° et N80° sont parfaitement visibles sur le terrain et les photographies aériennes. Elles sont soulignées par le développement très important des lapiaz, qui permettent l'infiltration de la quasi-totalité des précipitations (environ 1800 mm/an). Il n'existe aucune source importante à l'intérieur du massif, et les lacs peu nombreux se trouvent en périphérie dans les formations cénozoïques imperméables. Les réseaux karstiques sont extrêmement développés. Par contre, de nombreuses sources existent dans le versant S du massif, où elles apparaissent généralement dans le talus néocomien. Ces eaux infiltrées dans le plateau sommital et issues des systèmes karstiques contribuent à déstabiliser fortement les terrains du versant.

1.1.5. Le versant S du massif au-dessus de la vallée de l'Arve

Les escarpements sommitaux qui forment le rebord S du massif de Platé au-dessus de Passy (Fig. IV.6a) constituent la terminaison S d'un vaste synclinal perché à plus de 2000 m d'altitude, dont l'axe orienté SSW – NNE plonge vers le N (Fig. IV.5 et Fig. IV.6b). Le pendage des couches du versant S est ainsi à contre-pente.

Le versant au-dessus de Passy (Fig. IV.6a) peut être divisé en deux parties. La partie haute allant des escarpements sommitaux jusqu'à Plateau d'Assy (Fig. IV.6a) est la plus raide, la pente moyenne est de 28°. En-dessous du replat de Plateau d'Assy (Fig. IV.6a), la pente est plus douce (16°).

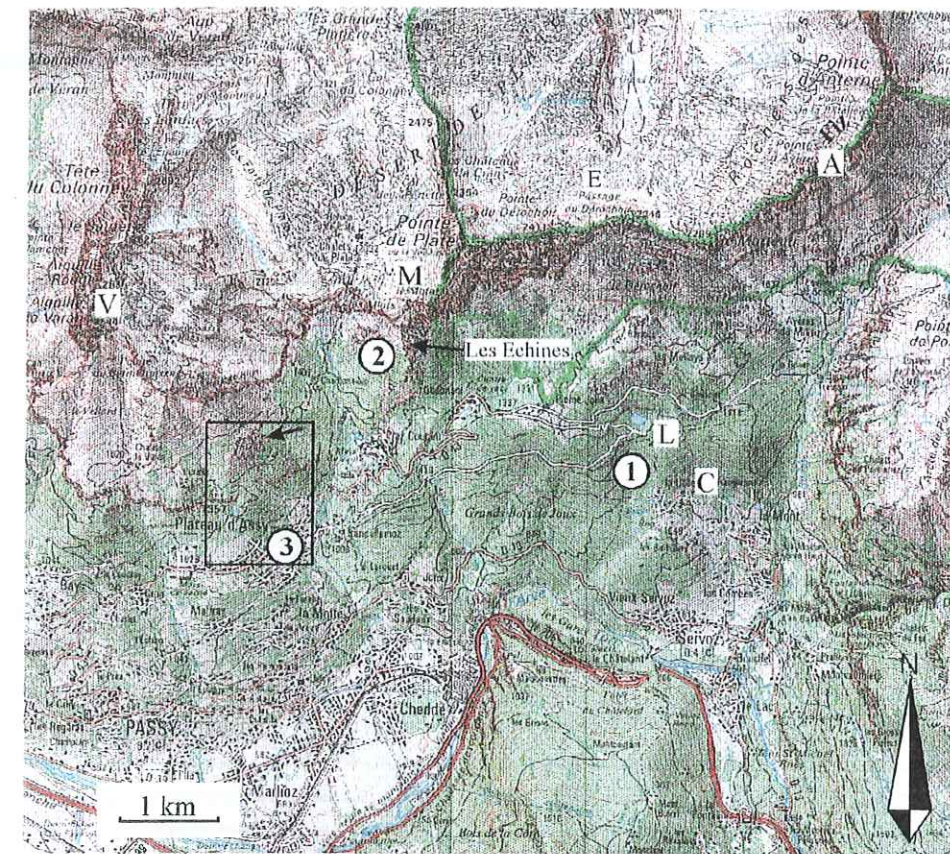
1.1.5.1. Série stratigraphique concernée

Le versant (Fig. IV.6a) présente de bas en haut une coupe des terrains allant du Jurassique inférieur au Tertiaire (Fig. IV.2 ; Fig. IV.6b). Nous détaillons ci-après les principales formations rencontrées, au sein desquelles se développent de nombreuses instabilités (cf. 1.2 et Fig. IV.6c) (Goguel et Pachoud, 1978).

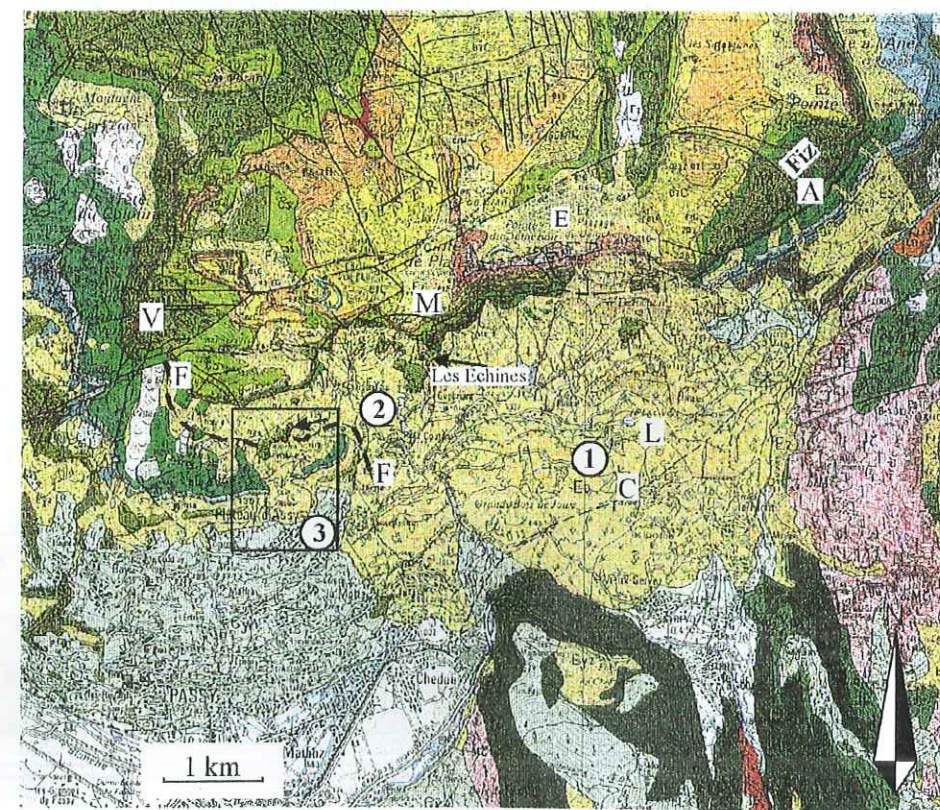
* *Jurassique inférieur et moyen* : il est constitué de plusieurs centaines de mètres de schistes, de calcshistes, contenant des passées gréseuses et des calcaires argileux (petits escarpements localisés). Ces formations, qui constituent le soubassement des terrains jusqu'à l'altitude de Plateau d'Assy (Fig. IV.6a ; Fig. IV.6b ; Assy sur la Fig. IV.6c) sont rendues très instables par la circulation des eaux souterraines.

* *Jurassique supérieur* : il est formé d'un talus de schistes (150 m) dominé par l'escarpement calcaire tithonique (50-60 m).

* *Néocomien* : il forme un talus marneux de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (schistes, calcschistes). L'altération très prononcée sous l'effet des circulations d'eau est à l'origine d'un sol très argileux, source de nombreuses instabilités (glissements, déclenchement de coulées boueuses).



- a -



- b -

Fig. IV.6 – Cartes de situation du versant S du massif de Platé. (a) : topographie (extrait de la carte au 1/50000 n° 3530 de l'I. G. N.) ; (b) : géologie (Parris et al., 1992) ; (c) : instabilités sur le versant (Goguel & Pachoud, 1978).

1.2.1. Le secteur du Dérochoir

Ce vaste ensemble d'instabilités s'étend du sommet des escarpements calcaires appelés Rochers des Fiz (Fig. IV.6a, Fig. IV.6b, et Fig. IV.6c) jusqu'à la vallée de l'Arve, et couvre 1100 hectares sur 1400 m de dénivelée (Fig. IV.6, ①). Si la majeure partie des terrains éboulés et glissés se situe sur le versant S de la chaîne des Fiz, un éboulis plus modeste, l'Envers du Dérochoir (noté E sur les Fig. IV.6a, Fig. IV.6b, et Fig. IV.6c), est également présent sur le versant N, les matériaux s'étant déposés côté Désert de Platé (Fig. IV.6a et Fig. IV.6b).

1.2.1.1. Morphologie et déplacements actuels

Le vaste replat de Plaine Joux et du Lac Vert (L sur les Fig. IV.6a et Fig. IV.6b), situé à peu près au milieu du versant, divise le secteur en deux zones très différentes (Fig. IV.6c).

- En amont : la morphologie est celle d'éboulis où la végétation est absente (éboulis du Dérochoir proprement dit). Le sommet de l'escarpement est extrêmement fragmenté, laissant voir des fractures verticales ouvertes de plusieurs dizaines de centimètres à plusieurs mètres. Des pans entiers de falaise ont glissé en conservant une certaine homogénéité, et se trouvent actuellement dans les éboulis. Ceux-ci sont constitués par des blocs de grès et conglomérats tertiaires, formations qui forment le sommet de l'escarpement (Goguel et Pachoud, 1978). Les assises marneuses néocomiennes, entièrement recouvertes, ont certainement favorisé le glissement.

- En aval : bien que largement végétalisée, toute la zone est parsemée de glissements consolidés ou encore actifs. Le substratum recouvert par les matériaux glissés est formé de schistes du Jurassique. A l'W, les terrains remaniés sont jonchés de blocs de nature identique au sommet des escarpements des Fiz (Goguel et Pachoud, 1978). L'ensemble du versant continue actuellement de glisser et pousse l'Arve contre les matériaux tendres de sa rive gauche (houiller, Fig. IV.6b) qu'elle érode pour se frayer un passage. A l'E du village de la Côte (Fig. IV.6c, et noté C sur les Fig. IV.6a et Fig. IV.6b), de larges glissements associés à des coulées de boue peu fluides ont nécessité des travaux de drainages.

1.2.1.2. Traces historiques des instabilités

Les manifestations d'instabilités dans ce secteur ayant été nombreuses et souvent importantes, de nombreux événements ont été relatés dans les écrits au cours des derniers siècles.

- Le plus ancien événement connu remonte au début du I^{er} millénaire de notre ère. Il s'agit d'un éboulement de grande ampleur ayant obstrué le cours de l'Arve et formé un lac à l'emplacement de l'actuel village de Servoz (nom qui provient du latin Serva : le lac) (Fig. IV.6a, Fig. IV.6b, Fig. IV.6c). Cette retenue se serait vidangée au XIII^{ème} siècle, noyant une localité aujourd'hui disparue (Goguel et Pachoud, 1978).

- 1471 : une chute de blocs importante provenant des escarpements sommitaux bouche à nouveau le cours de l'Arve, mais la rivière perce rapidement la retenue. Au milieu du versant, le Lac Vert (L sur les Fig. IV.6a et Fig. IV.6b ; Fig. IV.6c) se forme à cette époque (Goguel et Pachoud, 1978).

- 1751 (août et septembre) : un écroulement provenant des escarpements sommitaux détruit plusieurs habitations à Plaine Joux (Fig. IV.6a, Fig. IV.6b, Fig. IV.6c), faisant des victimes. Les blocs n'atteignent pas l'Arve. Le naturaliste V. Donati qui décrit l'événement observe que

c'est un morceau de paroi en surplomb qui s'est écroulée (de Saussure, 1794-1796, *in* Goguel et Pachoud, 1978).

- 1852-1853 : le glissement rapide des pentes sous Plaine Joux (Fig. IV.6) provoque des coulées boueuses qui obstruent partiellement le cours de l'Arve. Des phénomènes analogues se produisent en 1856 et 1857 (Goguel et Pachoud, 1978).

1.2.2. Le ravin de Charbonnière

1.2.2.1. Morphologie actuelle

Le ravin de Charbonnière est un thalweg très prononcé qui s'étend de 1200 m à 2060 m d'altitude et rejoint à son sommet le thalweg principal du Désert de Platé (Fig. IV.6, ②). Sa rive gauche est formée par une crête raide et discontinue (Rocher des Echines, Fig. IV.6a, Fig. IV.6b, et Fig. IV.6c¹) qui surplombe Praz-Coûtant. La crête se termine par l'escarpement sommital du Motet¹ (noté M sur les Fig. IV.6a et Fig. IV.6b), avant le plateau du Désert de Platé (Fig. IV.6a).

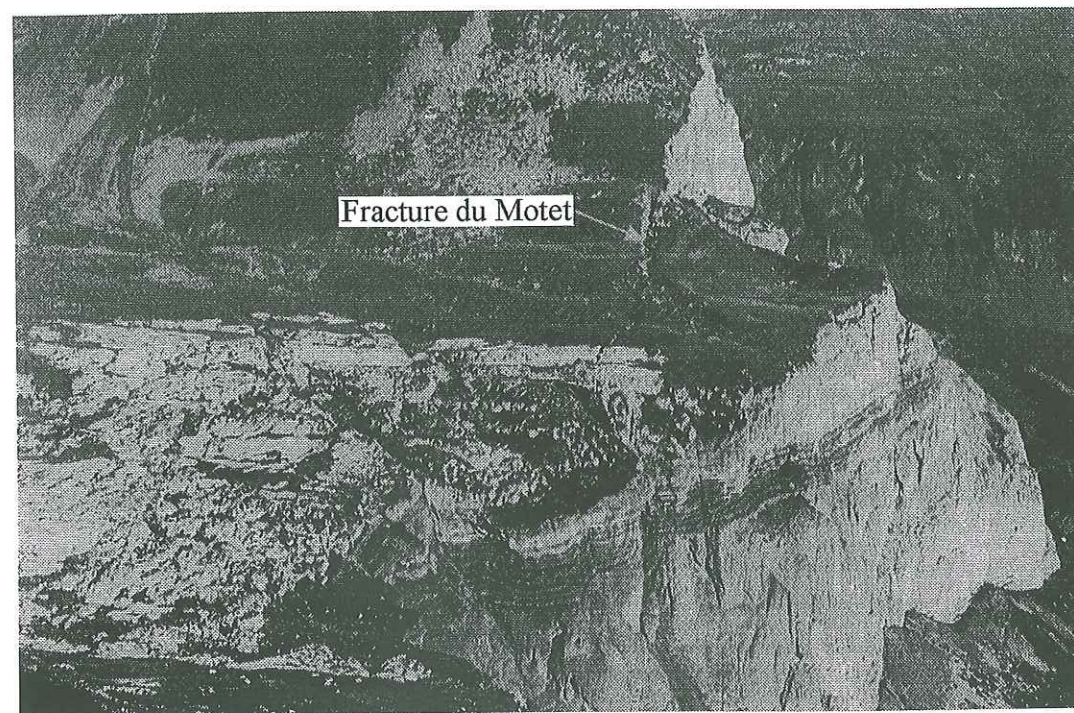
L'escarpement du Motet est séparé du Désert de Platé par une fracture verticale orientée E-W ouverte sur une largeur de 3 m au sommet (Fig. IV.7a), et parfaitement visible de profil sur environ 400 m de hauteur, traversant tout l'Urgonien (Fig. IV.7b). Des éboulis sont présents à son pied. Cette fracture isole ainsi un prisme dont la section a une surface d'environ 2 ha et dont le volume est de l'ordre de 25.10⁶ m³ (Goguel et Pachoud, 1978). Au S, le prisme s'appuie contre le Rocher des Echines qui empêche pour l'instant son écroulement catastrophique. Cependant, la cohésion de la crête est très inférieure à celle du plateau supérieur (présence de nombreuses fractures béantes), bien qu'elle soit constituée par des formations similaires (Urgonien et Crétacé supérieur, Fig. IV.7b) (Goguel et Pachoud, 1978).

1.2.2.2. Mouvements récents

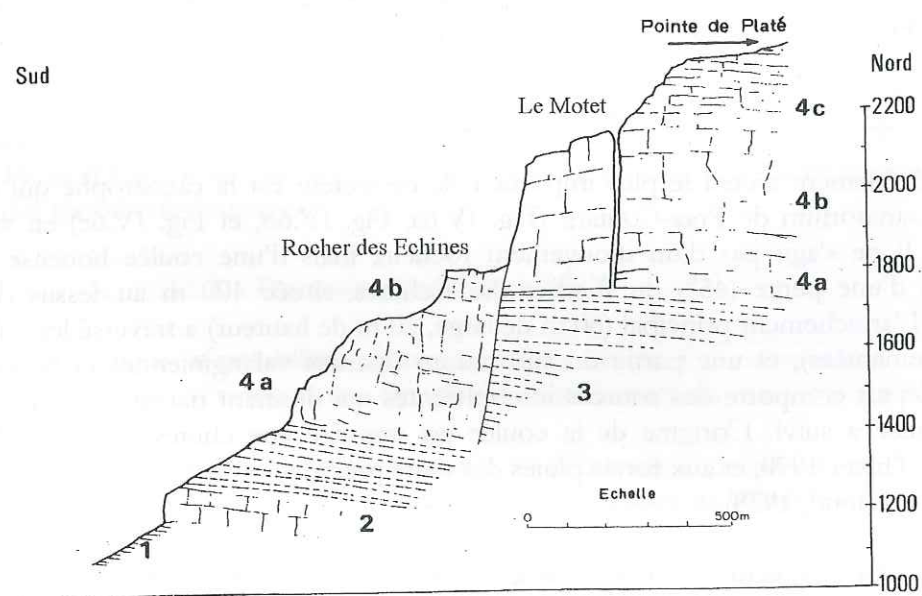
L'évènement récent le plus important de ce secteur est la catastrophe qui a détruit une partie du sanatorium de Praz-Coûtant (Fig. IV.6a, Fig. IV.6b, et Fig. IV.6c) en avril 1970 (72 victimes). Il ne s'agit pas d'un mouvement rocheux mais d'une coulée boueuse (70 000 m³) provenant d'une pente (45°) du Rocher des Echines, située 400 m au-dessus des bâtiments engloutis. L'arrachement principal (60 m de large, 20 m de hauteur) a traversé les colluvions (4 m d'argiles remaniées), et une partie du substratum (marnes valanginiennes et berriasiennes). La zone de départ comporte des sources intermittentes qui donnent naissance à un petit ruisseau, que la coulée a suivi. L'origine de la coulée est imputée aux chutes de neige abondantes et tardives de l'hiver 1970, et aux fortes pluies des jours précédant l'évènement (Jail & Vivian, 1971 ; Goguel et Pachoud, 1978).

Par son ampleur, ce phénomène naturel est modeste comparé, par exemple, aux écroulements du Dérochoir, et son caractère catastrophique est dû aux nombreuses victimes qu'il a engendré. Il est cependant une preuve de l'instabilité des terrains du Rocher des Echines. La désagrégation de cet éperon constitue bien le risque majeur de ce secteur, puisque si celle-ci devait se produire en un court intervalle de temps (ce qui n'est pas à redouter pour l'instant) l'énorme prisme du Motet pourrait s'écrouler.

¹ Sur la Fig. IV.6c, le nom « les Echines » désigne l'escarpement sommital, et « le Motet » désigne la crête.



- a -



LEGENDE

- | | | |
|--------------------------------------------|----------------------|-----------------------|
| 1 - Marnes jurassiques | 4 Falaise principale | a - Urgonien |
| 2 Falaise calcaire du Jurassique supérieur | | b - Sénonien |
| 3 Marnes du Néocomien | | c - Calc Nummulitique |

- b -

Fig. IV.7 - L'escarpement du Motet et le Rocher des Echines. (a) : la paroi sommitale du Motet (Delamette, 1993) ; (b) : coupe du versant depuis le Dérochoir (Goguel & Pachoud, 1978).

1.2.3. Le glissement des Pénys

Situé immédiatement à l'amont de Plateau d'Assy (Fig. IV.6a), ce secteur d'environ 60 ha compris entre 1000 m et 1700 m d'altitude (Fig. IV.6, ③) est soumis à des désordres importants : écroulements, glissements, coulées boueuses. Ce site a été l'objet de l'étude de détail présentée dans ce chapitre.

1.2.3.1. Morphologie actuelle

D'amont en aval, nous pouvons distinguer les éléments suivants, qui recouvrent le talus néocomien (Fig. IV.6b et Fig. IV.8).

- L'escarpement rocheux des Pénys (1500-1700 m d'altitude). C'est un morceau de paroi urgonienne, situé 300 m en aval des formations analogues en place. Sa désagrégation confère à l'escarpement une concavité vers l'aval (Fig. IV.6a et Fig. IV.6c).

- Sous l'escarpement, un éboulis actif constitué de blocs urgoniens s'étend jusqu'à la paroi Tithonique en place située à 1300 m d'altitude (Fig. IV.8). Dans cette zone la végétation est totalement absente.

- Du pied de la paroi Tithonique aux premières habitations de Plateau d'Assy (1000-1300 m) se trouve un cône argileux recouvert par une forêt de résineux (Fig. IV.8).

1.2.3.2. Mouvements récents et actuels

L'escarpement des Pénys, isolé et situé 300 m en contrebas de la formation urgonienne en place, laisse penser que celui-ci a glissé sur les marnes néocomiennes pour atteindre son emplacement actuel. D'autres lambeaux d'Urgonien apparemment glissés sont également présents dans le secteur, à l'W et à l'E (Fig. IV.6b). L'importance et l'activité de l'éboulis situé au pied de la paroi (chutes de blocs fréquentes) prouvent la désagrégation actuelle de celle-ci.

Les blocs n'ont pas atteint en masse la partie inférieure constituée de sédiments fins sous l'escarpement Tithonique (Fig. IV.8). Celui-ci n'a donc peut-être pas cédé mais est recouvert des matériaux de l'escarpement supérieur (Fig. IV.6et Fig. IV.8). Plusieurs sources prennent naissance dans le talus néocomien. De petits glissements dans les marnes néocomiennes ont provoqué des venues d'eau importantes, qui en se réinfiltrant dans le cône argileux inférieur ont engendré des coulées de boue, causant des dommages aux habitations. De nombreux travaux de drainages ont été réalisés par le service de Restauration des Terrains en Montagne (R. T. M.) afin de mettre fin à ces désordres. En particulier, la source du Nant des Pénys a donné lieu à d'importants travaux.

L'étude présentée ci-après s'appuie sur des données provenant de stations inclinométriques en continu, mises en place et surveillées par le service R. T. M.

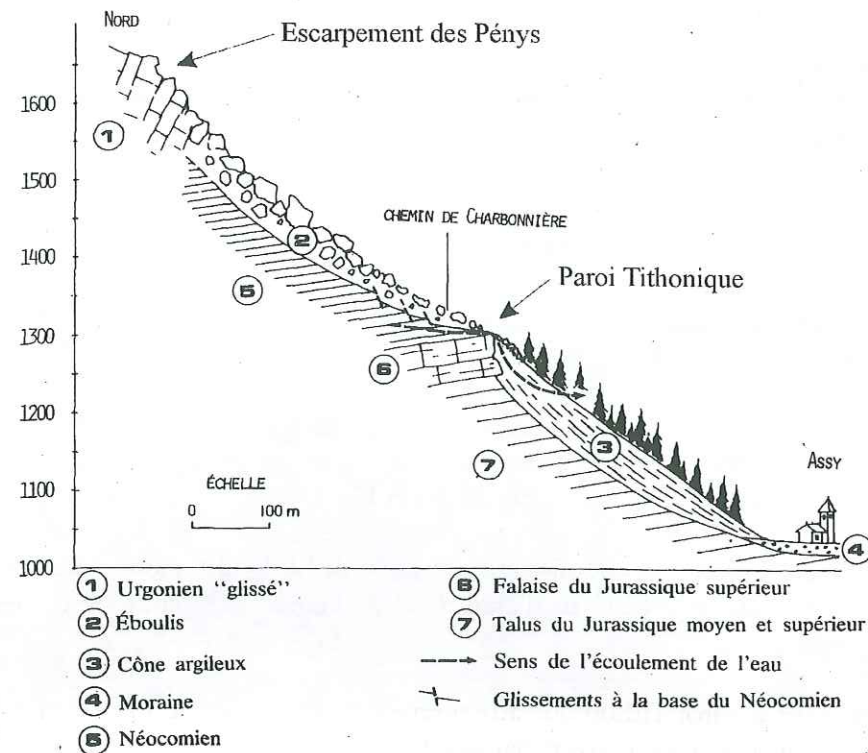


Fig. IV.8 – Coupe du versant en amont de Plateau d'Assy (d'après Goguel & Pachoud, 1978).

2. DONNEES COLLECTEES

2.1. Instrumentation du site des Pénys

Le site des Pénys est suivi de près depuis le début des années 1970 par le service R. T. M. de Haute-Savoie, et comporte aujourd'hui une somme importante d'appareils de mesures, dont une partie permet une surveillance en continu. Le suivi comprend essentiellement :

- Une surveillance *géodésique*, avec des mesures annuelles, qui s'appuie sur :
 - des mesures d'angles et de distances, grâce à un ensemble de repères formant des profils longitudinaux et transversaux (Fig. IV.9) ;
 - des mesures G. P. S. depuis 1993, grâce à un ensemble de 8 points répartis sur la zone instable et sur la paroi Tithonique supposée en place (Fig. IV.9).

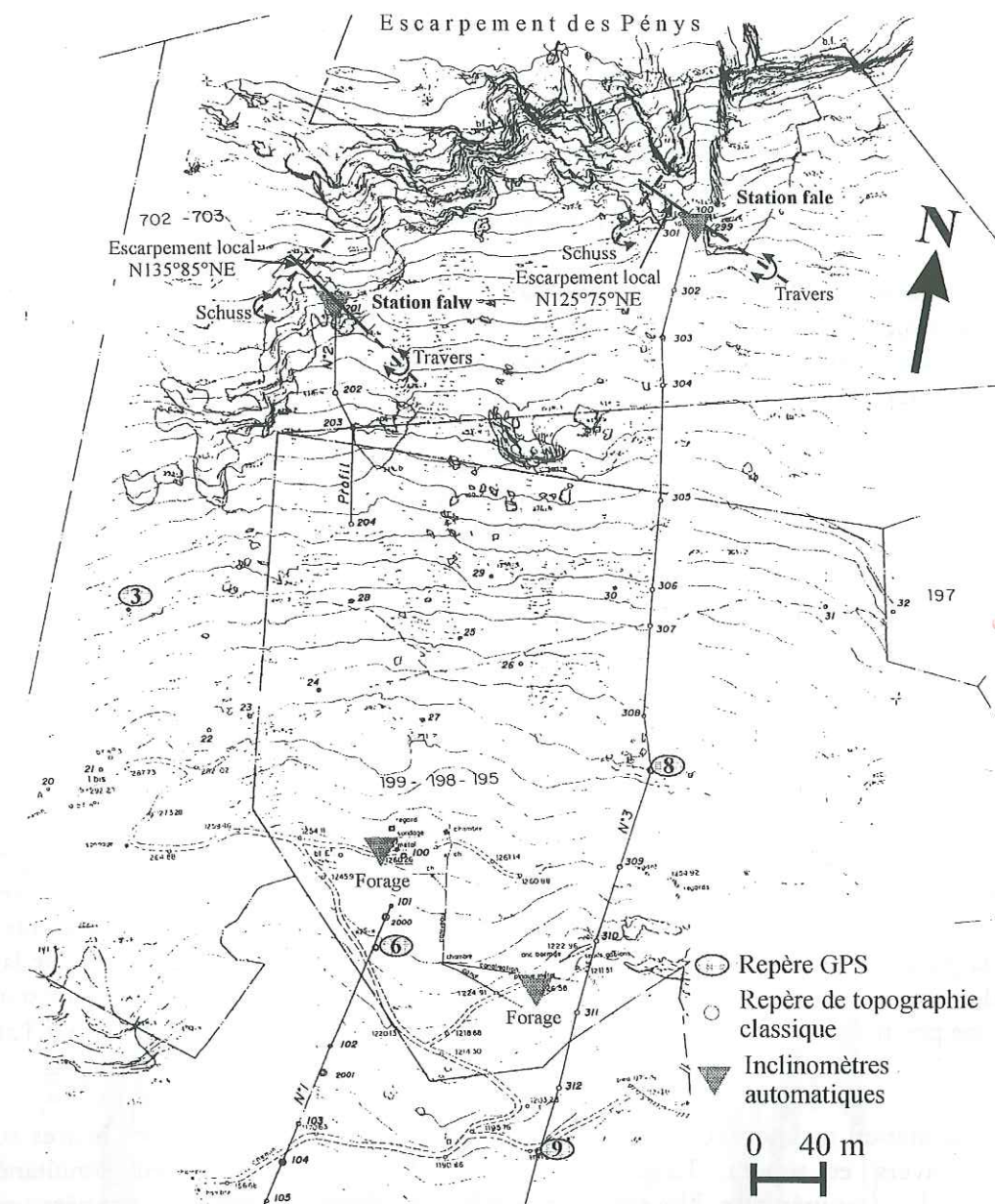


Fig. IV.9 – Localisation des principaux outils de suivi sur le site du Nant des Pénys.

- Une surveillance des *écoulements d'eau*, grâce au drainage de la source du Nant des Pénys, et à une station de mesure automatique du débit du drain (pas journalier).
- Une surveillance *inclinométrique en continu* depuis 1991, les mesures étant réalisées automatiquement toutes les heures, grâce à deux types d'instruments :

- deux stations inclinométriques installées en forage (Fig. IV.9). Chaque forage comprend deux inclinomètres couplés, implantés à 4 profondeurs différentes. Une mesure de la température en surface est acquise simultanément avec les mesures inclinométriques ;
- deux stations inclinométriques installées dans la paroi urgonienne des Pénys (Fig. IV.9). Ces appareils sont des inclinomètres de haute précision, entièrement réalisés en silice. Le principe de ces instruments a été présenté au chapitre II. Une mesure de la température à la surface de la roche est acquise simultanément avec les mesures inclinométriques à l'une des stations.

Ces stations sont entièrement automatiques (alimentation autonome par batterie et panneaux solaires), et les données acquises sont transmises par voie hertzienne à la maison forestière de Passy, où le technicien en charge du site peut surveiller l'évolution du signal pratiquement en temps réel.

Nous avons étudié dans le détail les données des inclinomètres de haute précision installés dans l'escarpement des Pénys. Ces instruments sont en effet les seuls du site à donner des indications directes sur l'évolution de la paroi rocheuse.

2.2. Situation des inclinomètres

Les deux stations inclinométriques étudiées sont dénommées *FALW* et *FALE* pour désigner respectivement les appareils situés à l'W et à l'E du site (Fig. IV.9). Chaque station se compose de deux inclinomètres de haute précision en silice (type « clinocompact » voir Chapitre II), fixés directement dans la paroi rocheuse. Ces instruments permettent de mesurer les variations angulaires selon deux directions perpendiculaires : un inclinomètre baptisé *schuss* est sensible à l'inclinaison parallèlement à la paroi (c'est-à-dire selon une direction proche de la pente générale du versant, compte tenu de l'orientation de celle-ci, Fig. IV.9), l'autre baptisé *travers* est sensible au basculement perpendiculairement à la paroi locale (c'est-à-dire selon une direction proche de la parallèle à la vallée, Fig. IV.9). Des variations positives de l'inclinaison sur la voie travers traduisent un basculement de l'escarpement vers l'amont (NE), pour les deux stations. Des variations positives du signal schuss traduisent un basculement de l'escarpement vers l'amont (NW).

Chaque station inclinométrique effectue une mesure ponctuelle toutes les heures sur les deux voies travers et schuss. La station *FALW* effectue également en simultané un enregistrement de la température. Nous ne disposons d'un enregistrement de la température à la station *FALE* que pour l'année 1996. La précision des mesures angulaires est de l'ordre du microradian. La température est mesurée à 0.1°C près.

2.3. Signaux bruts

Nous disposons donc de l'échantillonnage horaire de 5 signaux : quatre signaux inclinométriques représentant les deux voies travers et schuss des deux stations *FALW* et *FALE*, et l'enregistrement simultané de la température de la station *FALW*. La période d'enregistrement utilisée pour cette étude s'étend de février 1991 à décembre 1996.

Les signaux bruts présentent certains aspects pouvant perturber l'analyse corrélatoire et spectrale que nous avons souhaité mener : d'une part, certains points isolés semblent aberrants ;

d'autre part, un « décrochage » instantané du signal se traduisant par une variation brutale s'est produit en 1992 sur la voie schuss de la station *FALW*. Considérant que ces événements étaient instantanés, et que le signal possédait la même évolution avant et après ceux-ci, un nettoyage préliminaire a été effectué afin d'éliminer les points aberrants et le décrochage. Les points aberrants instantanés ont été éliminés en les remplaçant par la valeur moyenne du signal avant et après l'évènement instantané. Le décrochage a été éliminé par soustraction de l'écart correspondant au décrochage. Enfin, il convient de signaler l'absence de mesures de l'inclinomètre travers de la station *FALW* en 1995. Nous attribuerons désormais l'appellation de « signaux bruts » à ces enregistrements nettoyés, points de départ de notre analyse (Fig. IV.10 et Fig. IV.11).

Compte tenu du volume important des données, un découpage temporel en années civiles a été réalisé. Ce découpage est *arbitraire*, mais présente l'avantage de pouvoir effectuer des comparaisons sur des périodes de temps identiques, et de mettre clairement en évidence les variations saisonnières, les périodes de plus forte activité des glissements de terrain ayant lieu généralement au printemps et à l'automne. L'annexe 5 récapitule les signaux bruts découpés suivant les années civiles.

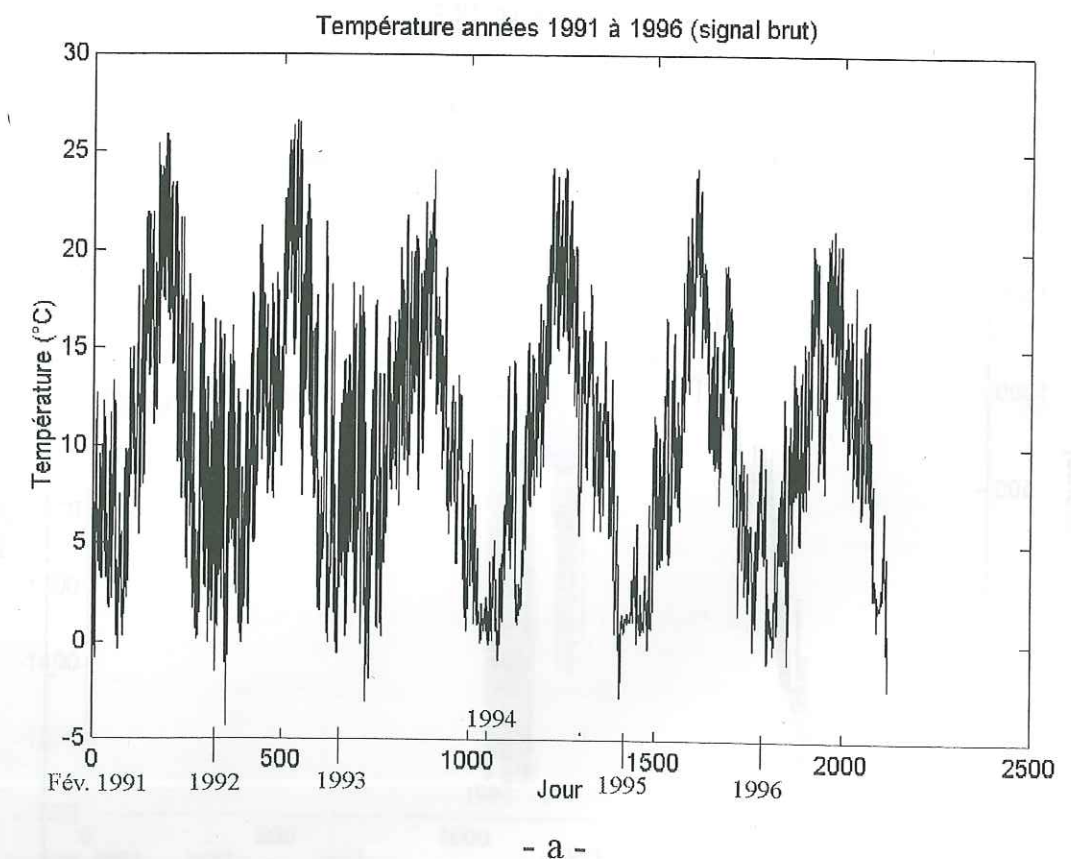
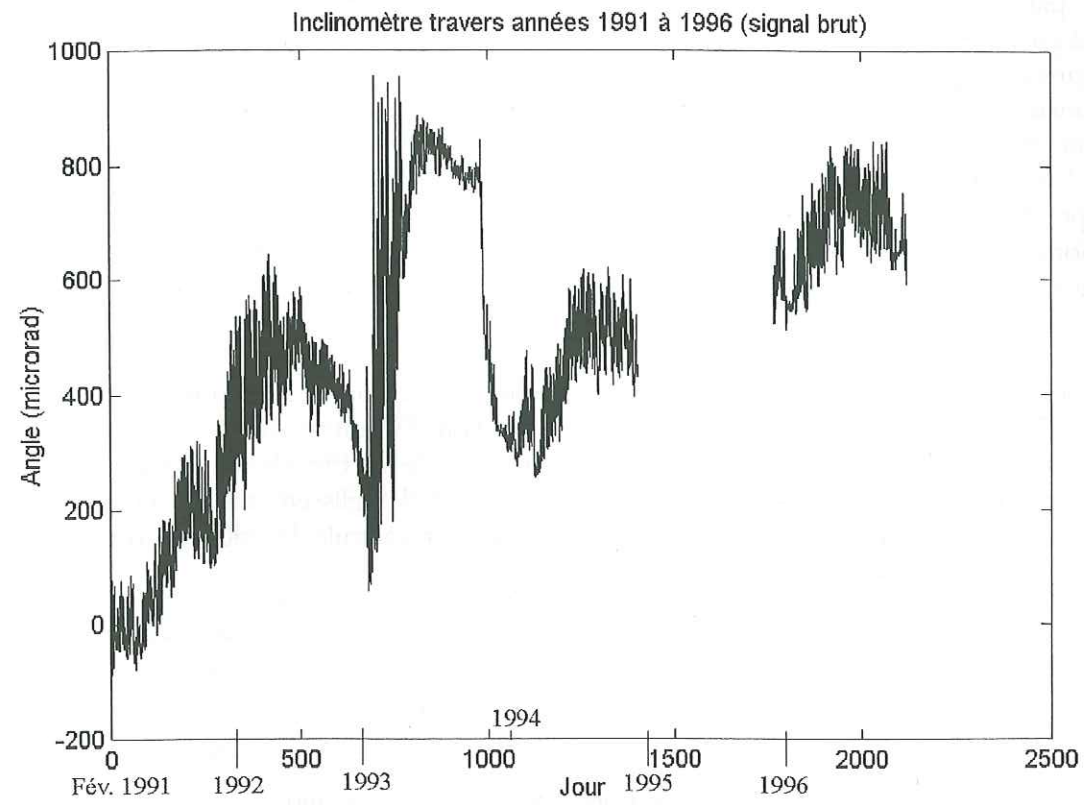
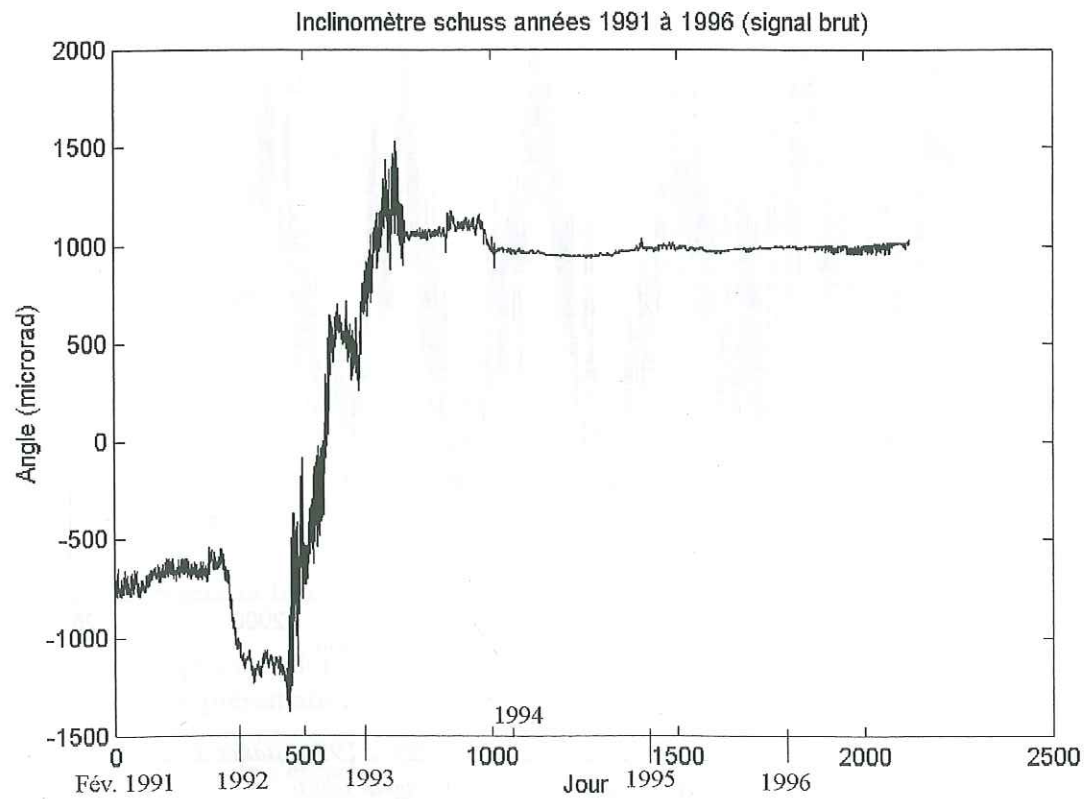


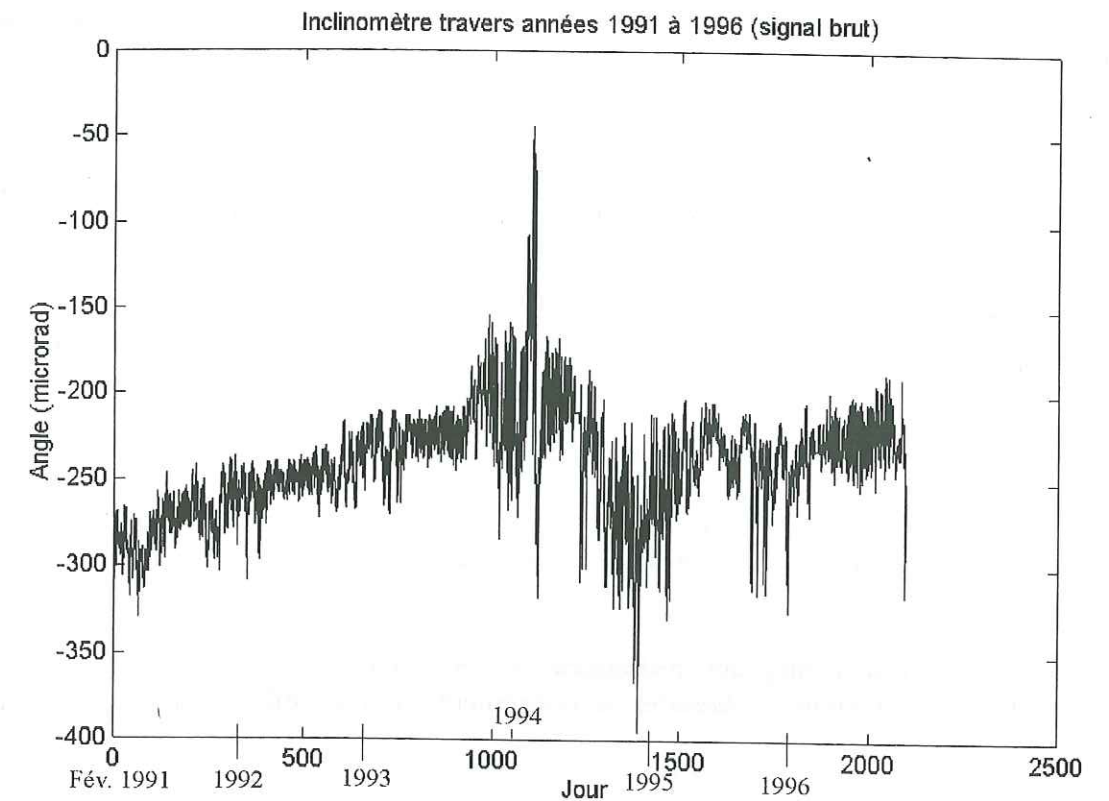
Fig. IV.10 – Signaux de température et inclinométriques bruts de 1991 à 1996, station *FALW*. (a) : signal de température ; (b) : signal travers ; (c) : signal schuss.



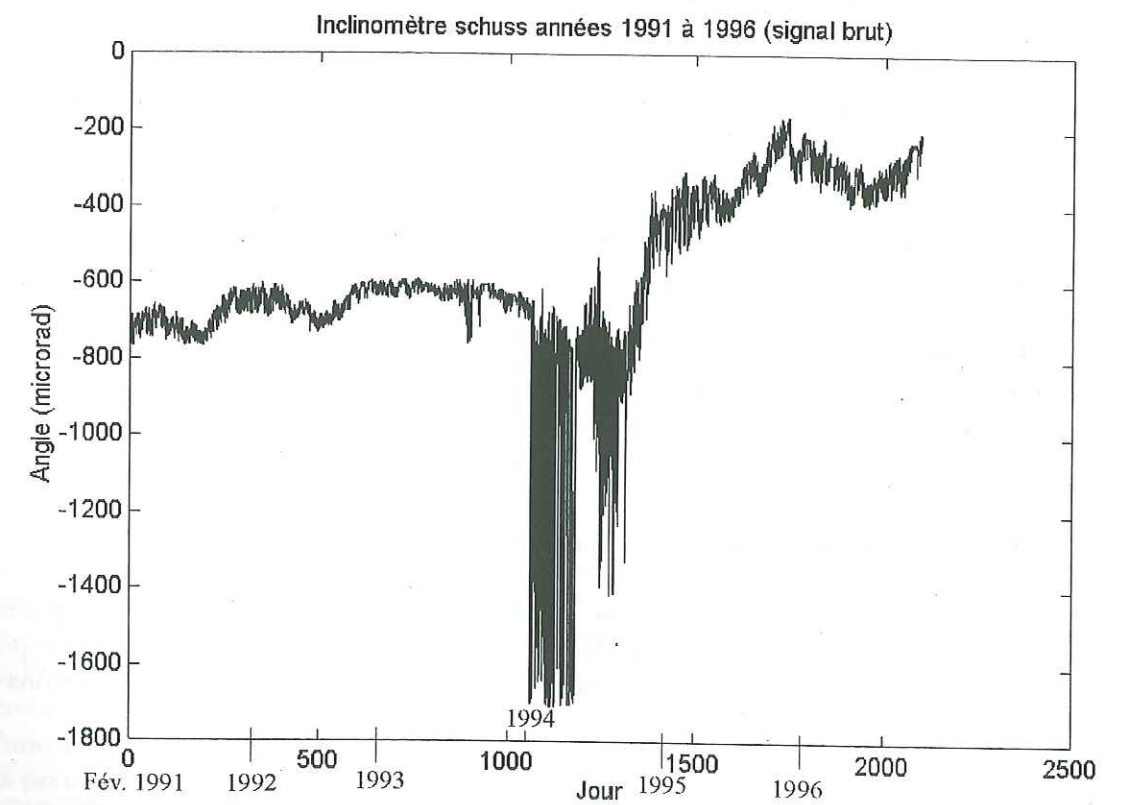
- b -



- c -



- a -



- b -

Fig. IV.11 – Signaux inclinométriques bruts de 1991 à 1996, station FALE. (a) : signal travers ; (b) : signal schuss.

Remarquons que le signal schuss de l'année 1994 de la station FALW se révèle très bruité, ce qui rend son exploitation délicate.

Deux évènements importants affectent les signaux.

- Entre le printemps 1992 et le début de l'année 1993, l'inclinomètre schuss de la station FALW enregistre une variation positive d'environ 2500 μ rad (Fig. IV.10), très supérieure aux variations enregistrées habituellement. Une telle variation traduit un fort basculement vers l'amont. La valeur de la variation de cet inclinomètre sur 6 années d'enregistrements est ainsi acquise en 1 an environ. Cependant, cette variation n'est pas enregistrée par l'inclinomètre travers.

- En 1995, la station FALW enregistre sur ses deux voies une accélération notable (Fig. IV.11 ; Fig. 18 de l'annexe 5), traduisant également une inclinaison vers l'amont. Mais l'accélération de l'inclinaison n'est pas simultanée sur les deux voies : l'essentiel de l'accélération se produit en janvier-février sur travers, alors que la voie schuss n'enregistre d'accélération nette que 6 mois plus tard.

Ces deux évènements, qui n'affectent qu'une seule station à la fois, traduisent certainement des déstabilisations *locales* et ne concernent pas l'ensemble de l'escarpement des Pénys.

3. TRAITEMENT DES DONNEES

Notre objectif est double : d'une part, estimer l'amplitude et la direction du basculement total de la base de l'escarpement au cours des six années d'enregistrement ; d'autre part, examiner les périodicités, corrélations éventuelles et dérives, contenues dans les données, par le traitement des séries temporelles, grâce à l'approche corrélatrice et spectrale. Notre analyse des données inclinométriques utilise les outils de traitement du signal présentés au chapitre II, et s'appuie sur les méthodes mises au point par Mangin (1984) concernant les séries temporelles de données hydrogéologiques et climatiques. Le choix d'une telle approche a été développé au chapitre II (paragraphe 2.1 et 2.2).

A cette fin, nous avons utilisé le logiciel STOCHASTOS, développé au Laboratoire Souterrain du C. N. R. S., Moulis, 09200 Saint-Girons. Nous avons également effectué une partie des traitements et la représentation des résultats avec le logiciel MATLAB[®].

3.1. Analyse des mesures recueillies de 1991 à 1996

Les signaux ont été étudiés tout d'abord année par année, puis le signal total comprenant les 6 années d'enregistrements a été analysé. Nous avons adopté une démarche identique pour analyser les 6 années d'enregistrements pris séparément, et aux deux stations. Nous présentons en détail cette démarche pour les signaux de la station FALW en 1991.

3.1.1. Principe de la représentation fréquentielle des résultats

D'après le théorème d'échantillonnage de Shannon, toute l'information utile contenue dans un signal est présente dans une bande de fréquence comprise entre 0 et la fréquence de Nyquist, définie par (Max & Lacoume, 1996) :

$$f_N = \frac{f_E}{2} \quad (\text{IV.1})$$

où f_E représente la fréquence d'échantillonnage du signal

f_E s'écrit :

$$f_E = \frac{1}{t_E} \quad (\text{IV.2})$$

où t_E est la période d'échantillonnage, égale à 1 heure.

Afin de s'affranchir du pas d'échantillonnage, nous adoptons la convention classique suivante : $f_N = 1$. L'information utile du signal est alors contenue dans une bande de fréquence comprise entre 0 et 1, ce qui conduit à raisonner avec une fréquence dite normalisée (f_{norm}), qui est reliée à la fréquence réelle par la relation :

$$f_{\text{norm}} = 2 \times f_{\text{réelle}} \text{ soit } : t_{\text{réel}} = \frac{2}{f_{\text{norm}}} \quad (\text{IV.3})$$

Dans la suite, tous les graphes fonctions de la fréquence ont été présentés en *fréquence normalisée*. Le Tab. IV.1 présente quelques correspondances utiles entre $t_{\text{réel}}$, $f_{\text{réelle}}$, et f_{norm} .

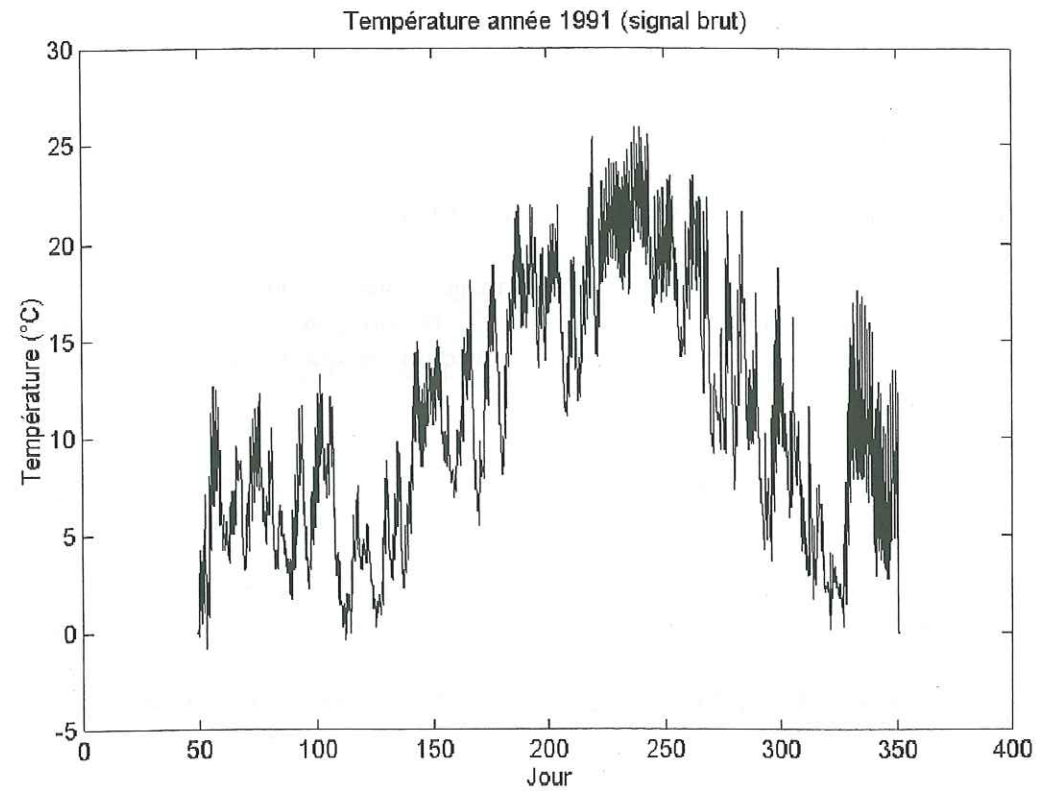
Période (h)	Fréquence réelle (h ⁻¹)	Fréquence normalisée (h ⁻¹)
1 (t_E)	1 (f_E)	---
2	0.50	1.00
4	0.25	0.50
8	0.12	0.25
12	0.08	0.17
24	0.04	0.08

Tab. IV.1 – Correspondances entre quelques valeurs de la période, et des fréquences réelle et normalisée.

3.1.2. Etude des signaux bruts

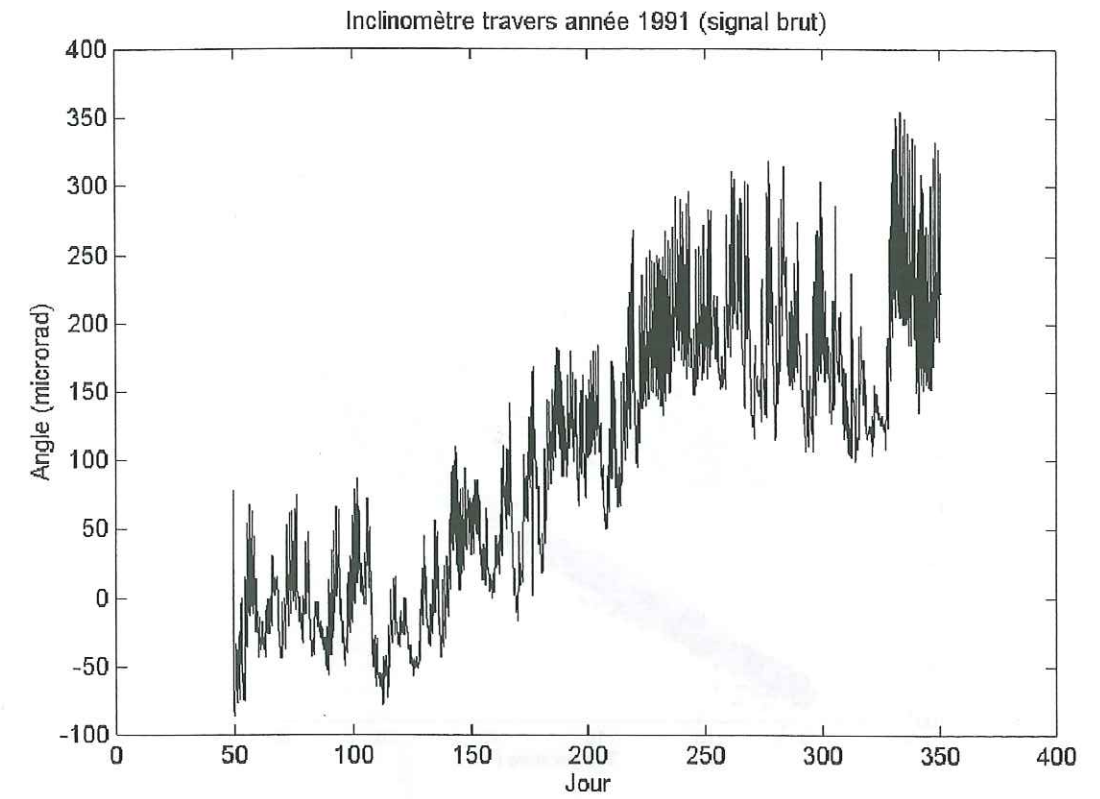
Les signaux bruts de la station FALW en 1991 sont représentés sur la Fig. IV.12. Les autres enregistrements sont représentés sur la Fig. 1 et la Fig. 2 de l'annexe 5. Ces enregistrements permettent de mettre en évidence d'importantes corrélations entre le signal inclinométrique et la température. La Fig. IV.13 présente ces corrélations pour la station FALW en 1991. Les corrélations relatives aux autres années et à la station FALW sont représentées sur les Fig. 3 et Fig. 4 de l'annexe 5. Ces corrélations ne se ressemblent pas sur les deux inclinomètres travers et schuss, et ne sont généralement pas constantes dans le temps au cours d'une année et d'une année à l'autre, ni comparables entre les deux stations (Fig. 3 et Fig. 4 de l'annexe 5). Les six premiers mois d'enregistrement de l'inclinomètre travers de FALW en 1991 par exemple (Fig. IV.13), font apparaître un coefficient de corrélation de 0.98, alors que le coefficient global au cours de l'année n'est que de 0.65. Le Tab. IV.2 récapitule les corrélations globales entre température et signal inclinométrique, pour les six années d'enregistrement.

Le Tab. IV.2 permet de dégager la tendance générale suivante : alors que les corrélations des voies travers avec la température sont toujours positives (Fig. IV.13, et Fig. 3 et Fig. 4 de l'annexe 5), les voies schuss sont généralement corrélées négativement avec la température (Fig. 3 et Fig. 4 de l'annexe 5).

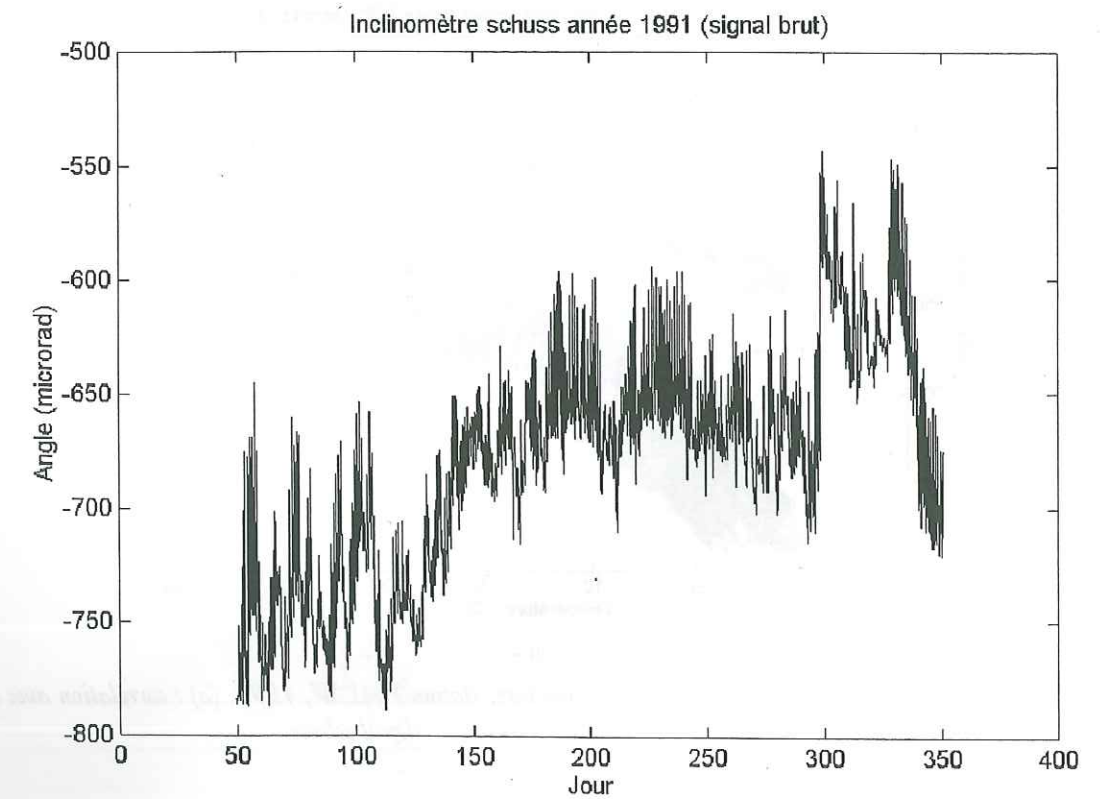


- a -

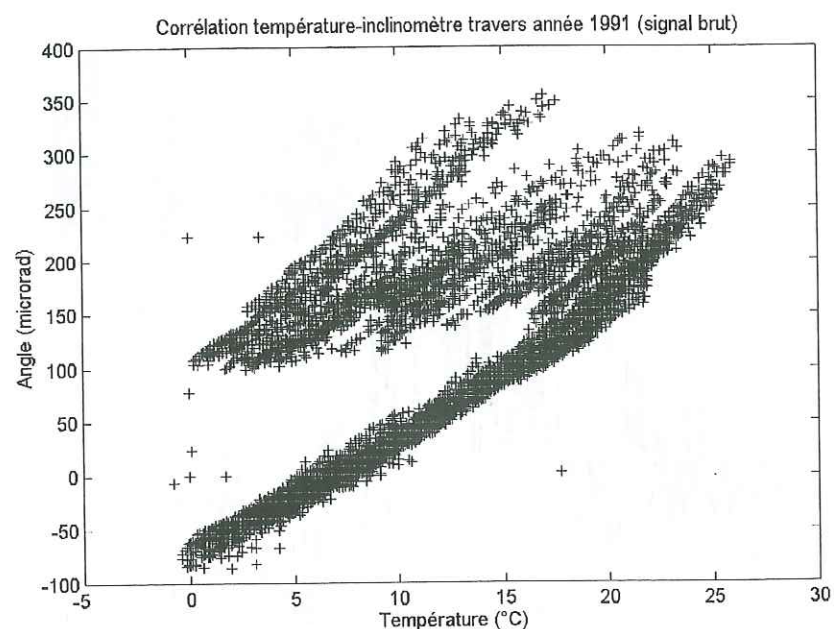
Fig. IV.12 – Signaux de température et inclinométriques bruts, station fabu, 1991. (a) : température ; (b) : voie travers ; (c) : voie schuss.



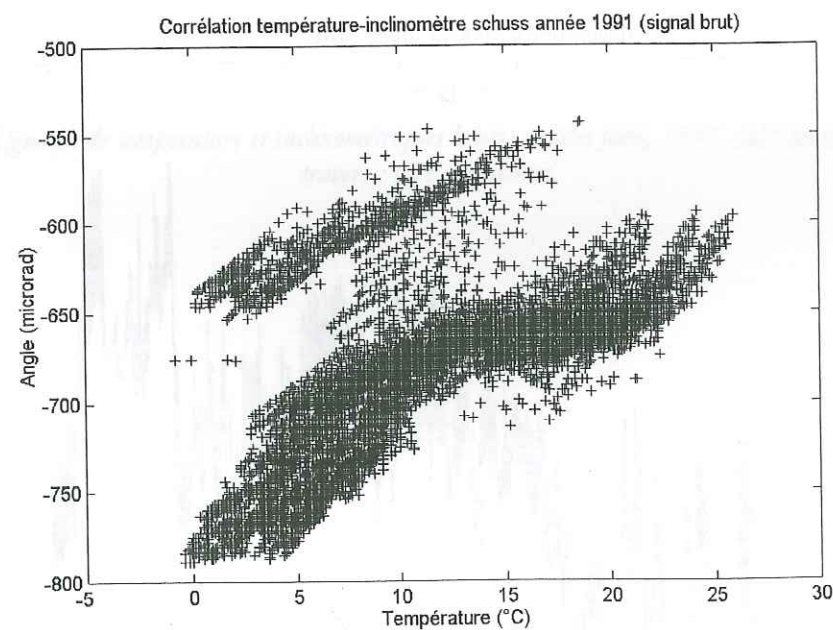
- b -



- c -



- a -



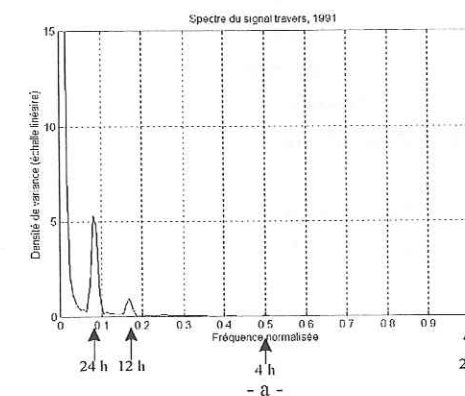
- b -

Fig. IV.13 – Graphes signal inclinométrique - température, station FALW, 1991. (a) : corrélation avec le signal travers ; (b) : corrélation avec le signal schuss.

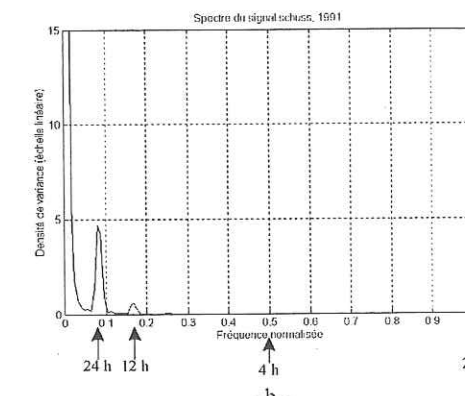
	FALE		FALW	
	Travers	Schuss	Travers	Schuss
1991	0.69	-0.73	0.65	0.56
1992	0.49	-0.85	0.62	0.01
1993	0.20	-0.34	0.54	0.19
1994	0.21	0.00	0.80	-0.82
1995	0.82	-0.05	===	-0.83
1996	0.58	-0.97	0.89	-0.61

Tab. IV.2 – Coefficients de corrélation globaux entre température et signal inclinométrique, de 1991 à 1996, aux deux stations FALE et FALW (=== : absence de données).

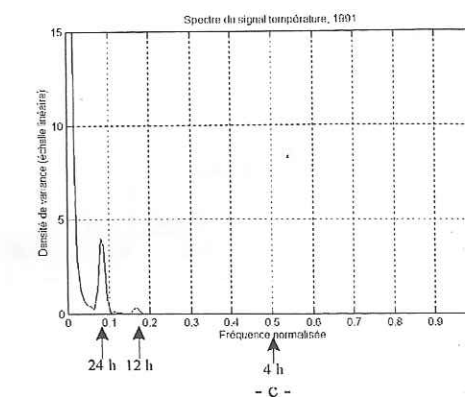
En examinant les signaux dans le domaine fréquentiel, les spectres suivants ont été obtenus pour la station FALW en 1991 (Fig. IV.14).



- a -



- b -



- c -

Fig. IV.14 – Spectres simples des signaux de température et inclinométriques bruts, station FALW, 1991. (a) : signal travers ; (b) : signal schuss ; (c) : signal de température.

Des périodicités de 12h et de 24h sont clairement présentes sur les spectres des deux signaux inclinométriques travers (Fig. IV.14a) et schuss (Fig. IV.14b). Ces périodes correspondent à des fréquences harmoniques de la fréquence fondamentale (1 an) du signal de température, visibles sur la Fig. IV.14c.

Les inclinomètres en silice étant en contact direct avec la roche (voir Chapitre II), ces corrélations sont certainement la manifestation de la dilatation de celle-ci, car la silice se déforme peu avec les variations de température.

3.1.2.1. Spectre de cohérence entre température et signal inclinométrique

Le spectre de cohérence (cf. chapitre II) entre température et signal inclinométrique permet de mettre en évidence le domaine de fréquence dans lequel la corrélation entre les deux signaux est effective. En ce qui concerne l'inclinomètre travers de la station FALW en 1991 (Fig. IV.15a), les basses fréquences (temps supérieurs à 11-12h) constituent un domaine où la corrélation est forte (cohérence supérieure à 0.8). Le reste du spectre ne présente pas de forte cohérence (à l'exception d'un pic pour $t = 7h\ 54\ mn$, noté \textcircled{D} sur la Fig. IV.15a). En ce qui concerne l'inclinomètre schuss (Fig. IV.15b), les basses fréquences sont également fortement corrélées à la température, la fréquence 0.08 ($t = 24h$) ressortant très nettement.

Les spectres de cohérence établis pour les années 1992 à 1996 sont rassemblés sur les Fig. 5 et Fig. 6 de l'annexe 5. Ces graphes montrent que les fortes valeurs de la cohérence apparaissent toujours aux basses fréquences, essentiellement pour des périodes supérieures à 24h (correspondant à la première harmonique du signal de température). Sur les deux stations, l'inclinomètre travers présente toujours des cohérences plus fortes que l'inclinomètre schuss (sauf pour FALW en 1996, sur la Fig. 6f de l'annexe 5). Enfin, les spectres de cohérence ne sont pas constants dans le temps d'une année à une autre, certaines années étant marquées par des cohérences très faibles, même aux basses fréquences (par exemple, l'inclinomètre schuss en 1992 sur FALW, Fig. 5b de l'annexe 5). Cette dernière observation confirme la répartition des coefficients de corrélation déterminée dans le Tab. IV.2.

Nous retiendrons de ces observations le fait important suivant : le domaine des fréquences correspondant à des périodes supérieures à 24h (basses fréquences) présente une forte corrélation entre la température et les signaux inclinométriques.

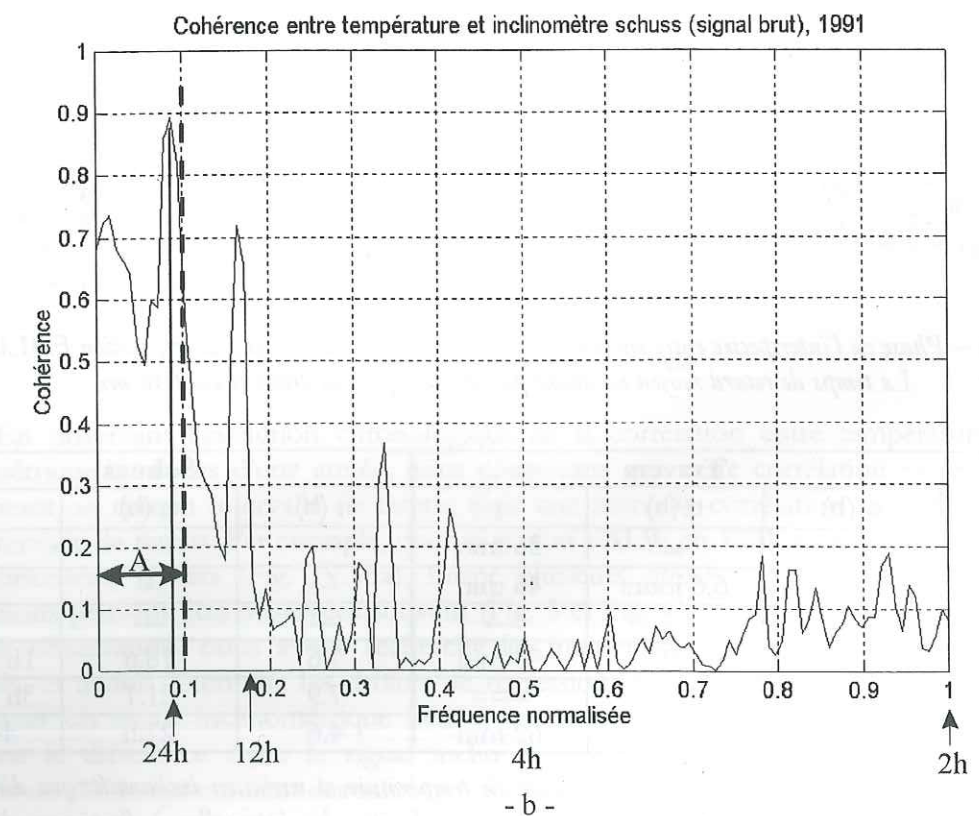
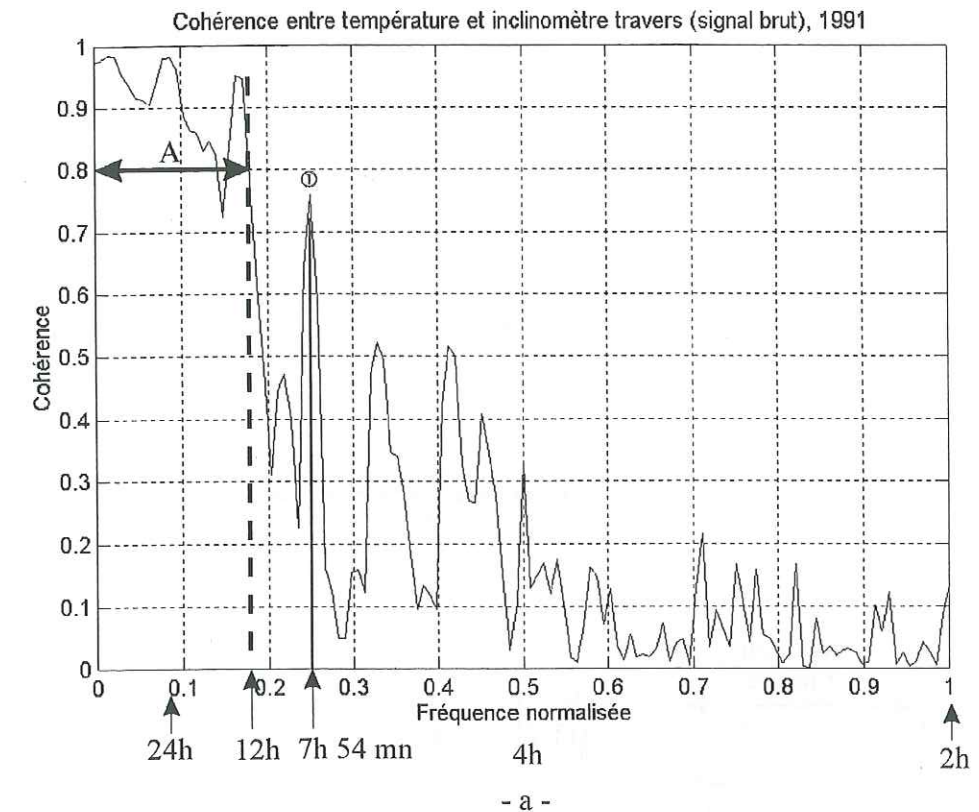


Fig. IV.15 – Spectres de cohérence entre signaux de température et inclinométriques bruts, station FALW, 1991. (a) : signal travers ; (b) : signal schuss ; A : zone de forte cohérence ; \textcircled{D} : pic de cohérence.

3.1.2.2. Phase de l'interspectre température – signal inclinométrique

La phase de l'interspectre température – signal inclinométrique permet de déterminer le retard moyen entre l'occurrence d'un événement thermique et sa traduction sur l'inclinomètre, c'est-à-dire sur la roche (cf. chapitre II, paragraphe 4.2.1). Rappelons que la condition nécessaire à une telle détermination est l'existence d'une relation linéaire entre la phase et la fréquence. Par exemple, pour la station FALW en 1991, ce retard peut être estimé sur l'inclinomètre travers, et vaut 36 mn (Fig. IV.16). Nous avons déterminé ce retard moyen chaque fois qu'une telle relation pouvait être observée. Les Fig. 7 et Fig. 8 de l'annexe 5 regroupent les graphes ayant permis ces estimations, respectivement pour les stations FALW et FALE. Les résultats numériques sont récapitulés dans le Tab. IV.3 pour la station FALW, et dans le Tab. IV.4 pour la station FALE.

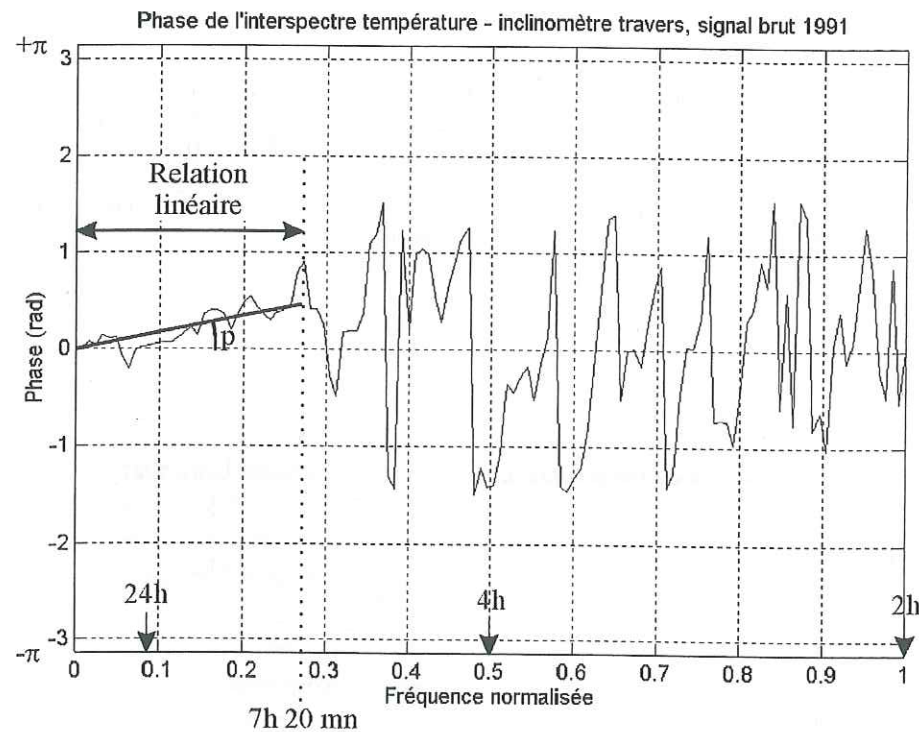


Fig. IV.16 – Phase de l'interspectre entre signaux de température et inclinomètre travers, station FALW, 1991. Le temps de retard moyen est donné par la pente p de la droite et vaut 36 mn.

FALW	Travers			Schuss		
	t_1 (h)	t_2 (h)	τ	t_1 (h)	t_2 (h)	τ
1991	7.3	∞	36 min	---	---	---
1992	5.1	6.6 jours	46 min	---	---	---
1993	---	---	---	---	---	---
1994	4.7	24	53 min	7.6	18.6	1h 50 min
1995	====	====	====	7.9	21.1	3h 15 min
1996	5.5	31.6	62 min	4.6	27.5	44 min

Tab. IV.3 – Temps de retard moyen entre variation de température et variation inclinométrique déduit de la phase de l'interspectre, pour la station FALW. (t_1, t_2): limites des intervalles à l'intérieur desquels la détermination du retard peut être effectuée (relation linéaire phase-fréquence); τ : retard moyen; ---: détermination impossible; ==== : absence de données.

FALE	Travers			Schuss		
	t_1 (h)	t_2 (h)	τ	t_1 (h)	t_2 (h)	τ
1991	---	---	---	7.5	19.1	1h 11 min
1992	---	---	---	---	---	---
1993	3.1	10	25 min	---	---	---
1994	---	---	---	---	---	---
1995	---	---	---	6	31.6	67 min
1996	---	---	---	---	---	---

Tab. IV.4 – Temps de retard moyen entre variation de température et variation inclinométrique déduit de la phase de l'interspectre, pour la station FALE. (t_1, t_2): limites des intervalles à l'intérieur desquels la détermination du retard peut être effectuée (relation linéaire phase-fréquence); τ : retard moyen; ---: détermination impossible; ==== : absence de données.

Nous observons que dans de nombreux cas il n'a pas été possible de déterminer le retard en ce qui concerne la station FALE, contrairement à la station FALW. Compte tenu de l'orientation proche des escarpements aux deux stations (N135° pour FALW, N125° pour FALE, Fig. IV.9), et de leur faible distance, les variations de la température extérieure doivent y être comparables. La différence entre les deux stations est donc probablement due à des différences locales, telles que l'intensité de la fracturation ou l'ouverture des fissures, qui affectent la réponse de la roche à des variations de température.

Le temps de retard moyen est significativement différent entre les inclinomètres travers et schuss. Les inclinomètres travers réagissent plus rapidement aux variations de température que les inclinomètres schuss (temps de retard moyen sur travers : 44 min ; temps de retard moyen sur schuss : 97 min). Nous retrouvons ici une sensibilité différente des deux voies à la température, comme nous l'avons déjà observée en ce qui concerne la cohérence.

3.1.3. Elimination des corrélations avec la température

Afin de déterminer si les signaux inclinométriques contiennent des périodicités propres indépendantes de la température, il convient d'éliminer du signal toute corrélation avec cette dernière. Deux types de méthodes peuvent être envisagées : les méthodes temporelles, et les approches fréquentielles.

3.1.3.1. Méthode de décorrélation temporelle

En observant l'évolution chronologique de la corrélation entre température et signal inclinométrique au cours d'une année, nous constatons que cette corrélation est généralement forte durant un certain intervalle de temps, puis une nouvelle corrélation apparaît pendant un autre intervalle de temps. Par exemple, pour la station FALW en 1991, le graphe des corrélations de l'inclinomètre travers (Fig. IV.13a), forme plusieurs droites presque parallèles. De telles observations peuvent être observées souvent (Fig. 3 et Fig. 4 de l'annexe 5). En nous appuyant sur cette observation, nous avons recherché les intervalles de temps où la corrélation était maximale, et avons déterminé les droites de régression correspondantes. Nous avons ainsi pu reconstituer un signal inclinométrique fictif à partir des corrélations avec la température. En effectuant la différence entre le signal inclinométrique réel et le signal fictif calculé, nous obtenons un résidu qui contient des informations indépendantes de la température.

L'avantage de cette méthode est qu'elle permet de conserver la tendance du signal initial (dérive et grandes longueurs d'onde). Mais elle présente un inconvénient majeur : la perte de

l'information sur le déphasage des signaux température et inclinométrique. C'est pourquoi nous lui avons préféré une méthode de filtrage dans le domaine fréquentiel.

3.1.3.2. Filtrage basses fréquences

Les spectres de cohérence nous ont permis de déterminer les fenêtres de fréquence correspondant à des corrélations avec la température (cf. 3.1.2.1). Ces fenêtres étant toujours des basses fréquences, nous avons filtré les signaux inclinométriques grâce à un filtre éliminant ces fréquences (passe-haut). Nous avons utilisé un filtre Chebychev type I (MATLAB) présentant une variation d'amplitude très rapide au voisinage de la fréquence de coupure (Fig. IV.17). Afin d'être certain d'éliminer toutes les corrélations avec la température, la fréquence de coupure choisie est : $f_{norm} = 0.23$, ce qui élimine toutes les périodes supérieures à 8.7 h.

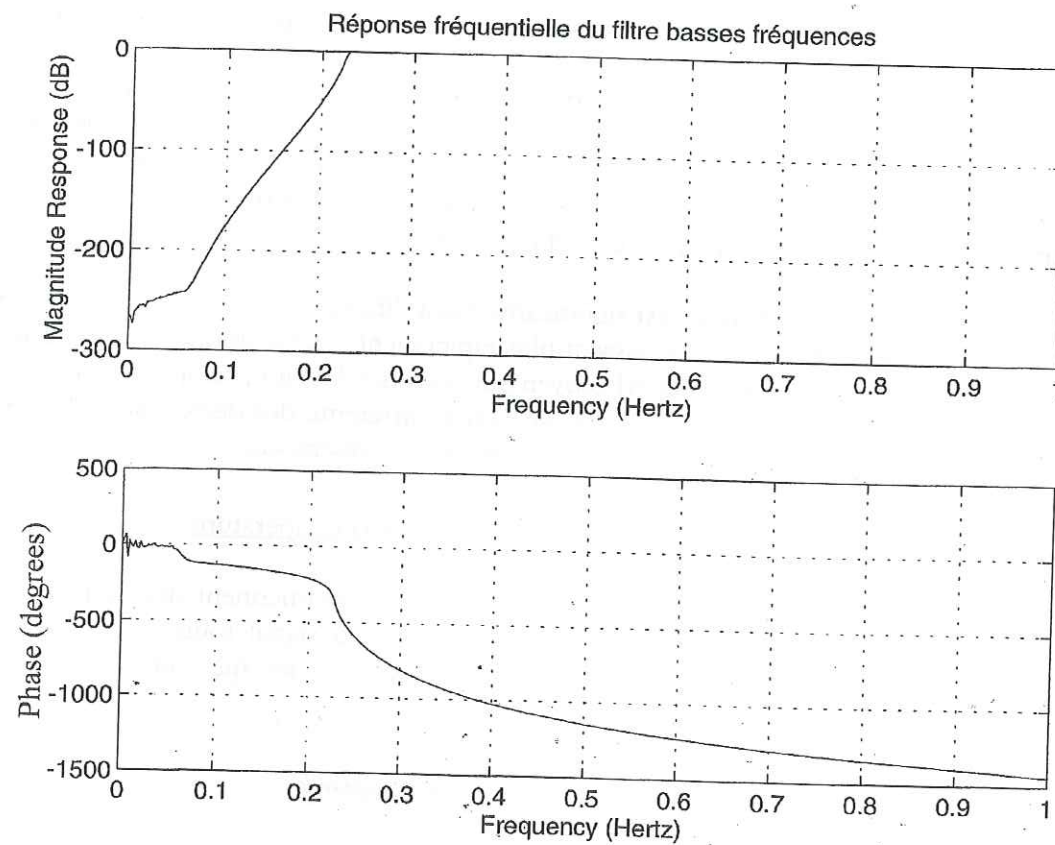
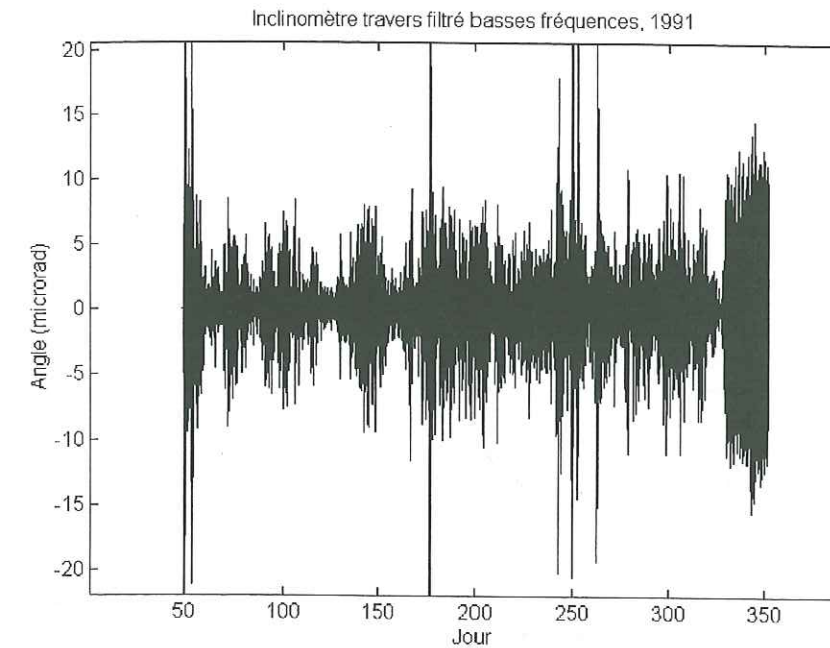


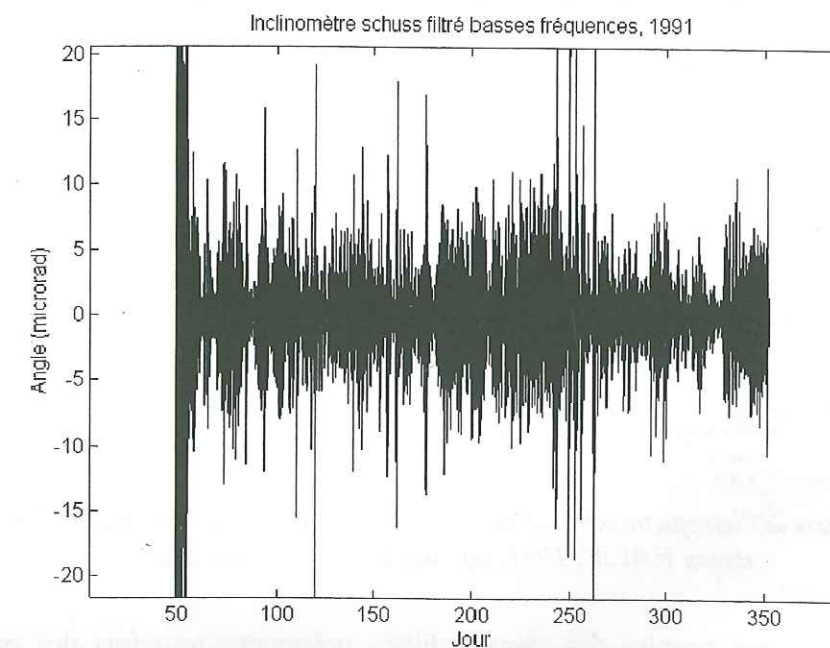
Fig. IV.17 – Réponse en fréquence du filtre passe-haut.

3.1.3.2.1. Indépendance avec la température

Les signaux filtrés obtenus sont centrés sur la valeur 0. En effet, le filtre élimine la tendance à long terme. La Fig. IV.18 présente les signaux obtenus pour la station FALW en 1991. Les Fig. 9 et Fig. 10 de l'annexe 5 rassemblent l'ensemble des signaux filtrés calculés pour les deux stations.



- a -



- b -

Fig. IV.18 – Signaux inclinométriques filtrés passe-haut, station FALW, 1991. (a) : voie travers ; (b) : voie schuss.

L'indépendance des signaux filtrés avec la température peut être vérifiée sur les spectres de cohérence. La Fig. IV.19 indique les spectres de cohérence entre signaux de température et inclinométriques pour la station FALW en 1991. Les Fig. 11 et Fig. 12 de l'annexe 5 présentent ces spectres pour les six années d'enregistrement aux deux stations. Tous les spectres ne présentent plus de valeurs élevées de la cohérence, à l'exception de quelques pics isolés.

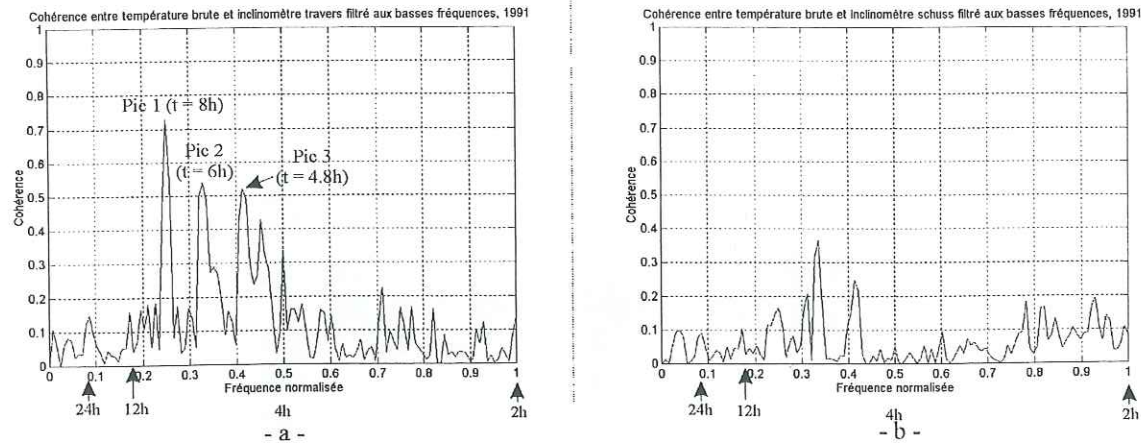


Fig. IV.19 – Spectres de cohérence entre signaux de température bruts et inclinométriques filtrés des basses fréquences, station FALW, 1991. (a) : voie travers ; (b) : voie schuss.

Les spectres de phase entre signaux de température bruts et inclinométriques filtrés ne font plus apparaître de relation linéaire entre la phase et la fréquence, comme l'indique la Fig. IV.20 pour la station FALW en 1991. Les autres spectres de phase sont présentés sur les Fig. 13 et Fig. 14 de l'annexe 5. Ceci prouve qu'il n'existe plus de retard caractéristique comme cela avait été mis en évidence avant le filtrage, témoignant de l'efficacité du filtre et de la part prépondérante de la température dans les variations des signaux inclinométriques.

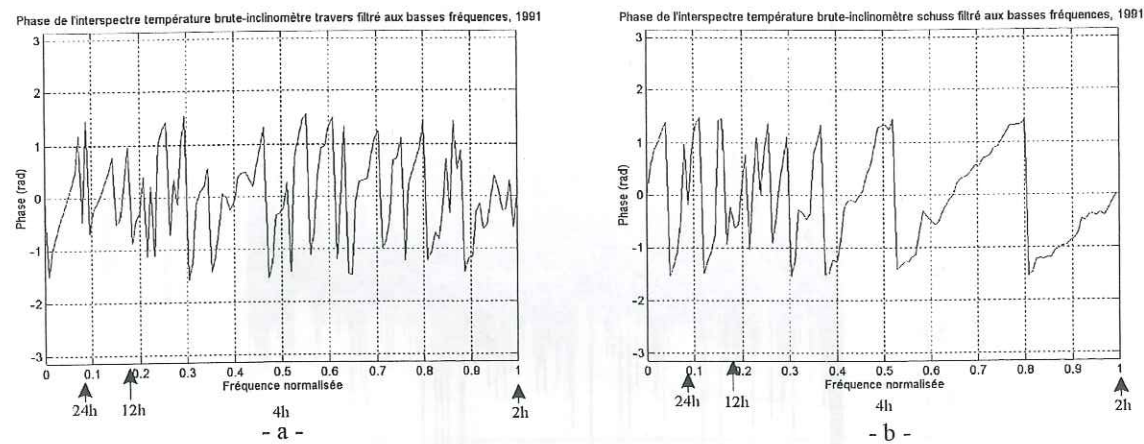
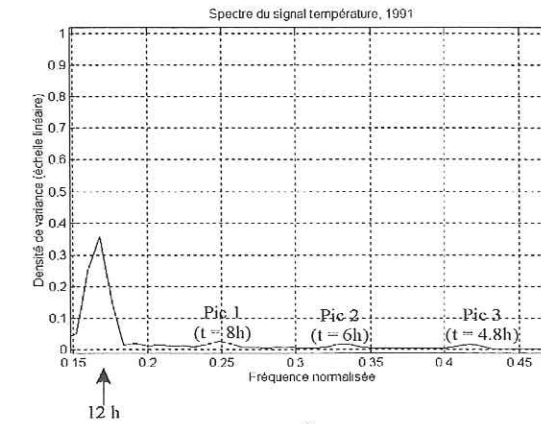
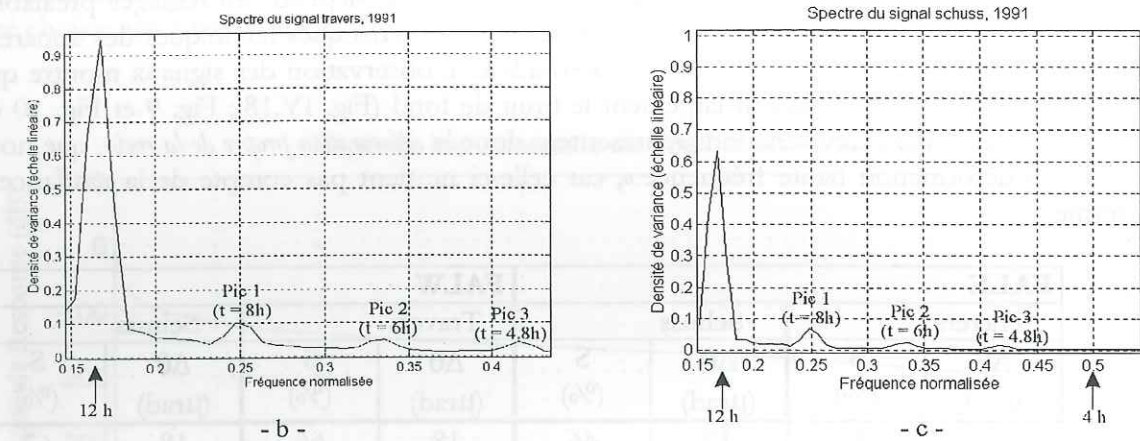


Fig. IV.20 – Phase de l'interspectre entre signaux de température brut et inclinométriques filtrés passe-haut, station FALW, 1991. (a) : voie travers ; (b) : voie schuss.

Certains spectres simples des signaux filtrés présentent toutefois des pics indiquant l'occurrence de certaines fréquences. Par exemple, les spectres simples des signaux inclinométriques de la station FALW en 1991 (Fig. IV.22) présentent 3 pics aux mêmes fréquences sur schuss et travers (pic 1 : 8h, pic 2 : 6h, pic 3 : 4.8h). Ces 3 pics se retrouvent dans le spectre de cohérence avec la température sur l'inclinomètre travers (Fig. IV.19a). Ces fréquences sont probablement des harmoniques des fréquences du signal de température. Des agrandissements des spectres simples des signaux bruts de la Fig. IV.14 montrent que ces fréquences sont présentes avec une intensité très faible dans ces signaux (Fig. IV.21). Ces fréquences sont donc dues à des effets thermiques résiduels. Les spectres simples des autres années d'enregistrements et de la deuxième station sont rassemblés sur les Fig. 15 et Fig. 16 de l'annexe 5.



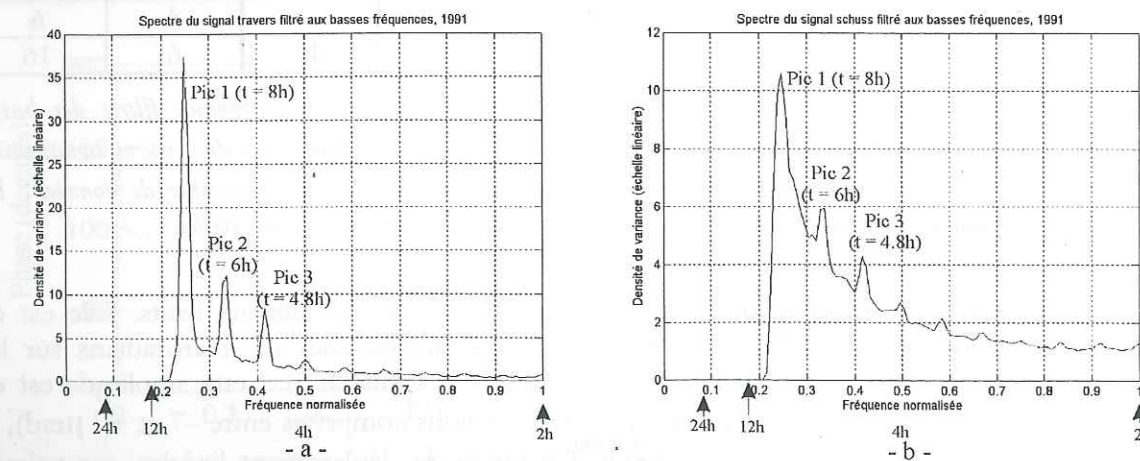
- a -



- b -

- c -

Fig. IV.21 – Agrandissement des spectres simples des signaux de température et inclinométriques bruts, station FALW, 1991.



- a -

- b -

Fig. IV.22 – Spectres simples des signaux inclinométriques filtrés des basses fréquences, station FALW, 1991. (a) : voie travers ; (b) : voie schuss.

Finalement, l'examen des spectres simples et des spectres de cohérence permet d'affirmer qu'il n'y a pas de périodicité haute fréquence indépendante de la température dans les signaux inclinométriques.

3.1.3.2.2. Variations propres du signal inclinométrique

Les signaux filtrés sont constitués d'oscillations autour d'une valeur moyenne égale à 0 (Fig. IV.18 et Fig. 9 et Fig. 10 de l'annexe 5). Considérant que les fréquences liées à la température sont en nombre limitées, les oscillations observées représentent donc pour une bonne part des variations liées à une déformation de la roche *indépendante* de la température. Cependant, la température peut tout de même être à l'origine d'un certain nombre de variations, traduisant la réponse de la roche à des événements thermiques ponctuels et aléatoires, ce qui pourrait expliquer que ces événements ne se traduisent pas sous forme de fréquence structurée dans l'analyse spectrale.

Les variations angulaires se superposent à un bruit de fond lié aux limites de résolution des appareils. L'estimation du bruit de fond est délicate, compte tenu du fait que la résolution des inclinomètres n'est pas connue avec une grande précision. Elle dépend des réglages préalables (Saleh, 1986), mais nous pouvons considérer d'après les caractéristiques techniques des appareils qu'elle doit se situer en moyenne autour du microradian. L'observation des signaux montre que les variations enregistrées dépassent largement le bruit de fond (Fig. IV.18 ; Fig. 9 et Fig. 10 de l'annexe 5, et Tab. IV.5). Ces variations représentent donc la *déformation propre de la roche*, que nous appellerons « déformation haute fréquence », car celle-ci ne tient pas compte de la tendance à long terme.

	FALE				FALW			
	Travers		Schuss		Travers		Schuss	
	$\Delta\theta$ (μrad)	S (%)	$\Delta\theta$ (μrad)	S (%)	$\Delta\theta$ (μrad)	S (%)	$\Delta\theta$ (μrad)	S (%)
1991	8	28	12	46	18	66	18	67
1992	10	26	12	40	24	73	P	---
1993	8	26	16	42	P	---	P	---
1994	20	53	P	---	10	40	4	3
1995	12	32	16	46	===	---	4	6
1996	10	40	12	48	18	49	6	16

Tab. IV.5 - Amplitude des variations propres (crête à crête) des inclinomètres (signaux filtrés des basses fréquences). Les valeurs de $\Delta\theta$ représentent 98% des mesures du signal ; S : proportion de mesures significatives correspondantes (comprises entre le bruit : 2 μrad en amplitude, et $\Delta\theta$) ; === : absence de données ; P : amplitudes de variations considérables, considérées comme ne reflétant pas des inclinaisons réelles.

L'amplitude de ces variations est très inférieure à celle des signaux bruts. Elle est de quelques microradians d'après le Tab. IV.5, et de plusieurs dizaines de microradians sur les signaux bruts (Fig. IV.10 et Fig. IV.11 ; Fig. 1 et Fig. 2 de l'annexe 5). Cette amplitude est en moyenne de 14 μrad pour les inclinomètres travers (variations comprises entre -7 et +7 μrad), et 12 μrad pour les voies schuss (-6 ; +6 μrad). En terme de déplacement linéaire, ces valeurs correspondraient à des déplacements respectifs de 0.14 et 0.12 mm pour un centre de rotation placé à 10 m de distance. Ces déplacements sont donc sensiblement identiques suivant des directions perpendiculaire et parallèle à la paroi.

Ces variations inclinométriques traduisent pour une part la déformation propre de la roche, et pourraient être la manifestation du craquement de fissures présentes en son sein (outre l'origine thermique déjà signalée).

Les signaux filtrés étant centrés sur la valeur 0, la déformation totale apparente est nulle (absence de tendance). Ainsi la « déformation haute fréquence » mise en évidence a l'apparence d'une déformation entièrement réversible. Elle peut traduire des *incrémentations ponctuelles de déformation*, qui ne sont pas sommées sur le signal filtré. Ainsi, il nous paraît plus juste de parler d'incrémentations de déformation plutôt que de déformation en ce qui concerne les signaux filtrés des basses fréquences.

3.1.4. Filtrage des hautes fréquences

La mesure de la déformation totale au cours d'une année nécessite de conserver les basses fréquences dont nous avons vu qu'elles étaient corrélées à la température. Afin de ne pas être tributaire des variations journalières liées à la température, nous avons lissé les signaux bruts grâce à un filtre haute fréquences (passe-bas). Le filtre utilisé est de type Butterworth (MATLAB) présentant une réponse en fréquence progressive (Fig. IV.23). La fréquence de coupure a donc été choisie assez basse ($f_{\text{norm}} = 0.001$, soit 83 jours).

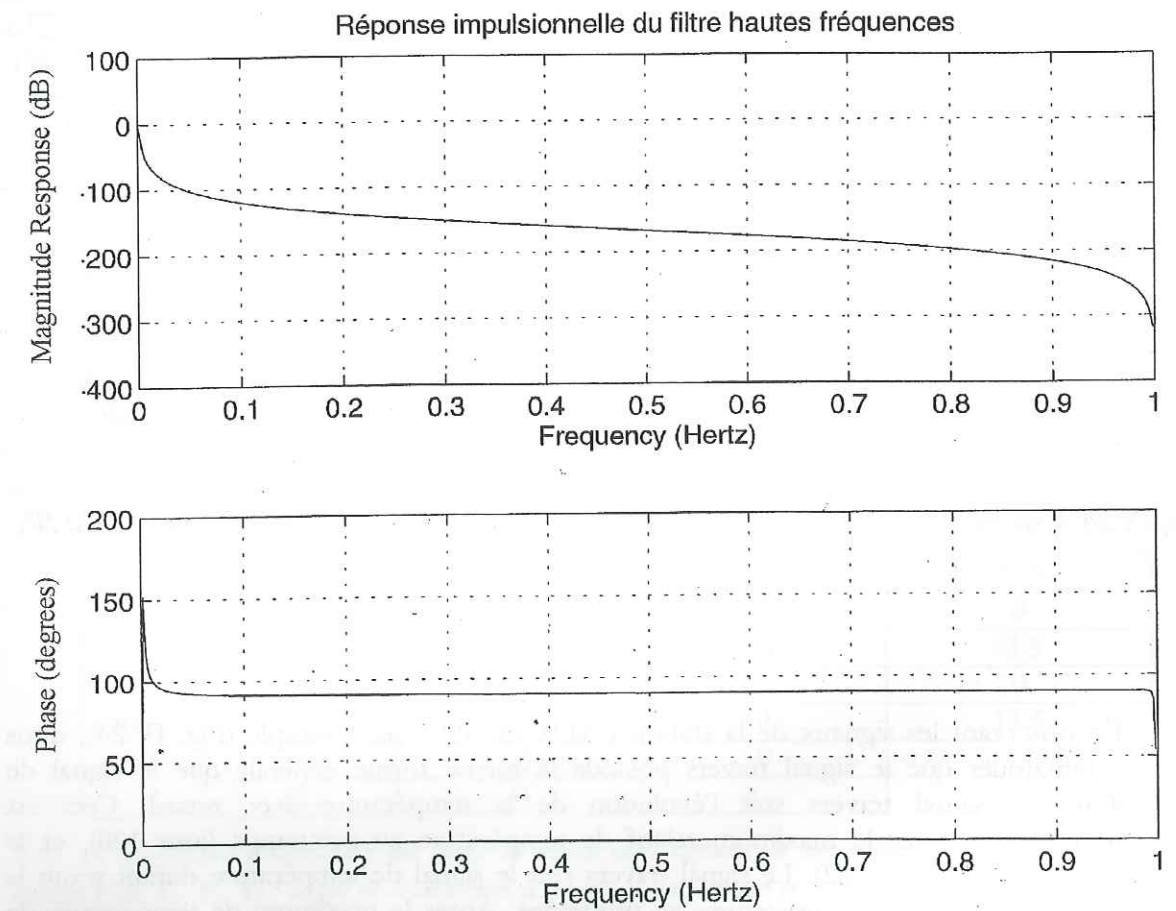


Fig. IV.23 - Réponse en fréquence du filtre passe-bas.

3.1.4.1. Structure des signaux sur un an

Les signaux filtrés des hautes fréquences sont représentés sur la Fig. IV.24 pour la station FALW en 1991, et sur les Fig. 17 et Fig. 18 de l'annexe 5 pour les autres signaux. Pour la commodité de la représentation, tous les signaux inclinométriques débutent arbitrairement à la valeur 0 chaque année.

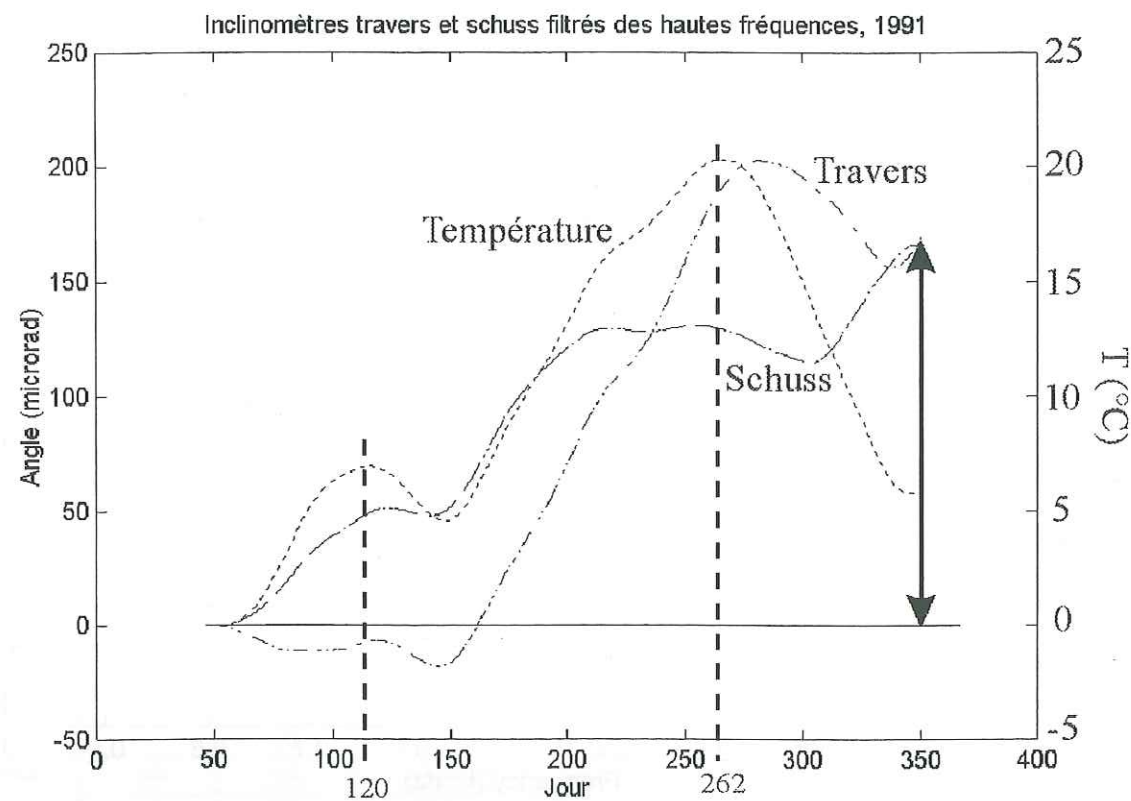


Fig. IV.24 – Signaux de température et inclinométriques annuels filtrés des hautes fréquences, station FALW, 1991.

3.1.4.1.1. Forme caractéristique des signaux

En observant les signaux de la station FALW en 1991 par exemple (Fig. IV.24), nous pouvons remarquer que le signal travers possède la même forme générale que le signal de température. Le signal travers suit l'évolution de la température avec retard. Ceci est particulièrement net pour le maximum relatif de température au printemps (jour 120), et le maximum de l'année (jour 262). Le signal travers suit le signal de température durant toute la période d'augmentation des températures au printemps. Après le maximum de température de l'été, alors que celle-ci diminue jusqu'à des valeurs proches de celles du début de l'année (automne), le signal travers ne retrouve pas sa valeur initiale, laissant ainsi une dérive positive (Fig. IV.24), qui traduit **une rotation de l'escarpement vers l'amont**. Cette évolution du signal au cours de l'année s'observe sur la voie travers de plusieurs années aux deux stations (Fig. 17 et Fig. 18 de l'annexe 5).

Le signal schuss suit également l'évolution générale du signal de température, mais de manière moins nette (Fig. IV.24). En 1991 pour la station FALW, le maximum de température de

l'année est pratiquement indiscernable dans le signal inclinométrique. De plus, l'évolution du signal est souvent symétrique de celle de la température, une augmentation de température traduisant une évolution négative du signal (Fig. 17 et Fig. 18 de l'annexe 5). Cette évolution différente est en liaison avec les corrélations établies en 3.1.1.

Des observations qualitatives similaires peuvent être faites en ce qui concerne les autres années d'enregistrement de la station FALW, ainsi que pour les signaux de la station FALÉ (Fig. 17 et Fig. 18 de l'annexe 5).

Cependant, de grandes différences existent dans la forme des signaux entre les années et entre les voies travers et schuss, à l'image des corrélations avec la température (cf. 3.1.1).

3.1.4.1.2. Temps de réponse

Dans le but d'estimer un temps de réponse caractéristique entre une variation saisonnière de température et sa traduction en terme d'inclinaison sur l'escarpement, nous avons tenté d'évaluer les temps de retard entre l'occurrence d'un maximum de température (relatif ou absolu) et sa traduction sur les signaux inclinométriques. Les résultats sont présentés dans les Tab. IV.6 et Tab. IV.7.

FALE	Date (j)	τ_1 sur travers (j)	τ_2 sur schuss (j)	κ (j)
1991	114	-9	-34	-25
	270	16.5	-9	-25.5
1992	168	-7.5	7.5	15
	256	0	-15	-15
1993	57	0	6	6
	254	24	10	-14
1994	102	0	14	14
	235	11.5	52	40.5
1995	76	0	-15	-15
	163	0	21.5	21.5
	235	-6	-6	0
	320	-2.5	-6	-3.5
1996	48	-4	-4	0
	190	-11.5	0	11.5
	240	-6	0	6
	323	0	---	---

Tab. IV.6 – Essai d'estimation des temps de retard entre signaux de température et inclinométriques pour la station FALÉ. τ_1, τ_2 : temps de retard entre le signal de température et le signal inclinométrique en jour (temps positif : retard de l'inclinomètre par rapport à la température ; temps négatif : « avance » de l'inclinomètre sur la température); $\kappa = \tau_2 - \tau_1$: temps de retard entre les signaux travers et schuss en jour (positif : retard de schuss par rapport à travers) ; --- : détermination impossible (absence de maximum net dans un signal) ; === : absence de données.

FALW	Date (j)	τ_1 sur travers (j)	τ_2 sur schuss (j)	κ (j)
1991	115	5	10	5
	264.5	19	---	---
	347	-5	2.5	7.5
1992	94	58	43	-15
	173.5	47	---	---
	252	44	69	25
1993	61	---	35.5	---
	206	-10	---	---
	254.5	67	73.5	6.5
1994	107.5	-5	12.5	17.5
	233	21.5	58	36.5
	306	9	---	---
1995	233	===	6	---
	315	===	5	---
1996	47	-2.5	16.5	18.5
	186	-4	0	4
	238	-2.5	0	2.5
	318	-1	-6	-5

Tab. IV.7 – Essai d'estimation des temps de retard entre signaux de température et inclinométriques pour la station FALW. τ_1, τ_2 : temps de retard entre le signal de température et le signal inclinométrique en jour (temps positif : retard de l'inclinomètre par rapport à la température ; temps négatif : « avance » de l'inclinomètre sur la température); $\kappa = \tau_2 - \tau_1$: temps de retard entre les signaux travers et schuss en jour (positif : retard de schuss par rapport à travers) ; --- : détermination impossible (absence de maximum net dans un signal) ; === : absence de données.

Nous rappelons que nous nous intéressons ici à des variations saisonnières des signaux, l'ordre de grandeur de ces variations et les temps de retard sont donc très différents de ceux envisagés dans le domaine des hautes fréquences (3.1.3.2.2). L'interprétation de ces variations est aussi très différente : alors que nous avons interprété les retards dans le domaine des hautes fréquences en termes de dilatation différentielle, à réponse rapide, nous estimons que les retards mis en évidence ici sont la traduction d'une réponse de l'escarpement et reflètent des mouvements globaux.

Au cours d'une année, les temps de retard sont généralement assez différents. De plus, nous ne pouvons déceler de répartition homogène des temps de retard d'une année à l'autre, que ce soit entre la température et les inclinomètres ou entre les signaux inclinométriques eux-mêmes (Tab. IV.6 et Tab. IV.7). Enfin, les valeurs négatives traduisent une « avance » du signal inclinométrique sur le signal de température et ne sont donc pas significatives. S'agissant de temps faibles (inférieurs à 10 jours), nous pouvons invoquer la précision graphique qui a permis la détermination. Concernant des temps d'avance supérieurs à 10 jours, la correspondance des maxima de température aux maxima ou minima des signaux inclinométriques peut être en cause. Enfin, nous ne pouvons écarter un déphasage différentiel dû au filtrage, bien que la bande de fréquence étudiée est toujours quasiment identique.

Les signaux inclinométriques ne permettent donc pas de mettre en évidence un temps de réponse caractéristique de l'escarpement en terme de basculement en réponse à des variations saisonnières de la température.

3.1.4.1.3. Mouvements annuels

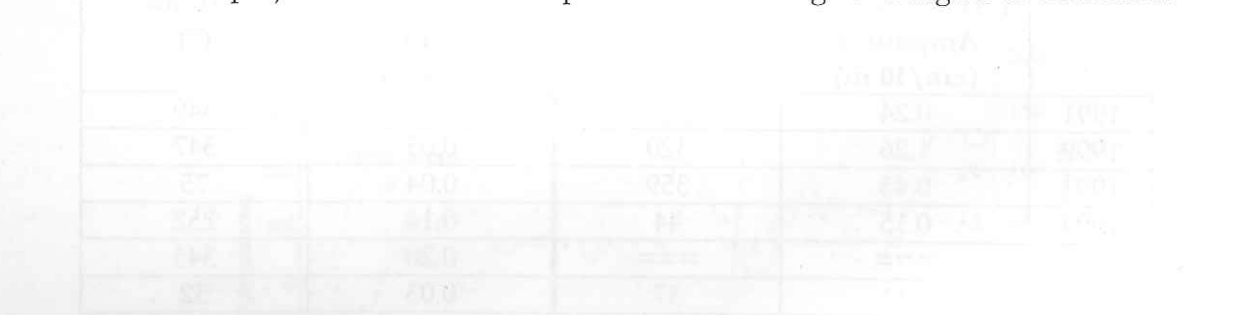
Les inclinaisons résultantes annuelles déduites de la Fig. IV.24 et des Fig. 17 et Fig. 18 de l'annexe 5 sont présentées numériquement dans le Tab. IV.8.

	FALW Travers (μ rad)	FALW Schuss (μ rad)	FALE Travers (μ rad)	FALE Schuss (μ rad)
1991	165	165*	42	56
1992	97*	1248	15	23
1993	283*	348	31	-31
1994	178	0	-58	40*
1995	===	1	117	172
1996	114	18	32	4*

Tab. IV.8 – Inclinaisons annuelles (entre janvier et décembre) des voies travers et schuss aux stations FALW et FALE. Les inclinaisons sont mesurées entre le début et la fin de chaque signal annuel, et sont ramenées à un intervalle de temps d'une année pleine. === : absence de données ; * : valeur incertaine (pouvant être due à des oscillations importantes dans le signal brut ayant perturbé le filtrage).

Les deux voies travers et schuss de chaque station permettent de mesurer une inclinaison suivant deux directions perpendiculaires, parallèlement et perpendiculairement à la surface du rocher (cf. 2.1 et Fig. IV.9). Nous observons que la grande majorité des basculements annuels sont positifs (Tab. IV.8), ce qui traduit des inclinaisons globalement vers l'amont du versant. De plus, la station FALW enregistre des variations d'inclinaisons plus importantes que la station FALE.

En supposant la base de l'escarpement rigide à proximité de chaque station, les basculements annuels peuvent être traduits en déplacements horizontaux en projetant les signaux inclinométriques de chaque station dans un plan horizontal. Nous obtenons alors la trajectoire fictive d'un point de la surface de l'escarpement. Les projections ont été réalisées en considérant les déplacements horizontaux obtenus pour un centre de rotation placé arbitrairement à 10 m de distance². La Fig. IV.25 présente les déplacements horizontaux obtenus pour la station FALW en 1991. Les autres projections annuelles sont présentées sur les Fig. 19 et Fig. 20 de l'annexe 5.



$X = L \times \sin(\text{travers})$, avec $L = 10$ m
² $Y = L \times \sin(\text{schuss})$

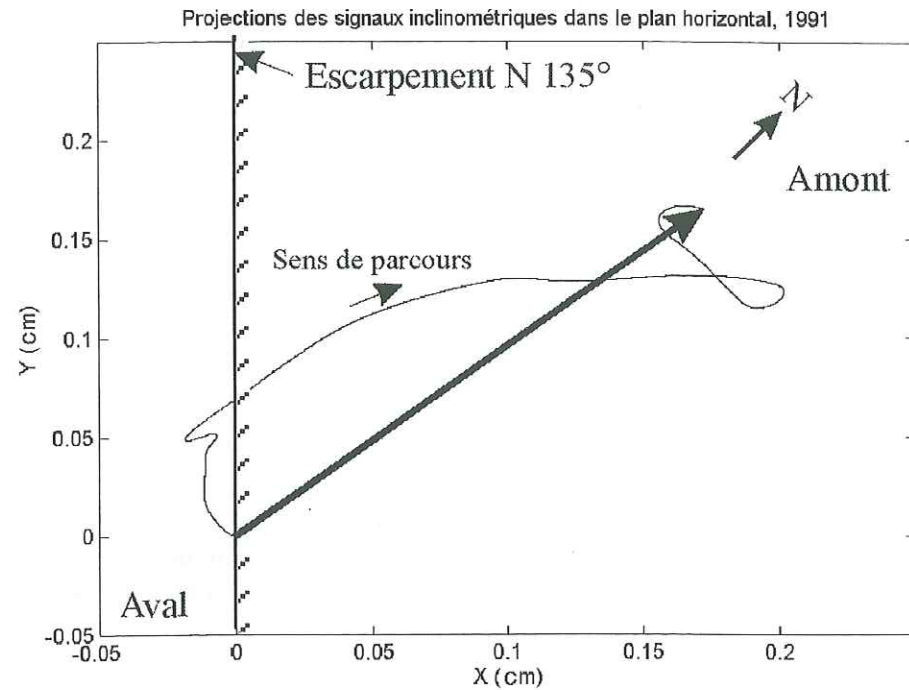


Fig. IV.25 – Projection dans le plan horizontal des signaux inclinométriques filtrés des hautes fréquences, station FALW, 1991, pour un centre de rotation placé à 10 m de distance. La flèche indique le sens du déplacement entre février et décembre 1991.

Les déplacements obtenus ne sont pas rectilignes et changent de direction de manière progressive ou brutalement (points de rebroussement). Ils peuvent également changer de sens (boucles) au cours de l'année, ce qui traduit l'irrégularité fondamentale des mouvements.

Les projections permettent de déterminer précisément l'amplitude et la direction des déplacements linéaires annuels (Tab. IV.9).

	FALW (N 135°)	Azimut (°)	FALE (N 125°)	Azimut (°)
	Amplitude (cm/10 m)		Amplitude (cm/10 m)	
1991	0.24	8	0.06	349
1992	1.26	320	0.03	347
1993	0.43	359	0.04	75
1994	0.15	44	0.14	252
1995	===	===	0.20	345
1996	0.11	37	0.03	32

Tab. IV.9 – Déplacements horizontaux annuels (entre janvier et décembre) des escarpements aux stations FALW et FALE, déduits des signaux inclinométriques (projections dans le plan horizontal, centre de rotation placé à 10 m). Les azimuts de déplacement horizontal sont comptés positivement dans le sens horaire, l'origine étant prise au N ; === : détermination impossible (absence de données sur travers).

Les déplacements horizontaux du rocher de la station FALW sont 7 fois supérieurs à ceux du rocher de la station FALE, d'après le Tab. IV.9 (déplacement horizontal annuel moyen à FALW : 0.44 mm ; à FALE : 0.06 mm). Un déplacement horizontal important vers le NW a été acquis par le rocher

de la station FALW en 1992. En ce qui concerne les azimuts des déplacements horizontaux, ils sont largement dispersés entre le NW et le NE à FALW, et entre l'WSW et l'ENE à FALE. Sur cette dernière station, 3 années (dont 2 consécutives) présentent cependant des déplacements aux azimuts proches de l'WNW.

3.1.4.2. Déplacements cumulés de 1991 à 1996

Les signaux inclinométriques bruts mis bout à bout au cours des 6 années d'enregistrement sont représentés sur la Fig. IV.10 pour la station FALW, et sur la Fig. IV.11 pour la station FALE. Les corrélations avec la température pour la station FALW sont portées sur la Fig. 3g de l'annexe 5, et sur la Fig. 4g de l'annexe 5 pour la station FALE. Les signaux filtrés des hautes fréquences sont représentés sur la Fig. IV.26.

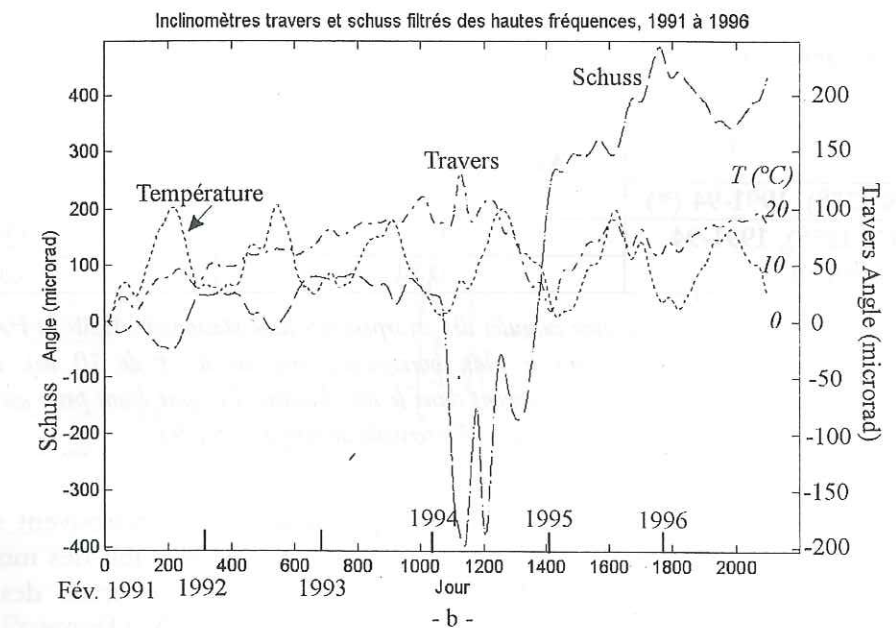
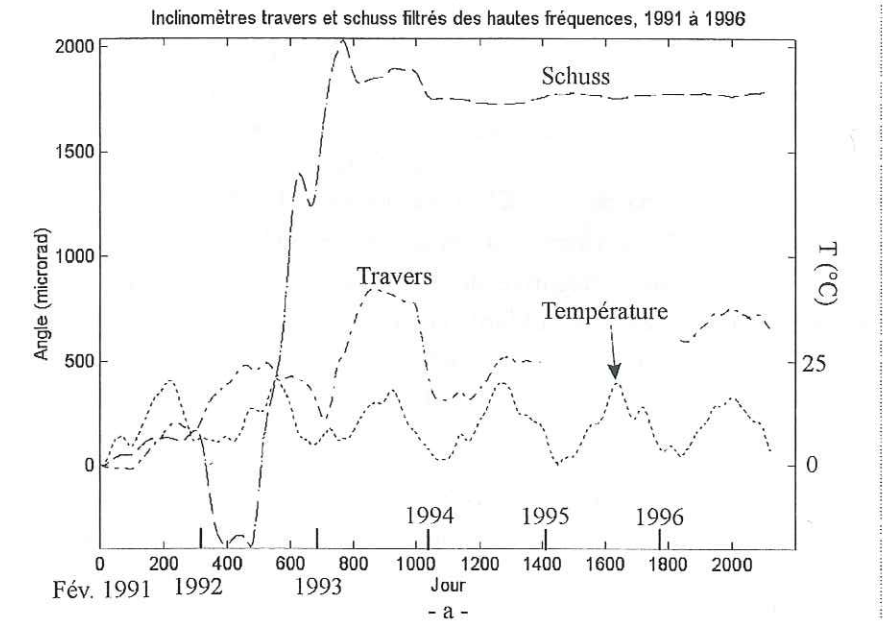


Fig. IV.26 – Signaux de température et inclinométriques cumulés de 1991 à 1996, filtrés des hautes fréquences. (a) : station FALW ; (b) : station FALE.

Le Tab. IV.10 présente les inclinaisons cumulées aux deux stations, ainsi qu'une estimation de la vitesse d'inclinaison moyenne, sachant que d'importantes variations existent d'une année à l'autre, d'après le Tab. IV.8. Nous retrouvons sur le long terme des inclinaisons vers l'amont du versant (positives).

	Travers (μrad)	Schuss (μrad)	V Travers ($\mu\text{rad}/\text{an}$)	V Schuss ($\mu\text{rad}/\text{an}$)
FALW	650	1803	112	310
FALE	88	435	15	76

Tab. IV.10 – Inclinaisons cumulées de 1991 à 1996, et estimation des vitesses d'inclinaisons annuelles moyennes (V). Ces données ont été estimées d'après la Fig. IV.26, qui reflète mieux les signaux bruts que la sommation des inclinaisons annuelles.

Les années 1992 - 1993 sont marquées par une variation importante de l'inclinaison vers l'amont (environ 2500 μrad en amplitude maximum) pour la voie schuss de la station FALW (Fig. IV.10 ; Fig. IV.26 ; Fig. 17 de l'annexe 5). Cet événement est enregistré entre le printemps 1992 et l'hiver 1993 (Fig. IV.10 et Fig. IV.26 ; Fig. 17, annexe 5). Cette période de fort mouvement est précédée à partir du début de l'année 1992 par une inclinaison vers l'aval (variation négative de 500 à 600 μrad). La fin de la période active est également suivie par un mouvement vers l'aval (variation négative de 400 μrad). Le mouvement s'effectue durant cette période à une vitesse forte (2950 $\mu\text{rad}/\text{an}$), comparée aux vitesses moyennes annuelles (Tab. IV.10). Cependant, cette vitesse est pratiquement constante. Seuls le début et la fin de la période active sont marqués par des accélérations importantes. Cette activité ne s'observe pas sur le signal travers, ni à la station FALE.

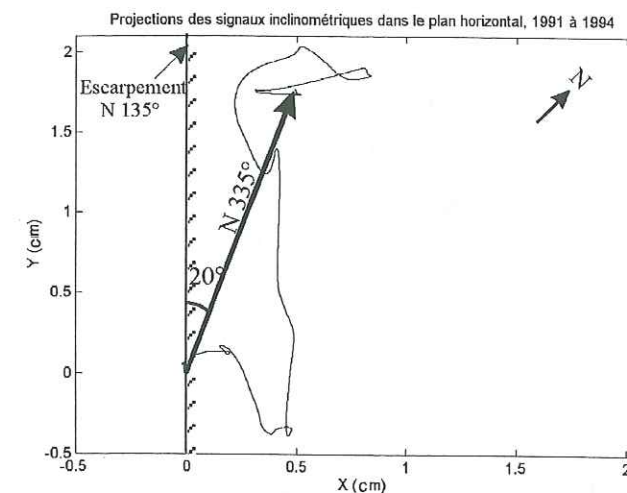
Les déplacements horizontaux cumulés obtenus par projection des signaux dans le plan horizontal sont présentés ci-après. Compte tenu de l'absence de signal sur travers pour la station FALW en 1995, le déplacement cumulé ne peut être obtenu pour cette station que pour la période 1991 - 1994 (Fig. IV.27a). Le déplacement à la station FALE est présenté pour la même période (Fig. IV.27b), et pour la période 1991 - 1996 (Fig. IV.27c).

Les caractéristiques des déplacements cumulés sont résumées numériquement dans le Tab. IV.11.

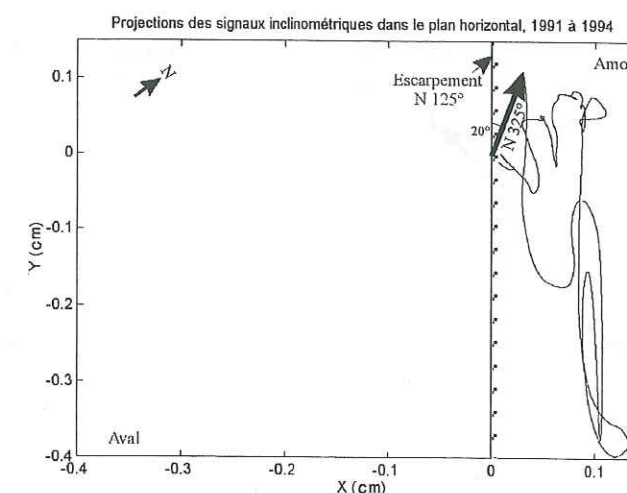
	Amplitude (cm/10 m)	Azimut ($^{\circ}$)
FALW (N 135 $^{\circ}$), 1991-94 (*)	1.83	335
FALE (N 125 $^{\circ}$), 1991-94	0.11	325
	0.44	320

Tab. IV.11 – Déplacements horizontaux cumulés des escarpements aux stations FALW et FALE, déduits des signaux inclinométriques (projections dans le plan horizontal, bras de levier de 10 m). Les azimuts des déplacements horizontaux sont comptés positivement dans le sens boréaire, l'origine étant prise au N ; (*) l'absence de données sur travers en 1995 impose de considérer l'intervalle de temps 1991-94.

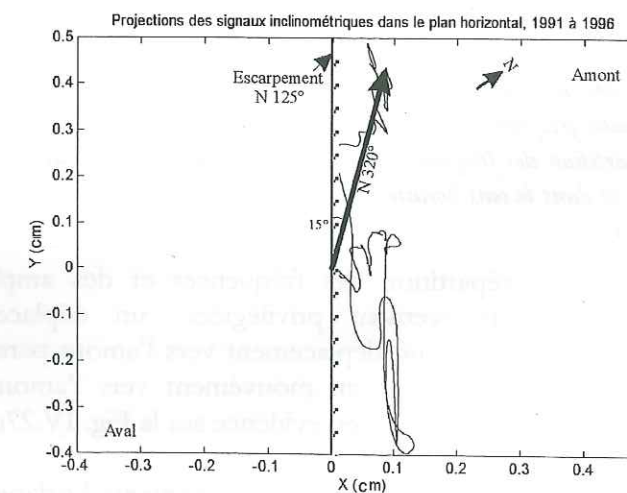
Certaines observations effectuées sur les signaux annuels se retrouvent sur les signaux cumulés. En particulier, l'escarpement supportant la station FALW subit des mouvements plus importants que celui de la station FALE, comme le montre l'amplitude des déplacements horizontaux ou la vitesse d'inclinaison moyenne (Tab. IV.10 et Tab. IV.11).



- a -



- b -



- c -

Fig. IV.27 – Projections des signaux inclinométriques filtrés des hautes fréquences dans le plan horizontal. (a) : station FALW, projections cumulées de 1991 à 1994 ; (b) : station FALE, projections cumulées de 1991 à 1994 ; (c) : station FALE, projections cumulées de 1991 à 1996.

En ce qui concerne l'azimut des déplacements horizontaux, remarquons que celui de la station FALW (N320° - 325°) est très proche de la direction générale du découpage de l'escarpement en couloirs à l'W de la station (N140°, visible sur la Fig. IV.9). Sur un intervalle de temps de plusieurs années, un écart angulaire apparaît entre l'orientation de la surface de l'escarpement et la direction du déplacement horizontal. Cet écart est égal aux deux stations à environ 20° (Fig. IV.27a et Fig. IV.27b). Ceci traduit également une homogénéité des sens de déplacement aux deux stations : environ N330°. Cette direction peut donc être considérée comme représentative de l'évolution de l'inclinaison générale de l'escarpement des Pénys.

Les déplacements cumulés représentés sur la Fig. IV.27 ont été obtenus sur la base d'un découpage temporel entre février (1991) et décembre (1996). Les signaux utilisés étant corrélés à la température dans le domaine des basses fréquences, un biais lié au découpage temporel ne peut être exclu. Afin d'évaluer son influence éventuelle, nous avons étudié la répartition des directions de déplacement horizontal le long des trajectoires de la Fig. IV.27. Les fréquences des azimuts des déplacements horizontaux de la station FALW sont représentées sur la Fig. IV.28a. La Fig. IV.28b représente la répartition des amplitudes des déplacements cumulés.

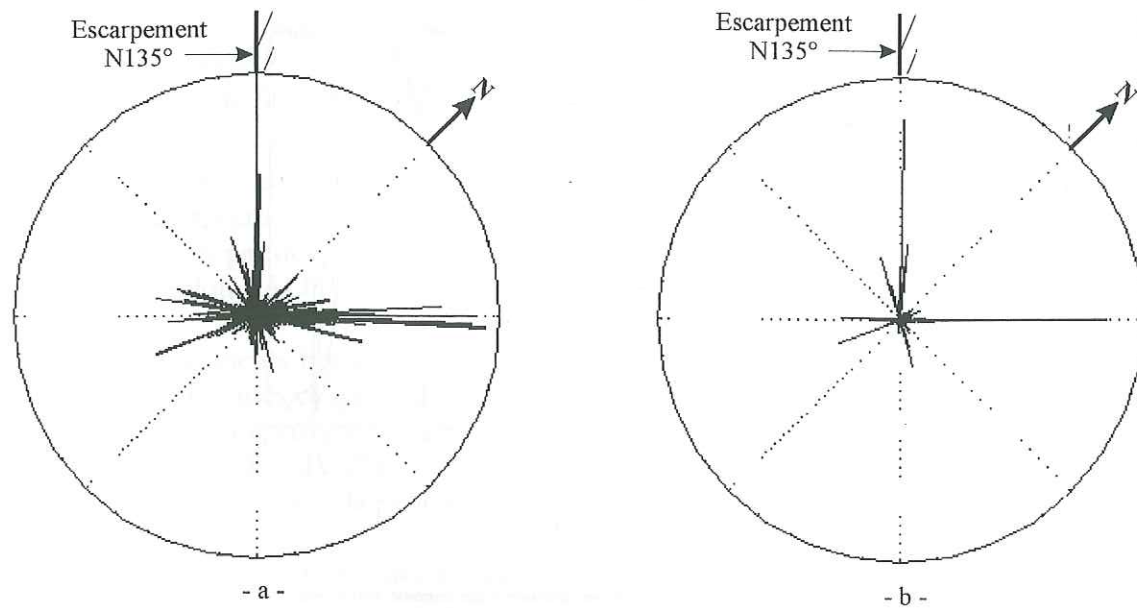


Fig. IV.28 - Répartition des azimuts des déplacements horizontaux obtenus par projection des signaux inclinométriques filtrés des hautes fréquences (centre de rotation à 10 m), station FALW, 1991 à 1996 (l'année 1995 a été retirée). (a) : répartition des fréquences ; (b) : distribution des amplitudes cumulées par azimut. Les angles sont comptés positivement dans le sens horaire.

Nous observons que la répartition des fréquences et des amplitudes cumulées fait apparaître deux directions de mouvement privilégiées : un déplacement vers l'amont, perpendiculairement à l'escarpement, et un déplacement vers l'amont parallèlement à la surface de l'escarpement. Ces directions suggèrent un mouvement vers l'amont, suivant un azimut proche du N, en accord avec la direction mise en évidence sur la Fig. IV.27a.

La répartition en fréquence des azimuts des déplacements horizontaux obtenus pour la station FALW est indiquée sur la Fig. IV.29a. La répartition des azimuts des amplitudes cumulées est représentée sur la Fig. IV.29b.

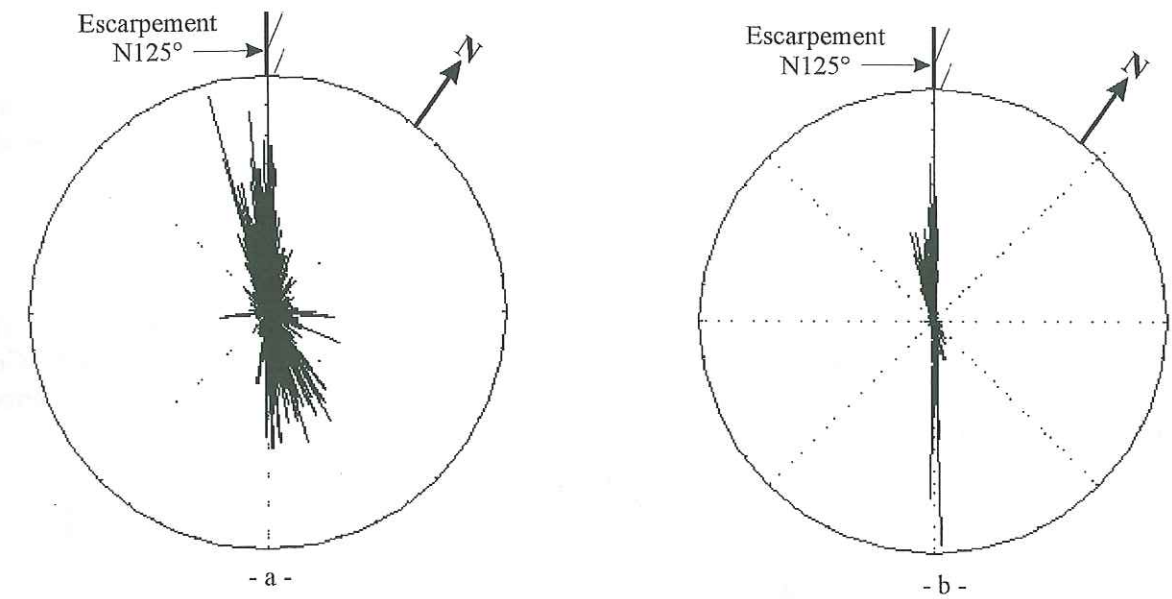


Fig. IV.29 - Répartition des azimuts des déplacements horizontaux obtenus par projection des signaux inclinométriques filtrés des hautes fréquences (centre de rotation à 10 m), station FALW, 1991 à 1996. (a) : répartition des fréquences ; (b) : distribution des amplitudes cumulées par azimut. Les angles sont comptés positivement dans le sens horaire.

Nous observons que les déplacements les plus nombreux (Fig. IV.29a) s'effectuent suivant un azimut proche de celui de l'escarpement, vers l'aval (de N285° à N305° environ), ou vers l'amont (N105° à N125°). Les amplitudes cumulées indiquent que les plus forts déplacements ont lieu suivant un azimut proche de celui de la paroi (environ N295°), vers l'aval (Fig. IV.29b). Les données de cette station montrent donc qu'un léger biais lié au découpage temporel (février 1991 - décembre 1996) affecte le déplacement cumulé.

3.2. Corrélation des signaux inclinométriques avec les eaux de surface

Afin de déterminer s'il existe des corrélations entre les variations inclinométriques et les eaux de surface, nous avons envisagé successivement l'étude des précipitations pluvieuses, et de la lame d'eau de fonte s'écoulant sur le versant.

3.2.1. Précipitations

Nous avons utilisé les données de précipitations pluvieuses de la station Météo-France de Chedde, située au pied du versant. C'est la station la plus proche de l'escarpement (Fig. IV.6). Ces données, disponibles à partir de 1992, ont un pas d'échantillonnage journalier. En conséquence, seules des moyennes journalières des signaux inclinométriques ont été utilisées (Fig. IV.30).

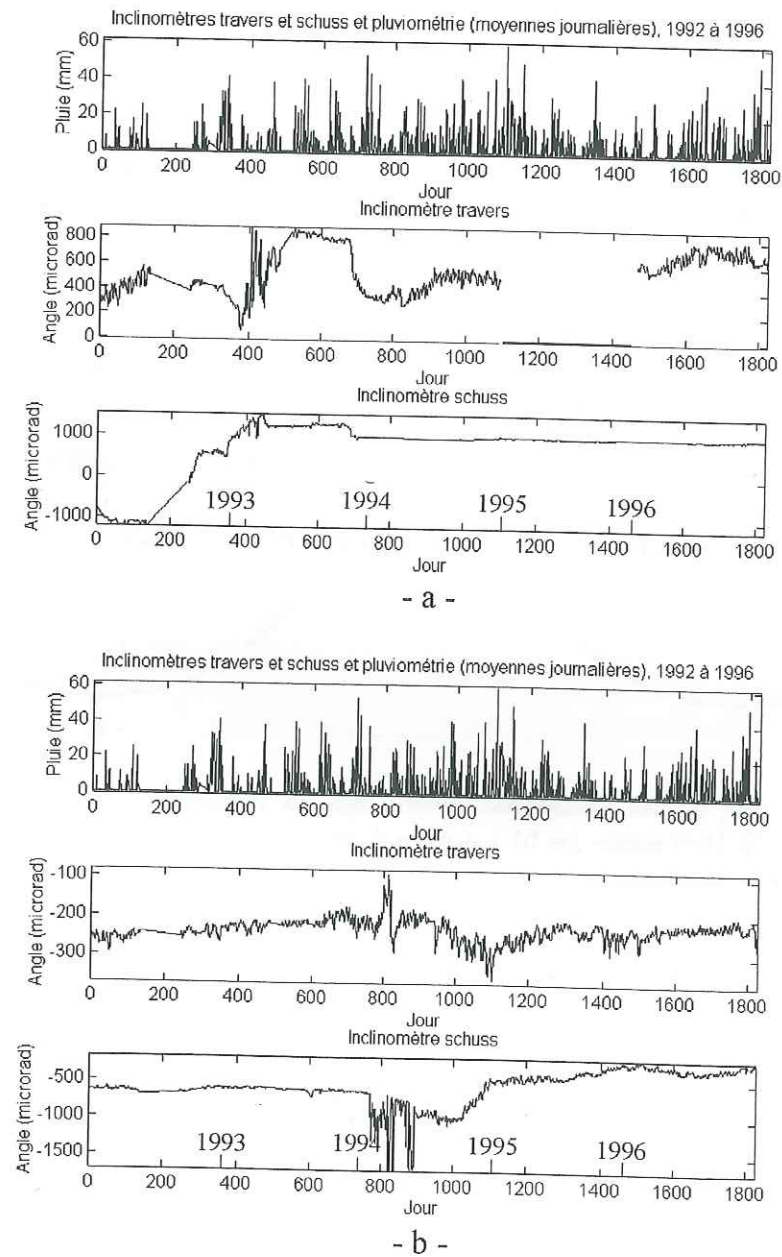


Fig. IV.30 – Pluviométrie (station de Chedde) et signaux inclinométriques, 1992 – 1996 (moyennes journalières). (a) : station FALW ; (b) : station FALE.

Aucune corrélation n'est visible directement entre les voies des inclinomètres et les précipitations (Fig. IV.31). En examinant les signaux en fréquence³ (Fig. IV.32), les spectres de cohérence ne permettent pas de mettre en évidence de corrélation nette (Fig. IV.33). Seuls 3 pics importants sont présents dans le spectre de cohérence entre pluviométrie et inclinomètre travers de la station FALW (Fig. IV.33a). Ces pics, d'intensité faible dans les spectres simples (notés 1, 2, 3 sur les Fig. IV.32a et Fig. IV.32b) correspondent à des périodes de 4.39 j (105.4 h, pic 1 sur la Fig. IV.33a), 4.65 j (111.6 h, pic 2 sur la Fig. IV.33a), 4.90 j (117.6 h, pic 3 sur la Fig. IV.33a). Comme ils ne sont pas confirmés sur les autres spectres de cohérence, nous ne pouvons en tirer de conclusion générale. L'absence de corrélation est confirmée sur les spectres de phase (Fig. IV.34) par l'absence de temps de réponse caractéristiques entre les signaux pluviométrique et inclinométriques.

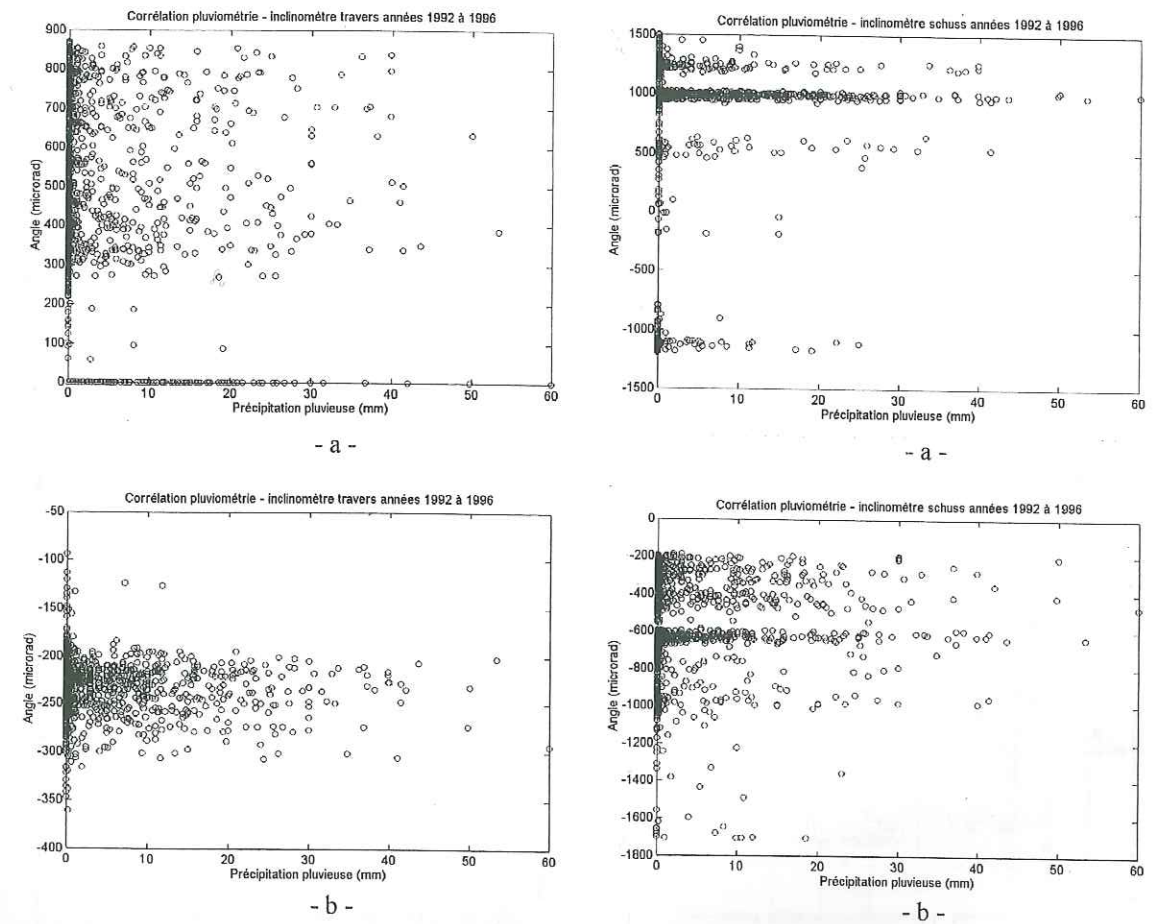


Fig. IV.31 – Corrélations entre pluviométrie et signaux inclinométriques (moyennes journalières), 1992 – 1996. (a) : station FALW ; (b) : station FALE.

³ Le pas d'échantillonnage étant de 1 jour, la relation $t_{\text{réel}} = \frac{2}{f_{\text{norm}}}$ est toujours valable mais t est exprimé en jours.

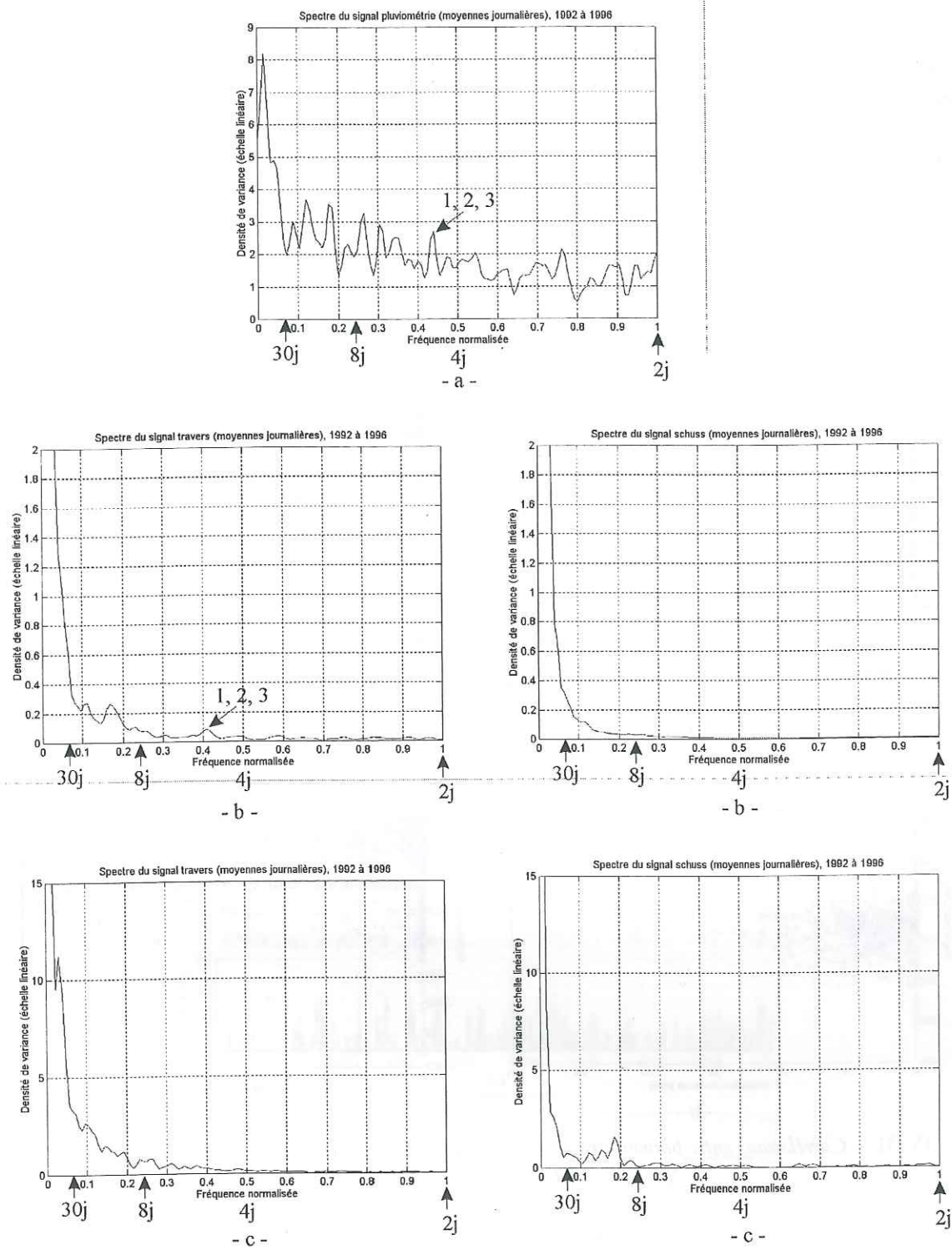


Fig. IV.32 – Spectres simples des signaux pluviométrique et inclinométriques (moyennes journalières), 1992 – 1996. (a) : pluviométrie ; (b) : station FALW ; (c) : station FALE.

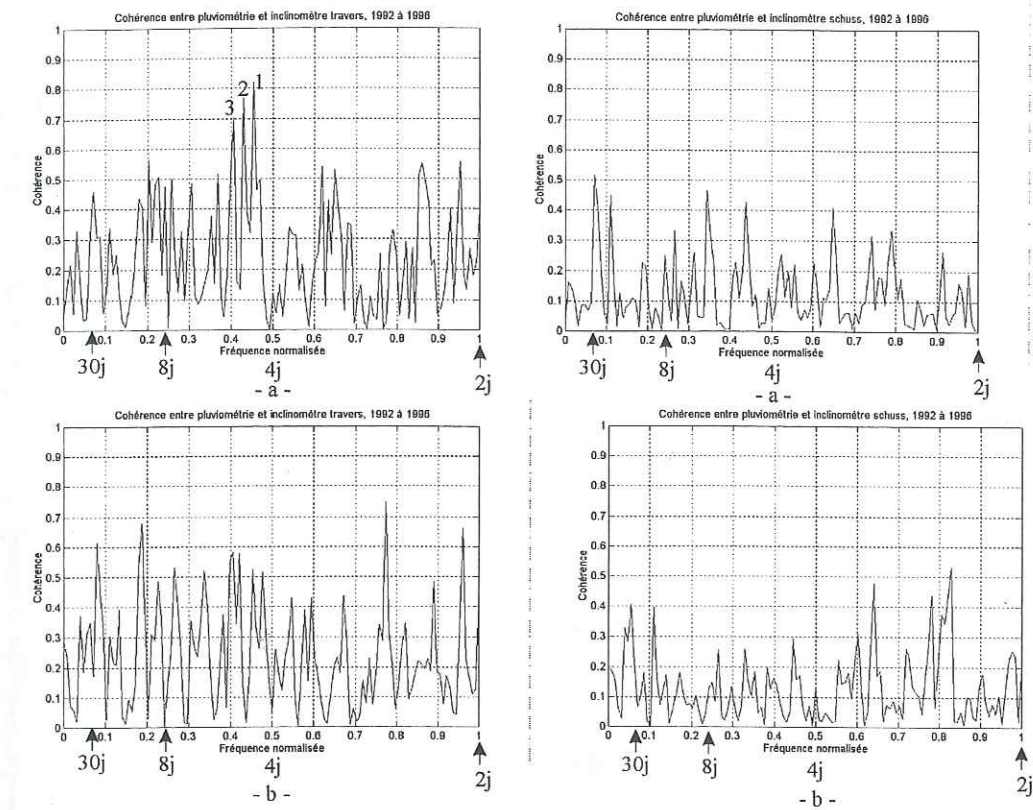


Fig. IV.33 – Spectres de cohérence entre signaux pluviométrique et inclinométriques (moyennes journalières), 1992 – 1996. (a) : station FALW ; (b) : station FALE.

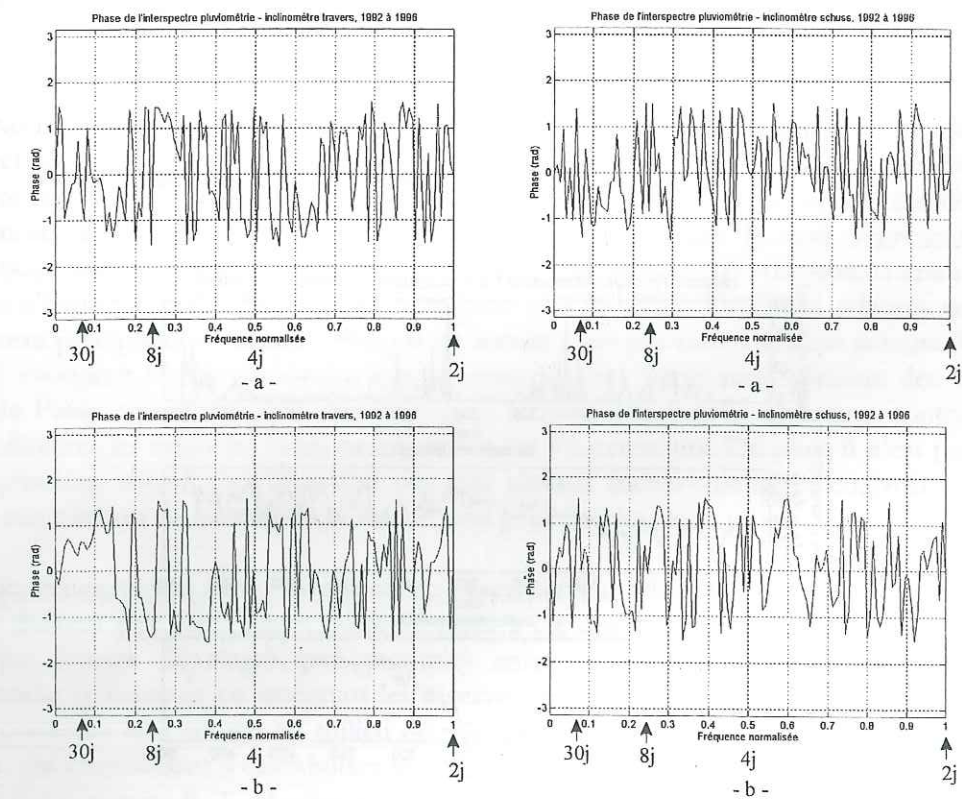


Fig. IV.34 – Phase de l'interspectre entre signaux pluviométrique et inclinométriques (moyennes journalières), 1992 – 1996. (a) : station FALW ; (b) : station FALE.

3.2.2. Lame d'eau de fonte

Le modèle Safran-Crocus, développé au Centre d'Etude de la Neige de Grenoble (Météo-France), permet de modéliser la lame d'eau de fonte de neige à la base du manteau neigeux en intégrant les précipitations liquides. Les informations atmosphériques et climatiques (température de l'air, vitesse du vent, humidité de l'air, rayonnement solaire...) et les mesures nivoclimatiques permettent de simuler l'évolution du manteau neigeux. Ces simulations sont effectuées pour les 23 principaux massifs alpins découpés en 11 mailles, par incréments de 300 m d'altitude, pour six orientations différentes (N, E, SE, S, SW, W), et pour des sites plats ou avec des pentes de 20° ou 40°. Le pas d'échantillonnage utilisé est journalier. La simulation de la lame d'eau de fonte à la base du manteau neigeux qui tient compte des précipitations liquides constitue actuellement la donnée la plus proche de l'alimentation des aquifères alpins.

Nous avons effectué un essai de corrélation entre la lame d'eau de fonte issue de ce modèle et les signaux inclinométriques, pour un cycle annuel complet entre 1991 et 1992 (Fig. IV.35). Aucune corrélation n'a pu être mise en évidence (Fig. IV.36).

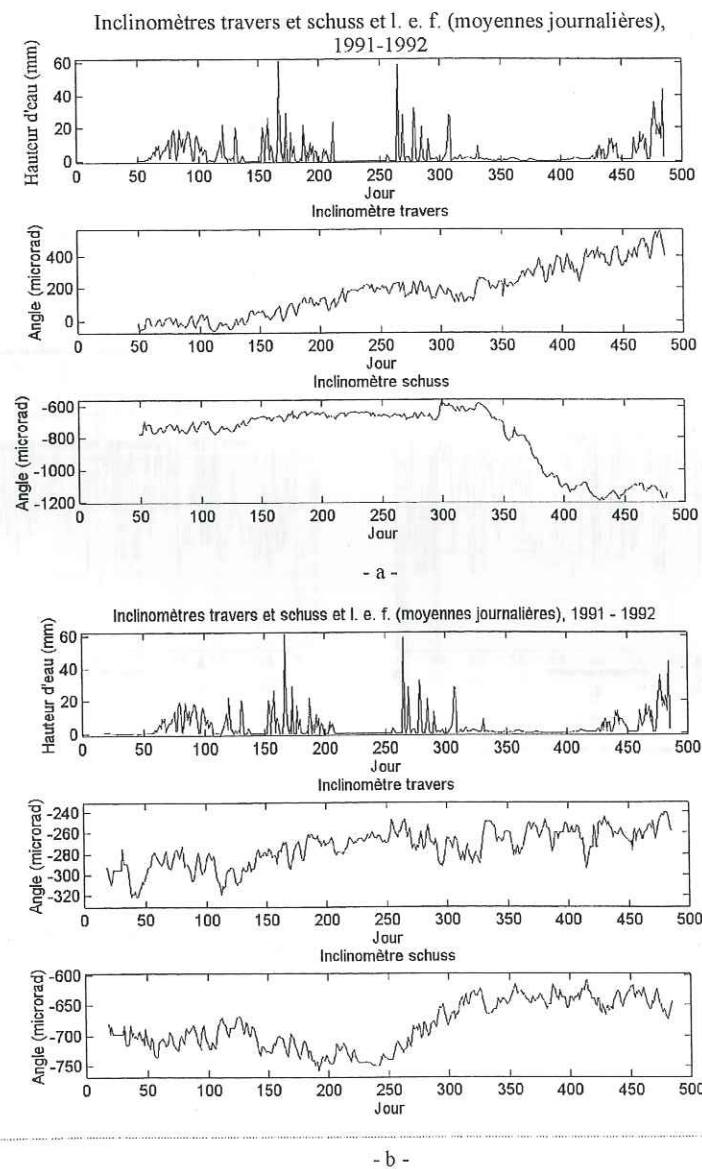


Fig. IV.35 – Signaux inclinométriques et lame d'eau de fonte calculée (pas journalier), 1991 – 1992. (a) : station FALW ; (b) : station FALE.

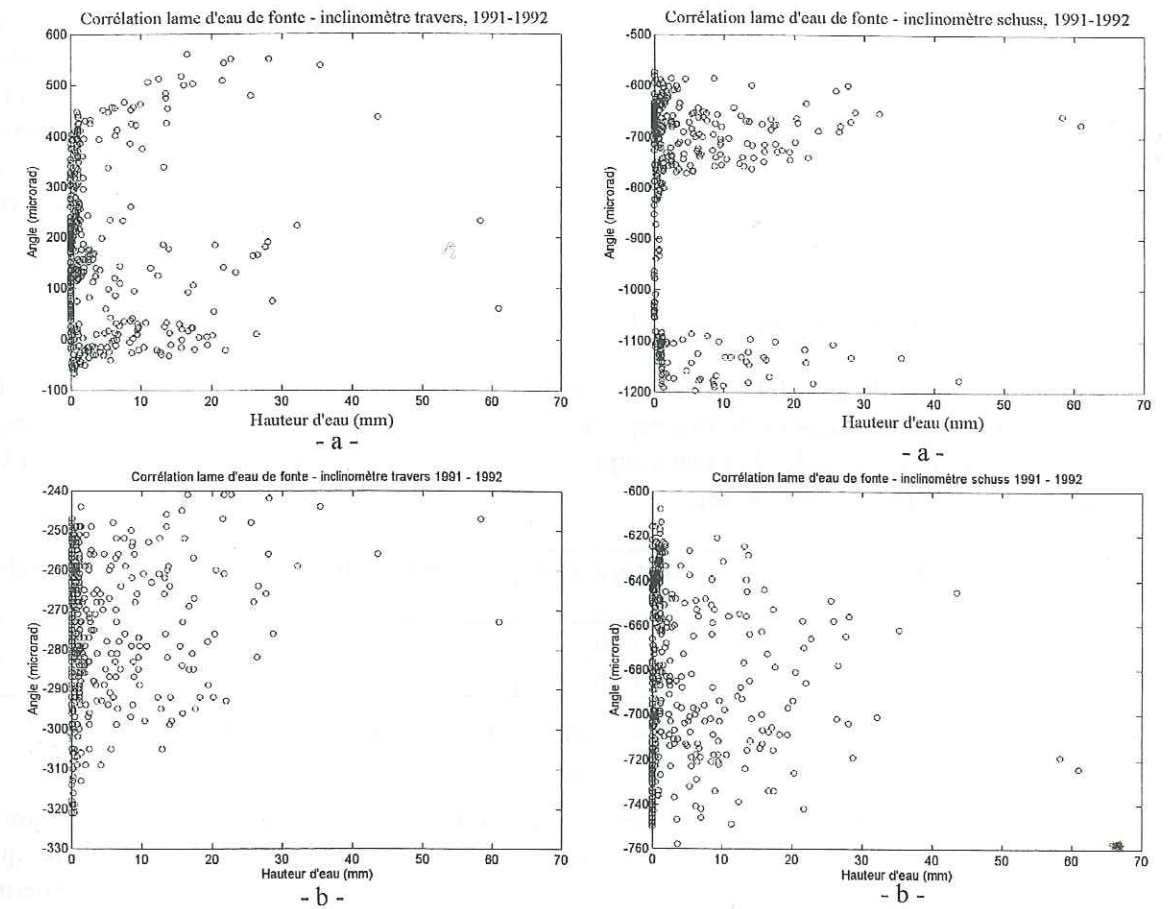


Fig. IV.36 – Corrélations entre signaux inclinométriques et lame d'eau de fonte calculée (pas journalier), 1991 – 1992. (a) : station FALW ; (b) : station FALE.

Nous avons également examiné s'il existait des corrélations entre les signaux inclinométriques et les mesures de débit du Nant des Pénys effectuées en aval de l'escarpement. Là encore, aucune corrélation n'a pu être mise en évidence. L'absence de corrélation entre précipitations et signaux inclinométriques peut s'expliquer par la non représentativité des précipitations mesurées à Chedde (600 m d'altitude), par rapport à l'escarpement étudié (1500 m), mais ceci n'explique pas l'absence de corrélation avec le débit. Une telle relation qui n'est pas directe entre précipitations et mouvements de terrain n'est pas rare. Certains auteurs (Gervreau *et al.*, 1992) évoquent le rôle important que pourraient jouer l'évapotranspiration des végétaux (le versant de Passy est orienté S et très boisé), et le ruissellement. Ces facteurs contribueraient à rendre indirectes les relations entre précipitations et mouvements. De plus, il n'est pas exclu que les précipitations soient corrélées non pas aux signaux inclinométriques eux-mêmes, mais par exemple aux vitesses de basculement durant une période pluvieuse.

Les relations qui lient l'évolution de l'escarpement rocheux des Pénys avec la circulation des eaux doivent être complexes, puisqu'il nous a été impossible de mettre en évidence un lien quelconque (temps de retard par exemple) entre les précipitations et le basculement de l'escarpement (y compris en intégrant les réserves du manteau neigeux). Pourtant de nombreux torrents prennent leur source au milieu du versant de Passy, et ont des variations de débit très violentes, qui contribuent à déstabiliser le versant. De nombreux travaux de drainage ont dû être effectués par le service R. T. M. afin de les contenir.

Ceci peut s'expliquer par la situation particulière du versant, qui se trouve sous le Désert de Platé. Sur ce plateau calcaire il n'y a aucune trace d'eau en surface : la quasi-totalité des précipitations liquides ou solides s'infiltré dans les karsts. Une partie de ces eaux réapparaît certainement au milieu du versant pour former les torrents mentionnés. Les liens entre précipitations et inclinaisons de l'escarpement ne peuvent alors être approchés qu'avec la connaissance des circulations d'eau dans les réseaux karstiques du Désert de Platé, ce qui sort du cadre de notre étude.

3.3. Corrélation des signaux inclinométriques avec la sismicité

Compte tenu de la sensibilité des inclinomètres utilisés, il est important de savoir si la sismicité peut affecter l'inclinaison de l'escarpement. Les deux plus importants séismes survenus dans la région durant la période d'enregistrement considérée sont ceux du Grand Bornand et d'Annecy (cf. chapitre III et Tab. IV.12).

Epicentre	Date	Heure (temps local)	Magnitude	Distance épacentrale (km)
Grand Bornand	14/12/94	09 h 55 min	5.1	20
Epagny	15/07/96	02 h 13 min	5.3	45

Tab. IV.12 – Caractéristiques des deux plus importants séismes régionaux survenus entre 1991 et 1996.

L'examen des signaux inclinométriques sur des intervalles de temps de plusieurs semaines après le choc principal ne montre aucune évolution instantanée ni déviation particulière qui pourrait être liée à ces événements. Ces séismes n'ont donc pas produit de basculements supérieurs à quelques microradians sur le versant de Passy.

3.4. Conclusions

Nous retiendrons de l'étude des signaux inclinométriques les conclusions suivantes :

- les signaux inclinométriques possèdent la forme générale du signal de température ;
- les retards entre signaux de température et inclinométriques ne sont pas constants d'une année à l'autre ni au cours de la même année ;
- la période d'activité du site se situe au printemps, où s'acquiert une dérive du signal inclinométrique, traduisant une inclinaison pratiquement toujours vers l'amont ;
- sur le long terme, l'escarpement subit une inclinaison vers l'amont, selon une direction N330°. Cette inclinaison est plus importante à l'W qu'à l'E ;
- aux deux stations étudiées, un écart angulaire de 20° existe entre la direction de l'escarpement et celle du mouvement sur 6 ans (février 1991 – décembre 1996) ;
- il n'y a pas de lien direct entre l'inclinaison de l'escarpement et les précipitations à l'échelle étudiée ;
- il n'y a pas de lien direct entre l'inclinaison de l'escarpement et les séismes survenus durant la période d'enregistrement.

4. DONNEES TOPOMETRIQUES COMPLEMENTAIRES

Deux profils de contrôle topométrique possèdent une de leur extrémité sur le rocher support des stations FALW et FALE (Fig. IV.9). Ces lignes ont été mesurées annuellement (octobre-novembre) par topométrie classique et nivellement indépendant. Les positions absolues des points ont été obtenues avec des mesures annuelles effectuées par G. P. S. depuis 1993, grâce à un réseau de 8 points couvrant l'ensemble du versant, dont certains sont supposés stables (Fig. IV.37). Les déplacements des points des stations FALW et FALE sont résumés dans le Tab. IV.13.

	X (cm)	Y (cm)	Z (cm)	Ah (cm)	Azh (°)
FALE (301)	3	2	1	2.8	45
FALW (201)	1	0	1	1	90

Tab. IV.13 – Déplacements des points de contrôle des stations FALW et FALE entre 1993 et 1996 (rapport n°33/96 Ardizzi, Orsel, Eksterowicz). X, Y, Z : déplacements exprimés dans un repère cartésien local orienté parallèlement au repère Lambert ; Ah : amplitude du déplacement horizontal ; Azh : azimut du déplacement horizontal (origine des angles au N, angles comptés positivement dans le sens horaire).

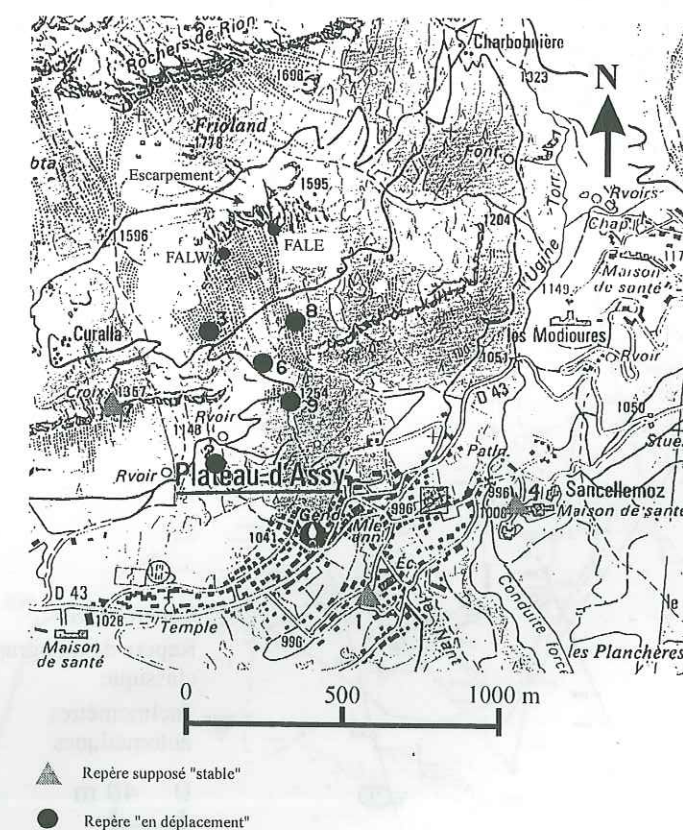


Fig. IV.37 – Position des repères de contrôle G. P. S.

La Fig. IV.38 présente les déplacements horizontaux absolus des points des profils n°2 reliant la station FALW, et n°3 reliant la station FALE. Nous observons que *les points des stations inclinométriques (201 et 301) s'individualisent clairement* et présentent des déplacements différents des autres points des profils. Ces points sont les seuls implantés sur l'escarpement des Pénys. Le déplacement horizontal de la station FALW est orienté vers l'E, et celui de la station FALE est orienté vers le NE. Nous pouvons également observer une rotation de l'azimut du déplacement horizontal dans le sens horaire de l'amont vers l'aval. Cette rotation, visible sur les deux profils, est particulièrement nette pour le profil E.

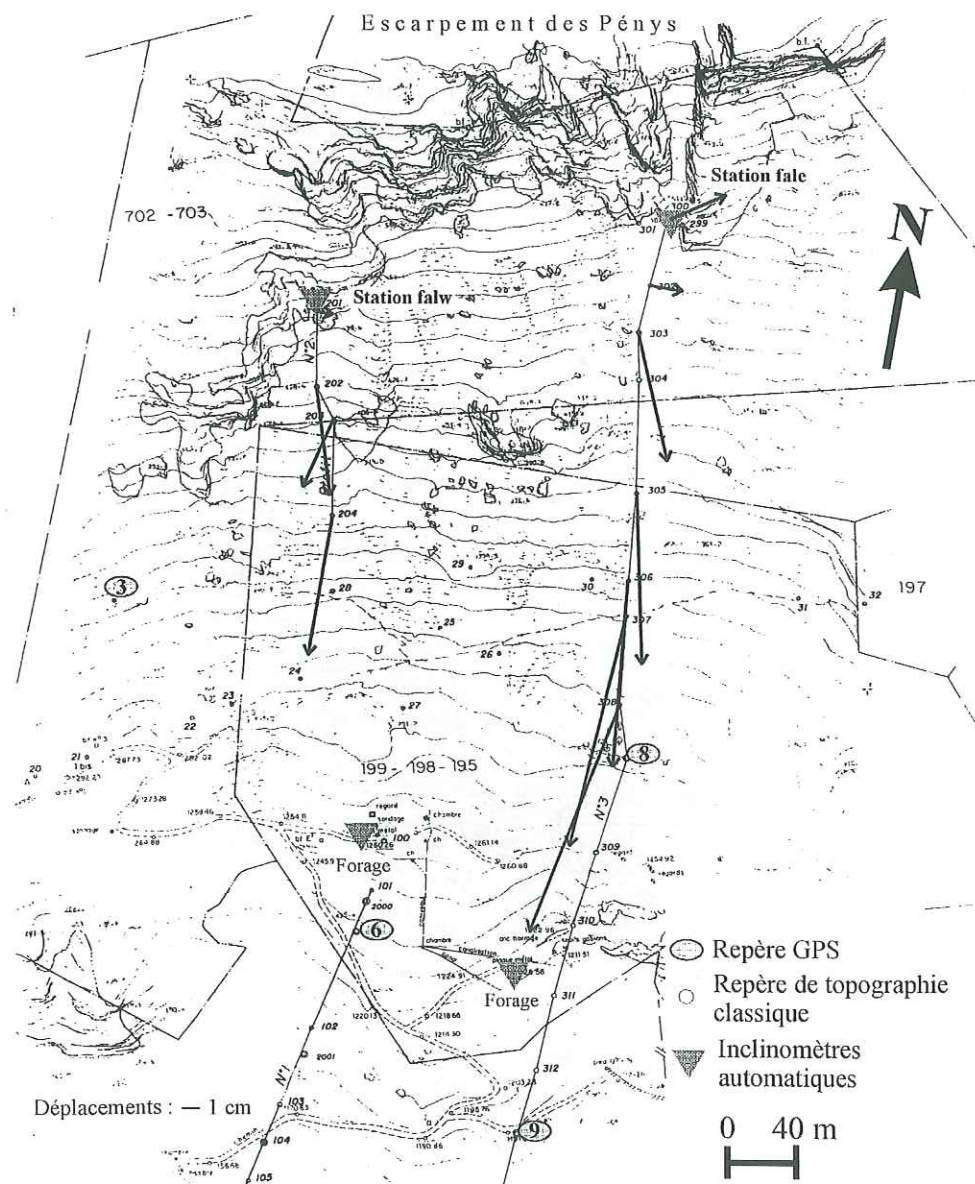


Fig. IV.38 – Déplacements horizontaux des points des profils de surveillance du site des Pénys entre 1993 et 1996 (d'après le rapport n°33/96 Ardizzi, Orcel, Eksterowicz).

Les déplacements verticaux des points des profils sont indiqués sur la Fig. IV.39. Les points des stations inclinométriques s'individualisent à nouveau, puisque ce sont pratiquement les seuls repères à posséder un déplacement vertical positif (1 cm en 3 ans).

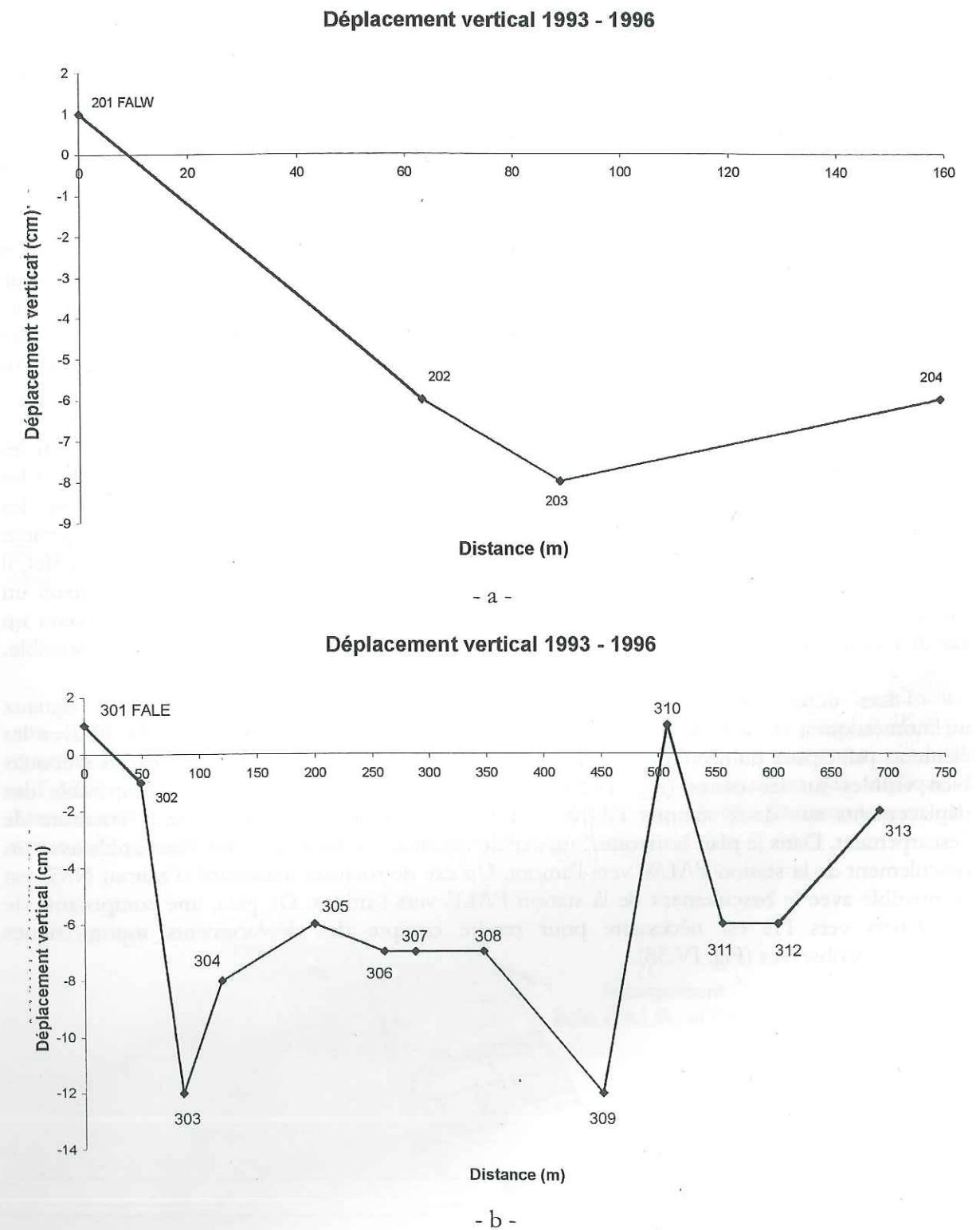


Fig. IV.39 – Déplacement vertical des points des profils de surveillance entre 1993 et 1996 (rapport n°33/96, Ardizzi, Orcel, Eksterowicz). (a) : profil reliant FALW (n°2) ; (b) : profil reliant FALE (n°3).

5. MOUVEMENT D'ENSEMBLE DE L'ESCARPEMENT

5.1. Basculement de l'abrupt

La comparaison des mesures aux deux stations FALW et FALE montre que les périodes d'activité aux deux stations ne sont pas identiques (Fig. IV.26). Cependant, les projections des signaux inclinométriques dans le plan horizontal montrent des déplacements comparables sur 6 ans. Compte tenu de la présence de la corrélation avec la température, et du biais possible lié au découpage temporel, il est raisonnable de penser que l'escarpement des Pénys en lui-même ne se comporte pas comme un bloc rigide. Cette hypothèse est étayée par le découpage en nombreux couloirs d'éboulis présents à la base de l'escarpement (Fig. IV.38).

Une station inclinométrique fournit des mesures de basculement autour de deux axes horizontaux perpendiculaires (*travers* et *schuss*). Ces mesures peuvent traduire une *déformation* de l'escarpement au voisinage de la station, ou une *rotation* si l'on suppose l'escarpement local rigide. Pour déterminer si l'escarpement local se comporte comme un bloc rigide, il faudrait disposer d'une seconde station de mesure à proximité de la première. Les données actuelles ne permettent donc pas de trancher entre ces deux hypothèses.

Nous pouvons cependant faire l'hypothèse que chaque escarpement local supportant les stations FALW et FALE se comporte comme un bloc rigide, ce qui nous a permis de projeter les signaux inclinométriques dans le plan horizontal. Cependant, même avec cette hypothèse, les mesures inclinométriques ne permettent pas de déterminer un axe de rotation pour l'escarpement local qui serait issu de la combinaison des rotations autour des axes *travers* et *schuss*. En effet, il n'y a pas unicité de la solution. En conséquence, nous présentons une hypothèse concernant un mécanisme de rotation compatible avec les données dont nous disposons, qui fait intervenir un axe de rotation horizontal, mais nous insistons sur le fait que ce n'est pas la *seule* solution possible.

Les déplacements horizontaux déduits par projections de l'étude des signaux inclinométriques, et ceux déterminés par topométrie sont récapitulés sur la Fig. IV.40 avec les éléments principaux du découpage de l'escarpement qui a donné naissance aux couloirs d'éboulis bien visibles sur les cartes (Fig. IV.38). Nous observons une organisation comparable des déplacements aux deux stations FALW et FALE, et un lien semblable avec la structure de l'escarpement. Dans le plan horizontal, un axe de rotation d'azimut N65° est compatible avec un basculement de la station FALW vers l'amont. Un axe de rotation horizontal d'azimut N55° est compatible avec le basculement de la station FALE vers l'amont. De plus, une composante de translation vers l'E est nécessaire pour rendre compte des déplacements topométriques horizontaux observés (Fig. IV.38).

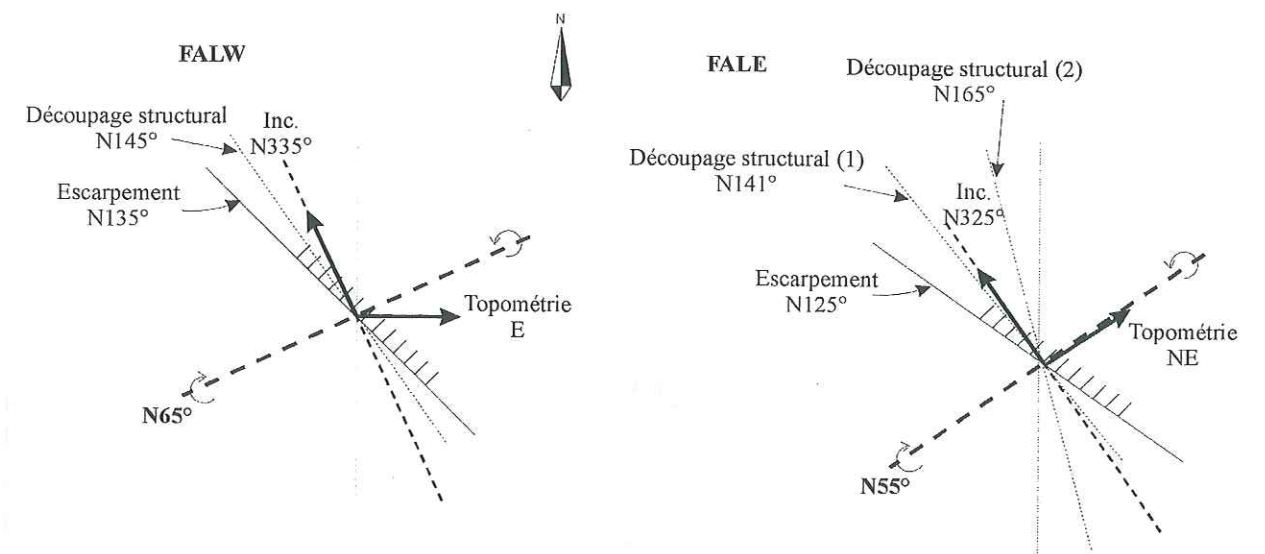


Fig. IV.40 – Directions des déplacements horizontaux et principales directions structurales de la base de l'escarpement des Pénys. Les flèches représentent les déplacements horizontaux issus des mesures inclinométriques et topométriques.

5.2. Hypothèses concernant le mécanisme du glissement

Nous présentons deux hypothèses sur le mécanisme du glissement de l'escarpement des Pénys, qui se distinguent par la compatibilité ou non des déplacements verticaux observés entre 1993 et 1996 aux deux stations FALW et FALE.

5.2.1. Hypothèse de basculement des blocs

Dans ce paragraphe, nous considérons que le déplacement vertical positif de 1 cm mesuré aux deux stations entre 1993 et 1996 (Fig. IV.39) est significatif (la marge d'erreur n'est pas quantifiée). Pour rendre compte d'un déplacement vertical positif, l'axe de rotation (orienté N65° à FALW, et N55° à FALE, Fig. IV.40) doit se situer en profondeur, ce qui implique le basculement vers l'amont du bloc supportant chaque station (Fig. IV.41). Ce basculement peut être rendu possible par le blocage du bloc à sa base (Fig. IV.41).

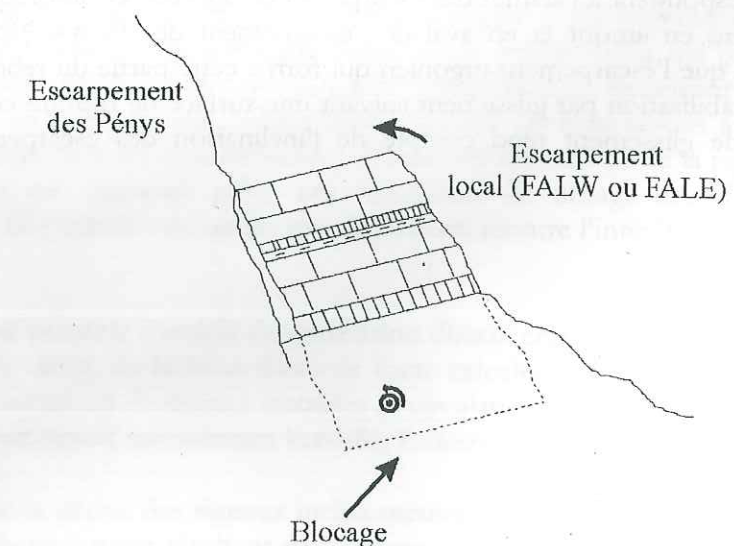


Fig. IV.41 – Mécanisme de basculement vers l'amont des blocs supportant les stations inclinométriques.

Aux deux stations, l'axe de rotation schuss (Fig. IV.9) est le plus proche de l'axe de rotation horizontal représenté sur la Fig. IV.40 (orienté N65° à FALW, et N55° à FALE). D'après la Fig. IV.26, le basculement moyen suivant l'axe schuss au cours de la période de mesure géodésique (fin 1993 – fin 1996) peut être évalué (Tab. IV.14). Nous observons que cette période correspond à un moment d'activité pour la station FALE, et à une période de calme relatif pour la station FALW. Un déplacement vertical positif de 1 cm aux deux stations durant cet intervalle de temps (Fig. IV.39) permet d'estimer approximativement la distance du centre de rotation. Nous obtenons une distance différente aux deux stations : 100 m à la station FALW, et 27 m à la station FALE (Tab. IV.14).

Période 1993 - 1996	FALW	FALE
Basculement autour de l'axe schuss (μrad)	100	370
Déplacement vertical (cm)	+1	+1
Distance du centre de rotation (m)	100	27

Tab. IV.14 – Evaluation approximative de la distance du centre de rotation par la combinaison inclinométrie – topométrie durant la période 1993 - 1996.

L'escarpement local supportant chaque station de mesure inclinométrique ne dépasse pas quelques mètres de hauteur au-dessus du talus d'éboulis. Les valeurs obtenues pour la distance du centre de rotation (100 m pour FALW, 27 m pour FALE) conduisent donc à des blocs dont la plus grande partie serait située sous la surface topographique. Cette situation rend peu plausible un basculement de ces blocs vers l'amont du versant. En conséquence, en l'absence de quantification des marges d'erreur sur le déplacement vertical, nous estimons que celui-ci n'est probablement pas significatif.

5.2.2. Hypothèse de glissement rotationnel

Dans ce paragraphe, nous considérons que le déplacement vertical positif de 1 cm mesuré aux deux stations entre 1993 et 1996 (Fig. IV.39) n'est pas significatif.

Nous observons que les directions des axes de rotation proposées pour l'escarpement (N55° - N65°) correspondent à l'azimut des escarpements urgonien et tithonique du secteur (Fig. IV.6), respectivement en amont et en aval de l'escarpement des Pénys. Nous pouvons donc émettre l'hypothèse que l'escarpement urgonien qui forme cette partie du rebord S du massif de Platé subit une déstabilisation par glissement suivant une surface de rupture courbe (Fig. IV.42). Une telle surface de glissement rend compte de l'inclinaison des escarpements locaux vers l'amont (Fig. IV.42).

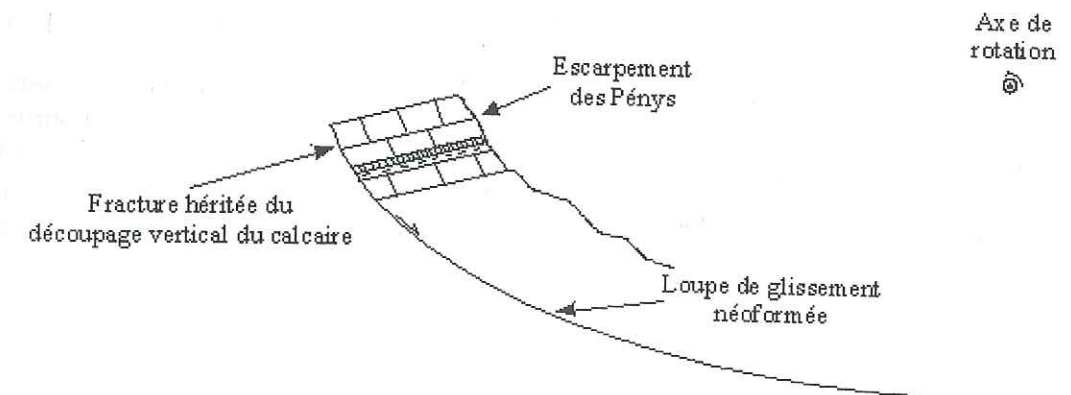


Fig. IV.42 – Coupe schématique du glissement de l'escarpement des Pénys.

Une origine tectonique du glissement liée au passage de la faille de Praz-Coûtant à travers l'escarpement n'est pas exclue (cf. 1.1.5.1 et Fig. IV.6b). Cet accident est orienté N 90° dans cette zone. Malheureusement, son jeu n'a jamais été déterminé dans ce secteur à cause de l'importance des terrains glissés, et aucun indice de terrain ne nous permet de le préciser.

CONCLUSION DU CHAPITRE IV

L'analyse des mesures inclinométriques nous a permis de mettre en évidence des corrélations très fortes existant entre les signaux inclinométriques et la température, affectant le domaine des basses fréquences. Ces corrélations traduisent les dilatations et les contractions de la roche. Cependant, nombreux sont les spectres calculés qui ne présentent aucune corrélation significative. Ceci ne signifie pas l'absence de relations entre température et signal inclinométrique, mais simplement le fait que la relation qui lie les signaux, c'est-à-dire le système physique que représente l'escarpement, n'est peut-être pas linéaire ou varie dans le temps (cf. chapitre II). Certains graphes de corrélation température-signal inclinométrique suggèrent cette hypothèse.

Les mesures contiennent cependant deux types d'informations qui reflètent l'évolution de l'escarpement. Pour les courtes périodes de temps, le signal étant largement indépendant de la température, les variations inclinométriques révèlent des déformations qui peuvent être liées au craquement des fissures de la roche et peuvent indirectement renseigner sur son état de désagrégation. En ce qui concerne le long terme, malgré les corrélations avec la température, l'existence d'une dérive dans les signaux prouve l'évolution irréversible de la paroi. Ces deux types d'informations ont été obtenues grâce aux techniques de filtrage des signaux. L'obtention d'informations sur des échelles de temps très différentes montre l'intérêt de l'analyse corrélatrice et spectrale utilisée.

Il n'a pas été possible d'établir de corrélation directe entre les signaux inclinométriques et les précipitations, le débit, ou la lame d'eau de fonte calculée. Ceci confirme la complexité des relations entre mouvements de masses instables et circulations d'eau. Le contexte géologique du versant, situé sous un massif intensément karstifié, l'atteste.

L'analyse de la dérive des signaux inclinométriques a permis de proposer un sens et une amplitude pour le basculement résultant de l'escarpement. Un basculement vers l'amont, autour

d'un axe horizontal orienté N65° à l'W de l'escarpement, et N55° à l'E, est compatible avec la structure du rebord S du massif de Platé, et suggère un glissement de type rotationnel.

Cette étude montre l'intérêt de l'utilisation d'inclinomètres en paroi, même si ceux-ci ne sont pas simples à installer, et si le traitement des signaux est une opération assez lourde. Une instrumentation en continu permet une surveillance pratiquement en temps réel de l'évolution des signaux, gage de sécurité. Les informations inclinométriques permettent également d'analyser le comportement du massif aussi bien sur le *long terme*, que sur le *court terme*, ce que ne permettent pas les mesures espacées dans le temps.

CONCLUSIONS

GENERALES

1. – L'instabilité des escarpements calcaires

Les reliefs des massifs calcaires sont très sensibles aux instabilités à cause de leur structure et des facteurs favorisant leur érosion. L'anisotropie fondamentale des massifs calcaires constituée par la stratification permet le développement d'une fracturation intense qui se développe de manière préférentielle perpendiculairement aux plans de stratification. Les conditions climatiques, et en particulier la présence d'eau et de glace dans la roche accélèrent sa corrosion. C'est pourquoi, un climat froid et humide, tel celui de la dernière période glaciaire, permet d'observer une érosion maximale des calcaires. Le déclenchement de mouvements peut être causé par un apport brutal d'eau ou par un événement sismique. D'autres facteurs, liés à l'histoire du versant, influent également sur sa stabilité. Ainsi, le découpage des blocs et ses cicatrices, telles les surplombs, sont autant d'instabilités gravitaires qui favorisent la rupture. Les mouvements tectoniques d'origine non sismiques contribuent également à déstabiliser ces versants. L'influence de la tectonique se manifeste par le découpage hérité et par le champ de contrainte actuel qui peuvent favoriser les déstabilisations.

L'instabilité des escarpements calcaires se manifeste par des éboulements et des *mouvements progressifs de masses rocheuses*. Dans cette étude, nous avons quantifié ces mouvements progressifs sur deux escarpements à la lithologie comparable, grâce à deux méthodes différentes.

2. – Les méthodes de mesure des mouvements utilisées

2.1. Les méthodes géodésiques

La *géodésie*, avec le G. P. S., la distancemétrie, et le nivellement, a été employée sur le site d'Allèves. Les mesures de distances et d'angles se sont révélées de qualité moyenne mais leur combinaison avec les mesures G. P. S. a cependant permis d'isoler des déplacements significatifs. Le terrain étudié présente pourtant quelques inconvénients importants pour l'emploi du G. P. S. La présence de forts reliefs encadrant le versant constitue un masque limitant la réception des signaux satellitaires provenant de certaines directions. La densité du couvert végétal sur le versant constitue également un masque supplémentaire variable. Enfin, les différences d'altitudes importantes entre les points du réseau introduisent des biais liés aux effets troposphériques. Ces défauts expliquent que les vitesses de déplacement vertical estimées par G. P. S. sont surestimées.

Cependant, ces effets ont été en grande partie compensés grâce au traitement fin des données effectué avec le logiciel BERNESE. Ce traitement se compose d'une dizaine d'étapes, et permet de corriger les biais dus essentiellement aux décalages des horloges, et une partie des effets atmosphériques. Le traitement d'un réseau de points très rapprochés tel que celui d'Allèves n'a pas permis d'obtenir directement la position de tous les points, mais a nécessité le calcul de la position d'un point pivot grâce aux données des stations membres de l'I. G. S., puis le calcul de la position des autres points de notre réseau. De plus, compte tenu de la vitesse de déplacement et du faible intervalle de temps entre les mesures, la position des autres points du réseau n'a pu être obtenue que dans une vision *relative* au point pivot. Finalement, une précision de quelques millimètres sur la position des repères a été obtenue sur le versant d'Allèves.

2.2. Les mesures inclinométriques en continu

Les mouvements progressifs de masses rocheuses ont également été quantifiés grâce à l'inclinométrie de paroi sur le site de Passy.

L'étude de mesures temporelles au pas horaire sur une durée de 6 ans a nécessité l'emploi des méthodes de traitement du signal, et en particulier l'utilisation de filtres et le calcul des spectres de cohérence et de phase. Le spectre de cohérence, qui détermine le degré de linéarité de la corrélation entre deux signaux dans le domaine fréquentiel, s'est révélé utile afin de mettre en évidence des corrélations existant entre les basculements et les variations de température pour des cyclicités saisonnières ou annuelles. Le spectre de phase a permis d'observer des temps de retard entre l'occurrence d'une variation thermique et celle d'une variation inclinométrique.

Ces méthodes nécessitent le calcul de nombreux spectres lorsque le volume des données est important. Elles reposent sur l'hypothèse que le système qui lie les deux signaux étudiés est linéaire et invariant dans le temps, mais l'absence de corrélation avec ces méthodes ne signifie pas nécessairement qu'il n'y a pas de relation entre les signaux.

Les avantages de ces techniques sont néanmoins de permettre la mise en évidence de périodicités indécélérables dans les signaux temporels, et la relative simplicité de la lecture de résultats significatifs sur les spectres.

3. – Applications des méthodes à des sites instables

3.1. Application sur le versant d'Allèves

Les comparaisons de mesures G. P. S. montrent que le versant d'Allèves présente un raccourcissement horizontal de l'ordre du cm/an orienté au SSE par rapport au village d'Allèves. Une grande part de la déformation semble se produire entre la ferme Saint-Jacques et les tours. L'essentiel du glissement pourrait alors être formé par un panneau relativement rigide formant la partie centrale du versant. Le pied du versant, incluant le village d'Allèves, pourrait constituer une zone d'amortissement des mouvements.

Les déplacements observés sur le versant sont compatibles avec la présence d'une inflexion de la surface structurale plongeant vers l'W, dont la trace dans le plan horizontal possède un azimut N110°, et passant au N des Tours Saint-Jacques. Le versant subirait alors un glissement structural suivant un plan de stratification orienté différemment à l'amont et à l'aval.

Les escarpements Valanginiens qui bordent le versant en amont au N et à l'E présentent des déplacements mesurés par G. P. S. compatibles avec une logique de déstabilisation gravitaire de blocs. Ce phénomène traduit la fragmentation des abrupts sommitaux, superficielle en comparaison du guidage structural qui détermine les mouvements sur le versant.

L'intense fracturation des Tours Saint-Jacques suggère qu'elles sont soumises à une déformation interne. La tour amont (GT) semble être divisée en deux compartiments au moins séparés par des fractures verticales d'azimut N140°. Un décrochement dextre peut rendre compte des déplacements relatifs observés entre les prismes grâce à la combinaison des mesures G. P. S. et distancemétriques. La tour du milieu (TM), dont deux faces sont parcourues par des fractures verticales pénétrantes, est également en état de fragmentation avancé. Enfin, les déplacements horizontaux des prismes implantés au sommet de la tour aval (TF) peuvent traduire l'ouverture actuelle de fractures verticales parallèles à ses faces NE et SW. De plus, l'élançement de TF a

permis un basculement de la stratification de 7° vers le S autour d'un axe horizontal d'azimut N100° par rapport aux deux autres blocs rocheux.

Aucun mouvement de translation d'ensemble des tours n'ayant pu être détecté, ces monolithes semblent donc soumis essentiellement à la fragmentation qui traduit leur dislocation interne.

Alors qu'elle est hétérogène dans l'espace, la déformation du versant se révèle également hétérogène dans le temps. Malgré le faible intervalle de temps couvert par les mesures (21 mois), les déplacements horizontaux sont significativement plus rapides sur la période 1997-1998 que durant l'année précédente. Le séisme d'Epagny (M = 5.3), survenu en juillet 1996 à 20 km au N d'Allèves, n'a pas eu de conséquence immédiate sur la stabilité du versant. Il n'est cependant pas à exclure qu'il ait contribué à déstabiliser le versant avec retard.

3.2. – Application sur le versant de Passy

Sur le site de Passy, les données inclinométriques présentent de fortes corrélations avec la température, témoignant des dilatations et contractions du rocher. Ces corrélations, qui ne sont pas constantes entre les deux stations de mesures, ni dans le temps, se présentent dans le domaine fréquentiel sous forme de périodicités basse fréquence. La variabilité des corrélations peut traduire la présence de phénomènes non linéaires ou variant dans le temps.

Un filtrage des basses fréquences a permis d'observer des oscillations significatives qui peuvent représenter le craquement des fissures de la roche. En ce qui concerne les longues périodes, un filtrage des hautes fréquences fait apparaître une dérive dans les signaux lissés. Cette dérive indique que l'escarpement subit actuellement un basculement vers l'amont, traduisant une évolution irréversible de l'abrupt. Cependant, un axe de basculement global ne peut être déterminé de manière unique. Nous proposons un basculement de l'escarpement, compatible avec les données inclinométriques, autour d'un axe horizontal d'azimut N60° (N65° à l'W de l'escarpement, et N55° à l'E). Le basculement vers l'amont est compatible avec la structure du rebord S du massif de Platé, et suggère un glissement de type rotationnel.

Aucune corrélation directe entre les signaux inclinométriques et les précipitations, le débit, ou la lame d'eau de fonte calculée n'a pu être observée. La complexité des relations entre les mouvements de l'escarpement et les circulations d'eau est confirmée par la situation du versant, localisé sous un massif intensément karstifié.

Les deux exemples de sites étudiés montrent que l'évolution des abrupts calcaires instables est guidée par l'ouverture de fractures verticales dans la paroi principale. Dans le cas d'Allèves, le glissement structural permet grâce à des pendages favorables au mouvement l'ouverture de ces fractures qui engendrent les nombreuses lames visibles au bord de l'escarpement Valanginien principal, et le découpage des Tours Saint-Jacques. La surface de glissement est donc héritée. Sur le site de Passy, les pendages sont à contre-pente. L'ouverture de fractures verticales est néanmoins attestée par le découpage du rebord S du massif de Platé et par celui de l'escarpement des Pénys. Le mouvement d'un morceau d'escarpement n'est alors possible que grâce à une surface de glissement courbe néoformée.

AL HAYAT
VERGİLERİ
T.C. İÇİŞLERİ BAKANLIĞI

ALBANI
FİNANSMAN

ALTAĞI
1957

ANGELI
İSTATİSTİK

ANTON
İSTATİSTİK

ANTON

ANTON
DEĞERLERİ

ANTON
DEĞERLERİ

ASTRİ
İSTATİSTİK

ATKİNSON

ATKİNSON

AUBERT
İSTATİSTİK

BAKIRCI
İSTATİSTİK

BAKIRCI

BAKIRCI

BAKIRCI

BIBLIOGRAPHIE

- AL HAYARI M., 1989. Une détermination des caractéristiques mécaniques résiduelles de versants naturels - Méthodes à l'équilibre limite et des éléments finis. *Thèse, Univ. J. Fourier Grenoble I*, 214p.
- ALBINI P., VOGT J., 1992. Landslide or earthquake? Case histories from historical sources. *Proc. French-Italian Conf. Slope Stability in seismic areas, May 14-15, Bordighera, Italy, Ouest Eds.*, 11-24.
- ALTAMIMI Z., BOUCHER C., 1993. Implementation of the IERS terrestrial reference frame. *1992 IERS Annual Report, Part II, Observatoire de Paris Ed.*
- ANGELI M-G., BARBARELLA M., PONTONI F., 1992. Instability of a sea cliff: Sirolo landslide, Italy. *Proc. 6th Int. Symp. Landslides, Christchurch, New Zealand, D. Bell Ed., Balkema*, 1093-1100.
- ANTOINE P., BIAREZ J., DESVARREUX P., MOUGIN J.P., 1971. Les problèmes posés par la stabilité des pentes dans les régions montagneuses. *Géologie Alpine*, t. 47, 5-24.
- ANTOINE P., FABRE D., 1980. Géologie appliquée au génie civil. *Masson Ed., Paris*, 291p.
- ANTOINE P., GIRAUD A., DESVARREUX P., VILLAIN J., 1996. Le mouvement de versant de Bonvillard, Savoie, France. *Proc. 7th Int. Symp. Landslides, Trondheim, 17-21 June, Balkema Ed., Rotterdam*, 1531-1534.
- ANTOINE P., MONNET J., RAI N. E., MOULIN C., MERIAUX P., 1992. Résultats de cinq années d'auscultation sur un glissement dans les argiles glacio-lacustres du Trièves, Sud-Est de la France. *Proc. 6th Int. Symp. Landslides, Christchurch, New Zealand, D. Bell Ed., Balkema*, 1101-1107.
- ASTE JP., ASTE T., BADJI N., 1996. 3D. Block: photogrammetry, block theory and cliff equilibrium, some recent developments. *Proc. 7th Int. Symp. Landslides, Trondheim, 17-21 June, Balkema Ed., Rotterdam*, 605-610.
- ATKINSON B.K., 1982. Subcritical crack propagation in rocks: theory, experimental results and applications. *J. Struct. Geol.*, 4 (1), 41-56.
- ATKINSON B.K., 1984. Subcritical crack growth in geological materials. *J. Geophys. Res.*, 89, 4077-4114.
- AUBERT M., KIEFFER G., 1998. Hypothèse d'un processus de glissement sur le secteur nord-est de la caldera de Las Canadas del Teide (Tenerife, Canaries, Espagne): arguments géophysiques et morpho-structuraux. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 326, 87-92.
- BARROWS A.G., 1993. Rockfalls and surface effects other than faulting. Landers and Big Bears earthquakes. *California Geology*, Jan/Feb, 17-22.
- BAUERSIMA I., 1983. NAVSTAR/Global Positioning System (GPS), II Mitteilungen der Satelliten-Beobachtungsstation Zimmerwald. *Astronomical Institute, University of Berne*, 10.
- BERLIOZ J., 1987. L'effondrement du Mont Granier. *Le Monde Alpin et Rhodanien*, n°1-2, 68p.
- BERNARD K., 1995. La prise en compte des documents non réglementaires d'affichage des risques naturels en Haute-Savoie. *Mémoire de DESS, Univ. de Savoie*, 99p.

- BERTRAN P., 1996. Sédimentologie d'une avalanche rocheuse survenue en février 1995 à Claix (Alpes Françaises). *Quaternaire*, 7 (2-3), 75-83.
- BEUTLER G., 1992. The impact of the International GPS Service for Geodynamics on the surveying and mapping community. In *International Union of Surveying and Mapping (IUSM) presented papers of the working group sessions*, 84-94.
- BEUTLER G., GEIGER A., ROTHACHER M., SCHAER S., SCHNEIDER D., WIGET A., 1995. Dreidimensionales Testnetz Turtmann 1985-1993, Teil II (GPS-Netz). *Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz*, Band 51.
- BIENIAWSKI Z.T., 1979. The geomechanics classification in rock engineering applications. *Proc. 4th Int. Cong. Rock Mechanics ISRM, Montreux*, 41-48.
- BIROT P., 1981. Les processus d'érosion à la surface des continents. *Masson Ed., Paris*, 605p.
- BISHOP, 1955. The use of slip circle in the stability analysis of slope. *Geotechnique*, 5, 7-17.
- BLAKE E.W., CLARKE G.K.C., 1992. Interpretation of borehole-inclinometer data: a general theory applied to a new instrument. *J. Glaciology*, 38 (128), 113-124.
- BLIGNY J.-C., 1994. Etude des mécanismes de circulation des eaux thermominérales en milieu fissuré, et d'acquisition du chimisme de l'eau par interaction avec la matrice minérale. *Thèse, Univ. P. & M. Curie, Paris VI*.
- BLUM, P.A., 1963. Contribution à l'étude des variations de la verticale en un lieu. *Ann. Geophys.*, 19 (3), 215-243.
- BOMBARD J.P., 1968. Une approche des problèmes posés par l'étude des mouvements de terrain. Essai méthodologique. *Thèse de 3ème cycle, Univ. Sci. Méd. Grenoble*, 271p.
- BONNARD C., 1990. Auscultation des mouvements de terrain. *Univ. européenne d'été sur les risques naturels, session mouvements de terrain, Sion, 2-15 septembre*.
- BOX G. E. P., JENKINS G. M., 1976. Time series analysis : forecasting and control. *Holden Day, San Francisco, California*, 575p.
- BOUROZ C., 1990. Les joints et leur signification tectonique en domaine tabulaire: exemples dans le plateau du Colorado (Utah, Arizona, Nouveau Mexique). *Thèse, Univ. P. & M. Curie Paris VI*, 257p.
- BRETON J.P., 1972. Contribution à l'étude structurale de la région d'Anterne, Platé, Pormenaz (Haute-Savoie). *Thèse de 3ème cycle, Univ. Paris Sud Orsay*, 58p.
- BUI H.D., 1978. Mécanique de la rupture fragile. *Masson Ed., Paris*, 215p.
- CAMPY M., LAMY AU ROUSSEAU R., NICOUD G., 1990. Modalités de la déglaciation Würmienne dans le Nord-Ouest des Alpes (Nord Dauphiné, Savoie, Bassin lémanique). *Geodinamica Acta*, 4 (4), 211-225.
- CANCELLI A., CROSTA G., NARDI R., POCHINI A., 1992. An example of combined geological and geotechnical investigations for a landslide in seismic area. *Proc. 6th Int. Symp. Landslides, Christchurch, New Zealand, D. Bell Ed., Balkema*, 1117-1122.
- CARNEC C., 1996. Interférométrie SAR différentielle. Application à la détection et au suivi des mouvements de terrain. *Thèse, Univ. Paris 7*, 173p.
- CAZENAVE A., FEIGL K., 1994. Formes et mouvements de la terre. Satellites et géodésie. *Belin Ed., coll. « Croisée des Sciences », Paris*, 159p.
- COMITE DEPARTEMENTAL DE SPELEOLOGIE DE SAVOIE (C. D. S. SAVOIE), 1993. L'aventure souterraine en Savoie. *Gap Ed., La Ravoire*, 302p.
- CHABERTY L., 1961. La cluse du Chéran. *Rapport de Dipl. Et. Sup. Univ. Grenoble*.
- CHARLES R.J., HILLIG W.B., 1965. Surfaces, stress-dependent surface reactions and strength. *High strength materials, V. F. Zockey, J. Wiley Eds.*, 682-705.
- CHOWDHURY R.N., 1978. Slope Analysis. *Elsevier Ed., Amsterdam*, 422p.
- COLAS G., PILOT G., 1976. Description et classification des glissements de terrain. *Bull. liaison labo. P. et Ch., Spécial 2*, 21-30.
- CULSHAW M.G., BELL F.G., 1992. The rockfalls of James Valley, St Helena. *Proc. 6th Int. Symp. Landslides, Christchurch, New Zealand, D. Bell Ed., Balkema*, 925-935.
- DARMENDRAIL X., 1994. Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison de nivellements. *Géologie Alpine*, HS n° 21, thèse, Univ. de Savoie, 174p.
- DE MARSILY G., 1981. Hydrogéologie quantitative. *Masson Ed., Paris, coll. Sciences de la Terre*.
- DEBELMAS J., 1963. Plissement paroxysmal et surrection des Alpes Franco-Italiennes. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. 39, 125-171.
- DEBELMAS J., 1982. Guides géologiques régionaux : Alpes de savoie. *Masson Ed., Paris*, 182p.
- DELAMETTE M., 1993. Le pays du Mont-Blanc. *Ed. Gap, La Ravoire*, 238p.
- DELAUNAY A., RAMPNOUX J.P., 1981. Les déformations au front des massifs des Bornes et des Bauges: analyse de la tectonique cassante de l'avant-pays savoyard. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 22, 7 (2), 203-212.
- DERRUAU M., 1990. Les formes du relief terrestre ; notions de géomorphologie ; 5^{ème} édition. *Masson Ed., Paris*, 115p.
- DESVARREUX P., 1970. Recherche d'une méthode d'étude des mouvements de terrains et applications pratiques. *Thèse de docteur-ingénieur, Univ. Grenoble, Fac. Sci.*, 162p.
- DIETERICH J.H., CONRAD G., 1984. Effect of humidity on time- and velocity-dependent friction in rocks. *J. Geophys. Res.*, 89, 4196-4202.
- DORTHE-MONACHON C., 1986. Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire de la vallée de l'Arve (Haute-Savoie, France). *Thèse, Univ. Lausanne, Fac. Lettres*, 249p.
- DORTHE-MONACHON C., 1988. Les variations glaciaires dans la vallée de l'Arve (Haute-Savoie), après le dernier maximum würmien et jusqu'à l'holocène. *Bull. Ass. Franç. Et. Quaternaire*, n°2/3, 97-101.

- DOUDOUX B., 1967a. Nouvelle étude de la montagne du Semnoz près d'Annecy. *Annales du CES Chambéry, Section Sc.*, t. 2, n°5, 121-143.
- DOUDOUX B., 1969a. La cluse du Chéran (massif des Bauges-Savoie). *Annales du CES Chambéry, Section Sc.*, n°7, 9-22.
- DOUDOUX B., 1973. Nouvelles données tectoniques sur le massif des Bauges (Savoie). *Annales du Centre Universitaire de Savoie, Sc. Naturelles*, t. 1, 125-139.
- DOUDOUX B., MERCIER DE LÉPINAY B., TARDY M., 1982. Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales): nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. *C. R. Acad. Sc. Paris*, s. 2, t. 295, 63-68.
- DUFFAUT P., 1992. Comparaison de quelques pentes extrêmes par la hauteur et la raideur. *Proc. 6th Int. Symp. Landslides, Christchurch, New Zealand, D. Bell Ed., Balkema*, 65-70.
- DUFFAUT P., 1993. Sur la stabilité des pentes et des pics. *Rev. Franç. Geotech.*, 63, 57-64.
- DUFFAUT P., LOUIS CL., 1972. L'eau souterraine et l'équilibre des pentes naturelles. *Bull. du B. R. G. M.*, (2), III, 4, 3-12.
- FELLENUS W., 1936. Calculation of the stability of earth dams. *Trans. 2nd Cong. On Large Dams, Washington, DC*, 4, 445-65.
- FEUGUEUR L., 1949. Sur la géologie du massif de Platé. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, s. 5, n°19, 629-639.
- FRANCOU B., 1988. L'éboulement en haute montagne. *Thèse d'état, Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen*, 696p.
- FRUNEAU B., ACHACHE J., 1995. Détection du glissement de terrain de Saint Etienne-de-Tinée par interférométrie SAR et modélisation. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 320, s. IIa, 809-816.
- GERBER E., SCHEIDEGGER A.E., 1969. Stress-induced weathering of rock masses. *Eclogae Geol. Helv.*, 62 (2), 401-415.
- GEROME-KUPPER M., 1984. L'érosion des calcaires à l'air libre: mesure de processus actuels. *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl.-Bd. 49, 59-74.
- GERVREAU E., DURVILLE J. L., SEVE G., 1992. Relations entre précipitations et cinématique des glissements de terrain, déduites du suivi de sites instables. *Proc. 6th Int. Symp. Landslides, Christchurch, New Zealand, D. Bell Ed., Balkema*, 409-414.
- GIDON M., 1964. Vues nouvelles sur la géologie de la Chartreuse septentrionale et de l'extrémité sud des Bauges. *Annales du CES Chambéry, Section Sc.*, n°2, 7-25.
- GIDON M., 1992. Présence de failles synsédimentaires aptiennes en Chartreuse (Alpes occidentales, France). *Géologie Alpine*, t. 68, pp, 57-62.
- GIDON M., 1996. Vues nouvelles sur la structure des massifs des Bornes et des Bauges orientales. *Géologie Alpine*, t. 72, 35-59.
- GIDON P., ENAY R., CAILLON M., DOUDOUX B., 1970. Carte géologique détaillée de la France au 1/50000, feuille de Rumilly. *BRGM Ed., Orléans*.
- GIDON P., PERRIER R., DOUDOUX B., NICKLES M., 1969. Carte géologique détaillée de la France au 1/50000, feuille de Chambéry. *BRGM Ed., Orléans*.
- GIRAUD A., 1990. Typologie géologique des mouvements de terrain dans les Alpes. *Université Européenne d'été sur les risques naturels, session: mouvements de terrain, Sion*.
- GIRAULT F., 1992. Auscultation par imagerie numérique de quelques versants instables. *Thèse, C. N. A. M. Paris*, 193p.
- GIRAULT F., GOGUEL B., ASTE J.P., 1995. Le glissement du Friolin, en Savoie : mesures par imagerie numérique. *Rev. Franç. Geotech.*, 73, 73-79.
- GOGUEL B., 1989. Le glissement du Friolin, en Savoie: un mouvement majeur révélé par les photographies. *Rev. Franç. Geotech.*, 48, 55-64.
- GOGUEL J., 1969a. Le rôle de l'eau et de la chaleur dans les phénomènes tectoniques. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, (2), 2, 153-164.
- GOGUEL J., 1969b. Des failles d'âge quaternaire à Peisey (Savoie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XI, 35-39.
- GOGUEL J., 1976. La prise en compte de l'anisotropie dans la mécanique des déformations tectoniques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 18, 7 (6), 1489-1495.
- GOGUEL J., 1980. Les risques de grands éboulements. *La Recherche*, n°111, 620-628.
- GOGUEL J., PACHOUD A., 1972. Géologie et dynamique de l'écroulement du Mont Granier, dans le massif de Chartreuse, en novembre 1248. *Bull. du B. R. G. M.*, (2), III, 1, 29-38.
- GOGUEL J., PACHOUD A., 1978. Les mouvements de terrain du versant sud du massif de Platé (Haute-Savoie, France). *Bull. du B. R. G. M.*, s. II, section IV, n°3, 201-214.
- GOODMAN R.E., SHI G., 1985. Block theory and its application to rock engineering. *Prentice-Hall, USA*, 338p.
- GRIFFITH A.A., 1921. The phenomena of rupture and flow in solids. *Phil. Trans. Royal Soc. A.*, 221, 163p.
- GRIFFITH A.A., 1924. Theory of rupture. *Proc. 1st Int. Cong. Appl. Mech., Delft*, 55-63.
- GUELLEC S., MUGNIER J.L., TARDY M., ROURE F., 1990. Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. *Mém. Soc. Géol. France*, n°156, 165-184.
- GUILLOMIN A., 1937. Les abîmes de Myans (Savoie). *Rev. Géogr. Alp.*, t. 25, n°4, 583-617.
- HEIM A., 1919-1922. Geologie der Schweiz. *Leipzig, Taubnitz*, 2t. en 3 vol.
- HENRY J.P., 1978. Mécanique linéaire de la rupture appliquée à l'étude de la fissuration et de la fracture de roches calcaires. *Thèse d'état, Univ. Sci. Tech. Lille*, 182p.
- HENRY J-P., PAQUET J., 1975. Le problème de la rupture des roches : rupture brutale et cinétique de fissuration. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 95, 3, 119-138.

- HENRY J-P., PAQUET J., 1976. Mécanique de la rupture de roches calcaïques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 18, n°6, 1573-1582.
- HOFMANN-WELLENHOF B., LICHTENEGGER H., COLLINS J., 1994. GPS, Theory and Practice, Third revised edition. *Springer-Verlag Ed.*, 355p.
- HUMBERT M., 1972. Les mouvements de terrains - Principes de réalisation d'une carte prévisionnelle dans les Alpes. *Bull. du B. R. G. M.*, (2), III, 1, 13-28.
- IAEG, 1990. Suggested nomenclature for landslides. *Bull. of the Int. Assoc. of Engineering Geology*, n°41, 13-16.
- IRWIN G.R., 1957. Analysis of stresses and strains near the end of a crack traversing a plane. *J. Appl. Mech.*, 24, 361-364.
- JAIL M., VIVIAN R., 1971. Les glissements de terrain et les éboulements dans les Alpes françaises du Nord en 1970. *Rev. Géogr. Alp.*, t. 59, n°4, 473-502.
- JENKINS G. M., WATTS D. G., 1968. Spectral analysis and its applications. *Holden Day, San Francisco, California*, 525p.
- JOHNSON A. M., 1970. Physical Processes in Geology. *Freeman, Cooper & Co. Ed., San Francisco, California*, 577p.
- JOUANNE F., 1994. Mesure de la déformation actuelle des Alpes occidentales et du Jura par comparaison de données géodésiques historiques. *Géologie Alpine*, HS n° 22, thèse Univ. de Savoie, 153p.
- KERCKHOVE C., ANTOINE P., 1964. Sur l'existence de failles de décrochement dans le massif des Bauges (zone subalpine, Savoie). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. 40, 81-89.
- KIRBY S.H., 1984. Introduction and digest to the special issue on Chemical effects of water on the deformation and strengths of rocks. *J. Geophys. Res.*, 89, 3991-3995.
- LABBENS R., 1980. Introduction à la mécanique de la rupture. *Ed. Pluralis*, 244p.
- LAMBECK K., 1988. Geophysical Geodesy. *Oxford Science Publications*, 718p.
- LEPILLER M., 1976. Résultats et interprétation de cinq opérations de traçages effectuées sur les systèmes karstiques du Semnoz et de la Montagne de Bange - Bois de Prépoulin (massif subalpin des Bauges, Savoie et Haute-Savoie, France). *Ann. Sci. Univ. Besançon, Géologie*, 25, s. 3, 251-262.
- LEPILLER M., 1980. Contribution de l'hydrochimie à la connaissance du comportement hydrogéologique des massifs calcaires. Etude de quelques systèmes karstiques du massif du Semnoz et de la région d'Annecy (Savoie, Haute-Savoie, France). *Thèse de 3ème cycle, Univ. Sci. Méd. Grenoble*, 428p.
- LEROI E., TERRIER M., MOURoux P., ROUZEAU O., ASTE J.P., 1992. The role of seismicity in landslide mapping. *Proc. French-Italian Conf. Slope Stability in seismic areas, May 14-15, Bordighera, Italy, Ouest Eds.*, 103-114.
- LESAGE P., 1981. Développement de méthodes en vue de l'étude des déformations sismotectoniques du sous-sol. *Thèse de 3ème cycle, Univ. P. & M. Curie, Paris VI*, 190p.
- LLIBOUTRY L., 1965. Traité de glaciologie. Tome 2 : glaciers ; variations du climat ; sols gelés. *Masson Ed., Paris*, 450p.
- MALATRAIT A.M., 1975. Analyse et classement des mouvements gravitaires. Feuille St-Jean-de-Maurienne au 1/50000. *Thèse de 3ème cycle, Univ. Sci. Méd. Grenoble*.
- MANGIN A., 1981. Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 293, 401-404.
- MANGIN A., 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *J. Hydrology*, 67, 25-43.
- MARSAUD B., MANGIN A., BEL F., 1993. Estimation des caractéristiques physiques d'aquifères profonds à partir de l'incidence barométrique et des marées terrestres. *J. Hydrology*, n° 144, 85-100.
- MARTIN-COCHET J., 1984. Etude géologique de la stabilité des versants de la rive droite de l'Arc entre St-Michel de Maurienne et La Praz (Savoie). *Thèse de 3ème cycle, Univ. Sci. Méd. Grenoble*, 264p.
- MAUGERI M., COSTA C.P., RANDAZZO F., 1981. Reliability of the inclinometer measurements. *Soil Mech. Foundations Eng., Proc. 10th Int. Conf., Stockholm, June, Balkema Eds.*, Vol. 2, 519-522.
- MAX J., LACOUME J.L., 1996. Méthodes et techniques de traitement du signal et applications aux mesures physiques. Tome 1 : principes généraux et méthodes classiques, 5ème édition. *Masson Ed., Paris*, 355p.
- MAX J., et collaborateurs, 1987. Méthodes et techniques de traitement du signal et applications aux mesures physiques. Tome 2 : appareillages, méthodes nouvelles, exemples d'applications, 4ème édition. *Masson Ed., Paris*, 454p.
- MELBOURNE W.G., 1985. The case for ranging in GPS based Geodetic systems. *Proc. 1st Int. Symp. On Precise Positioning with the Global Positioning System, C. Goad Ed., US Department of Commerce, Rockville, Maryland*, 373-386.
- MILLIES-LACROIX A., 1981. Classification des talus et versants instables. *Bull. liaison labo. P. et Ch.*, Special X.
- MONTJUVENT G., MARNEZY A., 1986. Processus d'évolution des versants dans les Alpes françaises. *Géologie Alpine*, t. 62, 87-105.
- MOON V.G., HEALY T., 1994. Mechanisms of coastal cliff retreat and hazard zone delineation in soft flysch deposits. *J. Coastal Res.*, v. 10, n°3, 663-680.
- MOUGIN J.P., 1973. Les mouvements de terrain. Recherches sur les apports mutuels des études géologique et mécanique à l'estimation de la stabilité des pentes. *Thèse de docteur-ingénieur, Univ. Sci. Méd. Grenoble*, 295p.

- NAUMANN C. M., SAVIGNY K.W., 1992. Large rock avalanches and seismicity in southwestern British Columbia, Canada. *Proc. 6th Int. Symp. Landslides, Christchurch, New Zealand*, D. Bell Ed., Balkema, 1187-1192.
- NEBOIT-GUILHOT R., 1996. Couvertures et accumulations de blocs d'origine sismique près de Matera (Italie du Sud). *Quaternaire*, 7 (2-3), 169-174.
- NICOUD G., 1973. Hydrogéologie de la haute vallée du Chéran, massif des Bauges (Savoie). *Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Scientifique et Médicale de Grenoble*, 181p.
- NOVERRAZ F., BONNARD C., 1992. L'écroulement rocheux de Randa, près de Zermatt. *Proc. 7th Int. Symp. Landslides, Trondheim, 17-21 June*, 165-170.
- NOVERRAZ F., BONNARD C., DUPRAZ F., 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 Eds, Zürich*, 314p.
- PADILLA A., PULIDO-BOSCH A., 1995. Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *J. Hydrology*, 168, 73-89.
- PAIRIS B., 1975. Contributions à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute-Savoie). *Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Sci. Méd. Grenoble*, 151p.
- PAIRIS B., PAIRIS J.L., 1974a. Mise en évidence d'un important système de fractures antérieur aux plis couchés dans la partie amont de la cluse de l'Arve (région de Sallanches, Haute-Savoie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 279, s. D, 1417-1420.
- PAIRIS B., PAIRIS J.L., 1975. Précisions nouvelles sur le Tertiaire du massif de Platé (Haute-Savoie). *Géologie Alpine*, t. 51, 83-127.
- PAIRIS B., PAIRIS J.L., 1978. Mécanismes de déformation dans le massif de Platé. *Annales du Centre Universitaire de Savoie*, t. III, 37-52.
- PAIRIS J-L., BELLIERE J., ROSSET J., 1992. Carte géologique de la France au 1/50000, feuille de Cluses, B. R. G. M. Ed, Orléans.
- PANET M., FOURMAINTRAUX D., 1976. La mécanique des roches appliquée aux ouvrages de génie civil. *Documents de Formation Continue de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées*, 235p.
- PILOT G., DURVILLE J.L., 1988. Les mouvements de terrain dans les Alpes françaises. *Landslides, Bonnard C. Ed*, v. 3, 1515-1537.
- POUGET P., 1993. Note technique: relations pluviométrie-piézométrie-déplacements d'un versant naturel instable. *Rev. Franç. Geotech.*, 64, 57-61.
- RAMPNOUX J.P., CARRILLO-MARTINEZ M., 1978. Le front des chaînes subalpines au niveau du lac d'Annecy. Le problème de la liaison structurale Bauges-Bornes (Haute-Savoie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, s.D, t. 286, 821-824.
- RAWNSLEY K.D., RIVES T., PETIT J.P., HENCHER S.R., LUMSDEN A.C., 1992. Joint development in perturbed stress fields near faults. *J. Struct. Geol.*, 14 (8-9), 939-951.
- REITNER J., LANG M., VAN HUSEN D., 1993. Deformation of high slopes in different rocks after würmian deglaciation in the Gailtal (Austria). *Quaternary Int.*, 18, 43-51.
- ROCHET L., 1987. Application de modèles numériques de propagation à l'étude des éboulements rocheux. *Bull. liaison labo. P. et Ch.*, 150-151, 84-95.
- ROCHET L., 1990. Mécanique des massifs rocheux. *Université Européenne d'été sur les risques naturels, session: mouvements de terrain, Sion*.
- ROTHACHER M., MERVART L., 1996. Documentation of the Bernese GPS software Version 4.0. *Rothacher & Mervart Eds., Berne*, 418p.
- SAASTAMOINEN I.I., 1973. Contribution to the theory of atmospheric refraction. *Bulletin Géodésique*, 107, 13-34.
- SALEH B., 1986. Développement d'une nouvelle instrumentation pour les mesures de déformations. Applications au Génie Civil. *Thèse, Univ. P. & M. Curie, Paris VI*, 209p.
- SAUNDERS I., YOUNG A., 1983. Rates of surface processes on slopes, slope retreat and denudation. *Earth surf. proc. land.*, 8, 473-501.
- SCHOENEICH P., 1992. La datation des glissements de terrain. *Proc. 6th Int. Symp. Landslides, Christchurch, New Zealand*, 205-212.
- SCHOENEICH P., TERCIER J., HURNI J.P., ORCEL C., ORCEL A., 1996. Les crises catastrophiques du glissement des Parchets (Préalpes vaudoises, Suisse): indices d'une augmentation des précipitations extrêmes entre 2000 et 1500 14C BP. *Quaternaire*, 7 (2-3), 97-109.
- SEGALL P., 1984. Rate-dependent extensional deformation resulting from crack growth in rock. *J. Geophys. Res.*, 89, 4185-4195.
- SELBY M.J., 1993. Hillslope materials and processes. *Oxford University Press*, 451p.
- SKEMPTON A.W., HUTCHINSON J.N., 1969. Stability of natural slopes and embankments foundations. State-of-the-Art Report. *Proc. 7th Int. Conf. Soil Mech. & Foundation Eng., Mexico*, 291-355.
- SPENCER E., 1967. A method of analysis of the stability of embankments assuming parallel inter-slice forces. *Geotechnique*, 17, 11-26.
- STEINHAUSER N., 1969. Recherches stratigraphiques dans le Crétacé inférieur de la Savoie occidentale (France). *Thèse, Univ. de Genève*, 254 p.
- SUMMERFIELD M.A., 1991. Global Geomorphology. *Longman Scientific and Technical Eds.*, 537p.
- SWANSON P.L., 1984. Subcritical crack growth and other time- and environment- dependent behavior in crustal rocks. *J. Geophys. Res.*, 89, 4137-4152.
- TERZAGHI K., 1936. The shearing resistance of saturated soils. *Proc. 1st Int. Conf. Soil Mech.*, 6, 1-54.

- TERZAGHI K., PECK R.B., 1967. Soil mechanics in engineering practice. *Wiley Ed., New York*, 729p.
- THOUE F., VIDAL G., CARON J.M., ANTOINE P., CASSAYRE Y., MEMIER M., 1997. Quantification of the hillslope denudation processes during landslides by using 3D remote sensing techniques and high-resolution DEM. *E. U. G. 9, 23-27/03/97, Strasbourg, France*.
- THOUVENOT F., FRECHET J., GUYOTON F., GUIGUET R., JENATTON L., 1990. Sismalp : an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cahier du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, vol. 1, 1-10.
- THOUVENOT F., FRECHET J., TAPPONNIER P., THOMAS J-C., LE BRUN B., MENARD G., LACASSIN R., JENATTON L., GRASSO J-R., COUTANT O., PAUL A., HATZFELD D., 1998. The M_L 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15 : a long-awaited event on the Vuache Fault. *Geophys. J. Int.*, 135, 876-892.
- TRICART J., 1971. Précis de géomorphologie. *S. E. D. E. S., Paris*, 313p.
- TROUVE E., 1996. Imagerie interférentielle en radar à ouverture synthétique. *Thèse, Ecole Nationale Supérieure des Télécommunications*, 247p.
- TSIMBAOS G., TELLI D., 1992. Application of rock mass classification systems on stability of limestone slopes. *Proc. 6th Int. Symp. Landslides, Christchurch, New Zealand, D. Bell Ed., Balkema*, 1065-1069.
- U.S. GEOLOGICAL SURVEY ADMINISTRATIVE REPORT, 1996. USGS Response to an urban earthquake : Northridge'94. *U. S. Geol. Surv. Pub.*, 78p.
- VARNES D.J., 1978. Slope movement and types and processes. *In: R. L. Schuster & R. J. Krizek (eds) : Landslides: analysis and control.. Transportation Research Board Special Report 176. National Academy of Sciences, Washington DC*, 11-33.
- VENGEON J-M., 1998. Déformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope. Apport de l'étude des ruines de Séchillienne. *Thèse, Univ. J. Fourier, Grenoble I*, 186p.
- VIBERT C., 1987. Apport de l'auscultation de versants instables à l'analyse de leur comportement, les glissements de Lax-Le Roustit (Aveyron) et St Etienne de Tinée (Alpes-Maritimes). *Thèse, Ecole Nat. Sup. Mines Paris*, 206p.
- VIDAL G., THOUE F., VIGNY C., MEMIER M., 1997. Landslides slip surfaces computation from high resolution DEM registered on GPS control points. *E. U. G. 9, 23-27/03/97, Strasbourg, France*.
- VIDAL N., DE GOER DE HERVE A., CAMUS G., 1996. Déstabilisation de reliefs d'érosion en terrain volcanique. Exemples pris dans le Massif Central français. *Quaternaire*, 7 (2-3), 117-127.
- WALDER J., HALLET B., 1985. A theoretical model of the fracture of rock during freezing. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96 (3), 336-346.
- WATSON R.A., WRIGHT H.E. JR., 1963. Landslides on the east flank of the Chuska Mountains, Northwestern New Mexico. *Amer. J. Sc.*, 261, 525-548.

WHALLEY W.B., 1984. Rockfalls. *In D. Brundsen & D. B. Prior (Eds) Slope Instability (Chicester: Wiley)*, 217-56.

WILD U., 1994. Ionosphere and geodetic satellite systems, permanent GPS tracking data for modelling and monitoring. *Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz*, Band 48.

WÜBBENA G., 1985. Software developments for geodetic positionning with GPS using TI4100 code and carrier measurements. *Proc. 1st Int. Symp. on Precise Positioning with the Global Positioning System, C. Goad Ed., US Department of Commerce, Rockville, Maryland*, 403-412.