



Stabilité à long terme des talus de mines à ciel ouvert dans les massifs de roches basiques et ultrabasiques

Evgueni Porokhovoï

► To cite this version:

Evgueni Porokhovoï. Stabilité à long terme des talus de mines à ciel ouvert dans les massifs de roches basiques et ultrabasiques. Géologie appliquée. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 1995. Français. NNT: . tel-00529344

HAL Id: tel-00529344

<https://pastel.hal.science/tel-00529344>

Submitted on 25 Oct 2010

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.

NS 19989 (4)

ÉCOLE NATIONALE DES PONTS ET CHAUSSÉES

X

**STABILITÉ À LONG TERME
DES TALUS DE MINES À CIEL OUVERT
DANS LES MASSIFS
DE ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES**

THÈSE
présentée par

Evgueni POROKHOVOÏ

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

de l'ÉCOLE NATIONALE DES PONTS ET CHAUSSÉES

en

GÉOLOGIE DE L'INGÉNIEUR

Soutenue le 18 décembre 1995
devant le jury composé de :

MM. M. ARNOULD	Président
E.N. KOLOMENSKI	Rapporteur
M. CHENEVOY	Rapporteur
R. COJEAN	Examineur

EN.P.C.



INV03672

10

A la mémoire d'un Homme, mon grand-père ...

RESUME

Le présent travail est consacré aux problèmes de l'altération de roches basiques et ultrabasiques sous des conditions climatiques différentes et à l'influence de ces processus sur la stabilité à long terme des talus de mines à ciel ouvert. Les roches font partie d'anciens profils d'altération et, mises à jour par l'exploitation, subissent des altérations météoriques modernes qui changent les paramètres pétrographiques et géotechniques les caractérisant, ceci au niveau de la matrice rocheuse et du massif rocheux.

Deux objets ont été étudiés au cours de ce travail : la mine de chromite de Bemanevika (Madagascar) où les metabasites et méta-ultrabasites sont très intensivement altérées sous conditions climatiques tropicales et la mine d'amiante de Bagenovskoe (Oural Central, Russie), où des roches de même type sont exposées à l'altération sous conditions tempérées continentales. La prévision de la stabilité des talus à long terme, en tenant compte du développement de l'altération dans les massifs, y a été analysée.

Nous avons également procédé à des simulations en laboratoire de l'altération et de l'évolution de l'altérabilité de diverses roches. Deux types de simulation ont été réalisés : l'altération physique par cycles de gel-dégel intensif et l'altération chimique par cycles de lessivage en eau chaude en extracteur Soxhlet.

L'analyse et la comparaison des résultats en laboratoire et *in situ* permettent de quantifier les processus d'altération et, enfin, d'établir les schémas de développement à long terme d'instabilités dans différents massifs rocheux sous diverses conditions climatiques.

ABSTRACT

The present work is devoted to the weathering of basic and ultrabasic rocks under various climatic conditions and to the influence of such processes on the long term slope stability in open-pits. The rocks belong to old weathering profiles and, when outcropping by exploitation, are submitted to meteoric weathering which modify their petrographic and geotechnical parameters, at both the rock matrix and the rock mass scale.

During this work, two sites were investigated : the chromite mine of Bemanevika (Madagascar), where the ultrabasites and the meta-ultrabasites are intensively weathered under tropical climatic conditions, and the asbestos mine of Bagenovskoe (Central Oural, Russia), where the same kind of rocks are exposed to weathering under tempered continental conditions. The long term forecasting of slope stability, taking into account the weathering development, was analysed in both cases.

We also implemented laboratory simulations of the weathering of various rocks and rock sensitivity to weathering. Two kind of simulations were conducted : physical weathering by intensive frost/thaw cycles, and chemical weathering by leaching cycles in hot water using Soxhlet extractors.

The data analysis and the comparison made between laboratory and *in situ* results allow to quantify the weathering process and, at least, to give an outline of long term development of instabilities in several rock masses, under various climatic conditions.

AVANT-PROPOS

Ces quelques lignes, dans la jolie tradition concernant les thèses, ne pourront sûrement pas suffire à remercier toutes celles et tous ceux qui ont été directement ou indirectement avec moi au long de ces années de thèse, qui m'ont apporté les grains de leur connaissance, de leur talent, de leur personnalité, les grains de leur âme. On dit que les slaves sont sentimentaux. En étant slave, je n'aurai jamais assez de sentiments pour vous remercier tous....

Je tiens à exprimer ici mon grand respect et ma gratitude à M. le Professeur Marcel Arnould, qui a été à l'origine de cette thèse et lui a permis d'aboutir, qui m'a porté toujours beaucoup d'attention et de soutien, professionnel et personnel.

Je remercie de tout mon cœur, M. le Professeur Roger Cojean, mon directeur de thèse, pour le plaisir de travailler avec lui, pour son apport de grand spécialiste, pour sa patience et son attention qu'il m'a toujours accordée sans la moindre hésitation.

Je n'oublie pas d'exprimer ma grande reconnaissance pour M. le Professeur Evgueni Nikolaevitch Kolomensky, mon codirecteur de thèse, qui a été à l'origine du projet d'échange scientifique entre l'Université de Moscou et le CGI et qui a beaucoup contribué personnellement pour que la réalisation de ce travail devienne possible.

Je remercie aussi infiniment la société minière Kraomita Malagasy en la personne de son Directeur Général, M. Willy Ranjatoelina, grâce à qui j'ai pu m'intéresser aux roches de Madagascar. De même je remercie aussi la société minière actionnaire Oural-Asbest en la personne de son directeur général M. V.K. Kloster, pour m'avoir accueilli sur la mine de Bagenovskoe et autorisé à publier les résultats de mes recherches, ainsi que l'Ingénieur Principal de la mine M. V.P. Barabanov.

J'ai beaucoup de gratitude pour tous mes collègues du CGI, qui ont été toujours près de moi et à qui je dois cette thèse : M. M. Deveughèle, le directeur du CGI, pour son soutien administratif, M. J.A. Fleurisson, avec qui j'ai eu le plaisir de travailler sur le projet de Bemanevika, M. J.M. Le Cleac'h pour ses inestimables conseils tant dans le domaine de la pétrographie que dans beaucoup d'autres, M. J.Du Mouza pour son aide précieuse concernant l'étude ultrasonore des roches, M. R. Struillou et Mme C. Lapeyre qui m'ont beaucoup aidé dans la réalisation de la partie expérimentale de cette thèse, M. J.Aler et tous les autres chercheurs et techniciens du CGI qui m'ont apporté leur assistance et leur soutien amical.

Je tiens absolument à remercier mes collègues russes : M.M. Sassov A.Y., Chlikov V.I., Sokolov V.N., Ladiguin V.M. Kharitonov V.N. de l'Université de Moscou, M. Doubeykovsky S.G. de l'Institut des Mines de Ekaterinebourg et beaucoup d'autres pour leur coopération tant professionnelle que personnelle.

Je voudrais spécialement souligner l'importance de mes sentiments de reconnaissance pour les thésards du CGI : D.Carreon, I.Thevenin, A.Kiliç, S.Curtil, X. Daupley et pour beaucoup d'autres que je n'oublie pas. Merci à vous, mes amis!

Un petit mot de reconnaissance n'aura jamais suffisamment de chaleur pour exprimer à quel point je dois beaucoup pour cette thèse à Sylvie Guillaume, une collègue et une amie, mon épouse.

J'envoie mes meilleurs sentiments pour mes amis et ma famille qui ont été toujours si près de moi, de mon coeur, tout comme mon immense pays des neiges pures...

Je tiens également à remercier les organismes administratifs des deux pays qui m'ont finalement permis d'avoir le soutien matériel indispensable pour la réalisation de cette thèse.

Evgueni S. Porokhovoï

SOMMAIRE

RESUME - ABSTRACT	3
AVANT - PROPOS	5
INTRODUCTION	15
 1. L'ALTERATION DES ROCHES COMME FACTEUR GEOLOGIQUE ET MECANIQUE ET SON INFLUENCE SUR LE PROBLEME DE LA STABILITE DES TALUS	 17
1.1 Caractéristiques pétrographiques et physiques de la matrice rocheuse et du massif rocheux	17
1.1.1 Caractéristiques spécifiques de la matrice rocheuse	17
1.1.1.1 Composition minéralogique	18
1.1.1.2 Conditions de la cristallisation	18
1.1.1.3 Microtexture	18
1.1.1.4 Type géotechnique de la roche	19
1.1.2 Caractéristiques principales du massif rocheux	20
1.1.2.1 Contexte structural et tectonique du massif rocheux	20
1.1.2.2 Massifs rocheux comme milieux discontinus	20
1.1.3 Fracturation des massifs rocheux	21
1.1.3.1 Familles directionnelles de discontinuités.	21
1.1.3.2 Paramètres de fracturation	22
1.1.3.3 Paramètres décrivant l'intensité de la fracturation	22
1.1.3.4 Comportement mécanique des fractures. Loi de Barton	24
1.2 Processus d'altération des sols et des roches	27
1.2.1 Facteur climatique d'altération	28
1.2.2 Les mécanismes d'altération	29
1.2.2.1 L'effet du gel. La cryoclastie	29
1.2.2.2 Les variations de température	30
1.2.2.3 Humidité. Dessiccation	30
1.2.2.4 Hydratation, cristallisation des sel	30
1.2.2.5 Oxydation et réduction	30
1.2.2.6 L'hydrolyse	30
1.2.3 Vulnérabilité des minéraux aux altérations	31
1.2.4 Les classifications de l'état d'altération	31
1.2.5 La formation et la composition du profil d'altération	32
1.2.6 Caractéristiques quantitatives de l'altération	34
1.3 Stabilité des talus des mines à ciel ouvert	36
1.3.1 Facteurs influençant la stabilité des talus	36
1.3.2 Classifications des déformations	36
1.3.3 Les déformations dans les mines à ciel ouvert	37
1.3.4 Glissement rocheux	38
1.3.5 Glissement par rupture circulaire	39
1.3.6 Calcul de stabilité. Méthodes utilisées	40
1.4 Problème de la prévision à long terme de la stabilité des talus	41
1.4.1 Définition de la prévision	41
1.4.2 Période de la prévision	41
1.4.3 Méthodes de prévision en géotechnique	42
1.4.3.1 Méthode de calcul direct du facteur de sécurité	43
1.4.3.2 Méthode d'analyse a posteriori	43
1.4.3.3 Méthode d'analyse des facteurs	43

2. L'ALTERATION ET L'ALTERABILITE DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES DANS DES CONDITIONS CLIMATIQUES TEMPEREES. LA PREVISION A LONG TERME DE LA STABILITE DES TALUS. MINE D'AMIANTE DE BAGENOVSKOE (OURAL CENTRAL, RUSSIE)

45

2.1 Mine d'amiante de Bagenovskoe : cadre général	45
2.1.1 Exploitation et traitement du minerai	45
2.1.2 Cadre géographique et climatique du gisement	46
2.1.3 Cadre géologique du gisement	46
2.1.3.1 Les roches	47
2.1.3.2 Tectonique et structure du massif	48
2.1.4 Conditions hydrogéologiques et géotechniques du gisement	48
2.1.4.1 Hydrogéologie du massif	48
2.1.4.2 Conditions géotechniques	49
2.2 Etude de l'altération des roches du massif	50
2.2.1 Roches du massif étudiées dans leur cadre d'altération	50
2.2.1.1 Les gabbros	51
2.2.1.2 Les péridotites	51
2.2.2 Spécificité de l'étude : deux " axes " d'altération dans le massif	51
2.2.2.1 Altération post hercynienne du massif de gabbros	52
2.2.2.2 Altération " moderne "	54
2.2.3 Aspect pétrographique de l'altération des roches du massif	55
2.2.3.1 Description des lames minces	56
2.2.3.2 Calcul du contenu minéralogique des gabbros	59
2.2.3.3 R-X	59
2.2.3.4 Microscopie électronique	60
2.2.4 Evolution des caractéristiques physiques et mécaniques des roches liée à l'altération	62
2.2.4.1 Propriétés physiques et mécaniques des roches	63
2.2.4.2 Propriétés ultrasonores des roches	64
2.2.5 Evolution de l'état de fracturation du massif au cours de l'altération	66
2.2.5.1 Présentation de la méthode d'analyse des photos	66
2.2.5.2 Résultats de l'étude de la fracturation	68
2.3 Prévision à long terme de la stabilité des talus	71
2.3.1 Situation actuelle de la stabilité. Etude sur le terrain	71
2.3.1.1 Instabilité à l'échelle des blocs	71
2.3.1.2 Instabilité à l'échelle des talus	71
2.3.1.3 Instabilité potentielle de glissement	71
2.3.2 Calcul de la stabilité à long terme des talus de la mine	72
2.3.2.1 Calcul de la stabilité à grande échelle	72
2.3.2.2 Calcul de stabilité à petite et moyenne échelle	75

3. L'ALTERATION DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES DANS DES CONDITIONS CLIMATIQUES TROPICALES ET PHENOMENES D'INSTABILITE DES TALUS. GISEMENT DE CHROMITE DE BEMANEVIKA (MADAGASCAR)

79

3.1 Le gisement de Bemanevika	79
3.1.1 Localisation du gisement, cadre géographique et climatique	79
3.1.2 Présentation du cadre géologique général du gisement de Bemanevika	80
3.1.3 Description pétrographique du gisement	81
3.1.3.1 Les gneiss	81
3.1.3.2 Les roches basiques	81
3.1.3.3 Les roches ultrabasiques	82
3.1.4 Conditions hydrauliques et hydrogéologiques	82
3.1.5 Phénomènes d'altération. Epaisseur des matériaux altérés et leur disposition	82
3.1.6 Etude de la fracturation du massif	84
3.1.7 Paramètres géotechniques des roches saines et altérées	86

3.2 Résultats de l'étude de l'altération des roches du massif de Bemanevika	88
3.2.1 Résultats de l'analyse pétrographique des lames minces	88
3.2.1.1 Les gneiss	88
3.2.1.2 Les gabbros	88
3.2.1.3 Les leuconorites	89
3.2.1.4 Les pyroxénolites et les péridotites	89
3.2.2 Etude de la composition minéralogique par l'analyse aux RX	90
3.2.2.1 Première série	91
3.2.2.2 Deuxième série	92
3.2.2.3 Troisième série	93
3.2.3 Analyse par microscopie électronique de la micromorphologie et de la structure de la porosité des roches altérées de Bemanevika	95
3.2.3.1 Cas des leuconorites altérées	95
3.2.3.2 Cas des gabbros altérés	95
3.2.3.3 Cas des péridotites-pyroxénites altérées	95
3.2.3.4 Cas des gneiss altérés	96
3.2.3.5 Autres cas	96
3.2.4 Analyse morphologique des leuconorites altérées	97
3.3 Etude de la stabilité de talus de la mine Bemanevika.	99
3.3.1 Les facteurs influençant la stabilité des talus	99
3.3.1.1 La transformation et la migration des minéraux	100
3.3.1.2 L'influence des conditions climatiques et hydrauliques	100
3.3.1.3 L'hypothèse de l'affaissement dans les latérites	100
3.3.1.4 L'érosion superficielle, le ruissellement, les lavakas.	101
3.3.2 Historique d'instabilité	102
3.3.3 Analyse de la stabilité de la mine de Bemanevika	103
3.3.3.1 Calcul a posteriori des glissements	103
3.3.3.2 Approche géomécanique de modélisation du massif continu	103
3.3.3.3 Hypothèses géomécaniques de l'instabilité	104
3.3.3.4 Discussion à propos des résultats obtenus	105
3.3.3.5 Analyse de la stabilité à petite et moyenne échelle	105
3.3.4 Prévision à long terme de la stabilité de Bemanevika	106
3.3.4.1 Prévision par l'analyse des facteurs	106
3.3.4.2 Prévision par des calculs directs du facteur de sécurité	108
 4. ETUDE EXPERIMENTALE AU LABORATOIRE DE L'ALTERABILITE DES ROCHES	 111
4.1 Etude en laboratoire de l'altération et de l'altérabilité des roches par leur sensibilité au gel.	111
4.1.1 Action physique et mécanique du gel dans les roches.	111
4.1.2 Expériences et tests de la sensibilité au gel	114
4.1.3 Description des dispositifs expérimentaux	115
4.1.3.1 La préparation des échantillons	115
4.1.3.2 La saturation des échantillons	115
4.1.3.3 Les cycles de gel-dégel	116
4.1.3.4 Les moyens de mesures	116
4.1.4 Les échantillons testés	118
4.1.5 Les paramètres mesurés et les résultats	119
4.1.5.1 Résultats des mesures linéaires	119
4.1.5.2 Résultats des études ultrasonores	120
4.2 Etude de l'altérabilité des roches par cycles de lessivage	125
4.2.1 Le processus d'altération chimique par circulation des eaux.	126
4.2.2 Les méthodes expérimentales existantes	127
4.2.3 Dispositif expérimental utilisé	127
4.2.3.1 Lessivage dans l'extracteur Soxhlet	128

4.2.3.2 Préparation des échantillons	129
4.2.3.3 Caractéristiques mesurées au cours d'essais	129
4.2.4 Les échantillons testés	129
4.2.5 Les résultats des essais de lessivage	130
4.2.5.1 Caractéristique visuelle d'évolution des échantillons	130
4.2.5.2 Evolution du pH du lixiviat	131
4.2.5.3 Evolution des propriétés physiques et mécaniques	132
4.2.5.4 Evolution d'autres propriétés physiques. Caractéristiques ultrasonores	133
4.3 Conclusion	136
5. LES MODELES THEORIQUES DE L'ALTERATION DES MASSIFS ROCHEUX DANS DIFFERENTES CONDITIONS GEOLOGIQUES ET CLIMATIQUES	139
5.1 Comparaison d'étude de l'altération des roches basiques et ultrabasiques dans différents conditions climatiques	139
5.1.1 Formation des profils d'altération	139
5.1.2 Transformations minéralogiques au niveau de la matrice rocheuse	140
5.1.3 Evolution de la fracturation au niveau du massif	140
5.1.4 Evolution des caractéristiques physico-mécaniques	141
5.1.5 Vitesses d'altération	141
5.1.6 Phénomènes d'instabilité dans des massifs	142
5.2 Comparaison de l'altération en laboratoire avec l'altération naturelle.	142
5.2.1 Comparaison des essais de gel/dégel avec l'altération naturelle sous climat continental tempéré	142
5.2.2 Comparaison des essais de lessivage avec de l'altération naturelle sous climat tropical	143
5.2.3 Passage de la notion « d'altérabilité de la matrice » à la notion « d'altérabilité du massif »	144
5.3 Prévision à long terme de la stabilité en fonction de l'altération	144
5.3.1 Possibilité de la prévision à long terme par analyse des paramètres ou par calcul de facteur de sécurité	144
5.3.2 Fonction « vitesse d'altération/vitesse de passage à l'instabilité »	146
5.3.3 L'analyse de la faisabilité de la prévision à long terme pour les deux cas présentés	147
5.4 Classification des massifs rocheux en fonction de l'influence de l'altération sur la stabilité à long terme	148
5.4.1 Altération et altérabilité des roches et du massif à long terme. Schémas théoriques de développement d'altération.	148
5.4.2 Classification des massifs en fonction de l'influence de l'altération sur la stabilité des talus.	150
5.4.3 Axes de la classification	151
5.4.3.1 Type du climat	152
5.4.3.2 Type de la roche - mère	152
5.4.3.3 Paramètres de la matrice et du massif	152
5.4.3.4 Phénomènes d'instabilité des talus	152
5.4.4 Conclusion	153
CONCLUSION GENERALE	155
ANNEXE 1 : Lames minces des roches de Bagenovskoe	159
ANNEXE 2 : Clichés photographiques des roches de Bagenovskoe prises au MEB	163
ANNEXE 3 : Analyse semi-automatique de la fracturation - Logiciel IPS	167
ANNEXE 4 : Calcul de stabilité à grande échelle des talus de la mine de Bagenovskoe (BISHOP)	173
ANNEXE 5 : Résultats de l'étude de la fracturation, mine de Bemanevika : Synthèse des pôles	183
ANNEXE 6 : Lames minces des roches de la mine de Bemanevika	187
ANNEXE 7 : Résultats de l'étude par microscopie électronique des roches altérées de Bemanevika	191

ANNEXE 8 : Exemples de résultats d'analyse morphologique des photos des leuconorites altérées	197
ANNEXE 9 : Variations des paramètres linéaires et ultrasonores au cours des cycles de gel/dégel	203
ANNEXE 10 : Variations de la masse des échantillons et des paramètres ultrasonores au cours des cycles de lessivages en Soxhlets	209
ANNEXE 11 : Tableau de classification des massifs rocheux en fonction de l'influence de l'altération sur la stabilité à long terme	215
 BIBLIOGRAPHIE	 217

FIGURES

Figure 1 : Classification de la fracturation des massifs rocheux proposée par S.N. Tchernichev [76]	21
Figure 2 : Espacement vrai et espacement apparent d'une famille de fractures	23
Figure 3 : Effet d'échelle relatif aux massifs rocheux discontinus (d'après Hoek, [39])	25
Figure 4 : Loi empirique de Barton représentée graphiquement (Barton,[4])	
Figure 5 : Abaque pour la définition des valeurs de JRC (d'après Barton,[4])	27
Figure 6 : Schéma de corrélation entre les conditions climatiques générales (température/précipitations) et différents composants du processus d'altération (d'après Wilson,1969) :	29
Figure 7 : Séries d'altération de Goldich et séries de cristallisation de Bowen	31
Figure 8 : Zonation géotechnique idéalisée du profil d'altération proposée par W.R.Dearman [17]	34
Figure 9 : Classification des glissements (selon Kuntzel) : a. - mécanisme de glissement plan ou circulaire simple b. - mécanisme de glissement avec évolution régressive c. - mécanisme d'étalement latéral.	37
Figure 10 : Classification des déformations dans les mines à ciel ouvert	37
Figure 11 : Mécanismes élémentaires de ruptures	39
Figure 12 : Situation géographique de la mine de Bagenovskoe, Oural Central	46
Figure 13 : Carte géologique du gisement de Bagenovskoe, d'après Zolotarev [86]	47
Figure 14 : Situation hydrogéologiques du massif de Bagenovskoe, d'après Zolotarev [86]	49
Figure 15 : Profil d'altération des gabbros, mine d'Asbeste (Oural)	53
Figure 16 : Disposition des zones d'études effectuées en 1993 dans la mine de Bagenovskoe, Oural	55
Figure 17 : Schéma de la zonation et du contenu minéralogique des serpentines d'après Zolotarev [86]	57
Figure 18 : Etude quantitative du contenu minéralogique des gabbros par analyse d'image	58
Figure 19 : Histogrammes de la dégradation des caractéristiques physiques et mécaniques des roches de Bagenovskoe	67
Figure 20 : Familles directionnelles des fractures. Totalité des mesures	68
Figure 21 : Situation géographique de la mine de Bemanevika (Madagascar)	80
Figure 22 : Topographie de la mine de Bemanevika et épaisseur de la couche altérée	83
Figure 23 : Structure multicouche dans le gneiss altéré	94
Figure 24 : Evolution des caractéristiques de la micro-porosité des leuconorites en fonction de la profondeur	96
Figure 25 : Vue d'une zone de lavakas dans la région de Bemanevika	101
Figure 26 : Deux hypothèses d'instabilité des talus de Bemanevika	105
Figure 27 : Configuration schématique du développement de l'altération dans les talus de la mine de Bemanevika à l'état actuel et au cours de l'exploitation future	107
Figure 28 : La réfraction thermique de différents minéraux (d'après Skinner [72])	113
Figure 29 : Cycles de gel-dégel au cours de l'altération artificielle des roches de Bagenovskoe	116
Figure 30 : Le capteur de déformations linéaires des échantillons	117
Figure 31 : Appareillage de mesure des paramètres ultrasonores des roches	117
Figure 32 : Variation des vitesses d'ultrasons dans les échantillons sous contrainte normale	122
Figure 33 : Variation d'indice de continuité des gabbros au cours des cycles de gel-dégel	124
Figure 34 : Relation entre la porosité des pores et la porosité des fractures pour les gabbros de Bagenovskoe	124
Figure 35 : Extracteur Soxhlet double	128
Figure 36 : Graphique d'évolution de pH du lixiviat au cours des cycles d'immersion/emersion en Soxhlet. Echantillons de Bemanevika. Première série, de 0 à 400 cycles	131
Figure 37 : Graphique de l'évolution des vitesses de propagation des ultrasons sous contrainte normale. Leuconorite 1. Bemanevika	135
Figure 38 : Schéma de la procédure de prévision à long terme de la stabilité des talus	146
Figure 39 : Schéma théorique du développement de l'altération d'un massif rocheux dans des conditions climatiques tempérées	149
Figure 40 : Schéma théorique du développement de l'altération dans un massif rocheux dans des conditions climatiques tropicales	150

Tableaux

Tableau 1 : Répartition des minéraux selon les divers stades de génèse des roches (d'après E.A.Kouznetsov, [44])	18
Tableau 2 : Exemple de la classification des roches dures en fonction de l'état d'altération (d'après Fookes, [28])	32
Tableau 3 : Zonation géotechnique d'un profil d'altération d'après N.V.Kolomensky et G.S. Zolotaev [dans Sergeev, 71]	33
Tableau 4 : Critères de comportement des massifs rocheux (d'après Hoek et Brown, [38])	40
Tableau 5 : Propriétés physico-mécaniques des principales roches du massif de Bagenovskoe	50
Tableau 6 : Contenu approximatif (en %) des différentes phases minéralogiques dans les gabbros du massif de Bagenovskoe	59
Tableau 7 : Caractéristiques de la microporosité des roches de la mine de Bagenovskoe	61
Tableau 8 : Propriétés physico-mécaniques des roches, mine d'Asbeste (Oural)	63
Tableau 9 : Caractéristiques de la fracturation du massif de Bagenovskoe	69
Tableau 10 : Propriétés des roches utilisées dans les calculs de stabilité des talus à grande échelle	73
Tableau 11 : Valeurs de la cohésion et de l'angle de frottement pour les calculs de stabilité à grande échelle	73
Tableau 12 : Résultats du calcul de stabilité des talus à grande échelle (méthode de BISHOP). Profils existant. Profondeur de la mine environ 300 m	74
Tableau 13 : Résultats de calcul de stabilité des talus à grande échelle (méthode de BISHOP). Profils théoriques. Profondeur de la mine 600m	74
Tableau 14 : Familles de petite fracturation utilisées dans les calculs de stabilité (logiciel DEGRES)	75
Tableau 15 : Résultats des calculs de stabilité à petites et moyenne échelle (Logiciel DEGRES)	77
Tableau 16 : Caractéristiques mécaniques de différents types de discontinuités	86
Tableau 17 : Propriétés physico-mécaniques des roches altérées de Bemanevika	87
Tableau 18 : Caractéristiques physico-mécaniques des roches saines de Bemanevika	87
Tableau 19 : Caractéristiques morphologiques des leuconorites altérées de Bamanevika (d'après analyse d'image)	98
Tableau 20 : Evolution (en %) de certaines caractéristiques des roches de Bagenovskoe au cours d'essais de gel-dégel (après 200 cycles)	120
Tableau 21 : Vitesses des ondes longitudinales dans les principaux minéraux	123
Tableau 22 : Vitesse théorique des ondes longitudinales des gabbros de Bagenovskoe d'après l'analyse quantitative du contenu minéralogique	123
Tableau 23 : Valeurs initiales des caractéristiques physico-mécaniques des roches et leur pourcentage de perte au cours de 1250 cycles de lessivages en Soxhlet	133
Tableau 24 : Variation des vitesses des ondes ultrasonores sous contraintes normale de 0.64 Mpa	134

Introduction

"Nous vivons au temps où l'Homme devient la force géologique la plus importante"

V.I.Vernadsky

Nous pouvons constater à quel point l'influence de l'Homme sur la partie superficielle de l'écorce terrestre est importante, considérant par exemple les gigantesques mines à ciel ouvert existant actuellement dans le monde. Ainsi, dans la région de l'Anomalie Magnétique de Kursk, seulement pour deux mines à ciel ouvert (parmi des dizaines existantes) ont été extraits plus de 200 millions de m³ de stériles. De ces mines (dont la superficie approche quelques dizaines de kilomètres carrés pour une profondeur de plus de 100 m) chaque jour on pompe plus de 120 000 m³ d'eau. Et ce n'est pas l'exemple de la plus grande mine à ciel ouvert.

La stabilité des talus des mines reste une des questions principales qui se pose lors de l'exploitation à ciel ouvert des gisements. La stabilité des talus a une influence directe sur la sécurité du travail dans la mine, les principes technologiques d'exploitation, la profondeur totale de la mine, les problèmes de drainage, etc...

On ne peut sousestimer le rôle économique d'un problème de stabilité des talus. Avec la profondeur très importante des mines modernes, un changement de l'angle des talus de 3 ou 4° conduit à une modification des volumes des travaux de découverte qui se chiffrent en millions de mètres cubes. Par exemple, pour une profondeur totale de 300 m, l'augmentation de l'angle de talus de 30 à 34° conduit à la diminution des volumes des travaux de découverte de 11,2 millions de mètres cubes par kilomètre de longueur de bord. Assez souvent (exemple de nombreuses mines à ciel ouvert de l'ex-URSS) les angles des talus ont été pris à 5-8° de moins que les angles critiques. En tenant compte que certaines mines en exploitation actuellement ont des bords mesurant des dizaines de kilomètres, on se rend compte de l'importance économique fondamentale des estimations correctes des angles de talus.

D'autre part, des angles de talus trop élevés peuvent conduire à la déstabilisation des talus, au développement de glissements et d'éboulements sur les bords de la mine. Ces accidents causent beaucoup des dégâts matériels aux entreprises et gênent le cycle normal de l'exploitation, sans oublier qu'ils peuvent être dangereux pour la vie du personnel.

La définition des angles de talus qui assurent la stabilité de l'exploitation demande une étude détaillée de tous les facteurs géologiques et géotechniques du massif : la lithologie, les conditions tectoniques, les propriétés physiques et mécaniques des roches, la fracturation du massif, la situation hydrogéologique, etc.

L'état d'altération des roches est sans doute un des facteurs principaux qui peut avoir une influence sur la stabilité des massifs rocheux. D'une part, l'existence d'un profil d'altération dans la partie supérieure du massif rocheux impose des conditions particulières pour le calcul de la stabilité des talus : il faut tenir compte de la profondeur du profil d'altération et de la

dégradation des paramètres mécaniques et physiques des roches altérées. D'autre part, l'altération des roches est un processus permanent et donc il a lieu durant l'exploitation minière (qui peut parfois durer cent ans et plus). Il faut prévoir la modification de l'état du massif et, par conséquence, la modification des conditions de stabilité. En plus, quand l'exploitation s'arrête, la fosse reste ; elle n'est pas toujours correctement profilée et aménagée, et elle subit dans tous les cas l'influence de l'altération des roches dans les talus. Ces deux derniers points posent le problème de **la prévision à long terme de la stabilité des talus**, l'estimation des vitesses d'altération des différents types des roches et ceci dans diverses conditions climatiques.

Dans le travail présenté, nous développons deux principaux axes de recherches : Premièrement, en se basant sur les connaissances de la situation géologique des sites étudiés, nous décrirons le processus d'altération au niveau de la matrice rocheuse et au niveau du massif, la dynamique de développement de l'altération et l'altérabilité des différentes roches et pour divers types de climat. Les travaux sur le terrain selon des méthodes élaborées au cours de ce travail, le traitement en laboratoire des données de terrain, les essais expérimentaux originaux ont été nécessaires pour accomplir cette première tâche. Deuxièmement, nous avons essayé de faire aboutir nos connaissances du problème d'altération sur la stabilité des talus dans l'état actuel de la mine et pour la prévision de la situation de stabilité à long terme. De nombreux calculs de stabilité ont été réalisés afin d'obtenir une méthode de pronostic de la stabilité des talus à long terme en fonction de l'altération et de l'altérabilité des roches. Dans cette deuxième partie, ce ne sont pas les méthodes de calcul de stabilité qui sont novatrices, mais plutôt la façon dont les résultats expérimentaux concernant l'évolution des propriétés mécaniques des roches plus ou moins altérées sont intégrés à ce calcul.

1. L'altération des roches comme facteur géologique et mécanique et son influence sur le problème de la stabilité des talus

INTRODUCTION

Comme nous l'avons déjà remarqué, la stabilité des talus des mines à ciel ouvert est une équation à plusieurs variables : les conditions géologique générales, la tectonique, l'hydrogéologie, l'état de la fracturation, etc... La situation de l'altération de la matrice rocheuse et du massif est un des facteurs principaux de la stabilité. Les ingénieurs-géologues ont été toujours préoccupés par ce problème. De nombreuses descriptions des processus d'altération sont parues et paraissent encore dans des ouvrages spécialisés.

Dans ce chapitre nous essaierons de décrire le cadre du problème et de donner les définitions théoriques principales concernant les processus d'altération, puis la stabilité des talus de mines à ciel ouvert. Nous devons également définir le choix du type de roches étudiées et des méthodes d'études utilisées au cours de ce travail. Et enfin, nous tenterons de montrer les possibilités de prévision de la stabilité à long terme en se basant sur l'analyse des facteurs influençant l'altération et l'altérabilité des roches.

1.1 CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES ET PHYSIQUES DE LA MATRICE ROCHEUSE ET DU MASSIF ROCHEUX

Le problème de la stabilité des talus rocheux peut être résolu seulement à condition de connaître de façon approfondie l'objet étudié : le massif rocheux. Cette connaissance doit avoir deux aspects également importants : d'une part, il y a la matrice rocheuse avec ses caractéristiques spécifiques (le type pétrographique de la roche, la composition minéralogique, la structure et la texture pétrographiques, etc...) et d'autre part, on doit considérer le massif rocheux qui subit l'instabilité potentielle proprement dite, avec ces spécificités (structure géologique, discontinuités, etc...).

Les roches que nous avons eu l'occasion d'étudier au cours de ce travail sont des roches magmatiques intrusives et quelques exemples de roches métamorphiques. Pour les deux objets d'étude (la mine d'amiante de **Bagenovskoe** (Oural Central, Russie) et la mine de chromite de **Bemanevika** (Madagascar) le contexte minéralogique est relativement semblable. Les roches de Bagenovskoe sont des gabbros leucocrates à différents stades d'ouraltisation et d'altération et des péridotites serpentinisées. A Bemanevika ce sont des roches basiques (gabbros et leuconorites) et hyperbasiques (péridotites, pyroxénolites et amphibolites). Ces roches ayant subi diverses phases de métamorphisme, il s'agit en fait de métagabbros, de métapéridotites ...etc.

Au niveau des massifs, dans les deux cas on trouve un corps ultrabasique d'origine plutonien partiellement ou complètement métamorphisé, de forme lenticulaire quasi vertical, encastré dans un massif intrusif basique. C'est de ceci que provient la similitude des conditions tectoniques et de la fracturation entre ces deux mines.

1.1.1 Caractéristiques spécifiques de la matrice rocheuse

La roche est un objet géologique complexe dont les propriétés physiques et mécaniques dérivent des conditions de genèse, de la composition minéralogique et de la micro texture.

1.1.1.1 Composition minéralogique

La composition minéralogique est à l'origine de plusieurs caractéristiques de base de la roche. Pour les roches concernées par notre étude c'est la composition du magma primaire, ensuite l'ordre de cristallisation et de genèse des minéraux et enfin les transformations épigénétiques qui forment la roche comme un objet géologique. Les minéraux principaux des roches en fonction des stades de genèse sont présentés au Tableau 1 .

Minéraux	Stade magmatique	Stade épimagmatique (ou pneumatolytique)	Stade hydrothermal	Stade d'hypergénèse
Olivine	—			
Pyroxènes	—			
Amphiboles	—			
Biotite		—		
Plagioclases	—			
Orthoclase		—		
Quartz	—			
Séricite			—	
Epidote			—	
Kaolinite				—
Chlorite			—	
Limonite				—

Tableau 1 : Répartition des minéraux selon les divers stades de genèse des roches (d'après E.A.Kouznetsov, [44])

Les roches magmatiques que nous avons étudiées sont composées essentiellement d'olivine, de différents pyroxènes, de plagioclases et d'amphiboles. La présence d'autres minéraux de base (épidote, séricite, serpentine) démontre que la roche a subi de fortes transformations *pneumatolitiques et hydrothermales* . Enfin, l'apparition des minéraux argileux, de la chlorite, des oxydes et hydroxydes de fer etc. témoigne du développement du processus *d'hypergénèse et d'altération* de ces roches magmatiques. Du point de vue géotechnique, en se déplaçant de la gauche vers la droite de ce tableau, nous avons globalement une perte de la résistance mécanique de la roche.

1.1.1.2 Conditions de la cristallisation

La résistance des roches (non altérées) dépend surtout des conditions de cristallisation : profondeur, température et champ de contraintes. Si les roches magmatiques subissent des contraintes tangentielles pendant leur cristallisation ou quand elles se trouvent à grande profondeur où elles sont à l'état visco - plastique, des zones cachées de faiblesse se créent dans les roches. Ensuite, au stade d'*épigénèse*, la présence de ces zones entraîne le développement de la fracturation génétique. Encore plus tard, si la roche est soumise à l'altération météorique la fracturation secondaire se développe et se surimpose à la fracturation génétique.

1.1.1.3 Microtexture

La microtexture des roches se caractérise par le degré de cristallisation des minéraux, leurs formes, leurs dimensions et leurs positions relatives. Selon le degré de cristallisation des roches magmatiques on définit les roches *holocristallines, hypocristallines et vitreuses*. Selon la « force de cristallisation » relative des minéraux dans la roche (leur idiomorphisme) on distingue des microtextures *hypidiomorphes* (ou granitique), *ophitique* (ou doléritique) et

gabbroïque. Dans le cas des roches grenues on peut définir les classes de microtextures par la taille des grains :

- à grain géant : quelques centimètres (et même jusqu'au mètre dans certaines pegmatites);
- à gros grain : 2,5 cm - 5 mm ;
- à grain moyen : 1 - 5 mm ;
- microgrenues : moins de 1 mm ;
- aphanitiques : dont les grains ne peuvent pas être vus à l'oeil nu.

La résistance mécanique des roches est directement liée à la microtexture. Un exemple est décrit par V.M.Ladygin [dans Sergeev, 71] : pour les granites à deux micas du Caucase du Nord, ceux à microtexture grenue à grains moyens (2-4 mm) ont une résistance à la compression de 220-250 MPa, tandis que pour les granites de même composition minéralogique mais de microtexture à grains grossiers, cette caractéristique chute jusqu'à 180-200 MPa. Ce n'est pas le cas général parce que la résistance des roches dépend d'une part de la dureté des minéraux qui la composent et d'autre part de la forme et du nombre des contacts intergranulaires.

1.1.1.4 Type géotechnique de la roche

Le type de la roche est indiscutablement le paramètre le plus important, qui définit toutes les autres caractéristiques de la matrice et du massif. Les propriétés les plus importantes de la matrice rocheuse d'un point de vue de la stabilité de talus sont :

- la dureté de la roche, qui peut s'exprimer par le paramètre de résistance à la compression simple de l'échantillon ;
- le caractère et le degré d'altération, de fracturation et la solubilité de la roche ;
- l'aptitude au gonflement, la plasticité etc. ;

En fonction de ces paramètres Fissenko [26] propose de partager les roches en 5 classes :

1. les roches dures, avec $R_c > 80$ MPa, peu altérables, non gonflantes : les roches magmatiques et métamorphiques et certains calcaires et grès, pas fracturés, pas ou peu altérés ;
2. les roches semi dures, avec $8 < R_c < 80$ MPa, fracturées, intensivement altérables, non gonflantes, non plastiques : roches magmatiques et métamorphiques altérées, grès argileux, schistes, argilites, pélites, marnes, conglomérats calcaires, calcaires détritiques, charbons ;
3. les roches faibles (argileuses), avec $R_c < 8$ MPa, gonflantes, plastiques, très fortement altérables : roches magmatiques et métamorphiques très fortement altérées ou complètement désintégrées, ainsi que les roches de la seconde classe altérées, toutes les argiles, loess, sables argileux, les limons, craies, certaines alluvions et moraines ;
4. les roches non cohérentes, sans cohésion, l'angle de frottement et l'angle de talus naturel étant de $28-38^\circ$, non plastiques, non gonflantes : les zones caillouteuses au pied des talus des roches des deux premières classes, graviers et sables purs ;
5. les vases, les tourbes, et les sols mouvants, avec une cohésion < 20 KPa, le frottement interne absent en état saturé.

La limite de 80 MPa est à noter spécialement pour la stabilité des talus des MCO parce que pour les roches dont le R_c est supérieur à cette limite, la valeur des pentes ne dépend plus de

caractéristiques de résistance de la roche, mais seulement de l'existence et de la disposition des zones de faiblesse dans le massif.

Selon cette classification, les roches qui ont été étudiées peuvent être placées dans les deux premières classes (pour les roches de Bagenovskoe) et les trois premières classes (dans le cas de Bemanevika)

1.1.2 Caractéristiques principales du massif rocheux

Le massif rocheux est un objet géologique et mécanique très complexe et diversifié, si bien que pour le caractériser il faut connaître un certain nombre de composants de cet objet. Généralement, on peut définir les massif rocheux comme des milieux- hétérogènes, anisotropes, discontinus et de faible porosité [R.Cojean, 12].

1.1.2.1 Contexte structural et tectonique du massif rocheux

L'observation du massif doit nous permettre de comprendre sa genèse et d'y retrouver les données concernant son histoire tectonique, toujours complexe. Au cours de cette histoire, le massif traverse plusieurs époques géologiques au cours desquelles diverses phases tectoniques peuvent le conduire dans des niveaux structuraux différents. Pour analyser les systèmes de discontinuités nous devons reconstituer la chronologie relative des différentes phases tectoniques.

Les structures géologiques existantes devront être analysées aussi du point de vue de la situation et de l'activité tectonique actuelles. Mais dans notre cas, aucun des deux massifs étudiés ne subit d'activité tectonique moderne (ce qui d'ailleurs constitue aussi une caractéristique du massif).

1.1.2.2 Massifs rocheux comme milieux discontinus

Les massifs rocheux se présentent comme des milieux discontinus, ceci à toutes les échelles (celle de la matrice rocheuse, du bloc élémentaire, de la masse rocheuse, du massif rocheux). L'identification géologique, géométrique et mécanique des discontinuités, à toutes les échelles est indispensable dans l'étude de comportement du massif. On peut distinguer, selon R.Cojean [12] les groupes suivants de discontinuités :

- Les joints de grains minéralogiques et les microfissures, les surfaces de schistosité et de foliation, suivant les types de roches, présentent une faible cohésion et se matérialisent parfois sous forme de surfaces de discontinuités.
- Les diaclases aux lèvres jointives ou non, ne présentant pas de traces de mouvements relatifs, s'organisent souvent en réseaux de 2 ou 3 familles directionnelles. Elle sont souvent planes et peu rugueuses et d'extension limitée.
- Les failles résultent d'un mouvement relatif de cisaillement des deux compartiments qu'elles séparent. Failles normales, inverses ou de décrochement traduisent une déformation directement en rapport avec le champ de contrainte tectonique de l'épisode correspondant. Ces discontinuités sont caractérisées par une très grande extension et souvent par la présence de remplissage aux faibles caractéristiques mécaniques.
- Les contacts lithologiques entre différents types des roches.

La structure et les propriétés des roches du massif, ainsi que la structure des champs de contraintes ont une influence directe sur la disposition géométrique de la fracturation. Pour caractériser la disposition des discontinuités, on peut utiliser la classification de la fracturation présentée sur la

Figure 1. Cette classification donne une idée simplifiée de la situation au stade d'estimation préliminaire, quand ni les relevés systématiques ni les traitements statistiques ou graphiques ne sont encore effectués.

	Systématique	Polygonale	Chaotique
Permanent			
Semi discret			
Discret			

Figure 1 : Classification de la fracturation des massifs rocheux proposée par S.N. Tchernichev [76]

1.1.3 Fracturation des massifs rocheux

La fracturation représente la caractéristique la plus importante du massif rocheux vis à vis de la stabilité tout spécialement dans le cas des roches dures. Les paramètres de la fracturation sont mesurables sur le terrain. Ensuite, à l'aide de traitements spécifiques (graphiques et statistiques) nous pouvons obtenir la répartition des discontinuités en familles directionnelles et définir les paramètres moyens pour chacune de ces familles.

Les paramètres géométriques et mécaniques des fractures s'utilisent par la suite pour la définition de l'état d'altération (et son évaluation dans le temps et dans l'espace) et pour les calculs de stabilité dans l'état actuel des talus et à long terme.

1.1.3.1 Familles directionnelles de discontinuités.

Il est commun de diviser la totalité des discontinuités relevées sur le terrain en familles directionnelles. Cette division peut se baser sur un ou plusieurs paramètres de fracture. Une méthode classique est la rosace d'orientation ou de direction du plan des fractures. On trace les rosaces de direction sur une grille en forme de demi cercle divisé en classes. L'échelle de l'axe radial correspond au nombre de fractures de chaque classe. Les directions préférentielles, marquées par un nombre élevé de discontinuités dans la classe donnent une idée de la répartition des fractures par famille.

La méthode la plus employée est la *projection stéréographique* des discontinuités. Elle permet d'avoir une présentation graphique des orientations des plans (ou des pôles) et des pendages des discontinuités sur un canevas gradué. Ensuite, à partir de deux paramètres géométriques principaux (l'orientation et le pendage) on peut réaliser une classification (qui peut être automatique) des discontinuités. On effectue le regroupement des fractures en

différents nombres de familles directionnelles, avec l'orientation et le pendage moyen pour chaque famille. Les valeurs des écart-types de ces deux paramètres permettent d'estimer la qualité du choix des familles.

D'autres paramètres de fracturation tels que l'extension et l'espacement, ainsi que les caractéristiques mécaniques des discontinuités sont aussi moyennées pour chaque famille. Pendant les stades suivants de l'étude du massif (la caractérisation de l'état d'altération et les calculs de stabilité à petite et moyenne échelle) on travaille seulement avec les familles directionnelles de fractures, en tenant compte des paramètres moyens de chaque famille.

1.1.3.2 Paramètres de fracturation

Pour caractériser la fracturation des massifs rocheux sur le terrain nous avons utilisé deux méthodes différentes :

1. Méthode classique, basée sur le levé systématique de la fracturation. Elle consiste à mesurer et à décrire les paramètres de chaque fracture traversée par la ligne de mesure. Cette méthode permet de passer directement de la totalité des mesures à la classification statistique des discontinuités dans des familles directionnelles.
2. Méthode complétée par l'analyse (manuelle et automatique) des photos des talus fissurés. Cette méthode consiste à prendre des photos à l'échelle, avec des mesures d'orientation *in situ* et à passer par le traitement des clichés par le logiciel IPS (A.Sassov, E.Porokhovoï) qui nous permet d'effectuer l'analyse automatique et les rosaces d'orientation apparente des discontinuités. Cette méthode fournit un certain nombre de paramètres de fracturation, mais pour l'orientation et l'espacement elle fournit des paramètres apparents (relatifs au plan de la photo).

La Société Internationale de Mécanique des Roches a proposé en 1978 un schéma d'analyse systématique des discontinuités basé sur la caractérisation de chaque fracture par 10 paramètres :

- Orientation
- Continuité ou extension
- Espacement
- Rugosité et ondulation de la surface
- Résistance à la compression simple des épontes
- Ouverture
- Remplissage
- Humidité et situation hydraulique
- Nombre de familles de discontinuités
- Taille moyenne des blocs

Ci-dessous, nous détaillons davantage quelques paramètres caractérisant l'intensité de la fracturation.

1.1.3.3 Paramètres décrivant l'intensité de la fracturation

Il existe un grand nombre de paramètres qui décrivent l'intensité de la fracturation, qui sont plus ou moins représentatifs et qui sont utilisés en fonction des données de base, de la méthode d'étude ou des besoins pratiques. Parmi les plus utilisés, on trouve les paramètres suivants :

A. Paramètres linéaires :

L'espacement moyen apparent E' entre les fractures d'une famille (en m) selon la ligne de mesure.

L'espacement vrai d'une famille

$$E = E' \cos \theta \quad (1.1)$$

où θ est l'angle entre la ligne de mesure et la direction perpendiculaire aux plans de discontinuités (figure 2). Dans le cas du calcul d'espacement à partir de l'analyse des photos de talus, pour passer de la valeur d'espacement apparente E'' à l'espacement vrai on calcule θ comme :

$$\theta = 180 - (\alpha + \beta) \quad (1.2)$$

où α est l'angle du talus et β l'angle de pendage de la famille de fractures;

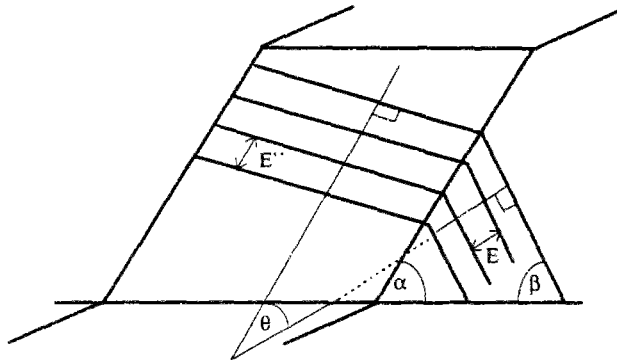


Figure 2. Espacement vrai et espacement apparent d'une famille de fractures

Densité linéaire de fracturation : D_l :

$$D_l = n / L, \quad (1.3)$$

où n est le nombre des fractures intersectées par la ligne de mesures et L est la longueur de la ligne de mesures. Il s'exprime en fracture/m. linéaire.

B. Paramètres surfaciques

Densité surfacique D_s :

$$D_s = \sum l_i / S \quad (1.4)$$

où $\sum l_i$ est la somme des longueurs de traces de fractures mesurable dans un domaine d'aire S . D_s s'exprime en m/m^2 .

Densité surfacique de fracturation en nombre des fractures D_s' : nombre des fractures (N_{tot}) par unité de surface (S).

$$D_s' = N_{tot} / S \quad (1.5)$$

Intensité surfacique de fracturation I_s :

$$I_s = 1/2 (1/E_1 + 1/E_2) \quad (1.6)$$

où E_1 et E_2 sont respectivement les espacements pour les deux familles directionnelles les plus marquées sur la surface étudiée. Nous avons utilisé ce paramètre au cours de l'analyse quantitative (manuelle) des photos des talus de la mine de Bagenovskoe.

C. Paramètres volumiques :

Densité volumique : somme des surfaces de discontinuités constituant le réseau de fractures de volume nous intéressant. S'exprime en m^2/m^3 . Non utilisée dans nos études.

Densité volumique en nombre des fractures : nombre total des fractures affectant un volume donné. Non utilisée dans nos études.

Intensité volumique de fracturation I_v :

$$I_v = 1/3 (1/E_1 + 1/E_2 + 1/E_3), \quad (1.7)$$

où par analogie avec l'intensité surfacique, E_1 , E_2 et E_3 sont les espacements des trois familles principales. Ce paramètre se montre extrêmement justifié quand il s'agit d'un massif magmatique affecté par le réseau de trois familles de refroidissement. Nous avons également utilisé ce paramètre au cours des études de l'état de fracturation des talus de la mine de Bagenovskoe par l'analyse des photos.

Un autre paramètre fréquemment utilisé en géotechnique, surtout pour l'analyse de la fracturation dans un forage est le *Rock Quality Designation* (RQD). Il est défini comme le pourcentage de carotte (ou de ligne d'échantillonnage en cas de mesure sur parement) exempt de fractures sur une longueur d'au moins 0,1 m. Autrement dit le RQD selon Priest et Hudson [dans Hoek, 38] s'exprime de la façon suivante :

$$RQD = 100 \sum x_i / L \quad (1.8)$$

où x_i est la longueur de $i^{\text{ème}}$ segment exempt de fractures et supérieure à 0,1 m et L la longueur totale du forage ou de la ligne de l'échantillonnage sur laquelle le RQD est calculé.

1.1.3.4 Comportement mécanique des fractures. Loi de Barton

En fonction de l'échelle d'étude de stabilité du massif rocheux , suivant le volume analysé le système matériel change de nature (voir Figure 3). Tant qu'il s'agit de l'analyse de la stabilité à grande échelle (flanc entier de la mine ou grand nombre de gradins) nous considérons le massif comme un milieu fracturé continu équivalent avec le comportement mécanique correspondant à un modèle de Hoek & Brown [38, 39] (voir paragraphe 1.3.5).

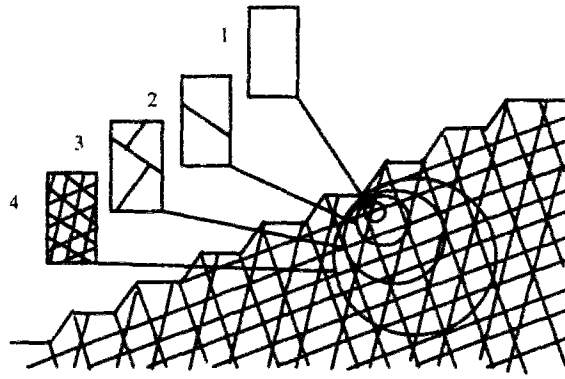


Figure 3 : Effet d'échelle relatif aux massifs rocheux discontinus (d'après Hoek, [39])

1. Roche intacte - 2. Une fracture définie - 3. Quelques fractures définies - 4. Massif fracturé continu

Si nous passons à l'analyse de stabilité à petite et moyenne échelle nous considérons que l'instabilité se produit au niveau de fractures ou d'associations de fractures (voir paragraphe 1.3.4). Il faut donc définir le compartiment mécanique des discontinuités. Le comportement d'une discontinuité irrégulière au cisaillement peut être décrit aussi par la loi de Mohr - Coulomb :

$$\tau = C + \sigma_n \operatorname{tg} \varphi_r \quad (1.9)$$

La résistance de pic au cisaillement de discontinuités peut être approchée par la loi empirique proposée par N.Barton [5] :

$$\tau = \sigma_n \operatorname{tg} [\operatorname{JRC} \log_{10} (\operatorname{JCS} / \sigma_n) + \varphi_b] \quad (1.10)$$

avec τ : la résistance de pic au cisaillement de la discontinuité,

σ_n : contrainte effective normale,

JRC : « Joint Roughness Coefficient » - coefficient de rugosité,

JCS : « Joint wall Compressive Strength » - résistance à la compression des épontes,

φ_r : angle de frottement résiduel (dans la formule 1.9) des épontes de la discontinuité,

φ_b : angle de frottement de base de la roche saine. Pour notre étude nous avons adopté les valeurs de φ_b proposées par Barton,

La cohésion C d'une discontinuité (sans ponts rocheux), d'après l'hypothèse de Barton, est nulle.

Le paramètre JCS a une importance fondamentale pour le comportement mécanique des discontinuités car c'est la résistance des épontes et non de la matrice « saine » qui définit les propriétés mécaniques mobilisées par la discontinuité. La valeur de JCS se trouve (Barton [4]) par l'expression :

$$\text{pour les joints :} \quad \log_{10} \operatorname{JCS} = A \gamma R + 1,01 \quad (1.11)$$

$$\text{et pour la matrice rocheuse:} \quad \log_{10} \sigma_c = A \gamma R + 1,01 \quad (1.12)$$

A : coefficient empirique désignant le type de la roche testée (pour les roches magmatiques il est de 0,00069) ;

γ : poids volumique de la roche

R : nombre de rebonds obtenus par le test *in situ* des épontes (ou de la matrice rocheuse selon les cas) à l'aide d'un *scléromètre* (marteau de Schmidt),

σ_c : résistance à la compression simple de la matrice rocheuse

Le relation σ_c / JCS est le rapport des résistances de la matrice et des épontes. Il peut avoir le sens, selon Barton, d'un des paramètres caractérisant le degré d'altération (voir paragraphe 1.2.6).

La présentation graphique de la loi empirique de Barton (très pratique à manipuler en cours d'étude) est donnée sur la Figure 4: chaque courbe est numérotée par la valeur de JCS correspondant (en MN/m²) et chaque graphique représente un cas de JRC particulier. Les profils de rugosité donnent une indication pour l'appréciation approximative des valeurs de JRC (20, 10 et 5)

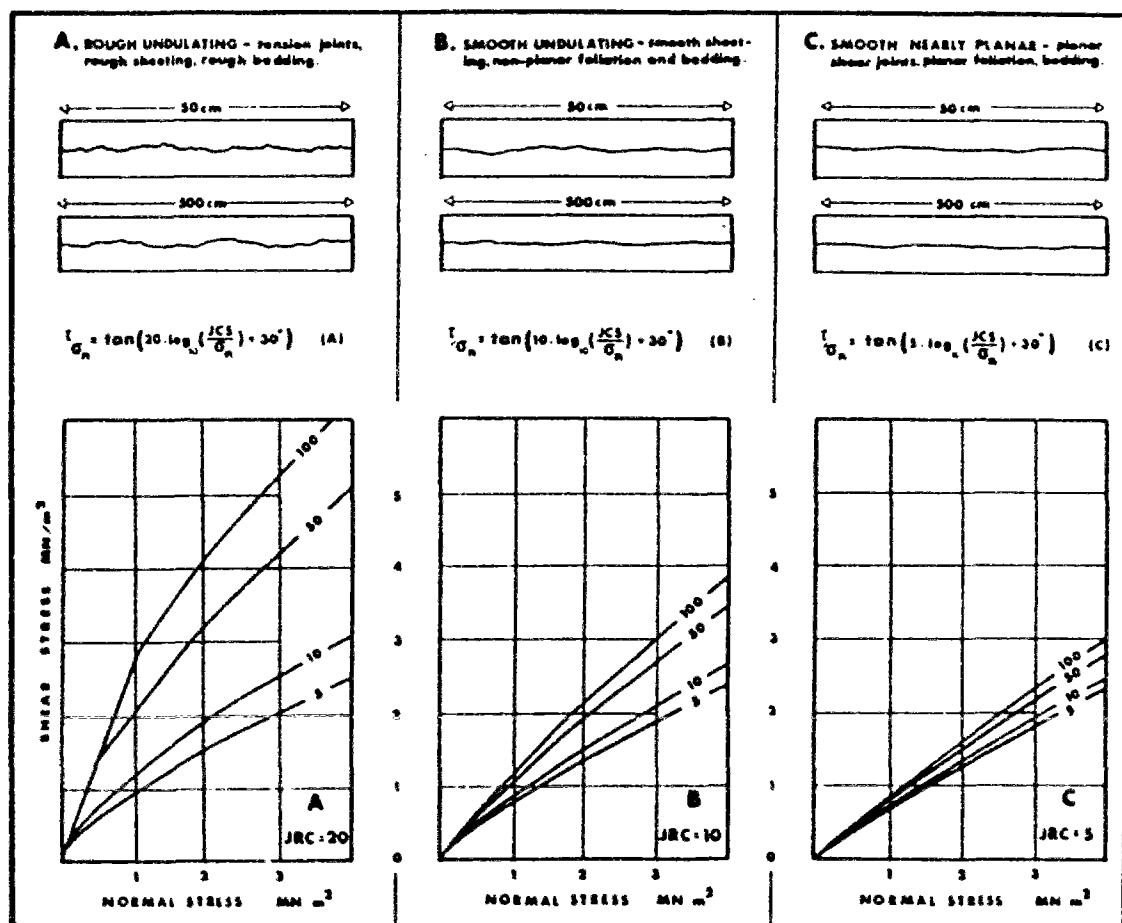


Figure 4. Loi empirique de Barton représentée graphiquement (Barton, [4])

Pour obtenir le coefficient de rugosité **JRC** on effectue les mesures *in situ* de l'amplitude des aspérités des surfaces de fractures et ensuite à l'aide de l'abaque proposé sur la Figure 5 on obtient une valeur de JRC.

Nous avons appliqué couramment cette loi empirique de Barton pour définir, pour chaque cas de situation d'altération des roches, l'angle de frottement, mobilisé sur la surface des discontinuités et utilisé par la suite dans des calculs de stabilité.

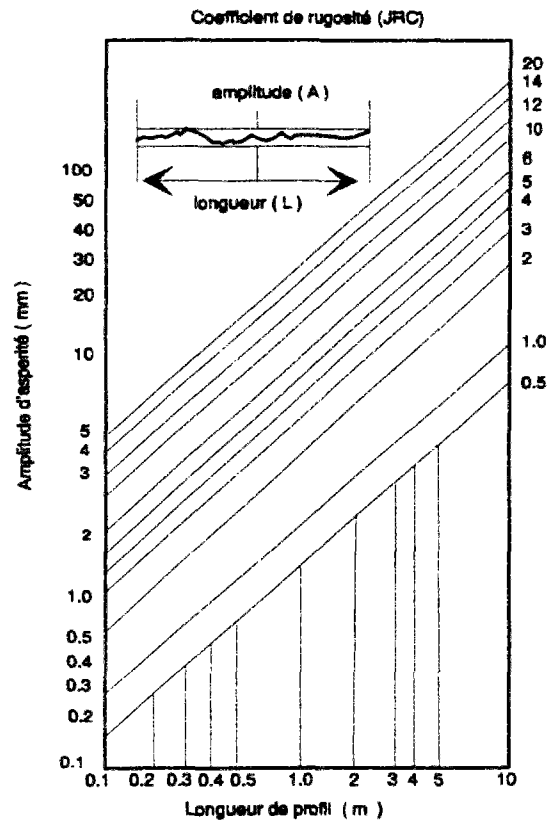


Figure 5 Abaque pour definition des valeurs de JRC (d'après Barton,[4])

1.2 PROCESSUS D'ALTERATION DES SOLS ET DES ROCHES

L'altération des roches est un processus complexe et plurifactoriel. Les définitions du terme "altération" sont nombreuses et varient d'un auteur à l'autre. Nous retenons la définition proposée en 1951 par le Professeur I.V.Popov [61]. Selon lui, *l'altération* des roches est le processus de désintégration physique et de décomposition chimique de la roche-mère sous l'influence des divers facteurs externes.

Dans notre étude nous avons utilisé une autre notion capitale : celle de l'altérabilité des roches. Le terme de *l'altérabilité* désigne la capacité d'une roche à s'altérer plus ou moins rapidement (altération physique et chimique). L'altérabilité peut être exprimée par la vitesse de dégradation de différentes caractéristiques pétrographiques, physiques ou mécaniques au cours de l'altération.

Dans le sens géotechnique, l'altération conduit à la dégradation des propriétés physiques et mécaniques des roches au niveau de la matrice rocheuse et, également, au niveau du massif. Les trois groupes de facteurs déterminant la sensibilité du massif rocheux à l'altération sont les suivants :

1. *le facteur environnemental*, défini par les conditions bioclimatiques, ainsi que les facteurs de station (topographie, hydrologie) ;
2. *les propriétés géologiques et géotechniques* du massif rocheux : conditions tectoniques, macrotexture du massif (homogénéité, conditions de la fracturation etc.) drainage interne ;
3. *les propriétés de la matrice rocheuse* : composition minéralogique et texture de la roche, propriétés physiques et mécaniques (perméabilité, porosité, densité, etc...)

Autrement dit, la transformation des roches pendant l'altération, qui s'exprime par la constitution *du profil d'altération* dépend effectivement et du type de roches soumises à

l'altération et des conditions dans lesquelles le processus se déroule. On peut donc situer l'altération parmi les processus exogènes de caractère climatique.

L'altération des roches a lieu pendant toute l'histoire géologique de la Terre et sur toute la surface des continents. La question principale de l'étude de l'altération est l'estimation de l'intensité de ce processus.

1.2.1 Facteur climatique d'altération

Le climat a une grande importance dans de nombreux processus géologiques et surtout dans le processus d'altération des roches. V.Berg (dans Segeev, [71]) a déterminé 12 types de climat en considérant des facteurs liés à la latitude et aux conditions locales. B.Alissov (dans Sergeev, [71]) a déterminé à l'échelle du globe 4 ceintures principales dont les caractéristiques principales sont présentées ci-après :

1. les conditions climatiques tropicales réunissent tous les types de climat présents dans les ceintures équatoriale à subtropicale à l'exception des types continentaux. Elles sont caractérisées par des précipitations atmosphériques très importantes et une température moyenne annuelle élevée. Les domaines liés à ces conditions climatiques sont des forêts tropicales et des savanes.
2. les conditions climatiques arides correspondent au climat continental. Elles sont caractérisées par des précipitations atmosphériques très modestes et des changements de température très importants entre le jour et la nuit mais aussi entre l'été et l'hiver. Les conditions climatiques arides sont liées aux types de domaines désertiques, semi-désertiques et aux steppes. La partie supérieure des terrains est composée de sols peu humiques et riches en sels minéraux.
3. les conditions climatiques tempérées réunissent quatre différents sous-types de climats. Ils sont caractérisés par un gel saisonnier des roches mais avec une température annuelle moyenne des sols et de l'air supérieure à 0°C. Ce sont les conditions climatiques des zones de forêts et de taïga (généralement sur des sols de type *podzol*). Les sols typiques pour ces conditions climatiques sont moyennement ou très humiques, avec la présence de processus de gels/dégels saisonniers.
4. les conditions climatiques arctiques réunissent huit différents sous-types de climats des ceintures subarctique et arctique. Elles se caractérisent par une température moyenne annuelle des roches et de l'air inférieure à 0°C et de larges développements de roches gelées. Les domaines typiques pour ces conditions sont des toundra-forêts, des toundras et des déserts arctiques.

De cette façon, en ayant 4 groupes généraux de conditions climatiques et aussi en tenant compte des variations de l'altérabilité des roches, on conçoit qu'il existe de multiples types de profils d'altération modernes. La Géologie de l'Ingénieur se doit de distinguer ces différents types de profils d'altération.

Le climat influence le processus d'altération plus ou moins directement. Les températures conditionnent le rapport entre les réactions chimiques et l'action du gel, définissant l'importance d'une composante de la désintégration physique des roches en cours d'altération. La dégradation chimique devient importante dans les conditions climatiques particulières, chaudes et suffisamment humides (exemple du climat tropical). L'altération chimique dépend du régime des précipitations (fréquence, durée et bilan général des eaux de pluies) et de la température. L'intensité des réactions chimiques de l'altération dans les conditions tropicales peut doubler pour une augmentation de température de 20°C [84]. L'importance relative des différents types d'altération en fonction des conditions climatiques générales (température et précipitations) est présentée sur la Figure 6.

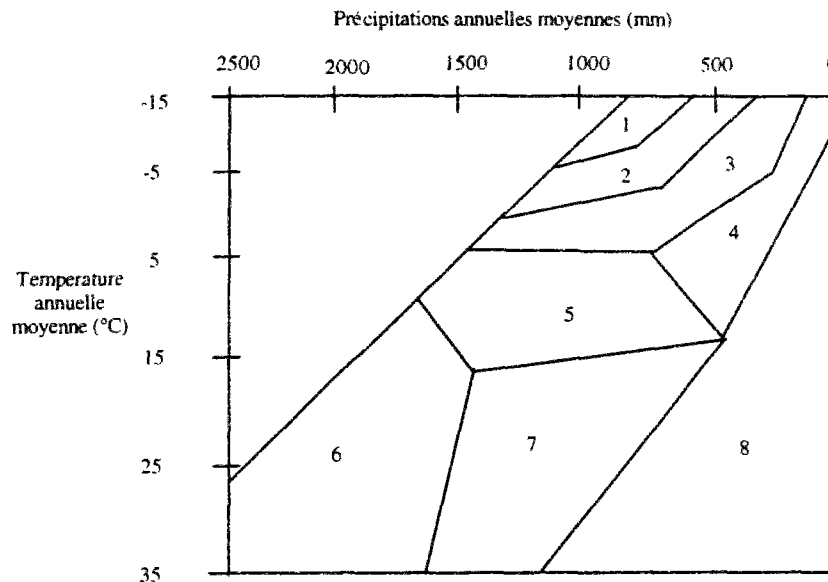


Figure 6: Schéma de corrélation entre les conditions climatiques générales (température/précipitations) et différents composants du processus d'altération (d'après Dearman [17]) :

1 et 3 - Désintégration modérée, 2 - Forte désintégration, 4 - Faible désintégration, 5 - Décomposition modérée. Action du gel, 6 - Forte décomposition, 7 - Décomposition modérée, 8 - Altération très faible.

1.2.2 Les mécanismes d'altération

Il est de tradition de distinguer parmi les agents de l'altération, les mécanismes physiques (action de gel-dégel, thermoclastie, hydratation, effet de cristallisation des sels) et des mécanismes chimiques (dissolution, oxydo-réduction, hydrolyse). Bien que n'affectant pas la composition de la roche, la désagrégation physique agit insidieusement en augmentant la surface de contact entre l'eau, l'air et la matière minérale : elle prépare et amplifie le processus d'altération chimique. L'eau induit la dissolution des sels solubles (de Na, K, Mg, Ca...), l'hydratation de certains ions (Fe) et surtout l'hydrolyse qui extrait des cations situés dans les réseaux des minéraux, conduit à l'effondrement des structures cristallines et, ensuite, aux transformations minéralogiques. L'air contenu dans les fissures de la roche, par son oxygène, rend le milieu oxydant. Lorsque la même roche est gorgée d'eau, le milieu, pauvre en oxygène, y est réducteur. Les variations du potentiel d'oxydoréduction produisent des transformations minéralogiques et agissent sur la solubilité d'ions comme le fer ou le manganèse [51]. Enfin, interviennent aussi les matières organiques et le monde organique vivant (bactéries,...) qui ajoutent les effets biologiques aux effets physico-chimiques.

Nous mentionnons ici les mécanismes principaux de l'altération sans distinction en catégories (physique ou chimique) mais l'un après l'autre, en les classant selon leur caractère physique décroissant et leur caractère chimique croissant [20].

1.2.2.1 L'effet du gel. La cryoclastie

L'effet du gel et dégel sur la fragmentation et la désagrégation des roches est très important. C'est le facteur principal de l'altération dans les climats froids et dans les hautes montagnes. Le gel, en transformant l'eau en glace dans les pores et les fractures de la roche fait éclater les roches : ce phénomène appelé *gélifraction* est particulièrement actif dans les conditions où les

cycles de gel-dégel sont nombreux. Le phénomène de cryoosmose amplifie très fortement ce mécanisme.

1.2.2.2 Les variations de température

Les différences de températures en général (dans le climat aride, des déserts par exemple) peuvent être considérables, entre le jour et la nuit, en fonction de l'exposition au soleil, etc... Toutes variations thermiques, même en absence d'eau, surtout dans les roches exposées en surface et surtout si les roches sont polyminérales, favorisent la fragmentation des roches : cette fragmentation thermique s'appelle la *thermoclastie*.

1.2.2.3 Humidité. Dessiccation

Les variations de la température de l'eau à l'intérieur des micropores d'une roche provoquent déjà une certaine désagrégation, parce que le coefficient de dilatation thermique de l'eau est nettement supérieur à celui des roches. D'autre part les variations de l'humidité ont à elles seules, le pouvoir de disjoindre les cristaux par transformation d'un film d'eau intergranulaire en gouttelette, ce qui modifie les tensions superficielles. Mais le maximum d'effet destructeur sur les roches est obtenu par la combinaison des deux effets de la variation de la température et de l'humidité.

1.2.2.4 Hydratation, cristallisation des sel

Ce processus s'exprime par la formation des cristaux hydratés et par la cristallisation d'un sel à partir de la solution saturée. Le croissane des cristaux peut développer des pressions importantes.

Tels mécanismes vont nécessiter, soit un assèchement pour saturer la solution, soit une humidité pour provoquer l'hydratation, soit une variation des températures pour abaisser la solubilité. C'est ici que revient l'action de la température, par son rôle sur les solutions internes aux roches en voie de désagrégation.

1.2.2.5 Oxydation et réduction

L'oxydation provoque la libération du fer qui se trouve fréquemment dans les certains silicates et carbonates sous forme réduite de Fe^{2+} et par la suite prend la forme de Fe^{3+} . L'équilibre du réseau cristallin s'en trouve rompu. Les observations montrent que les silicates ferromagnésiens sont les plus sensibles à l'altération météorique.

La réduction est plus rare en milieu naturel. Mais les eaux riches en matière organique sont réductrices et peuvent transporter le fer en état ferreux (Fe^{2+}). En milieux oxydant, la matière organique est détruite et le fer précipite à l'état ferrique.

1.2.2.6 L'hydrolyse

L'hydrolyse, décomposition des minéraux par l'eau souvent chargée d'éléments plus ou moins agressifs, est le mécanisme chimique fondamental de l'altération des silicates. L'intensité et l'efficacité de l'hydrolyse est fonction directe de la température, du lessivage (renouvellement de l'eau libre), de la présence de cations, du pH faible et de la présence d'anions. En fonction des conditions climatiques et du drainage de la roche on détermine le type d'hydrolyse. L'hydrolyse totale, est une libération complète des constituants minéraux (silice, cations basiques : Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+). Les oxydes de fer et d'aluminium restent

sur place. Un autre type d'hydrolyse est l'hydrolyse partielle avec une élimination d'une partie de la silice et des cations basiques.

Il est intéressant de remarquer que sous climat chaud et humide les roches basiques sont vulnérables, tandis que les roches acides s'altèrent plus lentement. C'est donc le contenu des solutions intergranulaires qui contrôle la vitesse de l'hydrolyse.

1.2.3 Vulnérabilité des minéraux aux altérations

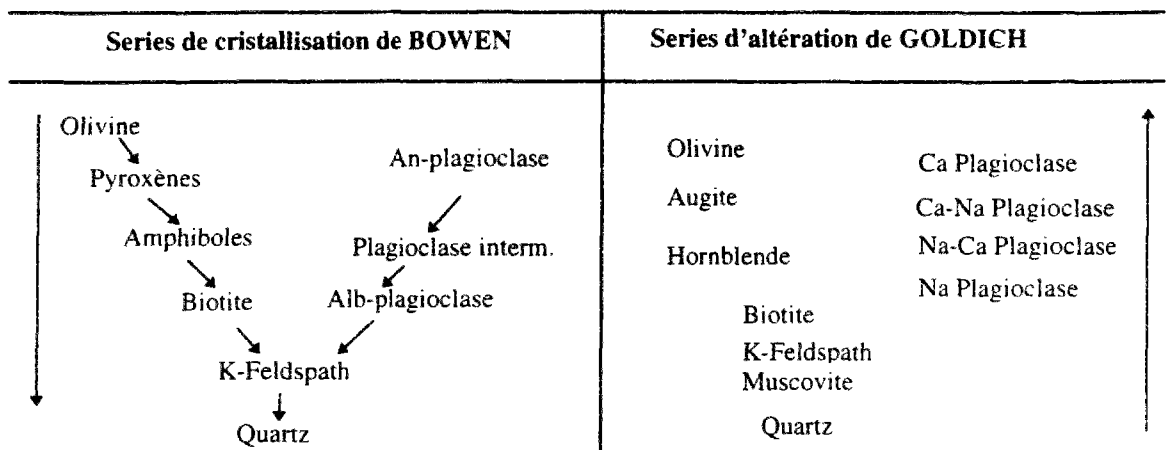


Figure 7. Séries d'altération de Goldich et séries de cristallisation de Bowen

Tous les minéraux ne s'altèrent pas avec la même rapidité. C'est un fait d'observation très ancien. S.S. Goldich [32] a défini l'ordre général de "sensibilité" des principaux minéraux à l'altération (Figure 7). Il a fait remarquer que cet ordre d'altérabilité des minéraux est l'inverse des ordres classiques de cristallisation de Bowen. Les séries de l'altérabilité sont en relation directe avec la teneur en SiO_2 du minéral.

Ce schéma type est naturellement général et il souffre de nombreuses variations selon le type des roches et les conditions d'altération.

1.2.4 Les classifications de l'état d'altération

Remarque : sous le terme « roche décolorée » il faut comprendre « roche ayant perdu sa couleur d'origine », et parfois colorée par des oxydes et des hydroxydes de fer Fe^{3+} (rubéfaction)

De nombreuses classifications de l'état d'altération ont été proposées. Toutes sont plus ou moins qualitatives et se basent sur la description de l'état général de la roche soumise à l'altération par comparaison avec la même roche dans un état dit "sain". Presque toutes les classifications proposées [6, 17, 63] divisent l'altération en six degrés, du sol résiduel à la roche saine. Une de ces classifications descriptives pour l'état d'altération des roches, proposée par P.J.Fookes [28] est présentée dans le Tableau 2.

Classe	Degrés d'altération	Description
VI	sol résiduel	la roche est décolorée et complètement changée en sol dans lequel la texture originelle de la roche est complètement détruite. Le changement de volume est important
V	roche complètement altérée	la roche est décolorée et transformée en sol, mais la texture originelle est majoritairement conservée. Il peut rester quelques blocs. Les propriétés du sol dépendent en partie de la nature de la roche initiale
IV	roche fortement altérée	la roche est décolorée; les discontinuités peuvent être ouvertes, avec ou sans remplissage, et présenter des surfaces des épontes décolorées. La texture initiale peut être altérée près de ces discontinuités. L'altération pénètre profondément, mais des blocs restent présents (le rapport roche originale sur roche altérée peut être estimé par endroit)
III	roche modérément altérée	la roche est décolorée; les discontinuités peuvent être ouvertes et présenter des surfaces des épontes décolorées, avec une altération qui commence à pénétrer en dedans. La roche intacte est notablement moins résistante que la roche saine (le rapport roche originale sur roche altérée peut être estimé par endroit)
II	roche légèrement altérée	la roche peut être un peu décolorée, surtout près des discontinuités, qui peuvent être ouvertes et avoir des surfaces légèrement décolorées. La roche intacte n'est pas notablement moins résistante que la roche saine.
I	roche saine	roche mère ne montrant aucune décoloration, perte de résistance ou autres effets de l'altération

Tableau 2 : Exemple de la classification des roches dures en fonction de l'état d'altération (d'après Fookes, 28)

1.2.5 La formation et la composition du profil d'altération

La formation du profil d'altération est un processus continu au cours des temps géologiques. L'épaisseur du profil d'altération, dépend de la nature des roches-mères et des conditions climatiques traversées par ces roches depuis leur formations jusqu'au temps présent.

Il faut souligner que la notion "d'épaisseur du profil d'altération" est un peu conventionnelle, parce que l'altération des roches se développe préférentiellement suivant les accidents tectoniques. Elle peut atteindre localement des profondeurs très importantes (plus de 100 m de la surface).

La formation d'un profil d'altération passe par les stades suivants :

- l'altération intensive, période durant laquelle 50% de l'épaisseur du profil d'altération ont été formés;
- l'altération ralentie, avec augmentation de l'épaisseur du profil d'altération jusqu'à 80% ;
- l'altération terminale, avec formation de l'épaisseur du profil d'altération maximale possible dans des conditions de station données.

Les profils d'altération moderne (quaternaires) se présentent en forme de couvertures et ont une épaisseur relativement faible, de quelques mètres à quelques dizaines de mètres (plateaux pénéplanés de l'Oural du Sud). L'épaisseur des anciens profils d'altération dans les conditions d'une faible érosion du matériel altéré peut atteindre 300-400 m (vallées hercyniennes de l'Oural du Nord).

La transformation des roches sous l'influence de l'altération présentent une certaine organisation, qui s'exprime dans la zonation verticale du profil d'altération. Des schémas de division du profil d'altération en différentes zones ont été proposés par divers auteurs :

Dearman, Fookes, Ildefonse, Zolotarev, Kolomensky etc. Il est impossible d'établir un schéma universel car il dépendra toujours du type de roche-mère, des conditions climatiques et conditions de station (topographie et géomorphologie, drainage local etc...)

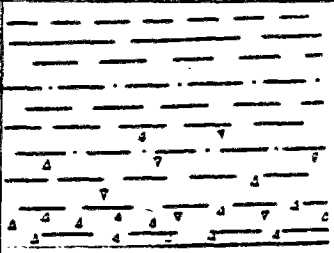
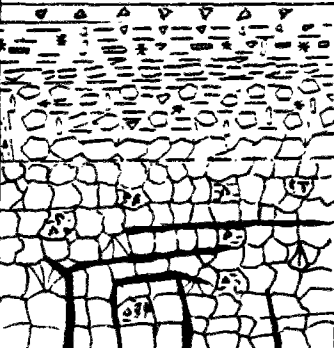
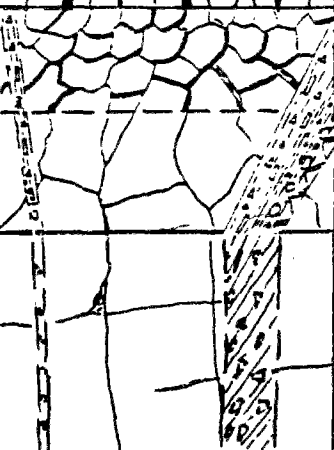
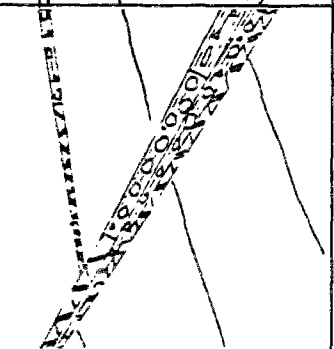
n° de la zone	Nom de la zone	Description de la zone	Coupe générale
4	Zone de dispersion fine	La roche est caractérisée par le très grand degré de la désintégration. Elle se compose majoritairement de minéraux d'altération et de transformation secondaire, les minéraux initiaux sont très fortement dispersés et dégradés. Le coefficient de filtration est presque égal à zéro. La compressivité augmente et la résistance chute. La roche acquiert de nouvelles propriétés : la cohésion, la plasticité, l'aptitude au gonflement	
3	Zone granulaire ou caillouteuse	L'aspect des roches de ce stade de l'altération n'a rien à voir avec celui de la roche-mère. Toute la roche se présente dans la forme de petits cailloux ou même de grains dans le substratum sablo-limoneux. Les morceaux de la roche-mère se détruisent quand on les touche. Ils se composent des minéraux initiaux avec une forte teneur en minéraux d'altération. Les propriétés de filtration diminuent sensiblement par rapport à celles de la zone de blocs (quelque mètres voire centimètres par jour) ; les résistances mécaniques diminuent encore.	
2	Zone de blocs	Cette zone se caractérise par l'altération selon les fissures qui découpent la roche en des blocs séparés ou par l'élargissement des fractures tectoniques déjà existantes. La composition chimique et minéralogique de la roche correspond, en général, à celle de la roche-mère ; les minéraux d'altération sont presque absents ou se développent sur les surfaces des fissures. Les propriétés physico-mécaniques sont très sensiblement différentes de celles des roches de la zone monolithique. Les roches de la zone de blocs ont les coefficients de filtration les plus élevées (d'un ordre des centaines de mètres par jour). Les résistances au cisaillement et à la compression continuent à chuter.	
1	Zone monolithique	Cette zone correspond à des roches qui n'ont pas encore d'indices visibles d'altération, mais qui subissent déjà la dégradation des liaisons entre particules sous l'influence destructive des agents de l'altération. La roche de cette zone n'a pas de différence visible avec la roche-mère saine, mais elle se casse facilement par des surfaces invisibles. Les propriétés physico-mécaniques de la roche sont presque identiques à celui des roches saines, à l'exception de l'abaissement de la résistance au cisaillement et à la compression.	

Tableau 3 : Zonation géotechnique d'un profil d'altération d'après N.V.Kolomensky et G.S. Zolotarev (dans Sergeev, [71])

A titre d'exemple nous présentons le schéma du profil d'altération des roches magmatiques dures dans les conditions climatiques tempérées (Zolotarev, [85]), utilisé dans la géologie de l'ingénieur régionale (Tableau 3).

Une approche plus quantitative a été proposée par W.R.Dearman [16] pour des roches granitiques, et est fréquemment utilisée dans les ouvrages anglo-saxons (voir Figure 8). Elle permet de définir le degré d'altération sur la base de différentes caractéristiques (visuelles et quantitatives). Dans cette classification nous retrouvons les mêmes six classes que dans les classifications usuelles de l'altération, positionnées dans l'espace du profil théorique d'altération. Malheureusement, ce profil théorique, construit selon le schéma proposé est à notre avis trop formel et ne permet pas de traiter toute la diversité des cas de profils d'altération naturels.

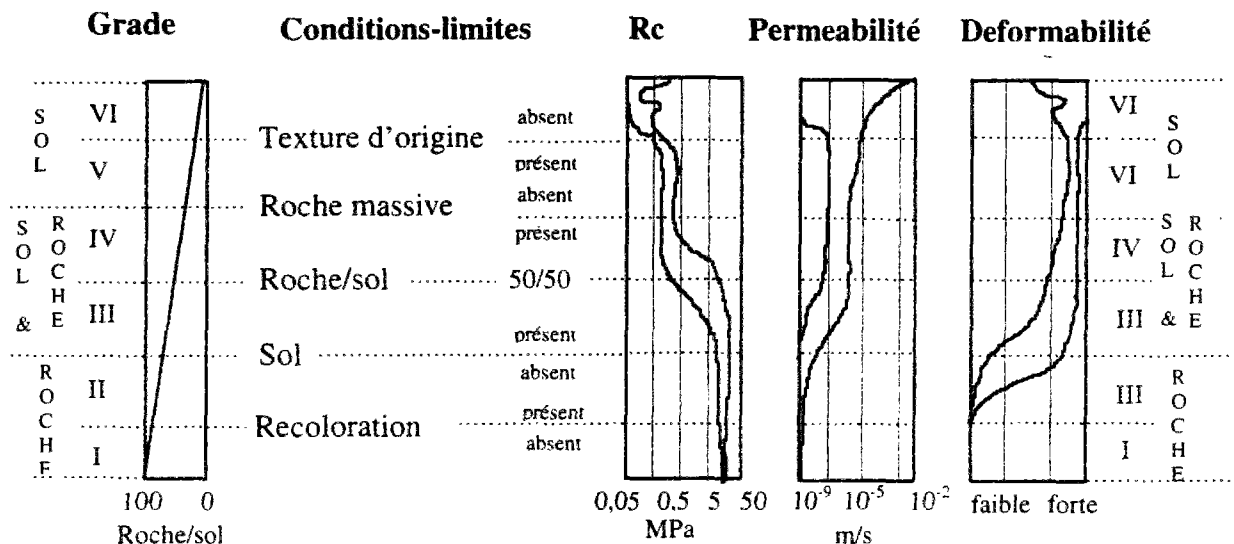


Figure 8: Zonation géotechnique idéalisée du profil d'altération proposée par W.R.Dearman [17]

Ainsi, pour décrire le profil d'altération de la façon la plus réaliste, il faut tenir compte de la complexité géologique du profil naturel et utiliser des paramètres quantitatifs. On ne peut ignorer non plus les différents héritages climatiques possibles pour une même unité géologique. A partir de cette position nous avons essayé de construire un profil d'altération du massif de Bagenovskoe dans l'Oural Central (voir chapitre 2).

1.2.6 Caractéristiques quantitatives de l'altération

Pour pouvoir estimer quantitativement des paramètres décrivant le processus d'altération, on utilise les relations semi - empiriques proposées ci-dessous.

Le pourcentage de perte A_p de la caractéristique quelconque F de la roche [77]. Il donne la valeur de dégradation d'une caractéristique quelconque au cours de l'altération. Cette caractéristique peut être utilisée pour la description de l'état d'altération *in situ* et pour l'estimation de l'altérabilité des roches en laboratoire.

$$A_p = \frac{F_1 - F_2}{F_1} \times 100\%; \quad (1.13)$$

où F_1 est une valeur de la caractéristique F de la roche saine,

F_2 est une valeur de la même caractéristique pour le moment de l'estimation.

L'indice de la résistance des roches à l'altération atmosphérique ou artificielle (en laboratoire) P [71] permet d'estimer la vitesse de dégradation de différents paramètres des roches au cours des cycles de l'altération.

$$P = \frac{R'_i - R''_i}{t \text{ (ou } n - \text{bre des cycles)}} ; \quad (1.14)$$

où R'_i et R''_i représentent une valeur de parametre de la roche avant et apres le temps t de l'altération (ou nombre des cycles d'altération artificielle)

L'indice de degré d'altération A_d est défini ainsi [77]:

$$A_d = \frac{F_n - F_o}{F_n - F_a} ; \quad (1.15)$$

où F est la valeur du paramètre : teneur moyenne d'un composant (gypse, fer, etc.) ou propriété quelconque de la roche (masse volumique, porosité, résistance à la compression, etc.). Les indices n , o et a sont respectivement relatifs à la roche non altérée, la roche étudiée et la roche complètement altérée.

En fonction de cet indice, on peut définir 4 stades d'altération :

- | | | |
|----|-----------------------------|-------------------|
| 1. | roches très altérées | $A_d > 0,9$; |
| 2. | roches altérées | $A_d = 0,9-0,7$; |
| 3. | roches moyennement altérées | $A_d = 0,7-0,3$; |
| 4. | roches peu altérées | $A_d < 0,3$. |

On peut également calculer l'indice de résistance annuelle de la roche à l'altération K_a :

$$K_a = (\sigma_{c1} - \sigma_{c2}) / \sigma_{c1} \quad (1.16)$$

où σ_{c1} et σ_{c2} sont les résistances à la compression des roches, respectivement, non altérées et après 1 an d'altération.

La dynamique de l'altération des roches peut être décrite par la vitesse d'altération selon la formule suivante [71]:

$$H = a \times \sqrt{t - t_0} \quad \text{avec } t_0 \leq t \leq T, \quad (1.17)$$

Dans cette formule :

a est un coefficient empirique, égal à l'épaisseur de la zone concernée formée pendant une année, ou d'une autre façon, à la vitesse moyenne d'altération (en mètre) pendant la première année,

t est le temps actuel compté (en années) à partir du début de l'altération sur la surface donnée,

H est l'épaisseur de couche altérée,

t₀ est le temps de constatation des premières indices de l'altération,

T est le temps nécessaire pour la formation d'un profil d'altération dit "complet".

La formule proposée a été obtenue sur la base d'études concernant le développement dans le temps de l'altération à partir de roches saines après découpage en carrière. Le coefficient empirique **a** dépend surtout du type de roches et des facteurs climatiques.

Barton [5] a proposé d'estimer l'altération relative selon le rapport de R_c/JCS où R_c est la résistance à la compression uniaxiale de la roche saine (matrice rocheuse) et JCS (*Joint wall Compressive Strength*) est le résultat de tests de résistance sur les épontes des discontinuités.

1.3 STABILITE DES TALUS DES MINES A CIEL OUVERT

1.3.1 Facteurs influençant la stabilité des talus

L'analyse des processus de déformation dans les mines à ciel ouvert doit tenir compte de l'influence commune des facteurs *naturels* et *techniques*. On peut subdiviser les facteurs *naturels* en trois groupes :

- géographiques et climatiques : relief du site, régime des précipitations, régime des températures, conditions spécifiques du gel-dégel ;
- géologiques : lithologie du massif, conditions tectoniques, spécificités structurales et texturales des roches et du massif, propriétés mécaniques des roches, etc.;
- hydrogéologiques : eaux superficielles qui traversent le territoire de l'exploitation ou se situent à proximité, eaux souterraines dans le massif, présence d'eau dans les contacts entre les roches ou dans les discontinuités tectoniques etc.

Parmi les facteurs *techniques* on peut citer la géométrie de la mine et des stériles, les angles de talus de la mine et des stériles, la méthode d'excavation et de l'abattage de la roche, la structure de la mécanisation des travaux, la présence à proximité de la mine d'excavations souterraines, les méthodes et les paramètres de pompage, etc.

D'un point de vue général, les massifs rocheux peuvent être considérés à la fois comme des objets géologiques et des objets mécaniques. L'étude de la stabilité des massifs rocheux nécessite d'avoir des connaissances relatives à la géologie structurale et à la mécanique des roches. Sur le plan géologique on observe une grande diversité des massifs rocheux en fonction de :

- la nature de la matrice rocheuse et ses caractéristiques pétrographiques et mécaniques
- les discontinuités à toutes les échelles et de tous types, affectant le massif
- la variabilité dans l'espace du couple matrice rocheuse/discontinuités

Dans notre travail nous nous sommes limités à quelques types de roches d'origine magmatique et métamorphique (différents types de gabbros, péridotites, pyroxénolites et autres variantes du même type) étudiées dans les contextes géologiques relatifs à deux mines à ciel ouvert : celle de chromite de Bemanevika (Madagascar) et celle d'amiante de Bagenovskoe (Oural Central, Russie).

1.3.2 Classifications des déformations

Les nombreuses classifications des mouvements de versants naturels et des talus des mines sont très diverses et complexes [81, 82, 52, 35]. Nous pouvons diviser toutes les déformations en quatre groupes en fonction des mécanismes du mouvement :

- **fluage** : mouvement lent des masses, sans surfaces de glissement définies
- **glissement** : mouvement des masses selon une ou plusieurs surfaces de glissement bien définies

- **glissement-coulée** : la dynamique de ce mouvement est analogue à celle d'un liquide visqueux
- **éboulement** : mouvement brusque des masses rocheuses avec momentanément perte de contact entre la masse en mouvement et le massif

Ensuite il existe aussi différents types de mouvements dans le cadre de ces quatre groupes. A titre d'exemple nous proposons la classification des glissements de Kuntzel [35] (voir Figure 9)

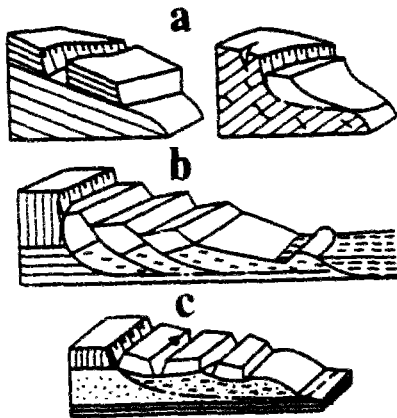


Figure 9 : Classification des glissements (selon Kuntzel) : a. - mécanisme de glissement plan ou circulaire simple b. - mécanisme de glissement avec évolution régressive c. - mécanisme d'étalement latéral.

1.3.3 Les déformations dans les mines à ciel ouvert

Une classification des déformations et ruptures appliquée aux mines à ciel ouvert a été proposée par Fissenko [26]. Elle contient quatre types principaux de déformations : les chutes de blocs, les éboulements, les glissements et les mouvements de fluage. Plus tard on a ajouté à cette classification les déformations par affaissement. La classification ici proposée (voir Figure 10) se base sur les mêmes 5 types de déformations, plus 5 autres types provoqués par l'action hydraulique directe. Mais certains types de déformations du première groupe peuvent quand même être influencés par l'action des eaux.

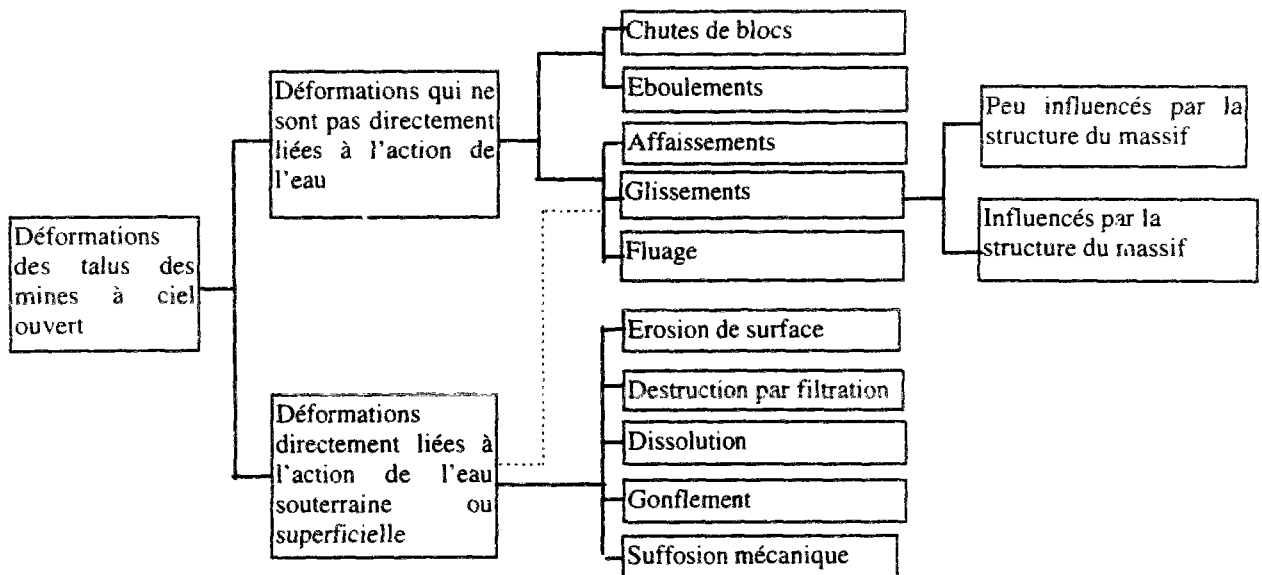


Figure 10 : Classification des déformations dans les mines à ciel ouvert

1.3.4 Glissement rocheux

On appelle **glissements rocheux** le déplacement d'une masse de terrain bien définie, avec rupture par défaut de résistance au cisaillement suivant une surface bien identifiée où se localisent les déformations [Cojean,11, 12]. Les matériaux rocheux déplacés se fragmentent généralement et le glissement initial se transforme en éboulement. On distingue les glissements rocheux avec mouvement de translation (sur un joint stratigraphique, une faille, une surface de foliation ou de schistosité), les glissements suivant des associations de discontinuités (formant des dièdres, des surfaces en escalier, etc.), des glissements avec mouvement de rotation (dans des massifs rocheux très fracturés), des glissements avec des déplacements monolithiques. Les multiples associations de différentes familles des discontinuités conduisent à une grande variété de mécanisme de ruptures.

Pour un talus, on dit qu'il y a risque de rupture pour une association de discontinuités et un mécanisme de rupture donnés, si la configuration géométrique formée par tous les éléments (talus et discontinuités) est favorable à la rupture. On dit que la rupture est cinématiquement possible.

E.Hoek [39] a proposé de distinguer 5 types de mouvements selon la configuration des discontinuités et l'orientation du talus et selon la cinématique du mouvement. Nous ajoutons à cette classification un type de rupture bilinéaire (dit « Cox-Cytovitch ») Les mécanismes de ruptures élémentaires sont présentés sur la Figure 11.

- **la rupture plane simple**: la masse en rupture est limitée par un plan de discontinuité; le mouvement se produit dans la direction du vecteur pendage de cette discontinuité;
- **la rupture en dièdre le long d'un plan**: la masse en rupture est délimitée par deux discontinuités qui s'intersectent; le mouvement a lieu dans la direction du vecteur pendage d'un seul des deux plans; il y a décollement sans action mécanique le long de l'autre plan;
- **la rupture en dièdre vrai**: la masse en rupture est délimitée par deux discontinuités qui s'intersectent; le mouvement a lieu dans la direction du vecteur pendage de l'intersection des deux plans; la masse s'appuie simultanément sur les deux plans lors du glissement;
- **la rupture par basculement de blocs**: la masse en rupture est découpée en blocs résultant de la combinaison de deux discontinuités se répétant un nombre fini de fois, et formant, à la base, une surface en escalier; le mouvement a lieu dans la direction d'un seul des plans; il allie le basculement d'un ensemble de blocs supérieurs et le glissement d'un ensemble de blocs inférieurs le long de la surface de rupture;
- **la rupture sur une surface en escalier**: la masse en rupture est limitée par une surface en escalier résultant d'une combinaison de deux discontinuités se répétant un nombre fini de fois; le mouvement a lieu par glissement dans la direction du vecteur pendage d'un seul des deux plans;
- **la rupture bilinéaire (type Cox-Cytovitch)**: la masse en rupture est limitée par deux discontinuités, exprimées une seule fois chacune; elle est de plus découpée en deux blocs par une discontinuité verticale, hypothétique ou non, passant par le point d'intersection des deux premières; le mouvement a lieu suivant la direction du seul plan de discontinuité qui intersecte le talus, favorisé par le glissement du bloc arrière sur le second plan de discontinuité.

Les mécanismes de ruptures 2) et 3) sont tridimensionnels, tous les autres sont bidimensionnels. Les mécanismes présentés sont dits élémentaires. Leur choix ne préjuge en rien de la possibilité d'occurrence de ruptures régies par des mécanismes plus complexes, mais, comme nous montre la pratique, il y a une bonne concordance entre les mouvements se produisant dans les talus réels et ceux décrit par cette classification théorique.

Dans le cadre de notre étude, ces phénomènes de glissements sont particulièrement importants vu la nature des terrains rencontrés.

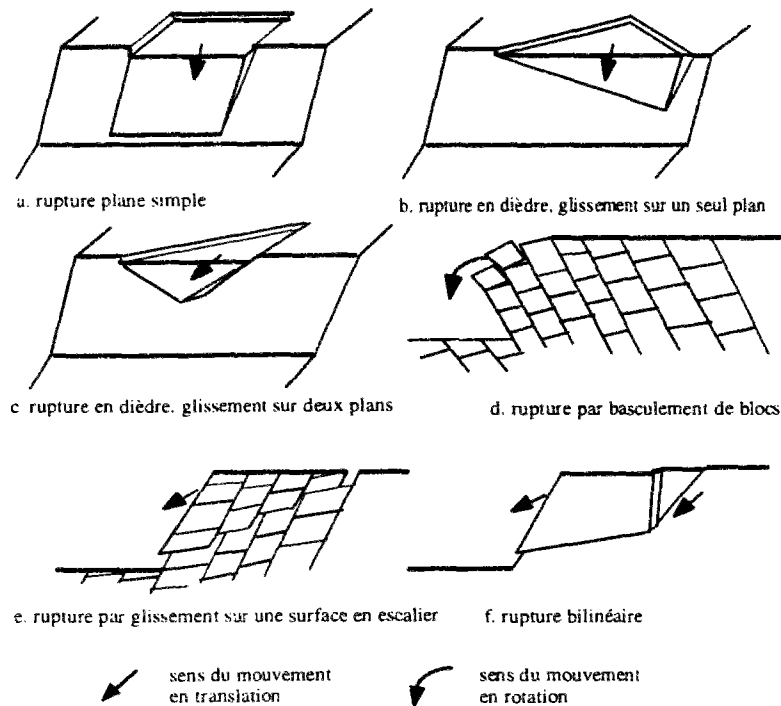


Figure 11 : Mécanismes élémentaires de ruptures

1.3.5 Glissement par rupture circulaire

Outre les glissements sur une ou plusieurs surfaces définies, il existe le cas de glissements sur une surface circulaire. En général ce type de glissement est classique quand il s'agit de sol, mais il peut être appliqué aux massifs rocheux, surtout pour les calculs de stabilité à grande échelle (à échelle du flanc de la mine ou du fragment du flanc). Hoek et Brown [38, 39] ont proposé, en fonction de la nature lithologique dominante et du degré de fracturation et de l'altération moyenne du massif, des lois de comportement empiriques pour les masses rocheuses considérées (voir tableau 4). A partir de là on peut alors raisonner sur un massif rocheux équivalent comme on le ferait sur un sol homogène.

A l'aide de l'expression de la courbe donnée ci-dessous, on estime les valeurs de *cohésion* C et *angle de frottement* ϕ qui caractérisent le comportement mécanique de chaque matériau équivalent et peuvent être utilisées dans les calculs de stabilité.

$$\tau_n = A (\sigma_n - \sigma_{tn})^B \quad (1.18)$$

$$\sigma_{tn} = \frac{1}{2} (m - \sqrt{m^2 + 4s}) \quad (1.19)$$

$$\text{où } \sigma_n = \sigma / \sigma_c \text{ et } \tau_n = \tau / \sigma_c \quad (1.20)$$

avec σ_n : contrainte normale normalisée ;
 σ_{tn} : résistance à la traction normalisée ;
 τ_n : contrainte tangentielle normalisée
 σ_c : résistance à la compression simple de la matrice rocheuse
 m, s : constantes qui dépendent des caractéristiques des roches

TABLE IV - APPROXIMATE RELATIONSHIP BETWEEN ROCK MASS QUALITY AND EMPIRICAL CONSTANTS					
Empirical failure criterion $\sigma_1 = \sigma_3 + \frac{m\sigma_c\sigma_3 + s\sigma_c^2}{1 + m\sigma_c\sigma_3 + s\sigma_c^2}$ $\tau = A\sigma_c(\sigma/\sigma_c - T)B$ where $T = \frac{1}{2}(m - \sqrt{m^2 + 4s})$	CARBONATE ROCKS WITH WELL DEVELOPED CRYSTAL CLEAVAGE dolomite, limestone and marble	LITHIFIED ARGILLACEOUS ROCKS mudstone, siltstone, shale and slate (normal to cleavage)	ARENACEOUS ROCKS WITH STRONG CRYSTALS AND POORLY DEVELOPED CRYSTAL CLEAVAGE sandstone and quartzite	FINE GRAINED POLYMINERAL- LIC IGNEOUS CRYSTALLINE ROCKS andesite, dolerite, diabase and rhyolite	COARSE GRAINED POLYMINER- ALLIC IGNEOUS AND META- MORPHIC CRYSTALLINE ROCKS amphibolite, gabbro gneiss, granite, norite and quartz-diorite.
INTACT ROCK SAMPLES <i>Laboratory size specimens free from joints</i> CSIR rating 100 NGI rating 500	$m = 7.0$ $s = 1.0$ $A = 0.816$ $B = 0.658$ $T = -0.140$	$m = 10.0$ $s = 1.0$ $A = 0.918$ $B = 0.677$ $T = -0.099$	$m = 15.0$ $s = 1.0$ $A = 1.044$ $B = 0.692$ $T = -0.067$	$m = 17.0$ $s = 1.0$ $A = 1.086$ $B = 0.696$ $T = -0.059$	$m = 25.0$ $s = 1.0$ $A = 1.220$ $B = 0.705$ $T = -0.040$
VERY GOOD QUALITY ROCK MASS <i>Tightly interlocking undis- turbed rock with unweather- ed joints at $\pm 3m$.</i> CSIR rating 85 NGI rating 100	$m = 3.5$ $s = 0.1$ $A = 0.651$ $B = 0.679$ $T = -0.028$	$m = 5.0$ $s = 0.1$ $A = 0.739$ $B = 0.692$ $T = -0.020$	$m = 7.5$ $s = 0.1$ $A = 0.848$ $B = 0.702$ $T = -0.013$	$m = 8.5$ $s = 0.1$ $A = 0.883$ $B = 0.705$ $T = -0.012$	$m = 12.5$ $s = 0.1$ $A = 0.998$ $B = 0.712$ $T = -0.008$
GOOD QUALITY ROCK MASS <i>Fresh to slightly weathered rock, slightly disturbed with joints at 1 to 3m.</i> CSIR rating 65 NGI rating 10	$m = 0.7$ $s = 0.004$ $A = 0.369$ $B = 0.669$ $T = -0.006$	$m = 1.0$ $s = 0.004$ $A = 0.427$ $B = 0.683$ $T = -0.004$	$m = 1.5$ $s = 0.004$ $A = 0.501$ $B = 0.695$ $T = -0.003$	$m = 1.7$ $s = 0.004$ $A = 0.525$ $B = 0.698$ $T = -0.002$	$m = 2.5$ $s = 0.004$ $A = 0.603$ $B = 0.707$ $T = -0.002$
FAIR QUALITY ROCK MASS <i>Several sets of moderately weathered joints spaced at 0.3 to 1m.</i> CSIR rating 44 NGI rating 1.0	$m = 0.14$ $s = 0.0001$ $A = 0.198$ $B = 0.662$ $T = -0.0007$	$m = 0.20$ $s = 0.0001$ $A = 0.234$ $B = 0.675$ $T = -0.0005$	$m = 0.30$ $s = 0.0001$ $A = 0.280$ $B = 0.688$ $T = -0.0003$	$m = 0.34$ $s = 0.0001$ $A = 0.295$ $B = 0.691$ $T = -0.0003$	$m = 0.50$ $s = 0.0001$ $A = 0.346$ $B = 0.700$ $T = -0.0002$
POOR QUALITY ROCK MASS <i>Numerous weathered joints at 30 to 500mm with some gouge - clean waste rock.</i> CSIR rating 23 NGI rating 0.1	$m = 0.04$ $s = 0.00001$ $A = 0.115$ $B = 0.646$ $T = -0.0002$	$m = 0.05$ $s = 0.00001$ $A = 0.129$ $B = 0.655$ $T = -0.0002$	$m = 0.08$ $s = 0.00001$ $A = 0.162$ $B = 0.672$ $T = -0.0001$	$m = 0.09$ $s = 0.00001$ $A = 0.172$ $B = 0.676$ $T = -0.0001$	$m = 0.13$ $s = 0.00001$ $A = 0.203$ $B = 0.686$ $T = -0.0001$
VERY POOR QUALITY ROCK MASS <i>Numerous heavily weathered joints spaced < 50mm with gouge - waste with fines.</i> CSIR rating 3 NGI rating 0.01	$m = 0.007$ $s = 0$ $A = 0.042$ $B = 0.534$ $T = 0$	$m = 0.010$ $s = 0$ $A = 0.050$ $B = 0.539$ $T = 0$	$m = 0.015$ $s = 0$ $A = 0.061$ $B = 0.546$ $T = 0$	$m = 0.017$ $s = 0$ $A = 0.065$ $B = 0.548$ $T = 0$	$m = 0.025$ $s = 0$ $A = 0.078$ $B = 0.556$ $T = 0$

Tableau 4 : Critères de comportement des massifs rocheux (d'après Hoek et Brown, [38])

1.3.6 Calcul de stabilité. Méthodes utilisées

Les méthodes de calcul de stabilité à la rupture consistent à considérer l'ensemble des forces qui assurent l'équilibre d'un certain volume de sol ou de roche dans le talus. Elles font l'hypothèse que la résistance maximale au cisaillement du sol ou de la roche est mobilisée simultanément tout le long de la surface de rupture.

On définit pour le massif un critère de rupture, généralement le critère de Mohr-Coulomb :

$$\tau_{\max} = C' + \sigma' \operatorname{tg}(\varphi) \quad (1.21)$$

avec $\tau_{\max}$: contrainte tangentielle maximum mobilisable dans le massif

C' : cohésion effective

σ' : contrainte normale effective

φ : angle de frottement interne

L'état de stabilité du talus est caractérisé par un *facteur de sécurité* FS :

$$FS = \frac{\text{somme des forces résistantes ou moments résistants}}{\text{somme des forces motrices ou moments moteurs}} \quad (1.22)$$

A l'équilibre limite FS est donc égal à 1.

Dans notre étude de la stabilité nous avons utilisé les méthodes de calcul en rupture circulaire (méthode de Bishop), rupture plane, en escalier, en dièdre et rupture par basculement [11].

Il existe beaucoup d'autres méthodes pour calculer la stabilité des talus. En Russie notamment, on utilise couramment les méthodes de Maslov-Sokolov, Zolotarev [26]. Pour des raisons de disponibilité de logiciels, nous avons menés nos calculs exclusivement sur les méthodes de Bishop et de Carter, sans chercher à apporter d'innovations particulières en ce domaine.

1.4 PROBLEME DE LA PREVISION A LONG TERME DE LA STABILITE DES TALUS

1.4.1 Définition de la prévision

Actuellement, le problème de la prévision des différents processus devient de plus en plus important, et dans l'histoire naturelle (et la géologie en particulier) et dans l'histoire de la société. Il y a, par conséquent un certain nombre de classifications des types de prévisions et des méthodes utilisées pour la prévision. Nous voulons préciser quelques termes tels que nous les comprenons dans le cadre de notre travail.

La prévision c'est une supposition pour un événement de l'avenir à laquelle est associée un degré de certitude déterminé par une analyse probabiliste [22]. *La prévision géotechnique* (pour les besoins de l'exploitation des gisements) est un système de spécifications qualitatives et quantitatives préalables (dans le temps et dans l'espace) de la composition, de l'état et des propriétés géotechniques du massif rocheux, ainsi que des processus géologiques et géotechniques qui peuvent influencer l'efficacité et la sécurité des exploitations minières.

1.4.2 Période de la prévision

Une question très importante de la prévision est l'aspect du temps prévisible. Le temps et les notions temporelles de « *court terme* » ou de « *long terme* » ne sont pas les mêmes pour différentes applications. Par exemple, en météorologie la notion de court terme concerne les heures à suivre, et le long terme une période de quelques semaines à quelques mois, tandis

qu'en démographie, le court terme c'est déjà de 1 à 10 ans et la notion de long terme peut atteindre quelques dizaines d'années, voire des siècles.

Le temps de prévision pour des processus géotechniques tels que les déformations des talus et des versants peut concerner une durée de centaines d'années à l'échelle d'un processus géologique exogène, de dizaines d'années pour la vie d'une entreprise minière ou autre site géotechnique et de quelques heures quand il existe un danger immédiat de déclenchement de déformations catastrophiques.

Pour définir la notion du temps de prévision pour des glissement de terrains sur un objet géotechnique on peut utiliser la classification suivante :

- prévision à long terme : dizaines et centaines d'années (le temps d'exploitation et d'existence des objets géotechniques) ;
- prévision à moyen terme : quelques années (le temps de construction d'un objet géotechnique, ou autrement le temps suffisant pour la réalisation d'un système anti-glissement) ;
- prévision pour un an ou pour une fraction d'année (c'est uniquement le temps prévisible par certaines méthodes de prévision)
- prévision à court terme : de quelques mois à quelques jours (le temps suffisant pour prévoir les mesures de sécurité sur un objet en exploitation ou en construction)
- prévision d'urgence ou une alerte : de quelques heures à quelques minutes (le temps d'évacuation en urgence du matériel et du personnel)

Dans notre étude nous allons traiter le problème de la prévision à long terme quand il s'agit de la stabilité des talus des mines et la prévision à moyen et à long terme quand nous abordons les sujets de l'altération et de l'altérabilité des roches dans les talus. C'est le type de prévision le plus délicat. Il demande une analyse complète d'une somme des facteurs en leur état actuel et une estimation de l'évolution de ces facteurs pour l'avenir lointain.

1.4.3 Méthodes de prévision en géotechnique

On peut parler de prévision objective, basée sur l'analyse d'objets et de phénomènes géologiques et géomécaniques. On peut en attendre une information nouvelle pour le développement de processus en cours. Considérant la complexité des phénomènes étudiés, cette démarche a ses limites.

L'expert, qui doit appliquer cette analyse, peut apporter un plus, de par son expérience et sa connaissance d'éléments peu quantifiables.

Quand le talus est stable, on ne doit pas caractériser un processus de déformation mais un changement de la situation de stabilité qui peut avoir lieu. Ce dernier est caractérisé par le *facteur de sécurité (FS)*. Toutes les méthodes employées à ce stade de la vie du talus sont basées sur l'utilisation directe ou indirecte de la notion de facteur de sécurité. Le facteur de sécurité varie dans le temps. Idéalement, la prévision doit donc donner le graphique de cette variation. Le facteur de sécurité permet d'apprécier de façon simple l'état de stabilité d'une pente, mais à condition de bien connaître le mécanisme de rupture le plus critique ce qui n'est pas toujours vérifié. Le facteur de sécurité ne peut pas être directement mesuré, il peut être estimé seulement en fonction d'autres paramètres, qui sont à leur tour difficilement prévisibles. La seule possibilité de vérifier les résultats de la prévision par le critère *FS* est

l'étude de l'état critique de la stabilité quand FS est égal à 1 et que les déformations de talus s'annoncent.

On peut donc retenir que la prévision des déformations des talus *a priori*, c'est à dire avant que le processus se déclenche, est possible quand on définit :

- l'état initial du talus en question
- l'état critique ($FS = 1$) de ce talus
- les facteurs influençant le changement de l'état de stabilité dans le temps

Nous ne pouvons pas citer ici toutes les méthodes utilisées pour la prévision des déformations. Notons seulement celles qui ont été employées dans nos études pour la mine d'amiante de Bagenovskoe en Oural Central (Russie) et la mine de chromite de Bemanevika (Madagascar).

1.4.3.1 Méthode de calcul direct du facteur de sécurité

Cette méthode, que nous avons couramment utilisée nous donne la réponse à la question : quelles modifications de quels paramètres peuvent conduire à l'instabilité des talus et quels seront les volumes potentiellement instables (on suppose toujours que la surface de glissement la plus probable est connue). Mais cette méthode ne fournit pas de renseignements concernant le temps de déclenchement du glissement, ni sa vitesse, ni l'ampleur des déformations.

Cette méthode a d'autres limites :

- nous supposons qu'il existe une seule surface de glissement et un seul mécanisme de déformation
- quand on ne connaît pas la surface de glissement géologiquement définie, on suppose la surface géométriquement régulière (surface circulaire) ;
- la méthode (à de rares exceptions près) traite de modèles bi-dimensionnels

1.4.3.2 Méthode d'analyse a posteriori

Cette méthode est basée sur la comparaison de l'état actuel du talus avec un état critique correspondant à une rupture de talus. Il est donc possible d'utiliser cette méthode seulement à condition d'une stricte équivalence de toutes les conditions des deux objets en comparaison, ce qui n'existe presque jamais dans la nature géologique.

Nous avons essayé d'utiliser cette méthode pour le cas de la mine de Bemanevika (Madagascar) en comparant des phénomènes déjà produits il y a quelques années avec l'état actuel des talus. Bien entendu, ce n'est qu'une première approche pour la prévision à long terme de la situation de stabilité, mais cela nous permet de préciser d'autres paramètres de glissement.

1.4.3.3 Méthode d'analyse des facteurs

Cette méthode tient compte de l'évolution des facteurs influençant l'état de stabilité. Elle peut fournir une idée concernant le temps de déclenchement du processus. Dans un premier temps, il est nécessaire de déterminer parmi tous les facteurs les facteurs réversibles (la composante probabiliste de processus) et les facteurs déterminants (irréversibles). Parmi ces derniers, on retient la somme des critères évoluant dans le temps (dégradation des propriétés mécaniques, développement de fracturation, etc.). Nous avons largement utilisé cette méthode pour réaliser la prévision de la stabilité des talus de la mine d'amiante Bagenovskoe en fonction de la dynamique d'altération.

D'autres méthodes se montrent aussi assez efficaces. Par exemple, la méthode de comparaison des états de contraintes et de déformations avec les paramètres de résistance du massif, la méthode de modélisation physique tridimensionnelle des glissements [49].

CONCLUSION

Dans ce chapitre nous avons essayé de décrire un état des connaissances générales concernant les massifs rocheux, les problèmes de l'altération et de l'altérabilité des roches et la stabilité des talus.

En ce qui concerne les deux mines étudiées en cours de ce travail et qui seront présentées ci-après, au niveau de la matrice rocheuse et du massif rocheux, nous voudrions souligner une analogie du contexte pétrographique (roches magmatiques basiques et ultrabasiques ayant subi plusieurs phases de métamorphisme), ainsi que des conditions structurales et tectoniques des deux massifs : Bagenovskoe et Bemanevika. Cette analogie géologique nous permettra ensuite d'observer l'importance des conditions climatiques dans lesquelles l'altération se développe et qui induit une différence très importante de l'état et des formes de l'altération moderne. Nous avons défini également les paramètres principaux de fracturation, qui seront utilisés ensuite pour la caractérisation des massifs étudiés.

En ce qui concerne les processus d'altération il faut donc retenir que nous allons traiter les phénomènes d'altération qui se développent dans deux types de conditions climatiques différents. Pour le cas de l'Oural ce sont les conditions du climat continental tempéré avec la prédominance des processus de désintégration physique des roches par un effet de gel-dégel. Pour le cas de Madagascar, qui présente des conditions climatiques typiquement tropicales, nous sommes confrontés au développement de processus de décomposition chimique des roches. Au niveau des profils naturels d'altération, en se basant sur des classifications traditionnelles nous allons décrire et préciser pour chacun des deux cas traités les spécificités locales de ces profils et leur rôle géotechnique.

Enfin, le problème de la stabilité des talus pour les deux cas d'application sera traité de la manière suivante : à grande échelle (au niveau d'un talus entier de la mine à ciel ouvert) nous considérons le massif fracturé comme équivalent à un massif isotrope continu. Dans ce cas, nous supposons que la déformation éventuelle du talus se produit selon une surface circulaire. A moyenne et petite échelle (au niveau de quelques gradins ou d'un seul gradin de la mine à ciel ouvert) nous passons à l'instabilité du massif par des ruptures définies (détection des mécanismes élémentaires de rupture, géométriquement et mécaniquement possibles). Parmi les mécanismes de rupture nous allons focaliser notre attention sur des ruptures bidimensionnelles : ruptures planes et en escaliers, par basculement de blocs et ruptures bilinéaires ainsi que tridimensionnelles : ruptures par glissement sur un dièdre « vrai » ou un dièdre avec glissement sur une des deux surfaces. Ainsi, le facteur de sécurité sera calculé et interprété pour chaque déformation envisagée. Dans le chapitre écoulé, nous avons présenté également quelques notions de la théorie et de la pratique de la prévision à long terme de la stabilité des talus. Nous construirons donc notre analyse de la prévision sur ces principes.

2. L'altération et l'altérabilité des roches basiques et ultrabasiques dans des conditions climatiques tempérées. La prévision à long terme de la stabilité des talus. Mine d'amiante de Bagenovskoe (Oural Central, Russie)

INTRODUCTION

Le gisement de Bagenovskoe est un des plus grands gisements d'amiante exploité dans le monde. Afin de mieux en cerner l'importance, on peut citer les chiffres suivants : pour l'année 1989, ce gisement a produit 1,13 Mt d'amiante. La mine centrale, qui représente la moitié de la production environ, doit en 1993 exploiter 58,5 Mt de matériaux dont 12,2 Mt de minerais. Les dimensions de la zone d'exploitation sont de 11 Km de long et 3 Km de large, la profondeur maximale de la fosse étant actuellement de 300 m.

Les premières découvertes de la "laine de roche" dans l'Oural sont datées du début du XVIII^{ème} siècle. On raconte que pour intéresser le Tzar Pierre le Grand à ce "tissu miraculeux", le fabricant russe N.Demidov offrit à celui-ci une nappe brodée dans un tissu d'amiante. L'ayant volontairement tâchée de mets gras et de vin rouge durant le déjeuner, il la jeta dans le feu de la cheminée, puis dix minutes plus tard la remit, étonnamment propre et intacte, sur la table du Tzar. Que cette anecdote soit véridique ou non, la Russie a commencé dès le XVIII^{ème} siècle la production de tissus d'amiante et de quelques matériaux de construction résistants au feu.

Le gisement Bagenovskoe a été découvert en 1880 et exploité à partir de 1885. Durant le régime soviétique, le gisement de Bagenovskoe est devenu une des plus grandes exploitations de l'industrie minière de l'ex URSS.

Des réserves d'amiante ont été mises en évidence jusqu'à une profondeur de 900 à 1000 m, et l'exploitation est encore assurée pour le siècle à venir. Le complexe industriel d'exploitation de ce gisement comprend trois usines de traitement du minerai, dont la plus grande assure la production de 550 000 t/an d'amiante. L'exportation de cette production dans plus de 50 pays du monde fait de ce gisement un des plus importants sur le marché des matières premières.

2.1 Mine d'amiante de Bagenovskoe : cadre général

2.1.1 Exploitation et traitement du minerai

L'exploitation du gisement est réalisée par trois mines à ciel ouvert : la plus grande qui est la mine centrale (MC), la mine sud et une petite mine nord. L'excavation se fait par des gradins de 15 m de hauteur dont 18 à 20 sont déjà construits. L'angle général de bord de fosse est de 47°. L'angle des gradins varie entre 55 et 75°, avec une largeur de banquettes comprise entre 5 et 15 m.

Les roches du gisement étant très dures, elles sont exploitées par abattage à l'explosif. Après les tirs, l'excavation se fait par des excavateurs électriques (godets de 15 m³) chargeant des camions de 50 à 125 m³. Ceux-ci transportent les matériaux vers un stockage intermédiaire, et l'évacuation s'effectue ensuite au moyen de trains électriques à 10 wagons, soit pour les stériles en direction des dépôts, soit pour le minerai dans les usines de traitement.

Le traitement du minerai consiste en quatre stades de concassage et de séparation granulométrique. L'extraction de l'amiante est réalisée par aspiration.

L'ensemble de ce complexe minier et industriel a donné naissance à la ville d'Asbeste, avec ses 100 000 habitants et son infrastructure urbaine très développée.

2.1.2 Cadre géographique et climatique du gisement

Le gisement est situé à 85 Km d'Ekaterinbourg (voir carte figure 12) sur la pente Est de l'Oural central, à la limite des bassins des deux rivières Pichna et Refte. La région du gisement est une plaine inclinée vers l'est, avec de petites collines couvertes de forêts de pins. L'altitude est comprise entre 175 et 240 m. Les variations de reliefs ont une amplitude de 40 à 50 m. Des marais couvrent une partie du territoire.



Figure 12: Situation géographique de la mine de Bagenovskoe, Oural Central

Le climat de la région est extrêmement continental, avec des hivers sévères et des étés doux. La température moyenne est de $+1,5^{\circ}\text{C}$, mais avec des variations saisonnières considérables : -47°C en Février, $+37^{\circ}\text{C}$ en Juillet. La pluviométrie annuelle varie de 450 à 550 mm, avec un maximum en Août et un minimum en Avril. La neige tombe à la fin du mois d'Octobre et persiste jusqu'en Avril [18].

La profondeur du gel saisonnier varie entre 0,3 et 3 m, pour une moyenne de 1,1 m. En hiver, le vent est orienté N et NW, en été SW. Sa vitesse moyenne est de 3,4 m/s.

2.1.3 Cadre géologique du gisement

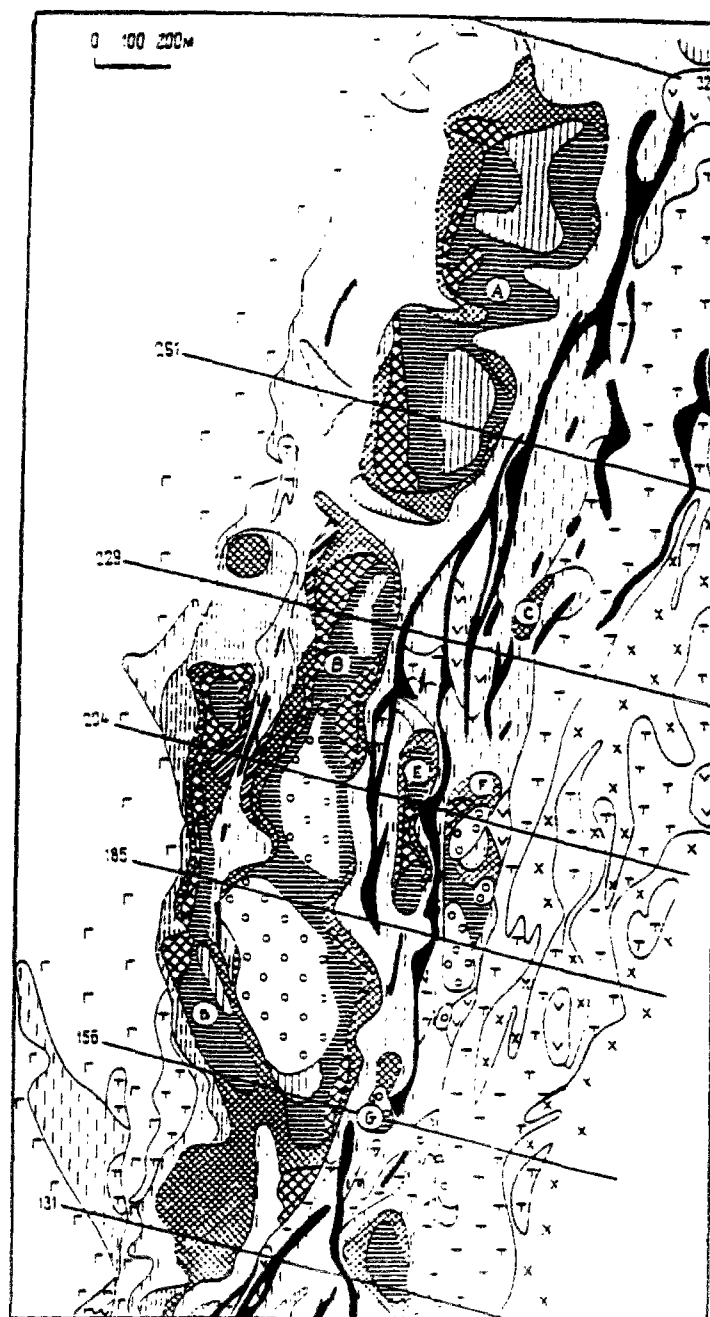
Le massif de Bagenovskoe est situé à l'Est du grand anticlinorium hercynien de l'Oural. Il est séparé de cet anticlinorium par une structure synclinale de deuxième ordre, celle de l'Oural de l'Est, dont le massif de Bagenovskoe constitue la limite orientale.

La géologie du gisement est un objet d'étude depuis deux siècles. La liste des grands géologues qui ont travaillé sur ce site est très importante. Parmi eux, on peut notamment citer les travaux de Krijanovsky, Tatarinov, Merkouriev, Dilkov, Zoloev et Tchemiakin qui sont les plus marquants.

Il existe une carte géologique détaillée au 1:10 000 de la région du gisement, et une carte au 1:2 000 de la partie déjà découverte par les mines à ciel ouvert. Plus de 2100 sondages ont été réalisés, ainsi que des travaux géophysiques effectués avec une maille de 100 m sur 20 m. Les travaux les plus importants dans le domaine de la Géotechnique et de la Géologie de l'Ingénieur ont été réalisés par S.G. Doubeykovsky et A.F. Alekseev en 1979 et ont fait l'objet du rapport de l'Institut des Mines de l'Oural intitulé "Les conditions géotechniques du gisement Bagenovskoe"[18].

2.1.3.1 Les roches

Le gisement de Bagenovskoe est situé dans un massif ultrabasique, sur le flanc Est du synclinorium de l'Oural de l'Est. La masse a une forme lenticulaire, sub verticale, avec un pendage général vers l'ouest et aligné N-S. La longueur de ce massif est de 28 Km, sa largeur de 1 à 3,5 Km.



- 1- Granites (avec peu de potassium)
- 2- Plagiogranites, plagiogranite-porphyras, diorite, diorites à quartz, plagiogneiss
- 3- Gabbros
- 4- Daikas de diorites, diorites-aplites, aplites
- 5- Clinopyroxénoites, verlites
- 6- Dunites
- 7- Péridotites
- 8- Serpentinites d'apodiorites sans amiante
- 9- Serpentinites d'apodunite sans amiante
- 10- Talc-carbonates

Les différents types d'amiante dans les péridotites :

- 11- Veines des épontes pauvres en amiante
- 12- Filons d'amiante simples et complexes (en coulisse)

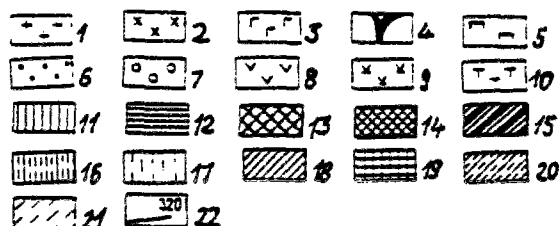
Les différents types d'amiante dans les serpentinites d'apopéridotites :

- 13- Filets grossiers, parfois filons complexes
- 14- Filets fins
- 15- Entrefilons fins
- 16- Filons avec une amiante à fibres diagonales et alignées
- 17- Petites fibres

Les différents types d'amiante dans les dunites et les serpentinites d'apodunites :

- 18- Filons simples et complexes (en coulisse) avec des filons pauvres en amiante
- 19- Filets simples
- 20- Filons d'amiante à fibres diagonales et alignées
- 21- Petites fibres

- 22- Emplacement des coupes géologiques



Les gîtes de l'amiante :

- A : de la carrière N°11
- B : centrale
- C : de la fabrique N°2
- D : Pojarnaia
- E : de l'Ouest
- F : de l'Est
- G : de la carrière N°10

Figure 13 : carte géologique du gisement de Bagenovskoe (d'après Zoloev [86])

Dans sa partie centrale, il se compose [86] de péridotites (au sud et au centre), et de pyroxénolites (au nord). A l'ouest, il est limité par un massif très important de gabbros sur toute sa longueur. A l'est, il est limité par un massif granitique plutonique. Ce massif ultrabasique est daté de la fin de l'Ordovicien. Les roches granitoides intrusives sont plus récentes.

Il n'existe pas de preuves de l'appartenance du massif de Bagenovskoe au complexe ophiolitique.

Lors de processus très intenses de métamorphisme hydrothermal, les roches ultrabasiques initiales (péridotites, pyroxénolites et dunites) se sont très fortement transformées en serpentinites, ceci avec différents stades de transformations minéralogiques, des lizardites aux chrysotiles, et même aux roches talco-carbonatées. Le processus de métamorphisme hydrothermal a donné naissance aux diverses sortes d'amiante.

Pour respecter l'usage, nous parlons de gabbros, de péridotites ...etc, il s'agit en fait de méta-gabbros, de méta-péridotites ...etc.

2.1.3.2 Tectonique et structure du massif

La serpentinitisation d'un massif ultrabasique est liée à des zones de failles principales postmagmatiques [18]. Le caractère général de la structure tectonique du massif est assez simple, on peut y reconnaître trois groupes directionnels de failles. La direction dominante des accidents tectoniques est NW. Dans la partie centrale, il existe huit zones de failles ainsi orientées et subverticales. Des failles diagonales W-NW sont localisées entre deux failles voisines du premier groupe et forment la grille tectonique du massif. Enfin, un troisième groupe de failles et de structures serpentinisées associées a une orientation E-W et un faible pendage. Finalement, le massif est ainsi divisé en blocs de quelques centaines de mètres d'arête par ces trois familles principales d'accidents tectoniques.

Mis à part ces trois groupes, il existe une fracturation du massif par des discontinuités tectoniques parallèles aux failles, des discontinuités de refroidissement postmagmatique et des fissures associées à la serpentinitisation du massif.

2.1.4 Conditions hydrogéologiques et géotechniques du gisement

2.1.4.1 Hydrogéologie du massif

Les conditions hydrogéologiques du gisement (voir figure 14) sont caractérisées par la présence de deux types d'eaux souterraines [86] :

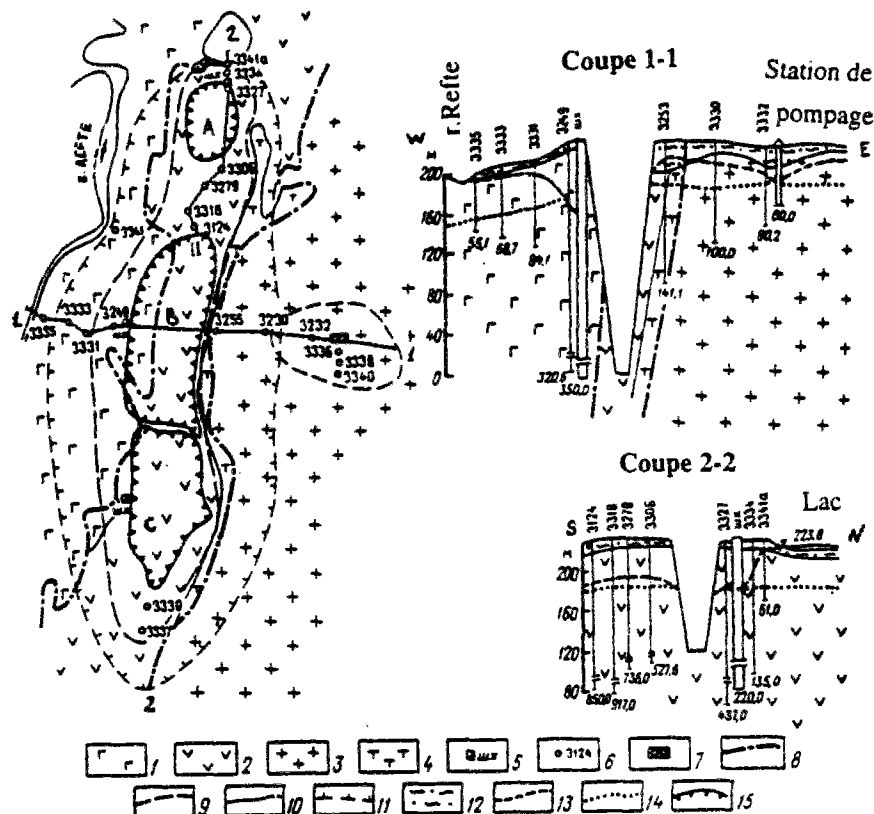
- de l'eau stockée dans le milieu poreux que constituent les dépôts quaternaires;
- de l'eau contenue dans le réseau de fissures des roches proprement dites.

L'ensemble forme un horizon aquifère. Le niveau de la surface piézométrique varie de quelques centimètres à 20 m de profondeur. La nappe est alimentée par l'eau atmosphérique. Son épaisseur dépend de la pénétration de la fracturation ouverte dans les roches dures du massif. Elle est en moyenne de 40 m. L'écoulement se fait naturellement en direction de l'ouest, avec un drainage vers la rivière Grand Refte.

L'exploitation des grandes mines à ciel ouvert ne pose pas de problèmes hydrogéologiques grâce au dispositif qui a été mis en place : trois galeries principales souterraines de drainage correspondant aux trois mines à ciels ouverts ont été creusées, à une profondeur de 220 m pour la mine nord, 350 m pour la mine centrale et 310 m pour la mine sud. Elles entourent ainsi le périmètre des carrières. Un système de galeries de drainage légèrement inclinées du centre des

carrières vers les galeries principales et quelques puits en fond de fosse pour faire descendre l'eau assurent ainsi l'exploitation à sec.

Au pied de certains gradins, notamment dans les zones de failles ou de contacts lithologiques, on observe des sources d'eau avec des débits assez importants. Mais ceci ne modifie pas les conditions hydrogéologiques globalement favorables de l'exploitation.



1-3 - ensembles aquifères des zones de la fracturation des différentes roches intrusives : 1 - basiques, 2 - ultrabasiques, 3 - acides; 4 - roches à talc de faible perméabilité; 5- mines souterraines de drainage; 6 - puits de surveillance; 7 - stations de pompage; 8 - limites des ensembles aquifères; 9 - contour de la goulotte de dépression; 10 - limites des différents facies lithologiques des roches; 11 - contour supposé de la goulotte de dépression pour le projet final d'exploitation; 12 - ensemble aquifère du Quaternaire; 13 - niveau de la nappe au 1.08.1990; 14 - limite de la fracturation régionale; 15 - limites des exploitations actuelles : A - partie Nord, B - partie Centrale, C - partie Sud.

Figure 14 : Situation hydrogéologique du massif de Bagenovskoe (d'après Zoloev[86])

2.1.4.2 Conditions géotechniques

Les conditions géotechniques d'exploitation du gisement de Bagenovskoe ne sont pas particulièrement difficiles. La présence sur tous les bords de roches dures et résistantes (gabbros, périclites, diorites, granitoïdes) assure la stabilité générale des talus. La plupart de ces roches sont capables de tenir en talus de 10 à 15 m de hauteur avec un angle de talus proche de 90°. De plus, les roches peu résistantes de la couverture quaternaire (dépôts limniques des paléo-marais, formations diluviales et éluviales) sont peu épaisses. L'épaisseur de la couche de roches altérées varie de 0,5 à 3 ou 5 m et atteint 30 ou 40 m seulement dans les zones de failles ou de contacts (ceux-ci sont également soulignés par des failles). On pourra se reporter au tableau 5 des propriétés physiques et mécaniques des roches [86].

Caractéristiques	Gabbros	Diorites	Talc-carbonates	Péridotites	Serpentinites (avec l'amiante)	Serpentinites schisteuses
Masse volumique, g/cm ³	2,86-3,13 3,02 (34)	2,74-2,94 2,83 (13)	2,35-2,99 2,88 (32)	2,64-3,03 2,82 (92)	2,47-3,0 2,67 (88)	2,59-2,90 2,68 (35)
Porosité total, %	0,32-6,48 1,93 (29)	0,36-6,44 1,42 (9)	0,34-7,87 2,36 (22)	0,34-6,5 1,59 (52)	0,38-5,40 1,75 (70)	pas de données
Coefficient de saturation à l'eau, %	0,07-0,3 0,21 (16)	0,04-0,25 0,12 (4)	0,03-3,84 0,64 (14)	0,02-0,29 0,10 (44)	0,03-0,78 0,23 (41)	0,10-0,42 0,22 (12)
Coefficient de résistance dynamique	7,9-28,6 15,2 (35)	6,6-30,0 17,3 (20)	2,0-10,0 4,3 (29)	7,0-25,0 13,7 (68)	3,3-21,5 9,3 (108)	5,0-18,5 9,1 (26)
Résistance à la traction, MPa	12,6-32,9 31,3 (23)	12,5-29,4 21,6 (9)	1,8-19,1 6,9 (24)	8,7-42,8 24,0 (57)	5,5-26,3 13,4 (73)	pas de données
Résistance à la compression, MPa	55,1-216,5 144,7 (23)	71,8-209,5 135,0 (9)	15,0-78,6 29,4 (24)	94,5-235,5 201,8 (57)	32,4-188,0 94,5 (72)	32,4-179,0 97,6 (28)
Cohésion, MPa	15,5-43,0 31,9 (23)	16,0-44,0 30,1 (9)	4,1-21,0 7,9 (24)	14,0-48,0 29,5 (57)	7,7-39,4 20,2 (72)	10,0-39,4 19,9 (28)
Angle de frottement, degrés	30-54 42 (23)	32-48 42 (9)	17-56 32 (24)	31-55 44 (57)	29-53 42 (72)	29-51 43 (28)
Coefficient de ramollissement	0,61-1,0 0,80 (13)	0,76-0,86 0,81 (2)	0,33-0,68 0,49 (8)	0,40-0,99 0,81 (23)	0,35-0,94 0,67 (24)	0,55-0,93 0,75 (7)
Vitesse de propagation des ondes longitudinales, m/s	5368-6900 6864 (21)	4890-6288 5824 (7)	3420-5660 4662 (16)	4997-7562 6367 (73)	4280-6690 5644 (46)	pas de données
Vitesse de propagation des ondes transversales, m/s	3166-4300 3915 (19)	3106-3589 3412 (5)	2743-2989 2866 (2)	2445-3753 3257 (29)	2546-3731 2997 (24)	pas de données
Module de Young (dynamique), MPa*10 ²	777,9-1240,3 1137 (19)	696-937 823 (5)	541,5-633,2 587,4 (2)	446,8-1113 782,1 (28)	451,6-872,5 627,1 (24)	512,8-872,5 690,7 (10)
Coefficient de Poisson	0,19-0,32 0,25 (19)	0,18-0,29 0,25 (5)	0,25 0,25 (2)	0,18-0,38 0,28 (23)	0,19-0,37 0,29 (24)	0,19-0,35 0,27 (10)

Tableau 5 : Propriétés physico-mécaniques des principales roches du massif de Bagenovskoe (d'après Zoloev, [86])

Première ligne: valeurs extrêmes - Deuxième ligne: valeurs moyennes - Entre parenthèses: nombre d'essais.

2.2 Etude de l'altération des roches du massif

2.2.1 Roches du massif étudiées dans leur cadre d'altération

Dans le cadre de l'étude de l'altération et de l'altérabilité des différents types de roches, nous avons choisi la mine de Bagenovskoe dans la mesure où elle constitue un exemple intéressant : d'une part, nous pouvons observer le profil d'altération posthercynienne formé dans les roches du massif et décapé par la fosse, et d'autre part, nous pouvons étudier le développement de l'altération moderne dans les talus de la mine mis à nu il y a plus ou moins longtemps.

Etant donné le gigantisme de la mine Bagenovskoe, nous avons limité notre étude **au flanc ouest** de la mine centrale. Nous avons ainsi étudié le profil d'altération développé dans le massif de gabbros et l'altération moderne des talus dans les gabbros et les péridotites.

2.2.1.1 Les gabbros

Ils composent la partie **ouest** du massif, et se présentent préférentiellement comme des gabbros mélanocrates et mésocrates, à grain moyen (plus rarement à gros grain), avec une texture massive. Ils sont gris clair, légèrement teintés de vert.

Le contenu minéralogique et la structure des gabbros dépendent sensiblement de l'influence des processus de métamorphisme et de minéralisation secondaire (saussuritisation et séricitisation des plagioclases et serpentinisation, chloritisation et ouralitisation des pyroxènes).

Ces gabbros sont très durs et résistants à l'altération. A l'intérieur de ce massif, la fracturation est assez dense et régulière. On peut dénombrer 4 ou 5 familles de fractures, dont 2 ou 3 sont subverticales. La densité de la fracturation varie bien évidemment avec le degré d'altération, ce qui devrait nous permettre d'utiliser les paramètres de fracturation comme une des caractéristiques principales de cet état dans les différentes zones étudiées. Cette fracturation peut dépendre aussi des différentes zones tectoniques, ceci à différentes échelles.

2.2.1.2 Les péridotites

Elles sont présentes dans la partie centrale et dans la partie ouest du massif. Elles ont des contacts "froids" avec les gabbros. En fait nous devons parler des deux types les plus représentés dans les roches ultrabasiques du massif :

- **dunités** ou épídunités serpentinisées (avec dans les roches d'origine 58-90 % d'olivine), qui représentent à peu près 1/10 de massif ultrabasique
- **péridotites** proprement dites (avec plus de 15 % de pyroxènes). Les pyroxènes des péridotites sont préférentiellement orthorhombiques, ce qui permet de les classer parmi les *hartzburgites*.

En réalité, le massif des ultrabasites présente une structure « en tranches » de dunités et d'hartzburgites, avec la prédominance des secondes : *l'association hartzburgite - dunitique*.

Nous avons ciblé dans nos études la partie péridotitique du massif, des hartzburgites (par la suite, nous les appellerons par le nom de leur groupe pétrographique : péridotites). Cette roche contient une olivine, un pyroxène orthorhombique, peu de pyroxène monoclinique et des minéraux accessoires, magnétite et spinelle chromifère. La microtexture des péridotites est caractérisée par la prédominance d'olivine idiomorphe.

Dans le massif, il n'existe pratiquement pas de péridotites qui n'aient été plus ou moins serpentinisées. Selon le degré de serpentinisation, la couleur des péridotites varie de presque noire à vert foncé et vert clair. Pour les besoins de notre étude, nous avons dû définir un degré de serpentinisation pour les péridotites. Afin de pouvoir faire une comparaison correcte des états d'altération, nous avons choisi pour notre étude des zones à péridotites peu et moyennement serpentinisées, avec une texture massive.

Comme les gabbros, ces roches sont très dures et résistantes à l'altération. La fracturation y est assez complexe, sa densité dépendant davantage des conditions tectoniques que du degré d'altération.

2.2.2 Spécificité de l'étude : deux " axes " d'altération dans le massif

La spécificité de l'étude de l'altération du massif de Bagenovskoe est liée au fait que nous avons essayé de suivre la propagation de l'altération selon deux " axes " :

- l'altération post hercynienne qui forme le profil d'altération représenté dans les premiers 40 - 50 m
- l'altération moderne qui est, en fonction de l'âge de l'exploitation (mise à jour) du talus, plus ou moins importante.

Pour que l'altération moderne, due à la mise à jour des talus de l'exploitation ne perturbe pas l'image du profil d'altération post hercynienne, nous avons effectué l'étude de ce dernier dans la partie supérieure de la mine qui venait d'être découverte. Et inversement nous avons pris soin de choisir les points d'étude de l'altération moderne au dessous de la « limite » du profil d'altération post hercynienne afin d'éviter la superposition de deux processus. De plus, les points d'études de l'altération moderne ont été placés hors de zones des failles majeures (dans la mesure où il était possible d'en juger sur le terrain) pour ne pas perturber l'estimation des effets de l'altération météorique.

Ce type d'étude selon deux "axes" d'altération se révèle intéressant : d'une part nous avons de précieuses données sur le développement de l'altération liée à l'histoire géologique du massif et d'autre part, nous observons et même "mesurons" la dynamique de l'altération moderne. Cette dernière a une influence directe et importante sur l'état de stabilité des talus en exploitation et sur la dégradation de cet état au fil des années. La maîtrise de la dynamique du processus de l'altération moderne (vitesse de dégradation des paramètres mécaniques dans des conditions climatiques données) nous permet d'effectuer une approche prévisionnelle de la stabilité des talus à long terme.

2.2.2.1 Altération post hercynienne du massif de gabbros

En ce qui concerne l'étude du **profil d'altération dite "posthercynienne"**, il est courant d'utiliser la description et la caractérisation géotechnique des couches altérées. Nous avons utilisé comme modèle le schéma présenté dans le tableau 3. Outre la partie descriptive, nous avons, sur la base d'une analyse pétrographique et géotechnique des échantillons, réalisé un profil géomecanique de l'altération des gabbros. Ce profil est présenté sur la figure 15.

Comme nous pouvons le constater, il est composé de 5 zones :

1. sol anthropique et tourbe
2. zone argileuse (avec des argiles de type chlorite - halloysite)
3. zone de cailloux rares
4. zone caillouteuse
5. zone fissurale qui peut être décomposée en trois parties :
très fissurée avec des blocs moyens de 50 à 100 mm³,
moyennement fissurée avec des blocs moyens de 200 mm³,
"normalement" fissurée avec des blocs de 500 mm³ et plus.

Les variations de la composition minéralogique s'expriment principalement par des transformations des pyroxènes en amphiboles et des plagioclases en saussurite et épidotes. La place des minéraux métalliques (magnétite, ilménite, autres) est occupée par des oxydes et hydroxydes de fer. Ensuite, c'est l'altération proprement dite, avec l'apparition de minéraux argileux et d'amphiboles secondaires. Les caractéristiques mécaniques (ici la masse volumique, le JCS et la résistance à la compression des gabbros prélevés à différentes profondeurs du profil) chutent sensiblement avec la position vers le haut du profil. Le tableau détaillé des caractéristiques mécaniques des roches du profil d'altération est présenté au paragraphe 2.2.4.1.

Les conditions du développement de ce profil sont liées à trois groupes de facteurs. D'une part il s'agit des processus de métamorphisme hydrothermal secondaire très intense, d'autre part il s'agit des facteurs de l'environnement géologique qui ont conditionné les processus de *pénéplaination* des reliefs hercyniens et d'*érosion* différentielle. Enfin, il s'agit des facteurs climatiques de l'altération des temps hercyniens jusqu'à nos jours. Le climat de l'Oural Central

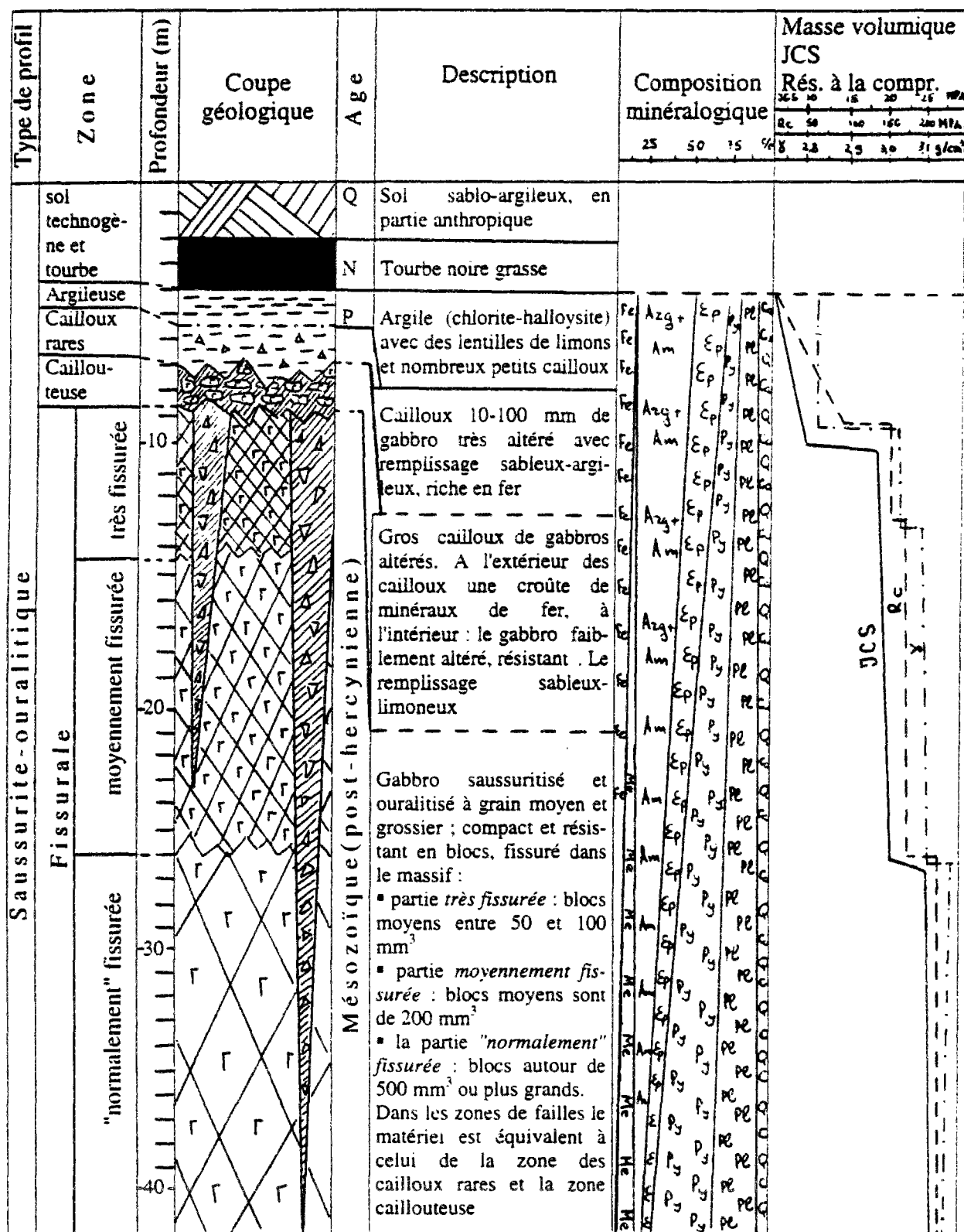


Figure15 : Profil d'altération des gabbros, mine d'Asbeste (Oural)

Légende : Arg - minéraux argileux, Am - amphiboles secondaires, Ep - épidote secondaire, Pl - plagioclases, Py - pyroxènes, Fe - minéraux de fer et oxydes et hydroxydes de fer, Q et Ca quartz et calcite d'origine hydrothermale cicatrisant certaines fractures. JCS - résistance à la compression des épontes, Rc - résistance à la compression de la matrice, γ - masse volumique de la matrice.

durant le Mésozoïque - Cénozoïque est estimé comme *tropical*, ayant évolué en climat *tempéré continental* au Tertiaire et Quaternaire.

L'étude du profil d'altération post hercynienne a été réalisé dans la partie superficielle du massif des gabbros, récemment découvert par l'exploitation. La profondeur de la couche d'altération varie d'un endroit à l'autre entre 10 et 40 m et jusqu'à 50 m. Nous avons décrit et étudié le profil sur 3 gradins, jusqu'à une profondeur de 40-45 m environ.

2.2.2.2 Altération "moderne"

Le point novateur de notre travail est l'étude de l'altération moderne selon l'année d'exploitation des différentes parties de talus. Nous avons eu cette possibilité d'étudier des talus datant de divers âges d'exploitation grâce à l'histoire respectable de la mine. Malheureusement, des talus datés des années 50 et plus anciens encore ont été détruits récemment par l'exploitation et notre étude ne pouvait porter que sur des talus qui ont seulement 25 ans.

Les conditions climatiques sont celles d'une zone tempérée continentale, avec des variations thermiques de grande amplitude, un rôle important du processus de gel/dégel et des précipitations modérées. Dans ces conditions, nous observons une prédominance des processus de désintégration physique des roches et le développement intensif de la fracturation. Nous ne sommes pas en mesure d'estimer l'état initial du talus en découverte qui résulte de la méthode d'exploitation (utilisation de l'explosif, etc...). On peut supposer seulement que cette méthode est la même au fil des années et nous partons donc d'un état initial équivalent pour tous les points de nos études.

Nous avons choisi pour cette étude 8 zones (figure 16) dans les talus du **flanc ouest** de la mine : 4 dans les *gabbros* et 4 dans les *péridotites*. Pour ces deux types de roches, les zones retenues correspondent à des talus découverts :

- en 1968 - 69,
- en 1975 - 76,
- en 1985 - 86,
- en 1992 - 93.

Les résultats de l'étude des propriétés physiques et mécaniques de la matrice rocheuse ainsi que de la fracturation du massif pour les différents états d'altération seront présentés ci-dessous.

Pour avoir la possibilité de comparer correctement les résultats obtenus, nous nous sommes fixé un certain nombre de contraintes : premièrement, toutes les zones sont situées à une profondeur absolue par rapport à la surface du jour entre 50 et 65 m, c'est à dire au dessous de la profondeur maximale du profil d'altération post hercynienne. Donc au moment de la découverte par l'exploitation, la roche pouvait être considérée comme saine. D'autre part, nous avons judicieusement choisi des roches (*gabbros* et *péridotites*) de même type pétrographique pour les différentes zones étudiées.

Pour chaque zone, nous avons mis en oeuvre une méthode d'étude qui peut se résumer comme suit :

- description géologique de la zone observée;
- levé systématique de la fracturation;
- sclérométrie et rugosimétrie sur les surfaces correspondant aux différentes familles de fractures, avec une attention particulière pour le remplissage des fractures;
- prise de photos à une échelle fixe et connue, avec pour chaque cliché repérage sur le terrain des principales familles de fractures;
- prise d'échantillons pour l'analyse en laboratoire des propriétés pétrographiques et physico-chimiques des roches : 3-4 blocs pour chaque zone étudiée.

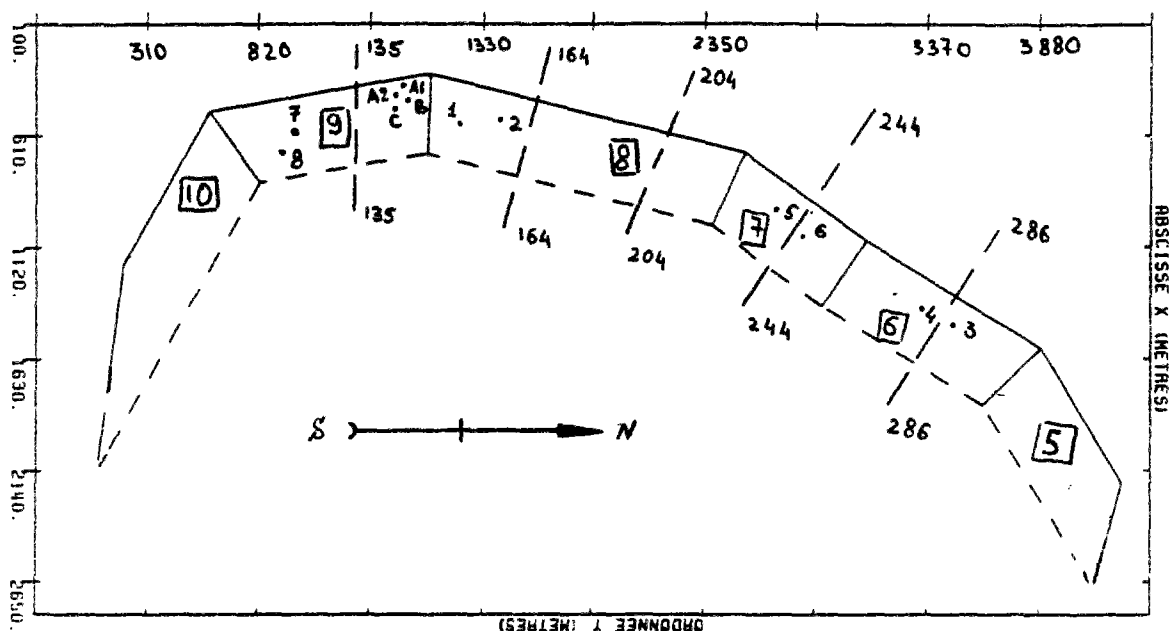


Figure 16 : Disposition des zones d'études effectuées en 1993 dans la mine de Bagenovskoe, Oural

1 à 8 Zones d'études des gabbros et des péridotites sur le terrain, qui correspondent à des âges d'exploitation de 1968 à 1993 ; -135 : numéros des profils pour des calculs de stabilité (BISHOP), [6] numéros des secteurs attribués par le logiciel DEGRES.

2.2.3 Aspect pétrographique de l'altération des roches du massif

Pour décrire l'altération et les processus de transformations minéralogiques des roches du gisement de Bagenovskoe, nous avons utilisé la description des lames minces, l'analyse de la composition minéralogique par rayons X (R-X), l'étude qualitative et quantitative de microstructure et de microporosité par microscopie électronique à balayage (MEB).

Remarque : à partir d'ici et dans toutes les descriptions postérieures nous allons utiliser pour les points d'observation et les échantillons la nomenclature suivante: **X/Y.Z**. **X** est un numéro ou une lettre définissant un point d'étude et de prélèvement d'échantillon ; **Y** est le numéro du bloc échantillon prélevé dans le point concerné et **Z** est le numéro de l'échantillon (en forme de carotte) qui a été préparé à partir d'un bloc. Les numéros (ou lettres) décrivant des points ont la signification suivante :

- 1 - gabbros, exploitation 1985-86,
- 2 - péridotites, exploitation 1985-86,
- 3 - gabbros, exploitation 1968-69,
- 4 - péridotites, exploitation 1968-69,
- 5 - gabbros, exploitation 1975-76
- 6 - péridotites, exploitation 1975-76,
- 7 - gabbros, exploitation 1992-93,
- 8 - péridotites, exploitation 1992-93,
- 9 - serpentinites, prélevées dans la partie d'exploitation récente,
- 0 - péridotites faiblement serpentinisées, prélevées dans la partie d'exploitation récente,
- A - gabbros issus du profil d'altération, prélevées en profondeur de 2,5 à 10 m,
- B - gabbros du profil d'altération, profondeur 15 - 25 m,
- C - gabbros de profil d'altération, profondeur 30 - 45 m.

2.2.3.1 Description des lames minces

La majeure partie des lames minces a été préparée et décrite au Laboratoire de Mécanique des Roches de l'Université de Moscou avec l'aide précieuse du Professeur E.N.Kolomensky. Nous présentons ici seulement les remarques générales concernant l'état des transformations minéralogiques dans les gabbros et péridotites serpentinisées. Les descriptions complètes des lames minces types pour chaque point de prélèvement des échantillons, ainsi que des photos, sont présentées en annexe 1.

Série des gabbros

Dans toutes les lames minces des gabbros, on peut constater la présence plus ou moins importante de minéraux secondaires, liés aux transformations hydrothermales secondaires des gabbros d'origine. En effet, c'est seulement pour des roches fortement altérées que l'importance des transformations secondaires s'efface en faveur des transformations minéralogiques liées à l'altération.

Les minéraux secondaires des gabbros sont assez nombreux. Sur les plagioclases on observe le développement de minéraux du groupe de l'épidote, le plus souvent la clinozoïsite d'un caractère aphanitique, se présentant au microscope comme une masse sombre bleuâtre. Les pseudomorphoses de ce type portent le nom de saussurite et on dit que le gabbro est plus ou moins saussuritisé. Avec les épidotes on voit assez souvent de fines lamelles de séricite, qui se forment à partir des feldspaths, qui sont toujours présentes à côté des plagioclases même basiques.

Sur des pyroxènes d'origine on observe le développement d'aiguilles d'amphiboles (hornblende vert-clair), qui à leur tour plus tard dans le cycle des transformations secondaires sont remplacées par de la trémolite-actinote et puis de la chlorite. Cette amphibolitisation des pyroxènes donne une couleur spécifique verte à la roche. Ces transformations des pyroxènes ont pour nom l'ouralitisation et les gabbros peuvent être caractérisés comme plus ou moins ouralitisés. Ce terme a d'ailleurs été élaboré pour le cas des gabbros de l'Oural Central, d'où le nom de cette roche. Nous avons donc eu l'opportunité d'observer le cas classique des gabbros ouralitisés.

Parmi les plus importants minéraux accessoires, nous avons observé des minéraux métalliques (ilménite, magnétite et pyrite secondaire hydrothermale) ainsi que des grenats.

La microtexture des gabbros est le plus souvent gabbroïque, c'est à dire sans préférence formelle de cristallisation entre les pyroxènes et plagioclases, parfois (mais assez rare) elle est hypidiomorphe avec un idiomorphisme préférentiel pour des pyroxènes orthorhombiques. Par la taille des grains nous avons distingué des gabbros à gros grain (2 cm - 5 mm) et à grain moyen (1 - 5 mm).

Les minéraux d'altération apparaissent remarquablement dans des lames minces des séries prélevées dans le profil d'altération (échantillons A - C/...) et dans quelques échantillons de l'exploitation de 1968 (échantillons 3/...). Ils sont représentés par des minéraux argileux : chlorite (en quantité importante, halloysite et kaolinite (moins présents) et des hydroxydes de fer à la base des minéraux accessoires métalliques.

Série des péridotites

Comme nous l'avons déjà décrite (voir paragraphe 2.2.1.2) la série ultrabasique du massif est constituée de diverses roches : dunites (avec moins de 15 % d'olivine) et péridotites proprement dites (hartzburgites à pyroxène orthorhombique, verlites à pyroxène monoclinique et lherzolites

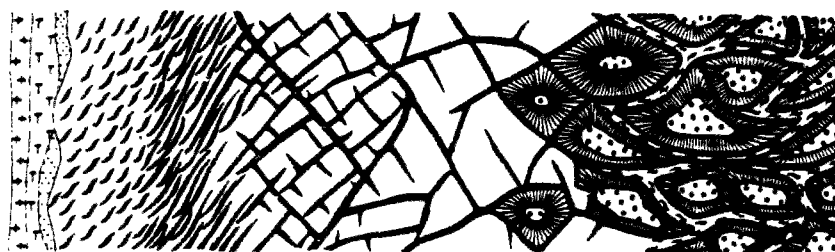
à deux pyroxènes) ainsi que pour la plus grande partie du massif, des roches ultrabasiques métamorphisées (serpentinisées) : épidunites serpentinisées et épipéridotites serpentinisées.

Nous avons étudié la partie du massif constituée de péridotites (hartzburgites) serpentinisées. Le degré de serpentinisation est très varié (avec de 5 à 35 % de minéraux d'origine). Pour avoir des résultats d'études d'altérabilité comparables, nous avons soigneusement choisi des péridotites moyennement serpentinisées (avec 10 - 15 % des minéraux d'origine).

Les péridotites non serpentinisées contiennent des olivines de type forstérite (Mg) avec pas plus de 7-8 % de fayalite (Fe) [86] et des pyroxènes orthorhombiques de type hypersthène et, plus rare, enstatite. Il existe toujours des grains idiomorphes de spinelle chromifère accessoire. Mais dans les péridotites serpentinisées la partie la plus importante est composée de minéraux du groupe des serpentines (antigorite, chrysotile et lizardite) qui remplacent les olivines et parfois les pyroxènes, ainsi que de la bastite qui remplace systématiquement les pyroxènes orthorhombiques.

La serpentinisation des péridotites a eu lieu en deux étapes : l'étape *autométamorphique* avec le développement préférentiel de lizardite (plus rarement d'antigorite) en forme de mailles de filet et ensuite l'étape *allométamorphique*, quand la structure maillée de la serpentine primaire est complétée par diverses formes de serpentine secondaire (antigorite et chrysotile). On peut distinguer clairement au microscope les différentes générations de serpentines, ainsi que les noyaux des reliques d'olivine, remplacés par l'antigorite ou le chrysotile et les reliques des pyroxènes, remplacés par la bastite en mailles de filets.

Parmi les minéraux accessoires, nous observons une quantité importante de minéraux « métalliques » : spinelle chromifère et chromite. Parmi les minéraux accessoires secondaires d'origine hydrothermale on peut voir certains carbonates (dolomite et magnésite) et des minéraux du fer (magnétite).



1 - péridotites serpentinisées (les noyaux); 2 - serpentinites chrysotilisées (les épontes des veines d'amiante); 3 - veines d'amiante; 4 - filons en coulisse de l'amiante; 5 - roches talc-carbonates; 6 - serpentinites recristallisées à antigorite; 7 - granitoïdes; L1 - lizardite de première génération; L2 - lizardite de deuxième génération; Ch - chrysotile; A1 - antigorite de première génération.

A - zone d'intercalation : L2 (la majorité) + Ch		+ A1 et L1 (dans les noyaux),
B - zone des filons fins : L2 (la majorité) + Ch	Ch (la majorité)	+ L1 (dans les franges),
C - zone en filet fin : Ch (la majorité) + L2		+ L2 (à l'intérieur des veines)
D - zone en filet grossier : Ch (la majorité) + L2		
E - zone des veines frangées :		

Figure 17 : Schéma de la zonation et du contenu minéralogique des serpentinites - Mine de Bagenovskoe, Oural (d'après Zoloev, [86])

L'altération moderne (d'après l'analyse des lames minces de la série 4 - exploitation 1968) est très faiblement développée au niveau pétrographique. Nous pouvons constater seulement la diminution de la taille des grains des serpentines (développement de la fracturation intergranulaire), l'apparition de couleurs brunes liées à l'hydratation des minéraux de fer et les déformations mécaniques des cristaux de carbonates.

La microtexture des péridotites est typique des roches serpentinisées, avec des mailles de filet et des cordons de minéraux de serpentine et les noyaux idiomorphes des reliques des minéraux d'origine. On peut définir cette microtexture comme poecilitique.

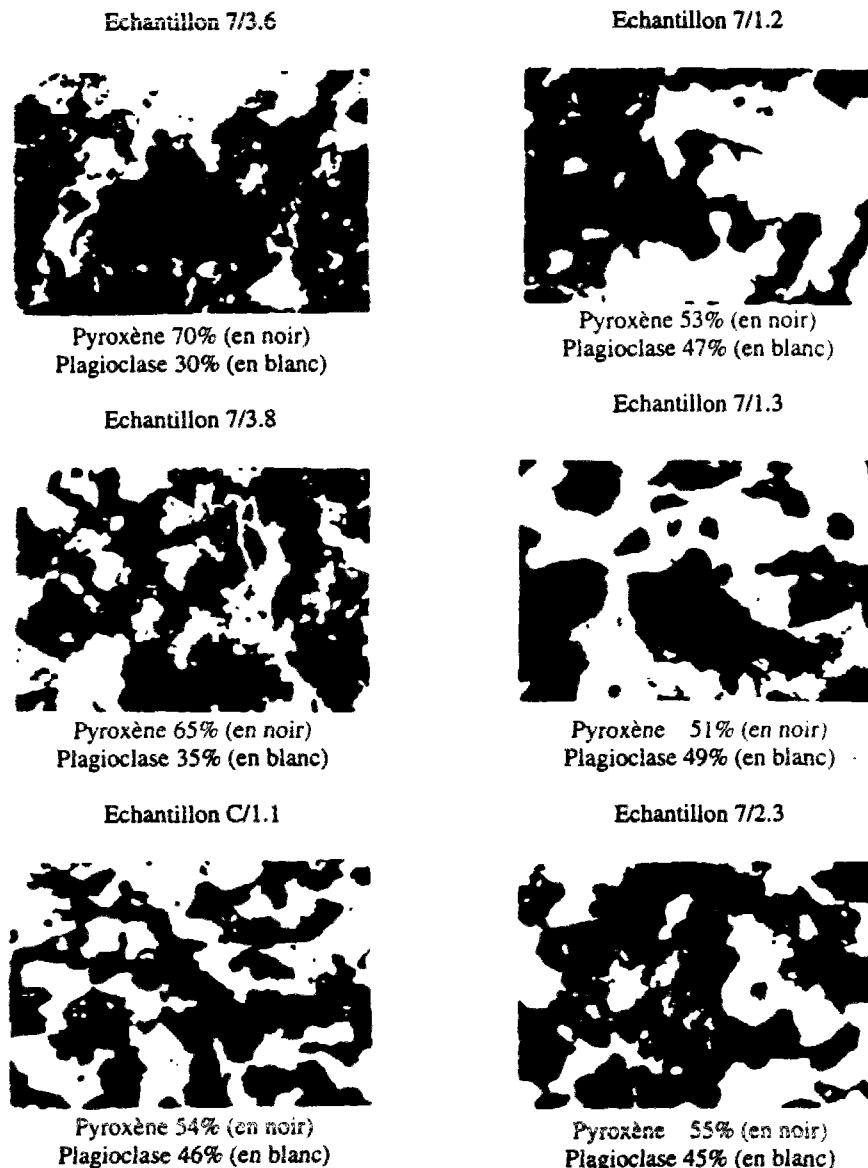


Figure 18 : Etude quantitative du contenu minéralogique des gabbros par analyse d'image

Discussion

D'un point de vue minéralogique on peut conclure que l'altération moderne (pour des échantillons prélevés au dessous du profil d'altération post hercynienne) est presque inexistante ou invisible dans les lames minces. Quand aux autres échantillons, prélevés dans le profil d'altération ancien (cas des gabbros) ils ont hérité de fortes transformations minéralogiques

primaires (plagioclases → épidotes et pyroxènes → amphiboles) ainsi que secondaires (amphiboles secondaires, minéraux argileux, etc...).

2.2.3.2 Calcul du contenu minéralogique des gabbros

Dans le cadre des études en laboratoire des propriétés ultrasonores des roches et pour pouvoir définir l'indice de continuité (voir paragraphe 4.1.5.2) des gabbros nous avons besoin de préciser la composition minéralogique de chaque série d'échantillons. Pour cela nous sommes passés par deux étapes successives :

- initialement, par les moyens de l'analyse morphologique d'image (des photos des surfaces polies) nous avons défini le pourcentage respectif d'une phase claire, représentée approximativement par des plagioclases et d'une phase sombre, composée par des pyroxènes (voir figure 18);
- ensuite, en lames minces, par l'analyse qualitative et des estimations approximatives des aires des diverses phases minéralogiques nous avons déduit le caractère et la répartition des transformations secondaires des minéraux d'origine (l'épidotisation des plagioclases et l'amphibolitisation des pyroxènes).

Le résultat de cette étude spécifique (voir tableau 6) est le pourcentage relatif (bien évidemment les chiffres sont approximatifs) de chaque composant de la roche (plagioclase + épidote et pyroxène + amphibole).

n° d'échantillon	Plagioclase	Epidote	Pyroxène	Amphibole
C / 1	0	46	54	0
7 / 0	30	10	30	30
7 / 1	23	25	52	0
7 / 2	25	20	55	0
7 / 3	17	15	30	38

Tableau 6: Contenu approximatif (en %) des différentes phases minéralogiques dans les gabbros du massif de Bagenovskoe

2.2.3.3 R-X

L'analyse par les rayons X des échantillons en provenance de la mine de Bagenovskoe a été effectuée à deux reprises. A l'Université de Moscou nous avons étudié la première série d'échantillons : gabbro altéré, gabbro non altéré, périclase moyennement serpentinisée et serpentine. La seconde série (gabbro faiblement altéré et fortement ouralitisé, gabbro moyennement altéré et moyennement ouralitisé et périclase moyennement serpentinisée) a été étudiée au CGI.

Malheureusement, par manque d'échantillons nous avons effectué l'analyse d'un seul échantillon de chaque type. Nous ne sommes donc pas en mesure de tirer des conclusions autres que l'approbation du contenu minéralogique, défini déjà par l'étude des lames minces, ainsi que quelques remarques concernant des minéraux argileux.

Nous pouvons constater par exemple que le contenu en minéraux argileux des gabbros que nous avons considérés comme non et faiblement altérés est assez important (jusqu'à 5 %), tandis qu'en lames minces ils ne sont pas tellement marquants. L'analyse de la lame d'argile pour des gabbros démontre que parmi les minéraux argileux il y a de la kaolinite, de l'halloysite, de la chlorite et un peu de montmorillonite.

Dans des gabbros altérés (issus du profil d'altération post hercynienne), la part des minéraux argileux représente jusqu'à 10-12 %. Une grande partie de la chlorite est remplacée par de la vermiculite car les molécules de $Mg(OH)_2$ rentrent entre les feuillets de la chlorite d'origine. L'halloysite conserve son rôle dominant, la kaolinite est également présente. Dans le cas de l'altération moderne l'apparition des minéraux argileux est minime et nous ne sommes pas en mesure d'estimer leur rôle dans les transformations géotechniques.

2.2.3.4 Microscopie électronique

La microscopie électronique nous a permis d'effectuer une analyse de la micromorphologie et de la structure de la porosité des roches de Bagenovskoe.

L'ensemble de ces études a été effectué dans le laboratoire de microscopie électronique de l'Université de Moscou par Dr. V.N.Sokolov.

La micromorphologie des roches peut jouer un rôle essentiel dans les propriétés physico-mécaniques de celles-ci. Les résultats de l'étude de la micromorphologie peuvent être classés en deux types :

- les résultats qualitatifs : les photos à l'échelle microscopique nous permettent de visualiser la micromorphologie de la roche et de comprendre ainsi la disposition relative dans l'espace des agrégats minéraux et des pores.
- les résultats quantitatifs : l'analyse structurale des images obtenues par le MEB permettent de calculer la porosité, ainsi que le diamètre, la superficie et le périmètre moyen des pores, le coefficient de filtration imaginaire de la roche (calculé à partir d'un modèle idéal de réseaux de micropores), le facteur de forme des pores ainsi que leur anisotropie.

La porosité totale n (en %) est calculée comme :

$$n = \frac{\sum S_i}{S_f} * 100 \quad (2.1)$$

où $\sum S_i$ est la surface totale des pores et S_f la surface du champ de vision. Tous les calculs ont été faits pour différents grossissements (250, 1000 et 5000 fois) et ensuite moyennés.

La notion de facteur de forme K_f des pores est définie à partir du rapport entre la surface du pore et celle du cercle de même périmètre. La classification généralisée des pores selon le facteur de forme est la suivante :

- $0,6 < K_f < 1$: pore (ou particule) isométrique
- $0,1 < K_f < 0,6$: pore anisométrique
- $K_f < 0,1$: pore de forme irrégulière

Enfin, le coefficient d'anisotropie K_a est égal à la somme des petits diamètres a sur la somme des grands diamètres b , exprimé en pourcentage.

Cas des gabbros

Nous avons analysé 3 échantillons de gabbros : le premier prélevé à une profondeur de 5 m. dans le profil d'altération, le second à une profondeur de 12 m et le dernier à une profondeur de plus de 45 m. Nous les appelons ensuite respectivement : gabbro altéré, semi altéré et sain. Mais

en fait, même les gabbros à 5 m. de profondeur ne portent pas beaucoup de traces visibles de l'altération.

La microstructure des gabbros altérés (voir Annexe 2.1) sur les photos au MEB paraît moins dense, avec une grande quantité de petits cristaux tabulaires d'amphiboles, qui ont leurs limites isométriques et arrondies. Les reliques des grands cristaux de pyroxènes ou de plagioclases sont presque invisibles sous l'enveloppe d'amphiboles. Les minéraux argileux sont présents en quantité modeste et ont un aspect de « poussière » qui recouvre les autres cristaux.

Pour les gabbros semi altérés, les amphiboles sont en quantité moins importante et leur forme plus abrupte, les cristaux de pyroxènes et de plagioclases sont bien visibles et leur surface est assez fortement fracturée. Les argiles couvrent les grains en suivant dans leur formation les traces des clivages.

Enfin, dans les gabbros non altérés, les amphiboles sont davantage prises dans la structure de la matrice et non en forme d'enveloppe des grands cristaux reliques. Ces derniers sont presque intacts et montrent un excellent clivage non ouvert. Les rares argiles sont très fines et ne sont pas regroupées.

Roche	Porosité totale (%)	Diamètre moyen (μm)	Superficie moyenne (μm ²)	Périmètre moyen (μm)	Surface spécifique (1/μm ²)	Coefficient de filtration (*10 ⁻³ mD)	Facteur de forme moyen	Classification par le facteur de forme	Coefficient d'anisotropie (%)
A/1-gabbro altéré. prof. 5m	7.7	0,27	0,21	1,89	0,49	1.29	0.25	anisométrique	13,2
A/3-gabbro 1/2 altéré. prof. 15m	3.0	0.20	0.07	1.64	0.59	0.36	0.53	anisométrique	12.9
5/2-gabbro non altéré. prof. > 50m	1.6	0,27	0,08	2,14	0,39	0,0217	0,35	anisométrique	15.5
8/3 péridotite non altérée	2.4	0.13	0.02	0.83	0,36	0,0336	0.53	anisométrique	0.4
9/1 serpentinite non altérée	2.5	0.16	0.03	1,33	0.29	0,0162	0.45	anisométrique	12.9

Tableau 7 : Caractéristiques de la microporosité des roches de la mine Bagenovskoe

En ce qui concerne l'évolution des paramètres de microporosité (voir tableau 7) nous constatons surtout une nette diminution de la porosité totale : 7,7 % pour des gabbros altérés, 3 % pour semi altérés et seulement 1,6 % pour des gabbros sains. Le coefficient de filtration montre le même effet (1,3 ; 0,4 et 0,02 *10⁻³ millidarcy respectivement). D'autres paramètres ne changent pas sensiblement en fonction de l'état d'altération. La forme des pores reste toujours anisométrique et le coefficient d'anisotropie varie autour de 13 %.

Cas des péridotites

En ce qui concerne les péridotites, deux types d'échantillons ont été analysés : péridotites moyennement serpentinisées et fortement serpentinisées (voir Annexe 2.2).

Dans le premier cas nous pouvons distinguer encore la présence de cristaux d'olivine et de pyroxène (ces derniers avec un bon clivage ouvert), enveloppés et même traversés par des masses de minéraux de serpentine. La serpentine est présente sous différentes formes : de l'agglomération de globules à une masse en microlamelles. La présence de minéraux argileux ne peut pas être définie avec certitude.

Le second cas est un exemple classique de la structure microscopique des serpentinites. Ici nous pouvons définir deux générations de minéraux de serpentine : des grains de chrysotile ou d'antigorite (second stade de serpentinisation), enveloppés par un « manteau » de lizardite du premier stade de serpentinisation (ce qui donne en lame mince l'aspect en mailles de filet). Aucune trace des reliques des olivines ou pyroxènes, ni des minéraux argileux n'est visible.

Les paramètres de la microporosité (voir tableau 7) sont assez proches dans les deux cas : la porosité totale est de 2.5%, le coefficient de filtration est de l'ordre de $0,01 \text{ à } 0,03 \cdot 10^{-3} \text{ mD}$ et le facteur de forme moyen est de 0,5. La seule différence est le coefficient d'anisotropie qui, pour le cas des péridotites est de 0,4 % (les pores n'ont pas d'orientation préférentielle) et pour des serpentinites s'élève jusqu'à 13 % (à cause d'une meilleure « structuration »).

2.2.4 Evolution des caractéristiques physiques et mécaniques des roches liée à l'altération

Tout en restant dans le domaine de la matrice rocheuse nous allons présenter maintenant les résultats de l'étude des propriétés physiques et mécaniques des roches du massif de Bagenovskoe. Ces études ont été menées essentiellement dans les laboratoires géomécaniques de la Faculté Géologique de l'Université de Moscou sur des échantillons prélevés au cours des travaux de terrain de l'été 1993.

En tout, près de 200 **échantillons** ont été préparés (en forme de carottes de diamètre $D=3,5$ cm et de longueur comprise entre $1D$ et $2D$) et testés, soit quelques 5-10 échantillons pour chaque **bloc** de roche et 2-3 blocs par **point** d'étude (rappelons que nous avons étudié 8 points pour l'altération « moderne » et 4 points pour l'altération post hercynienne). Dans une première étape d'interprétation, les résultats pour chaque bloc de roche ont été l'objet d'un traitement statistique et les valeurs moyennes de chaque bloc ont été retenues. Ensuite, sur la base des valeurs retenues pour les blocs, pour chaque point nous avons calculé les valeurs moyennes ainsi que les écart-types des propriétés étudiées.

On peut discuter la légitimité de ce dernier pas dans la mesure où il n'existe pas parmi des blocs prélevés dans la même zone deux qui soient absolument identiques par la pétrographie et la position dans le massif (par rapport à des zones tectoniques de comportement spécifique, ou de l'altération différentielle). Mais cette approche se justifie quand même par la nécessité de définir l'évolution de l'altération point par point, c'est pourquoi nous avons fait l'effort de placer les points d'étude dans les zones de pétrographie, de métamorphisme et de tectonique relativement semblables.

Pour caractériser l'évolution des propriétés de la roche en fonction de l'altération, nous avons choisi parmi les différentes possibilités de présentation quantitative (voir paragraphe 1.2.6.) les notions suivantes :

- Pourcentage de perte **Ap** de la caractéristique **F**. On utilise ce paramètre dans le cas de l'altération « moderne » et pour un profil d'altération post hercynienne.
- Résistance de la roche à l'altération **P**. Nous pouvons obtenir la valeur de **P** seulement pour le cas où nous connaissons le temps réel qui sépare le début du processus d'altération du moment d'estimation. Ceci nous a permis d'utiliser ce paramètre pour caractériser la vitesse d'altération « moderne ».
- Enfin, le degré d'altération **Ad** a été utilisé pour le cas du profil d'altération posthercynienne, pour lequel nous avons la valeur de départ (roche saine) de la caractéristiques **F**, la valeur finale (la roche est considérée comme altérée) et bien sûr la caractéristique du point étudié pour une position (profondeur) donnée dans le profil d'altération.

Tous les résultats (en valeurs moyennes pour chaque point) de cette étude sont présentés dans le tableau 8

Points d'échantillonnage	N° de bloc	Nbre d'éch.	γ (g/cm ³)	Vp (m/s)	E din, ($\times 10^4$ Mpa) moyen	Rc (MPa)	Rt (MPa)
Altération moderne Gabbros							
exploitation 1968-69	3	17	2,09 - 3,10 3,04	7870-5740 6410	10,4	220-83 160 (12)	36-16 29,5 (5)
exploitation 1975-76	5	12	3,07 - 3,22 3,15	7700-5950 6710	11,1	245-160 197 (7)	34-26 30 (5)
exploitation 1985-86	1	15	3,12 - 3,21 3,17	7160-6610 6980	12,1	282-212 244 (10)	38-22 31,5 (5)
exploitation 1992-93	7	20	3,11 - 3,28 3,18	7300-6150 6920	12,9	276-232 258 (13)	38-27 33 (7)
Péridotites							
exploitation 1968-69	4	20	2,66 - 2,92 2,72	6770-4850 5300	6,6	206-178 186 (13)	37-11 22 (7)
exploitation 1975-76	6	13	2,77 - 2,82 2,78	6540-5480 5970	7,1	218-172 194 (8)	31-20 22,5 (5)
exploitation 1985-86	2	21	2,68 - 2,85 2,79	6180-4060 6040	7,8	287-145 197 (14)	31-19 24 (7)
exploitation 1992-93	8	18	2,59 - 2,95 2,89	7090-6050 6580	9,3	230-197 218 (11)	29-24 26,5 (8)
Profil d'altération post hercynienne							
niveau 2-5 m	A1	9	2,75 - 2,86 2,82	4510-3160 4200	4,7	103-94 97 (6)	12-10 11 (3)
niveau 5-10 m	A2	13	2,96 - 3,12 3,08	6540-5220 5970	9,0	202-167 175 (9)	24-13 17 (4)
niveau 10-25 m	B	17	3,05 - 3,27 3,13	7530-5570 6090	9,7	230-138 186 (11)	34-20 27 (6)
niveau 25-40 m	C	16	3,09 - 3,23 3,15	7870-5560 6460	11,5	256-179 239 (11)	37-18 28 (5)

Tableau 8 : Propriétés physico-mécaniques des roches, mine d'Asbeste (Oural)

Première ligne : valeurs maximale et minimale des paramètres mesurés ; deuxième ligne : valeur moyenne. Pour la résistance à la compression Rc et la résistance à la traction Rt, entre les parenthèses : le nombre d'échantillons testés.

2.2.4.1 Propriétés physiques et mécaniques des roches

Le poids volumique a été obtenu par mesures directes du volume et du poids des échantillons. Pour des gabbros il varie dans le profil d'altération de 2,82 g/cm³ à une profondeur de 2-5 m de la surface du jour à 3,15 g/cm³ à la profondeur de 25-40 m, avec une forte chute de ce paramètre au dessus de la profondeur de 7 m.

En ce qui concerne l'altération moderne des gabbros, la valeur γ de la roche absolument saine s'élève à 3,18 g/cm³ et en 25 ans d'altération météorique (pour des talus de l'exploitation 1968-69) cette valeur descend jusqu'à 3,04 g/cm³ (soit 4,5 % de perte). On observe l'accélération sensible de la diminution de γ après 18-19 ans d'altération. On rappelle que pour établir ce résultat tous les échantillons ont été prélevés sous la limite du profil d'altération post hercynienne et hors des zones d'accidents tectoniques majeurs (autant qu'on puisse en juger sur le terrain).

Dans le cas des péridotites, la dégradation de poids volumique en 25 ans atteint 5,3 % (de 2,89 g/cm³ à 2,72 g/cm³) avec l'accélération de dégradation de γ plutôt dans les 5-6 premières années.

Les valeurs de la porosité totale des roches étudiées sont très faibles et par conséquent peuvent assez difficilement être obtenus par des mesures directes. Elle est de l'ordre de 1,5 - 2% pour les gabbros et les péridotites non altérés. Pour des gabbros en provenance de la partie

supérieure du profil d'altération, la porosité totale s'élève jusqu'à 7 - 10 %. Les variations de la porosité en fonction du temps d'altération météorique ne peuvent pas être estimées avec certitude.

Parmi les caractéristiques de la résistance mécanique des roches nous avons mesuré les valeurs de la résistance à la compression simple R_c et de la résistance à la traction R_t (voir tableau 8). Ensuite, les mêmes caractéristiques ont été obtenues pour des roches saturées (R'_c et R'_t) et enfin, à partir des couples respectifs de valeurs, nous avons calculé les coefficients de dégradation de la roche dans l'eau $C_{deg}R_c$ (R'_c / R_c) et $C_{deg}R_t$ (R'_t / R_t). Selon la valeur de C_{deg} les roches peuvent être classées (SNIP II 1-B, [73]) comme :

- $C_{deg} > 0,75$ roche non dégradable dans l'eau
- $0,65 < C_{deg} < 0,75$ roche peu dégradable dans l'eau
- $C_{deg} < 0,65$ roche dégradable dans l'eau

Les gabbros du massif de Bagenovskoe sont spécialement réputés comme étant très résistants. Le test de R_c a été effectué sur une presse classique de 30 T. Un rapport d'environ 1 entre la longueur et le diamètre est recommandé par le Registre des Normes SU [73] mais d'après notre expérience les valeurs obtenues sont légèrement surestimées. En état non altéré, elles atteignent 260 MPa de résistance à la compression simple. Dans le profil d'altération, à une profondeur de 5 m correspondant à l'altération maximale, ils perdent presque 65 % par rapport à la valeur initiale (R_c inférieur à 100 MPa). Dans le cas de l'altération moderne des gabbros, en 25 ans ils perdent jusqu'à 40 % de R_c , en descendant à 150 - 160 MPa. Les péridotites quant à elles en 25 ans d'altération météorique perdent seulement 12 - 15 % de R_c (avec une valeur initiale de 220 MPa à 185 MPa).

En ce qui concerne la résistance à la traction, cette mesure a été effectuée selon la méthode brésilienne sur une presse de 10 T. Pour les gabbros de profil d'altération R_t diminue de 65 % environ (de 30 MPa à la profondeur de 45 m à 10 MPa à la profondeur de 5 m). Dans le cas des gabbros qui ont subi l'altération moderne entre 1968 et 1993, la perte est seulement de 10 % (valeur minimale de 28 - 30 MPa). Les péridotites perdent jusqu'à 15 % de leurs valeurs de R_t en 25 ans (de 27 à 22 MPa environ).

La vitesse de dégradation des paramètres de résistance à la compression et à la traction pour le cas de l'altération moderne des gabbros et des péridotites peut être considérée comme stable. Dans le profil d'altération les valeurs de R_c et R_t chutent brusquement pour les profondeurs inférieures à 8 m environ.

Les caractéristiques de résistance des roches saturées ont été obtenues à l'aide de la méthode classique : les échantillons ont subi une imbibition progressive sous vide durant trois jours et ensuite ont été testés avec les mêmes presses que les roches sèches. Pour le cas de l'altération moderne, les valeurs minimales des coefficients de dégradation des paramètres de résistance mécanique dans l'eau s'élèvent à 0,75 pour le $C_{deg}R_c$ et à 0,70 pour le $C_{deg}R_t$ dans les gabbros. Pour les péridotites, ils sont respectivement de 0,62 et de 0,90. Les roches ayant subi l'altération météorique peuvent être considérées comme pas et peu dégradables dans l'eau. Par contre, en ce qui concerne la dégradation des gabbros du profil d'altération, les roches en provenance de la couche supérieure du profil (moins de 5 m de profondeur) possèdent respectivement un C_{deg} de 0,48 et 0,64, ce qui les place parmi les roches dégradables dans l'eau.

2.2.4.2 Propriétés ultrasonores des roches

Dans cette partie du travail, nous présentons les résultats de l'auscultation ultrasonore effectuée au Laboratoire de Mécanique des Roches de l'Université de Moscou. Ce test nous permet juste d'évaluer les valeurs des vitesses longitudinales (V_p) et transversales (V_s) de

propagation des ultrasons dans des échantillons cylindriques de roches. On peut ainsi calculer la valeur du coefficient de Poisson (ν) et celle du module d'Young dynamique :

$$E_{\text{dyn}} = V_p^2 \cdot \gamma \cdot \frac{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}{1 - \nu} \quad (2.2)$$

où E_{dyn} est le module d'élasticité dynamique (module d'Young) et γ est la masse volumique de la roche.

D'autres caractéristiques obtenues par une auscultation ultrasonore plus avancée (vitesses ultrasonores sous contrainte, indice de continuité, etc.) ont été employées au cours de l'étude de l'altération des roches en laboratoire. Nous allons présenter les méthodes utilisées dans le paragraphe 4.1.3.4.

La vitesse de propagation des ondes longitudinales (V_p) des gabbros non altérés a été évaluée à 6900 m/s, et la vitesse des ondes transversales (V_s) est de 4100 m/s. Ces valeurs paraissent assez élevées par rapport aux V_p et V_s moyennes pour les gabbros du massif de Bagenovskoe (6300 - 6400 m/s et 3700 - 3800 m/s respectivement) trouvées dans la bibliographie. Mais comme nous l'avons déjà souligné, dans l'intérêt de la compatibilité des résultats, nous avons prélevé des blocs de roche sans fractures visibles à l'oeil nu, les plus intacts et par conséquent les plus résistants.

Dans le profil d'altération post hercynienne des gabbros, la valeur de V_p descend jusqu'à 4200 m/s (40 % de perte) et V_s perd 30 % de sa valeur initiale (jusqu'à 2800 m/s). En 25 ans d'altération météorique, la valeur de V_p se dégrade de 7,5 % (jusqu'à 6400 m/s) et la valeur de V_s de 10 % environ (3700 m/s). Les péridotites se montrent plus atténuantes avec des vitesses V_p et V_s en état non altéré respectivement de 6500 et de 3500 m/s. En fonction de l'âge d'exploitation, elles perdent jusqu'à 20 % de V_p et 9 % de V_s .

Le module d'Young E_{dyn} varie de 13 à 10 $\cdot 10^4$ MPa pour les gabbros sous l'influence de l'altération moderne. Dans la partie supérieure du profil d'altération, ce paramètre est seulement de 5 $\cdot 10^4$ MPa. Les péridotites non altérées ont un E_{dyn} de l'ordre de 9 $\cdot 10^4$ MPa et au cours de 25 ans d'altération météorique, celui-ci baisse jusqu'à 6,5 $\cdot 10^4$ MPa.

En ce qui concerne la dynamique de dégradation des propriétés ultrasonores on peut constater qu'en 25 ans d'altération météorique cette dégradation se développe avec une vitesse constante pour les gabbros, comme pour les péridotites. Dans le profil d'altération post hercynienne, on observe la même limite que dans le cas des caractéristiques de résistance mécanique de 7 - 8 m de profondeur, au dessus de laquelle les vitesses mesurées ainsi que le module d'Young chutent brusquement.

Discussion

Nous avons démontré qu'en fonction du développement de l'altération, les propriétés physiques et mécaniques de la matrice rocheuse se dégradent. Dans le profil d'altération post hercynienne cette évolution est très marquée. Cependant, même en 25 ans d'altération météorique, nous constatons une dégradation considérable de tous les paramètres de la roche.

L'ampleur de cette dégradation varie d'un paramètre à l'autre. Il peut atteindre quelques % pour le poids volumique et jusqu'à 60 - 65 % pour la résistance à la compression et certaines caractéristiques ultrasonores.

Les histogrammes (voir figure 19 a.-c.) peuvent nous donner la représentation graphique de cette dégradation des propriétés en fonction de l'état d'altération.

L'analyse de corrélation entre les différentes caractéristiques étudiées démontre qu'il existe une corrélation assez évidente (avec des coefficients de corrélation C_c de 0,55 - 0,65) entre les paramètres de la résistance mécanique et les caractéristiques ultrasonores de la roche, ainsi que entre ces derniers et le poids volumique (C_c est de 0,75 - 0,78).

En ce qui concerne spécialement l'altération moderne, le processus de dégradation chimique et minéralogique pour les deux types de roches est pratiquement inexistant et l'altération physique et mécanique est nette. Il convient de souligner que cette partie de territoire du massif de l'Oural est une « zone climatique tempérée continentale » favorisant l'altération physique, avec spécialement un rôle important des alternances de gel-dégel et des contraintes thermiques favorisant l'ouverture et la dégradation mécanique des joints de grains. Il faut souligner que les gabbros ont une texture grossière qui les rend plus sensibles à l'altération météorique moderne, tandis que des péridotites, avec les grains moins développés, se révèlent moins sensibles à ce processus. L'analyse plus détaillée et la comparaison des comportements des roches étudiées vis à vis des processus de cryoclastie seront présentées dans les chapitres 4 et 5.

2.2.5 Evolution de l'état de fracturation du massif au cours de l'altération

En passant de la matrice rocheuse au massif nous allons donc voir comment l'évolution de l'altération s'exprime dans diverses caractéristiques de fracturation, ceci pour le profil d'altération post hercynienne et pour l'altération moderne. Pour l'étude de la fracturation du massif de Bagenovskoe, nous avons appliqué une méthode classique : le levé systématique des discontinuités, suivi par l'analyse stéréographique et statistique. Cette méthode a été complétée par l'utilisation courante de l'analyse des photos des talus fracturés.

La nécessité de l'application de ces deux méthodes en parallèle est dictée par le fait qu'il est formellement impossible de suivre correctement la ligne des mesures du levé systématique sur des objets aussi grands. Nous étions donc obligés de réaliser des mesures aléatoires sur la surface de talus au point d'étude. Ces mesures sont représentatives en ce qui concerne l'orientation et le pendage des fractures ainsi que leur extension, mais on ne peut pas obtenir des valeurs d'espacement, ni par conséquent des caractéristiques d'intensité de fracturation. Cette tâche, ainsi que la vision générale de l'état de fracturation en fonction de l'altération, a été remplie par l'analyse manuelle et automatique des photos.

2.2.5.1 Présentation de la méthode d'analyse des photos

Cette méthode a été mise au point (dans une variante simplifiée) au cours des études de la stabilité de la mine de Bertholène - Aveyron [62]. Pour le cas de la mine de Bagenovskoe, nous avons élargi les possibilités de la méthode et l'avons dotée d'une analyse automatique de la fracturation à l'aide du logiciel IPS (voir annexe 3)

La première tâche de la méthode présentée concerne le travail *in situ* et comprend :

- la prise de vues du talus fracturé avec une échelle (p.ex. la règle géodésique) fixée sur le talus;
- les mesures de l'orientation et de la pente du talus afin de pouvoir définir la position réelle des discontinuités dans l'espace;
- l'identification des principales familles de discontinuités (3 à 4 en général) et les mesures de l'orientation et du pendage de chacune avec la réalisation de croquis de la surface fracturée.

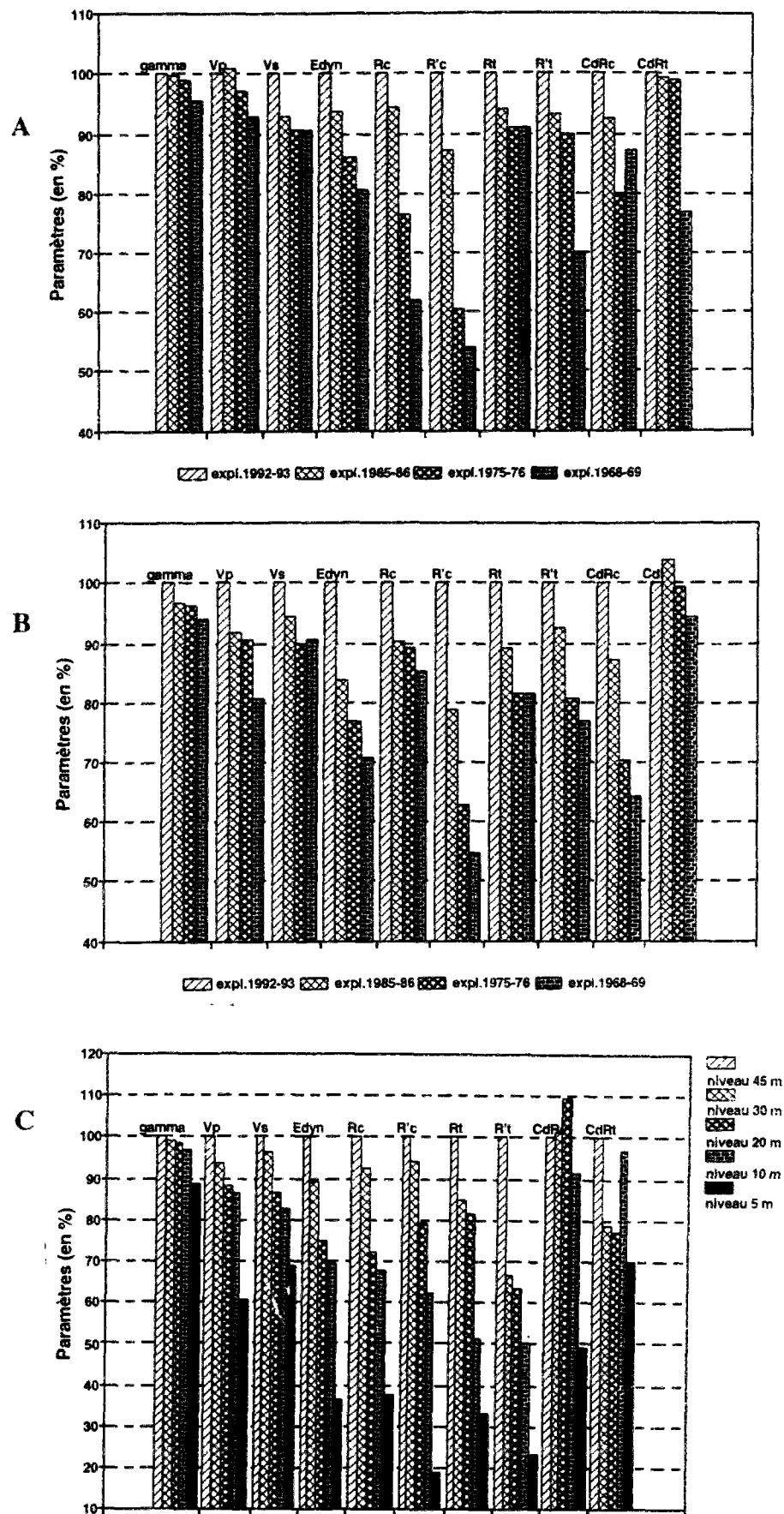


Figure 19 : Histogrammes de la dégradation des caractéristiques physiques et mécaniques des roches de Bagenovskoe

A. altération moderne des gabbros - B. altération moderne des péridotites - C. profil d'altération post hercynienne dans les gabbros

En laboratoire, on réalise le décalquage des photos, la distinction des discontinuités par familles directionnelles (direction apparente) et l'identification à l'aide des croquis des caractéristiques directionnelles réelles de chaque famille. Ensuite, pour chaque famille on définit (comptage direct) les valeurs d'espacement et, à l'aide des formules 1.6 et 1.7 (voir paragraphe 1.1.3.3.), on calcule l'intensité surfacique et volumique de la fracturation.

2.2.5.2 Résultats de l'étude de la fracturation

Les caractéristiques moyennes de la fracturation du massif de Bagenovskoe pour chaque point d'étude sont présentés dans le tableau 9. Dans ce tableau les familles directionnelles sont définies sur la base de l'analyse stéréographique et statistique des données de levés de fracturation. Pour la plupart des points le nombre de familles varie entre 3 et 5. Tous points d'étude confondus, nous pouvons définir 4 familles principales directionnelles, plus 4 familles symétriques des familles principales par rapport au centre :

- 1 : N 100-110 / 65-70 (1-bis : 280-290 / 65-70);
- 2 : N 200-210 / 80-85 (2-bis : 20-50 / 80-85);
- 3 : N 250-260 / 25-30 (3-bis : 70-100 / 25-30);
- 4 : N 340-350 / 70-75 (4-bis : 160-170 / 70-75)

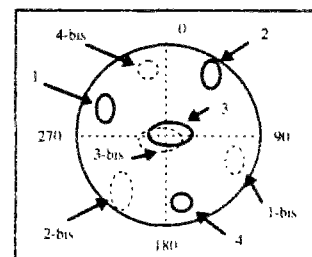


Figure 20. Familles directionnelles des fractures. Totalité des mesures.

Comme nous pouvons donc le constater, le massif est découpé par trois familles sub verticales d'origine tectonique, plus une famille de discontinuités sub horizontales liée à la décompression secondaire du massif.

Pour différentes applications comme par exemple pour des calculs de stabilité à petite et moyenne échelle (logiciel DEGRES) nous avons utilisé un autre regroupement des familles : par couples de points correspondant aux gabbros et péridotites d'une même période d'exploitation (points 1 et 2 pour l'exploitation 1985-86, points 3 et 4 pour celle de 1968-69, etc..., voir tableau 8). Ces points sont le plus rapprochés dans l'espace, ce qui nous permet de les réunir. Par contre la différence entre le massif de gabbros et le massif de péridotites n'est pas décisive et la situation tectonique est commune pour tout le massif entier.

Les valeurs des caractéristiques JCS et JRC des épontes ont été obtenues à partir des mesures sur le terrain. D'un point de vue général, ces valeurs varient plus d'une famille de discontinuités à l'autre que entre les différents points d'étude. Il existe également une dégradation de ces deux paramètres avec la progression de l'altération.

Les valeurs d'espacement sont présentées par couple : l'espacement mesuré manuellement à partir des photos et l'espacement calculé à l'aide du logiciel IPS. Les valeurs de l'espacement calculé (Esp.calc.) sont toujours légèrement supérieures à celles de l'espacement mesuré (Esp.mes.). Cela s'explique par le fait que au cours des mesures manuelles sur les photos nous avons fait la projection de toutes les traces de fractures d'une même famille sur une ligne de mesure perpendiculaire à la direction moyenne de cette famille. Dans le cas de IPS l'espacement se calcule automatiquement comme sur la base d'une valeur moyenne du nombre d'intersections des traces de fractures avec plusieurs lignes de mesure perpendiculaires à la direction d'une famille. L'espacement réel peut varier d'une vingtaine de cm (dans la partie supérieure du profil d'altération des gabbros) jusqu'à 65-75 cm dans des massifs non altérés. L'espacement dans les gabbros est généralement plus grand que dans les péridotites pour un

même état d'altération. Il existe aussi une nette tendance à la diminution des valeurs d'espacement avec le développement de l'altération dans le massif.

Roche	N° du point et l'année de l'exploitation	Famille	JCS (MPa)	JRC	Esp. mes. (m)	Esp. calc. (m)	Ext. min. (m)	Is mes. (n/m ²)	Is calc. (n/m ²)	Iv mes. (n/m ³)	Iv calc. (n/m ³)	Densité (m ⁻³)	φ (°) C = 0	φ moyen (°)
GABBROS	3 1968-1969	138NE68	45	8,7	0,54			3,59	3,10	3,36	2,73	4,11	36	34
		86S76	51	3	0,28	0,35	0,90						33	
		156SW36	16	9	0,28	0,50	1,00						32	
		55NW83			0,32	0,30	1,00							
	5 1975-1976	8SE65	32	12	0,35	0,32	2,10	3,16	2,99	2,62	2,83	3,56	35	33
		20NW55	43	3,6	0,35	0,40	1,30						33	
		79NW80	37	3,3	0,33	0,35	1,30						32	
	1 1985-1986	160NE60	50	17	0,46	0,51	1,15	3,17	3,33	3,05	3,12	3,02	40	39
		26SE78			0,28	0,30	0,95							
		164SW60	59	5	0,33								34	
		35NW42	56	20	0,40	0,37	1,10						42	
	7 1992-1993	83NW85			0,35	0,30	0,95							
		164NE87	58	8	0,60	0,70	1,65	2,68	2,25	2,03	1,98	2,56	36	36
		20SE20	50	8	0,44	0,50	1,50						36	
		130SW78												
		61NW74	56	9,5	0,35	0,40	2,00						37	
GPABOBRIOLS	A1 2 - 5 m.	////	11,2		0,18			5,16				5,14		
		\\ \\	15,5		0,21									
	A2 5 - 10 m.	////	18,9		0,38			3,17						
		\\ \\	23,1		0,27									
	B 10 - 25 m.	75NW55	25,7		0,36			3,18		3,04				
		10W10	18,6		0,31									
		170NE70	24,8		0,32									
	C 25 - 40 m.	90N85	46,9		0,45			2,74	2,43	2,62		3,05		
		60SE45	26,8		0,42	0,45	1,05							
		10NW65	24,3		0,38									
		125SW65	22,2		0,35	0,38	0,90							
PÉRIDOTES	4 1968-1969	143NE61	25	7,5	0,20	0,20	0,60	5,70	7,50	5,37	6,11	5,78	33	33
		60SE70	30	3,5	0,24	0,30	0,65						32	
		180-0W75	58	2,7	0,19								33	
		170-0SW20	31	3,3	0,16	0,10	0,85						32	
	6 1975-1976	142NE79	41	1,1				2,75	3,01			4,51	32	32
		24SE75	35	2,2									32	
		130SW65	20	3,2	0,38	0,30	1,00						32	
		43NW49	36	3,3	0,35	0,37	0,95						32	
		86NNW68												
	2 1985-1986	125NE89	58	3,5	0,42	0,35	0,95	3,22	3,01	2,92	2,83	4,70	33	37
		32SE78	57	14,7									40	
		133SW54			0,36	0,32	0,80							
		35NW38	47	12	0,50	0,60	1,20						37	
		90NNW81			0,35	0,40	1,00							
	8 1992-1993	121NE17	59	20	0,47	0,50	2,70	2,21	1,91	2,02	1,79	2,79	42	37
		130NE84	59	9,3	0,49	0,55	2,30						37	
		84SSE46	29	11	0,63	0,74	1,70						35	
		64NW73	35	9,5	0,58	0,65	1,70						35	

Tableau 9. Caractéristiques de la fracturation du massif de Bagenovskoe

En ce qui concerne les caractéristiques de l'intensité surfacique et volumique de fracturation (également présentées par couples : calculées sur la base des mesures manuelles d'espacement et sur la base des résultats de IPS) nous constatons leur nette progression en fonction de l'altération. Par exemple, dans les gabbros, l'intensité surfacique augmente de 2,70 (IPS-2,30) à 3,60 (IPS-3,10) fractures par m². L'intensité de fracturation dans les péridotites, tout à fait comparable à celle des gabbros dans le cas des talus non altérés progresse avec le

développement d'altération de 2 à 3 fois plus rapidement que dans les gabbros. La densité de fracturation issue de l'utilisation du logiciel IPS nous démontre aussi clairement que l'altération provoque l'augmentation considérable de ce paramètre. Pour les gabbros il progresse de 2,6 à 4,1 m⁻¹, et pour les péridotites de 2,8 à 5,8 m⁻¹.

Enfin, l'angle de frottement de pic mobilisable sur les épontes est obtenu par calcul à partir de loi de Barton (voir paragraphe 1.1.3.4). La variation de l'angle de frottement de 32° à 42° est beaucoup plus importante en fonction des familles de discontinuités que par rapport au développement de l'altération. En général les discontinuités dans les péridotites donnent un angle de frottement moins important que dans les gabbros.

CONCLUSION

Après cette analyse de la mine de Bagenovskoe nous avons toutes les données concernant la composition de la matrice rocheuse ainsi que les résultats de la propagation des processus de transformations secondaires minéralogiques dans cette matrice.

Il faut en retenir que les roches du massif sont très fortement transformées par des processus de métamorphisme hydrothermal, ce qui a conduit à l'ouralitisation et à la saussuritisation des gabbros et à la serpentinisation profonde des péridotites.

D'autre part, l'altération moderne n'influence pas trop le contexte minéralogique de la matrice rocheuse. Quelques premiers pour-cent de minéraux d'altération sont présents même dans les roches saines (cas des gabbros) et restent dans la roche au cours de la progression de cette altération. Par contre, l'analyse de la microporosité au MEB montre une évolution considérable de cette dernière, ainsi que du coefficient de filtration théorique, avec l'augmentation du degré d'altération.

Comme dans le cas des caractéristiques mécaniques de la matrice, les propriétés de la fracturation se montrent fort sensibles au développement de l'altération. Nous avons constaté une nette progression des paramètres de densité de fracturation avec l'altération.

D'un point de vue général, les paramètres d'intensité de fracturation, obtenus sur le terrain nous paraissent très optimistes pour la prévision de la stabilité. Les calculs de facteur de sécurité (voir paragraphe 2.3.2.1) nous confirment cette observation. Ceci s'explique par le fait que pour améliorer la qualité de comparaison géotechnique entre différents points d'exploitation nous avons choisi les parties de massif les moins affectés par les accidents tectoniques.

L'altérabilité des péridotites, qu'on peut caractériser par la vitesse de changement des paramètres de fracturation en fonction de l'altération, est visiblement plus forte que l'altérabilité des gabbros. Cette différence est liée sans doute aux spécificités pétrographiques des deux roches. Elle est confirmée par des essais en laboratoire (voir chapitre 4) et sera un objet de discussion dans le chapitre 5.

2.3 Prévision à long terme de la stabilité des talus

2.3.1 Situation actuelle de la stabilité. Etude sur le terrain

Le plan d'exploitation existant pour la mine Bagenovskoe a été établi à l'Institut d'Amiante de la ville d'Asbeste. Les paramètres de ce projet pour la Mine Centrale sont les suivants :

- bord Ouest de la mine : l'angle général est de 45°, l'angle des gradins de 60°, la largeur des banquettes de 11-15 m ou 5 m en alternance d'un gradin à l'autre et la hauteur des gradins de 15 m ;

- bord Est de la mine : l'angle général est de 36°, l'angle des gradins de 56°, la largeur des banquettes de 8 m dans la partie basse, et jusqu'à 34 m dans la partie haute de la mine et la hauteur des gradins est aussi de 15 m.

Ce schéma assure la stabilité générale de l'exploitation. Toutefois, il existe des phénomènes d'instabilité que nous avons nous-mêmes constaté lors du travail effectué sur la mine. On peut les classer en trois groupes.

2.3.1.1 Instabilité à l'échelle des blocs

L'instabilité a lieu au niveau de blocs délimités par des fractures planes qui induisent des mécanismes de rupture plane ou de rupture en dièdre. Ces blocs ont des dimensions modestes (1 à 10 m³). Ce phénomène concerne tout le massif, mais les dimensions de blocs les plus importantes sont atteintes dans les péridotites serpentinisées, serpentinites et talco-carbonates du flanc Est, ce qui est dû à l'existence de grandes surfaces "miroirs de glissement", parallèles à la schistosité naturelle, avec des propriétés mécaniques très défavorables le long de ces miroirs, et ce sur toute la profondeur de la mine.

Sur le flanc Ouest où la géométrie des structures géologiques principales est favorable à la stabilité des talus ce phénomène n'a pas grande importance et n'est pas pris en compte par les exploitants. Par contre sur le flanc Est il conduit à une instabilité généralisée (voir paragraphe ci-dessous).

2.3.1.2 Instabilité à l'échelle des talus

Elle se situe dans la zone des roches altérées, c'est à dire les 2 ou 3 premiers gradins, ainsi que dans la zone de roches peu altérées lors de leur découverte, mais soumises à l'altération depuis plus de 25 ans. Cette instabilité se traduit par la chute d'éboulis et de petits blocs (de 10 à 30 m³). Les zones exposées depuis longtemps et qui sont utilisées pour le transport on été renforcées par des murs de soutènement en béton armé afin d'éviter la destruction des routes et des voies de chemins de fer. Ces mesures de sécurité sont largement suffisantes et peuvent être élargies à d'autres zones concernées par le même problème.

2.3.1.3 Instabilité potentielle de glissement

Il existe une instabilité, potentielle mais très importante, liée à la présence des surfaces de glissement potentiel que constituent les « miroirs de faille » décrits dans les serpentinites et les talco-carbonates du flanc Est de la mine centrale. Ces glissement pourraient se concrétiser dans le cadre de l'exploitation actuelle. En effet, la zone la plus productive en amiante est exploitée,

au fond de la fosse, et pour ce faire on fait disparaître des banquettes, en laissant 3 ou 4, voire 5 gradins avec l'angle le plus fort possible, sans aucune banquette intercalée.

Dans le cas le plus pessimiste, on pourrait atteindre sur le flanc Est de la mine centrale des glissements catastrophiques le long de surfaces planes parallèles au talus, concernant des volumes de quelques centaines, voire quelques milliers de m³, et représentant un réel danger pour l'exploitation et le personnel. Le seul moyen de prévenir un tel glissement est de se tenir scrupuleusement au projet géotechnique d'exploitation initial, ce qui est problématique étant donné les conditions économiques difficiles dans lesquelles se trouve actuellement la mine.

2.3.2 Calcul de la stabilité à long terme des talus de la mine

Néanmoins, nous avons effectué les calculs de stabilité pour la partie de la mine où nous avons mené nos études d'altérabilité c'est à dire pour le flanc Ouest de la mine Centrale. Deux situations géométriques ont été traitées : l'état actuel de l'exploitation avec la profondeur totale de 300 m maximum et le projet d'exploitation jusqu'à la profondeur de 600 m.

En fonction de l'échelle d'étude de la stabilité nous avons appliqué des outils de calcul différents. A grande échelle, quand il s'agit de la stabilité d'un flanc entier de l'exploitation nous avons effectué le calcul de la stabilité pour le cas de la rupture circulaire (logiciel BISHOP) dans le milieu homogène continu équivalent (modèle de Hoek & Brown). A petite et moyenne échelle (un ou quelques gradins de l'exploitation) nous utilisons le logiciel DEGRES, nous permettant d'effectuer le calcul de stabilité suivant différents mécanismes de rupture élémentaires faisant intervenir les familles de discontinuités.

2.3.2.1 Calcul de la stabilité à grande échelle

Nous avons effectué ce calcul pour deux situations géométriques (profondeur de 300 et de 600 m). La géométrie des profils des talus à l'état actuel a été construite sur la base des cartes du levé topographique de l'été 1993. Cinq profils (n°n° 135, 164, 204, 244 et 286) ont été retenus pour les calculs (voir figure 16).

La situation géologique a été simplifiée de manière à pouvoir la modéliser dans le logiciel "BISHOP" (voir annexe 4). D'un point de vue général, la situation géologique du flanc Ouest est telle que les contacts entre les gabbros, les péridotites et les roches talco-carbonatées sont sub verticaux ou avec un pendage contraire à la pente du talus, ce qui améliore encore la situation de stabilité. Pour le profil 286 nous avons également pris en compte la présence du dépôt de stériles en tête du talus. Pour le cas de la profondeur de fosse de 600 m, nous avons construit trois profils théoriques avec des conditions géologiques différentes. La situation hydraulique a été prise identique pour tous les profils : la nappe est normalement rabattue au pied du talus.

Pour définir les propriétés mécaniques affectant le massif et leur dégradation en fonction de l'état d'altération nous avons eu recours à la classification de Hoek & Brown des massifs rocheux fracturés suivant des milieux continus et homogènes (voir tableau 4). Cette classification permet, en effectuant une approche assez simpliste du point de vue de la pétrographie des roches du massif, de leur état moyen de fracturation et par conséquent d'altération et en tenant compte des valeurs de la résistance à la compression, d'obtenir des lois semi empiriques de comportement mécanique du massif.

La prévision de la stabilité à long terme est effectuée par la *méthode de calcul direct du facteur de sécurité* qui évolue en fonction de la dégradation des paramètres géomécaniques. Sous le vocable « long terme » nous évoquons deux périodes d'estimation : la première

correspond à 25-50 ans d'existence de talus (état semi altéré) et la deuxième à quelques centaines d'années (état altéré). Le profil d'altération post hercynienne dans sa partie supérieure est considéré comme un modèle de l'état final d'altération. Nous avons donc adopté l'hypothèse suivante : pour une géométrie constante du talus de la mine, les paramètres de résistance mécanique des roches au cours de l'altération diminuent et les caractéristiques de l'intensité de fracturation progressent (tableau 10). Les données quantitatives concernant cette évolution pour les gabbros et les péridotites du massif de Bagenovskoe ont été présentées au paragraphe 2.2.5.2.

Pour les gabbros et les péridotites, nous avons considéré que l'état non altéré du massif correspond aux points d'étude sur le terrain n°7 et 8 respectivement (exploitation 1992-93). Les points d'études n°3 et 4 (exploitation de 1968-69) sont considérés comme un modèle de l'état semi altéré du massif. Enfin, l'état altéré pour les gabbros correspond au point A (niveau de 2 à 10 m de profondeur dans un profil d'altération post hercynienne). Pour les péridotites altérées et des roches talco-carbonatées nous avons utilisé des données bibliographiques [18, 86].

De cette façon nous pouvons placer correctement les massifs étudiés dans tableau 4 en fonction de la nature pétrographique de la roche et de la fracturation. En tenant compte également de la dégradation de la résistance à la compression nous avons obtenu finalement les propriétés mécaniques des roches présentées dans le tableau 11. Dans notre modèle de prévision à long terme, nous ne tenons pas compte du changement de géométrie des talus finaux de la fosse dus à l'altération progressive de la surface vers la profondeur du massif et le dégagement par la chute de blocs des matériaux altérés. Ces facteurs sont importants mais leur estimation quantitative demande l'application de certains moyens de surveillance des talus.

Roche	Gabbro			Péridotite			Talc-carbonate		
	Rc (MPa)	γ (g/cm ³)	esp. (m)	Rc (MPa)	γ (g/cm ³)	esp. (m)	Rc (MPa)	γ (g/cm ³)	esp. (m)
Etat actuel	260	3.18	0,41	220	2,90	0,52	80	3,00	0,45
Etat 1/2 altéré	160	3.05	0,33	180	2,7	0,19	45	2.6	-
Etat altéré	100	2,8	0,2	110	2,5	0,1	15	2,35	0,2

Tableau 10 : Propriétés des roches utilisées dans les calculs de stabilité des talus à grande échelle

Roche		Gabbro (Hmax=250m)			Péridotite (Hmax=250m)				Talc-carbonate (Hmax=100m)		
		50m	100m	150m	50m	75m	100m	150m	25m	50m	75m
Etat actuel	c.KPa	455	658	836	405	484	564	706	176	241	298
	ϕ , °	57	51	48	52	50	47	43	44	39	35
Etat 1/2 altéré	c.KPa	283	429	556	272	333	395	502	93	135	172
	ϕ , °	47	42	38	46	43	39	36	35	29	26
Etat altéré	c.KPa	170	266	348	152	192	234	304	41	63	81
	ϕ , °	37	31	28	35	32	29	26	20	16	14

Tableau 11 : Valeurs de la cohésion et de l'angle de frottement pour les calculs de stabilité à grande échelle

Les résultats de calculs démontrent clairement que la stabilité du flanc Ouest avec la géométrie et les conditions géologiques présentes dans les profils n° 135-204 est favorable (voir tableau 13 et l'annexe 4). En se basant sur les propriétés mécaniques des roches correspondant à l'état non altéré le facteur de sécurité (FS) varie de 4,1 (profil 135 avec une profondeur de

120-130 m et l'angle de pente global réelle de 21°) à 3,6 (profil 204 avec une profondeur de 250 m et l'angle de pente globale de 35° environ). Dans l'état altéré du massif, avec les propriétés mécaniques minimales et l'intensité de fracturation la plus élevée nous arrivons à des valeurs de FS de 2,0 et 2,68 (pour le mêmes profils extrêmes 135 et 204 respectivement).

Cette situation où une forte dégradation des caractéristiques du massif en fonction de la propagation de l'altération n'entraîne pas d'instabilité peut être expliquée par les limites d'approximation du modèle du massif équivalent (modèle de Bishop). En général on trouve ces ordres de grandeur de FS pour une configuration géologique favorable à la stabilité. Pour pouvoir estimer la stabilité d'une façon plus réaliste, il est nécessaire de tenir compte des mécanismes faisant intervenir au moins une discontinuité majeure (calcul à petite et moyenne échelle). Nous avons entrepris quand même de recalculer pour le modèle de Bishop l'angle critique (pour lequel $FS = 1$) de pente globale pour les profondeurs actuelles pour chaque profil. Ce calcul a été réalisé pour l'état dit « semi altéré » du massif car c'est le plus réaliste. Les résultats sont présentés dans la dernière colonne du tableau 12. On peut constater que ces angles critiques correspondent bien aux angles du projet géotechnique d'exploitation.

N° de profils		Facteur de sécurité (F.S.)			Angle
		Etat non altéré	Etat 1/2 altéré	Etat altéré	
135		4,13	3,04	1,99	47
164		3,62	2,69	1,74	42
204		3,59	2,68	1,80	42
244		3,80	2,82	1,89	44
286	Talus	3,70	2,82	1,84	44
	Stériles	2,29	2,13	1,96	18

Tableau 12 : Résultats du calcul de la stabilité des talus à grand échelle (méthode BISHOP). Profils existant. Profondeur de la mine environ 300 m.

Du point de vue de la prévision de l'état de stabilité à long terme nous nous intéressons plutôt au projet final d'exploitation jusqu'à 600 m de profondeur. Telle sera la géométrie définitive de la fosse avec un angle de pente enveloppe de 27° dans la partie supérieure et de 37° dans la partie inférieure du flanc Ouest de l'exploitation. Les résultats de cette série de calculs sont présentés dans le tableau 13 et l'annexe 4. Pour les trois profils théoriques, avec une géométrie des limites géologiques différente, les valeurs des facteurs de sécurité sont voisines. Pour l'état non altéré du massif, le FS est proche de 2,0 et en passant à l'état altéré les valeurs de FS deviennent critiques (0,95-0,98). Sans doute les valeurs de FS pour l'état altéré du massif sont trop pessimiste. Le massif ne pourra jamais atteindre cet état d'altération à une profondeur de plus de quelques mètres de la surface s'il n'y a pas de dégagement du matériel altéré. Si on estime que le dégagement a lieu en parallèle avec l'altération ceci forcément change la géométrie des talus en diminuant l'angle de pente générale et par conséquent augmente le FS.

N° de profil	Facteur de sécurité(F.S.)		
	Etat non altéré	Etat 1/2 altéré	Etat altéré
1	1,96	1,49	0,98
2	1,94	1,47	0,96
3	1,92	1,46	0,95

Tableau 13 : Résultats de calcul de la stabilité des talus à grande échelle (méthode BISHOP). Profils théoriques. Profondeur de la mine 600 m.

2.3.2.2 Calcul de stabilité à petite et moyenne échelle

Ce calcul a été réalisé à l'aide du logiciel DEGRES élaboré au CGI spécialement pour la modélisation des mines à ciel ouvert ainsi que pour l'évaluation des risques de ruptures et l'estimation de la stabilité des talus de ces mines. Comme nous l'avons déjà expliqué au paragraphe 1.3.4, au cours des calculs à petite et moyenne échelle nous envisageons que les phénomènes d'instabilité se produisent suivant des plans de discontinuités existant dans le massif. Pour réaliser ce type de calculs nous devons disposer de données concernant les caractéristiques géométriques des principales familles de discontinuités et les propriétés physiques et mécaniques des fractures.

Secteur	Famille (n°)	Azimut (°)	Pendage (°)	Direction	Extension (m)	Espacement (m)			Frottement (°)		
						non altéré é	½ altéré é	altéré	non altéré	½ altéré	altéré
6	1	147	77	NE	10	0,4	0,3	0,2	38,2	34,8	33,0
	2	73	86	S	15	ensuite : idem					
	3	164	35	W	15						
	4	13	47	E	10						
7	1	8	57	W	10						
	2	16	69	E	15						
	3	78	75	N	15						
	4	141	76	NE	15						
	5	112	73	S	10						
8	1	161	61	E	10						
	2	76	65	N	15						
	3	125	75	SW	15						
	4	179	47	W	15						
	5	37	78	SE	10						
9	1	59	78	N	15						
	2	152	87	NE	10						
	3	112	21	N	15						
	4	79	39	S	10						

Tableau 14 : Familles de petite fracturation utilisées dans les calculs de stabilité (logiciel DEGRES)

Suivant la logique du logiciel DEGRES nous sommes passés successivement par les stades suivants :

- La création du modèle de fosse. Dans notre cas nous avons créé le modèle géométrique (à partir de coordonnées de la crête de la fosse) de la mine centrale avec une pente moyenne de 40°, la pente des gradins de 60°, la hauteur des gradins de 15 m et la profondeur de la fosse 300 et 600 m.
- La sectorisation de la mine. Puisque nous nous intéressons à la partie Ouest de la mine centrale et que nous disposons de données la concernant, nous avons pris en compte seulement les 4 secteurs du flanc Ouest (secteurs 6-9, voir figure 16). Ces 4 secteurs correspondent à des couples de points d'étude sur le terrain (des gabbros et des péridotites d'une même année d'exploitation). Pour chaque secteur nous avons donc tenu compte les familles directionnelles de discontinuités affectant le secteur concerné.
- La création des modèles de fracturation correspondant à chaque secteur de la fosse (voir tableau 14). Ces modèles contiennent les données concernant l'espacement et l'extension pour chaque famille directionnelle détectée dans le secteur, ainsi que les

caractéristiques mécaniques des épontes de fractures (issues du calcul suivant l'hypothèse de Barton, paragraphe 1.1.3.4).

- L'évaluation des risques de rupture cinématiquement possibles pour chaque secteur. La définition des associations de familles de fractures qui donnent la possibilité géométrique d'une rupture de type quelconque (rupture plane, en escalier, en dièdre ou autres).
- Le calcul de stabilité à la rupture (pour différents types des ruptures). Le résultat de ce calcul comprend les volumes de masses rocheuses potentiellement instables et les valeurs des facteurs de sécurité pour chaque cas d'instabilité.

Dans le calcul de l'évolution de la stabilité la situation hydraulique joue un rôle très important. Nous avons réalisé nos calculs pour trois cas différents :

1. les discontinuités ne contiennent pas d'eau. Cette situation est la plus favorable et d'ailleurs la plus réaliste à l'heure actuelle pour la partie du massif proche de la surface du talus, car le drainage de la mine se révèle efficace et l'exploitation se déroule pratiquement à sec ;
2. les discontinuités saturées, mais l'eau a la possibilité de s'évacuer par le pied de talus. Ce schéma est représentatif dans le cas de l'arrêt de l'exploitation et d'une conservation de la mine en l'état pour la prévision de stabilité à long terme. Mais nous devons signaler que ce schéma nous conduit à des résultats de facteur de sécurité très sous-estimés car elle ne tient pas compte de l'existence d'un drainage intermédiaire par des fractures dans le haut du talus. Cette situation est d'autant plus réaliste que le talus est de grande hauteur et que le massif est intensément fracturé;
3. les discontinuités saturées et aucun drainage n'est prévu. Une telle situation hydraulique nous paraît aberrante et nous n'en tenons pas compte.

Nous avons également pris en compte la situation géologique de la mine en sachant que le flanc Ouest est représenté essentiellement par des gabbros et des péridotites. Le logiciel DEGRES nous a permis de réaliser les calculs de stabilité pour ces deux types de roches en attribuant des caractéristiques mécaniques différentes pour chaque roche.

En ce qui concerne l'évolution de la stabilité à long terme nous avons adopté par analogie avec les calculs à grande échelle l'hypothèse suivante : la prévision peut se faire avec une *méthode de calcul direct du facteur de sécurité*, ce dernier diminue par rapport aux valeurs correspondant à l'état actuel à cause de la dégradation des propriétés de matrice et du massif au cours de l'altération. Ces dégradations dont on tient compte dans le logiciel DEGRES s'expriment ainsi par :

- la diminution du poids spécifique de la roche
- le dégradation des valeurs de JCS mobilisées par les épontes de fractures
- l'effacement mécanique de la rugosité des épontes
- les deux paramètres précédents entraînent la dégradation de l'angle de frottement mobilisé le long des discontinuités
- l'évolution de l'intensité de fracturation, qui se traduit par une diminution de l'espacement et une augmentation (parfois) de l'extention des fractures.

Par analogie avec le cas du calcul à grande échelle nous avons défini trois situations : massif non altéré, semi altéré et altéré (voir paragraphe 2.3.2.1.).

Les résultats de cette étude sont présentés dans le tableau 15. D'un point de vue général, les calculs démontrent que la situation de stabilité à cette échelle reste favorable. Les possibilités cinématiques de ruptures en dièdres (avec glissement sur un plan et sur deux plans) et d'un glissement-plan (seulement dans le secteur 6) ont été observé. Les volumes de la plupart des dièdres observés sont voisins à 10 m³, à l'exception de dièdres de 30 m³ détecté dans le secteur

6 et de dièdre de 80 m³ dans le secteur 9. Mais dans le cas de ce dernier, le facteur de sécurité (F.S.) est bien au dessus de 1 pour toutes les situations envisagées. La présence de l'eau dans les discontinuités joue un rôle ultime pour la stabilité car elle fait chuter de plus de 50% les valeurs de F.S. Mais comme nous avons déjà signalé ce schéma de calcul n'est pas parfait et l'interprétation de ces chiffres demande une prudence et du bon sens géologique.

N° de sect..	Mode de rupture	Ass. fam&fam	Volume m3, m3/ml	Facteur de sécurité (F.S.)											
				Roche non-altérée				Roche ½ altérée				Roche altérée			
				Sans eau		Saturé		Sans eau		Saturé		Sans eau		Saturé	
				Gab	Pér	Gab	Pér	Gab	Pér	Gab	Pér	Gab	Pér	Gab	Pér
6	Plan	*4	8	0,73	0,73	0,30	0,30	0,65	0,65	0,25	0,25	0,60	0,60	0,20	0,20
	Dièdre(2)	*1&4*	31	1,50	1,50	0,69	0,61	1,32	1,32	0,58	0,48	1,24	1,24	0,48	0,39
	Dièdre(1)	2&4*	6	0,73	0,73	0,30	0,30	0,65	0,65	0,25	0,25	0,60	0,60	0,20	0,20
7	Dièdre(2)	*4&5*	8	2,41	>3	1,00	1,05	2,13	2,13	0,83	0,67	1,99	1,99	0,67	0,51
8	Dièdre(2)	*1&3*	13	2,26	2,26	1,22	1,12	1,99	1,99	1,04	0,92	1,86	1,86	0,89	0,78
	Dièdre(2)	*2&5*	0,5	1,83	1,83	0,30	0,30	1,62	1,62	0,25	0,25	1,51	1,51	0,20	0,20
9	Dièdre(2)	*1&3*	81	>3	>3	2,36	2,28	2,78	2,78	2,05	1,96	2,60	2,60	1,86	1,77

Tableau 15 : Résultats des calculs de stabilité à petite et moyenne échelle. Logiciel DEGRES

La partie la plus affectée par les phénomènes d'instabilité potentielle est le secteur 6. Dans ce secteur, à l'échelle d'un gradin, nous constatons une possibilité de glissement-plan avec un volume instable de 8 m³ sur 1 m linéaire de talus. Le facteur de sécurité est initialement (pour des roches non altérées) de 0,73 (de 0,30 si les discontinuités sont saturées). Ensuite entre parenthèses nous donnons les valeurs de F.S. pour l'état saturé. Il diminue jusqu'à 0,60 (0,20) dans le cas des roches altérées. Deux cas de dièdres de volumes respectif 31 et 6 m³ sont également observés. Les facteurs de sécurité en état non altéré du massif sont de 1,50 et de 0,73 respectivement. Avec le développement de l'altération, ces valeurs atteindront 1,24 et 0,60 respectivement.

En passant dans les calculs d'un gradin à l'ensemble de 2, 3 ou 5 gradins, nous n'avons pas constaté de changement des volumes potentiellement instables car les valeurs des extensions observées sur le terrain pour différents familles de fractures sont sous-estimées. Il faut donc rester prudent et ne pas interpréter faussement des résultats liés aux difficultés de mesures fiables de l'extension des discontinuités sur le terrain.

Dans le secteur 7 nous avons observé un dièdre de volume de 8 m³ avec F.S. de 2,41 (F.S. égal à 1,00 pour les discontinuités saturées) qui chute jusqu'à 1,99 (0,65-0,50) au cours du développement de l'altération. Le secteur 8 est affecté par deux dièdres de glissement potentiel dont un est de 13m³. Le F.S. de ce dièdre est de 2,26 (1,20) en état non altéré et de 1,86 (0,80) en état altéré. Le volume de l'autre est négligeable. Enfin, dans le secteur 9, nous retrouvons un dièdre de volume important (80 m³) mais assuré par le F.S. de plus de 3,00 (2,30) en état non altéré et de 2,60 (1,80) en état altéré.

En ce qui concerne le projet d'exploitation future qui s'approfondira jusqu'à 600 m, il n'y a pas de différence concernant les résultats d'évaluation de stabilité par rapport à une fosse de 300 m car au niveau de l'instabilité (niveau d'un gradin) la géométrie relative de talus et des fractures ne change pas. Par contre, si on change l'angle de gradin de 60° à 80° nous constatons une légère différence des volumes de blocs potentiellement instables et une diminution considérable de F.S. (jusqu'à 30% de perte).

CONCLUSION

Comme le démontrent nos études, la situation actuelle de l'exploitation de la mine centrale (rappelons qu'il s'agit seulement du flanc Ouest de la mine Centrale) ne pose aucun problème d'instabilité, ni à échelle du flanc entier ni à échelle d'un gradin ou ensemble de gradins. Cette situation est liée au fait que les roches du massif en état non altéré sont très résistantes et les structures géologiques majeures (contacts gabbros - péridotites, failles principales) ont un pendage contraire à la pente du talus. Le projet d'exploitation élaboré à l'Institut d'Amiante n'est pas toujours respecté par les exploitants. Pour le flanc Est de la mine qui a des conditions géotechniques particulièrement compliquées avec quelques phénomènes d'instabilité, les angles de pentes de l'exploitation sont souvent supérieures à ceux du projet, tandis que pour le flanc Ouest au contraire ils sont inférieures de 10-15°. Nous supposons que les pertes économiques d'une telle « assurance » sont très importantes.

À l'échelle d'un gradin, l'instabilité s'exprime en possibilité de ruptures en dièdres de volumes relativement peu importants et en ruptures planes. L'interprétation des chiffres de volumes instables demande une certaine vigilance car les calculs se basent en particulier sur des valeurs d'extention moyenne des familles de fractures qui sont obtenues d'après des levés sur le terrain de 10 à 15 m, ce qui peut être une valeur largement sous-estimée. En étant au pied du gradin il est difficile d'estimer l'extention réelle d'une fracture si elle se prolonge dans le gradin supérieur ou inférieur.

En ce qui concerne la prévision à long terme de la stabilité, nous avons utilisé la méthode du calcul direct du facteur de sécurité, ceci pour toutes les échelles de calcul. Comme nous l'avons démontré dans le paragraphe 2.2.4.1, le développement de l'altération fait varier tous les paramètres géotechniques du massif et de la matrice. En effectuant les calculs à long terme nous avons donc tenu compte de tous ces changements et au niveau de propriétés mécaniques des roches et au niveau de la propagation de fracturation. Les résultats de ces calculs ont mis en évidence la diminution nette (jusqu'à 50% pour les calculs à la rupture circulaire et 10-15% pour les calculs à petite échelle) du facteur de sécurité au cours de quelques centaines d'années de l'altération du massif.

3. L'altération des roches basiques et ultrabasiques dans des conditions climatiques tropicales et phénomènes d'instabilité des talus. Gisement de chromite de Bémanevika (Madagascar)

Introduction

Les résultats présentés dans ce chapitre dérivent en partie d'une étude géotechnique du gisement de chromite de Bemanevika (Madagascar) réalisée par M. J-A.Fleurisson en 1992-1993 avec la participation de l'auteur.

Notre participation a consisté en de nombreuses analyses pétrographiques et géotechniques d'échantillons de roches. Le traitement des données de fracturation prélevées sur le front de l'exploitation et dans les sondages carottés et des calculs de stabilités ont été de plus réalisés.

Dans ce chapitre nous insisterons particulièrement sur le problème du développement du phénomène d'altération dans la matrice rocheuse ainsi que dans le massif et sur la dégradation des propriétés géotechniques des roches au cours de l'altération. Nous analyserons également la stabilité (ou, plus exactement, l'instabilité) du site en fonction des phénomènes spécifiques à cette région. Enfin, nous essayons de présenter un scénario d'évolution de la stabilité à long terme en fonction de l'altération et de l'érosion du massif.

3.1 Le gisement de Bemanevika

3.1.1 Localisation du gisement, cadre géographique et climatique

Pour faire face à l'épuisement prévu pour 1997 du gisement de chromite actuellement exploité sur la mine d'Ankazotaolana, le société Kraomita Malagasy envisage la réouverture de l'exploitation du gisement de Bemanevika. Cette mine a été exploitée partiellement entre 1968 et 1974, mais a été abandonnée en raison d'instabilités majeures. Ce gisement constitue cependant le seul indice jugé économiquement exploitable dans la région.

Le gisement de Bemanevika est situé dans la partie sud de la zone chromifère d'Andriamena, à 160 km au nord de la capitale de Madagascar, Antananarivo (voir figure 21). La région se présente comme un vaste plateau très vallonné, déchiqueté par l'érosion, sous la forme de profonds ravins, appelés à Madagascar *lavaka*, qui éventrent les versants et peuvent carrier tout une zone de collines. L'altitude moyenne de la région est de 800 m et des massifs granitiques de 1300 à 1500 m d'altitude l'encadrent dans ses parties sud, sud-est et est.

Le gisement est situé à 1000 m d'altitude, pratiquement sur la ligne de partage des eaux des grands bassins de la Betsiboka à l'ouest et de la Mohajamba à l'est.

Le climat de la région de Bemanevika est du type classique *tropical*. Il se caractérise par deux saisons bien marquées au niveau pluviométrique :

- une saison sèche de mai à octobre, avec une pluviométrie nulle de juin à septembre ;
- une saison humide de novembre à avril, avec une très forte pluviosité de décembre à mars.

La pluviométrie moyenne annuelle (1966-1990) est de 1375 mm et les précipitations maximales mensuelles peuvent atteindre plus de 600 mm. Les températures moyennes annuelles varient entre 17 et 18,5°C [80].

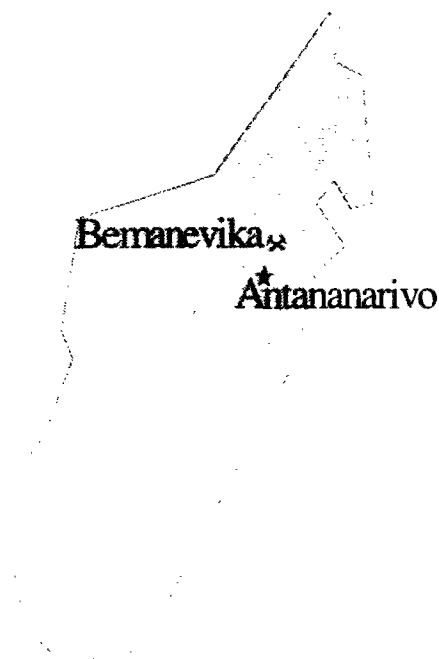


Figure 21. Situation géographique de la mine de Bemanevika (Madagascar)

3.1.2 Présentation du cadre géologique général du gisement de Bemanevika

Les lentilles de chromite du gisement de Bemanevika sont situées dans des roches basiques et ultrabasiques, traversées par des pegmatites et des granitoïdes. Ce corps minéralisé est lui-même encastré dans un massif de gneiss migmatitiques. Les gneiss sont très homogènes en ce qui concerne l'orientation de la foliation, avec une orientation générale parallèle à celle du massif, c'est à dire NNW-SSE. Il s'agit d'un complexe ophiolotique que l'on retrouve au sud du continent africain.

Les grands phases de l'histoire géologique du gisement sont les suivantes [27] :

- 2 500 MA, Précambrien Inférieur : mise en place du corps basique et ultrabasique contenant de la chromite;
- 1 700 MA, Précambrien Moyen : métamorphisme intensif régional avec formation de gneiss à grenats et hypersthène - Plissement et déformation en conséquence du massif;
- 750 MA, Précambrien supérieur : épisode de déformation cassante avec granitisation et formation des premières pegmatites;
- 50 Ma, Cambrien Inférieur : nouveau cycle orogénique et phase majeure de la granitisation et de la migmatisation, apparition des pegmatites.

Cette histoire géologique régionale, longue et marquée de plusieurs épisodes orogéniques et métamorphiques est à l'origine de la complexité géologique et structurale du gisement.

3.1.3 Description pétrographique du gisement

Comme on l'a dit, le gisement de Bemanevika a subi plusieurs phases de métamorphisme plus ou moins important, dont l'influence ne peut être niée sur le plan minéralogique et sur l'apparition d'une foliation marquée pour la plupart des roches. Les roches basiques et ultrabasiques dont nous parlons sont en fait des metabasites ou des méta-ultrabasites (les gabbros sont des méta-gabbros, les péridotites sont des méta-péridotites etc...). Cependant, pour être cohérent avec les références bibliographiques sur lesquelles nous nous appuyons, nous avons conservé les appellations gabbros, péridotites, etc... Nous attirons l'attention du lecteur sur cette conversion de langage.

Le massif qui contient la chromite est un ensemble différencié allongé sur 1,5 km suivant une direction NNW-SSE. Les roches du gisement appartiennent à trois catégories principales:

- les roches de type gneiss
- les roches basiques (gabbros, norites, leuconorites)
- les roches ultrabasiques (pyroxénolites, péridotites)

L'essentiel du massif est composé de leuconorites, accessoirement de norites avec à l'extrémité ouest et à la base des bandes de pyroxénolites et de péridotites avec de la chromite.

3.1.3.1 Les gneiss

La série gneissique est constituée de différents types de gneiss avec notamment des gneiss à biotite, des gneiss à grenats et hypersthène. On y trouve également des migmatites. La forte variation latérale de composition conduit à des phénomènes tels que le remplacement des gneiss à biotite par des amphibolites feldspathiques ou des quartzites. Une des caractéristiques de toutes ces roches gneissiques est une foliation métamorphique accentuée.

3.1.3.2 Les roches basiques

Le massif plutonique basique - ultrabasique de Bemanevika montre une grande diversité de gabbros. La composition de ceux-ci s'étend jusqu'aux gabbros péridotitiques en passant par des hartzburgites aux verlites.

a) les leuconorites

C'est le nom local de roches intermédiaires entre les plagioclases, composées exclusivement de feldspaths (labrador et bytownite) et les norites dans lesquelles les orthopyroxènes sont dominants. En composition moyenne, les leuconorites contiennent plus de 50 % de feldspaths, le reste étant constitué d'enstatite-bronzite et d'hypersthène de couleur foncée et orientées selon une foliation parallèle à la direction générale de la structure.

b) les norites et les gabbros

Les norites et gabbros proprement dits sont également présents dans le massif mais en quantité relativement petite. Ce sont des roches à grain plutôt fin, contenant plus de pyroxène et donc plus sombres que les leuconorites. Les norites forment des corps positionnés en discordance avec le massif de leuconorites et parfois même pénètrent le corps de roches ultrabasiques, jusqu'au contact avec les lentilles de chromite.

3.1.3.3 Les roches ultrabasiques

Elles se trouvent au toit et au mur de la chromite et comprennent des pyroxénolites et des péridotites.

Les pyroxénolites sont en général composées d'orthopyroxènes (enstatite-bronzite), plus rarement d'hypersthène. Au contact des leuconorites, elles se chargent parfois de feldspaths.

Les péridotites sont composées pour partie de péridots (fayalite-forstérite) et pour partie de pyroxènes orthorhombiques. Ce sont des roches de type hartzburgites, habituellement associées aux chromites.

Ces roches ultrabasiques, incluses dans les gneiss à la périphérie du gisement, forment de petites bandes et ont été transformées en « soapstone » par une métasomatose hydrothermale. Dans la partie intérieure du massif plutonique, ces roches se chargent parfois de phlogopite. Elles peuvent se transformer en talcschistes et en chloritoschistes, avec présence d'actinote et de trémolite, dans les zones de fracturation importante ou au contact des pegmatites. Enfin, on estime non négligeable la présence de serpentinite dans les zones de rétrogenèse importante.

3.1.4 Conditions hydrauliques et hydrogéologiques

L'eau joue un rôle particulièrement important dans le problème de stabilité de pentes naturelles et des talus des mines à ciel ouvert de la région. En dehors des problèmes d'érosion par écoulement et ruissellement de l'eau superficielle, dont il faudra tenir compte ici étant donné la concentration et l'intensité des précipitations, l'action principale de l'eau réside dans l'écoulement de nappes dans les talus.

L'analyse de la situation hydraulique du gisement de Bemanevika, ainsi que d'autres régions semblables à celui-ci, démontre la présence d'au moins deux nappes dans le massif [27]. La première se localise dans les altérites et la seconde dans le milieu fracturé de la roche saine. Toutes les deux dépendent directement des précipitations. La plus haute peut disparaître pendant la saison sèche et s'intensifier pendant la saison humide.

Bizarrement, les données piézométriques n'ont pas confirmé cette différence saisonnière du niveau de la nappe. Nous pouvons donc supposer que la situation d'infiltration (surtout dans les roches altérées) n'est pas simple : le caractère différentiel de l'altération et la multitude des types pétrographiques des roches conduisent à des contrastes de perméabilité très importants. Ce phénomène favorise l'existence des « poches d'eau » ou de petites nappes perchées, qui résultent également d'une infiltration très élevée dans des zones de lavaka et de fissures d'affaissement (voir paragraphe 3.3.1.3.) et d'une infiltration réduite dans d'autres zones. Une nappe uniforme ne peut pas donc être formée et la situation hydraulique dans la partie altérée du massif reste très complexe.

3.1.5 Phénomènes d'altération. Epaisseur des matériaux altérés et leur disposition

Le massif de Bemanevika montre un exemple classique du développement de l'altération tropicale. Cette altération représentée surtout par le phénomène de dégradation chimique et minéralogique affecte l'ensemble des formations du gisement sur plusieurs dizaines de mètres

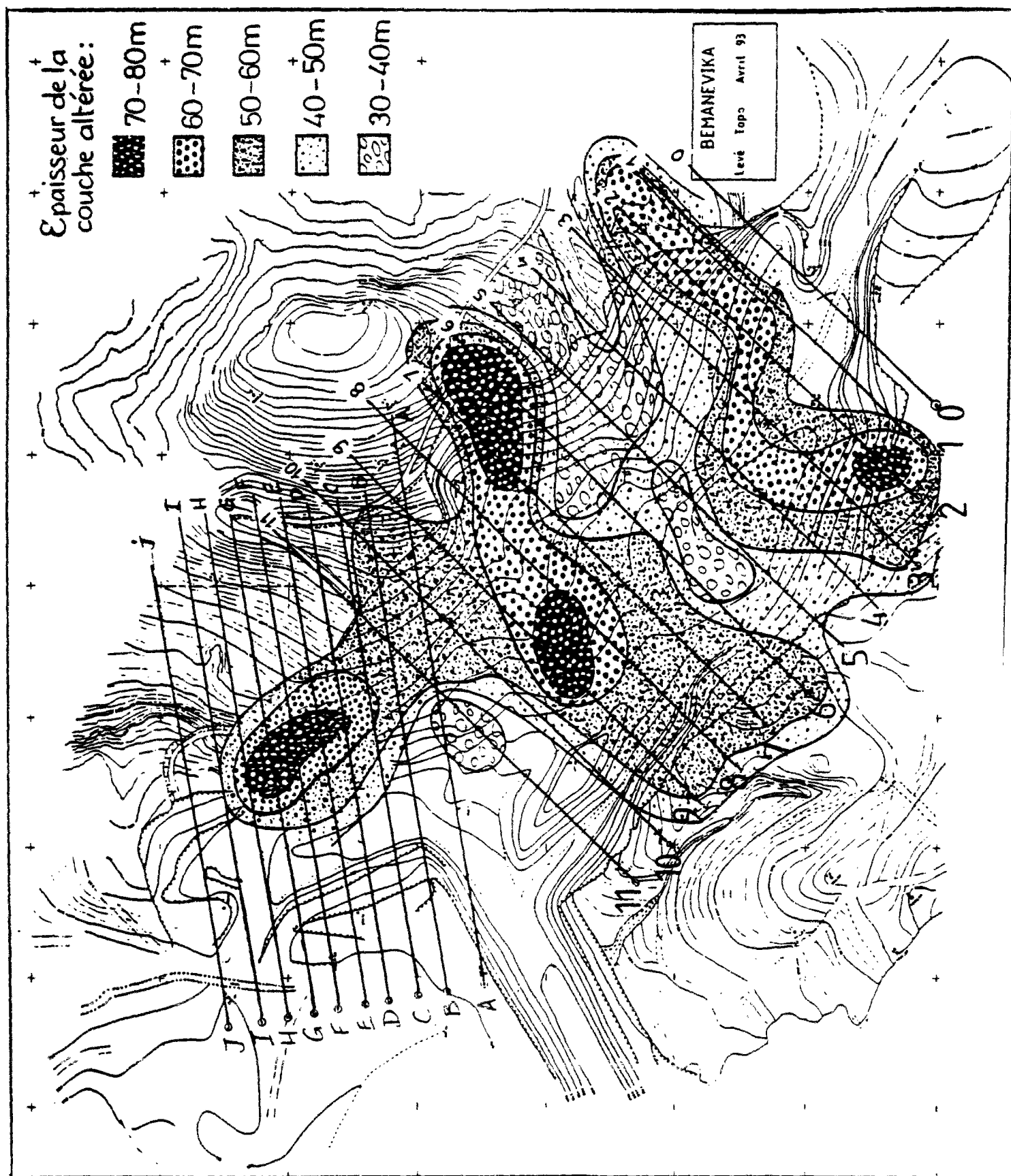


Figure 22. Topographie de la mine de Bemanevika et épaisseur de la couche altérée

de profondeur. Nous ne pouvons pas schématiser le massif comme la simple superposition d'une couche altérée de caractéristiques mécaniques connues reposant sur un massif de roche saine. En effet, le passage entre les altérites et la roche-mère est assez irrégulier et variable d'un endroit à un autre. Dans les altérites, on peut constater la prédominance d'un horizon avec des "blocs" moins altérés, qui ont déjà subi une première transformation minéralogique, mais qui gardent toutefois une partie de la structure de la roche-mère.

Selon le schéma théorique d'altération superficielle proposé par P. Ildefonse [41], la partie des altérites de Bemanevika la plus importante devrait correspondre à l'horizon de la "roche altérée meuble à structure conservée", c'est à dire l'horizon ASC qui a subi une évolution essentiellement géochimique et minéralogique. Mais dans cette conception, on présente l'horizon ASC comme assez homogène, ce qui n'est pas tout à fait le cas ici. Faute des données nous n'avons pas pu construire un profil altération analogue à celui des gabbros de Bagenovskoe (paragraphe 2.2.2.1.), mais trois niveaux d'altération peuvent être définis :

- niveau A : une zone d'argile latéritique de couleur rouge en surface, dont l'épaisseur peut atteindre 10 - 12 m ;
- niveau B : une zone altérée, où la matrice rocheuse est complètement transformée en produits silteux tendres, la structure initiale de la roche d'origine restant visible ;
- niveau C : une zone moyennement altérée, qui correspond au passage progressif à la roche saine et qui se présente sous forme d'un mélange de matrice rocheuse altérée et de fragments de roche saine.

L'étude des logs de sondages nous a permis de déterminer l'épaisseur de la zone altérée (niveau C) et d'établir une carte d'épaisseur de l'altération (figure 22). Cette épaisseur varie entre 40 et 80 m et nous pouvons observer trois zones de forte épaisseur de la couche altérée. Ces zones correspondent à des chenaux d'écoulement préférentiel (zone de lavaka et des zones avoisinantes dans la partie centrale du flanc NE de l'exploitation).

La nature des matériaux joue le rôle primordial sur l'intensité du processus d'altération. En particulier, la présence dans le massif des leuconorites, riches en feldspaths facilement altérables, contribue à la formation d'épaisseurs particulièrement importantes de la couche altérée. Nous présentons les résultats détaillés de l'étude de l'altération dans les différentes roches du massif dans la deuxième partie du présent chapitre.

3.1.6 Etude de la fracturation du massif

Comme nous l'avons déjà souligné (paragraphe 1.3.4) les discontinuités jouent un rôle fondamental dans la stabilité de massifs rocheux en contrôlant leur comportement mécanique. Mais dans le cas du massif très fortement altéré ce rôle devient moins significatif.

Dans le cas du massif de Bemanevika les données disponibles ne nous ont pas permis de distinguer, comme pour Bagenovskoe, l'état de la fracturation en fonction de l'altération du massif. Les résultats d'étude de fracturation se limitent à la définition des familles directionnelles de fractures pour tout le massif à partir d'une analyse statistique des données issues de levés systématiques de fracturation en surface et dans les sondages.

Les discontinuités (comme d'ailleurs d'autres paramètres géotechniques de la roche) sont difficiles à observer en surface à cause de l'état fortement dégradé de la surface des talus dû à

l'altération et aux glissements de terrains. Elles sont par contre bien visibles sur les sondages carottés, mais ceux-ci n'étant pas orientés, les mesures exactes d'orientation sont impossibles.

Cependant, dans le but de valoriser l'importance considérable que constituent plusieurs centaines de mètres de forages carottés dans les matériaux rocheux sains, les carottes ont été réorientées à partir de la foliation pétrographique en général bien visible. Pour ce faire, nous avons considéré que la direction de la foliation dans le massif est constante sur tout le gisement et égale à l'orientation générale moyenne NNW-SSE (N 160) avec un pendage vers l'Est.

2 324 discontinuités ont été mesurées et enregistrées. Toutes les données sont présentées en annexe 5 sous la forme d'une représentation stéréographique des pôles sur un canevas de Schmidt. Le diagramme correspondant à la totalité des mesures montre une très forte dispersion des discontinuités ce qui peut s'expliquer par :

- *premièrement*, l'histoire géologique du massif : les formations sont très anciennes et ont subi plusieurs phases tectoniques successives ;
- *deuxièmement*, la méthode de réorientation des carottes, considérant la foliation comme constante dans tout le massif, constitue une approximation et introduit un biais difficilement quantifiable dans les données.

A ce stade nous ne pouvons définir aucune famille directionnelle. Nous avons donc repris l'étude stéréographique sondage par sondage. Un logiciel d'analyse réalisant le regroupement automatique des discontinuités en familles directionnelles a été également utilisé. Les résultats de la classification automatique confrontés aux stéréogrammes de densité de fracturation permettent, pour chaque sondage (ou chaque ligne des mesures) de définir le nombre et les paramètres moyens (orientation, pendage et leur écart-type) des familles directionnelles principales.

L'ensemble des familles ainsi déterminées est regroupé dans un stéréogramme (annexe 5B). Chaque pôle représente l'individu moyen de la famille pondéré du nombre de discontinuités qu'elle contient. Une nouvelle analyse par stéréogramme de densité et classification automatique a été menée sur ces données (annexe 5C). Cette méthode, qui constitue certes une simplification de la réalité, nous a permis de définir quatre familles :

- Famille n°1 : N 72/38 ou N 162/38 E
- Famille n°2 : N 304/37 ou N 34/37 W
- Famille n°3 : N 174/19 ou N 84/19 S
- Famille n°4 : N 174/40 ou N 84/50 S

La famille n°1 a une orientation correspondant à celle de la foliation générale (NNW-SSE) mais du pendage moyen plus faible. Elle s'observe dans tous les sondages, avec cependant des pendages variables.

Les familles n°3 et 4, de même orientation, ont été conservées séparément pour tenir compte d'une différence de pendage.

Les mesures réalisées sur les sondages nous ont également permis d'évaluer la valeur de l'espacement moyen entre les discontinuités, toutes familles confondues, qui est de 0,5 m environ.

Enfin, pour pouvoir caractériser le comportement mécanique des discontinuités des essais de cisaillement direct sur les plans des discontinuités ont été effectués. Les angles de frottement mobilisés dans les discontinuités pour chaque type de roche testées, sont présentés dans le tableau 16.

Type de roche et de discontinuité	Cohésion	Angle de frottement (°)
Gneiss (discontinuité sub horizontale)	0	55
Gneiss (discontinuité sub verticale)	0	45
Pyroxénolite avec enduit talqueux	0	44
Pyroxénolite avec enduit micacé	0	36
Pyroxénolite à gros grains	0	59
Pyroxénolite à léger enduit	0	55
Péridotite à grains fins	0	45

Tableau 16. Caractéristiques mécaniques de différents types de discontinuités (d'après Fleurisson, [27])

3.1.7 Paramètres géotechniques des roches saines et altérées

Au cours de cette étude nous avons réalisé des essais géotechniques sur des échantillons des roches du massif. Les blocs des roches altérées ont été prélevés par M.Fleurisson sur le site. Les caractéristiques des roches saines ont été obtenues sur des échantillons provenant des sondages.

Les roches altérées proviennent du niveau B de la zone d'altération décrite dans le paragraphe et ont un aspect de sol compact, dans lequel les transformations chimiques et minéralogiques sont très importantes. Mais elles gardent des reliques de structure de la roche-mère. Sur ces échantillons nous avons effectué des essais d'identification géotechnique (masse volumique humide, masse volumique des grains, teneur en eau et degré de saturation). Ensuite nous avons entrepris des essais mécaniques (cisaillement direct à la boîte), destinés à évaluer la cohésion et l'angle de frottement des matériaux.

Les caractéristiques physiques et mécaniques correspondent tout à fait à celles d'un sol (tableau 17). Il est important de remarquer que les propriétés mécaniques (surtout la cohésion) des leuconorites et des gneiss varient en fonction de la direction de foliation par rapport à la direction de cisaillement.

Les résultats des études des propriétés physiques (poids volumique, porosité effective) et mécaniques (vitesses des ondes ultrasonores, module de déformation dynamique, résistance à la compression) des roches saines sont présentés dans le tableau 18.

On peut donc constater que les roches saines sont très denses et dures, avec des modules de déformation élevés, tandis qu'en cours d'altération la masse volumique chute de plus de 30 %. Les valeurs de porosité des roches saines et altérées sont très différentes.

On voit donc que l'altération joue un rôle ultime et drastique dans la dégradation des roches de Bemanevika. La matrice change complètement de nature en passant de la roche dure à un sol assez tendre.

Echantillon n°	Masse volumique, γ (g/cm ³)	Masse volumique de la partie solide, γ_s (g/cm ³)	Teneur en eau, W (%)	Degré de saturation, D (%)	Cohésion, C (kPa)	Angle de frottement, ϕ (°)	Commentaires
Leuconorite	1,74	2,56	30	82,5	250	26	cisaillement $\perp$ à la foliation
					54	27	cisaillement $\parallel$ à la foliation
Péridotite	2.02	3.03	18,5	71,5	80	25	isotrope
Gneiss	2.06	2,60	9	61	80	36	cisaillement $\perp$ à la foliation
					70	31	cisaillement $\parallel$ à la foliation
Gabbro	2.10	2,85	17	64	-	-	isotrope

Tableau 17. Propriétés physico-mécaniques des roches altérées de Bemanévika

Echantillon	Masse volumique, γ (g/cm ³)	Porosité effective, n (%)	Vitesse des ondes P Vp (m/s)	Vitesse des ondes S Vs (m/s)	Coefficient de Poisson ν	Module d'Young E (10 ⁴ MPa)	Résistance à la compression Rc (MPa)
Leuconorite	3.08	0,33	6992	4051	0,25	12,6	101
Péridotite	3.01	0,30	5829	3726	0,17	9,9	73
Gabbro	3.02	0,25	6553	3732	0,26	10,6	139
Pyroxénolite à l'amphibole	3,08	0,46	6191	3859	0,21	10,5	80
Péridotite à gros grains	3,07	0,24	6555	3719	0,26	10,8	49
Pyroxénolite à olivine	3,16	0,24	6945	4200	0,23	13,1	111

Tableau 18. Caractéristiques physico-mécaniques des roches saines de Bemanévika.

Conclusion

La structure géologique du gisement est assez simple et bien connue dans son ensemble. L'orientation générale de la formation, ainsi que de la foliation dans le massif est SSE-NNW.

Les bancs de chromite sont contenus dans un corps de roches *ultrabasiques* (péridotites et pyroxénolites essentiellement). Cet ensemble est lui même emballé dans des formations *basiques* constituées de *leuconorites* (norites à gros grains riches en feldspaths). Ces matériaux constituent l'originalité du gisement de Bemanévika.

Toutes les formations ont subi une forte altération chimique due à un climat tropical, avec des transformations quasi complètes des minéraux d'origine. L'épaisseur des matériaux altérés est très importante et peut atteindre 80 m dans les leuconorites. La couche d'altération la plus épaisse est liée à l'emplacement de *lavakas* qui représentent des formes spécifiques malgaches de l'érosion régressive superficielle.

La fracturation du massif a été étudiée à partir de sondages ce qui nous a permis de définir 4 familles directionnelles de fractures.

Les caractéristiques physiques et mécaniques des roches du massif ont été obtenues pour les roches altérées et pour les roches saines. Nous avons constaté la très forte dégradation de ces

caractéristiques en fonction de l'altération. Une autre remarque importante est l'anisotropie des propriétés mécaniques en rapport avec la foliation métamorphique des roches.

3.2 Résultats de l'étude de l'altération des roches du massif de Bemanevika

La diversité des roches du gisement ainsi que la longue histoire de leur formation et de leurs transformations minéralogiques, enfin le processus d'altération très important dans les conditions climatiques et géochimiques tropicales font que la nature pétrographique des roches de Bemanevika est particulièrement complexe. Pour avoir une idée plus précise de cette situation, nous avons réalisé sur les roches du gisement les études de laboratoire suivantes :

1. Analyse pétrographique de lames minces des roches non altérées et des roches au stade du début d'altération;
2. Etude de la composition minéralogique par diffraction de rayons X pour des roches à différents stades d'altération;
3. Analyse au moyen de la microscopie électronique de la microstructure des roches altérées, et utilisation de cette investigation pour déterminer quelques caractéristiques quantitatives de la porosité des roches;
4. Etude morphologique des roches par analyse d'images.

3.2.1 Résultats de l'analyse pétrographique des lames minces

Les lames minces ont été préparées à partir de carottes de sondages prélevées à 40 m de profondeur. Nous avons considéré les roches ainsi prélevées comme des "roches saines", mais en fait toutes les roches étudiées en lames minces montrent déjà des transformations minéralogiques plus ou moins fortes.

3.2.1.1 Les gneiss

Les gneiss qui ont été observés préservent en général une structure assez classique pour ce type de roche et une composition minéralogique caractéristique : quartz, feldspath et biotite. Le fait marquant de leur transformation est la destruction et la transformation partielle des plagioclases (séricitisation, saussuritisation) alors que le quartz occupe une place dominante (annexe 6, photo 1). On constate aussi l'apparition de muscovite secondaire au voisinage de la biotite initiale. La structure pétrographique reste toujours granoblastique.

3.2.1.2 Les gabbros

La roche d'origine peut être décrite comme un gabbro mélanocrate à grain fin et moyen. Ce qui reste de cette roche, ce sont des agrégats de plagioclase mélanocrate (bitownite), avec des inclusions de cristaux d'actinote et de phlogopite provenant de la pseudomorphose des pyroxènes. Dans les agrégats d'actinote et de phlogopite, on observe la zonation suivante : actinote au centre et phlogopite à la périphérie. Ceci indique la chronologie d'apparition des minéraux secondaires au cours du métamorphisme et de la métasomatose hydrothermale des plutons de roches basiques. La structure pétrographique gabbroïque granoblastique originale de la roche a été peu modifiée par l'altération..

Un autre exemple concerne les gabbros-norites. A partir de cette roche, se produisent différents processus de transformations minéralogiques : amphibolitisation, transformation partielle en talc et micas (phlogopite) des pyroxènes et saussuritisation des plagioclases. La transformation des plagioclases affecte tout le volume des cristaux par des microfissures, alors que la transformation partielle des pyroxènes a lieu préférentiellement sur les surfaces de clivages. Sur la photo 2 de l'annexe 6, on voit un exemple du développement important des micas, et dans une moindre mesure des amphiboles. La structure de ces roches est proche de la structure lépidogranoblastique.

3.2.1.3 Les leuconorites

Ce sont les roches les plus complexes du gisement. Elles ont été étudiées de manière à obtenir des données sur la pétrographie des roches saines et essayer de suivre les changements minéralogiques et mécaniques liés à l'altération. Pour réaliser cette étude, nous avons préparé des lames minces de leuconorites à partir d'échantillons prélevés à différentes profondeurs du gisement (40, 50 et 60 m) (voir respectivement les photos 3, 4 et 5 de l'annexe 6).

Les leuconorites les moins influencées par l'altération se composent de plagioclases sans trace de fracturation des cristaux, de clinopyroxènes (diopside, augite), et d'orthopyroxènes (enstatite, hypersthène). La proportion est de près de 50 % de plagioclases, 50 % de pyroxènes. On voit aussi une toute petite quantité de micas (phlogopite) et, enfin, un peu d'amphibole secondaire (trémolite). La structure est granoblastique, avec dominance des cristaux de plagioclases, ou gabbroïque.

Dans le cas intermédiaire des leuconorites plus altérées, nous pouvons constater la dégradation des contours des cristaux de plagioclases et de pyroxènes ainsi que l'apparition plus importante d'amphiboles dans les discontinuités affectants des cristaux et entre les cristaux.

Enfin, dans le cas d'une altération plus importante, nous observons une très forte fracturation des cristaux de plagioclases. Dans les fractures se développe un minéral opaque secondaire (la chromite) qui se développe au contact des plagioclases. Les cristaux des pyroxènes sont moins endommagés par l'altération, mais tout de même fortement amphibolisés et fracturés. Le mica disparaît complètement cédant la place aux minéraux argileux.

3.2.1.4 Les pyroxénolites et les péridotites

Ces roches ont les mêmes caractéristiques en lames minces. Il est difficile d'identifier avec certitude une pyroxénolite (l'olivine est présente en très petite quantité) et une péridotite, dans laquelle l'olivine est partiellement ou complètement dégradée.

Les caractéristiques principales de ces roches sont la présence en petite quantité d'olivine, la prédominance absolue des orthopyroxènes (enstatite ou hypersthène) ainsi que la présence de clinopyroxènes (diopside et augite) en petits cristaux contemporains des orthopyroxènes. On peut voir assez souvent de petits cristaux de clinopyroxène à l'intérieur des cristaux d'orthopyroxène dont ils sont contemporains (photos 8 et 9 de l'annexe 6). Les transformations minéralogiques liées au métamorphisme et dans une moindre mesure à l'altération des roches ultrabasiques sont très fortes. Il y a des exemples dans lesquels on ne peut observer que des reliques des cristaux d'orthopyroxènes originels, endommagés et dont les contours sont très dégradés. Les cristaux sont eux-mêmes très fracturés et assez souvent remplacés à partir de ces fractures par des minéraux secondaires. Parmi ceux-ci, les

amphiboles occupent la place la plus importante (trémolite, actinolite). Elles se développent dans les fractures et autres "défauts physiques" des cristaux et entre les cristaux, jouant ainsi un rôle de remplissage. Les espaces intercrystallins sont également remplis par du talc et des clinopyroxènes secondaires. Sur les orthopyroxènes déformés, on constate également l'apparition de micas (phlogopite).

Dans toutes les lames minces, il existe toujours une petite quantité de minéraux métalliques opaques (magnétite, chromite ou zircon).

La structure minéralogique des péridotites et des pyroxénites est intermédiaire entre granoblastique et nématoblastique.

Conclusion

En conclusion de cette analyse pétrographique, il faut souligner que les transformations minéralogiques des roches basiques et ultrabasiques du massif sont très importantes et consistent en l'apparition de minéraux secondaires par pseudomorphose, dans les défauts cristallins, et en forme d'auréole autour des cristaux initiaux. Les principaux minéraux secondaires sont par ordre d'importance les diverses amphiboles, les micas (phlogopite principalement), le talc et la saussurite, composée d'épidotes d'altération et de la lawsonite. Dans les roches métamorphiques (gneiss, micaschiste), la composition minéralogique reste généralement sans changement.

Dans le cas de l'altération (exemple des leuconorites), nous pouvons en lames minces observer de fortes dégradations physiques des cristaux et de leurs contours. Il est évident que les cristaux de plagioclase sont plus altérables que ceux de pyroxène.

3.2.2 Etude de la composition minéralogique par l'analyse aux RX

Les résultats présentés dans ce paragraphe ont été obtenus dans le laboratoire d'analyse RX des roches de l'Université de Moscou. Pour la précision et l'interprétation soignée des résultats nous devons beaucoup à V.I. Chlikov, Ingénieur de Recherche dans ce laboratoire.

Les études minéralogiques par diffraction des RX ont été effectuées pour les trois séries d'échantillons suivantes :

1. Gneiss, gabbro, leuconorite et péridotite-pyroxénolite altérés, prélevés au niveau du fond de la fosse existante (la profondeur réelle dans la couche d'altération étant de 30-40 m) pour avoir des données sur les changements minéralogiques principaux dans les roches altérées;
2. Leuconorite et péridotite-pyroxénolite prélevés à différentes profondeurs connues (de 10 à 50 m), ce qui donne la possibilité de positionner les échantillons dans un profil d'altération et de suivre les changements minéralogiques en fonction de l'état d'altération. Dans cette série, nous avons porté une attention particulière aux minéraux argileux.
3. Un échantillon prélevé dans le bord NE de la mine et qui contient une surface de fracture remplie par un minéral argileux au toucher onctueux le reste de l'échantillon étant gneissique. Cet échantillon nous intéresse tout particulièrement car on a tout lieu de supposer que ce minéral argileux en remplissage des fractures joue un rôle important dans les mouvements des talus en servant de "lubrifiant" et en facilitant ainsi les glissements en masse.

3.2.2.1 Première série

Les gabbros altérés sont caractérisés par une absence de plagioclases, ce que l'on peut expliquer par la faible résistance de ces minéraux à l'altération. Mais nous observons aussi l'absence ou la quasi-absence des orthopyroxènes, pourtant largement présents dans la roche initiale. Ceci signifie que l'altération "physique", très profonde, a été précédée par d'importantes transformations chimiques et par conséquent minéralogiques. A la place des orthopyroxènes, on constate la présence de diopside, clinopyroxène de deuxième génération, mais en quantité très faible (2 ou 3 %). Toutes les analyses de gabbros altérés révèlent aussi la présence de quartz, qui résulte de la rétromorphose (destabilisation de certains minéraux avec libération puis cristallisation de quartz). Toujours est-il que ce minéral, particulièrement résistant aux processus d'altération en comparaison avec d'autres minéraux, se trouve dans les gabbros altérés dans des proportions pouvant atteindre 30 %. Les minéraux ferrugineux (goethite, hématite) représentent environ 12 % de ces roches. Ils proviennent de la migration et de la concentration de fer dans la couche altérée après libération des oxydes et hydroxydes de fer de la roche mère. Les conditions climatiques tropicales sont très favorables au développement de ce processus. Le reste du contenu minéralogique des gabbros altérés est constitué de minéraux argileux, parmi lesquels la kaolinite, résultant de l'altération des plagioclases, domine nettement. Le deuxième minéral argileux de par son importance est une montmorillonite magnésienne.

Dans les leuconorites altérées, on observe l'existence d'une certaine quantité de microcline (5-6 %), qui a dû résister à toutes les transformations. On constate la présence en faible quantité également (environ 5 %) d'orthopyroxènes (hypersthène), et en quantité plus importante (20-25 %) d'une amphibole calcique (hornblende), minéral résultant de l'ouralitisé des pyroxènes. Les pics du diffractogramme correspondant à cette hornblende sur les diagrammes de diffraction ne sont pas très bien exprimés, ce qui peut signifier que ce minéral se trouve dans un état critique, précédant sa destruction par les processus d'altération. Comme dans le cas des gabbros (et presque pour toutes les roches altérées du massif de Bemanévika), on constate la présence de minéraux ferrugineux (goethite, hydrogoethite) dans une proportion de 12 à 14 %. Et enfin, les minéraux argileux parmi lesquels la kaolinite et la montmorillonite sont presque en quantité égale.

Les péridotites et pyroxénolites altérées sont très difficiles à analyser du point de vue de leur contenu minéralogique. On ne trouve pas de trace d'olivine dans ces roches, ce minéral se dégradant parmi les premiers lors de l'altération. On trouve des traces de pyroxènes, probablement orthorhombiques (2 à 5 %) et une quantité importante d'amphiboles. Parmi ces dernières, on peut définir deux types, qui ont une genèse différente : des amphiboles calciques monocliniques (hornblende), d'origine métamorphique primaire, et des amphiboles ferromagnésiennes orthorhombiques (anthophyllite, ferrogédrite), d'origine secondaire hydrothermale. Au total, les amphiboles représentent environ 20 % du contenu de la roche. On observe aussi la présence de quartz (6-7 %) et de minéraux du fer (5% environ). Ces derniers résultent des migrations géochimiques liées à l'altération. Le reste de la roche est constitué de minéraux argileux parmi lesquels la première place est occupée par les hydromicas, résidus de la destruction des pyroxènes et des amphiboles. Enfin, la montmorillonite est présente de façon non négligeable, et de façon moindre, la kaolinite.

Enfin, les gneiss altérés gardent dans leur composition minéralogique jusqu'à 12-15 % de plagioclase (microcline), une proportion dominante de quartz (70 %) et des traces de biotite

(5%). Les argiles qui remplacent les minéraux initiaux sont principalement l'illite et la kaolinite, avec un peu de vermiculite.

On peut donc, après cette analyse minéralogique des roches altérées, constater que l'état de dégradation des minéraux d'origine est très fort. Nous avons observé la disparition totale des olivines dans les péridotites, et quasi-totale des plagioclases et des pyroxènes dans les gabbros et les péridotites-pyroxénites. Une autre caractéristique est la présence de deux générations d'olivine dans les roches ultrabasiques altérées. Il faut également souligner la présence non négligeable de minéraux secondaires ferrugineux dans presque tous les échantillons testés, ce qui souligne le caractère tropical des conditions d'altération chimique. Enfin, les minéraux argileux sont très largement représentés, jusqu'à 50 % de la roche. Ces minéraux secondaires argileux sont principalement la kaolinite, l'halloysite, la montmorillonite, la vermiculite et la chlorite.

3.2.2.2 Deuxième série

La deuxième série d'échantillons étudiées aux RX est constituée de leuconorites et de péridotites prélevées dans différents endroits de la fosse actuelle et correspondant à des profondeurs de 13, 21, 36 et 40 m dans la couche d'altération.

Leuconorites, profondeur 40 m

La première analyse a été faite sur la partie la plus riche en amphiboles de l'échantillon, de couleur verte, plus anisotrope et hétérogène que le reste de l'échantillon. Cette analyse nous montre que le minéral dominant de la roche est la vermiculite. Celle-ci a été formée à partir des amphiboles. Parmi les reliques de ces amphiboles, on observe en majorité des variétés monocliniques (actinote, trémolite, 12-13 %) et des variétés orthorhombiques (anthophyllite, gédrite, 9-10 %). Notons que la vermiculite se présente sous la forme de particules assez grosses, conformément à la forme et à la structure des amphiboles originelles, et de ce fait n'entrent pas dans la fraction argileuse. Par contre, dans la fraction argileuse, on trouve beaucoup plus de produits d'altération de cette vermiculite que de vermiculite elle-même. Parmi les argiles, on observe un pic net sur le diffractogramme correspondant à la montmorillonite (17.9 Å) et le stilpnomélane (12 Å), minéral proche des chlorites. Comme produit d'altération des vermiculites, on trouve notamment de la kaolinite et une certaine proportion d'halloysite.

Une deuxième analyse de cet échantillon a été effectuée sur une partie de roche de couleur blanche, quasi homogène et moins anisotrope que la précédente. On peut supposer que l'origine de cette zonation pétrographique au sein même de la roche est due à la différenciation métamorphique. Dans cette deuxième analyse, on ne trouve pas de trace d'amphiboles monocliniques, mais on constate une augmentation de la part relative des amphiboles orthorhombiques (jusqu'à 20 %). Parmi les minéraux argileux, ce sont les types extrêmes des séries argileuses qui dominent : vermiculite et kaolinite. Les minéraux intermédiaires de type stilpnomélane n'apparaissent pas.

Leuconorites, profondeur 21 m

Le contenu minéralogique ressemble à celui de l'échantillon précédent, mais on observe la présence de pyroxènes orthorhombiques (hypersthène, 2 %). Les amphiboles monocliniques (actinote, trémolite) représentent 6 ou 7 % de l'ensemble. La vermiculite, bien décelable dans la lame initiale (jusqu'à 22-23 %) n'apparaît pas dans la lame d'argile. Les montmorillonites

dioctaédriques (volkonskoïte avec chrome, et nontronite avec magnésium) représentent 50 % des argiles. Les hydromicas se présentent sous la forme d'une interstructure de micas + vermiculite et de micas + smectite. Notons enfin que la présence de pyroxènes dans cet échantillon ne signifie pas que la roche est moins transformée et moins altérée que la précédente, car ces 2 % d'hypersthène peuvent être dus à une composition minéralogique de départ légèrement différente.

Leuconorites, profondeur 13.5 m

La composition minéralogique de cette roche est encore plus simple que celle des échantillons précédents : 20 à 30 % d'amphibole monoclinique, 10 % de kaolinite et plus de 50 % de montmorillonite dioctaédrique chromique (volkonskoïte) et magnésienne (nontronite). Aucune trace des minéraux d'origine (plagioclases, pyroxènes etc...) n'apparaît.

Péridotite, profondeur 35 m

Dans la roche analysée, on observe la prédominance de pyroxènes orthorhombiques (enstatite 5 %, hypersthène 45 %) et d'amphiboles (anthophyllite et gédrite 20 % ainsi que actinote et trémolite 6-7 %). Les argiles sont moins présentes que dans le cas des leuconorites, et surtout sous forme de montmorillonites (nontronite, volkonskoïte, 20 %). Mais dans la lame d'argiles, on ne voit pas de vermiculite qui est pourtant toujours présente avec un teneur de 4-5 % dans la lame de roche.

Ainsi, après l'étude de la minéralogie des leuconorites altérées, on peut constater qu'indépendamment de la profondeur de la roche dans la couche d'altération, la teneur en minéraux argileux reste supérieure à 50 %. Ils sont représentés en général par la vermiculite, sous forme d'agrégats assez grossiers. Ce minéral n'apparaît donc pas dans les lames d'argiles préparées avec les particules de diamètre inférieur à 2 µm. Les montmorillonites dioctaédrique de type volkonskoïte et nontronite sont également présentes dans ces roches. Ces argiles résultent du processus de transformation des pyroxènes magmatiques et des amphiboles métamorphiques et postmétamorphiques des roches initiales. On observe également une quantité considérable de kaolinite dans les lames d'argile. Celle-ci résulte de la dégradation des plagioclases primaires, qui n'apparaissent plus du tout dans les analyses.

En ce qui concerne les péridotites, à profondeur égale avec les échantillons de leuconorites, ces roches contiennent moins d'argile (25 % environ), mais plus de pyroxènes et d'amphiboles. De même que les plagioclases dans les leuconorites, les olivines ont ici totalement disparu.

3.2.2.3 Troisième série

Elle a été consacrée spécialement à l'étude des matériaux argileux dans les fractures des roches altérées. Nous observons dans les échantillons des concentrations d'argiles dans d'anciennes fissures, formant ainsi des micro-couches (1 à 3 mm) d'une matière argileuse blanchâtre. Mais des concentrations d'argile sont aussi visibles dans les reliques des minéraux de formation de part et d'autre de ces fractures, jusqu'aux reliques de roche mère pauvre en argiles. Dans un cas concret, nous avons observé un exemple de structure de ce type, formée dans un gneiss altéré (voir schéma sur la figure 23).

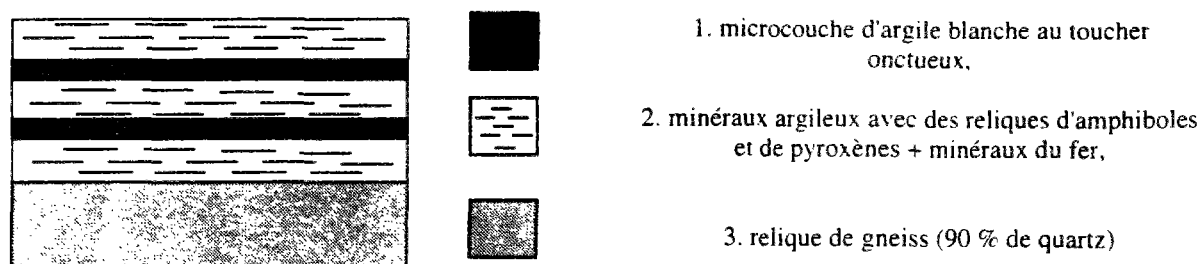


Figure 23. Structure multicouche dans le gneiss altéré.

Pour chacun des trois composants de cet échantillon, nous avons effectué une analyse aux RX. On peut observer que pour *le composant 1* (voir figure 23) toute la partie argileuse est composée de montmorillonite avec un peu de kaolinite. Cette montmorillonite est éventuellement de la nontronite, qui représente 70 à 80 % de la phase argileuse. En échantillon, elle a l'aspect d'une masse blanche savonneuse. Le reste de l'échantillon est une phase interstratifiée de chlorite et de vermiculite (phase de superposition en relation 1:1 des couches dioctaédrites de la vermiculite et des couches trioctaédriques de la chlorite). *Le composant 2* contient 2 à 3 % d'amphibole monoclinique, et le reste des minéraux argileux. Dans la fraction argileuse, une substance non structurée de type allophane a une certaine importance. Les argiles cristallisées sont principalement la montmorillonite (nontronite, volkonskoïte) et la kaolinite. Le degré de cristallisation de la kaolinite est assez faible, ce que l'on peut expliquer par la présence, dans le voisinage de la kaolinite, de l'halloysite, qui a la même structure mais une morphologie différente. Enfin, *le composant 3* contient 90 % de quartz et 10 % d'argiles, parmi lesquelles domine la kaolinite.

Nous avons donc dans ce cas un exemple d'apparition d'un minéral argileux dans des zones d'anciennes fissures, ceci par migration des produits d'altération des minéraux primaires. La montmorillonite dioctaédrique dans les zones affaiblies du massif peut jouer un rôle ultime dans le problème de l'instabilité des bords de la fosse creusée dans les roches altérées. Il existe un exemple classique de développement de nontronite « savonneuse » dû à des phénomènes d'altération dans les fractures d'une roche basique (bords de fleuve Enisey, barrage électrique de Bratsk, Sibérie) qui est à l'origine de nombreux glissements rocheux [48].

Conclusion

En conclusion de cette étude minéralogique par diffraction de rayons X des roches du gisement, il faut souligner encore une fois que les transformations minéralogiques liées à l'altération sont très importantes. Dans certains cas, il ne reste finalement de la roche mère que le nom, la roche elle-même ayant disparu. Elle a été remplacée par une nouvelle formation, composée de minéraux argileux et de reliques des minéraux primaires présents sous forme de traces. Il faut de plus remarquer que dans la plupart des roches basiques et ultrabasiques de Bemanévika, la composition minéralogique a déjà été changée au cours du métamorphisme, notamment par l'apparition d'une grande quantité d'amphibole de différents types et de plusieurs générations.

3.2.3 Analyse par microscopie électronique de la micromorphologie et de la structure de la porosité des roches altérées de Bemanevika

La micromorphologie des roches peut jouer un rôle essentiel dans le comportement mécanique de celles-ci. Les paramètres qualitatifs et quantitatifs de l'étude de la micromorphologie sont les mêmes que ceux décrits pour le cas de Bagenovskoe (voir paragraphe 2.2.3.4). Ils ont été obtenus au laboratoire de Microscopie Electronique de l'Université de Moscou avec une aide précieuse de Dr.V.N.Sokolov, le directeur du laboratoire. Les résultats numériques sont présentés dans l'annexe 7A.

3.2.3.1 Cas des leuconorites altérées

Nous observons (annexe 7B) une quasi-absence des minéraux primaires. Les pores les plus importants correspondent aux emplacements de ces anciennes minéraux détruits par l'altération. Des reliques d'amphiboles secondaires et surtout des minéraux argileux de tous les types possibles (plaquettes de vermiculite-chlorite, agrégats de montmorillonites, agrégats granulaires de kaolinite) semblent "habiller" les reliques des cristaux primaires ou former des "murs" entre les pores à la place de ceux-ci dans le cas où ils sont complètement détruits. La porosité totale de l'échantillon calculée à partir d'image du MEB est estimée à 50 %. Le coefficient de filtration est de 0,12 mD ($1 \text{ mD} = 10^{-15} \text{ m}^2$). Le facteur de forme Kf de 0,48. Les pores ne sont pas donc sphériques. Enfin, le coefficient d'anisotropie Ka est égal à 3,4 %, ce qui est très faible. En fait, l'anisotropie dans les leuconorites, définie par exemple par la différence des propriétés de résistance mécanique dans différentes directions, s'exprime plutôt à l'échelle macroscopique des agrégats minéralogiques qu'au niveau de la microporosité.

3.2.3.2 Cas des gabbros altérés

Il existe une ressemblance entre la microstructure de ces roches (annexe 7C) et celle des leuconorites. On peut clairement voir des pores de forme régulière formés à la place des cristaux des minéraux primaires, et autour de ces pores des "ponts" construits par des minéraux argileux, principalement de la kaolinite en forme d'écailles arrondies au bout. Mais il existe aussi une forte proportion de cristaux primaires grossiers, très transformés et fissurés (plagioclases fissurés, orthopyroxènes). Ils sont partiellement ou totalement pseudomorphosés par la vermiculite-chlorite. Ces gros cristaux sont toujours enveloppés d'un "manteau" de minéraux argileux (kaolinite et montmorillonite). La porosité totale est d'environ de 38% dans les gabbros. Le coefficient de filtration est seulement de 0,09 mD, le coefficient de forme de 0,53 et le coefficient d'anisotropie est faible : de 6 %.

3.2.3.3 Cas des péridotites-pyroxénites altérées

On constate pour ces roches (annexe 7D) la présence sous forme de reliques partiellement détruites de quelques grands cristaux d'orthopyroxène, ainsi que des cristaux plus petits et moins endommagés d'amphiboles. Mais la plupart des grandes formes cristallines ne correspondent pas à des minéraux primaires (pyroxènes ou amphiboles) : ce sont des pseudomorphoses de vermiculite sur ces cristaux primaires. On y voit aussi de petits cristaux de quartz intacts malgré l'altération. Les éléments argileux se présentent sous la forme d'agrégats tabulaires d'hydromicas et de très nombreuses particules de montmorillonite en forme d'écailles. Par rapport aux leuconorites, la structure semble ici plus hétérogène et plus orientée, notamment à cause de l'orientation primaire des reliques des gros cristaux de pyroxènes et d'amphiboles. La porosité totale est de même ordre que pour les leuconorites,

elle est de 46%. Le coefficient de filtration peut atteindre 0,037 mD. Le facteur de forme est de 0,51 (pores anisométriques) et le coefficient d'anisotropie de 18 % (il résulte de l'orientation au niveau microscopique des nombreuses amphiboles).

3.2.3.4 Cas des gneiss altérés

Sur les photos du MEB (annexe 7E), on observe les cristaux de minéraux primaires : le quartz est presque intact, les plagioclases fortement recouverts par le "manteau" de minéraux argileux de différentes formes, tabulaires ou fibreuses. La biotite est remplacée par de la vermiculite qui est déjà fortement transformée et couverte de montmorillonite. On observe également la présence de chlorite en forme de petites baguettes et d'agrégats fibreux. La porosité totale est de 28%, soit la valeur la plus faible parmi les roches altérées. Le coefficient de filtration peut atteindre 0,062 mD. Le facteur de forme est de 0,49 et le coefficient d'anisotropie de 2-3 % (roche isotrope au niveau microscopique).

3.2.3.5 Autres cas

Nous avons analysé également la microstructure et la microporosité pour les mêmes types de roches en fonction de leur état d'altération (en provenance de différents points de massif). Sur l'exemple des leuconorites (figure 24) nous pouvons observer la diminution très importante (plus de 10 fois) de la porosité totale et encore plus marquante du coefficient de filtration en fonction de la profondeur relative. L'évolution des autres paramètres caractérisant par exemple le facteur de forme et le coefficient d'anisotropie des pores est plus modéré.

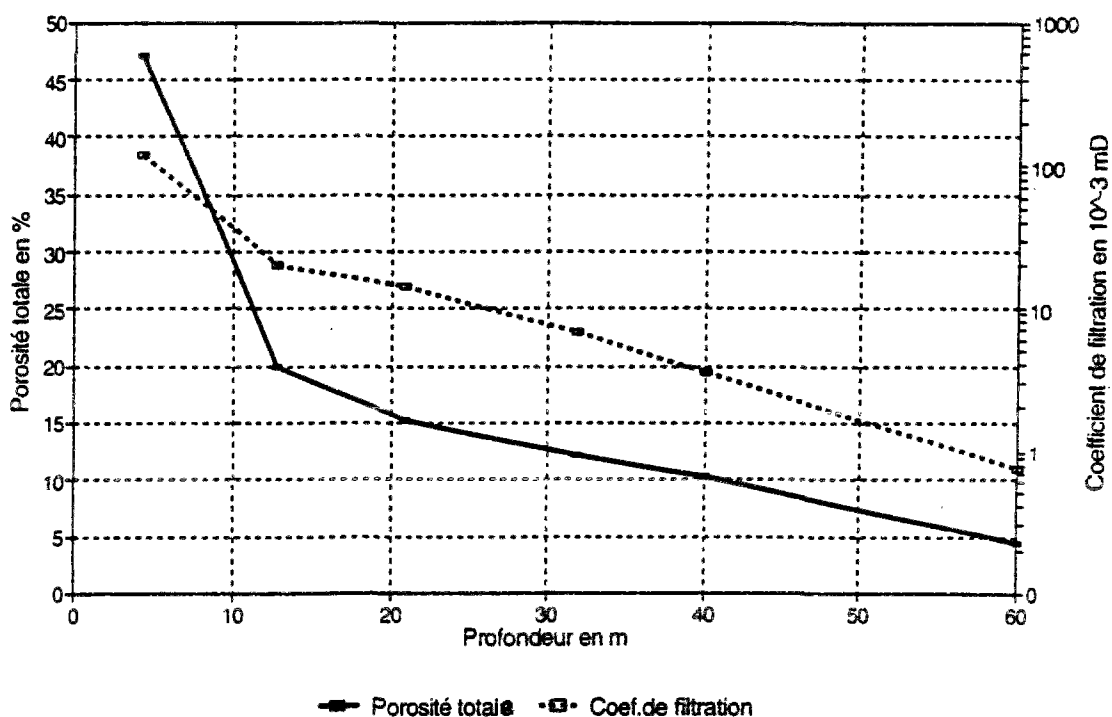


Figure 24. Evolution des caractéristiques de micro-porosité des leuconorites en fonction de la profondeur

Conclusion

Nous pouvons constater que la micromorphologie des roches telles que les gabbros, les leuconorites et les péridotites est relativement semblable. On trouve notamment des reliques

des cristaux des minéraux primaires ou secondaires, des amphiboles dans les péridotites par exemple. On observe aussi de grands pores à la place de ces minéraux primaires lorsqu'ils sont complètement détruits et des "manteaux" de minéraux argileux de différents types (surtout kaolinite et montmorillonite) autour de ces cristaux ou de ces pores. Le gneiss possède une structure à part du fait de la grande quantité de cristaux intacts de quartz et de la présence plus discrète des minéraux argileux. La porosité totale de ces gneiss (28 %) est d'ailleurs plus faible que celle des autres roches (40 à 50 %) qui est particulièrement élevée.

En ce qui concerne le coefficient de filtration, il est deux fois plus élevé dans les leuconorites (ainsi que les dimensions moyennes des pores, bien sûr) que dans les autres types de roches. Ceci doit également jouer un rôle non négligeable dans le schéma de migration de l'eau dans ce massif et par conséquent dans le développement de l'altération.

La valeur du facteur de forme nous permet de conclure que toutes les roches ont une porosité "orientée", la forme des pores étant toujours éloignée de la forme sphérique.

Enfin, le coefficient d'anisotropie, qui est le plus élevé pour les péridotites, ne peut être pris exclusivement en compte pour faire une étude de l'anisotropie : il faudrait pour cela regarder de plus près la forme de la distribution des différentes orientations. Dans certains cas (comme les leuconorites), il y a deux axes d'orientation préférentielle et, par conséquent, le coefficient résultant est beaucoup moins important que dans les cas où existe un seul axe d'orientation préférentielle. De plus, il ne faut pas oublier que l'analyse de forme se fait à partir d'une image de MEB bidimensionnelle et que l'anisotropie volumique ne peut donc être définie.

3.2.4 Analyse morphologique des leuconorites altérées

Cette étude a été effectuée à partir de photos des échantillons de roches altérées de Bemanavika avec le système d'analyse d'images et le logiciel "Gallery" (MGU, Moscou) développée par Dr. A.Sassov. Elle a pour but de démontrer l'anisotropie morphologique dans certaines roches du massif, qui entraîne par conséquent l'anisotropie des propriétés mécaniques (voir paragraphe 3.1.7).

Les études ont été réalisées sur les clichés photographiques des surfaces de leuconorites altérées. Nous avons choisi comme composant de cette roche les amphiboles (couleur verte sur les clichés) et les minéraux ferrugineux (couleur brune). La deuxième phase est nommée "pores", il s'agit en fait des minéraux les plus sombres (minéraux accessoires du fer) plus les espaces sombres entre particules. Donc, il s'agit (dans toutes les analyses des dimensions et des orientations des agrégats minéralogiques) des leuconorites altérées à l'échelle macroscopique, ce qui complète les données déjà obtenues par le MEB concernant les microstructures.

Nous avons pu obtenir pour les particules analysées les paramètres suivants : la superficie moyenne (S), le périmètre moyen (P), la dimension linéaire (D) moyenne (diamètre du cercle dont la superficie vaut S) et le facteur de forme égal à $4\pi S/P^2$, c'est à dire égal à 1 dans le cas d'une particule sphérique et à 0 dans le cas extrême d'une droite. Nous avons également obtenu les caractéristiques de l'anisotropie, le nombre des axes d'orientation préférentielle des particules ainsi que l'orientation moyenne au niveau macroscopique pour obtenir l'anisotropie "tridimensionnelle". Ces analyses ont été faites sur 4 photos de leuconorites, dont 2 parallèles

à la foliation naturelle et 2 perpendiculaires à cette foliation. Toutes les données sont résumées dans le tableau 19.

Dans l'annexe 8 à titre d'exemple nous présentons les résultats d'une des analyses, à savoir la photo initiale, image obtenue par scanner et utilisée pour l'analyse, les diagrammes d'analyse d'orientation, les paramètres numériques, la distribution des paramètres de forme et la distribution dimensionnelle.

Les principaux résultats de cette étude sont les suivants : l'anisotropie dans le plan parallèle à la foliation est de 10-15 %, avec 2 voire 3 axes d'orientation préférentielle, alors que dans le plan perpendiculaire à la foliation, l'anisotropie peut atteindre 20-25 %, avec la persistance d'un seul axe d'orientation préférentielle. Nous pouvons donc affirmer avec certitude que les leuconorites altérées sont anisotropes, ce qui devrait se manifester par une anisotropie des propriétés physico-mécaniques de ces roches. Les expériences de cisaillement menées en laboratoire (voir paragraphe 3.1.7) nous montrent clairement que cette anisotropie est assez importante.

Echantillon	Anisotropie (%)	Nombre des axes d'orientation	Orientation moyenne (°)	Superficie moyenne S (mm ²)	Diamètre moyen D (mm)	Périmètre moyen P (mm)	Facteur de forme ($4\pi S/P^2$)
n°1. $\perp$ litage. Phase claire	24	1	85	0,67	0,62	4,33	0,30
n°1. $\perp$ litage. Phase sombre				1,09	0,66	3,77	0,45
n°2. $\parallel$ litage. Phase claire	14	2	76	0,86	0,62	5,30	0,41
n°2. $\parallel$ litage. Phase sombre				0,27	0,38	2,03	0,45
n°3. $\perp$ litage. Phase claire	20	1	72	1,99	0,91	8,19	0,40
n°3. $\perp$ litage. Phase sombre				1,09	0,77	4,61	0,53
n°4. $\parallel$ litage. Phase claire	11	3	75	2,02	0,85	8,13	0,35
n°4. $\parallel$ litage. Phase sombre				1,31	0,72	4,51	0,62

Tableau 19. Caractéristiques morphologiques des leuconorites altérées de Bemanevika (d'après analyse d'image)

Les autres caractéristiques numériques indiquent que la superficie moyenne des particules analysées est comprise entre 0,2 et 2 mm², le périmètre moyen entre 0,4 et 0,9 mm, et que la facteur de forme varie de 0,3 à 0,6 c'est à dire que les particules ont une sphéricité moyenne.

Conclusion

En conclusion de cette étude de la matrice rocheuse des roches de Bemanevika, nous devons souligner les points les plus importants :

1. Le contenu minéralogique des roches saines de Bemanevika est sensiblement modifié par rapport à celui des roches originelles. Ceci est dû à des processus de métamorphisme de

différents types. On constate la disparition de certains minéraux (l'olivine dans les péridotites par exemple) et l'apparition de certains autres : amphiboles, mica, talc etc...

2. Au cours de l'altération, les changements minéralogiques deviennent très importants. Les minéraux primaires sont profondément dégradés, les secondaires (amphiboles) sont en état d'altération. Les minéraux argileux deviennent dominants dans la roche. Parmi les plus développés, on peut noter la vermiculite qui est elle aussi en cours de destruction, la montmorillonite (surtout dioctaédrique, magnésienne et chromifère), et la kaolinite. La teneur en minéraux argileux, d'après les résultats obtenus par étude aux RX, est de 25 % dans les gneiss, et peut atteindre 50 % dans les autres types de roches altérées. Un minéral argileux de type nontronite-volkonskoïte forme parfois de fines couches de matériau "savonneux" dans la roche. Cette présence pourrait être une des causes principales de l'apparition de zones de glissements dans le massif de roches altérées.
3. L'analyse de la microstructure montre encore une fois à quel point les transformations minéralogiques liées à l'altération sont importantes. Nous pouvons de plus voir le développement de différents types de minéraux argileux dans ces roches altérées. L'analyse de la microporosité nous fournit un ordre de grandeur de la porosité, estimée à 28 % pour les gneiss et à 47 % pour les leuconorites, ce qui se traduit par un coefficient de filtration de l'ordre de 0,3 à 0,12 mD. La forme des pores est dans tous les cas non sphérique.
4. Enfin, l'analyse morphologique par analyse d'image de la macrostructure dans le cas des leuconorites nous permet de conclure que ces roches sont visiblement anisotropes, avec une anisotropie de 25 % perpendiculairement au litage, ce qui doit finalement s'exprimer par une anisotropie des propriétés mécaniques de ces roches.

Les roches de Bemanevika sont des objets géologiques complexes, qui le deviennent encore plus en cours d'altération. Pour avoir les moyens de comprendre les problèmes géotechniques existant dans le massif, nous devons bien maîtriser les données pétrographiques de ces roches.

3.3 Etude de la stabilité de talus de la mine Bemanevika.

Les problèmes de la stabilité des talus dans les couches altérées de Madagascar doivent être résolus par plusieurs approches : les unes sont applicables aux massifs rocheux fracturés (calcul de la stabilité suivant des mécanismes de ruptures contrôlés par les discontinuités), les autres applicables aux massifs formés de matériaux altérés de type sol (calcul de la stabilité par la méthode de Bishop). Cette analyse est liée d'une part à la complexité de la structure de la couche d'altération, très épaisse et hétérogène, mais aussi à la complexité des processus de glissement et à la diversité des facteurs influençant ces processus.

Nous avons donc essayé d'effectuer l'analyse des facteurs provoquant l'instabilité générale des talus et de projeter cette situation dans le long terme en proposant divers scénarios de développement de ce processus.

3.3.1 Les facteurs influençant la stabilité des talus

Tout un ensemble de facteurs contribue à diminuer la capacité de résistance du massif en situation de talus de la mine. Parmi les plus importants, nous pouvons citer la transformation et la migration minéralogique dans les altérites, le facteur hydraulique et climatique, l'érosion du massif altéré, la fracturation initiale des roches.

3.3.1.1 La transformation et la migration des minéraux

La transformation minéralogique des roches altérées de Bemanevika joue un rôle important dans la réorganisation du massif. Elle contribue à la dégradation des propriétés géomécaniques des roches, au développement des réseaux hydrauliques (par la porosité qui se développe et la formation de chenaux d'écoulement dans les anciennes discontinuités).

La transformation minéralogique dans la couche altérée est très importante mais la roche garde quand même l'aspect texturale et structurale de la roche d'origine. Par contre, dans la couche supérieure d'une épaisseur de 5 à 10 m, nous trouvons une néoformation pédologique intéressante. Dans cette couche nous observons une forte concentration des oxydes et hydroxydes de fer (et de chrome) liés à la migration et l'accumulation dans le profil pédologique avec un pourcentage important de minéraux argileux qui s'agrègent assez souvent en particules de taille millimétrique. la percolation des eaux d'infiltration induit une structure relativement lâche, sans doute à l'origine des affaissements et du développement des lavakas.

La présence de cette couche nous explique pourquoi les glissements du flanc NE de la mine ont eu pour mécanisme un mouvement en masse structuré, presque en bloc et non un glissement de type coulée (comme on peut en attendre dans un sol saturé et riche en argile), ou un mouvement avec une surface de glissement définie par la couche argileuse. La formation de cette couche donne naissance à de nouvelles formes très actives d'érosion superficielle.

3.3.1.2 L'influence des conditions climatiques et hydrauliques

Le climat tropical humide de Madagascar joue un rôle fort important dans le développement de la couche d'altération, dans les processus de transformation minéralogique (altération chimique) et moins important dans la désagrégation mécanique (altération physique) des roches du massif.

Pour le problème de la stabilité des pentes, le plus significatif est le régime pluviométrique de la région avec plus de 400 mm de pluie en février, près de 200 mm en décembre, janvier et mars et zéro en juin, juillet et août. On peut être sûr que les glissement et les éboulement ont été déclenchés à cause de l'eau de pluie, ou au moins que c'est un des facteur les plus importants provoquant l'instabilité.

3.3.1.3 L'hypothèse de l'affaissement dans les latérites

La composition géochimique et, en conséquence, la composition granulométrique de la zone superficielle ainsi que l'imprégnation périodique de cette couche peut conduire à l'apparition de propriété d'affaissement dans les latérites argileuses qui peuvent rentrer dans la catégorie des sols métastables (catégorie à laquelle appartiennent aussi les loess).

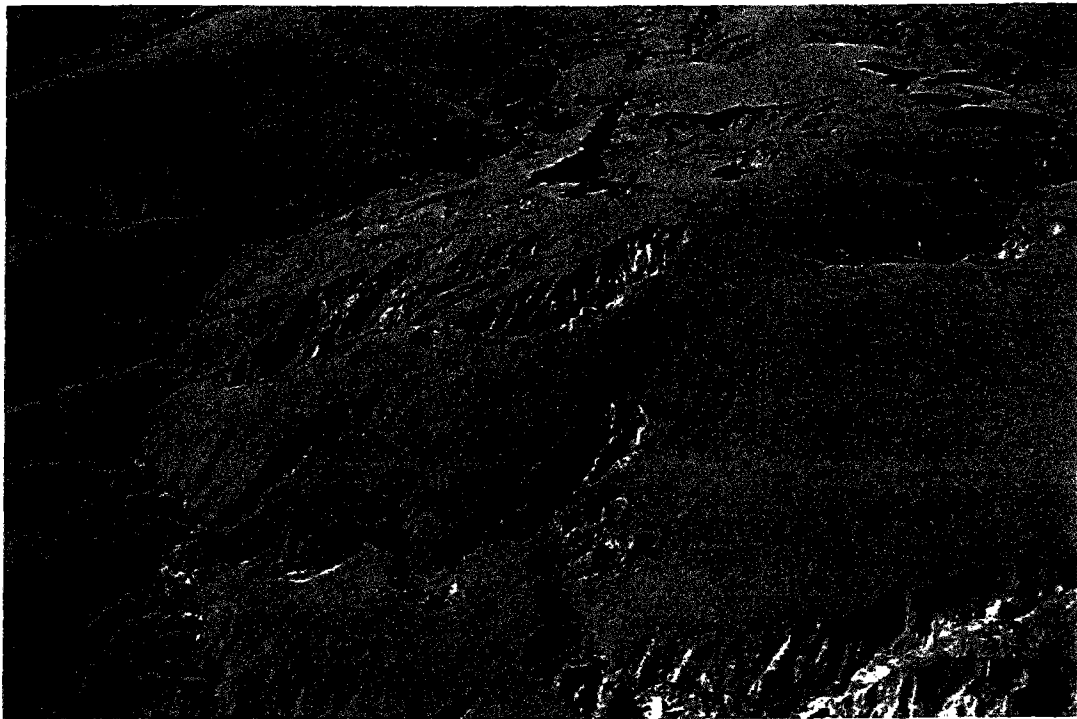
Pour expliquer ceci, on peut proposer le mécanisme suivant : au départ, nous avons la zone superficielle riche en particules argileuses. Cette zone est assez homogène et peu profonde (jusqu'à 10-12 m maximum). L'eau de pluie en quantité importante qui peut pénétrer jusqu'à la profondeur totale de cette zone provoque un lessivage des particules argileuses (plus légères et plus mobiles), le sol gardant sa texture initiale mais acquérant une très forte porosité. Après cette "structuration" du sol, les liaisons entre les particules argileuses du squelette peuvent être détruites par une nouvelle venue d'eau de pluie. Cette destruction conduit à un affaissement dans les argiles superficielles, plus ou moins important selon le degré de lessivage d'argile et

peut provoquer la dégradation de la surface du massif et l'accélération de l'érosion et , comme grave conséquence, la déstabilisation des pentes.

3.3.1.4 L'érosion superficielle, le ruissellement, les lavakas.

D'autre part l'érosion superficielle proprement dite, très développée sur ce type de sol et dans les conditions climatiques tropicales, provoque un déséquilibre sur les pentes, même si ces pentes ont des angles relativement faibles. Les deux phénomènes d'érosion les plus importants sont :

- l'érosion liée aux ruissellements, développée surtout pendant le saison des pluies quand la pluviosité dépasse la possibilité d'infiltration et que la plupart de l'eau coule sur les pentes ;
- le phénomène de *lavakas*



*Figure 25. Vue d'une zone de lavakas dans la région de Bemanevika.
(Photo de J-A.Fleurisson)*

Les lavakas de Madagascar constituent un processus géomorphologique très intéressant, unique et impressionnant (figure 25). Ils leur correspondent des figures d'érosion régressive dans les altérites de forte épaisseur, argileuses et dépourvues de couverture végétale. De nombreux auteurs ont contribué à leur étude [60, 67]. D'un point de vue morphologique, un lavaka mature se compose en général de trois secteurs:

- un bassin de réception en amont, formé d'un ou plusieurs hémicycles de forme ovoïde, en éventail ou en feuille de trèfle, et à bords raides et à fond en terrassettes ;
- un chenal d'écoulement - affaissement ;
- parfois, un cône d'accumulation susceptible d'obstruer la vallée dans laquelle il débouche. Ce cône peut avoir été rapidement évacué par l'eau.

Sans approfondir le problème de genèse et de développement des lavakas nous voulons seulement souligner que d'après les études géomorphologiques de ce phénomène il a été mis en évidence que :

1. les lavakas peuvent se développer uniquement sur les latérites et altérites provenant de l'altération de roches magmatiques et métamorphiques (granito-gneiss, gneiss, migmatite ou gabbros) ;
2. la genèse et le développement des lavakas sont liés au régime irrégulier d'imprégnation du sol ;
3. l'activité humaine et l'absence des forêts aggravent le développement de l'érosion superficielle en général et de la formation des lavakas.

Sur le territoire de la mine de Bemanevika on observe un très grand lavaka au milieu du flanc NE et d'autres plus petits : trois sur le flanc NE et deux sur la flanc SW. Sans aucun doute ils ont eu une influence très importante sur la déstabilisation d'une masse du sol, ce qui a conduit à des glissements et des éboulements sur les deux flancs de l'exploitation.

3.3.2 Historique d'instabilité

Le projet initial de l'exploitation prévoyait une profondeur totale de la mine de l'ordre de cent mètres avec des pentes dans la partie supérieure (roches altérées) de 40 - 50° et dans la partie inférieure (roches saines) de l'ordre de 70°.

Des instabilités sont survenues dès le démarrage de l'exploitation, mais sont restées limitées au niveau des gradins. Un traitement des gradins à l'avancement a permis de poursuivre l'exploitation. Quand la profondeur de la mine a atteint à peine 30-40 m les instabilités se sont multipliées. On a aperçu de nombreuses venues d'eau (tout au début de la saison des pluies) avec des ruissellements le long des flancs de fosse, l'apparition à la base du talus d'une paroi verticale d'une quinzaine de mètres de hauteur et des effondrements pratiquement complets des gradins dans la partie centrale de la mine avec formation de fissures à 3 ou 4 m en arrière du bord de chaque gradin, et détachement de panneaux successifs par affaissement. En fait ces premiers grands glissements ont été constatés à l'emplacement du plus grand lavaka sur le flanc NE de la mine.

Deux ans plus tard les phénomènes se multiplient et enfin ils se réunissent et toute la fosse est envahie par des matériaux glissés ou éboulés. L'analyse des instabilités nous permet de souligner les faits suivants :

1. la zone proche du *lavaka* principal a montré la première des signes d'instabilité de grande ampleur ;
2. les instabilité se sont souvent produites lors de la saison des pluies ;
3. les venues d'eau ont été observées à différentes cotes jusqu'aux gradins du niveau inférieur et résultent en partie d'une infiltration directe et rapide des eaux de ruissellement ;
4. la formation d'une *paroi verticale* d'une quinzaine de mètres de haut à la base du talus et les détachements de panneaux successifs par affaissement n'est pas sans rapport avec le phénomène de démarrage d'un lavaka. Les affaissements ne menacent pas la stabilité d'ensemble du massif. Par évolution régressive, les conditions géométriques et mécaniques favorables au démarrage d'une instabilité de plus grande ampleur peuvent être réunies.

L'eau comme facteur déclenchant joue donc un rôle essentiel dans les instabilités. Ce rôle est souligné ici par les pentes enveloppes des talus de l'exploitation trop élevées et instables. Le ruissellement n'est sans doute pas négligeable dans les processus de déstabilisation mais on peut penser qu'à la faveur de chenaux de drainage préférentiels, à proximité en particulier des anciens lavakas, l'eau joue un rôle encore plus important sous forme de nappe. La modification de l'équilibre général par l'exploitation en accentuant en particulier la convexité de la pente, peut créer des phénomènes d'affaissement et par la suite des instabilités de grande ampleur peuvent être envisagées.

3.3.3 Analyse de la stabilité de la mine de Bemanevika

Avec les caractéristiques géotechniques issues de l'analyse *a posteriori* des glissements nous avons avancé l'hypothèse d'une instabilité à grande échelle du massif de Bemanevika. En utilisant ensuite des schémas mécaniques du milieu continu homogène, les données de la fracturation du massif et des propriétés mécaniques des roches et des discontinuités établis au cours des essais en laboratoire, nous avons pu effectuer un grand nombre de calculs de stabilité ceci à grande échelle (logiciel BISHOP) et à petite et moyenne échelle (logiciel DEGRES). Nous ne présentons ici que les résultats généraux des études de stabilité à l'échelle du flanc de l'exploitation et à l'échelle de un ou quelques gradins.

3.3.3.1 Calcul *a posteriori* des glissements

Dans un premier temps nous avons étudié la forme et les volumes des masses glissées dans la mine en comparant l'allure des profils topographiques reconstruits pour les différents moments de l'avancement de la mine à ciel ouvert et la progression des mouvements de talus entre 1970 et 1990. Nous pouvons constater que les mouvements ont eu lieu dans les premiers 20-30 m de la surface du talus. Ceci signifie que ce n'était pas seulement l'effondrement des gradins de la mine, ni un glissement dans la zone uniquement latéritique. C'était un glissement structuré, relativement peu profond et de caractère continu (non catastrophique).

Considérant la géométrie de talus avant glissement, et le positionnement de la nappe correspondant à des données piézométriques actuelles et tenant compte de la géométrie et du volume estimés du glissement, nous avons pu faire des calculs *a posteriori* et déterminer les propriétés mécaniques du massif mobilisées au moment de la rupture dans des roches altérées concernées par le glissement. Nous avons obtenu une cohésion de l'ordre de 35-40 kPa et un angle de frottement de l'ordre de 18-20°.

3.3.3.2 Approche géomécanique de modélisation du massif continu

Le fort contraste entre les matériaux altérés et les matériaux sains nous a conduit à mener l'analyse de la stabilité à grande échelle en deux étapes : premièrement analyser la stabilité dans le massif altéré et ensuite analyser l'ensemble du flanc de fosse incluant les matériaux sains et altérés.

Les paramètres géotechniques du milieu homogène ont été définis, comme pour le cas de la mine de Bagenovskoe, par les lois semi empiriques de Hoek et Brown (voir paragraphe 1.3.5) en tenant compte de la nature lithologique de la roche du massif et de l'état de fracturation et d'altération du massif (indice de qualité CSIR).

Cas des roches saines : En ce qui concerne la nature lithologique dominante des matériaux, toutes les roches du massif de Bemanevika appartiennent à la cinquième classe (tableau 4). Pour définir l'état du massif nous nous sommes basés sur l'estimation de l'indice de qualité CSIR défini par Goodman et Benjavi (dans [39]). Cet indice provient des données de la résistance des matériaux, le RQD (Rock Quality Designation), les conditions hydrauliques, l'espacement et les caractéristiques des discontinuités. Une évaluation de ces paramètres conduit à des valeurs extrêmes du CSIR de 20 à 50, ce qui correspond respectivement aux classes 5 et 4. Nous avons donc avancé trois hypothèses mécaniques :

1. Classe lithologique 5, classe de qualité 4 ;
2. Classe lithologique 5, classe de qualité 5 ;
3. Classe lithologique 5, classe de qualité intermédiaire entre 4 et 5.

Cas des roches altérées : Les essais de laboratoire ont permis de définir les caractéristiques mécaniques de la matrice altérée. Mais pour approcher le comportement mécanique du massif dans son ensemble, il est nécessaire de tenir compte également de la présence du réseau de discontinuités originelles, qui persiste toujours. Le caractère discontinu du massif est ainsi préservé. Ceci nous conduit à adopter la même démarche que dans le cas des matériaux sains et à déterminer les caractéristiques géomécaniques du massif à partir des lois de Hoek et Brown.

Le choix des classes auxquelles appartiennent les roches altérées est délicat. Nous avons constaté ci-dessus que la plupart des minéraux d'origine ont été transformés en minéraux argileux. Il apparaît cependant peu réaliste d'assimiler ces matériaux altérés aux roches argileuses litées de la seconde classe (tableau 4), qui représentent des roches du type argilites et schistes. Aucune autre classe lithologique prédéfinie ne permet d'ailleurs de tenir compte de ce phénomène. Nous avons donc conservé la même classe lithologique que pour des roches saines mais en considérant que l'altération avait peu modifié l'intensité de fracturation mais réduit fortement la résistance de la matrice, ce que nous avons traduit par le fait de garder la même classe de qualité (la classe 5 est le cas plus réaliste) et en utilisant une valeur de résistance à la compression simple très basse.

3.3.3.3 Hypothèses géomécaniques de l'instabilité

Il convient ensuite de définir le mécanisme de rupture le plus réaliste en fonction des critères géologiques, géotechniques et hydrogéologiques du massif concerné. En se basant sur les données ci-dessus, nous pouvons proposer deux scénarios de l'instabilité au niveau du flanc (voir figure 26).

Le premier scénario suppose que le facteur déclenchant l'instabilité générale est la paroi verticale d'affaissement au pied du talus alors que le deuxième souligne le rôle important des fissures d'affaissement en tête du talus. Les deux hypothèses, d'un point de vue géotechnique, nous paraissent assez probables. La première hypothèse s'exprime clairement sur le site par la formation des parois verticales de 10-15 m de haut précédant les mouvements en masse sur les talus. En faveur de la deuxième hypothèse, on trouve de nombreuses fissures d'affaissement en tête de talus, plus ou moins profondes, relevées sur le terrain.

Nous avons donc pris en compte dans des calculs de stabilité à grande échelle les deux hypothèses, en ajoutant dans la configuration des profils étudiés la paroi quasi verticale de 15 et de 10 m au pied de talus et en définissant la fissure verticale en tête des cercles de glissement.

Hypothèse 1 Déstabilisation à partir du pied du talus		Hypothèse 2 Déstabilisation à partir de la tête du talus	
Phase 1. 	Réalisation d'une pente dans les matériaux altérés avec présence de la nappe normalement rabattue dans le talus	Phase 1. 	Réalisation d'une pente dans les matériaux altérés en présence de nombreux phénomènes d'érosion - lavakas, fissures d'affaissement en tête du talus. La couche latéritique riche en fer constitue un sol à granulométrie fine
Phase 2. 	Phénomène d'initiation - formation d'une paroi très raide de 10-15 m de haut à la base du talus suivant un processus apparenté au lavaka. Le matériau en aval est vite évacué	Phase 2. 	Etat critique de la situation hydraulique, avec élargissement et approfondissement des fissures d'affaissement en tête
Phase 3. 	Phénomène d'instabilité générale : la géométrie et la situation hydraulique sont telles qu'on arrive au déclenchement de la rupture avec glissement généralisé	Phase 3. 	Etat de déséquilibre du talus qui conduit à l'effondrement généralisée selon des surfaces plus ou moins circulaires

Figure 26. Deux hypothèses du processus d'instabilité des talus de Bemanevika.

3.3.3.4 Discussion à propos des résultats obtenus

D'un point de vue général, les résultats de calcul montrent l'influence de la pente pour chaque gamme de hauteur envisagée. Mais surtout, ils mettent en évidence le rôle de la position de la surface piézométrique en arrière du talus. On voit en particulier que tout dispositif favorisant le rabattement de la nappe en arrière du talus améliorera la stabilité. La mise en place de drains subhorizontaux peut y contribuer. On peut même envisager que dans le cas d'une limitation de l'infiltration d'eau dans le talus, en canalisant à différents niveaux les eaux de ruissellement, et avec un drainage efficace et régulier, la formation de la nappe sera sérieusement limitée.

D'autre part, la position du contact matériaux altérés - matériaux sains dans le massif joue un rôle important dans le dimensionnement des pentes de talus. Mais ce contact n'est connu qu'au niveau des points de sondages qui sont concentrés au coeur de la zone minéralisée et il est très mal défini hors de cette zone. C'est pourtant dans la partie hors de la zone minéralisée que seront réalisés les talus finals de l'exploitation dont nous avons analysé la stabilité. Nous avons donc été conduits à extrapoler le contact en considérant que (hors des zones de lavaka) la partie altérée garderait une épaisseur constante parallèlement à la surface topographique initiale. En raison de cette incertitude une vaste campagne de sondages géotechniques carottés orientés serait souhaitable.

3.3.3.5 Analyse de la stabilité à petite et moyenne échelle

Il s'agit d'analyser la stabilité à l'échelle du gradin ou d'un ensemble de quelques gradins dans les matériaux sains fracturés. A cette échelle les mécanismes de rupture potentiels les

plus réalistes résultent des diverses combinaisons de discontinuités s'intersectant entre elles et intersectant un talus d'orientation et de pente moyenne données.

Les mécanismes de rupture envisagés ont été les mêmes que pour le cas de Bagenovskoe et sont décrits dans les paragraphes 1.3.4 et 2.3.2.2. L'analyse de stabilité a été réalisée avec le logiciel DEGRES.

Les résultats montrent que les risques de rupture à cette échelle sont limités. Dans les secteurs où des risques sont cinématiquement possibles, ils conduisent soit à des facteurs de sécurité suffisamment élevés, soit dans les cas contraires, à des volumes instables faibles.

La très forte dispersion de la fracturation peut conduire cependant à des ruptures cinématiquement non identifiées dans le cadre de notre analyse et / ou à des volumes instables plus importants. Afin de limiter de tels risques il est souhaitable d'utiliser par exemple un drainage sub horizontal avec évacuation de l'eau en sortie des drains.

3.3.4 Prévision à long terme de la stabilité de Bemanevika

Il est très difficile d'aborder le sujet de la prévision à long terme de la stabilité de la mine de Bemanevika. Les raisons principales de ces difficultés sont les suivantes :

- complexité de la situation géotechnique, résultant de la superposition des facteurs climatiques, lithologiques et géologiques, hydrauliques et hydrogéologiques;
- manque de données concernant la configuration de la surface de contact entre les roches altérées et les roches saines et incertitude des données piézométriques ;
- absence des études d'altération *in situ* (analogues à celles, réalisées à Bagenovskoe) qui nous permettent d'estimer la vitesse d'altération moderne et d'obtenir les paramètres géotechniques correspondants à chaque stade d'altération.

Nous avons essayé d'appliquer différentes méthodes de prévision et nous allons donc présenter ici quelques réflexions concernant cette prévision, sans trop mettre l'accent sur des résultats numériques.

3.3.4.1 Prévision par l'analyse des facteurs

Cette méthode reste qualitative dans les cas de conditions géotechniques extrêmement difficiles et en tenant compte du manque d'information sur certains paramètres. Elle n'aboutit pas à des valeurs des facteurs de sécurité, ni à des vitesses de dégradation de stabilité, mais elle permet d'estimer qualitativement l'intensité et le mécanisme de l'instabilité potentielle. Nous pensons qu'il vaut mieux disposer de raisonnements qualitatifs bien argumentés, que de résultats quantitatifs issus d'un modèle simpliste et peu réaliste.

Le facteur le plus important, qui jouera le rôle principal dans la situation de stabilité à long terme c'est le processus d'altération de la matrice rocheuse. Le développement de l'altération, surtout dans des conditions climatiques tropicales est assez rapide. Même en quelques années, voire dix ans elle se manifestera vivement. Nous avons déjà discuté des transformations minéralogiques au cours de l'altération entraînant la dégradation des caractéristiques mécaniques. La densité, la résistance à la compression, la cohésion et l'angle de frottement se dégradent très sensiblement. La structure de la roche complètement altérée devient moins

serrée, le réseau des pores se développe très fortement, en influençant le comportement hydraulique du massif. La progression de l'altération à l'intérieur du massif peut être schématisée comme présenté sur la figure 27. Les problèmes d'instabilité se concentreront dans la partie superficielle la plus affectée par l'altération, en formant des *surfaces de faiblesse*, parallèles au talus autour du contact roche saine / roche altérée

D'autre part, l'altération au niveau du massif peut influencer plus ou moins fortement la situation de fracturation. Dans notre cas il est possible qu'au cours du développement progressif de l'altération, le massif comme milieu fracturé perdra (plus ou moins) son aspect discontinu ; il deviendra donc plus un massif de type sol homogène. Les fractures évolueront. Une faible cohésion pourra se développer par colmatage par des minéraux argileux; Cependant, même si la matrice des épontes est entièrement transformée en sol, l'angle de frottement mobilisable dans les discontinuité devrait être plus faible. Il est assez courant de voir dans la partie supérieure des profils d'altération des glissements (plans ou dièdres) suivant des fractures reconnaissables dans un matériau de type sol.

Un autre paramètre décisif pour la stabilité est le facteur hydraulique. Déjà dans l'état actuel du massif (comme nous avons constaté ci dessus) il joue un rôle primordial à tous les stades d'instabilité : du déclenchement des phénomènes d'érosion ou affaissements, jusqu'à l'instabilité généralisée. Avec le développement de l'altération, le drainage par le milieu fracturé sera moins efficace puisque remplacé par un milieu poreux, mais sans doute moins perméable. Avec la progression de l'exploitation en profondeur la pression interstitielle deviendra plus importante (figure 27). Enfin, l'érosion par ruissellement et formation de lavaka devrait se développer.

Tous ces facteurs réunis démontrent, qu'à long terme (quand l'altération progressera dans le massif de roches saines, découvertes par la future exploitation) la situation de stabilité des talus de Bemanevika sera critique. Les éboulements et les glissements, plus ou moins généralisés, mais sans doute peu profonds auront lieu pratiquement sur toute la surface des talus.

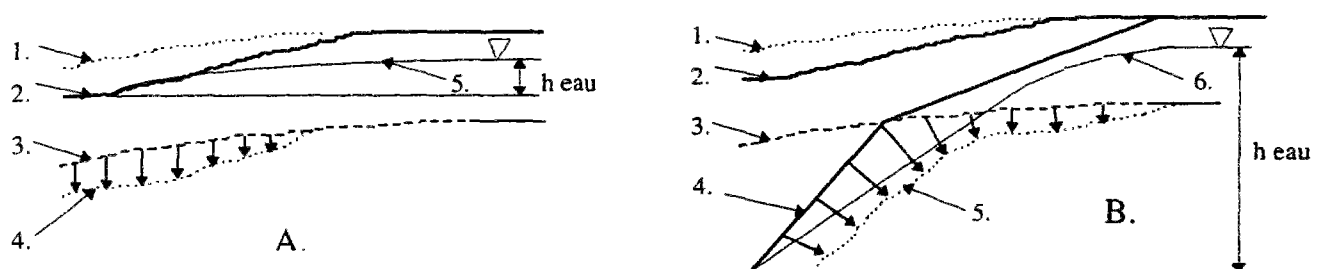


Figure 27. Configuration schématique du développement de l'altération dans les talus de la mine de Bemanevika à l'état actuel et au cours de l'exploitation future

A. Etat actuel de la mine (1. - surface du talus avant l'exploitation, 2. - surface actuelle du talus, 3. - limite roche saine / roche altérée avant l'exploitation, 4. - progression de cette limite vers le profondeur, 5. - niveau piézométrique).

B. Prévision à long terme de la configuration (1. - surface du talus avant l'exploitation, 2. - surface actuelle du talus, 3. - limite roche saine / roche altérée avant l'exploitation, 4. - talus d'exploitation en projet, 5. - progression de la limite roche saine / roche altérée vers le profondeur, 6. - niveau piézométrique).

3.3.4.2 Prévission par des calculs directs du facteur de sécurité

Nous avons tenté de calculer le facteur de sécurité à long terme sur la base des données issues de la simulation de l'altération en laboratoire. Pour les roches de Madagascar nous avons modélisé le processus d'altération chimique par des cycles de lessivage des échantillons en eau chaude (extracteur *Soxhlet*). La méthode, ainsi que les résultats de cette modélisation sont présentés dans le chapitre 4 de ce mémoire.

Nous avons retenu d'après cette simulation que les caractéristiques mécaniques des roches saines au départ se dégradent sensiblement en cours d'expérience. Par exemple, après 1250 cycles de Soxhlet les leuconorites perdent jusqu'à 25% de résistance à la compression, les péridotites amphibolisées présentent une perte de 23% et les pyroxénolites fortement amphibolisées de 47%.

Malheureusement, pour ce type de simulation de l'altération nous ne pouvons pas définir à quelle durée d'altération naturelle dans le massif correspondent nos 1250 cycles de Soxhlet car nous n'avons pas de repère dans les paramètres de l'altération naturelle, comme c'était le cas pour Bagenovskoe. Donc, dans le cas de Madagascar, il nous manque toujours le paramètre temps et par conséquent la vitesse d'altération.

Nous avons effectué quand même les calculs du facteur de sécurité pour des profils de talus finals établis précédemment, mais en utilisant des nouvelles caractéristiques mécaniques de la partie du massif dite « saine ». Ces calculs font apparaître une diminution des valeurs de FS pour tous les profils de 10 à 23% en fonction de leur profondeur totale. Sans savoir donc à quoi correspondent en temps réel les 1250 cycles de Soxhlet, nous pouvons seulement constater que quand les roches du massif (saines au moment de leur mis à jour par l'exploitation) arrivent en cet état, le FS pour des talus de Bemanevika régresse de 15-18% en moyenne.

Conclusion

L'objectif de cette étude était d'analyser la stabilité des talus de la fosse de Bemanevika en visant à établir les configurations de talus finals de la future exploitation et en tenant compte de la diversité et de la complexité des processus d'altération des roches dans les conditions climatiques tropicales.

Nous avons essayé de nous arrêter plus en détail sur le problème de la formation des phénomènes d'instabilité dans cette région et d'analyser toute la diversité des facteurs les influençant.

Parmi les facteurs d'instabilité les plus importants on peut citer :

- Les phénomènes d'altération dans tous leurs aspects. Ce sont d'abord les fortes transformations géochimiques et minéralogiques de la matrice rocheuse. Toutes les roches (mais en particulier les leuconorites) ont subi ces transformations. La limite géométrique entre les roches saines et les roches altérées joue aussi un rôle très important sur la stabilité. Les caractéristiques pétrographiques et mécaniques des roches varient avec la profondeur de la roche dans le massif. La couche supérieure est transformée par néoformation typique en argiles latéritiques dans des conditions climatiques tropicales ;
- Les conditions climatiques particulières avec une saison des pluies très marquée créent des situations hydrogéologiques particulières. Les phénomènes d'instabilité sont liés aux saisons avec précipitations élevées. La forte dégradation de la matrice rocheuse entraîne un

changement des conditions de drainage (le milieu fracturé se transformant en un milieu poreux mais peu perméable) et souligne le rôle de l'eau dans les instabilités ;

- Les particularités pétrographiques des roches altérées ainsi que les conditions spécifiques du climat ont créé de nombreux phénomènes d'érosion superficielle. Les plus surprenants sont les *lavakas* : des profonds chenaux d'écoulement d'une forme spécifique et d'une profondeur considérable. L'instabilité des talus artificiels et des versants naturels est directement liée aux phénomènes d'érosion. Le comportement de certaines altérites de type sol métastable doit être noté.

Nous avons également abordé le problème de la prévision à long terme de la stabilité du massif, ceci par différentes approches : analyse des facteurs ou calculs directs du facteur de sécurité. Tout cela nous permet de prévoir les conditions géométriques et mécaniques provoquant l'instabilité. Par contre la question de l'échelle du temps dans cette prévision, et plus particulièrement la vitesse d'altération des roches dans le massif, reste ouverte.

4. Etude expérimentale au laboratoire de l'altérabilité des roches

Introduction

Cette partie de notre travail a pour but de caractériser la sensibilité des roches des deux sites présentés ci-dessus (Bagenovskoe et Bemanevika) à l'altération artificielle pour en tirer quelques conclusions sur les processus naturels d'altération de la matrice rocheuse qui peuvent jouer un rôle sur la stabilité des talus.

Pour les deux massifs, les roches - mères sont relativement comparables. Il s'agit en effet de roches magmatiques basiques et ultrabasiques ayant subi diverses phases de métamorphisme. Mais dans les deux cas les conditions du développement de l'altération sont très différentes. Pour la mine de Bagenovskoe c'est la désagrégation physique qui joue le rôle primordial dans le processus d'altération, tandis qu'à Bemanevika le processus le plus important est la dégradation chimique.

Ceci est lié à la différence des conditions climatiques dans lesquelles se déroule l'altération. Dans l'Oural Central (Bagenovskoe) nous avons un exemple-type de climat tempéré continental avec un rôle très important du processus de gel-dégel tandis qu'à Madagascar (Bemanevika) nous avons un climat classiquement tropical, avec ses périodes de sécheresse et de pluies fortement accentuées.

Nous avons donc essayé de modéliser en laboratoire les différentes conditions d'altération par deux approches expérimentales :

- altération artificielle des roches par cycles de gel-dégel ;
- altération artificielle par des cycles de lessivage à l'eau à haute température en extracteur Soxhlet.

Divers paramètres ont été contrôlés au cours des essais afin de pouvoir suivre la dynamique de l'altération et la dégradation des propriétés physico-mécaniques des roches. Ceci nous a permis d'évaluer l'altérabilité des roches relative aux conditions climatiques naturelles et à la nature de la matrice rocheuse.

Dans le présent chapitre, nous décrivons les principes des deux approches expérimentales, les dispositifs expérimentaux et les mesures effectuées, les caractéristiques des échantillons testés et enfin, les résultats de l'étude et ses principales conclusions.

4.1 Etude en laboratoire de l'altération et de l'altérabilité des roches par leur sensibilité au gel.

Les conditions climatiques tempérées continentales de l'Oural Central, avec un hiver très froid et long et de nombreux passages de la température par zéro en automne et au printemps, se montrent très favorables au développement de la dégradation physique des roches par l'effet de gel. Afin d'estimer l'effet de ce phénomène sur la matrice rocheuse nous avons entrepris la modélisation en laboratoire du processus de gel-dégel pour des échantillons de gabbros et des péridotites provenant de la mine de Bagenovskoe.

4.1.1 Action physique et mécanique du gel dans les roches.

Le problème de l'action du gel dans les roches est très important. Il contient des aspects physiques et mécaniques, géologiques et géomorphologiques et concerne des applications dans le génie civil (fondations, bâtiments, bétons).

En France un certain nombre d'études théoriques et expérimentales ont été effectuées, entre autres au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées et au Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. à Caen [46, 3]. De nombreux essais de cryoclastie des sols et des roches carbonates, grès, granites) ont été faits. H. Bertouille [7] a réalisé une étude mathématique de la thermoclastie et de la cryoclastie des roches. J.P.Coutard et J.P.Lautridou ont contribué beaucoup aux études expérimentales de la gélifraction [15].

La chaire de Géocryologie de l'Université de Moscou a également beaucoup travaillé sur ce sujet. Parmi les plus grands noms des spécialistes, nous pouvons citer les professeurs Koudriavtsev, Romanovsky, Yerchov et beaucoup d'autres. Des ouvrages classiques consacrés aux problèmes de la géocryologie, de la physique et de la chimie des roches gelées, aux processus cryologiques dans les massifs, à la construction des fondations dans les zones de permafrost et de gel-dégel saisonniers [24, 25, 43 et 49] ont été publiés.

Dans l'état actuel des connaissances sont bien définis les types génétiques de sols gelés, la dynamique et les caractéristiques structurales des processus de gel saisonniers et du permafrost. En Russie, où le permafrost occupe plus de 40% de territoire, les géologues et les spécialistes du Génie ont une grande expérience de ce phénomène. Mais jusqu'à maintenant le problème de l'action du gel dans les massifs de roches dures est mal connu. Les expériences de gélivité portent sur de petits blocs de roches et ne permettent pas vraiment de connaître les phénomènes de cryoclastie dans un massif (action du gel dans les discontinuités, importance du front de gel et autres). Et pourtant c'est essentiellement au niveau du massif discontinu que l'importance des actions physiques du gel (et l'action répétitive de cycles de gel-dégel) est essentielle.

La réaction physique du gel sur les roches s'appelle habituellement *la gélivation* des roches. Plus cette réaction est importante plus la roche est considérée comme *gélive*. Dans les roches on distingue quatre processus essentiels de gélivation .[45] :

- écaillage (desquamation) de la surface des blocs rocheux
- éclatement des roches non fissurées à porosité intergranulaire
- désagrégation par exploitation des faiblesses (joints des grains et fissures)
- libération de plaquettes par oscillation d'un front de gel parallèle à une paroi.

L'importance et l'intensité de chacun de ces phénomènes dépendent de la nature de matrice rocheuse (pétrographie, densité, porosité, perméabilité etc.), du massif rocheux (fracturation, zones tectoniques, massif dégagé des matériaux de destruction ou non, etc.) et des conditions du gel (températures minimales, nombre et durée des cycles de gel-dégel, humidité, exposition du massif, etc.).

Le phénomène de désagrégation physique des sols et des roches sous l'effet du gel est connu sous le terme de *cryoclastie ou gélifraction*. Le phénomène de la cryoclastie dans la matrice rocheuse a deux agents principaux :

- l'effet du gel de l'eau contenu dans le réseau des pores et des microfissures d'une roche (rappelons que le gonflement de l'eau gelée est de 9,07%).
- l'effet de rétraction thermique des minéraux dans la roche. La rétraction différentielle des divers minéraux (voir figure 28) peut causer des défauts intergranulaires et provoquer l'installation d'un réseau de microfracturation. Elles contribuent aussi à fragiliser les joints de grains.

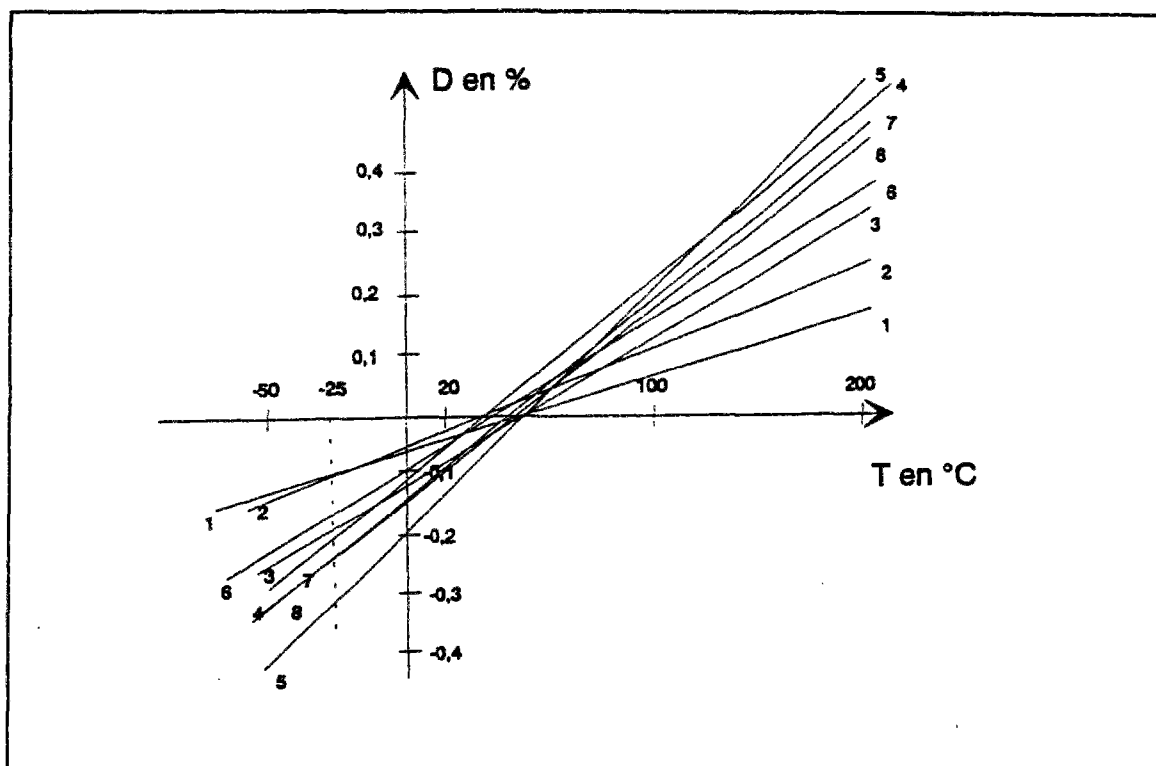


Figure 28. La rétraction thermique de différents minéraux (d'après Skinner [72])

1. Epidote-zoisite, 2. Plagioclase-bitownite, 3. Plagioclase-anortite, 4. Olivine-fayalite, 5. Olivine-forsterite, 6. Pyroxène-augite, 7. Pyroxène-enstatite, 8. Amphibole-hornblende.

Pour les roches carbonatées ou les grès, le second facteur est bien évidemment beaucoup moins important que l'effet de gel de l'eau. Mais pour les roches polyminérales, très denses (et par conséquent, très peu poreuses) comme dans le cas des roches de Bagenovskoe, il peut jouer un rôle considérable.

Pour le phénomène de cryoclastie le régime des températures est très important. Plus la température est basse, plus le gel atteint l'eau dans des pores fins. J. Malaurie [50] a démontré, que dans les pores de 2 à 0,2 microns l'eau ne gèle qu'au dessous de -15 à -20°C. La rétraction différentielle dépend aussi directement de la température. L'effet des basses températures dans des conditions naturelles peut être illustré par un exemple de massif de gneiss dans la Sibérie Orientale. Selon Baranov dans [43] le gneiss d'une banquette d'une mine à ciel ouvert se dégrade en sable jusqu'à une profondeur de 4 m en 36 ans.

Une autre condition importante de "l'efficacité" de la cryoclastie est l'alternance fréquente des cycles de gel et de dégel, entraînant un effet de "fatigue" mécanique des roches concernées et qui provoque leur éclatement. Dans la nature, cette condition est remplie intégralement dans le cas du climat continental où la différence entre la température du jour et celle de la nuit peut être très importante et au printemps comme à l'automne les passages par zéro degré s'effectuent deux fois en 24 heures. Il est important de retenir le fait suivant : pour la région de l'Oural Central le nombre des passages de la température de surface du sol par zéro au cours d'une année est de l'ordre de 150-200 [34].

Enfin, l'humidité est aussi un des facteurs importants de la cryoclastie. Il assure la présence d'eau en quantité suffisante dans les pores et fissures de la roche. Le phénomène de la thermomigration (la migration de l'humidité selon le gradient thermique, vers le front froid)

contribue aussi à l'alimentation du massif en eau [3]. Par contre, au niveau des échantillons, on observe un autre phénomène : l'extrusion de la glace par fluage visqueux hors des pores débouchant à la surface de l'échantillon, ce qui contribue à la désaturation de ce dernier [3]. Ce phénomène s'accroît dans le cas des roches poreuses, capables d'atteindre une saturation de plus de 5% de leur poids, ce qui n'est pas notre cas.

4.1.2 Expériences et tests de la sensibilité au gel

Les expériences de cryoclastie et de sensibilité des roches au gel sont relativement fréquentes dans la pratique de la géocryologie et dans le domaine du génie civil. Elles sont toujours basées sur la mesure d'un ou plusieurs paramètres de l'éprouvette avant et après un certain nombre de cycles de gel-dégel. Nous pouvons diviser ces tests en deux groupes : essais normalisés (réglementés par les normes AFNOR ou d'autres normes nationales) et non normalisés (essais pratiqués dans des laboratoires de recherche).

Les normes AFNOR proposent des essais adaptés spécialement à des granulats [53], du béton durci [56] ou des pierres naturelles [55]. Pour le granulat, par exemple, on définit le paramètre de sensibilité au gel par des essais de « Los-Angeles » [54] avant et après 25 cycles de gel. Pour les bétons et pierres naturelles, on mesure la différence de volumes apparents et certaines caractéristiques ultrasonores (vitesse des ondes longitudinales et fréquence de résonance). Les normes définissent la forme des éprouvettes, le nombre, la durée et les conditions des cycles de gel-dégel ainsi que le protocole de mesures.

Pour les besoins géotechniques, il existe un test simplifié - normes soviétiques SNIP [73] de sensibilité des roches au gel. Le coefficient de sensibilité au gel est :

$$C_g = R_c'' / R_c' \quad (4.1)$$

où R_c' et R_c'' sont respectivement la résistance à la compression avant et après 25 cycles du gel intensif (dT de 50°C). La classification ainsi établie est présentée ci-dessous :

$$\begin{aligned} C_g \leq 0,75 & : \quad \text{les roches sont sensibles au gel ;} \\ C_g > 0,75 & : \quad \text{les roches sont insensibles au gel.} \end{aligned}$$

Outre ces normes, de nombreux essais de gélivité des roches ont été réalisés dans les laboratoires géocryologiques, géologiques ou géomorphologiques. Par exemple, l'étude de la cryoclastie des calcaires, des craies, des schistes et autres roches a été effectuée par J.P.Lautridou [46]. Il propose une méthodologie expérimentale originale mais assez délicate à reproduire. Il propose des cycles d'imbibition préalable des roches sous vide ou sous une pression allant jusqu'à 12 MPa. Deux types de gel ont été proposés : le gel jusqu'à -8°C et jusqu'à -25°C , en imitant de cette façon les conditions climatiques naturelles. En fonction des roches, de 200 à 300 cycles ont été réalisés. Les résultats de ces études s'expriment en constatant visuellement les dégradations physiques des éprouvettes : l'éclatement (seulement pour certaines craies et calcaires poreux) et l'écaillage. En fonction de la porosité (et de la taille des pores) une échelle de gélivité des calcaires a été établie.

J.Malaurie [50], en plus des roches carbonatées et des grès, a réalisé des essais de gélivité sur des basaltes et des granites. Il a appliqué diverses pressions, sous lesquelles il a saturé des blocs de roches. Ensuite, il a observé des effets de gonflement, d'écaillage et d'éclatement des éprouvettes sous différents gradients de températures dT (5, 10 et 30°C). Il a ainsi constaté que l'écaillage superficiel est plus important pour un grand nombre de cycles du gel « doux » et que l'éclatement ne peut se produire que pour un gel « fort » et seulement pour certains types de roches. Dans les craies, il est possible d'atteindre un éclatement généralisé après seulement 200 cycles du gel à -15° . Par contre, en ce qui concerne les roches dures (basaltes,

diorites, certains granites) dans lesquelles la saturation (même forcée par une pression importante) n'atteint qu'un centième de pourcent, aucune dégradation physique ne se distingue au cours de 300 cycles de gel-dégel.

4.1.3 Description des dispositifs expérimentaux

4.1.3.1 La préparation des échantillons

Les roches testées sont des gabbros et des péridotites non altérés, très denses et très peu poreux. Des échantillons cylindriques d'un diamètre de 3.5 cm et de même hauteur ont été préparés. Le rapport diamètre/hauteur de 1:1 a été adopté à cause de la normalisation des essais de résistance à la compression que nous avons adopté (voir paragraphe 2.2.4.1.) et aussi pour faciliter les mesures des déformations linéaires.

Le nombre d'échantillons a été pris suffisamment grand pour pouvoir tirer des conclusions statistiques de nos mesures. La description des échantillons testés est présentée dans le paragraphe suivant. Les surfaces planes des cylindres ont été soigneusement rectifiées et polies. Les photos des surfaces polies des échantillons de gabbros, prises au moyen d'un microscope optique, nous ont permis de réaliser des comptages manuels et de préciser le contenu minéralogique de la roche quantitativement, par analyse d'image.

4.1.3.2 La saturation des échantillons

La première procédure importante avant l'essai lui-même est la saturation des échantillons. La porosité effective ou totale (qui peut être obtenue par la saturation des échantillons sous vide) de nos roches est très faible : de l'ordre de 0,5 % pour des gabbros et de l'ordre de 1 % pour des péridotites. Nous avons donc procédé à des saturations des échantillons sous vide (de l'ordre de 10 Pa) et à l'air libre.

La différence d'imprégnation d'eau obtenue par ces deux méthodes n'était pas significative pour nos essais : de l'ordre de 10 % pour les gabbros et de l'ordre de 7-8 % pour les péridotites. La saturation atteint dans les gabbros et les péridotites respectivement 0,40-0,45% et 0,8-0,9%. Il y a dans ce phénomène deux faits assez étonnants. Normalement (bien entendu, pour des roches relativement poreuses) l'effet de la saturation sous vide double le résultat obtenu à l'air libre, l'eau rentrant dans les pores et les chenaux libérés de l'air, et qui ne sont pas accessibles sous forces capillaires. D'autre part, dans le cas des roches très dures, différents auteurs signalent une imprégnation nulle ou presque (de l'ordre de quelques centièmes de pourcent) même après saturation sous vide. Des pores et des chenaux sont peu présents et isolés, ce qui ne permet aucune saturation.

Ceci peut être expliqué par le fait que dans notre cas la porosité "ouverte" est une porosité de microfissuration. Ces microfissures sont accessibles même aux montées capillaires, tandis que les pores intergranulaires (déjà très peu présents) restent non accessibles même sous vide. Les phénomènes de cryoclastie par le gel de l'eau seront donc en action au niveau du réseau de microfractures.

L'absence de différence d'imprégnation nous a permis d'effectuer au cours de toutes nos expériences la saturation des échantillons uniquement par montée capillaire à l'air libre. D'autre part pour analyser l'influence de la saturation sur leur gélivité nous avons saturé seulement une partie des échantillons avant application du gel. D'autres échantillons ont subi des cycles de gel sans être imprégnés.

4.1.3.3 Les cycles de gel-dégel

Le gel des échantillons a été réalisé dans un congélateur "Thompson", la température descendant jusqu'à -25°C pendant le demi-cycle de gel et remontant à $+20^{\circ}\text{C}$ pendant le demi-cycle de dégel. Chaque demi-cycle dure 12 heures (le temps suffisant pour assurer la propagation du gel et du dégel jusqu'au coeur de l'échantillon), donc le cycle complet prend 24 heures. La durée des cycles est contrôlée par un compteur automatique couplé à l'interrupteur du congélateur. Le régime de température dans le congélateur est contrôlé en permanence par une sonde thermique avec enregistrement automatique. Un fragment de la courbe des cycles de gel-dégel est présenté sur la figure 29. Comme nous pouvons le constater, les passages d'un demi-cycle à l'autre sont assez brutaux avec des plages de stabilisation des températures plus lentes.

Le nombre total des cycles s'élève à 200. Les mesures des paramètres choisis (voir paragraphe suivant) ont été effectuées au début tous les 20 cycles et à la fin tous les 50 cycles. Avant de réaliser les mesures, afin d'égaliser les conditions dans lesquelles elles sont faites, les échantillons sont séchés à l'étuve pendant 12 heures à la température de 50°C .

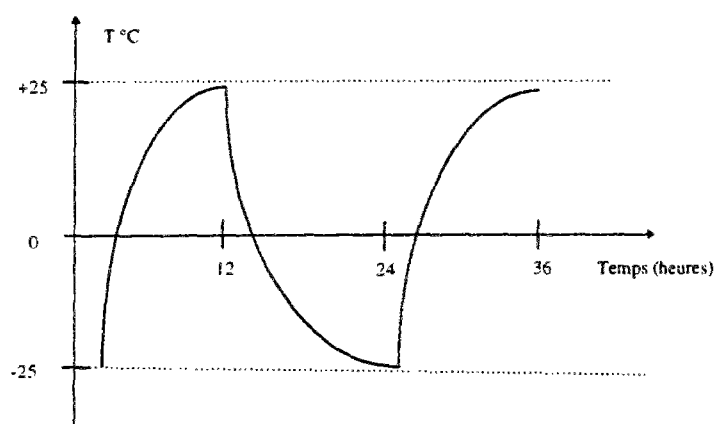


Figure 29. Cycles de gel-dégel au cours de l'altération artificielle des roches de Bagenovskoe

4.1.3.4 Les moyens de mesures

Des mesures systématiques (tous les 20 ou 50 cycles) ont été réalisées. Nous distinguons deux types de mesures : les mesures de taille et de poids des échantillons et les mesures ultrasonores.

Les premières ont été réalisées à l'aide d'un outil spécialement construit par nous-mêmes (voir figure 30). Il comprend un support rigide où se fixe l'échantillon et un capteur électronique de déplacement. Avant chaque série de mesures on procède à l'étalonnage du capteur à l'aide d'un cylindre de Duralumin. On mesure donc la différence relative de la longueur dL et du diamètre dD de chaque échantillon par rapport à ceux d'un échantillon - étalon. La précision du capteur est de $0,001\text{ mm}$ mais à cause de la délicatesse de la procédure nous devons retenir une précision des mesures de $0,01\text{ mm}$.

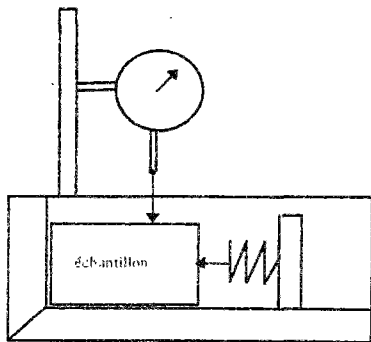


Figure 30. Le capteur de déformations linéaires des échantillons.

Les mesures ultrasonores se font sur un appareillage dont le CGI dispose (voir figure 31), comprenant un générateur d'ultrasons Sofranel avec amplificateur, deux paires de transducteurs Panamétrie V-101 et V-151, utilisées respectivement pour les ondes longitudinales et transversales et un oscilloscope. Les signaux acquis par l'oscilloscope sont numérisés et enregistrés sur ordinateur à l'aide du programme d'acquisition "OP" conçu par M.Laberthonnière. Les mesures sont faites en transmission, c'est à dire avec l'émetteur et le récepteur placés de part et d'autre de l'échantillon. La fréquence de mesure est de 0,5 MHz. Le contact entre la roche et les capteurs est amélioré par l'utilisation d'un couplant visqueux (miel), particulièrement utile pour les ondes S. Une pression normale constante ($0,05 \text{ MPa} = 0,5 \text{ bar}$) est appliquée sur les capteurs et l'échantillon de façon à normaliser au mieux ce contact, dont on a pu constater expérimentalement la grande influence sur les mesures. Les valeurs de V_p et V_s nous permettent de calculer le coefficient de Poisson ν et module d'Young dynamique (E_{dyn}).



Figure 31. Appareillage de mesure des paramètres ultrasonores des roches

Nous avons également testé l'évolution des vitesses ultrasonores en fonction de la contrainte normale appliquée à l'échantillon. Quatre paliers de contrainte ont été successivement

appliqués : 0,1 ; 0,2 ; 0,3 et 0,4 MPa. L'augmentation des vitesses de propagation des ultrasons est due à deux phénomènes. Le premier est l'amélioration du contact physique entre les capteurs et la surface de l'échantillon. Le second est un effet structural : sous pression, les microfissures de la roche se ferment en améliorant la conductivité sonore des roches. C'est ce second phénomène qui nous intéresse particulièrement pour estimer l'influence du réseau de microfracturation sur les propriétés physiques de la roche.

Pour éliminer l'effet de l'amélioration des contacts et estimer le vrai phénomène de fermeture des microfissures sous contrainte, nous avons réalisé le même test sur un échantillon de Duralumin où l'augmentation des vitesses est due uniquement au premier effet. En soustrayant aux données des mesures sur chaque échantillon celles réalisées sur le Duralumin pour chaque contrainte normale, nous en déduisons l'évolution vraie des vitesses V_p et V_s en fonction de la contrainte.

Le temps de propagation des ondes longitudinales est mesuré directement sur l'écran de l'oscilloscope et par la suite recalculé encore une fois par le programme de traitement des signaux. Le temps de propagation des ondes transversales est seulement mesuré directement sur l'oscilloscope.

Pour caractériser la dégradation d'une roche au cours des cycles de gel-dégel nous avons utilisé deux paramètres principaux : le pourcentage d'évolution A_p (positif dans le cas des mesures linéaires ou de la porosité et négatif dans les autres cas) d'une caractéristique de l'échantillon (voir équation 1.13, paragraphe 1.2.6.) et la vitesse de dégradation V_a qui représente la perte en valeur absolue d'un paramètre quelconque en 1 cycle de gel-dégel :

$$V_a = (F_{deb} - F_n) / n \quad (4.2)$$

avec F_{deb} : valeur d'un paramètre F (V_p , V_s , E_{dyn} etc.) au début de l'essai d'altération en laboratoire ;
 F_n : valeur de ce paramètre après n cycles de gel-dégel
 n - nombre des cycles

4.1.4 Les échantillons testés

Les échantillons testés au cours des essais de gélivation sont des gabbros et des péridotites prélevés dans la partie de l'exploitation récemment découverte et donc pouvant être considérés comme des roches saines. Le réseau des microfractures provient de l'histoire de la formation des roches et non de l'altération physique. La description pétrographique des roches est présentée dans le chapitre 2 (paragraphe 2.2.1.1 et 2.2.1.2) de notre mémoire. Ici on s'arrêtera seulement sur les caractéristiques spécifiques des échantillons utilisés lors de nos expériences.

Les gabbros proviennent de 5 blocs différents :

- Le bloc C (3 échantillons) est prélevé dans l'exploitation actuelle mais à la profondeur absolue dans le massif de 35 m. Ceci explique la présence des premières traces de l'altération : la couleur jaunâtre des plagioclases colorés par des oxydes et des hydroxydes de fer. Les grains des plagioclases et des pyroxènes (très amphibolisés) sont uniformes et de petite taille (0,5 - 1 mm). La masse volumique γ pour ce bloc est de 3,19 g/cm³ et la porosité effective initiale n est de 0,35%.

- Le bloc 7/0 (3 échantillons) est un gabbro à gros grains, il se caractérise par la prédominance et la "fraîcheur" relative des pyroxènes. La microfissuration est assez importante. La masse volumique est de $3,24 \text{ g/cm}^3$ et la porosité est de 0,76%.
- Le bloc 7/1 (6 échantillons) aussi à gros grains (ils peuvent atteindre 1-1,5 cm). Il se distingue des gabbros du bloc précédent par une répartition plus homogène entre les pyroxènes et les plagioclases. Il est marqué aussi par la présence des petits cristaux de minéraux métalliques (pyrite, magnétite) et par le nombre relativement élevé de microfractures. La masse volumique est aussi de $3,24 \text{ g/cm}^3$ et la porosité est de 0,80%.
- Le bloc 7/2 (5 échantillons) est caractérisé par une taille des grains plus petite (0,1-0,4 cm) et la présence de deux pyroxènes (monoclinique et orthorhombique) différemment amphibolitisés. Les plagioclases sont en quantité élevée et ils sont relativement "fraîs". La microfracturation est moins importante. La masse volumique est de $3,13 \text{ g/cm}^3$ et la porosité est de 0,35%.
- Le bloc 7/3 (5 échantillons) diffère des autres gabbros par très forte ouralitisaiton : les pyroxènes sont complètement amphibolitisés et les plagioclases sont fortement saussuritisés et épidotisés. La couleur de la roche est plus verte que pour les autres gabbros. La masse volumique est de $3,04 \text{ g/cm}^3$ et la porosité est de 0,49%.

Les péridotites proviennent de 4 blocs différents :

- Le bloc 0/1 (6 échantillons) : La roche est d'une couleur très foncée, presque noire. Des éclats vert foncé (serpentinisation) sont visibles sur les surfaces polies dans les zones de microfractures. D'autres microfractures sont remplies par du chrysotile. On aperçoit également des cristaux (jusqu'à 0,3 cm) de minéraux métalliques (pyrite). La masse volumique de la roche est de $2,71 \text{ g/cm}^3$ et la porosité est de 1,12%.
- Le bloc 2/1 (4 échantillons) : Dans cette roche on observe une microfoliation liée à la serpentinisation. Les cristaux de pyrite et de magnétite sont fréquents. La microfracturation est moindre. La masse volumique est de $2,81 \text{ g/cm}^3$ et la porosité de 0,90%.
- Le bloc 2/4 (3 échantillons) : Cette roche est presque identique à celle du bloc 2/1, mais avec un peu plus de microfractures et des minéraux métalliques. La masse volumique est de $2,85 \text{ g/cm}^3$ et la porosité est de 0,95%.
- Le bloc 8/2 (5 échantillons). Les échantillons de ce bloc diffèrent par une couleur plus claire, résultant de la présence d'un grand nombre (jusqu'à 5%) de cristaux de calcite secondaire. Les microfractures sont fréquentes et remplies par des cristaux de serpentine. La masse volumique est de $2,76 \text{ g/cm}^3$ et la porosité de 1,13%.

4.1.5 Les paramètres mesurés et les résultats

Nos résultats se présentent sous la forme de paramètres évoluant en fonction du nombre de cycles de gel/dégel subis par la roche. Nous pouvons classer tous les résultats en deux groupes : les résultats des mesures linéaires et ceux de l'auscultation ultrasonore.

4.1.5.1 Résultats des mesures linéaires

Parmi les premiers nous avons mesuré la différence de la longueur dL et la différence du diamètre dD des échantillons après un certain nombre de cycles. Les résultats de ces mesures sont présentés dans le tableau 20 et en annexe 9. A et B

D'un point de vue général, la longueur des échantillons au cours des essais de gélivation augmente. La différence de longueur après 200 cycles peut varier de 0,15-0,3% pour les gabbros et de 0,3-0,4% pour des péridotites. En valeurs absolue, cela représente de 0,07 à 0,12 mm sur les 35 mm de la longueur moyenne des échantillons. La variation de la longueur semble assez régulière pour les péridotites, par contre dans le cas des gabbros on peut constater une légère accélération (échantillons C/1, 7/0 et 7/3) de "l'allongement" après 100 cycles.

La variation du diamètre des échantillons est moins significative que dans le cas de la longueur. Le diamètre a également tendance à augmenter. La variation est de l'ordre de 0,1 à 0,3% pour des gabbros et de 0,1 à 0,15% pour des péridotites, ce qui se traduit en valeurs absolues en 0,02 à 0,1 mm sur 35 mm du diamètre moyen des échantillons. Ce paramètre varie si peu par rapport à la précision des mesures que nous n'avons pas la possibilité de parler de la dynamique de cette évolution. Nous remarquons seulement qu'elle est plus importante pour les gabbros que pour les péridotites, contrairement à la longueur. Aucune corrélation entre la variation de la longueur et du diamètre pour les mêmes échantillons n'a été constatée.

La différence de changement des volumes (gonflement) entre les gabbros et les péridotites peut s'expliquer par le fait que les gabbros ont dans leur composition plus de minéraux différents que les péridotites, et réagissent un peu plus visiblement aux alternances de gel et dégel. Mais d'un point de vue général, ce gonflement est minime à cause de la quasi absence de porosité effective, ce qui réduit l'action du gonflement de l'eau glacée dans des pores au minimum. Les déformations sont plutôt liées aux alternances régulières de la rétraction thermique des cristaux sous le gel et de leur dilatance pendant le dégel.

Echantillons	Porosité n	Variation de la longueur dL	Variation du diamètre dD	Vitesse des ondes longitudinales Vp	Vitesse des ondes transversales Vs	Module d'Yong dynamique Edyn
Gabbros						
C/1	9,1	0,2	0,2	2,5	2,0	5,0
7/0	4,0	0,3	0,1	7,7	4,2	11,8
7/1	2,5	0,3	0,2	7,9	5,6	13,5
7/2	24,2	0,2	0,1	2,9	3,0	5,7
7/3	8,2	0,3	0,1	3,6	3,4	7,0
Moyenne gabbros	9,6	0,3	0,1	4,9	3,7	8,6
Péridotites						
0/1	7,1	0,3	0,1	3,5	1,8	3,8
2/1	9,0	0,4	0,1	2,3	3,2	7,4
2/4	9,5	0,3	0,2	2,7	5,4	7,6
8/2	6,2	0,4	0,1	3,3	2,6	6,5
Moyenne péridotites	7,9	0,4	0,1	2,9	3,3	6,3

Tableau 20. Evolution (en pourcents) des certaines caractéristiques des roches de Bagenovskoe au cours d'essais de gel-dégel (après 200 cycles)

4.1.5.2 Résultats des études ultrasonores

Les résultats des études ultrasonores sont présentés dans le tableau 20 et sur les graphiques de l'annexe 9 C, D et E. La vitesse moyenne des ondes longitudinales (Vp) dans les gabbros

avant l'altération par gel-dégel est de 6800 m/s. Elle varie d'un échantillon à l'autre de 7100 à 6500 m/s. V_p dans des péridotites est moins élevée (moyenne de 6000 m/s) et varie entre 6200 et 5700 m/s. Au cours de l'altération par les cycles de gel-dégel (après 200 cycles) les gabbros perdent en moyenne 5% de V_p par rapport à la valeur initiale tandis que des péridotites seulement 3%. En parlant en terme de vitesse d'altération V_a , on constate que les gabbros perdent en moyenne environ 2 m/s de V_p par cycle de gel-dégel et les péridotites seulement 1 m/s.

L'évolution de la vitesse des ondes transversales (V_s) est semblable à celle de V_p . Les valeurs de départ pour les gabbros sont de l'ordre de 3900 m/s (variant entre 4100 et 3800 m/s), pour des péridotites elles sont plus basses : 3150 m/s (variant entre 3400 et 2900 m/s). Pour les gabbros, les vitesses V_p et V_s les plus élevées sont enregistrées pour les échantillons du bloc C/1 et les plus basses pour le bloc 7/0. Dans le cas des péridotites les échantillons les plus conducteurs des ondes ultrasonores proviennent du bloc 2/4 et les plus atténuants du bloc 0/1. Après 200 cycles ils perdent respectivement 3,6 et 3,3%.

A partir du rapport V_s/V_p on peut calculer le coefficient de Poisson ν [87] et le module de déformation (module d'Young) dynamique E_{dyn} (voir équation 2.2). L'évolution de module de déformation, calculé sur la base des vitesses des ondes, suit bien évidemment celle de V_p et V_s . Pour les gabbros, E_{dyn} initial est de $13,7 \times 10^4$ MPa (bloc C/1) à $10,8 \times 10^4$ MPa (bloc 7/3). Après 200 cycles, ils baissent pour ces blocs respectifs jusqu'à 13,0 et $10,0 \times 10^4$ Mpa, soit 5 et 7%. Mais la perte la plus considérable, de 13,5%, est constatée pour les échantillons du bloc 7/1. Les péridotites du bloc 2/4 possèdent un E_{dyn} maximal de $8,5 \times 10^4$ MPa (de $7,9 \times 10^4$ MPa après 200 cycles ou 3,8% de perte) et celles du bloc 0/1 un E_{dyn} minimal de $6,1 \times 10^4$ MPa (de $5,8 \times 10^4$ MPa après 200 cycles ou 6,5% de perte). La perte maximale de 7,6% est concernée les échantillons du bloc 2/4.

Au cours des cycles de gel-dégel nous avons donc constaté une diminution des vitesses des ondes ultrasonores dans nos roches. En expliquant ceci par le phénomène essentiel d'une réorganisation et d'une évolution du réseau des microfissures, il nous a paru intéressant d'estimer même qualitativement l'importance de la microfissuration sur les vitesses ultrasonores. Pour atteindre ce but, nous avons réalisé des mesures de l'évolution des propriétés ultrasonores sous contrainte normale, celle-ci devant fermer les microfissures existantes dans l'échantillon (voir également le paragraphe 4.1.3.4). Ces mesures ont été faites après 200 cycles de gel-dégel et donc montrent l'état de fracturation maximale atteint par les échantillons au cours de l'altération artificielle.

Les résultats de ces études sont présentés sur la figure 32. Comme nous pouvons le remarquer, pour les ondes longitudinales et sous la contrainte normale maximale de 0,4 MPa appliquée aux échantillons, les gabbros et les péridotites montrent à peu près le même résultat d'augmentation de V_p de 1% environ. Dans le cas des ondes transversales, pour les gabbros l'augmentation de V_s est quasi absente, tandis que pour des péridotites elle s'élève à 2,5% environ. Rappelons qu'il s'agit ici des vitesses corrigées par rapport à un échantillon de Duralumin afin d'éliminer l'augmentation de vitesses due à l'amélioration des contacts entre les capteurs et l'échantillon.

Enfin, pour essayer d'atteindre le même but, à savoir caractériser le plus précisément possible la situation de la porosité et de la microfracturation dans les roches étudiées, nous avons calculé l'indice de continuité et mesuré son évolution au cours des cycles de gel-dégel. L'indice de continuité défini par Tourenq et al [79] est fondé sur la mesure de la vitesse de

propagation des ondes dans les roches. La relation entre cet indice de continuité et la porosité totale de la roche permet de donner des indications sur l'état de fracturation de cette roche.

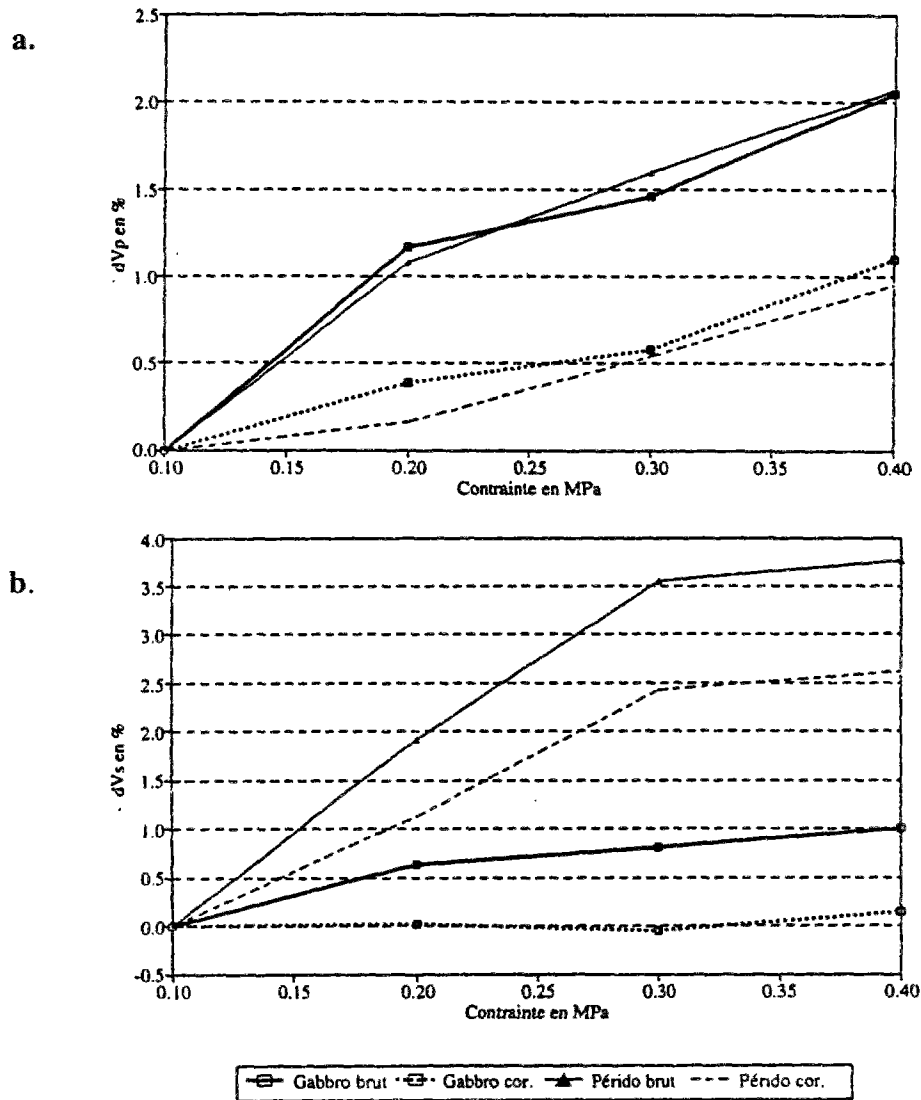


Figure 32. Variation des vitesses d'ultrason dans les échantillons sous contrainte normale
a. - V_p , b. - V_s .

On définit l'indice de continuité par le rapport entre la vitesse V_p mesurée directement et V_p^* , vitesse théorique calculée à partir de la composition minéralogique de la roche et de la connaissance de la vitesse de propagation moyenne dans les minéraux constitutifs (tableau 21). On calcule donc l'indice de continuité I_c comme suit :

$$I_c = V_p / V_p^* \quad (4.3)$$

$$\frac{1}{V_p^*} = \sum_i \frac{C_i}{V_{p_i}} \quad (4.4)$$

C_i : pourcentage d'un minéral i dans la roche étudiée

V_{p_i} : vitesse de propagation des ondes longitudinales dans le minéral i

Minéral		Vitesse des ondes longitudinales Vp en m/s
Quartz		6030
Feldspaths	Feldspaths alcalins	5760
	Plagioclases	6300
Micas	Muscovite	5810
	Biotite	5130
Pyroxènes	Diopside	7800
	Augite	7200
Amphiboles		7210
Grenats		8560
Staurotide		7400
Epidotes		7420
Apatite		6460
Rutile		9260
Hématite		6700
Magnétite		7410
Pyrite		7910

Tableau 21. Vitesses des ondes longitudinales dans les principaux minéraux (d'après Alexandrov, Belikov et Rizova, 1966)

Le contenu minéralogique des gabbros a été obtenu par l'analyse des photos des surfaces polies des échantillons (voir paragraphe 2.2.3.2.) et par l'analyse des lames minces des roches testées. Les vitesses Vp théoriques, définies par le contenu minéralogique des gabbros sont présentées dans le tableau 22.

n° échantillon	Vitesse théorique Vp en m/s
C/1	7620
7/0	7080
7/1	7310
7/2	7480
7/3	7230

Tableau 22. Vitesse théorique des ondes longitudinales des gabbros de Bagenovskoe après l'analyse quantitative du contenu minéralogique

Les valeurs d'indice de continuité avant l'essai de gel-dégel pour des gabbros de l'Oural se situe entre 0,94 (pour des échantillons provenant du bloc C/1) et 0,90 (bloc 7/2). Après 200 cycles les roches de ces blocs perdent entre 2,5 et 3% de cette valeur (Ic devient égal à 0,91 et 0,87 respectivement pour des blocs C/1 et 7/2). Mais la dégradation la plus importante, de 7,7 à 8% , est atteinte pour les blocs 7/0 et 7/1 (voir figure33).

Les mêmes auteurs [79] ont montré expérimentalement que Ic pouvait être mis sous la forme :

$$Ic = (1 - \alpha \times n_p - \beta \times n_f) \quad (4.5)$$

où n_p est la porosité de pores , n_f est la porosité de fissures, α et β des constantes expérimentales et égales respectivement à 1,4 et 47. Sur la figure 34, qui représente le graphique ayant pour coordonnées la porosité totale et l'indice de continuité, la droite d'équation $Ic = 1 - 1,4 \cdot n_p$ correspond à des roches dont la porosité est entièrement due à des pores et la droite de équation $Ic = 1 - 47 \cdot n_f$ correspond à des roches dont la porosité est entièrement fissurale. La comparaison des pentes de deux droites met en évidence l'effet beaucoup plus important des fissures sur la qualité des roches (estimée par l'indice de continuité) que l'effet des pores.

En plaçant nos échantillons dans ce graphique nous pouvons constater que la porosité des gabbros non altérés de Bagenovskoe est principalement due à la fissuration et très peu aux pores. L'évolution du paramètre Ic au cours des cycles de gel-dégel ne modifie pas la prédominance de cette fissuration, mais elle reste peu significative en valeur absolue.

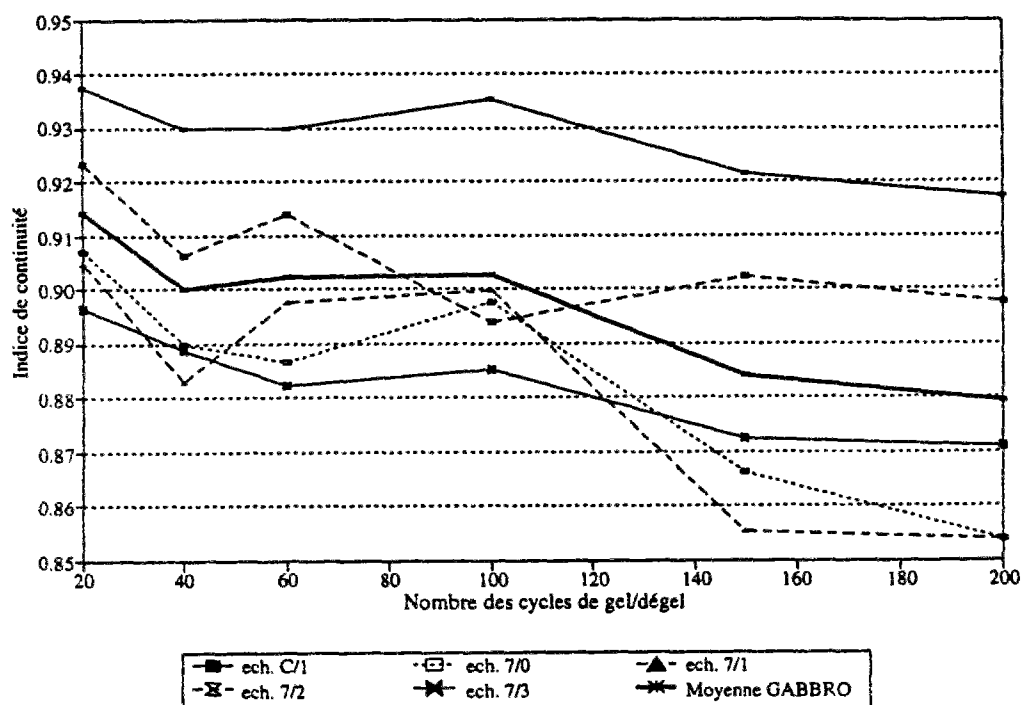


Figure 33. Variation d'indice de continuité des gabbros au cours des cycles de gel- dégel

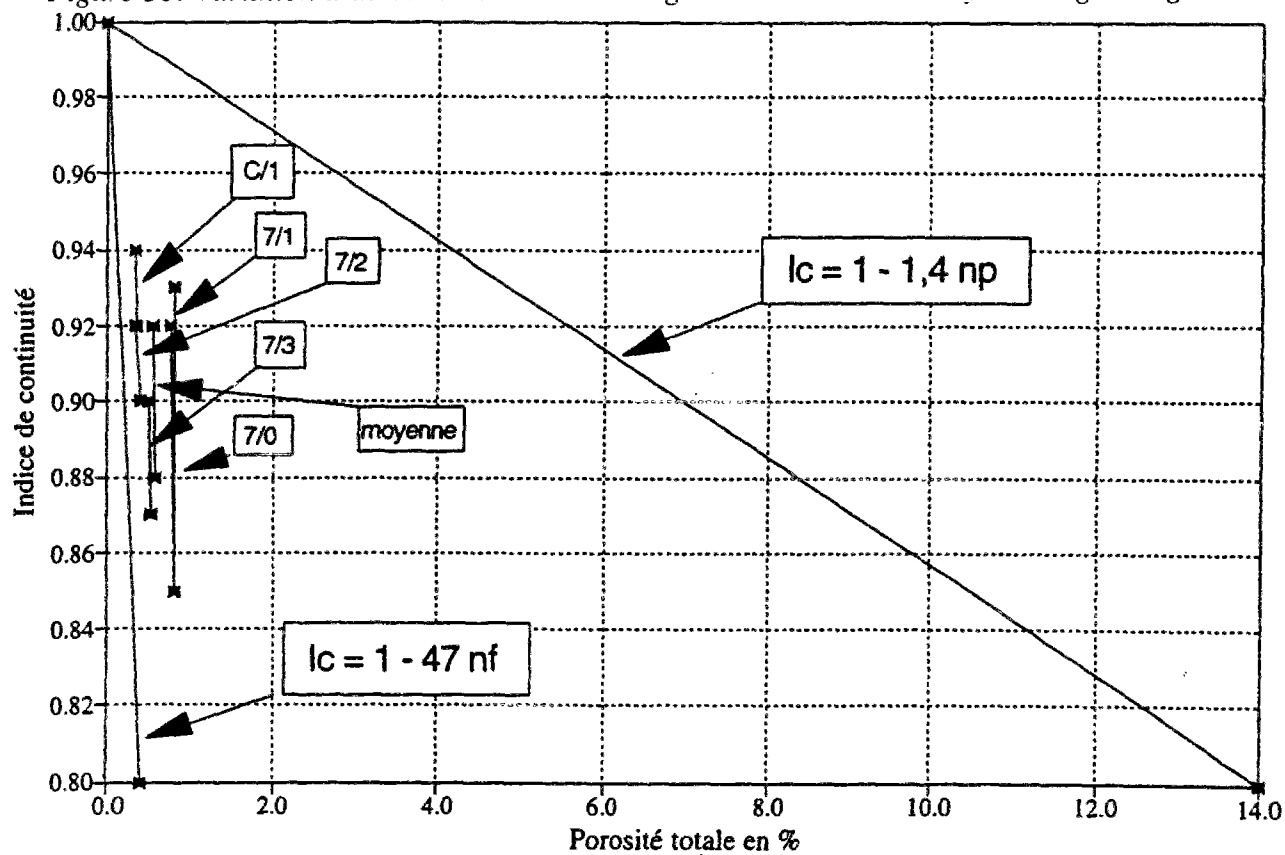


Figure 34. Relation entre la porosité des pores et la porosité des fractures pour des gabbros de Bagenovskoe.

Discussion

Les expériences de cryoclastie des roches nous ont démontré que déjà après 200 cycles de gel-dégel intensif (de +25 à -25°C) les variations de certains paramètres des roches sont considérables. Et ceci est vrai même pour des roches particulièrement dures et très résistantes comme celles de Bagenovskoe.

La porosité totale des gabbros et des péridotites étudiés est très faible. Elle se compose d'une porosité des pores proprement dite et d'une porosité de microfissures. Dans le cas de nos roches, cette dernière joue un rôle primordial. La porosité totale augmente au cours des cycles de gel-dégel.

Cette structure de la porosité fait que les effets destructifs du phénomène de gel de l'eau dans la roche sont très réduits car l'eau s'évacue par le réseau des fissures au fur et à mesure de son gonflement pendant le gel. Par contre, l'effet de rétraction thermique des grains cristallins devient plus important.

Les mesures des variations des dimensions linéaires des échantillons montrent une tendance générale au léger gonflement des roches au cours des cycles de gel. Les propriétés physiques suivies par mesures ultrasonores au cours de 200 cycles se dégradent légèrement et d'une façon régulière.

Le pourcentage de variation des divers paramètres contrôlés au cours de cette altération artificielle n'est pas le même pour les gabbros et les péridotites et même pour les différents échantillons d'une même roche. Les vitesses de propagation des ultrasons et le module d'Young dans les gabbros sont supérieurs au départ à ceux des péridotites. Mais les gabbros montrent une perte relative de ces paramètres plus considérable au cours des cycles de gel. Ceci peut s'expliquer par le fait que dans des roches minéralogiquement plus hétérogènes, l'effet de la cryoclastie (surtout par la rétraction différentielle) est plus importante que pour les roches plus homogènes.

En ce qui concerne les variations de paramètres entre les différents échantillons de la même roche, pour des gabbros par exemple nous avons remarqué que pour des échantillons à plus gros grains (blocs 7/0 et 7/1), la dégradation des caractéristiques physiques est plus importante que pour des gabbros à grains moyens (blocs 7/2 et 7/3) et à petits grains (bloc C/1). Dans le cas des péridotites, nous pouvons seulement distinguer une variation plus importante des dimensions linéaires pour les échantillons provenant du bloc 8/2 et contenant beaucoup de calcite secondaire. Les paramètres ultrasonores des péridotites varient de façon comparable pour tous les blocs.

Cette étude de l'altérabilité des roches de l'Oural nous donne donc la possibilité d'estimer l'importance de l'effet de gel dans le bilan complet de l'altération des roches dans les conditions naturelles et de définir l'influence de la cryoclastie sur les caractéristiques physiques et mécaniques des roches.

4.2 Etude de l'altérabilité des roches par cycles de lessivage

Pour modéliser les conditions climatiques tropicales dans lesquelles se développe l'altération à Bemanavika nous avons procédé à des expériences d'altération chimique artificielle des roches. Ces tests se basent sur le lessivage de fragments de roches par de l'eau

chaude et dans une atmosphère saturée en vapeur d'eau. Ce type d'expérience peut être réalisé par le lessivage des échantillons dans un extracteur Soxhlet.

Nous avons pu tester en Soxhlet non seulement des échantillons provenant de la mine de Bemanevika mais aussi de celle de Bagenovskoe afin de comparer la sensibilité de ces échantillons à l'altération chimique par rapport à l'altération physique (cycles de gel-dégel).

Nous n'avons pas pour ambition d'étudier tout le chimisme du processus de lessivage en Soxhlet. Nous nous contentons ici de suivre l'évolution des caractéristiques physiques et mécaniques des roches testées au cours de l'altération chimique artificielle. Ceci a pour but de quantifier l'importance de ce processus dans le contexte géotechnique de notre étude.

4.2.1 Le processus d'altération chimique par circulation des eaux.

Même si nous ne cherchons pas dans le cadre de notre étude à caractériser les processus géochimiques de l'altération par lessivage il est important de comprendre par quels phénomènes chimique et physique une roche saine et résistante au départ perd ses qualités géotechniques au cours du lessivage.

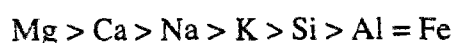
Dans la nature les minéraux des roches qui ont été déplacées de leur milieu de formation ne sont pas en équilibre thermodynamique avec le milieu hôte, et dès lors ils vont évoluer jusqu'à l'individualisation de nouveaux minéraux qui seront stables dans ce milieu. Dans le domaine superficiel et dans des conditions thermodynamiques définies, cette transformation minérale se fait par l'altération chimique. Les processus principaux de l'altération chimique ont été présentés dans les paragraphes 1.2.2.3 et 1.2.2.6.

L'altération chimique des roches en général, et la formation de minéraux secondaires en particulier, est avant tout tributaire des possibilités de migration des ions. Deux facteurs interviennent ainsi : d'une part la diffusion des ions qui se fait à des vitesses relativement faibles, mais qui à terme peut intéresser des masses non négligeables, et d'autre part les circulations des solutions qui sont généralement un vecteur plus rapide et intéressent des déplacements plus importants, tant en masse qu'en distance [78].

En fonction de la composition de la « solution d'attaque » et du comportement chimique des minéraux lors de l'altération, on distingue en général deux types des réactions entre ces deux composants :

- l'acidolyse qui correspond à des solutions à $\text{pH} < 5$;
- l'hydrolyse qui correspond à des solutions diluées et à des pH voisins de la neutralité ($5 < \text{pH} < 9,6$). Nos essais concernant des roches basiques et ultrabasiques et de l'eau de lessivage neutre, nous avons donc eu à faire uniquement avec ce dernier processus.

La nature des néogénèses et le type géochimique d'altération dépendent essentiellement du comportement dynamique de la silice, de l'aluminium et des cations basiques. Au cours de l'altération chimique des roches cristallines un certain « ordre de mobilité » a été établi parmi les cations basiques[78] :



D'autre part, au cours du lessivage des roches se déroulent également des processus physiques. D'un point de vue général, il est parfois difficile d'identifier clairement ce qui relève d'un processus chimique ou d'un processus physique. Le résultat de l'altération est la somme de plusieurs facteurs qui évoluent en même temps avec plus ou moins d'intensité.

4.2.2 Les méthodes expérimentales existantes

Les méthodes expérimentales appliquées à l'altération chimique ont en général pour objectif de contrôler différents paramètres en accélérant les phénomènes pour qu'ils puissent être mesurés dans un temps raisonnable (mois, année) tout en pouvant être transposés au milieu naturel.

Après les premières expériences des géochimistes allemands Correns et Engelhardt [14], des résultats importants ont été acquis par utilisation d'extracteurs Soxhlet dans les travaux classiques de Pedro [58]. Il a utilisé un dispositif qui permet de modéliser deux zones dans l'échantillon qui est constitué de fragments de roche : la zone atmosphérique et la zone de fluctuation phréatique. La première zone qui est dans la partie supérieure du manchon est constamment humide sans jamais être noyée. La deuxième zone qui est dans la partie inférieure du manchon est temporairement noyée et percolée par le jeu d'un siphon de vidange. Les expériences se déroulent à 70°C avec une percolation permanente de 2,5 litres/jour.

Sur le plan général, cette étude montre qu'il est possible de provoquer au laboratoire dans un temps relativement court (une année), et à partir de facteurs relativement peu contraignants, une altération des roches cristallines réputées résistantes, avec genèse de nouveaux minéraux. Le mode d'action de l'eau pure sur les silicates (hydrolyse) apparaît comme un phénomène complexe qui associe des expulsions chimiques au sens strict à une dislocation du réseau avec libération et mise en pseudosolution de complexes, ou "quelque sorte des lambeaux de la structure minérale originelle" [59].

D'autres protocoles d'essais dans des extracteurs Soxhlet ont été proposés [78, 8] et consistent en des variations de la température des eaux, de leur chimisme, de leur régime, de la durée totale du lessivage, du type des roches testées etc...

Contrairement aux essais classiques de Pedro et autres, qui en extracteur Soxhlet modélisent un régime de précipitations permanentes, il existe un dispositif de Soxhlet double qui permet le lessivage par distillation, l'eau provenant de vapeur condensée. Le lessivage se produit par cycles d'immersion-émersion des fragments de roches. L'eau de lessivage ne provient pas de l'extérieur, elle est en cycle fermé et au cours du lessivage elle s'enrichit par des éléments dissous des échantillons. Ce dispositif a été utilisé au CGI par exemple par Dufournet [21] pour la modélisation de l'altération à long terme des bétons ou encore pour l'étude de l'altérabilité des argiles. Dans nos essais nous l'avons utilisé et présentons ci-dessous (paragraphe 4.2.3.1., figure 35) la description du principe et du montage de ce dispositif.

4.2.3 Dispositif expérimental utilisé

Les paramètres jouant un rôle fondamental dans la genèse des phénomènes naturels d'altération sont :

- des caractéristiques climatiques : pluies, températures et évaporations;
- des caractéristiques physico-chimiques des solutions d'attaque;
- des caractéristiques pétrographiques du substratum attaqué.

Le choix de l'extracteur Soxhlet convient bien à ce but et à la mise en oeuvre de conditions déterminées. L'utilisation du Soxhlet double nous permet entre autre de modéliser les cycles quand les fragments de roche sont totalement immergés puis totalement émergés. Ceci correspond plus aux cycles naturels dans des conditions climatiques tropicales.

4.2.3.1 Lessivage dans l'extracteur Soxhlet

Le Soxhlet double (figure 35) est composé d'un ballon contenant 1 litre d'eau permutée. Il est chauffé et la vapeur d'eau qui se forme monte et se condense dans la partie réfrigérante, puis tombe goutte à goutte dans l'extracteur du Soxhlet supérieur. Les échantillons au fond de Soxhlet inférieur sont en atmosphère proche de la saturation mais ils sont émergés. Lorsque l'eau atteint le niveau du siphon du Soxhlet supérieur, il se vide et des échantillons dans le Soxhlet inférieur sont immergés. Pendant le deuxième demi-cycle, quand le Soxhlet supérieur se remplit de nouveau, les échantillons sont en contact avec de l'eau chaude. Après la deuxième vidange, l'eau atteint le niveau du siphon de Soxhlet inférieur et il se vide dans le ballon. Au fur et à mesure du lessivage la solution contenue dans le ballon s'enrichit en ions lixiviés. Nous ne réalisons pas le suivi de la composition chimique du lixiviat, mais seulement la variation du pH par prélèvement périodique dans le ballon, ceci pour contrôler le niveau de basicité de la solution.

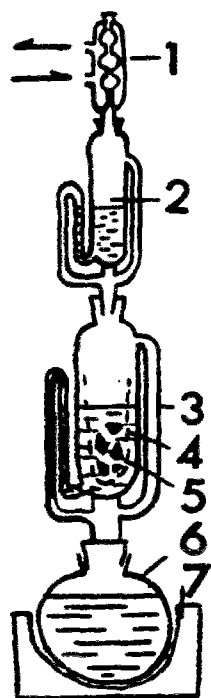


figure 35. Extracteur Soxhlet double

1. Réfrigérant
2. Soxhlet supérieur
3. Soxhlet inférieur
4. Cartouche porte-échantillon
5. Echantillons
6. Ballon rempli d'eau
7. Chauffe-ballon

Le cycle complet dure 1h10 environ. La température de l'eau en contact avec les fragments de roche varie de 80 à 85°C. Chaque groupe d'échantillons testés en Soxhlet double a subi trois séries de 400 cycles environ, soit plus de 1200 cycles. Après chaque série de 400 cycles, les échantillons sont séchés pendant 24 heures à 105°C puis différentes mesures sont effectuées (voir paragraphe 4.2.3.3). La durée totale de lessivage est donc de 60 jours environ.

4.2.3.2 Préparation des échantillons

Normalement, les fragments de roche testés dans l'extracteur Soxhlet doivent avoir des dimensions standards de 10 à 14 mm, car il existe un test normalisé (perte du poids sur 100 g. d'échantillon tous les 200 cycles). Mais nous avons décidé d'utiliser des échantillons de forme cylindrique : des carottes de 20 mm de diamètre et de longueur comprise entre 15 et 25 mm. Ceci nous permet d'effectuer entre autre les mesures des caractéristiques ultrasonores des échantillons afin de pouvoir suivre leur évolution au cours de l'altération chimique.

Les surfaces planes des carottes ont été soigneusement rectifiées et polies, afin d'obtenir le parallélisme parfait nécessaire pour des mesures ultrasonores et les tests de la résistance à la compression.

Le nombre de carottes (de 8 à 12 pour chaque bloc de roche) est suffisant pour avoir une idée assez précise des valeurs moyennes de paramètres mesurés.

4.2.3.3 Caractéristiques mesurées au cours d'essais

Les caractéristiques ultrasonores des échantillons ont été mesurées au cours des essais de lessivage. Il s'agit de la vitesse des ondes P et S, de la variation de ces vitesses sous contrainte normale et du calcul du coefficient de Poisson et du module d'Young dynamique. L'appareillage de mesures ultrasonores est celui décrit dans le paragraphe 4.1.3.4., et déjà utilisé dans les essais de gel-dégel. La seule différence est l'utilisation de capteurs d'ondes longitudinales Panamatrix V-154, mieux adaptés au petit diamètre des échantillons.

Parmi les autres paramètres mesurés nous distinguons les caractéristiques chimiques (pH du lixiviat), physiques (perte de poids, poids volumique, porosité totale) et mécaniques (résistance à la compression simple). Cette dernière est obtenue par un test destructif et par manque des échantillons nous n'avons pas pu de nous permettre de détruire un nombre important d'échantillons après chaque série de 400 cycles. Nous avons donc effectué le test de Rc seulement avant le lessivage et après le troisième tour (après 1250 cycles).

Les caractéristiques de dégradation des roches au cours de lessivage en Soxhlet sont les mêmes que pour les cycles de gel-dégel (voir paragraphe 4.1.3.4.) : le pourcentage de perte et la vitesse de dégradation Va.

4.2.4 Les échantillons testés

Les échantillons testés au cours de ces essais sont les types de roches les plus courants du massif de Bemanévika et aussi quelques échantillons représentant le massif de Bagenovskoe.

Les échantillons provenant de la mine de Bemanévika peuvent être considérés comme sains car ils ont été préparés à partir des carottes du sondage et extraits à une profondeur de 50 à 120 m. Ils représentent 6 blocs de roches différentes :

- Le bloc 1 (12 échantillons) : leuconorite dure de couleur gris - verte, prélevée à la profondeur de 59 m. Roche grenue, à gros grains de plagioclases, pyroxènes avec un peu de quartz et des minéraux ferrugineux et de la chromite. La masse volumique γ de la roche saine est de 3,08 g/cm³ et la porosité totale n est de 0,33%.
- Le bloc 2 (8 échantillons) : périclase dure de couleur verte très sombre, prélevée à la profondeur de 51 m, proche de la zone de contact avec le corps pegmatitique, d'une texture

massive, avec des gros grains de pyroxènes très fortement amphibolisés. Il se caractérise par une masse volumique de $3,01 \text{ g/cm}^3$ et une porosité de 0,30%.

- Le bloc 3 (12 échantillons) : gabbro à grain fin de couleur gris sombre, prélevé à la profondeur de 45 m, de texture massive, avec une masse volumique de $3,03 \text{ g/cm}^3$ et une porosité de 0,25%.
- Le bloc 4 (11 échantillons) : pyroxénolite à amphibole de couleur gris verdâtre, prélevée à la profondeur de 108 m, très fragile, à gros et moyens grains des pyroxènes fortement amphibolisés, avec des micas, beaucoup de microfractures. La masse volumique est de $3,08 \text{ g/cm}^3$ et la porosité de 0,46%.
- Le bloc 5 (10 échantillons) : péridotite à gros grains de couleur brun sombre prélevée à la profondeur de 57 m, avec des grands cristaux de pyroxènes et des plus petits d'amphiboles et des minéraux ferrugineux et de la chromite, avec une masse volumique de $3,07 \text{ g/cm}^3$ et une porosité de 0,24%.
- Le bloc 6 (12 échantillons) pyroxénolite à faciès péridotitique de couleur brun très sombre prélevée à la profondeur de 118 m, de texture massive, à gros grains, microfractures avec le remplissage d'amphiboles ou sans remplissage, des minéraux ferrugineux et de la chromite. La masse volumique γ est de $3,19 \text{ g/cm}^3$ et la porosité n de 0,25%.

Les échantillons provenant de la mine de Bagenovskoe représentent des gabbros (bloc 7/3, 8 échantillons et bloc 7/1, 5 échantillons) et des péridotites (appelée conditionnellement bloc 2/1, car 4 échantillons proviennent de ce bloc, mais il y en a 2 provenant du bloc 2/4 et 1 du bloc 8/2, soit en tout 7 échantillons). La description de ces blocs est présentée dans le paragraphe .

4.2.5 Les résultats des essais de lessivage

Comme nous l'avons déjà fait remarquer, nous n'avons pas abordé les mesures classiques de composition chimique de lixiviat. Les résultats obtenus sont présentés ci-dessous.

4.2.5.1 Caractéristique visuelle d'évolution des échantillons

Il faut d'abord remarquer qu'au cours du lessivage dans le système fermé du Soxhlet double, nous avons observé une forte coloration de l'eau de lessivage. L'eau prend une couleur brun clair à brun intense. La couleur la plus intense correspond au lessivage des échantillons des blocs 5 et 6, elle est moins importante dans le cas des autres échantillons provenant de Bemanevika et presque absente dans le cas des gabbros et des péridotites de Bagenovskoe. Cette couleur s'explique par lessivage des minéraux ferrugineux et de la chromite, qui sont présents en quantités diverses dans des roches de Bemanevika.

Les changements extérieurs des échantillons sont aussi plus ou moins importants en fonction de la minéralogie des roches. Pour les échantillons de leuconorite (blocs 1) et, de façon moins visible, pour des péridotites (bloc 2), des taches brunes apparaissent sur la surface des échantillons. Les échantillons de péridotite amphibolisée (bloc 5) changent de couleur entièrement et deviennent brun clair, les microfissures prennent une couleur presque rouge. Dans les pyroxénolites péridotitiques du bloc 6, sur les surfaces non polies (côtés des carottes) on observe l'apparition d'une fine couche de poudre brune, presque rouge. Les pyroxénolites du bloc 4 ne montrent pas de taches brunes mais éclaircissent légèrement et deviennent très fragiles dans les zones des microfractures micacées. Les gabbros du bloc 3, ainsi que les gabbros et les péridotites de l'Oural ne présentent aucune trace de changement visible, à l'exception d'un échantillon de péridotite contenant des cristaux du calcite qui sont devenus de couleur jaune-brun.

Nous avons également comparé des lames minces des roches fabriquées à partir de roches « fraîches » et après les essais de lessivage. Il est évident qu'après quelques 1200 cycles en Soxhlet les changements au niveau cristallin ne sont pas considérables. Nous pouvons avec certitude remarquer la dégradation légère des pyroxènes : perte de la « régularité » des formes des cristaux et progression de microfracturation (leuconorites 1, pyroxénolites 6) et de l'olivine (péridotite 5). On observe également une perte de la « netteté » des formes des petits cristaux d'amphiboles du type trémolite-actinote (pyroxénolites 2 et 6), une très forte dégradation des formes et un changement de couleur des petits cristaux de carbonates dans des péridotites de l'Oural.

4.2.5.2 Evolution du pH du lixiviat

L'évolution de pH des lixiviats a été suivie pendant le premier tour (cycles 0 - 400) et le troisième tour (cycles 800 - 1200) pour tous les échantillons. la tendance générale de cette évolution est l'augmentation du pH au cours des premiers jours jusqu'aux valeurs 8,5 - 9,5, ce qui correspond bien à la basicité de l'eau en contact avec les roches basiques et ultrabasiques. Ensuite on observe une diminution du pH jusqu'à 7 - 8,5 environ. Ce dernier fait peut être expliqué par la neutralisation des ions $(OH)^-$ par des cations libérés (Mg^{2+} , Ca^{2+} etc..), ce qui abaisse la basicité de la solution. La stabilisation du pH commence à être établie autour des 18-20ème jours mais nous ne pouvons pas en dire plus car la durée d'une série de lessivage a été limitée à 21 jours.

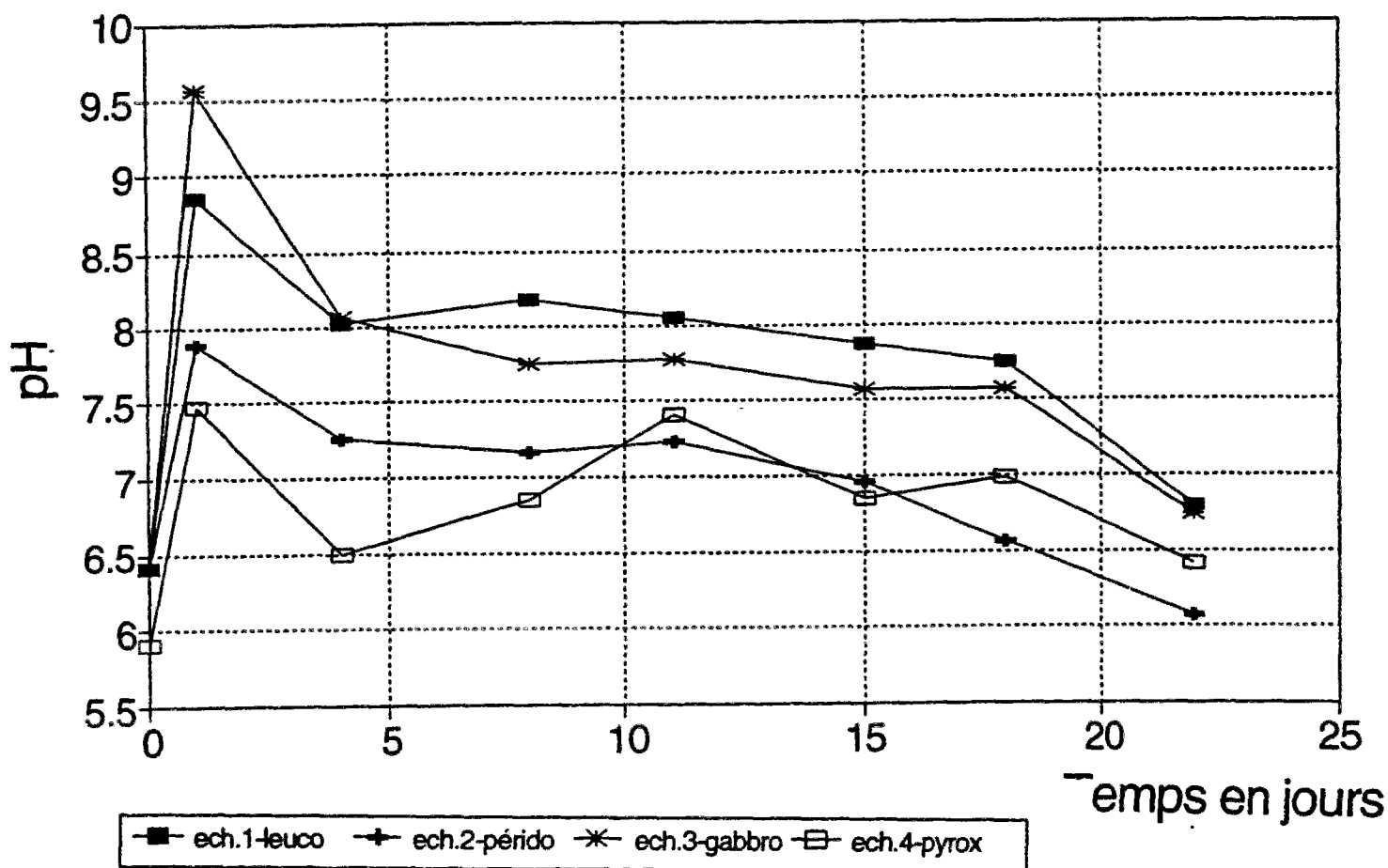


Figure 36. Graphique d'évolution de pH du lixiviat au cours des cycles d'immersion/émersion en Soxhlet. Echantillons de Bemanevika. Première série, de 0 à 400 cycles.

Les péridotites qui ont dans leur composition de l'olivine se montrent particulièrement réactives. L'importante quantité de cations actifs de Mg^{2+} provenant de la forstérite suffit pour une neutralisation considérable du lixiviat.

La réaction de neutralisation pour les pyroxénolites et les gabbros commence avec un retard d'une dizaine de jours, ce qui doit s'expliquer par la nécessité pour ces roches d'une pénétration plus profonde de l'altération dans les échantillons.

Enfin des péridotites serpentinisées de l'Oural montrent une réaction de neutralisation très peu prononcée, ce qui est difficilement explicable compte tenu du même contenu en cations actifs de Mg^{2+} dans leur composition.

A titre d'exemple, nous présentons les courbes d'évolution du pH pour quelques échantillons sur la figure 36.

4.2.5.3 Evolution des propriétés physiques et mécaniques

La perte du poids Δm des échantillons est une caractéristique classique de l'altérabilité des roches au cours du lessivage. En ayant des échantillons de dimensions relativement grandes et de forme régulière, avec par conséquent une surface spécifique petite, et avec une durée de lessivage relativement courte, nous observons une perte de poids assez faible. Cette perte est de l'ordre de 3×10^{-2} à 0,1 g pour des échantillons de 15 à 25 g. Cette perte est de même intensité pendant la première et la deuxième série de cycles et ralentit pendant la troisième (voir graphiques à l'annexe 10 A).

Le pourcentage de perte de poids (voir tableau 23) varie entre 0,1 et 0,6 %. Il est maximal pour les gabbros de l'Oural: de 0,62 et 0,34% pour les échantillons 7/3 et 7/1 respectivement, ce qui s'explique par la plus faible résistance des plagioclases saussuritisés au lessivage. Les autres roches qui ont une perte de poids relativement importante sont des péridotites 5 (0,4%) et des pyroxénolites à amphibole 4 (0,25%). Les gabbros 3, les leuconorites 1 et les pyroxénolites 6 montrent une perte de poids plus faible, de l'ordre de 0,1%.

La variation de masse volumique γ des échantillons reste très petite. C'est seulement dans le cas des péridotites à gros grains 5 et des péridotites serpentinisées 2/1 que nous pouvons observer une perte de masse volumique respectivement de 0,03 et 0,04 g/cm³.

La porosité totale n des roches est très faible. Avant le lessivage elle varie de 0,25-0,30% (pour la plupart des roches) à 1,30 pour des gabbros 7/1 de l'Oural. Au cours du lessivage, l'augmentation de la porosité est considérable (voir tableau 23). Les pyroxénolites à amphiboles 4 et les péridotites à gros grains triplent leur porosité initiale, les pyroxénolites péridotitiques 6 et des péridotites de l'Oural le doublent, la progression dans les autres roches varie entre 30 et 50%, à l'exception des gabbros 7/1 de l'Oural qui en étant les plus « poreux » au départ augmentent leur porosité seulement jusqu'à 6% et les gabbros 3 de Bemanevika jusqu'à 15%.

Dans le cas des gabbros 7/1 la porosité diminue au cours des 800 premiers cycles et montre une faible progression seulement vers 1200 cycles. Ceci peut s'expliquer par la nature de la porosité initiale, essentiellement sous forme de microfractures. Suite au lessivage, celles-ci peuvent être partiellement colmatées par des particules résultant du lessivage assez intensif des plagioclases.

La dégradation de la résistance à la compression simple Rc est de 20 à 50% pour les échantillons de Madagascar et de 2 à 15% environ pour les roches de l'Oural (voir tableau 23). Nous restons toutefois assez réservés à l'égard des valeurs de Rc, car elles varient très fortement d'un échantillon à l'autre et pour pouvoir s'appuyer sur les résultats de ce type d'essais il faut disposer d'un nombre beaucoup plus important d'échantillons.

N° de l'échantillon		Perte de poids Δm (mg)	Porosité n (%)	Vitesse des ondes Vp longitudinales (m/s)	Vitesse des ondes transversales Vs (m/s)	Module d'Young dynamique Edyn ($\times 10^4$ MPa)	Résistance à la compression Rc (MPa)
Leuconorite 1	valeur initiale	26,3	0,33	6992	4051	12,6	100
	% de perte	0,11	52	9	9	17	26
Péridotite 2	valeur initiale	29,2	0,30	5829	3726	9,9	70
	% de perte	0,16	30	3	5	14	23
Gabbro 3	valeur initiale	28,9	0,25	6553	3732	10,6	140
	% de perte	0,09	16	2	1	4	35
Pyroxénolite 4	valeur initiale	48,9	0,46	6191	3859	10,5	80
	% de perte	0,25	198	15	10	25	48
Péridotite 5	valeur initiale	65,8	0,24	6555	3719	10,8	50
	% de perte	0,4	229	11	6	17	22
Pyroxénolite 6	valeur initiale	25,7	0,24	6945	4200	13,1	110
	% de perte	0,12	88	7	5	11	20
Gabbro 7/3	valeur initiale	122,1	0,74	6446	3676	9,9	80
	% de perte	0,62	27	3	2	5	2
Gabbro 7/1	valeur initiale	59,5	1,33	6234	3832	10,6	90
	% de perte	0,34	6	3	3	6	17
Péridotite 2/1	valeur initiale	26,1	0,27	5807	3037	6,6	100
	% de perte	0,15	119	0,5	3	5	6

Tableau 23. Valeurs initiales des caractéristiques physico-mécaniques des roches et leur pourcentage de perte au cours de 1250 cycles de lessivage en Soxhlet.

4.2.5.4 Evolution d'autres propriétés physiques. Caractéristiques ultrasonores

Les résultats de l'étude de caractéristiques ultrasonores des roches au cours de lessivage sont présentés dans le tableau 23 et à l'annexe 10 B, C et D.

La vitesse des ondes longitudinales Vp évolue d'une manière plus ou moins régulière pour tous les échantillons, à l'exception de péridotites 2, 5 et 2/1, pour lesquelles la dégradation se ralentit. En ce qui concerne les valeurs absolues, les plus grandes vitesses sont atteintes dans les leuconorites 1 et les pyroxénolites 6 (respectivement 7000 et 6950 m/s), ceci à cause de la présence dans leur composition en proportion assez importante des amphiboles et des minéraux ferrugineux. La présence d'olivine (péridotite 2) et de serpentine (péridotite 2/1 de l'Oural) fait baisser la valeurs absolues de Vp à 5830 et 5800 m/s respectivement. Les Vp des autres roches s'échelonnent dans l'intervalle 6200-6600 m/s. La perte la plus importante de Vp au cours du lessivage est enregistrée pour les pyroxénolites 4 (15%) et les péridotites à gros grains 5 (11%), ainsi que les leuconorites 1 (9%) et pyroxénolites 6 (7%). Tous les autres échantillons perdent 2-3% de la valeur de Vp. Enfin, la perte minimale de 0,5% est obtenue pour les péridotites 2/1 de l'Oural.

L'évolution des ondes transversales Vs correspond à celui de Vp. Les valeurs maximales avant le lessivage de 4200 et 4050 m/s ont été enregistrées pour les pyroxénolites 6 et les leuconorites 1. Les autres échantillons montrent une Vs de 3700-3800 m/s environ. En ce qui concerne les pertes de Vs au cours du lessivage, c'est également les pyroxénolites 6 (10%), les leuconorites 1 (9%) et les péridotites 5 (6%) qui se montrent le plus sensibles. Les gabbros 3 ne perdent que 1% de Vs. La vitesse de dégradation de Vs est très forte pendant les premiers 400 cycles et diminue par la suite.

Le module d'Young dynamique Edyn, qui est calculé sur la base de Vp et Vs, évolue de la même façon que ces deux paramètres. En valeur absolue, avant le lessivage en Soxhlet, il vaut environ 13×10^4 MPa pour les pyroxénolites 6 et les leuconorites 1 et une valeur minimale de $6,6 \times 10^4$ MPa pour les péridotites de l'Oural. Toutes les autres roches donnent $10-11 \times 10^4$ MPa. La perte maximale est enregistrée pour les pyroxénolites 4 (25%), les leuconorites 1 et péridotites à gros grains 5 (17%), la perte minimale de 4% est obtenue pour les gabbros 3 et les roches de l'Oural (5-6%).

Par analogie avec les essais d'altération artificielle par gel-dégel, nous avons procédé à l'étude de la fermeture sous contrainte normale des microfractures ou autres types de vides présents dans les échantillons lessivés (voir paragraphes 4.1.3.4 et 4.1.5.2.). Dans ce cas, nous avons fait varier la contrainte normale de 0,16 à 0,64 MPa. Nous avons testé les échantillons ayant subi trois séries de lessivages en Soxhlet (1250 cycles). Les résultats numériques de ces études sont présentés dans le tableau 24. A titre d'exemple nous présentons également ici (figure 37) les résultats (sous forme graphique) obtenus pour des échantillons de leuconorites.

N° échantillon	dVp en%	dVs en%
Leuconorite 1	2,5	0,8
Péridotite 2	1,1	0,5
Gabbro 3	1,5	0,6
Pyroxénolite 4	2,7	0,5
Péridotite 5	2,2	0,7
Pyroxénolite 6	1	0,9
Gabbro 7/3	0,5	0,4
Gabbro 7/1	2,7	0,4
Péridotite 2/1	1,2	0,6

Tableau 24. Variation des vitesses des ondes ultrasonores sous une contrainte normale de 0,64 MPa.

La fermeture sous contrainte des microfissures et autres vides dans les échantillons conduit à une augmentation maximale des Vp de 2,7% (leuconorites 1, gabbros 7/1) et minimale de 0,5-1% (gabbro 7/3 et pyroxénolite 6). Quant à la vitesse Vs, l'amélioration varie, tous échantillons confondus, de 0,4 à 0,9%. Ces valeurs sont données après correction des évolutions des propriétés US dues à l'amélioration du contact échantillon/capteur (voir paragraphe 4.1.3.4)

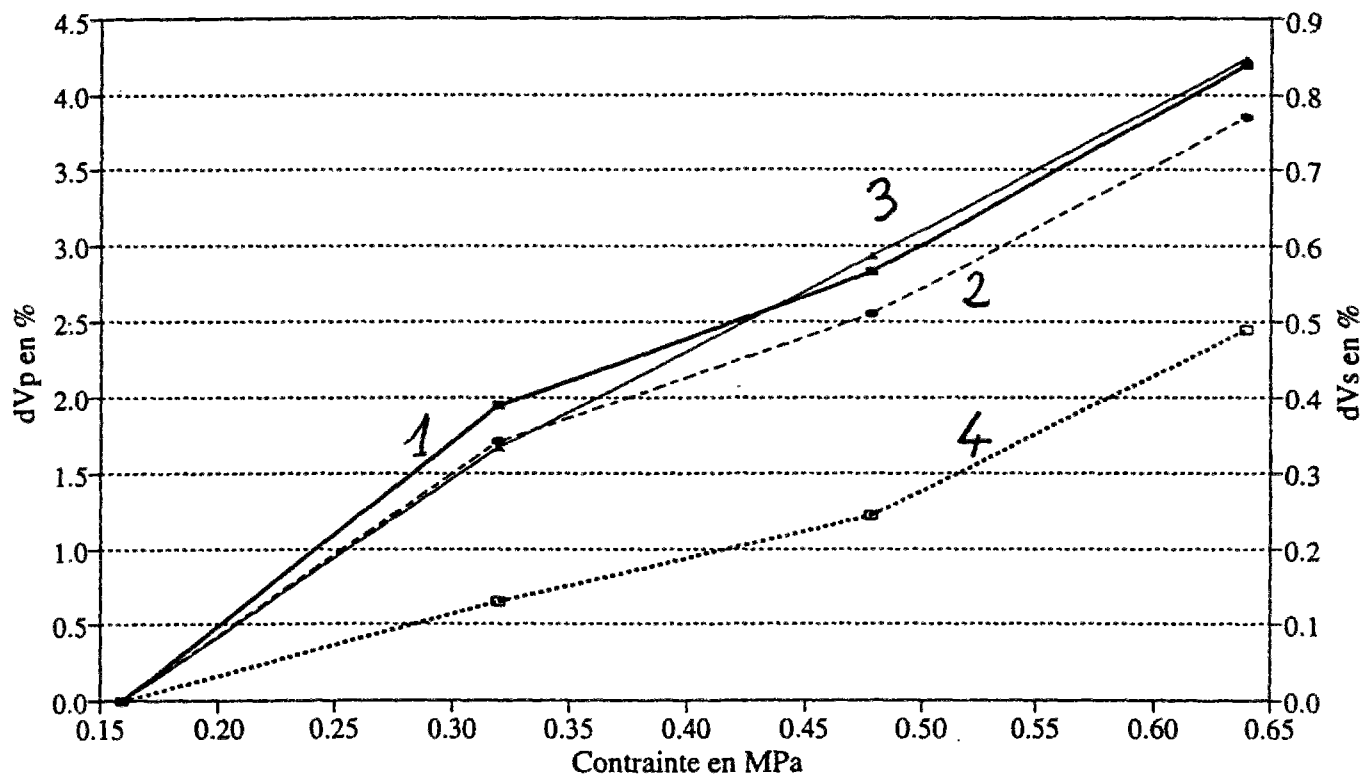


Figure 37. Graphique de l'évolution des vitesses de propagation des ultrasons sous contrainte normale. Leuconorite 1. Bemanevika.

1- Vp mesurée 2- Vp corrigée 3- Vs mesurée 4- Vs corrigée

Discussion

Premièrement, il faut souligner que l'essai de lessivage des fragments de roches dans l'extracteur Soxhlet est bien adapté pour un but de simulation de l'altération chimique qui peut avoir lieu dans des conditions climatiques tropicales. D'autre part, les températures qui s'élèvent jusqu'à 80-85°C dans un Soxhlet double (lessivage par cycles évaporation/condensation/immersion/émersion dans un système fermé) et l'absence d'un régime de précipitations permanentes comme dans les essais classiques de Pedro et autres, pose un problème d'analogie avec les conditions naturelles d'altération.

Par ailleurs, les températures élevées de l'eau de lessivage favorisent l'intensité des réactions chimiques (et mécaniques). Le système fermé de circulation d'eau de lessivage permet au cours des cycles de passer de l'établissement du régime basique de lessivage à la précipitation des sels et à la diminution de la « basicité » des solutions.

Les changements dans les échantillons sont visibles déjà après les premiers 400 cycles. L'eau de lixiviation prend des couleurs brunes plus ou moins intenses en fonction du contenu des minéraux de fer dans les échantillons lessivés. Sur la surface des échantillons extraits du Soxhlet, on peut voir l'apparition de taches brunes ou jaunes ou même un changement complet de couleur. L'analyse de quelques lames minces prouve la dégradation de la forme des cristaux de certains minéraux (surtout plagioclases et olivine).

Les changements des propriétés physico-mécaniques des roches au cours de l'altération par lessivage sont dues principalement à trois phénomènes :

- réactions géochimiques entre les minéraux composant la roche et le lixiviat ;
- bilan établi entre l'entraînement du matériel de remplissage (minéraux secondaires ou minéraux d'altération) lessivé et les précipitations des sels minéraux après les réactions de neutralisation dans le milieu basique ;
- d'une manière moins significative, la dilatation thermique différentielle des divers minéraux dans les roches polyminérales.

Bien évidemment, les roches réagissent différemment aux altérations, artificielles ou naturelles. Dans le cas de l'évolution des propriétés physico-mécaniques des roches, nous pouvons tirer quelques généralités.

Des gabbros de l'Oural qui contiennent beaucoup de plagioclases, assez sensibles aux altérations, ont tendance à perdre de façon considérable du poids au cours de lessivage. Les gabbros mélanocrates de Bemanevika au contraire se montrent assez résistants.

En ce qui concerne la porosité, ce sont les péridotites contenant de grands cristaux d'olivine qui sont les plus sensibles au lessivage. Entre ces cristaux le système des microfissures se crée et se développe. Par contre dans des gabbros à petit grain avec la texture de départ très compacte, le développement de la porosité n'est pas considérable.

Les propriétés ultrasonores des roches dépendent au départ surtout du contenu minéralogique. Dans les roches riches en amphiboles et contenant beaucoup de minéraux ferrugineux, les vitesses des ondes sont considérablement plus élevées que dans les roches à plagioclases ou à serpentines. La dégradation des vitesses ainsi que d'autres caractéristiques ultrasonores (et la vitesse de cette dégradation) est liée à toutes les autres caractéristiques de la roche : texture, porosité, existence et développement de la microfracturation etc.

Si l'on tient compte de tous les paramètres testés, les roches les plus altérables sont les leuconorites 1, les pyroxénolites à amphibole 4 et les péridotites à gros grains 5. Les roches les plus résistantes au lessivage sont les roches du massif de Bagenovskoe (Oural) et des gabbros 3 de Bemanevika.

4.3 Conclusion

Nous avons présenté dans ce chapitre deux possibilités de simulation de l'altération en laboratoire et de caractérisation de l'altérabilité des roches dures : l'altération physique par cycles de gel-dégel et l'altération chimique par lessivage en extracteur Soxhlet double.

Les deux dispositifs expérimentaux nous ont permis de simuler les processus naturels d'altération dans deux types différents du climat. Les cycles de gel-dégel simulent ainsi l'altération par cryoclastie de la matrice rocheuse dans des conditions climatiques continentales, avec un fort gradient thermique et de nombreux passages de la température par zéro. Le lessivage en Soxhlet simule l'altération chimique dans des conditions climatiques tropicales avec de fortes précipitations et une température élevée.

Mais les deux types d'expériences ne reproduisent que partiellement les conditions naturelles : le régime des températures ou/et des précipitations ne correspond pas directement aux cycles naturels. Cette limitation de la simulation pose un problème de comparaison de l'intensité et de « l'efficacité » de l'altération artificielle par rapport aux processus naturels.

Les roches testées au cours des essais d'altérabilité, provenant de massifs basiques et ultrabasiques de Bemanevika (Madagascar) et de Bagenovskoe (Oural Central) sont à l'état non altéré des roches très dures, compactes et en général peu altérables. Donc les évolutions des paramètres au cours de l'altération sont assez faibles. Mais nous avons réussi à obtenir les caractéristiques de cette évolution par des mesures systématiques des paramètres physiques et mécaniques.

Les paramètres physiques, tels que la masse volumique des roches et la porosité évoluent très faiblement, leur mesure et interprétation demandent de la prudence. Les mesures de l'évolution des dimensions linéaires (dans le cas de cycles de gel-dégel) et de la perte de poids des échantillons (Soxhlet) posent les mêmes difficultés.

Les mesures ultrasonores dans les échantillons au cours des essais d'altérabilité montrent une bonne fiabilité. La dégradation de la vitesse de propagation des ultrasons, ainsi que du module d'Young calculé sur la base de ces vitesses, est nette et significative.

L'analyse des évolutions de divers paramètres contrôlés donne la possibilité de comparer l'altérabilité des différentes roches. Cette altérabilité est conditionnée par :

- le contenu et les transformations minéralogique des roches ;
- la texture et surtout la granularité des cristaux des roches ;
- la présence et le développement de la microfracturation dans les échantillons.

Nous avons donc obtenu les caractéristiques d'altérabilité des roches au cours de l'altération artificielle. Dans le chapitre suivant, nous allons entre autre essayer de comparer cette altérabilité avec celle observée dans les massifs naturels.

5. Les modèles théoriques de l'altération des massifs rocheux dans différentes conditions géologiques et climatiques

Introduction

Dans les chapitres précédents nous avons présenté les résultats de l'étude de l'altération naturelle et artificielle des roches basiques et ultrabasiques. Les deux sites étudiés représentent, pour des conditions géologiques et pétrographiques proches, deux exemples d'altération : l'altération préférentiellement physique dans des conditions climatiques continentales tempérées (l'Oural) et l'altération préférentiellement chimique dans des conditions climatiques tropicales (Madagascar).

Au laboratoire nous avons reproduit les processus d'altération physique par des cycles de gel-dégel et les processus d'altération chimique par lessivage en Soxhlet. Les paramètres physico-mécaniques mesurés au cours de ces essais, ainsi que ceux qui ont été obtenus pour des roches prélevées sur les sites à différents états d'altération, peuvent nous permettre de comparer les différents types d'altération.

La comparaison peut porter sur deux axes : premièrement nous allons comparer l'intensité et la vitesse des altérations naturelles dans les deux massifs, deuxièmement nous allons superposer les résultats de l'altération artificielle et naturelle afin d'obtenir les paramètres communs décrivant le processus d'altération.

Le développement de l'altération (avec le fluage mécanique des matériaux soumis à l'action de la gravité) représente le facteur principal de la dégradation du massif rocheux à long terme. Si l'on sait mesurer l'altération et l'altérabilité de la matrice et du massif, nous pouvons construire des modèles plurifactoriels de la stabilité des talus rocheux à long terme.

Enfin, la synthèse des connaissances sur les processus d'altération et leur influence sur la stabilité des talus rocheux nous permettra d'avancer une proposition (une première approche) de classification des facteurs de la stabilité des talus en fonction de l'altération.

5.1 Comparaison de l'altération des roches basiques et ultrabasiques dans différentes conditions climatiques

5.1.1 Formation des profils d'altération

Les profils d'altération résultent de la composition de la roche-mère d'une part et des conditions bioclimatiques et de station dans lesquelles se déroule le processus d'altération. Ils portent souvent l'empreinte d'héritages climatiques successifs.

Dans les cas présentés ici nous n'abordons pas en détail le problème de cet héritage climatique: les paléoclimats ont varié plusieurs fois au cours de l'histoire géologique des massifs étudiés et leur influence sur la formation des profils d'altération ne peut être définie exactement. Des périodes de biostasie et de rhexistasie se sont succédées. Des profils d'altération anciens ont certainement été perturbés. Dans le cas des massifs de Bemanevika et de Bagenovskoe il nous semble que nous sommes en présence de profils d'altération résultant des conditions bioclimatiques actuelles, développés aux dépens d'une roche-mère qui ne porte l'empreinte que des racines d'anciens profils d'altération. C'est pourquoi il nous est apparu

important de souligner la différence des profils d'altération existants qui sont conditionnés d'une manière significative par les situations climatiques actuelles.

Les deux profils se différencient par leur composition et par leur épaisseur. Dans le cas du massif de Bagenovskoe, pour le profil d'altération des gabbros, sous la couche fine des sols quaternaires (tourbes) l'épaisseur des matériaux complètement altérés (sols meubles) est très limitée, l'épaisseur globale de la couche avec des traces légères d'altération ne dépasse pas une trentaine de mètres et l'altération pénètre plus profondément dans le massif seulement dans les zones de discontinuités tectoniques. Les profils d'altération des péridotites ne sont pas présents dans la partie étudiée du massif.

Dans le massif de Bemanevika les 5-10 premiers mètres sont des sols récents latéritiques, ensuite une trentaine de mètres en moyenne est formée par une roche complètement altérée, gardant l'aspect texturale de la roche-mère mais très fortement transformée, souvent jusqu'à l'état de sol, et enfin, jusqu'à une profondeur de 60-80 m on trouve la roche semi-altérée avec transformations visibles de la roche-mère.

D'un point de vue géotechnique, seuls les 5-10 premiers mètres du profil d'altération de Bagenovskoe représentent un sol instable, tandis qu'à Bemanevika l'instabilité atteint une profondeur de 30 à 50 m.

5.1.2 Transformations minéralogiques au niveau de la matrice rocheuse

Les transformations au niveau de la matrice rocheuse dans le cas de Bemanevika (sans tenir compte des latérites de surface) sont très significatives. Dans les roches basiques (gabbros, leuconorites) la dégradation des plagioclases est très forte et dans la partie supérieure du massif elle est complète. Les pyroxènes sont très fortement amphibolisés et il existe même une deuxième génération d'amphiboles d'altération. Le même effet est observé dans les pyroxènes des roches ultrabasiques et les olivines de ces roches sont sensiblement dégradées. Toutes ces évolutions minéralogiques ont lieu sur toute la profondeur du profil d'altération. L'apparition des argiles d'altération en quantité importante s'annonce à partir de la profondeur de 30-40 m. Les roches même très fortement altérées gardent toutefois leur texture.

A Bagenovskoe, dans les gabbros nous observons le processus dit « d'ouralisation » avec la saussuritisation des plagioclases et l'amphibolisation des pyroxènes. Mais ces changements ne sont pas des transformations par altération proprement dite et n'influencent pas tellement les caractéristiques mécaniques de la roche. Par contre, l'apparition des argiles d'altération et des oxydes de fer est peu significative et a lieu seulement dans les premiers mètres du profil.

Les péridotites se montrent encore moins sensibles à l'altération atmosphérique. C'est surtout au niveau des minéraux secondaires des péridotites (carbonates, pyrite etc.) que l'altération se réalise.

Donc, dans le cas de l'altération dans les conditions tropicales de Madagascar, les transformations de la matrice rocheuse sont plus profondes et importantes que dans le cas des conditions tempérées de l'Oural.

5.1.3 Evolution de la fracturation au niveau du massif

Intéressons-nous à la fracturation des massifs au cours de l'altération. Dans le cas de Bagenovskoe nous avons constaté une forte progression de l'intensité de la fracturation de haut en bas du profil d'altération des gabbros. La tendance générale de cette progression est le

développement et l'élargissement des fractures existantes (du réseau primaire) et l'apparition d'un grand nombre d'autres fractures. La même tendance est apparue au cours de l'étude de l'altération moderne dans les talus de l'exploitation : la fracturation progresse significativement avec la durée de l'exposition d'un talus après l'exploitation. Ce phénomène concerne également les gabbros et les péridotites. Les paramètres mécaniques des fractures (JCS, JRC, angle de frottement des épontes) diminuent au cours de l'altération.

A Bemanavika où l'altération transforme les roches-mères dures en sols ou en roches tendres jusqu'à une profondeur considérable, le massif hérite du système de fracturation d'origine. Mais les fractures, tout en restant des surfaces de faiblesse, ont tendance à se fermer, à se colmater et surtout aucune nouvelle fracture ne se développe. Donc l'intensité de la fracturation dans ce cas d'altération diminue plutôt. Les paramètres mécaniques des fractures diminuent également. L'angle de frottement des épontes devient l'angle de frottement d'une arête altérée.

5.1.4 Evolution des caractéristiques physico-mécaniques

Les caractéristiques mécaniques autres que celles des fractures sont bien évidemment en dégradation en fonction de l'état d'altération. Nous avons présenté en détail l'évolution de nombreux paramètres physiques et mécaniques pour les deux sites étudiés (chapitres 2 et 3).

Ces dégradations des caractéristiques physico-mécaniques dans les roches altérées de Bemanavika sont beaucoup plus accentuées, que pour les roches de Bagenovskoe. Par exemple, la dégradation du poids volumique γ des roches altérées de Madagascar est de 30-35% et la résistance à la compression simple R_c diminue de 80-90%, tandis que pour des gabbros du haut du profil d'altération de l'Oural, les chiffres sont respectivement de 10-12% et de 50-60% seulement.

Dans le cas de l'altération « moderne » des roches de Bagenovskoe, nous avons également constaté la dégradation des caractéristiques mécaniques pendant environ 25 ans d'exploitation. Cette dégradation est considérable, elle montre l'altérabilité potentielle atmosphérique des roches du massif mais elle ne peut pas donner une image réelle de la formation du profil d'altération.

5.1.5 Vitesses d'altération

Nous ne prétendons pas posséder beaucoup de données concernant les vitesses d'altération dans les conditions naturelles des massifs. L'estimation de la vitesse de formation du profil d'altération nécessiterait l'organisation d'une instrumentation et d'une auscultation du massif sur de longues années. Nous n'avons pas eu la possibilité d'acquérir ce type de résultats.

Dans la mine de Bagenovskoe nous avons réalisé un suivi *a posteriori* de l'altération météorique des talus. Ceci a consisté à étudier différentes propriétés géotechniques sur des talus exposés à l'influence atmosphérique pendant 25, 18, 8 et 1 ans (les roches étant supposées saines au moment de leur mise à jour). Cette suite de données nous a permis d'estimer la vitesse de l'altération « moderne » des roches du massif. Nous avons présenté les résultats de ces études dans le paragraphe 2.2.4 du chapitre 2. Les divers paramètres varient très différemment avec l'altération atmosphérique : le poids volumique perd environ 5% en 25 ans et la résistance à la compression jusqu'à 40% (cas des gabbros). Dans tous les cas la vitesse de cette dégradation moderne peut être qualifiée de considérable.

Dans le cas de Bemanevika nous ne possédons pas ce type de résultats. Les plans de l'ancienne exploitation auraient pu nous donner des idées de la progression de l'altération dans les talus mais l'exploitation n'a été menée que dans des roches déjà altérées, donc nous n'avons pas le point de départ de l'altération moderne. Nous pouvons constater seulement que d'après nos connaissances sur la dégradation des talus dans des roches altérées pendant l'exploitation, l'altération dans les conditions de Madagascar est très intensive, la mise à jour des roches du profil d'altération accélérant très fortement le processus de dégradation de ces roches.

5.1.6 Phénomènes d'instabilité dans les massifs

Dans le cas de Bagenovskoe, dans la partie du massif représentée par des gabbros et des péridotites, où l'altération apparaît dans la dégradation relativement faible des caractéristiques mécaniques de la matrice et dans le développement considérable de la fracturation du massif, les instabilités sont de type glissements rocheux sur des plans de discontinuités. Des analyses statistiques de familles directionnelles de discontinuités par rapport aux configurations des talus nous ont permis de définir les mécanismes de ruptures élémentaires potentielles. Les observations sur le terrain ont confirmé l'existence de points instables présentant des glissements et des chutes de blocs rocheux de petites dimensions.

Dans le cas de Bemanevika, le réseau de fracturation hérité du massif sain perd en partie, avec la forte altération, son influence sur la stabilité. Le massif devient plus proche d'un milieu homogène et continu. Des phénomènes d'instabilité plus ou moins généralisés des flancs de l'ancienne exploitation, des éboulis de grande ampleur et des glissements en masse apparaissent.

D'un point de vue général, les phénomènes d'instabilité à Bemanevika sont beaucoup plus profonds et importants que ceux de Bagenovskoe. Une telle différence résulte directement de l'état d'altération très différent des deux massifs.

5.2 Comparaison de l'altération en laboratoire avec l'altération naturelle.

On a réalisé deux types d'essais d'altération artificielle visant à simuler deux types de conditions naturelles du développement de l'altération. Où sont les limites de correspondance pour chaque type de processus? Est ce que la vitesse d'altération des échantillons durant les simulations peut être directement transposée aux processus naturels? Quelle est la différence entre l'altérabilité de la matrice rocheuse et du massif rocheux? Nous allons essayer de répondre ici à ces questions.

5.2.1 Comparaison des essais de gel/dégel avec l'altération naturelle dans le climat continental tempéré

Les résultats de la simulation de l'altération physique par cycles de gel/dégel sont difficilement comparables à l'altération naturelle météorique dans des conditions climatiques tempérées continentales en terme de vitesse du processus. Même si on tient compte du fait que nous connaissons le nombre annuel moyen de passages de la température par zéro dans la région de l'Oural Central, les températures extrêmes reproduites ne sont pas les mêmes.

En comparant les résultats de l'étude de la dégradation des paramètres physiques et mécaniques des échantillons étudiés et des matériaux en place (voir paragraphes 2.2.4 et

4.1.5), nous observons que par exemple le pourcentage de perte de module d'Young dynamique après 200 cycles de gel-dégel correspond à la dégradation de ce paramètre après 10-15 ans d'altération « naturelle » pour les gabbros et à moins de 8 ans pour les péridotites. Pour la vitesse des ondes longitudinales V_p , les résultats sont encore plus éloignés: pour les gabbros les 200 cycles correspondent à environ 20 ans d'altération naturelle et pour les péridotites à moins de 8 ans. D'autres paramètres montrent la même tendance.

D'un point de vue général, les péridotites se montrent plus sensibles à l'altération naturelle météorique que les gabbros et dans le cas de la simulation de l'altération par cycles de gel-dégel au contraire, ce sont les gabbros qui sont les plus sensibles. Ce fait peut être expliqué de la façon suivante : *in situ* les processus d'altération résultent toujours la somme de plusieurs processus physiques et chimiques élémentaires. Les conditions climatiques favorisent l'un ou l'autre de ces processus élémentaires. En climat tempéré continental nous considérons que l'altération physique joue le rôle primordial par le processus de thermoclastie, mais en réalité des transformations géochimiques et minéralogiques faibles ont également lieu. En laboratoire nous avons imposé une altération physique « pure », l'altération par cryoclastie. Dans ces conditions, en réponse aux processus de thermoclastie, une roche polyminérale constituée de minéraux présentant des coefficients de dilatation thermique différents se désagrège par suite de déformations différentielles de part et d'autre des joints de grains, avec donc apparition de contraintes de cisaillement sur ces joints de grains. Ce qui ne se produit pas dans une roche monominérale.

La simulation de l'altération par cycles de gel-dégel est sans doute très intéressante du point de vue de l'étude de l'altérabilité des roches, de la dégradation des propriétés physiques et mécaniques de la matrice rocheuse sous l'effet de la cryoclastie, mais ne peut pas être un modèle fidèle de l'altération naturelle.

5.2.2 Comparaison des essais de lessivage avec l'altération naturelle sous climat tropical

Les mêmes problèmes se posent dans le cas de la comparaison des résultats de la simulation de l'altération par lessivage à l'eau chaude en Soxhlet avec l'altération naturelle dans les conditions climatiques de Madagascar. Dans ce cas nous sommes confrontés à la difficulté suivante : nous ne possédons pas de modèle de l'altération moderne à Bemanevika (contrairement au cas du massif de Bagenovskoe pour lequel nous avons caractérisé le développement de l'altération moderne au cours de 25 ans). Notre vision du massif est limitée à la situation actuelle du profil d'altération, de grande épaisseur et de structure très complexe. Il est donc encore plus difficile de comparer les processus naturels et artificiels en termes de vitesse d'altération.

En ce qui concerne la « fidélité » de l'expérience aux processus naturels, il est important de souligner des aspects positifs et négatifs. Cette simulation est par certains aspects très proche du processus naturel d'altération des massifs dans des conditions climatiques tropicales. En effet, le lessivage en extracteur Soxhlet est un processus physico-chimique complexe, avec des réactions d'hydrolyse et d'oxydation, des phénomènes de microentraînement et microcolmatage dans les roches et même des réactions de dilatation thermique différentielle pour les roches polyminérales.

D'autre part, d'autres facteurs font que la simulation reste très différente quantitativement du processus naturel : le régime vrai des précipitations n'est pas régulier, les températures sont très élevées et le système roche-lixiviat reste fermé durant l'expérience.

Le résultat principal de la simulation d'altération par lessivage est l'estimation (au travers de différents paramètres physiques et mécaniques) de l'altérabilité des roches. Dans le profil d'altération les roches les plus touchées par l'altération (voir chapitre 3) sont les leuconorites amphibolisées et les péridotites. Les gabbros mélanocrates ont d'avantage gardé l'aspect de la roche-mère. D'après les résultats de l'altération artificielle (voir chapitre 4) ce sont également les leuconorites et les péridotites à gros grains qui ont montré l'altérabilité la plus considérable et les gabbros mélanocrates qui ont été les plus résistants.

5.2.3 Passage de la notion « d'altérabilité de la matrice » à la notion « d'altérabilité du massif »

A l'aide de la simulation de l'altération en laboratoire nous avons obtenu les caractéristiques d'altérabilité des différentes roches étudiées, ceci pour l'altération par cycles de gel-dégel ou pour le lessivage en Soxhlet. Nous pouvons donc considérer que nous connaissons la nature et l'intensité de l'altération de la matrice rocheuse.

Mais il y a un autre problème à l'échelle du massif. Comment peut-on exprimer l'altérabilité du massif rocheux? Est ce qu'il est suffisant de superposer les paramètres de la matrice en cours d'altération avec les données de fracturation du massif actuel? Pour une première approche géotechnique, un tel schéma peut être valable. Mais pour la prévision quantitative de l'état d'altération du massif et par conséquent de la stabilité à long terme, il est également nécessaire de prévoir :

- le développement du réseau de fracturation et l'augmentation de son intensité, soit en paramètres géométriques : la diminution de l'espacement entre les fractures d'une famille directionnelle et l'augmentation de l'extension des fractures. L'apparition de nouvelles familles de fractures liées par exemple à la desquamation au cours de l'altération cryoclastique est même possible.
- l'évolution des paramètres des épontes des fractures jouant un rôle géomécanique important : la diminution de JCS, de JRC et de l'angle de frottement des épontes et l'arénisation du remplissage.

Dans ces deux démarches, des approches théoriques sont possibles comme cela a été décrit par exemple dans le DEA [62]. Mais la solution la plus adéquate est l'organisation sur le terrain d'études de fracturation analogues à celles qui ont été réalisées par nous dans la mine de Bagenovskoe, avec le levé de fracturation et des propriétés des épontes dans les talus de différents âges d'altération moderne.

5.3 Prévision à long terme de la stabilité en fonction de l'altération

5.3.1 Possibilité de la prévision à long terme par analyse des paramètres ou par calcul de facteur de sécurité

L'instabilité à long terme des talus des mines à ciel ouvert est liée directement aux phénomènes de progression de l'altération. D'autres facteurs seront considérés comme secondaires, ce sont ceux qui ont une importance comme facteurs accélérant ou ralentissant l'altération.

Comme nous l'avons montré sur deux exemples, la prévision à long terme de la stabilité des mines nécessite une analyse des facteurs qui peuvent influencer cette stabilité. En fonction des conditions géologiques, climatiques et autres, les différents facteurs n'auront pas la même importance.

Par exemple, pour la mine de Bemanevika nous avons établi que l'ordre d'influence des facteurs d'instabilité était le suivant : l'altération de la matrice rocheuse, la propagation de l'altération au niveau du massif, l'influence du facteur hydraulique et enfin, les phénomènes d'érosion dans le massif. Les autres facteurs, sans doute nombreux mais beaucoup moins importants, sont pris en compte indirectement.

Dans le cas de la mine de Bagenovskoe (pour les talus dans les gabbros et péridotites du flanc Ouest) le facteur décisif de l'instabilité est l'altération et la progression de la fracturation au niveau du massif, ainsi que la dégradation des propriétés mécaniques des épontes des fractures. L'altération au niveau de la matrice rocheuse vient ensuite. Pour les autres roches du massif (granitoïdes et talc-carbonates du flanc Est par exemple) cet ordre peut être inversé.

L'analyse des facteurs peut être qualitative ou quantitative. Pour Bemanevika nous avons réalisé des raisonnements qualitatifs pour les facteurs de l'altération et de l'érosion. Les résultats s'expriment donc en hypothèse de possibilité de développement de l'instabilité locale ou générale des talus. L'information quantitative s'ajoute à l'analyse des facteurs dans le cas de Bagenovskoe, car nous disposons des données de la dégradation de certaines propriétés du massif et de la matrice au cours du temps. Cette quantification est retenue pour la prévision de la stabilité par le calcul du facteur de sécurité (voir ci-dessous).

D'un point de vue général, l'analyse des facteurs pour la prévision à long terme tient compte entre autres faits des phénomènes d'instabilités passés et actuels. En effet, pour les talus de Bemanevika, nous supposons qu'à long terme il s'agira de l'instabilité d'un massif de type sol, avec des glissements et des éboulis assez généralisés sur des surfaces plus ou moins circulaires. A Bagenovskoe, nous imaginons des glissements rocheux d'un volume relativement faible ou - proposition purement théorique - un glissement généralisé du talus par une rupture circulaire, causée par la dégradation à long terme des propriétés de résistance dans un modèle où le massif rocheux est considéré comme un milieu continu et homogène (voir paragraphe 2.3.2.1).

Une autre méthode de prévision à long terme utilisée dans notre travail est la prévision par calcul direct du facteur de sécurité (F.S.). Cette méthode nous permet d'exprimer en valeurs de F.S. la dégradation de la stabilité des talus en fonction de l'évolution de la forme du talus et de la dégradation des caractéristiques géomécaniques des roches et des massifs. Elle n'appelle pas de commentaires supplémentaires. Il faut remarquer toutefois que l'interprétation des résultats de calcul de F.S. doit se faire en tenant compte de la réalité géologique du massif modélisé. Par exemple, pour la mine de Bagenovskoe nous avons obtenu (méthode de Bishop) des F.S. proches des valeurs critiques pour des talus à long terme (en état altéré du massif et avec la profondeur maximale de la mine). Néanmoins, nous nous rendons compte que l'altération ne pénètre pas en profondeur jusqu'à la surface virtuelle de rupture. Donc, tout en formalisant la démarche de la prévision, nous restons quand même vigilant sur l'interprétation géologique des instabilités.

La conception générale d'une procédure de prévision à long terme de la stabilité a donc été établie et utilisée au cours de notre travail. Elle est présentée schématiquement sur la figure 38 et contient trois niveaux pour le travail de reconnaissance : l'acquisition des données sur le

terrain et en laboratoire, l'élaboration des schémas de calcul et le calcul de la stabilité dans l'état actuel du massif et la prévision à long terme proprement dite de la stabilité.

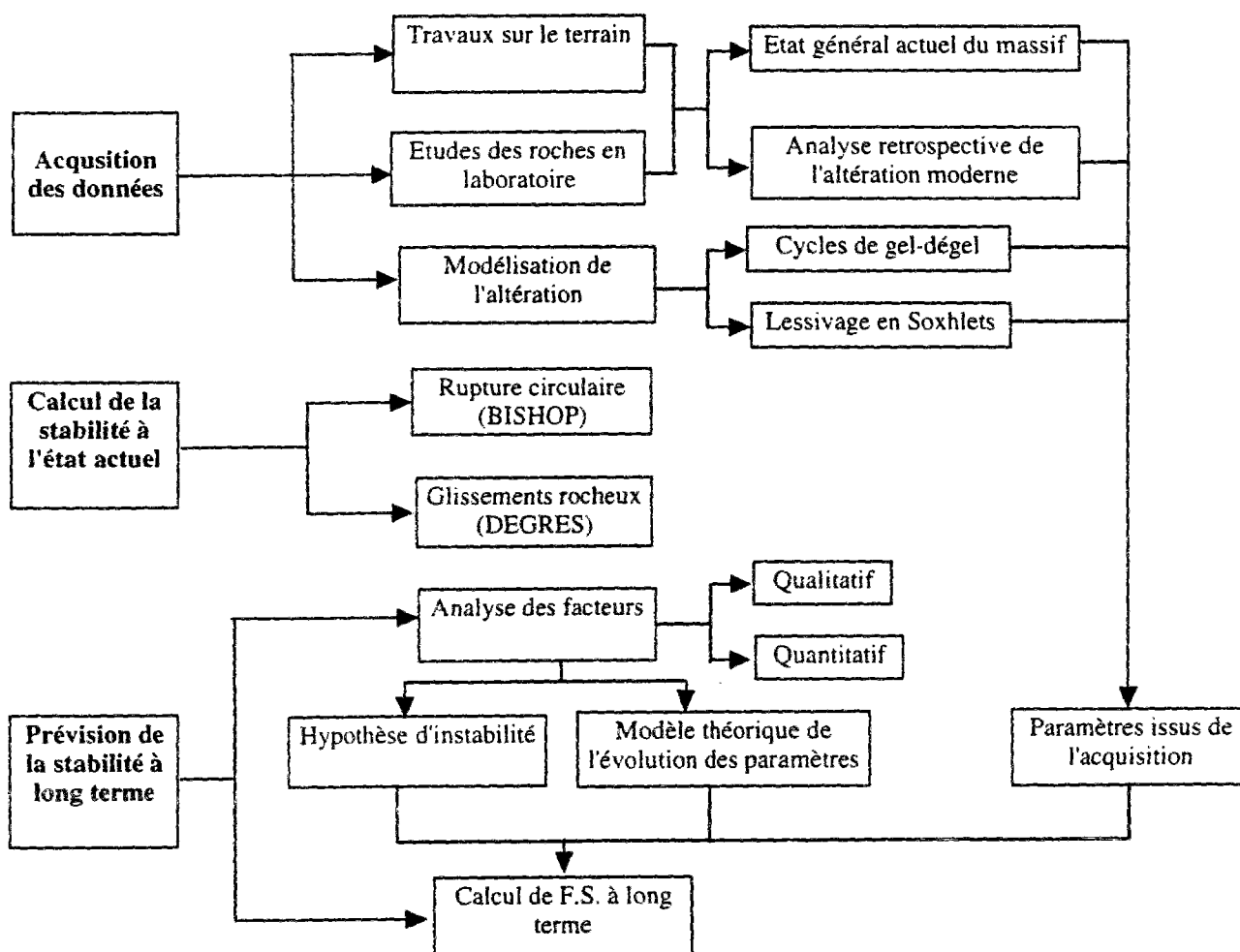


Figure 38 : Schéma de la procédure de prévision à long terme de la stabilité des talus

5.3.2 Fonction « vitesse d'altération/vitesse de passage à l'instabilité »

Le problème de définition de la vitesse et de l'intensité d'altération reste un point décisif pour la caractérisation et la prévision à long terme de la stabilité des talus. Par ailleurs, on peut penser que la stabilité locale et la stabilité globale (à l'échelle du massif) n'évoluent pas suivant la même vitesse.

L'instabilité locale s'exprime par des déformations de dimensions modestes (à l'échelle d'un ou deux gradins) des talus avec des phénomènes de glissements de blocs sur des surfaces de différentes configurations. Le développement de ce type de déformations dépend essentiellement de la dégradation des propriétés des épontes des fractures dans la partie supérieure du talus. La vitesse de passage à l'instabilité locale est définie donc par la vitesse de la dégradation des épontes et l'évolution de la fracturation dans la partie superficielle des massifs. D'autres paramètres, comme par exemple la dégradation de la matrice rocheuse, ont une influence mécaniquement moins directe dans cette instabilité.

Dans le cas de l'instabilité globale, il s'agit de déformations généralisées des talus avec des glissements d'une ampleur importante sur des surfaces plus ou moins circulaires. Ce processus est défini par la vitesse de formation et de progression dans la profondeur du talus du profil d'altération. Les changements de caractéristiques géomécaniques des roches ainsi que la progression du réseau de fracturation y sont impliqués.

Dans la mine de Bagenovskoe, la vitesse de dégradation des propriétés des épontes est assez marquante et par conséquent, les processus d'instabilité locale dans les talus de plus de 25 ans d'exposition en surface sont très nombreux. Par contre, nous avons démontré que la progression du profil d'altération en profondeur est relativement lente et par conséquent le passage du massif à l'instabilité globale est peu probable au terme de notre prévision.

En ce qui concerne la mine de Bemanevika, nous avons constaté la vitesse importante de l'altération de la matrice rocheuse et du développement du profil d'altération en profondeur. Le résultat est l'instabilité globale, parvenue assez rapidement après l'excavation, avec des glissements plus ou moins profonds. L'absence de données sur le développement dans le temps de la fracturation et des propriétés des épontes ne nous permet pas de définir la vitesse de ces derniers, mais le rôle subordonné de l'instabilité locale décrit dans la mine nous démontre que cette vitesse est inférieure à celle de la matrice.

D'un point de vue général, la vitesse du passage du talus à l'instabilité est donc une fonction de deux paramètres :

- la vitesse de formation d'un profil d'altération qui s'exprime en dégradation de la matrice rocheuse et en progression du réseau de fracturation
- la vitesse de dégradation superficielle dans le massif qui s'exprime à son tour en dégradation des caractéristiques des épontes de fractures proches de la surface et aussi par le développement du réseau de fracturation.

L'importance relative de chaque paramètre est contrôlée par les conditions climatiques et géologiques.

5.3.3 L'analyse de la faisabilité de la prévision à long terme pour les deux cas présentés

Pour pouvoir réaliser la prévision à long terme de l'instabilité il faut donc posséder les éléments suivants :

- les données quantitatives de l'évolution des paramètres de la matrice rocheuse et du massif rocheux,
- les vitesses de ces évolutions,
- les hypothèses (prévision par analyse des facteurs) et schémas de calculs (prévision par calcul direct de F.S.) de l'instabilité potentielle

L'analyse de faisabilité de la prévision nécessite la présence de phénomènes d'instabilité à différentes échelles déjà produits dans le massif. L'analyse des paramètres les provoquant et l'évaluation des caractéristiques de la matrice et du massif en instabilité permettent la comparaison avec des phénomènes modélisés au cours de la prévision.

Pour le massif de Bagenovskoe nous avons des données fiables sur l'évolution des paramètres géomécaniques de la matrice et du massif lors du développement de l'altération.

La vitesse d'altération moderne peut être donc aisément définie. Par contre dans ce cas nous ne pouvons pas nous appuyer sur des phénomènes d'instabilité qui se sont déjà produits, mis à part quelques petites chutes de blocs et glissements rocheux d'une ampleur très modeste. Ces derniers confirment les hypothèses cinématiques des déformations à la rupture, évaluées à l'échelle d'un gradin au cours de la prévision par le calcul direct de F.S.. Mais le schéma mécanique proposé pour le cas d'une instabilité à l'échelle d'un flanc entier de l'exploitation reste théorique. L'instabilité généralisée reste donc une hypothèse.

Dans le cas du massif de Bemanevika nous avons un grand champs d'observation des phénomènes d'instabilités plus ou moins généralisées qui se sont déjà produites dans l'histoire de l'exploitation. Les paramètres issus de l'analyse *a posteriori* de ces phénomènes nous a permis d'obtenir ces valeurs critiques correspondants à la rupture. Les configurations des surfaces de glissements existantes sont conformes aux schémas de calcul de la stabilité à grande échelle des talus. Par contre, l'absence de paramètres caractérisant la dynamique de l'altération et par conséquent la vitesse d'évolution des paramètres géomécaniques laisse en suspend la question de la vitesse de passage du massif à l'instabilité.

Le processus géologique restera toujours peu prévisible à cause de la multitude des facteurs l'influençant. Toute les tentatives de schématisation et « mathématisation » de l'évolution d'un processus naturel dans le temps sont discutables. Les résultats de la prévision à long terme de la stabilité pour deux cas présentés sont seulement partiellement fiables mais l'analyse de l'évolution de la situation de la stabilité pour les deux objets nous paraît tout de même en bonne concordance avec la réalité géologique et, donc dignes d'être retenue.

5.4 Classification des massifs rocheux en fonction de l'influence de l'altération sur la stabilité à long terme

5.4.1 Altération et altérabilité des roches et du massif à long terme. Schémas théoriques de développement d'altération.

En analysant deux exemples de développement de l'altération pour des conditions climatiques différentes nous pouvons proposer deux schémas théoriques de ce processus. En étant assez simplifiés ils donnent tout de même deux scénarios généraux du développement de l'altération dans des massifs rocheux.

Le premier schéma généralise la situation de l'altération préférentiellement physique avec une faible altération de la matrice rocheuse. Dans ce cas l'altération affecte le massif rocheux surtout par le développement du réseau de fracturation et par la dégradation des caractéristiques mécaniques des épontes. Il s'agit d'une altération dans des conditions climatiques tempérées continentales, présentés sur la figure 39. Les trois stades successifs relèvent en fait d'un processus continu. Les phénomènes d'instabilité locale (chute de blocs et glissements rocheux) commencent au début de deuxième stade et deviennent plus ou moins généralisés au troisième. Le troisième stade peut donc être considéré comme critique du point de vue de la stabilité. Le passage du massif à ce stade est un processus à très long terme et nécessite des conditions spéciales, qui empêchent le dégagement du front du talus au cours de l'altération.

Le deuxième schéma propose un modèle théorique de l'altération préférentiellement chimique et très intense au niveau de la matrice rocheuse (figure 40). L'altération de la matrice rocheuse joue le rôle capital et entraîne la dégradation des caractéristiques mécaniques de la roche jusqu'à la transformation de la partie superficielle du massif rocheux en massif de type sol. Le développement de la fracturation devient secondaire.

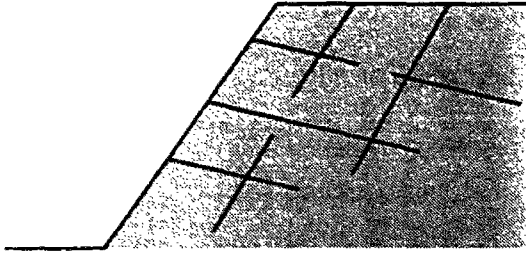
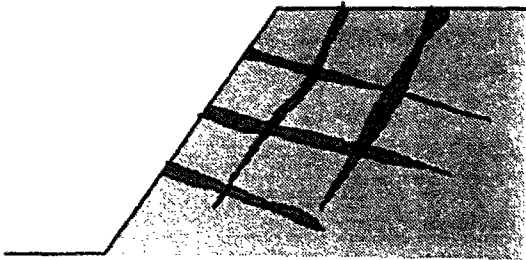
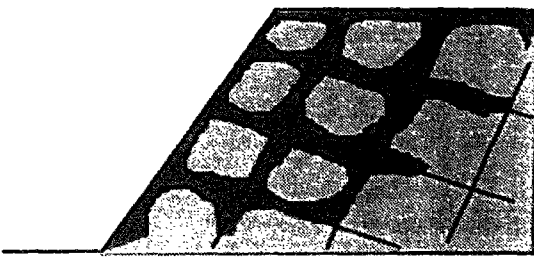
Stade	Schéma graphique	Explications
1		Massif rocheux sain avec un réseau de fracturation primaire.
2		Elargissement et développement des fractures. Changement des propriétés mécaniques des épontes. Développement de remplissage par arénisation dans les fractures. Possibilité de glissements rocheux (s'il existe une possibilité cinématique) et de chutes de blocs.
3		Destruction critique d'un massif en blocs de roche plus ou moins altérés avec formation d'arène à la place du réseau primaire de fractures. Possibilité d'éboulements et de glissements rocheux ainsi que de glissements en masse sur une surface généralisée.

Figure 39. Schéma théorique du développement de l'altération d'un massif rocheux dans des conditions climatiques continentales tempérées.

Les deux schémas sont adaptés aux roches basiques et ultrabasiques, éventuellement aux autres roches dures en état sain dont l'arénisation et la structure de fracturation sont similaires aux conditions décrites pour les deux cas étudiés. La multitude de facteurs influençant le processus d'altération peut faire varier ces schémas dans le détail.

D'un point de vue général, le type d'instabilité potentielle est défini par le schéma de développement de l'altération. Les exemples des mines de Bagenovskoe et de Bemanevika illustrent bien cette dépendance ainsi que la fonction directe « intensité de l'altération/ampleur d'instabilité ». Mais dans d'autres cas, les phénomènes d'instabilité dépendent des caractéristiques de la roche-mère, des conditions tectoniques, sismiques, hydrogéologiques et autres.

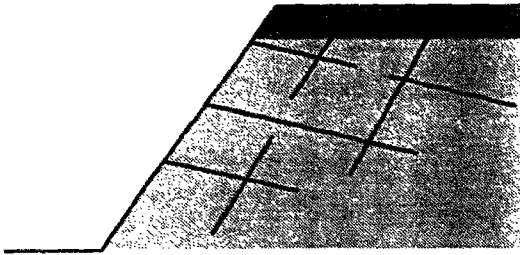
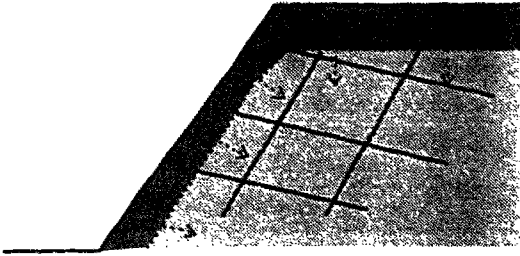
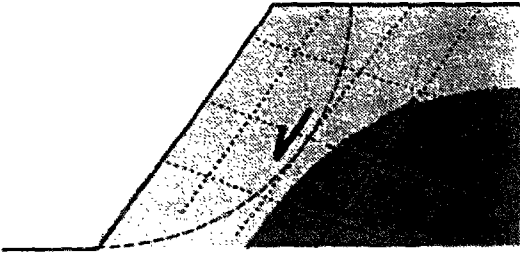
Stade	Schéma graphique	Explications
1		Massif rocheux avec un réseau de fracturation primaire et profil d'altération dans la partie superficielle.
2		Pénétration de l'altération de la matrice rocheuse en profondeur du massif et effacement partiel des fractures primaires dans la partie altérée. Possibilité de petits mouvements en masse peu profonds.
3		Altération de la matrice rocheuse très importante, caractéristiques mécaniques de la roche proches de celles du sol résiduel, les fractures dans la partie altérée du massif sont effacées. Possibilité d'instabilités généralisées sur des surfaces plus ou moins circulaires.

Figure 40. Schéma théorique du développement de l'altération dans un massif rocheux dans des conditions climatiques tropicales

5.4.2 Classification des massifs en fonction de l'influence de l'altération sur la stabilité des talus.

Il existe de nombreuses classifications des massifs rocheux en fonction de leur pétrographie et la qualité des roches du massif. La plus complète à notre connaissance est la classification de Hoek et Brown [38] déjà présentée dans le paragraphe 1.3.5. Dans la première colonne de ce tableau sont présentées les caractéristiques descriptives et quantitatives définissant la « qualité » du massif. Les deux valeurs qualitatives composées (CSIR-rating et NGI-rating) résultent des données de qualité de la matrice en terme de résistance à la compression et de qualité du massif : l'espacement et le RQD de fracturation, l'orientation des fractures par rapport aux talus, leur rugosité et ouverture, la présence d'eau, etc. Nous avons utilisé cette classification pour définir les caractéristiques mécaniques des massifs équivalents continus au cours des calculs de stabilité à grande échelle.

En ce qui concerne la classification des massifs rocheux en fonction de leur état d'altération, outre l'attribution à six classes de degrés d'altération des roches par des caractéristiques visuelles et parfois quantitatives, il existe par exemple le système proposé par D.G.Price [63].

Sur la base des six classes de degrés d'altération, il propose d'attribuer coefficient pour les différents types principaux de roches en tenant compte des caractéristiques de l'altération de la matrice rocheuse et des discontinuités affectant le massif.

Durant notre propre travail sur le sujet de l'altération des massifs rocheux et du rôle de ce facteur primordial sur la stabilité des talus des mines à ciel ouvert, nous avons constaté la nécessité de systématiser nos connaissances. Ainsi est née l'idée d'un nouveau schéma de classification, assez générale mais développée spécialement pour les problèmes relatifs à l'influence de l'altération sur la stabilité géotechnique des massifs rocheux. Cette classification a pour but deux buts principaux :

- définir les phénomènes majeurs du processus d'altération, au niveau de la matrice rocheuse et également au niveau du massif, en fonction des types pétrographiques des roches et du type de climat dans lequel l'altération se développe ;
- décrire les éventuels événements d'instabilité correspondant à chaque type d'altération, leurs mécanismes et leurs ampleurs en fonction des conditions géomécaniques.

Cette classification, assez vaste et détaillée, nécessite une grande base de données concernant l'évolution des paramètres géotechniques au cours de l'altération dans différentes conditions climatiques, ainsi que des observations abondantes des phénomènes d'instabilité des talus des mines. Nous ne prétendons sûrement pas dans le cadre de ce travail couvrir par nos connaissances et données personnelles tout le champ de cette classification. Nous proposons seulement de définir les axes sur lesquelles repose la classification et, en se basant sur les données acquises lors de l'étude des sites de Bemanevika (Madagascar) et Bagenovskoe (Oural Centrale, Russie), d'apporter notre pierre à une classification concernant l'altération et l'instabilité des roches basiques et ultrabasiques dans les conditions climatiques tropicales et continentales tempérées.

Les deux classifications nommées ci dessus nous ont influencés pour le choix des axes de notre classification, mais nous avons quand même pris en compte un nombre plus important de paramètres. Une autre différence principale est qu'en décrivant l'évolution au cours de l'altération de diverses caractéristiques géomécaniques nous avons abandonné la notion de paramètre statique de degrés d'altération en essayant de le remplacer par un paramètre dynamique exprimé par l'évolution (qualitative ou quantitative) de la caractéristique X au cours de 25 ans d'altération météorique dans des conditions données. Dans la partie de la grille consacrée aux phénomènes d'instabilité, nous proposons de garder la notion de « degrés d'altération », en la simplifiant (nous sommes passé des 6 classes traditionnellement proposées à 3 classes plus importantes). Nous caractérisons donc les processus de l'instabilité relatifs à chacune de ces 3 classes.

5.4.3 Axes de la classification

Pour la classification proposée nous avons choisi un modèle à trois axes :

- type de climat
- type de roche-mère
- paramètres d'évolution de la matrice et du massif et phénomènes d'insatabilité des talus.

5.4.3.1 Type du climat

Nous proposons de retenir quatre types principaux de climat (voir paragraphe 1.2.1):

- tropical
- aride
- tempéré
- arctique

Chacun de ces types peut être départagé en sous-types. Par exemple, pour des conditions climatiques tempérées il est évident que le processus d'altération ne sera pas le même dans les zones continentales ou littorales. A condition de disposer d'un grand nombre des données et d'observations il est possible donc d'élargir la classification proposée jusqu'à la précision des sous-types climatiques. De même, nous devons remarquer que le fragment de la classification proposé pour le cas de la mine Bagenovskoe concerne des conditions climatiques tempérées continentales.

Pour chaque type du climat il est utile de composer un tableau individuel. De cette manière, nous aurons en résultat quatre (ou plus) tableaux indépendants.

5.4.3.2 Type de la roche - mère

En ce qui concerne le choix des types de roche-mère il existe beaucoup de possibilités différentes de classifications. Nous sommes partisans d'une approche génétique de la classification. Nous proposons donc de distinguer quatre types principaux des roches :

- sédimentaires (de type grès, argilites, calcaires et marnes)
- plutoniques (de types granites, diorites-andésites, gabbros et péridotites-pyroxénolites)
- volcaniques (de type liparite, trachyte et basaltes)
- métamorphique (selon les équences : arénacée, pélitique et argileuse, carbonatée, granitique et basique)

5.4.3.3 Paramètres de la matrice et du massif

Comme nous avons déjà souligné en multiples reprises, l'altération est un processus plurifactoriel. A son tour l'altération fait varier plusieurs paramètres de la matrice rocheuse et du massif rocheux. Pour systématiser les données concernant cette variation au cours de l'altération, nous avons repris dans notre classification les paramètres principaux de la matrice (pétrographiques et géotechniques) et du massif (fracturation, eau, etc.).

Tous les paramètres de la classification ont été décrits dans le chapitre 1. L'évolution des paramètres au cours de l'altération est présentée de deux manières différentes : en description qualitative et en estimation quantitative (là où nous avons disposé de données) d'évolution (en pourcent) des paramètres, calculée sur 25 ans d'altération météorique.

5.4.3.4 Phénomènes d'instabilité des talus

Enfin, pour chaque type du climat et pour chaque type de roche-mère nous présentons la classification qualitative des phénomènes d'instabilité potentielle. Nous distinguons des

processus d'instabilité appropriés aux différents stades de l'altération. De la classification traditionnelle de l'état d'altération avec 6 classes, nous avons retenus 3 classes :

- massif sain ou très légèrement altéré
- massif moyennement altéré
- massif très fortement altéré

Le tableau résultant, fragment d'une classification concernant l'altération des roches basiques et ultrabasiques dans des conditions climatiques tempérées continentales (Bagenovskoe, Oural central) et tropicales (Bemanevika, Madagascar), est présenté dans l'annexe 11.

5.4.4 Conclusion

Toute l'évolution des massifs rocheux est définie par l'état initial du massif et les processus d'altération sous un climat donné. Nous avons analysé le processus d'altération météorique des massifs de roches basiques et ultrabasiques dans des conditions climatiques tropicales (mine de chromite de Bemanevika, Madagascar) et dans des conditions climatiques tempérées continentales (mine d'amiante de Bagenovskoe, Oural Central, Russie).

La différence de conditions climatiques s'exprime en différence du type de processus d'altération (altération physique ou chimique), d'intensité et de vitesse d'altération, de type et d'épaisseur des profils d'altération. Dans les conditions climatiques de Madagascar l'altération, préférentiellement chimique, est très intense, le profil d'altération peut atteindre 60-80 m d'épaisseur, les transformations minéralogiques sont très profondes. Dans les conditions de l'Oural l'altération est préférentiellement physique, d'intensité et de vitesse médiocre, les transformations minéralogiques liées à l'altération sont peu profondes.

D'un point de vue Géotechnique, les caractéristiques physico-mécaniques des roches sont soumises à une dégradation considérable au cours de l'altération. Et si pour les roches du massif de Bagenovskoe c'est seulement une dégradation des caractéristiques de résistance mécanique qui se chiffre en dizaines de pourcents, pour les roches de Bemanevika on assiste à la transformation de la roche en sol résiduel. Les phénomènes d'instabilité des talus des mines sont aussi différents pour les deux massifs. A Bagenovskoe nous avons constaté des instabilités locales (glissements rocheux, chutes de blocs) d'ampleur relativement faible, tandis que dans le cas de Bemanevika il s'agit de glissements et d'éboulis généralisés d'une ampleur considérable.

En ce qui concerne la simulation de l'altération en laboratoire, deux méthodes ont été utilisées. Pour simuler l'altération physique nous avons réalisés des cycles de gel-dégel des échantillons. Quant au processus d'altération chimique, il a été simulé par le lessivage dans l'eau chaude des échantillons (extracteurs Soxhlet double). En terme de similitude des deux modèles aux processus naturels d'altération dans différentes conditions climatiques, les résultats des essais en laboratoire et leur comparaison avec les résultats de l'altération naturelle démontrent une bonne correspondance. Par contre, pour la vitesse d'altération il est difficile de trouver la correspondance entre l'étude en laboratoire et l'altération météorique *in situ*, ceci et pour l'altération par cycles de gel-dégel et pour le lessivage en Soxhlet.

L'analyse de la faisabilité de la prévision à long terme de la stabilité des talus montre que cette prévision est possible à condition d'avoir connaissance des phénomènes d'altération

dans le massif, de leur intensité et de leur vitesse. Un schéma de procédure de la prévision à long terme a été proposé. Il contient trois étapes : acquisition des données sur le terrain et en laboratoire, calcul de stabilité pour l'état actuel du massif et la prévision à long terme proprement dite. Deux type de prévision à long terme, l'analyse des facteurs et le calcul direct du facteur de sécurité, ont été comparés et leur faisabilité a été estimé. Il est important de souligner que l'utilisation simultanée de deux méthodes permet d'obtenir les meilleurs résultats.

Enfin, nous avons avancé deux schémas théoriques du développement de l'altération dans le massif rocheux, correspondant aux conditions climatiques tempérées (continentales) et tropicales. Pour chacun des schémas théorique nous mentionnons spécialement les processus éventuels d'instabilité. Les résultats du travail effectué au cours de l'étude de différents sites et la simulation en laboratoire de l'altérabilité des roches nous ont permis de proposer une classification des massifs rocheux en fonction de l'altération et de son influence sur la stabilité des talus des mines à ciel ouvert. Cette classification se base sur trois axes : les conditions climatiques de l'altération moderne, le type de la roche-mère et les paramètres pétrographiques et mécaniques de la matrice et du massif qui varient au cours de l'altération, ainsi que les phénomènes d'instabilité correspondant à chaque type de massif dans des conditions climatiques données. Nous avons présenté le fragment de classification concernant les roches basiques et ultrabasiques sans les conditions d'altération tropicales et tempérées continentales.

CONCLUSION GENERALE

Le travail effectué au cours de la préparation du présent mémoire touche divers domaines des sciences géologiques, et de la Géologie de l'Ingénieur en particulier. Pour cette raison, nous avons consacré le premier chapitre à la description de la situation actuelle des problèmes abordés par notre travail. Il s'agit de la caractérisation des massifs rocheux comme objets géologiques et géotechniques, de l'analyse de leur dégradation au cours de l'altération et de leur stabilité mécanique actuelle et à long terme.

Premièrement, nous avons rappelé les notions de matrice rocheuse et de massif rocheux et les paramètres géologiques et géotechniques les caractérisant. Pour la matrice rocheuse, c'est surtout la composition minéralogique et la texture de la roche ainsi que sa genèse qui sont à l'origine de ses propriétés géotechniques. Au niveau du massif rocheux, nous avons souligné l'importance de son contexte structural et tectonique.

La fracturation génétique, tectonique ou d'altération donne un aspect discontinu aux massifs. La caractérisation des paramètres de fracturation devient donc très importante au cours des études géotechniques du massif rocheux.

Ensuite, nous avons essayé de définir les notions principales des processus d'altération des sols et des roches. L'altération résulte d'un ensemble de processus complexes physiques, chimiques et biologiques, générés par les conditions climatiques, les conditions de station, le type de roche-mère et quelques autres paramètres. Les classifications de l'état d'altération sont de deux types : des classifications qui tiennent compte de la genèse et de la situation d'une roche dans un profil d'altération et des classifications qui s'appuient sur des degrés d'altération fonction de caractéristiques géotechniques.

Enfin, dans la première partie nous discutons des problèmes de stabilité des talus des mines à ciel ouvert. Il est possible de définir les massifs rocheux comme des milieux discontinus affectés par une fracturation. Dans ce cas, le calcul de stabilité à petite échelle doit se faire par des méthodes de glissements de blocs rocheux sur des surfaces définies par des familles de fractures. Si on estime la stabilité du massif à grande échelle, ce dernier peut être considéré comme un milieu homogène continu équivalent. Dans ce cas, on envisage la possibilité d'un glissement généralisé sur une surface plus ou moins circulaire. En ce qui concerne la prévision à long terme de la stabilité, nous présentons dans cette première partie trois méthodes de prévision, à savoir : la méthode de prévision par l'analyse de facteurs, le calcul direct de facteurs de sécurité et l'analyse *a posteriori* d'instabilités.

La seconde partie de notre travail est consacrée à étude de l'altération des roches du flanc ouest de la mine d'amiante de Bagenovskoe (Oural Central, Russie) et à l'analyse de la stabilité actuelle et à long terme des talus de ce flanc.

Le gisement d'amiante est encasté dans un massif de péridotites serpentinisées d'une forme lenticulaire et délimité à l'Est par des granitoïdes et à l'Ouest par des gabbros. Nous avons consacré nos études à deux types de roches : les gabbros et les péridotites serpentinisées du bord ouest du gisement.

La mine centrale a plus de 4 km de long et 300 m de profondeur. Avec plus d'un siècle d'exploitation, elle donne une opportunité unique de mener les études d'altération selon deux axes : d'une part l'évolution de l'état d'altération dans le profil naturel post hercynien d'altération des gabbros, et d'autre part l'altération météorique moderne des roches dans les talus qui ont été découverts par l'exploitation il y a de 1 à 25 années. Pour ces deux « axes » l'évolution des propriétés géotechniques des roches ainsi que l'état de fracturation des massifs ont été suivis *in situ* et au laboratoire. Ces études ont montré que la qualité géotechnique des roches dépend fortement de leur état d'altération.

Nous avons donc effectué l'analyse de l'état actuel de la stabilité des talus du flanc ouest de la mine centrale, ceci à différentes échelles. Cette analyse montre que les qualités géotechniques des roches du massif ainsi qu'une disposition géométrique des structures géologiques majeures (failles et limites géologiques) assurent largement la stabilité actuelle de ce flanc.

L'analyse de la dégradation des propriétés géotechniques de la matrice et du massif de Bagenovskoe au cours de l'altération nous a permis d'avancer l'hypothèse du développement de l'altération et ensuite de la prévision à long terme de l'état de stabilité des talus de la mine à ciel ouvert.

La troisième partie du travail présente les résultats de l'étude des roches altérées du massif de la mine de chromite de Bemanevika (Madagascar) et la description des problèmes d'instabilité généralisée qui ont lieu sur cette mine. Les bancs de chromite sont inclus dans un corps de roches ultrabasiques (péridotites, pyroxénolites) qui sont à leur tour emballées dans une formation basique (gabbros, leuconorites). Toutes les roches du massif sont sensiblement métamorphisées.

L'altération des roches de Bemanevika sous un climat tropical est très importante. L'épaisseur totale de la couche altérée peut atteindre 70-80 m. Les transformations pétrographiques provoquées par l'altération sont très importantes : la forte amphibolitisation des pyroxènes dans les gabbros et les pyroxénolites, la destruction totale des olivines dans les péridotites, le développement des minéraux argileux sur les plagioclases et amphiboles secondaires. De plus, le caractère du massif change : le massif rocheux fracturé devient un massif de type sol meuble.

Tout ceci modifie la situation géotechnique dans le massif et les instabilités (glissements généralisés, éboulis, etc...) sont très fréquentes. D'autres facteurs contribuent à la dégradation de la stabilité : ce sont les conditions climatiques particulières de Madagascar, avec une saison des pluies très marquée et par conséquent un régime très variable des eaux dans le massif, des phénomènes d'érosion superficielle importants (lavakas, parois d'affaissement, etc...). Nous avons donc essayé de développer un schéma de prévision du développement des instabilités à long terme. Le manque de données concernant la vitesse d'altération nous a obligé à rester dans le cadre de la prévision qualitative.

Dans la quatrième partie, nous avons présenté les méthodes et les résultats de la simulation en laboratoire de l'altération et de la caractérisation de l'altérabilité des différentes roches. Deux dispositifs expérimentaux nous ont permis de simuler les deux principaux mécanismes d'altération naturelle.

L'altération préférentiellement physique est simulée par des cycles de gel-dégel, avec un fort gradient de températures et de nombreux passages de la température par zéro. Les dégradations des caractéristiques mécaniques au cours des cycles sont liées aux phénomènes de cryoclastie (rétraction différentielle des minéraux aux basses températures, gonflement de l'eau de saturation au cours du gel, cryoosmose, etc...). Les paramètres, contrôlés au cours de ces essais (mesures linéaires et ultrasonores) démontrent la plus grande sensibilité au gel des roches polyminérales par rapport aux roches monominérales.

L'altération préférentiellement chimique est simulée par cycles de lessivage à l'eau chaude dans un extracteur Soxhlet double (deux Soxhlet simples classiques superposés). Aux mesures classiques de perte de poids des échantillons au cours du lessivage, nous avons ajouté la mesure systématique des vitesses ultrasonores, ce qui nous permet d'évaluer la dégradation des caractéristiques mécaniques au cours de la simulation. La tendance générale pour ce type d'altération montre que les roches à plagioclases et à olivine ont une altérabilité plus élevée que les roches à pyroxènes.

Enfin, dans la dernière partie du présent travail, nous analysons et comparons les résultats obtenus au cours de ces études . La différence des conditions climatiques entre les deux mines étudiées se reflète dans les différences constatées en ce qui concerne le type d'altération (altération préférentiellement physique ou chimique), l'intensité et la vitesse d'altération. Le processus d'altération à Madagascar, qui se déroule dans des conditions climatiques tropicales, est beaucoup plus marqué d'un point de vue pétrographique et géotechnique que dans le cas de l'Oural.

En ce qui concerne la comparaison des simulations en laboratoire de l'altération physique ou chimique avec les altérations naturelles, les résultats exprimés en termes d'altérabilité démontrent une bonne correspondance. Par contre, pour la vitesse d'altération il est difficile de comparer les résultats des simulations avec les altérations météoriques *in situ*.

Nous avons également élaboré un schéma généralisé d'une méthode de prévision à long terme de la stabilité des talus des mines à ciel ouvert qui comprend trois étapes : acquisition des données sur le terrain et au laboratoire, calcul de la stabilité pour l'état actuel du massif et prévision à long terme proprement dite, basée sur les études de l'évolution de l'altération dans les massifs.

Enfin, deux schémas théoriques de développement de l'altération dans des massifs rocheux (dans les conditions climatiques tempérées et tropicales) ont été avancés. Nous proposons également le principe d'une classification des massifs rocheux en fonction de l'altération et de l'altérabilité des roches et de leur influence sur la stabilité des talus de mines à ciel ouvert. Cette classification se base sur trois axes : les conditions climatiques de l'altération moderne météorique, le type de roche-mère et les paramètres de la matrice rocheuse et du massif rocheux ainsi que les phénomènes d'instabilité des talus de mine à ciel ouvert en fonction de l'état d'altération de ces dernières. Notre contribution a été l'élaboration de la partie de cette classification correspondant à l'altération des roches basiques et ultrabasiques dans des conditions climatiques tempérées continentales (correspondant au site de Bagenovskoe, Oural central) et tropicales (correspondant au site de Bemanevika, Madagascar).

ANNEXE 1

Lames minces des roches de la mine Bagenovskoe

1. Gabbros

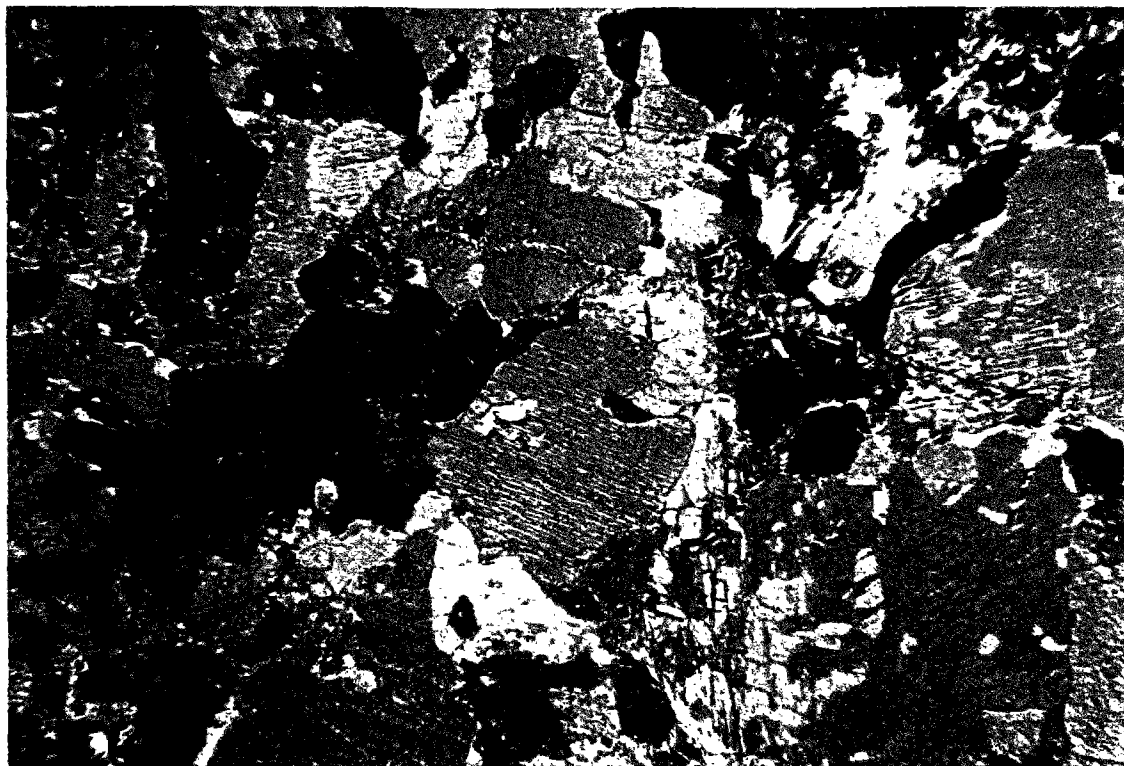


Photo 1. Gabbro non altéré, ouralitisé. Cristaux de pyroxènes monocliniques (augite) et orthorhombiques (enstatite) faiblement amphibolisés et de plagioclase (anortite-bitownite) très fortement saussuritisés. Dans les fissures et autour des cristaux de pyroxène, amphiboles de type trémolite-actinote.

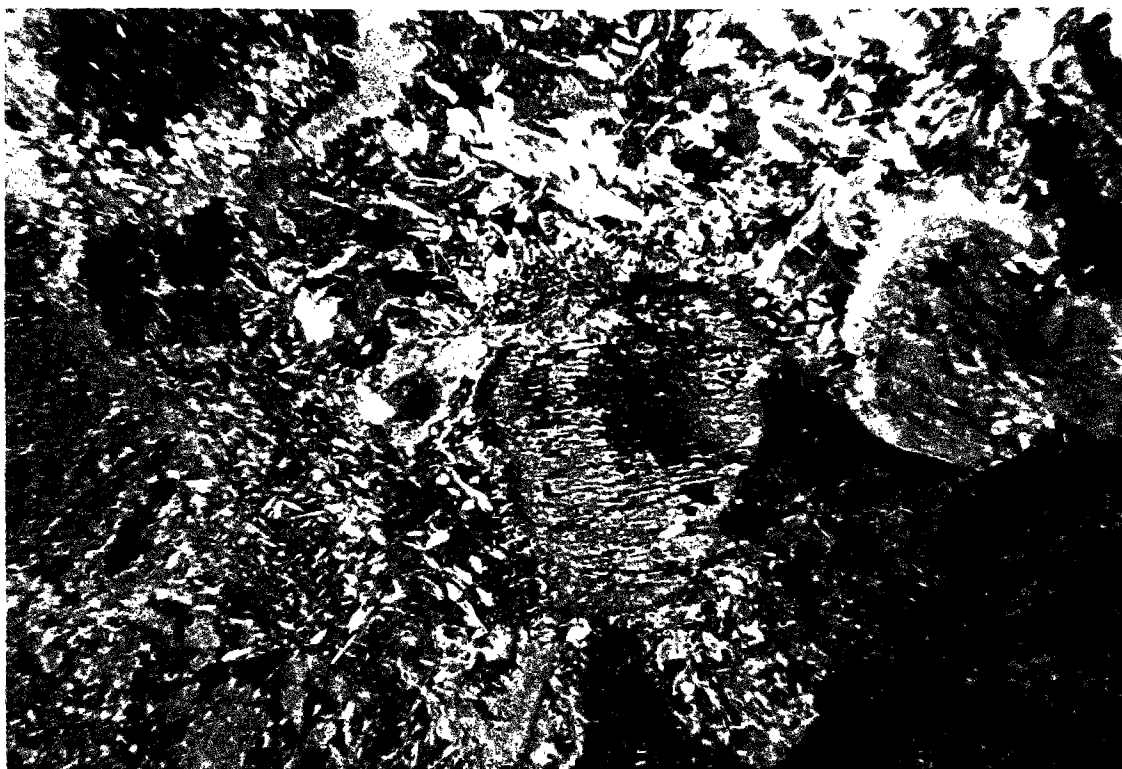


Photo 2. Gabbro ouralitisé altéré. Reliques de cristaux de pyroxènes monocliniques (?) très fortement amphibolisés, amphiboles de deuxième génération : cristaux isométriques et allongés de hornblende primaire et « aiguilles » de trémolite et d'actinote secondaires. Plagioclases pratiquement totalement remplacés par de la saussurite et de la zoïsité. Apparition de chlorites et halloysite entre les grains des cristaux.

2. Péridotites



Photo 3. Péridotite moyennement serpentinisée au stade du début d'altération. Les reliques des cristaux d'olivine magnésienne (forstérite) sont traversées par des fractures dans lesquelles se développent des minéraux de serpentine. L'altération physique est aussi visible suivant les fissures et défauts des cristaux d'olivine.

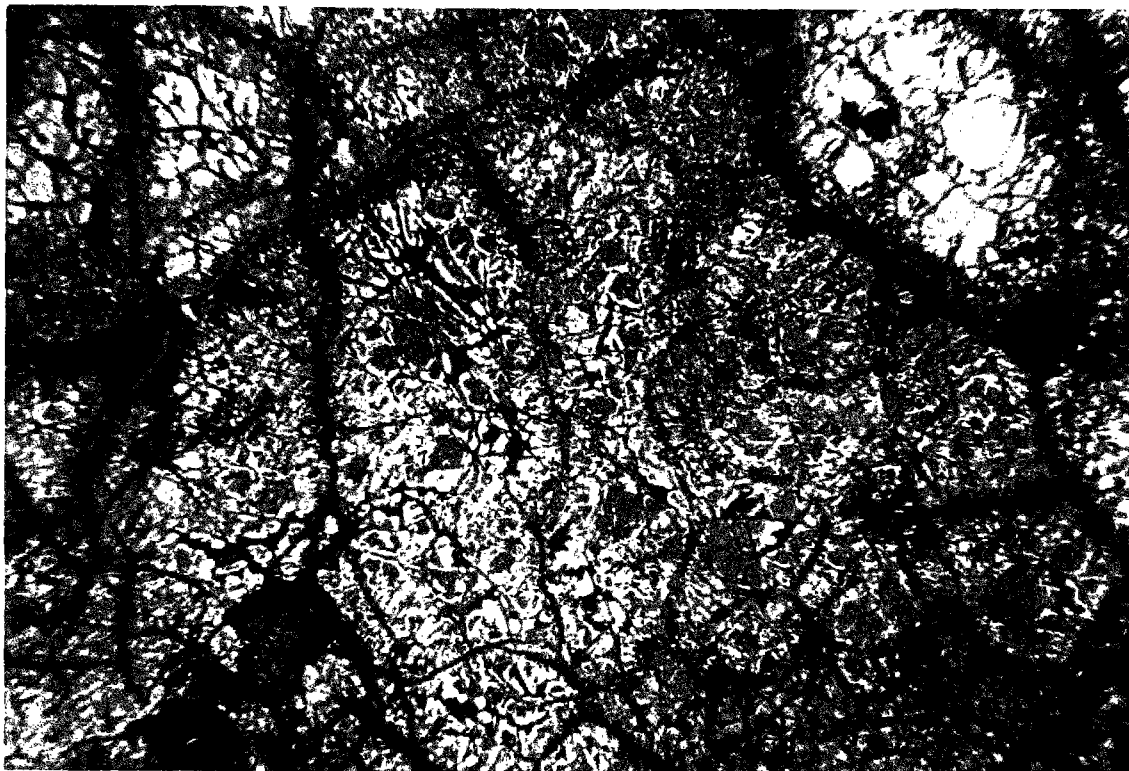
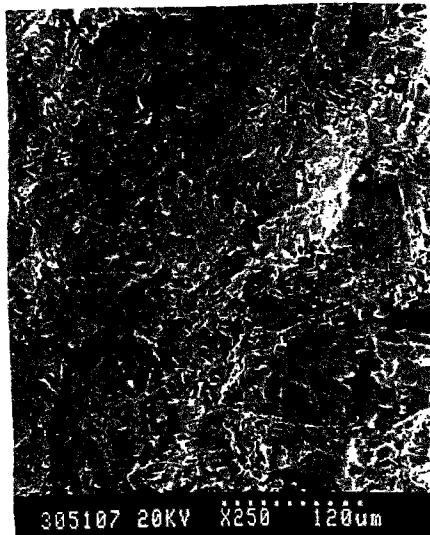


Photo 4. Péridotite serpentinisée moyennement altérée. Reliques des grands cristaux de pyroxène orthorhombique (hypersthène) très fortement fissurées et touchées par l'altération. Olivine complètement remplacée par les minéraux de serpentine (antigorite et chrysotile) avec une structure typique maillée.

ANNEXE 2

**Clichés photographiques des roches de la mine de Bagenovskoe pris au
microscope électronique à balayage**

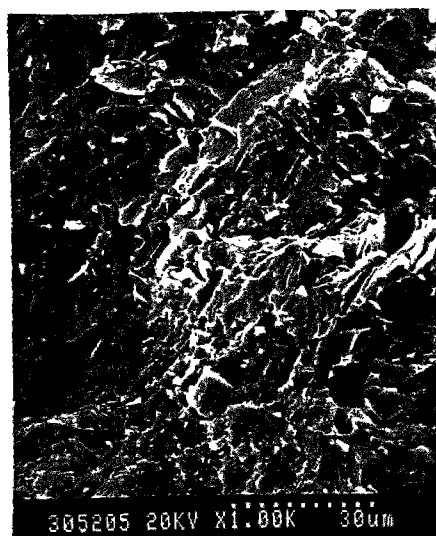
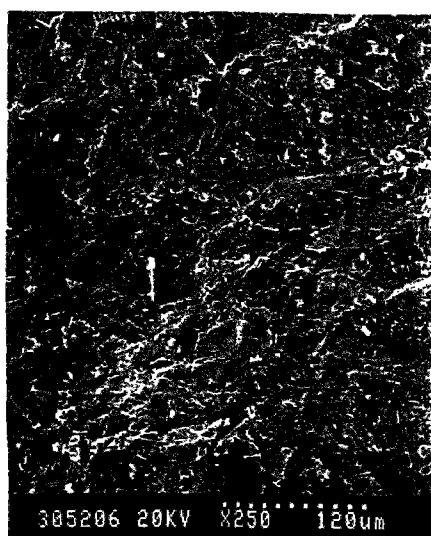
1. Gabbros



Gabbro ouralitisé fortement altéré. Extrait à une profondeur de 5 m dans le profil d'altération.

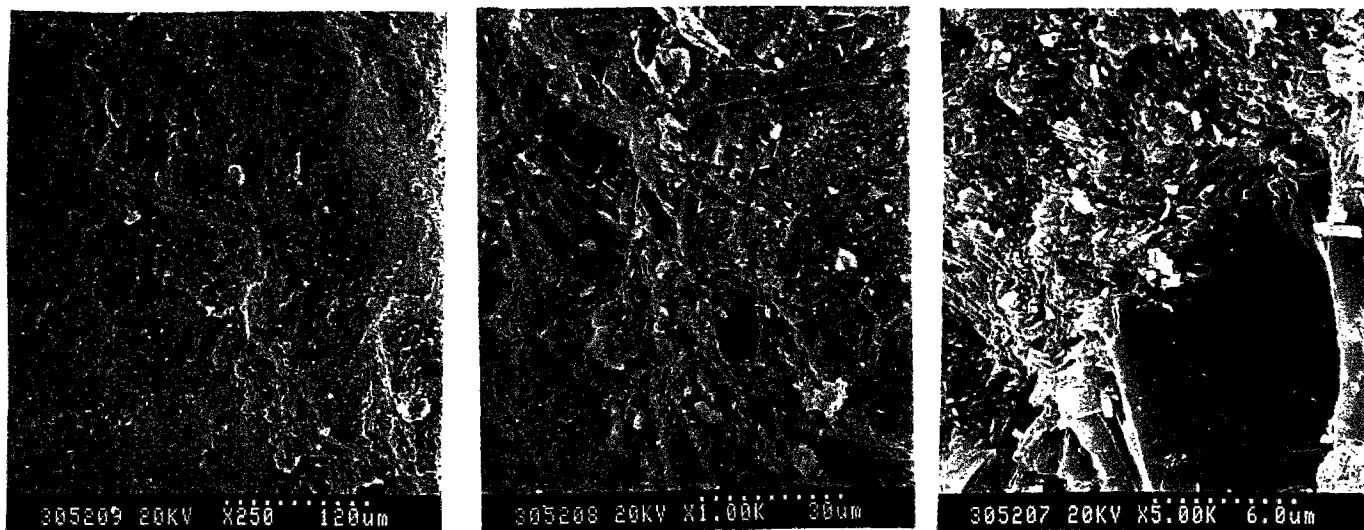


Gabbro moyennement altéré. Extrait à une profondeur de 12 m dans le profil d'altération.

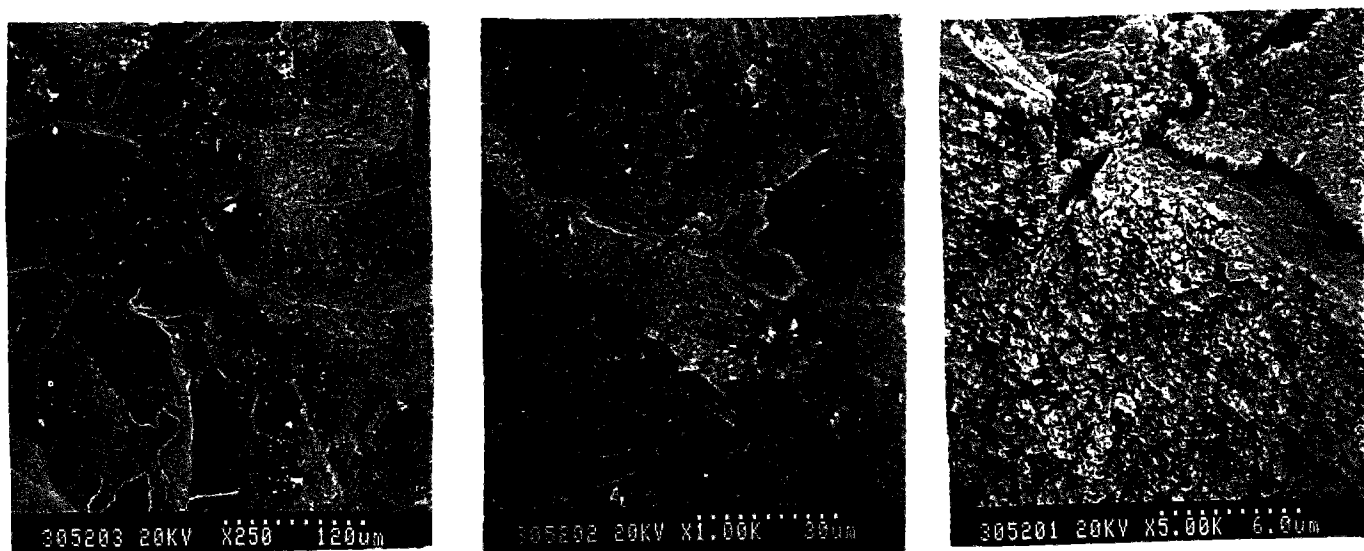


Gabbro sain. Extrait au dessous de la limite du profil d'altération dans l'exploitation récente

2. Péridotites



Péridotite serpentinisée et moyennement altérée. Extraite dans l'exploitation de 1974-75



Péridotite fortement serpentinisée peu altérée. Extraite dans l'exploitation récente

ANNEXE 3

Analyse semi-automatique de la fracturation. Logiciel IPS

Analyse semi-automatique de la fracturation. Logiciel IPS

Introduction

L'idée de l'analyse entièrement automatique de la fracturation n'est pas nouvelle. De nombreux essais ont été menés pour réaliser la détection automatique des fractures par analyse d'image, leur numérisation et ensuite l'analyse de leurs paramètres géométriques par un traitement statistique [31]. En général, le processus de cette détection est très compliqué, il demande l'utilisation d'un certain nombre des filtres et de traitements spécifiques de morphologie mathématique. Il en résulte qu'actuellement il est possible de réaliser ce type étude avec une précision admissible seulement quand il s'agit de massifs stratifiés avec des familles des fractures bien nettes.

En créant le logiciel IPS, nous avons décidé d'aller dans une autre direction et choisi de passer par une étape manuelle entre l'acquisition d'image et la numérisation des discontinuités. Cette étape qui simplifie considérablement la conception du logiciel et le rend maniable et fiable, a un autre avantage très important : pendant le marquage manuel des discontinuités, l'opérateur généralise déjà l'information visuelle (prolongation des traces invisibles mais supposées des fractures, etc.), c'est à dire effectue un premier traitement des données.

La présentation du logiciel

Le logiciel IPS (conception E.Porokhovoï, programmation A.Sassov, copyright 1994/95) permet d'effectuer l'acquisition d'images (photos, dessins...) à partir d'une TV-camera, ensuite de marquer manuellement (à l'aide de la souris de l'ordinateur) les linéaments représentant les discontinuités. Enfin, il réalise le regroupement des discontinuités par classes directionnelles (en fonction de l'intervalle d'angle d'orientation défini par l'opérateur) et l'analyse de l'orientation, de l'espacement et de l'extension pour chaque groupe directionnel. Le logiciel permet de définir également un paramètre de densité de fracturation comme étant le rapport de la somme des longueurs des discontinuités sur la surface affectée par des fractures.

Exploitation du logiciel

Le menu du logiciel est donc présenté sous forme de trois parties (voir fig. a) :

Partie ACQUISITION (en rouge)

- **TV-input** : acquisition d'images à partir de la caméra TV
- **Save/Load Image** : sauvegarde d'une image dans un fichier ou lecture d'une image stockée dans un fichier existant
- **PrintImage** : impression d'une image affichée sur l'écran (exige une imprimante compatible avec EPSON)
- **Image Refresh** : apparition sur l'écran de la dernière image acquise ou lue

Partie LIGNES (en vert)

- **LineMarker** : marquage manuel des lignes (le bouton gauche de la souris marque le début de la ligne et le bouton droit la fin). Cette opération peut être arrêtée et reprise au moment voulu, il suffit seulement de sauvegarder le fichier contenant les lignes marquées
- **ClearLines** : apparition sur l'écran du dernier fichier sauvegardé ou ouvert contenant des lignes
- **Save/Load Lines** : sauvegarde ou lecture d'un fichier contenant les lignes
- **Calibration** : opération permettant de donner une échelle à l'image. Elle se réalise de la même manière que le marquage des lignes, mais exige de donner ensuite la longueur et l'unité de longueur de cette ligne. Il faut donc sur une image avoir une ligne de longueur connue

Partie TRAITEMENT (en bleu)

- **Orientation** : en demandant à l'opérateur de définir l'intervalle (angle du secteur élémentaire en degrés) le logiciel compose la rosace d'orientation des discontinuités
- **Distribution** : en demandant aussi l'intervalle, le logiciel calcul l'histogramme d'orientation et trace les limites des groupes (minimums relatifs)
- **Table** : en demandant toujours l'intervalle, le logiciel trace le tableau des résultats de l'étude avec les colonnes suivantes :

Group : numéro du groupe

Interval : limites directionnelles du groupe

Ni : nombre des discontinuités dans un groupe

Av.Ornt : orientation moyenne d'un groupe

Or.Disp : écart-type de l'orientation d'un groupe

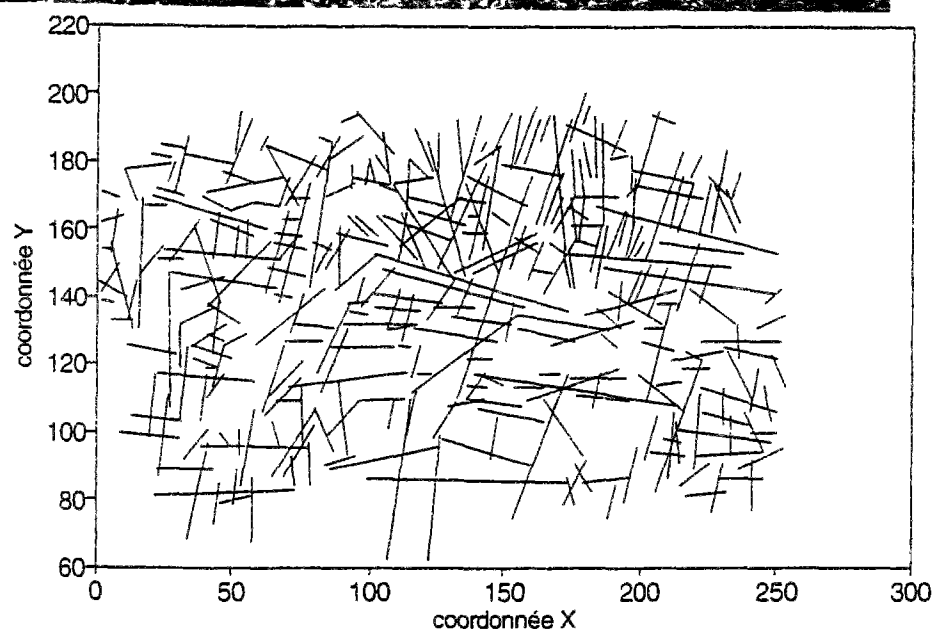
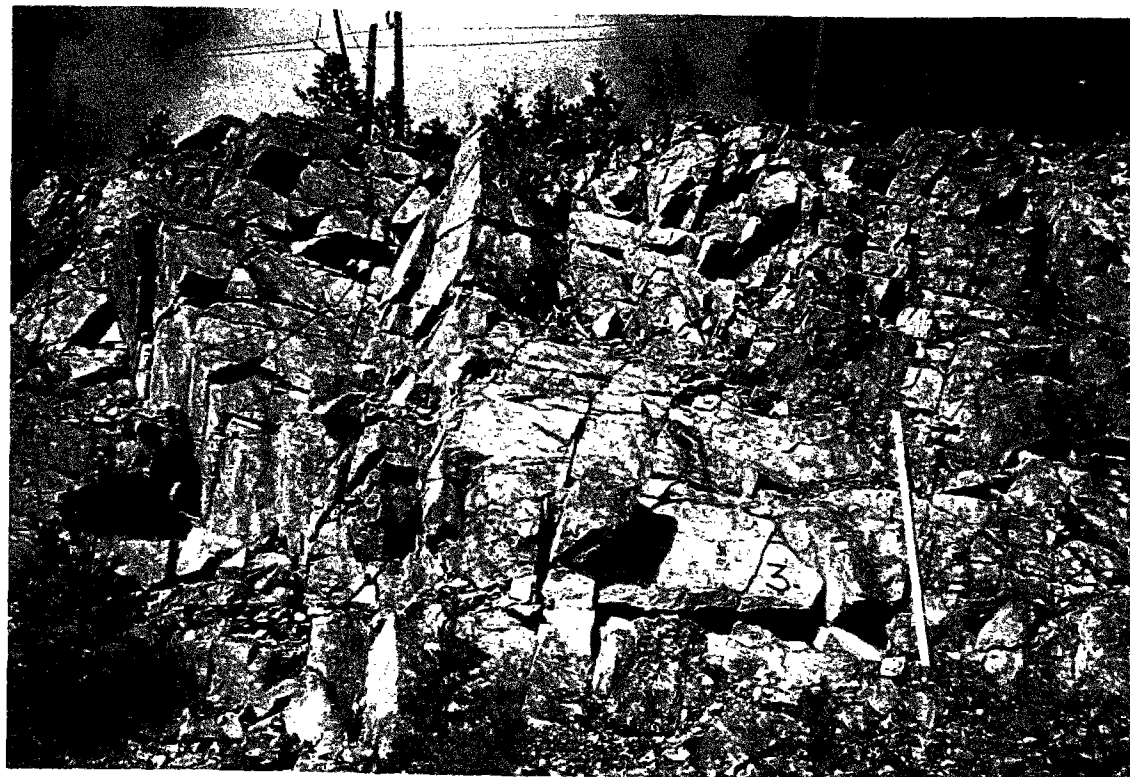
Av.Lng/m : extension moyenne des fractures d'un groupe

Av.Dist/m : espacement moyen entre les fractures dans un groupe

- **PrintTable** : impression du tableau de résultats (exige une imprimante compatible EPSON)
- **Table→File** : impression du tableau de résultats dans un fichier "RESULT.IPS", qui peut être rouvert dans n'importe quel traitement du texte
- **Density** : calcul de la densité de fracturation. Le logiciel affiche la somme des longueurs des fractures, la surface occupée par les fractures et leur densité. Tous ces résultats sont donnés en pixels s'il n'y a pas de échelle d'image et en unités de échelle dans le cas contraire.

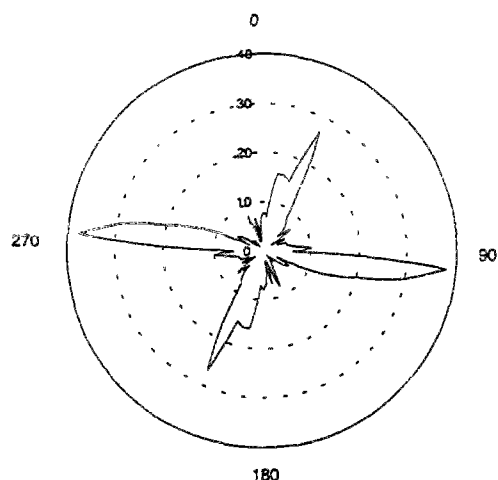
Nous pouvons également effectuer d'autres traitements des résultats sur la base du fichier des lignes de fractures numérisées. Ce fichier contient les colonnes des données correspondants à l'orientation, la longueur de la ligne de fracture, les coordonnées X,Y du début et X,Y de la fin de la ligne. Ce fichier est en code ASCII et peut être lu par exemple en tableur QUATTRO-PRO et traité ensuite statistiquement ou graphiquement.

L'analyse des résultats de IPS donne la possibilité à un géologue d'effectuer assez rapidement une caractérisation assez complète de l'état de fracturation à partir de photos ou même directement sur le terrain (à l'aide d'un ordinateur portable). Un exemple de fiche-résultats de l'analyse automatique de la fracturation à l'aide du logiciel IPS est donnée sur la figure b.



Distribution d'orientation
Point 3, Gabbro, Oural

Analyse de fracturation. Point 3, Gabbro
N-re de fractures 332. Interval de classes 7°



Group:	Interval:	Ni:	Av.Ornt:	Or.Disp:	Av.Lng/m	Av.Dist/m
1	24- 38	9	32	3.1	1.05	2.92
2	38- 73	77	61	9.3	0.91	0.34
3	73-101	69	84	7.8	0.86	1.05
4	101-136	25	116	7.8	0.65	1.46
5	136-157	18	148	5.6	1.00	0.26
6	157-185	102	172	6.0	1.00	0.82
7	185-204	32	191	12.5		

Slot = 75.34 m²
Ltot = 309.64 m
Densité de fracturation = 4.11 m⁻¹

Figure b. Exemple de fiche de résultats du traitement de fracturation par le logiciel IPS.
Oural Central. Mine de Bagenovskoe. Point 3. Gabbros.

ANNEXE 4

Calcul de stabilité à grande échelle des talus de la mine Bagenovskoe (logiciel BISHOP) pour le cas des roches altérées. Etat actuel de l'exploitation (profils 135-286) et projet d'exploitation jusqu'à la profondeur de 600 m (profils théoriques 1-3)

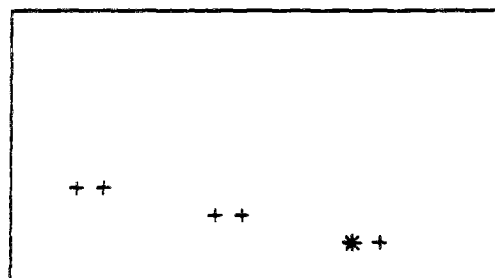
Légende:

**g - gabbros
p - péridotites
t - talc-carbonates
s- stériles**

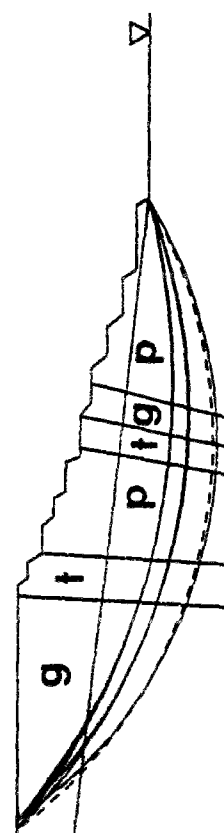
Profil 135. Roches alterees

LES 6 SURFACES DE RUPTURE LES PLUS CRITIQUES
FACTEUR DE SECURITE MINIMUM = 1.99

990.
870.
750.
630.
510.
390.
270.
150.
30.
-90.



XC	YC	RC	FS
430.00	550.00	530.14	1.99
460.00	700.00	652.56	2.00
460.00	670.00	624.70	2.01
430.00	520.00	504.45	2.03
490.00	820.00	756.86	2.06
490.00	850.00	785.76	2.07

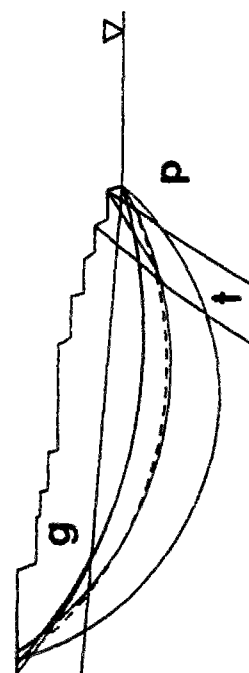
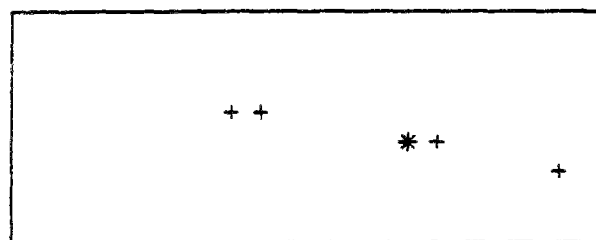


-90. 10. 110. 210. 310. 410. 510. 610. 710. 810. 910.

Profil 164. Roches alterees.

LES 5 SURFACES DE RUPTURE LES PLUS CRITIQUES

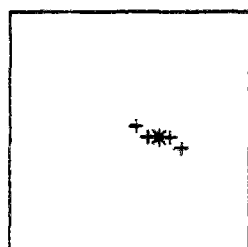
FACTEUR DE SECURITE MINIMUM = 1.74



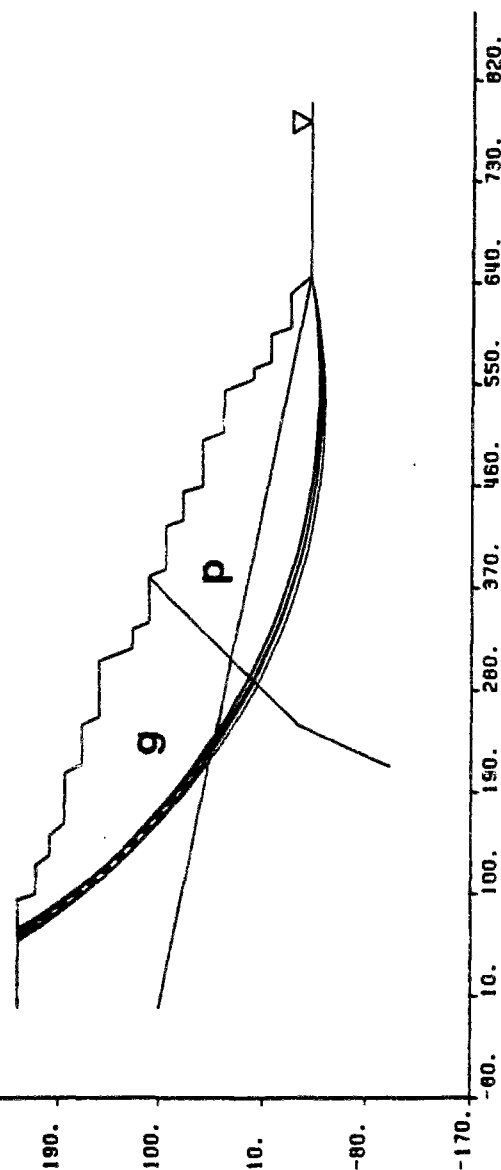
XC	YC	AC	FS
420.00	540.00	504.10	1.74
380.00	340.00	373.36	1.75
420.00	500.00	469.59	1.78
460.00	780.00	710.52	1.79
460.00	740.00	672.34	1.79

Profil 204. Roches alterees

LES 5 SURFACES DE RUPTURE LES PLUS CRITIQUES
FACTEUR DE SECURITE MINIMUM = 1.80



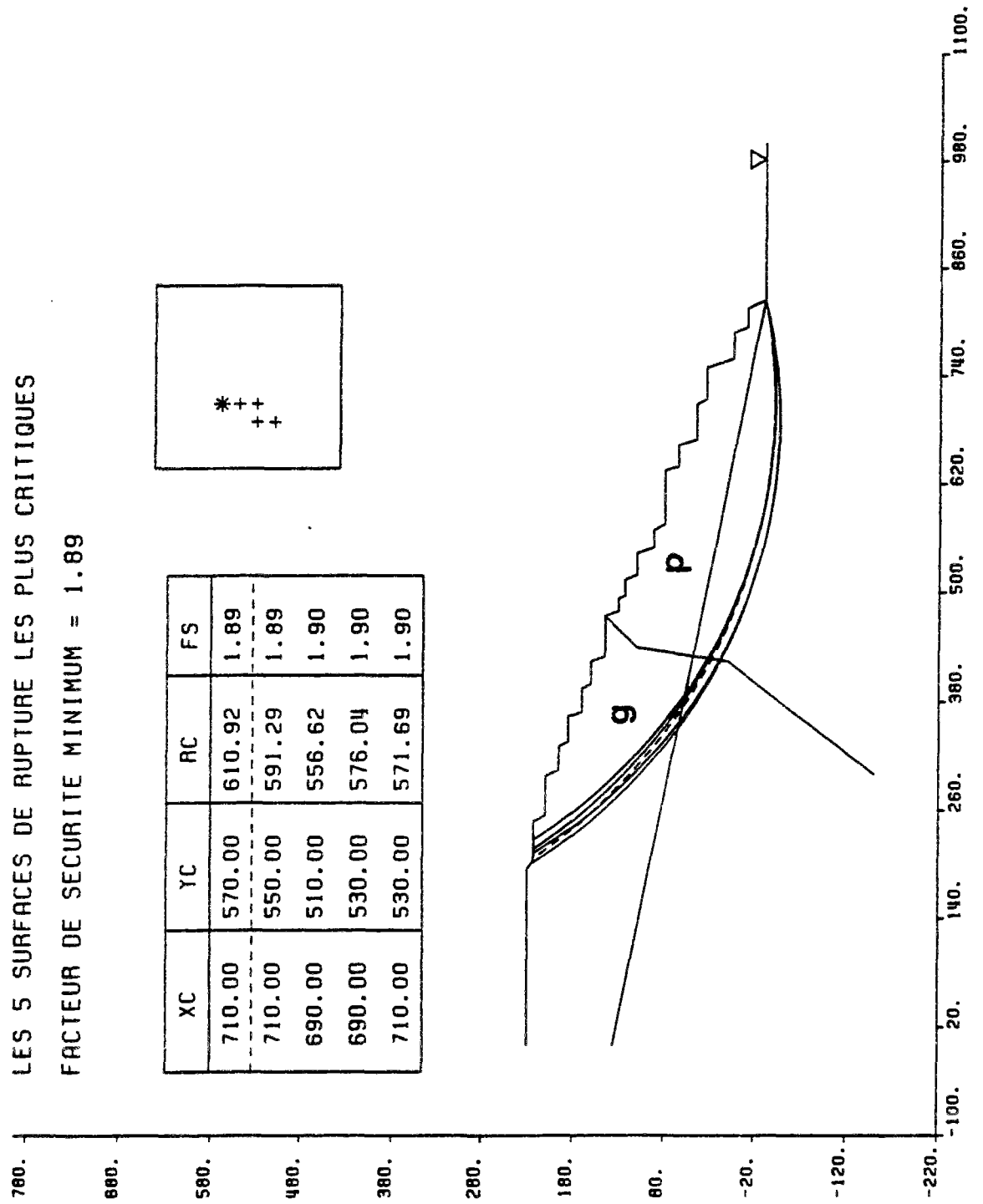
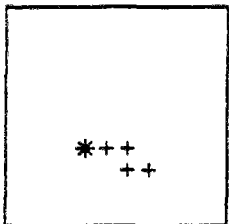
XC	YC	RC	FS
540.00	520.00	560.12	1.80
540.00	510.00	550.30	1.80
540.00	530.00	569.94	1.80
550.00	540.00	578.03	1.80
530.00	500.00	542.55	1.80



Profil 244.Roches alterees.

LES 5 SURFACES DE RUPTURE LES PLUS CRITIQUES
FACTEUR DE SECURITE MINIMUM = 1.89

XC	YC	RC	FS
710.00	570.00	610.92	1.89
710.00	550.00	591.29	1.89
690.00	510.00	556.62	1.90
690.00	530.00	576.04	1.90
710.00	530.00	571.69	1.90

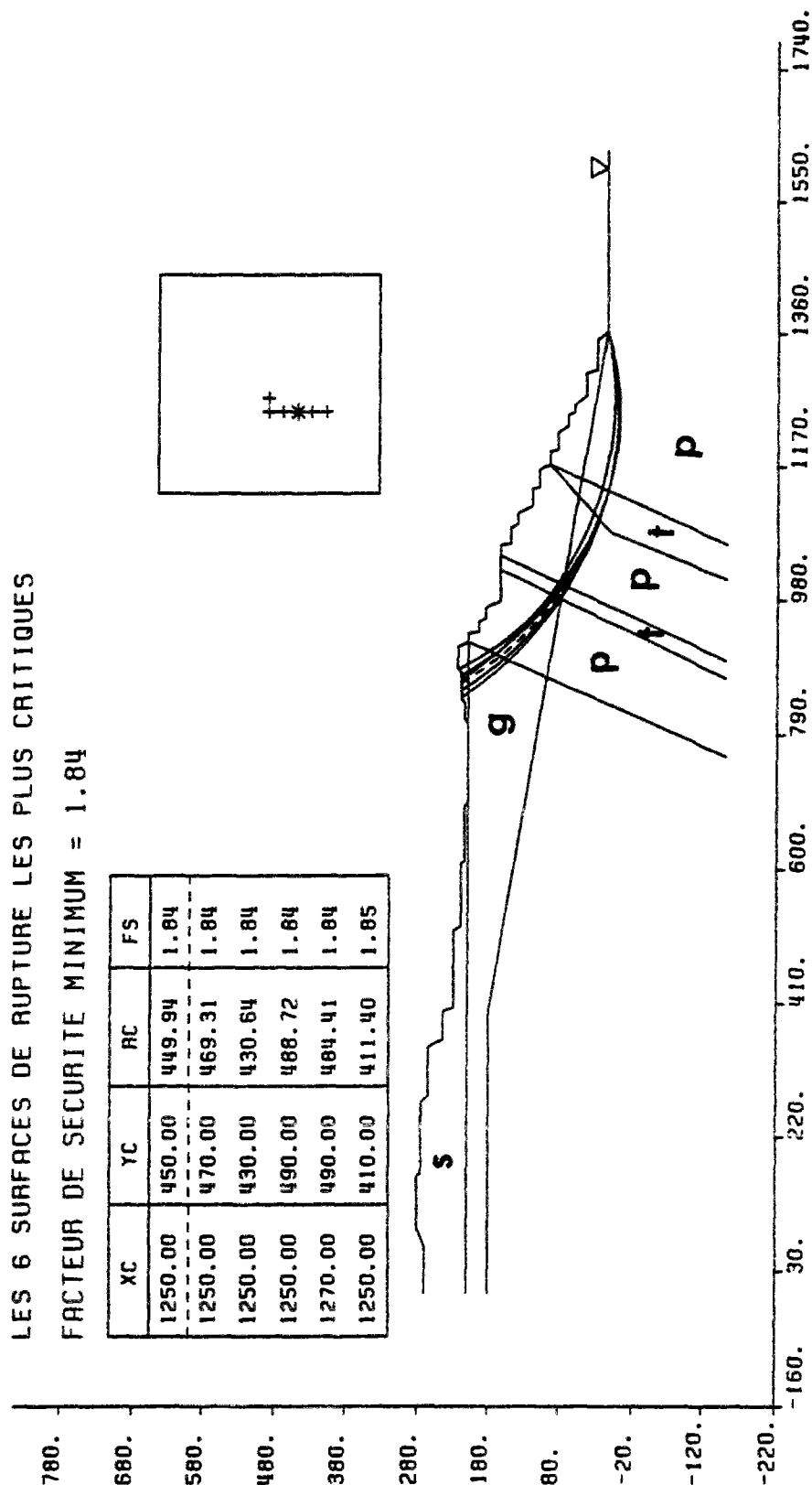
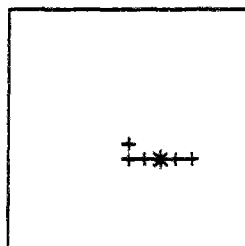


Profil 286. Roches altérées.

LES 6 SURFACES DE RUPTURE LES PLUS CRITIQUES

FACTEUR DE SECURITE MINIMUM = 1.84

XC	YC	RC	FS
1250.00	450.00	449.94	1.84
1250.00	470.00	469.31	1.84
1250.00	430.00	430.64	1.84
1250.00	490.00	488.72	1.84
1270.00	490.00	484.41	1.84
1250.00	410.00	411.40	1.85

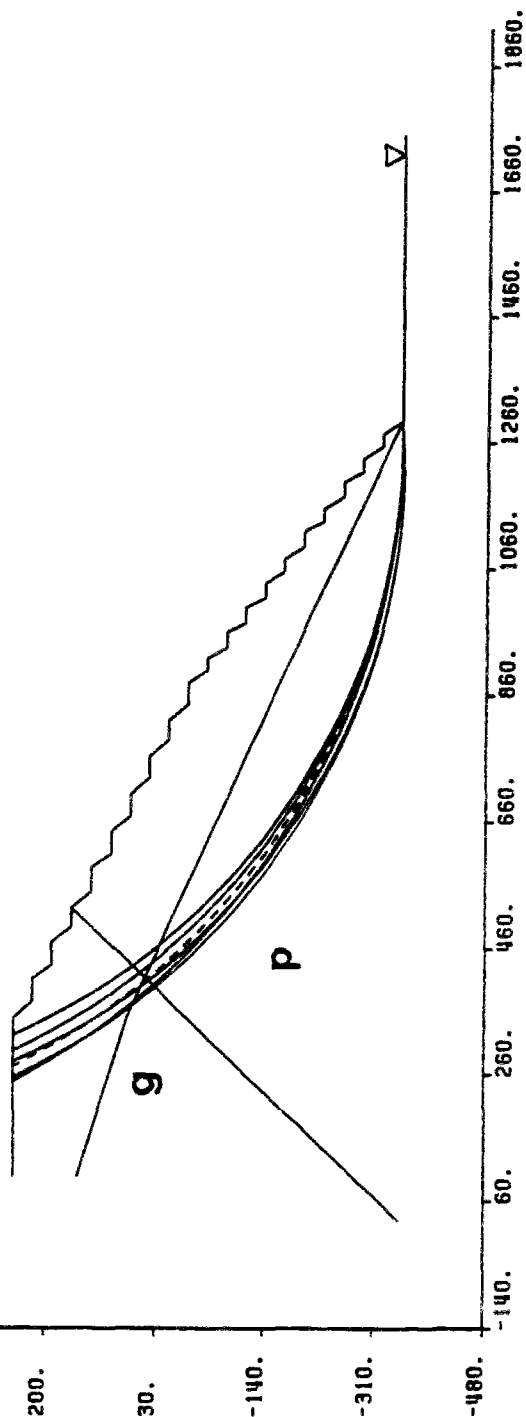
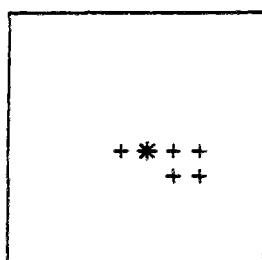


Profondeur=600m.Profil theorique 1.Roches alterees.

LES 6 SURFACES DE RUPTURE LES PLUS CRITIQUES

FACTEUR DE SECURITE MINIMUM = 0.98

XC	YC	RC	FS
1260.00	760.00	110.55	0.98
1260.00	720.00	1070.57	0.98
1220.00	680.00	1032.73	0.98
1260.00	800.00	1150.53	0.98
1260.00	680.00	1030.59	0.98
1220.00	720.00	1072.63	0.98

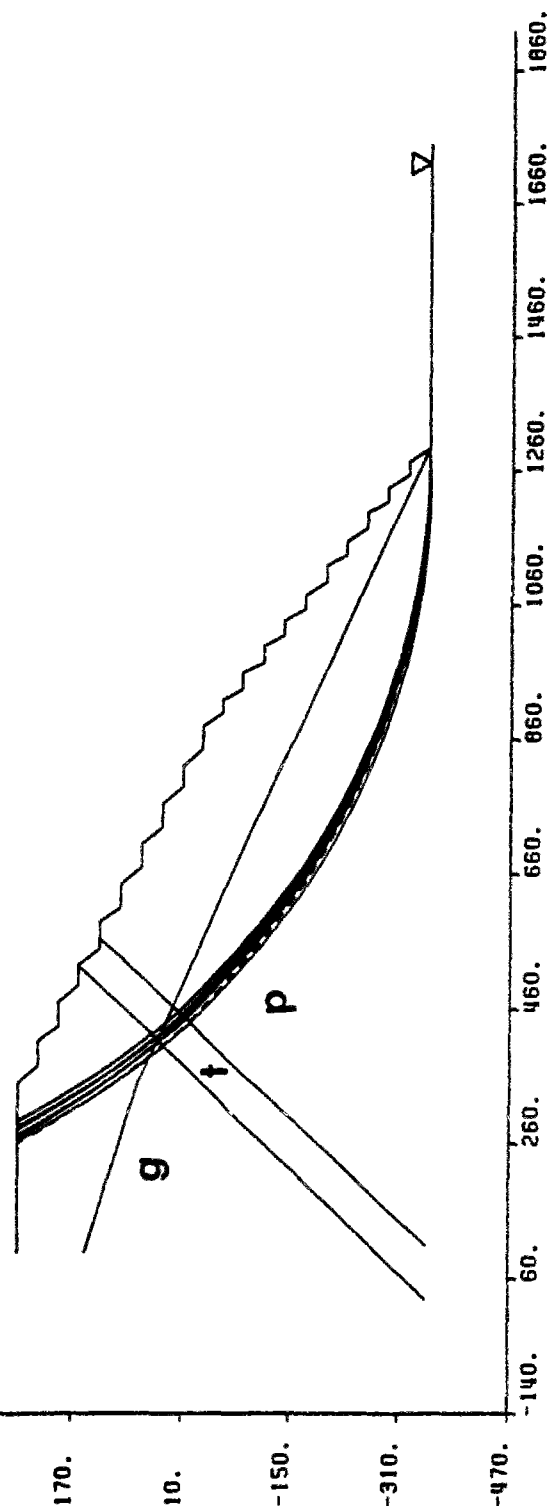
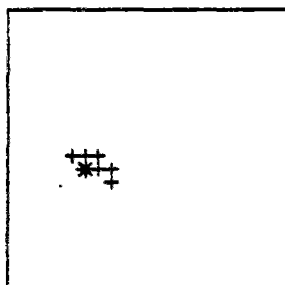


Profondeur=600m.Profil theorique 2.Roches alterees.

LES 7 SURFACES DE RUPTURE LES PLUS CRITIQUES

FACTEUR DE SECURITE MINIMUM = 0.96

XC	YC	RC	FS
1260.00	780.00	1130.54	0.96
1280.00	780.00	1130.10	0.96
1260.00	760.00	1110.55	0.96
1260.00	740.00	1090.56	0.96
1280.00	800.00	1150.10	0.96
1240.00	740.00	1091.39	0.96
1280.00	760.00	1110.10	0.96



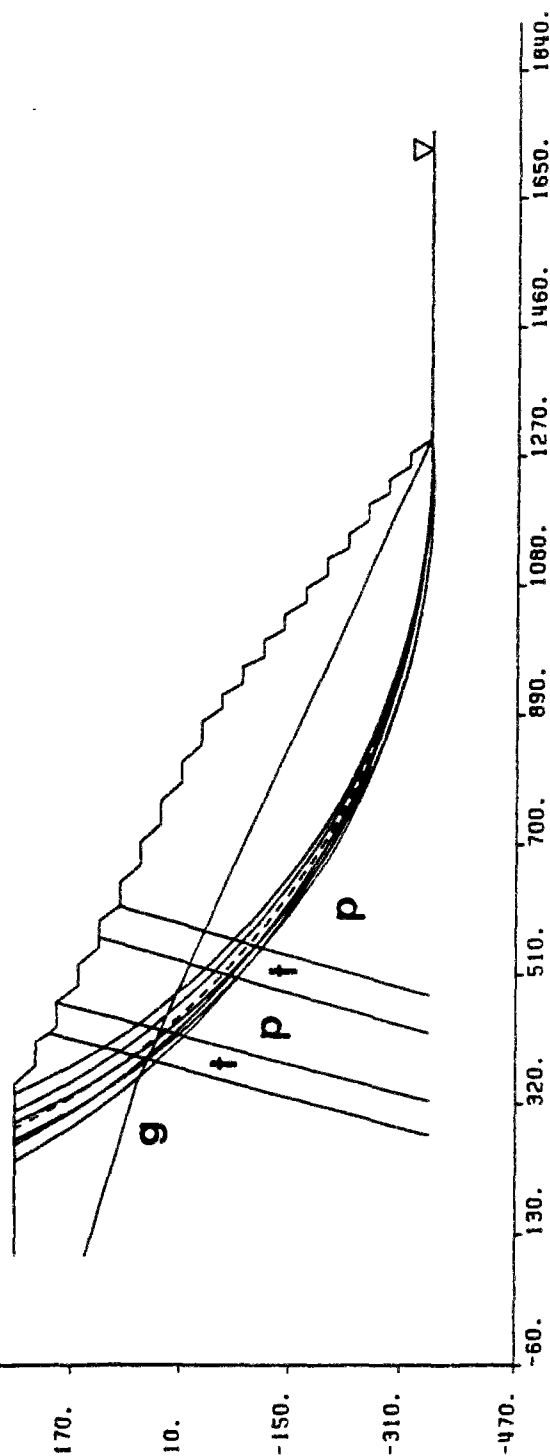
Profondeur=600m.Profil theorique 3.Roches alterees.

LES 7 SURFACES DE RUPTURE LES PLUS CRITIQUES

FACTEUR DE SECURITE MINIMUM = 0.95

XC	YC	RC	FS
1260.00	740.00	1090.56	0.95
1260.00	700.00	1050.58	0.95
1260.00	780.00	1130.54	0.95
1220.00	660.00	1012.78	0.95
1260.00	660.00	1010.61	0.95
1220.00	700.00	1052.68	0.95
1260.00	820.00	1170.52	0.95

+ + *
+ + +

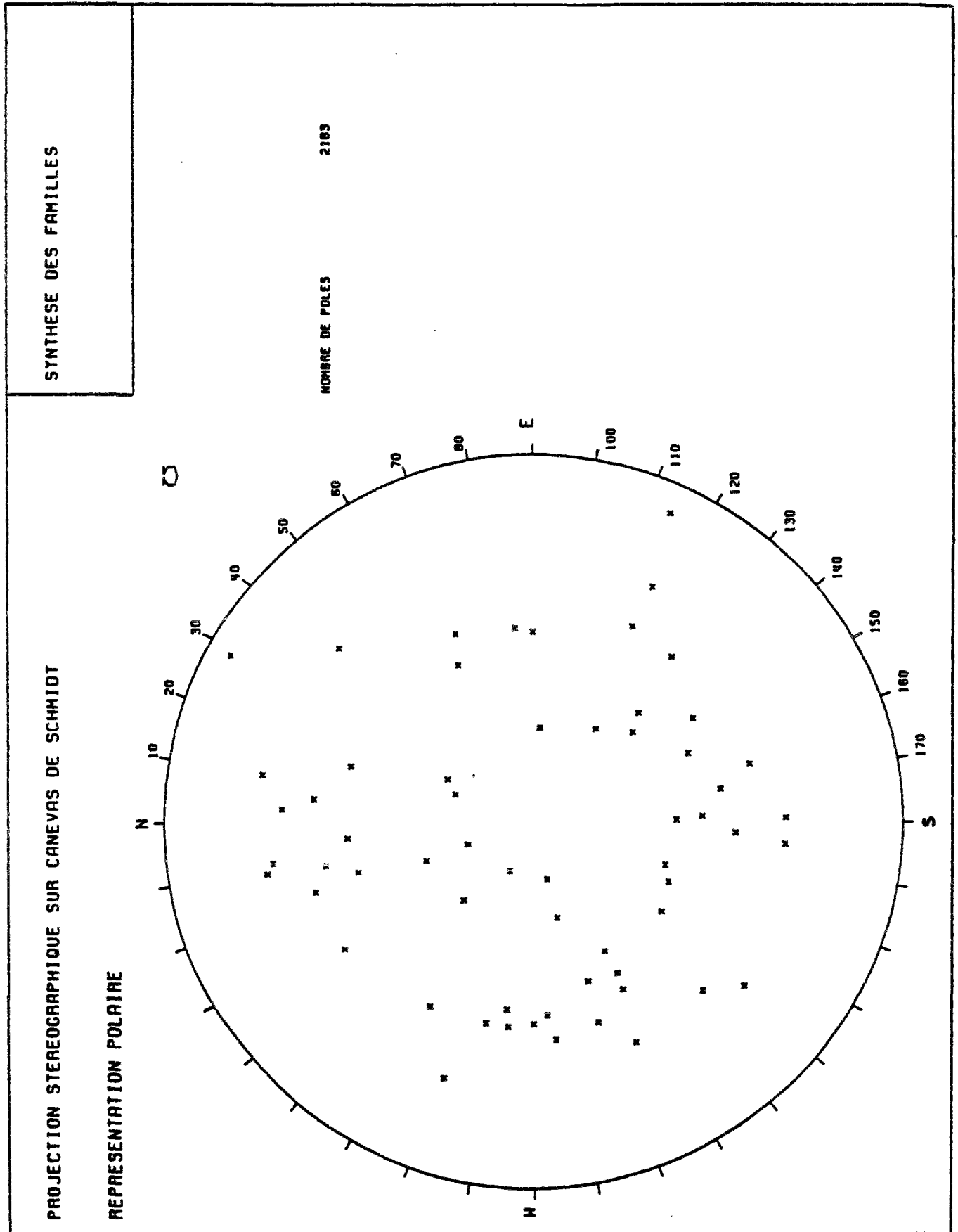


ANNEXE 5

Mine de Bemanevika. Résultats de l'étude de la fracturation. Synthèse des pôles.

- A. Stéréogramme des pôles (chaque pôle représente une famille directionnelle définie sondage par sondage)**
- B. Stéréogramme de densité des fractures**
- C. Tableau de regroupement des fractures en familles directionnelles**

A.



PROJECTION STEREOGRAPHIQUE SUR CANEVAS DE SCHMIDT

SYNTHESE DES FAMILLES

STEREOGRAMME DE DENSITE

1.2	1.2	1.2	1.2	0.7	3.6	3.6	2.6	2.4	1.6
2.4	2.1	2.1	0.9	3.3	3.3	3.6	2.6	2.4	1.6
7.2	7.2	1.9	3.6	3.6	1.0	5.7	4.2	1.0	
9.1	10.0	5.2	3.5	5.7	5.7	4.2	4.2		
6.1	8.0	13.6	5.2	2.2	0.6	0.6	3.2		
0.5	1.9	6.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.6	
2.4	1.7	7.6	3.1	1.2	5.3	3.6	1.7	0.5	
0.5	0.6	4.4	5.7	1.9	0.6	4.3	2.3	1.0	2.7
0.6	0.6	0.0	1.4	1.3	2.0	1.2	0.5	1.6	0.5
0.0	0.0	0.0	0.5	1.2					
0.4									

COMPTEUR DE DIMITRIJEVIC

NOMBRE DE POLES

POLES COMPTES **0717**

DENSITY MAX 14.4

C.

numero	nombre	orient	pendage	ecart	ecart
famille	fissure	moyenne	moyen	orient	pendage
9					
1	664	60.1	32.6	21.2	9.6
2	149	174.0	19.1	25.0	3.7
3	131	357.6	43.4	5.4	9.1
4	341	96.0	47.0	9.7	5.1
5	551	291.8	34.8	25.9	10.3
6	278	170.3	49.4	15.5	6.7
7	30	41.0	59.0	3.5	3.5
8	29	218.0	67.1	6.0	10.6
9	10	294.0	81.0	0.3	0.3
8					
1	1005	72.6	37.5	24.9	10.8
2	149	174.0	19.1	25.0	3.7
3	131	357.6	43.4	5.4	9.1
4	551	291.8	34.8	25.9	10.3
5	278	170.3	49.4	15.5	6.7
6	30	41.0	59.0	3.5	3.5
7	29	218.0	67.1	6.0	10.6
8	10	294.0	81.0	0.3	0.3
7					
1	1005	72.6	37.5	24.9	10.8
2	427	171.6	38.9	19.4	15.6
3	131	357.6	43.4	5.4	9.1
4	551	291.8	34.8	25.9	10.3
5	30	41.0	59.0	3.5	3.5
6	29	218.0	67.1	6.0	10.6
7	10	294.0	81.0	0.3	0.3
6					
1	1035	71.6	38.2	25.1	11.2
2	427	171.6	38.9	19.4	15.6
3	131	357.6	43.4	5.4	9.1
4	551	291.8	34.8	25.9	10.3
5	29	218.0	67.1	6.0	10.6
6	10	294.0	81.0	0.3	0.3
5					
1	1035	71.6	38.2	25.1	11.2
2	427	171.6	38.9	19.4	15.6
3	682	304.0	36.5	34.9	10.7
4	29	218.0	67.1	6.0	10.6
5	10	294.0	81.0	0.3	0.3
4					
1	1035	71.6	38.2	25.1	11.2
2	456	174.4	40.6	22.0	16.8
3	682	304.0	36.5	34.9	10.7
4	10	294.0	81.0	0.3	0.3
3					
1	1035	71.6	38.2	25.1	11.2
2	456	174.4	40.6	22.0	16.8
3	692	303.9	37.1	34.7	11.8
2					
1	1491	96.6	39.0	48.6	13.2
2	692	303.9	37.1	34.7	11.8
1					
1	2183	65.8	38.4	48.2	12.8

ANNEXE 6

Lames minces des roches de la mine de Bemanevika
(la description est dans le texte)

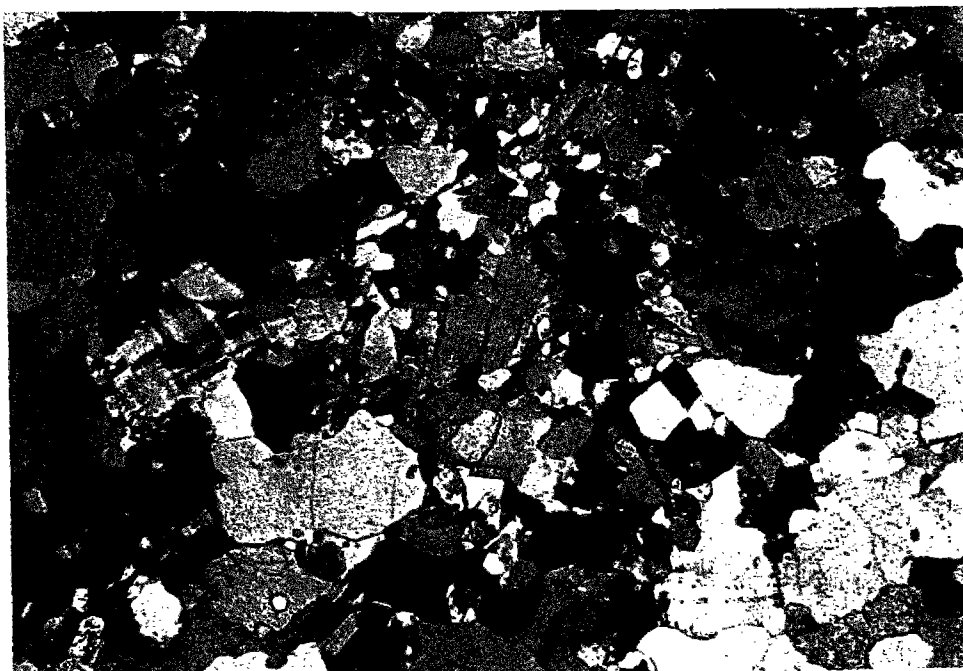


Photo 1. Gneiss quartzique non altéré. Profondeur de 65m



Photo 2. Gabbro riche en plagioclases peu altérés. Profondeur de 70 m



Photo 3. Leuconorite non altérée. Profondeur de 60 m

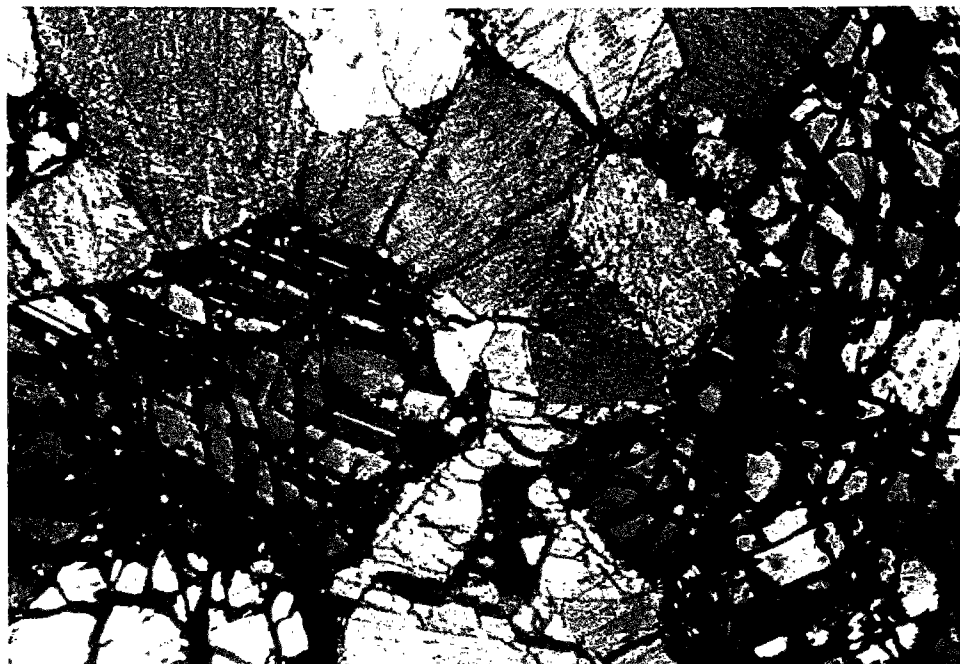


Photo 4. Leuconorite moyennement altérée. Profondeur de 50 m

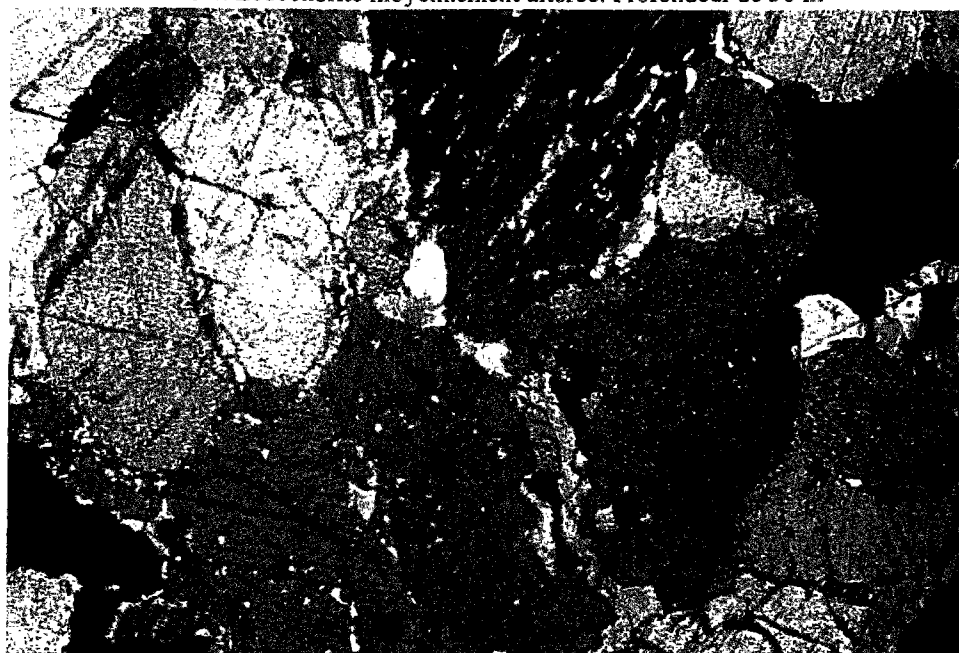


Photo 5. Leuconorite altérée. Profondeur de 40 m.

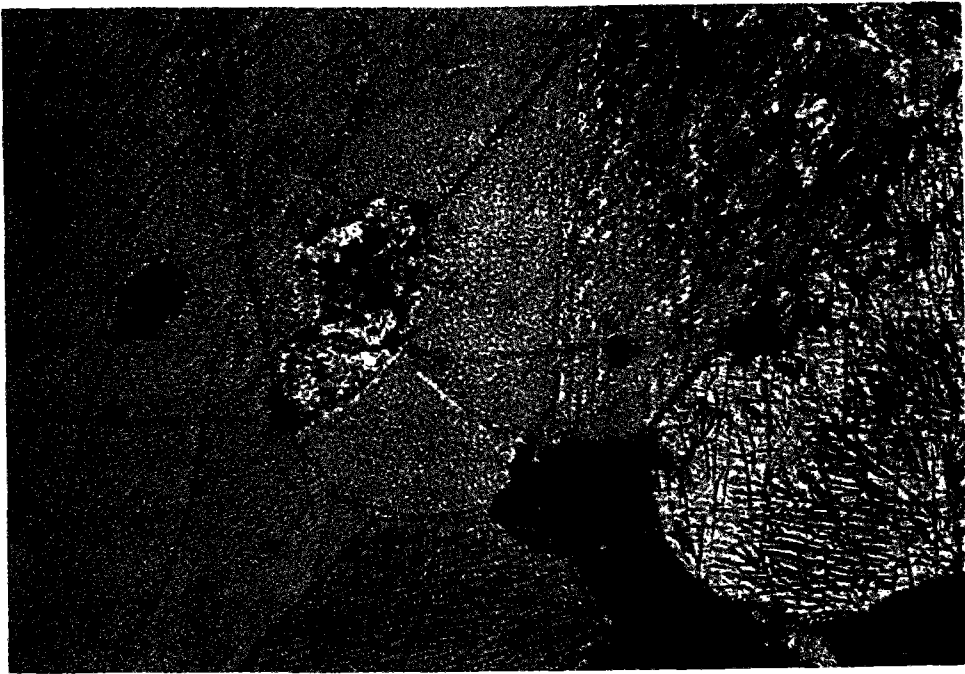


Photo 8. Pyroxénolite peu altérée. Profondeur 65 m.



Photo 9. Pyroxénolite - péridotite à amphiboles altérées. Profondeur 55 m.

ANNEXE 7

Résultats de l'étude par microscopie électronique des roches altérées de la mine de Bemanevika

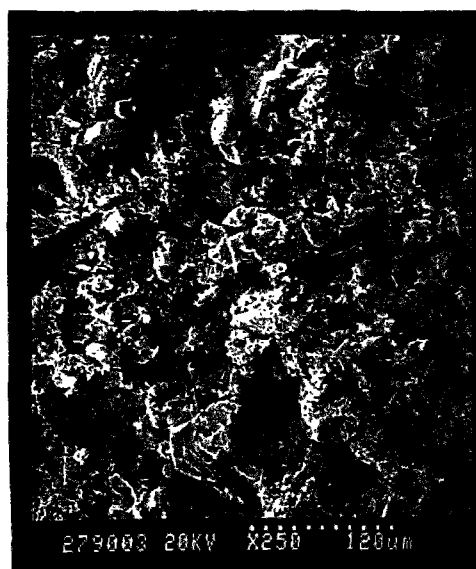
Résultats numériques de l'étude de la micro-porosité des roches par le MEB
Clichés photographiques des roches pris au MEB

Caractéristiques de la micro-porosité des roches de Bemanevika (Madagascar)

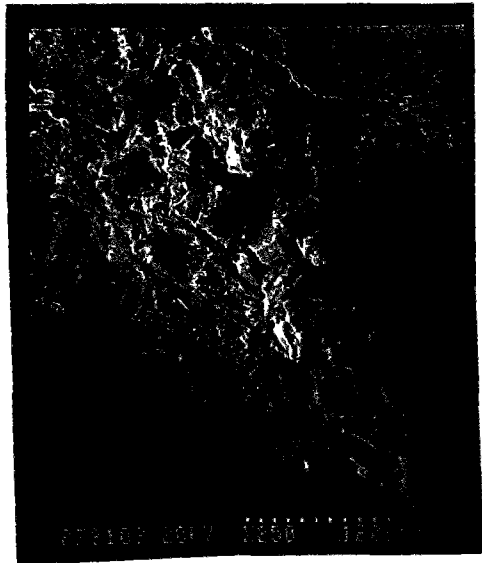
A

Roche	Porosité totale (%)	Diamètre moyen (µm)	Superficie moyenne (µm²)	Périmètre moyen (µm)	Surface spécifique (1/µm²)	Coefficient de filtration (*10 ⁻³ mD)	Facteur de forme moyen	Classification par le facteur de forme	Coefficient d'anisotropie (%)
Serie des roches non altérée									
G 4/2 gneiss prof. 53m	2.2	0.11	0.13	0.90	0.13	1.56	0.47	anisométrique	10.6
C1 1/1 pyroxénolite prof. 78.5m	8.3	0.12	0.04	1.12	1.35	3.92	0.56	anisométrique	50.2
G 6/1 leuconorite prof. 60m	4.4	0.12	0.04	3.97	0.39	0.77	0.43	anisométrique	11.0
Serie des roches semi altérées									
G 6/2 leuconorite prof. 40m	10.3	0.14	0.05	1.20	1.62	3.61	0.52	anisométrique	5.4
G 6/3 leuconorite prof. 32m	12.2	0.16	0.08	1.37	1.09	6.82	0.48	anisométrique	6.6
P 2 leuconorite prof. 21m	15.3	0.18	0.15	1.42	1.05	14.35	0.50	anisométrique	5.0
P 7 leuconorite prof. 13m	20.0	0.19	0.10	1.53	2.38	20.34	0.57	anisométrique	12.5
P 1 talc-carbonate prof. 35m	13.6	0.56	0.78	4.55	0.54	6.15	0.42	anisométrique	5.8
P 3 péridotite prof. 36m	19.9	0.14	0.05	1.01	3.15	40.35	0.53	anisométrique	34.7
P 5 gneiss prof. 20m	15.6	0.34	0.33	2.66	0.83	16.40	0.47	anisométrique	6.9
Serie des roches altérées									
M 3 leuconorite	47.2	0.19	0.16	1.65	3.23	120.2	0.49	anisométrique	3.4
M 10 péridotite	46.2	0.15	0.06	1.06	3.97	37.4	0.51	anisométrique	17.6
M 11 gabbro	38.7	0.15	0.09	1.08	3.25	90.8	0.53	anisométrique	5.5
M 17 gneiss	27.6	0.12	0.07	1.13	2.71	61.9	0.48	anisométrique	2.4

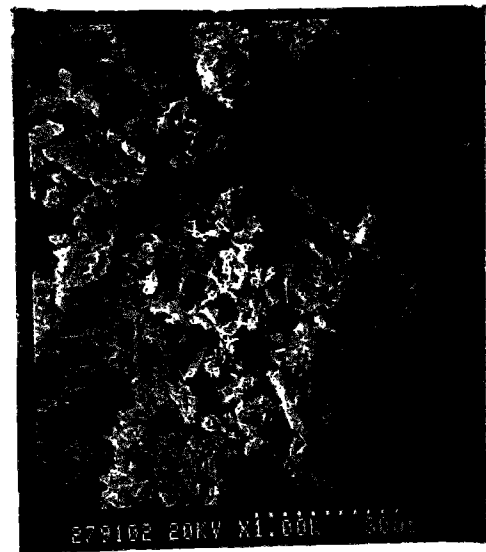
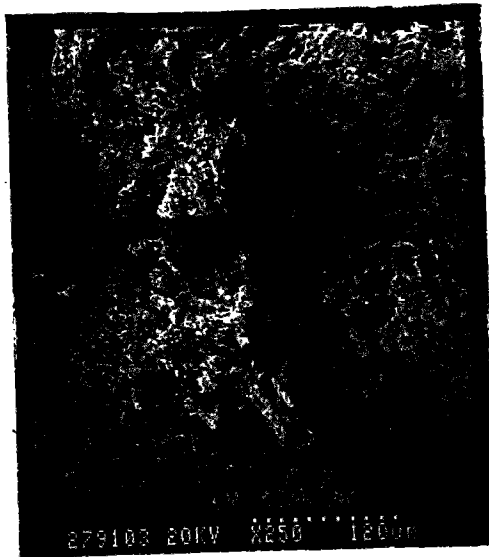
B. Leuconorite altérée



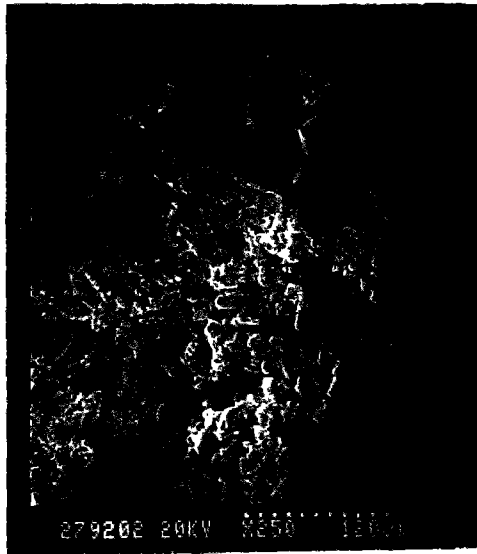
C. Gabbro altéré



D. Pyroxénolite - péridotite altérée



E. Gneiss altéré



ANNEXE 8

Exemple de résultats d'analyse morphologique des photos des leuconorites altérées.

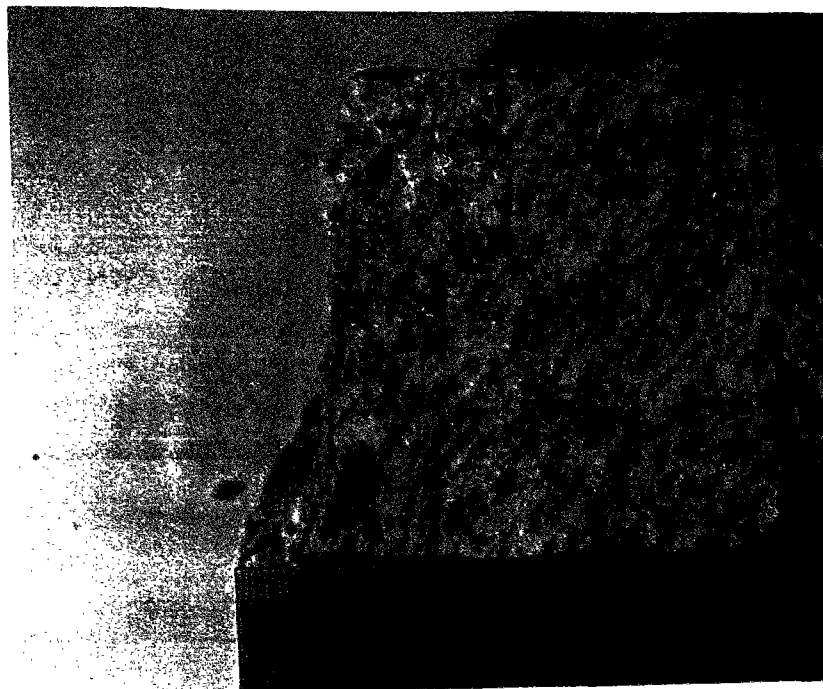


Photo initiale de l'échantillon de leuconorite altérée

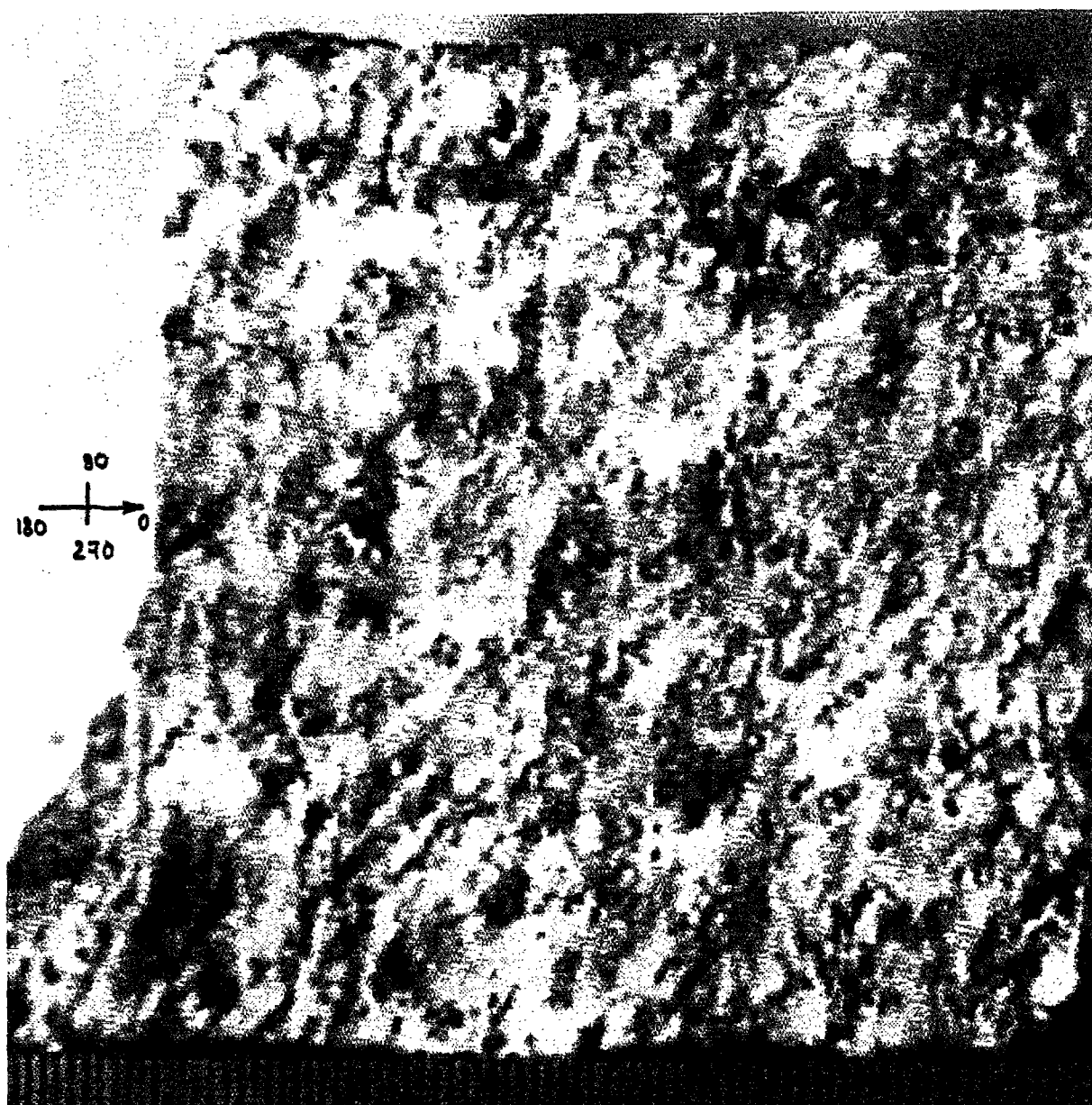
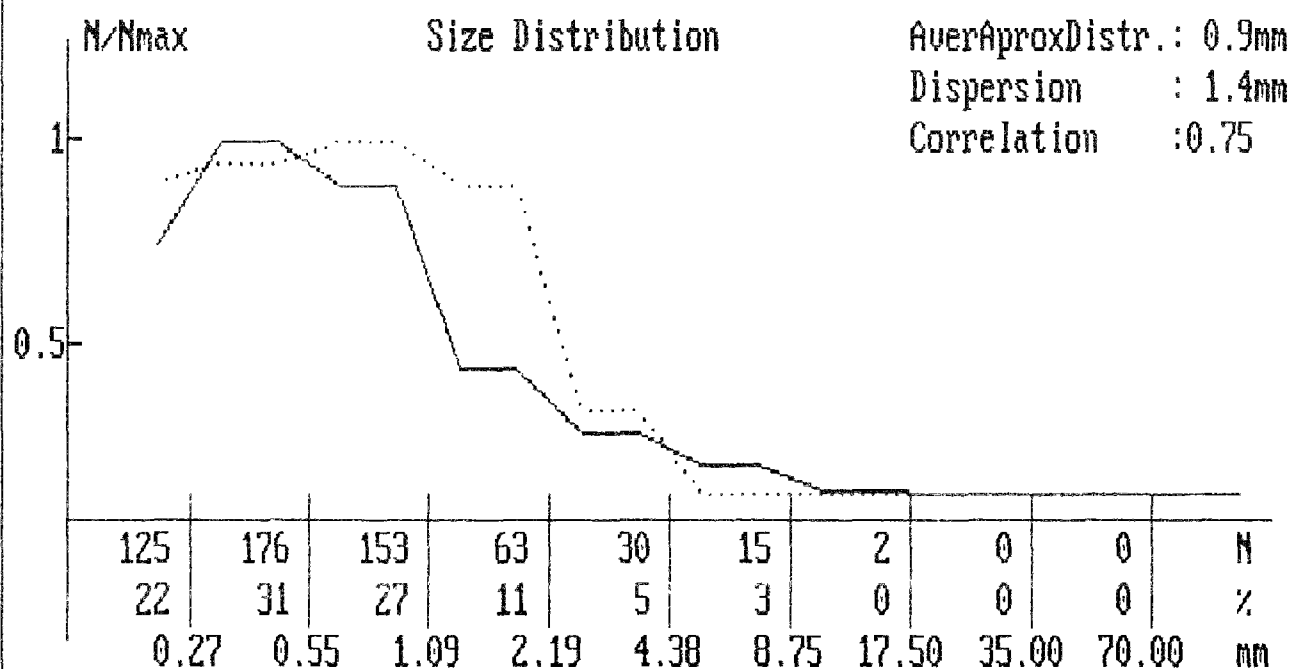
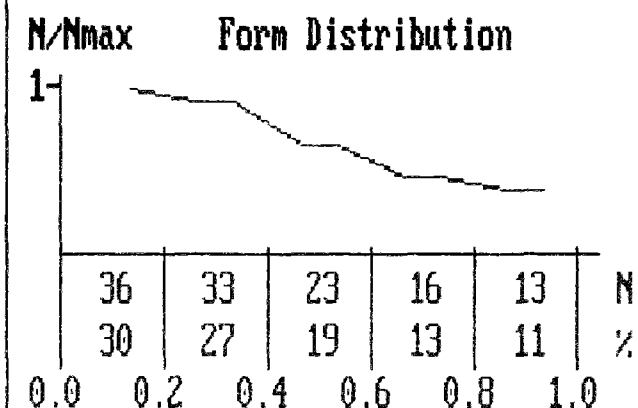


Image obtenue par le scanner

Résultats de l'analyse morphologique pour la phase claire

RESULTS OF MORPHOLOGICAL ANALYSIS

Relative Area = 23.1%
 Total Area = 1120.8 sq.mm
 Total Perimeter = 4620.5 mm
 Quantity of Object= 564
 Average Area = 1.99 sq.mm
 Average Perimeter = 8.19 mm
 Average Size = 0.91 mm
 Average FormFactor= 0.40 [from 121]

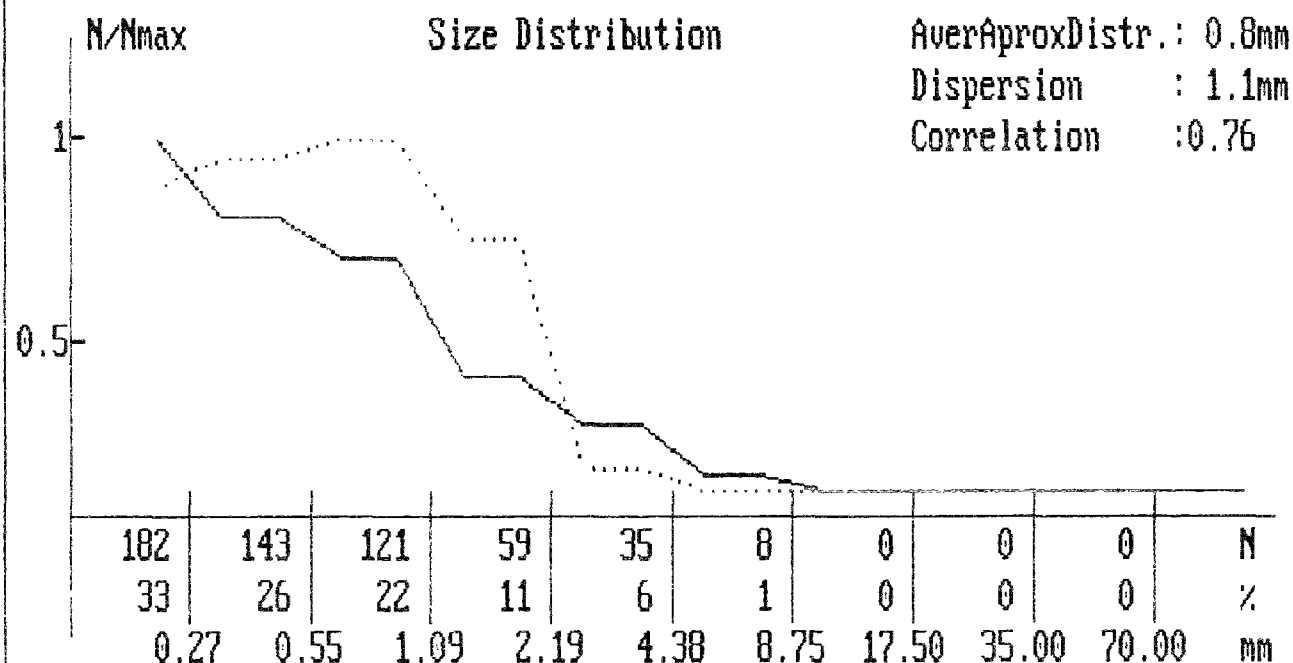
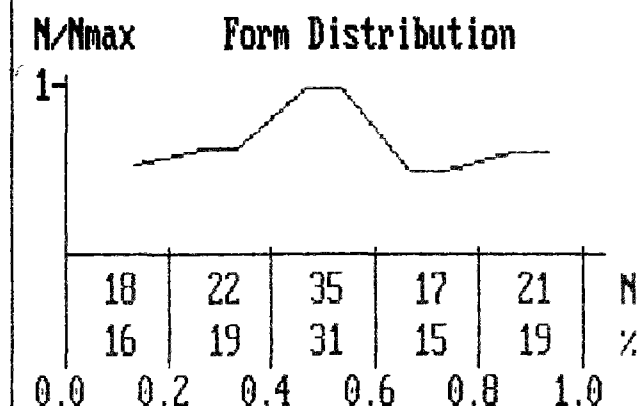


Gallery

Résultats de l'analyse morphologique pour la phase sombre

RESULTS OF MORPHOLOGICAL ANALYSIS

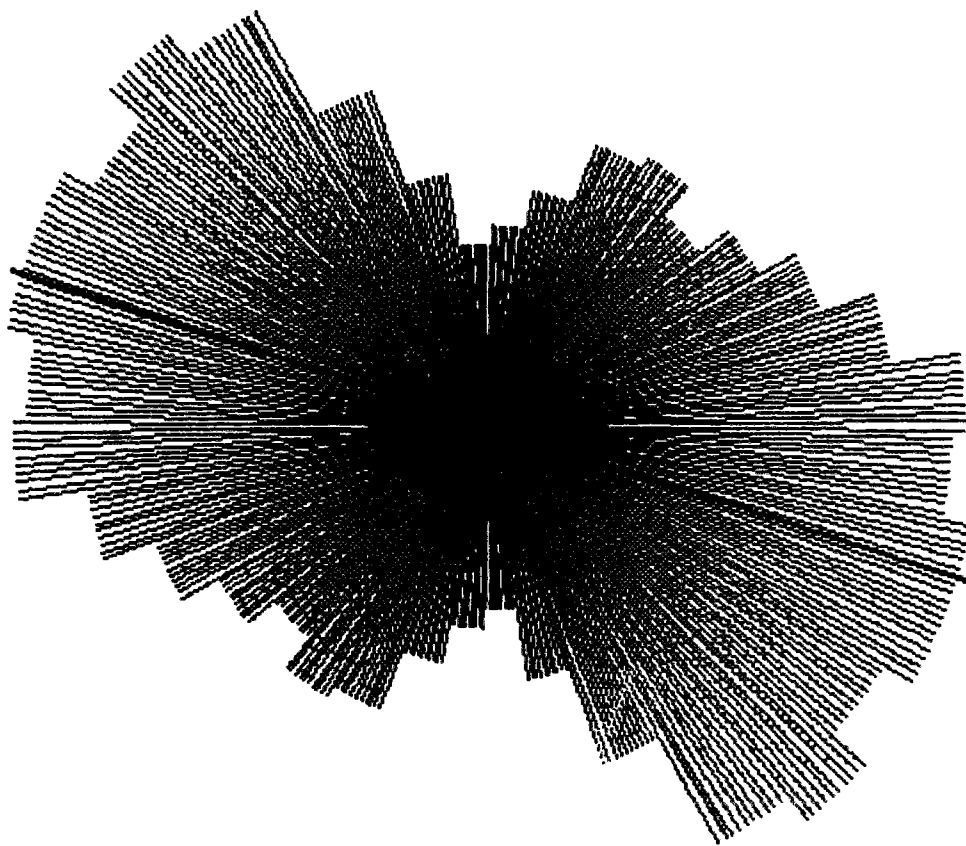
Relative Area = 12.3%
 Total Area = 599.9 sq.mm
 Total Perimeter = 2526.0 mm
 Quantity of Object= 548
 Average Area = 1.09 sq.mm
 Average Perimeter = 4.61 mm
 Average Size = 0.77 mm
 Average FormFactor= 0.53 [from 113]



Gallery

Rosace de l'orientation des particules de la phase sombre et analyse de l'anisotropie

ANISOTROPY 20%
ORIENTATION 72deg



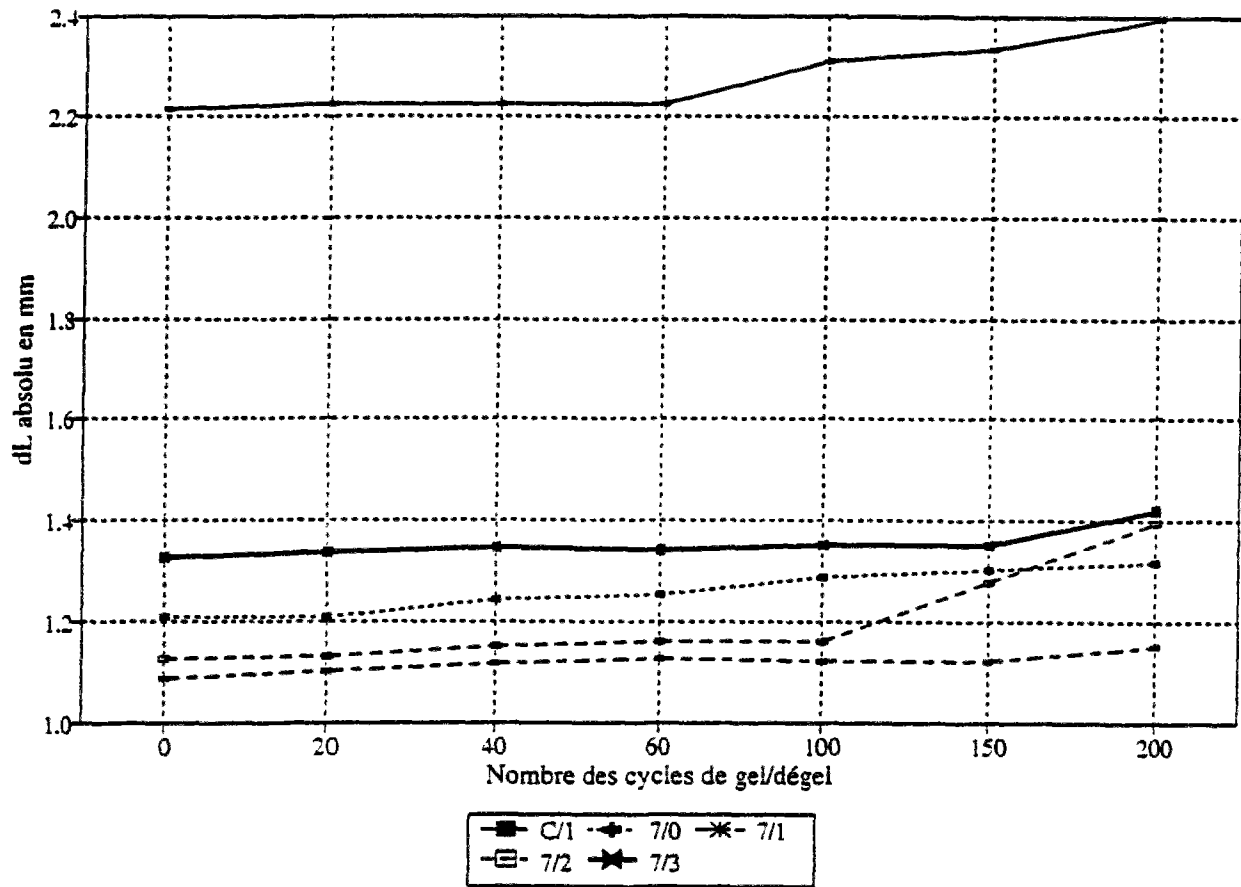
G A L L E R Y Image Processing System
Moscow University * Rev.1992

ANNEXE 9

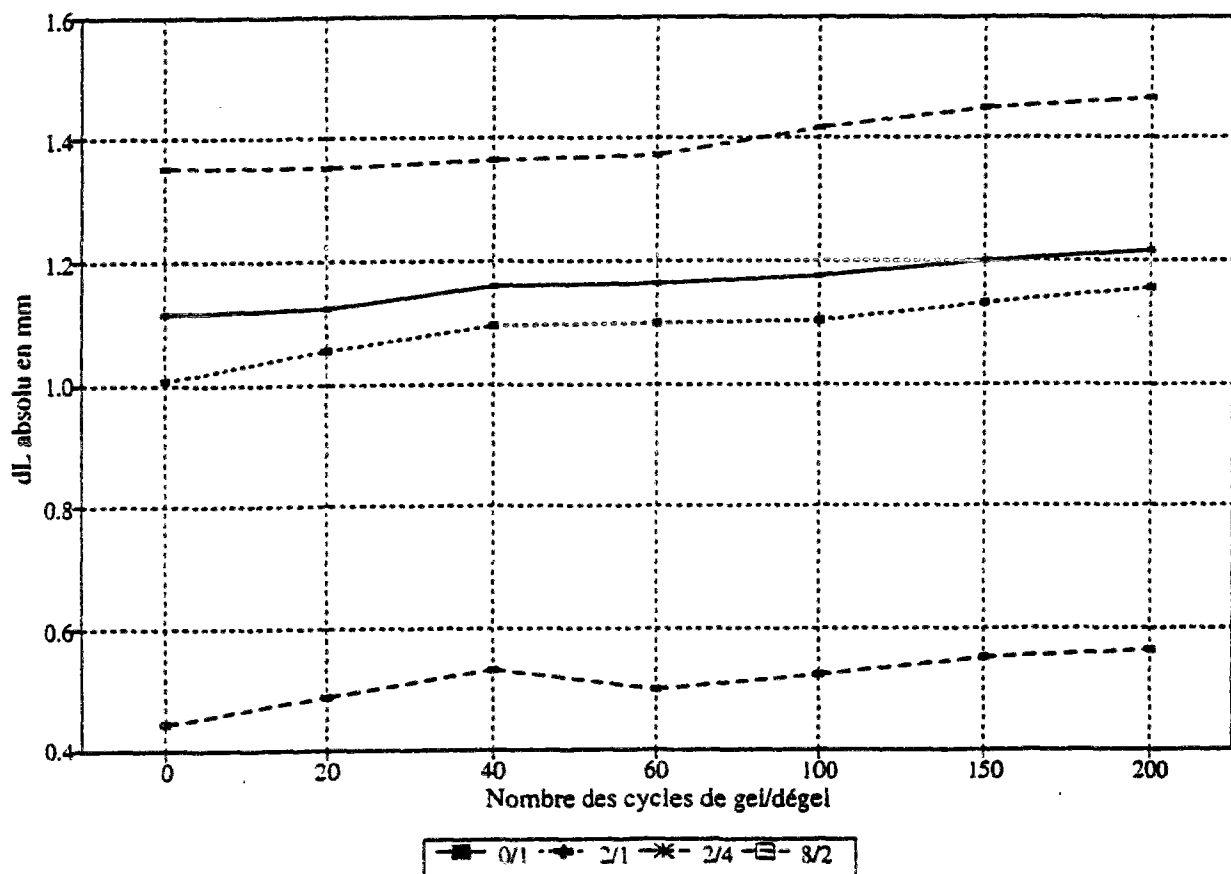
Graphiques de la variation des paramètres linéaires et ultrasonores au cours des cycles de gel-dégel

A.

GABBRO. Variation de longueur après 200 cycles du gel-dégel

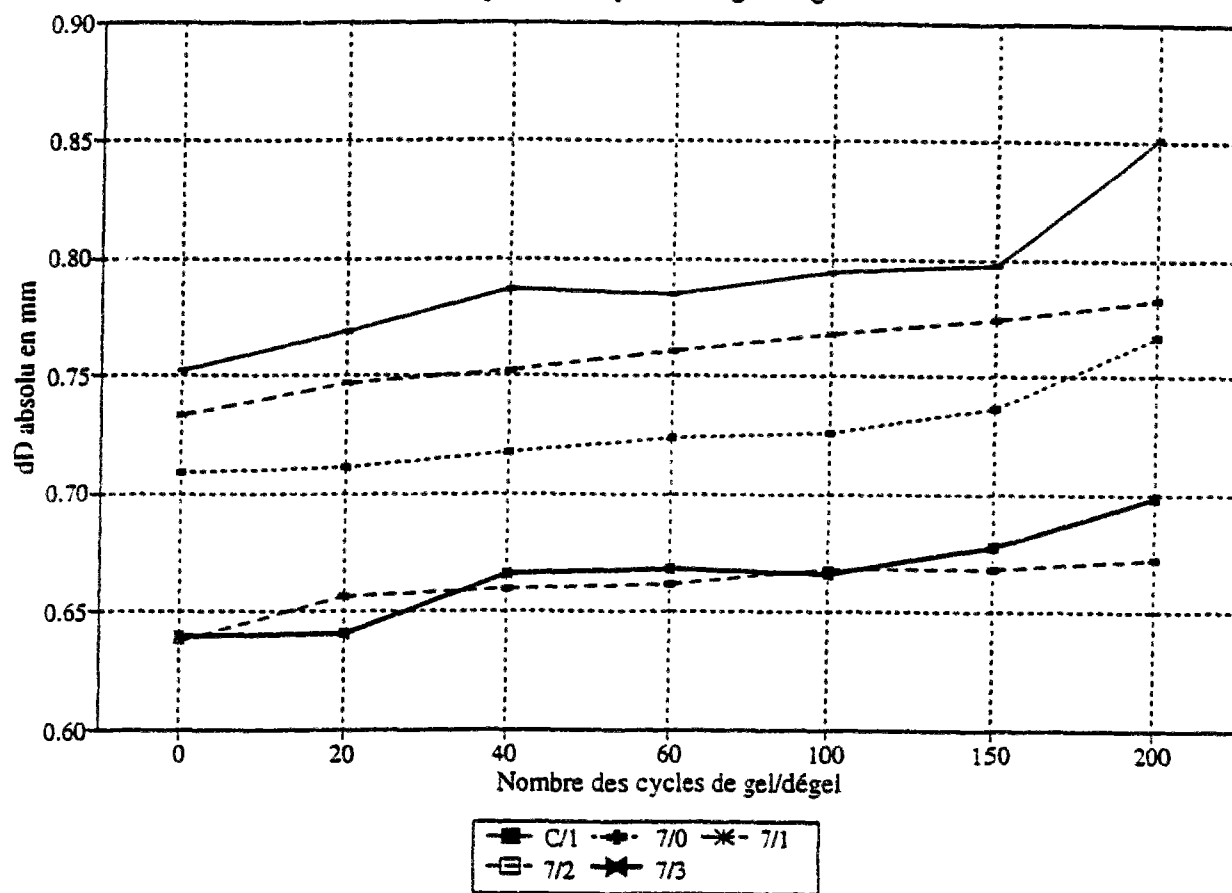


PERIDO. Variation de longueur après 200 cycles du gel-dégel

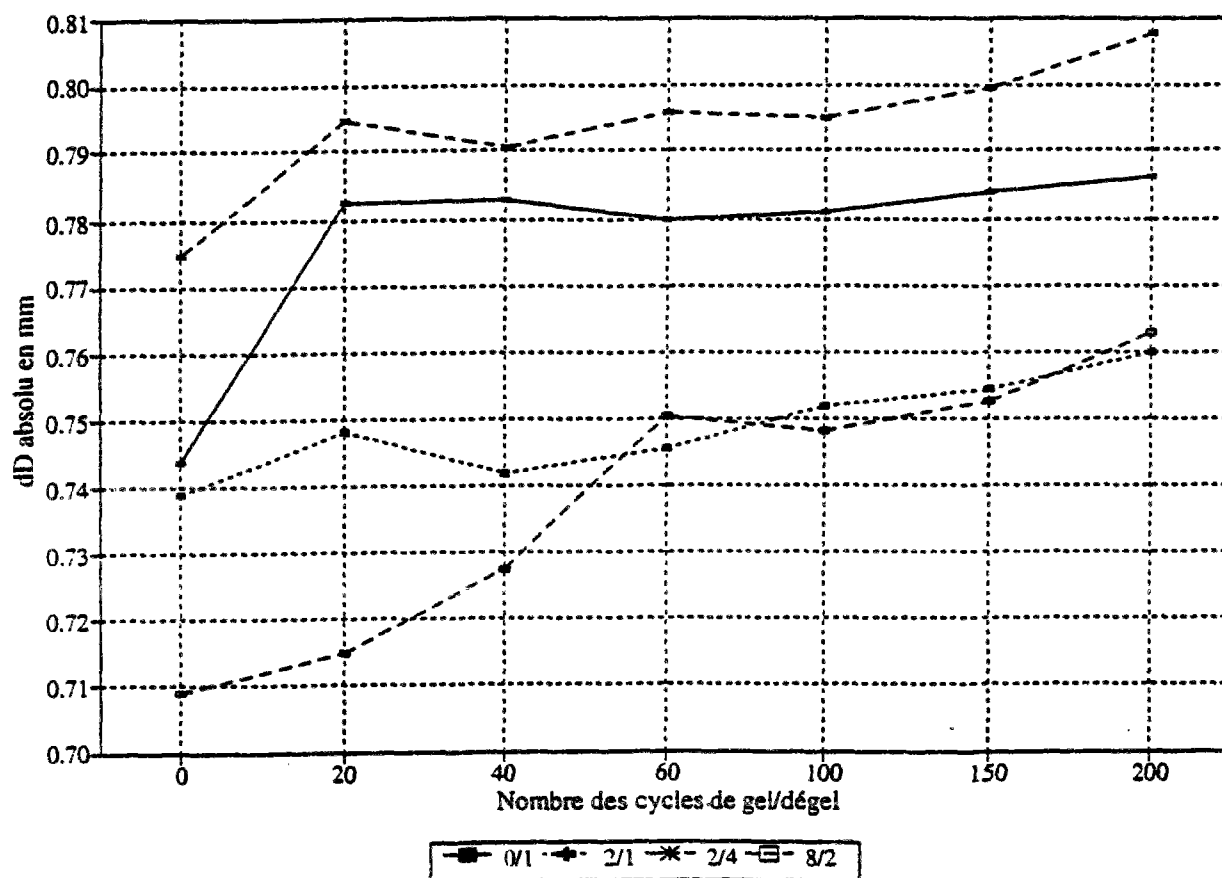


B.

GABBRO. Variation de diamètre
après 200 cycles du gel-dégel

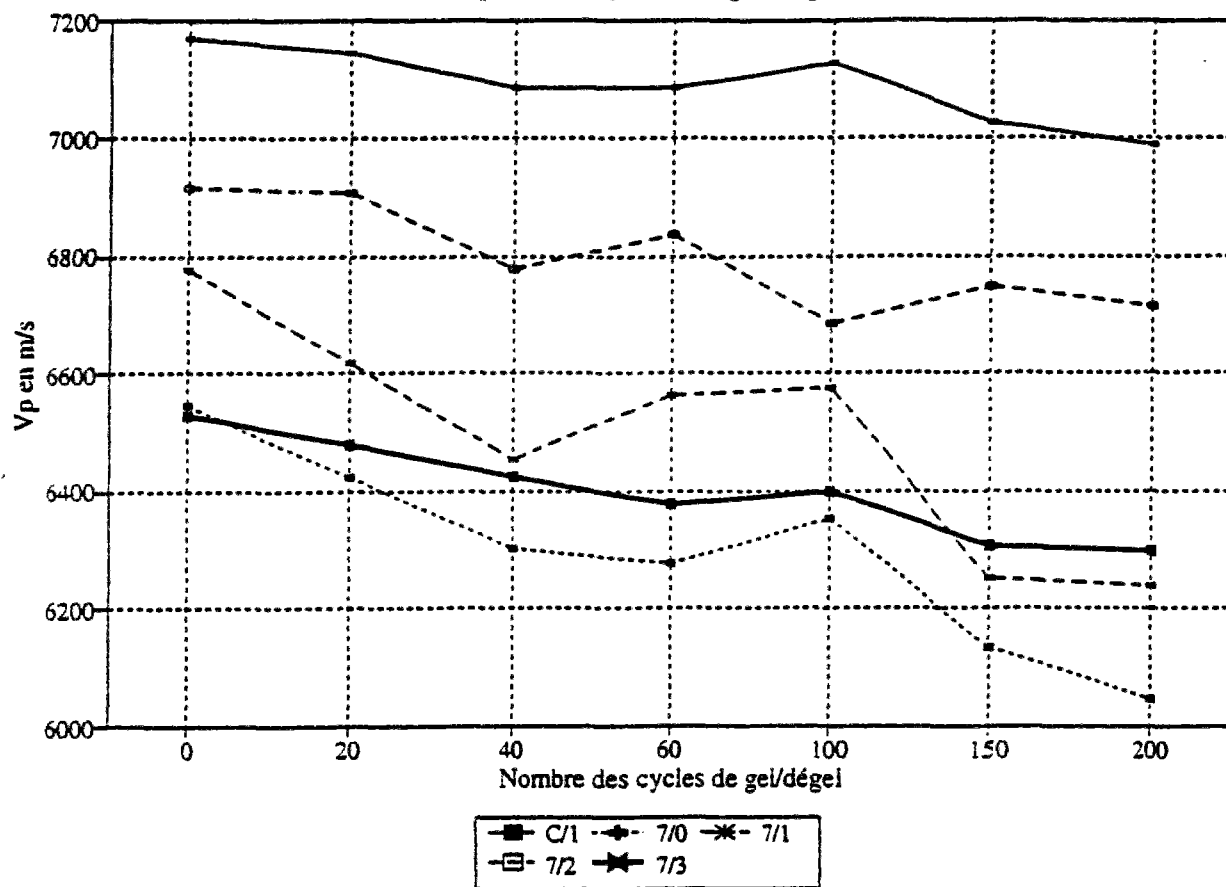


PERIDO. Variation de diamètre
après 200 cycles du gel-dégel

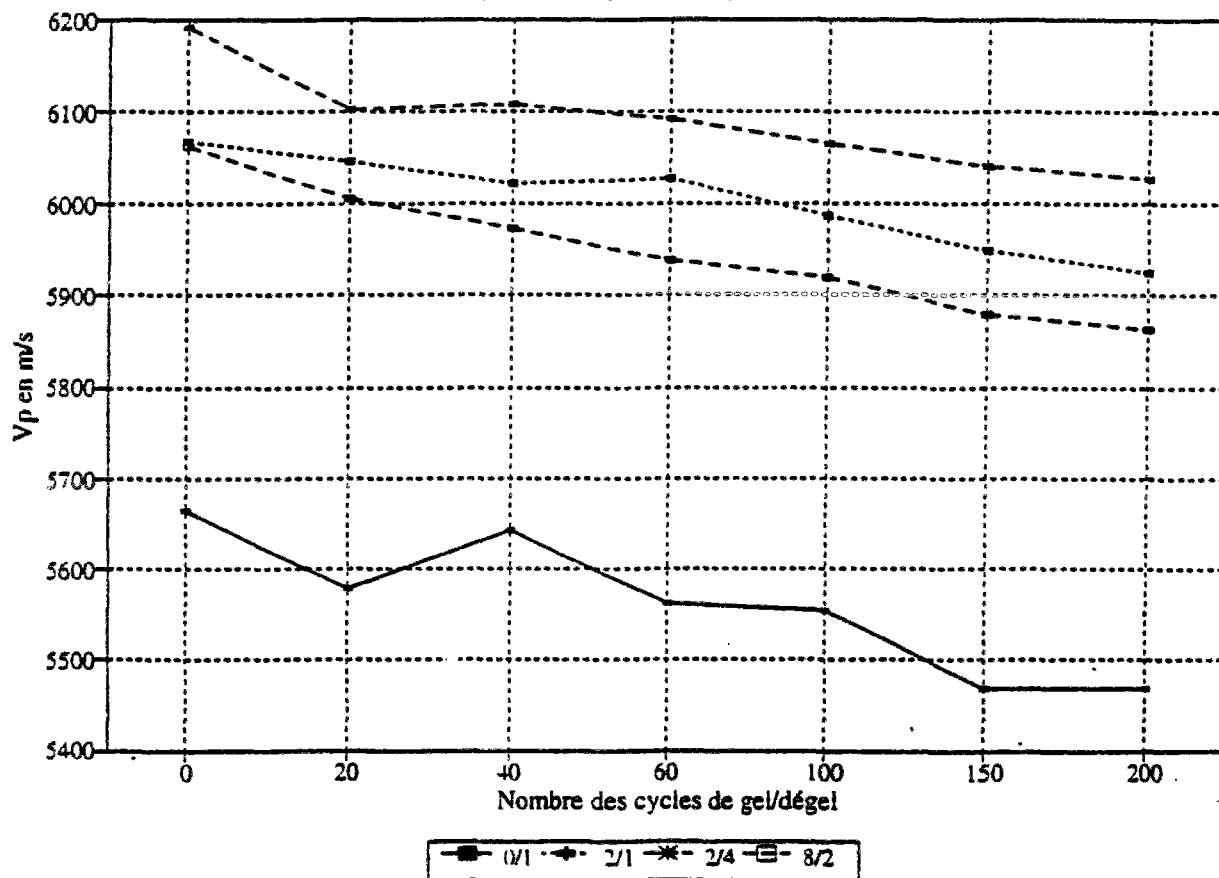


C.

GABBRO. Variation de V_p après 200 cycles du gel-dégel

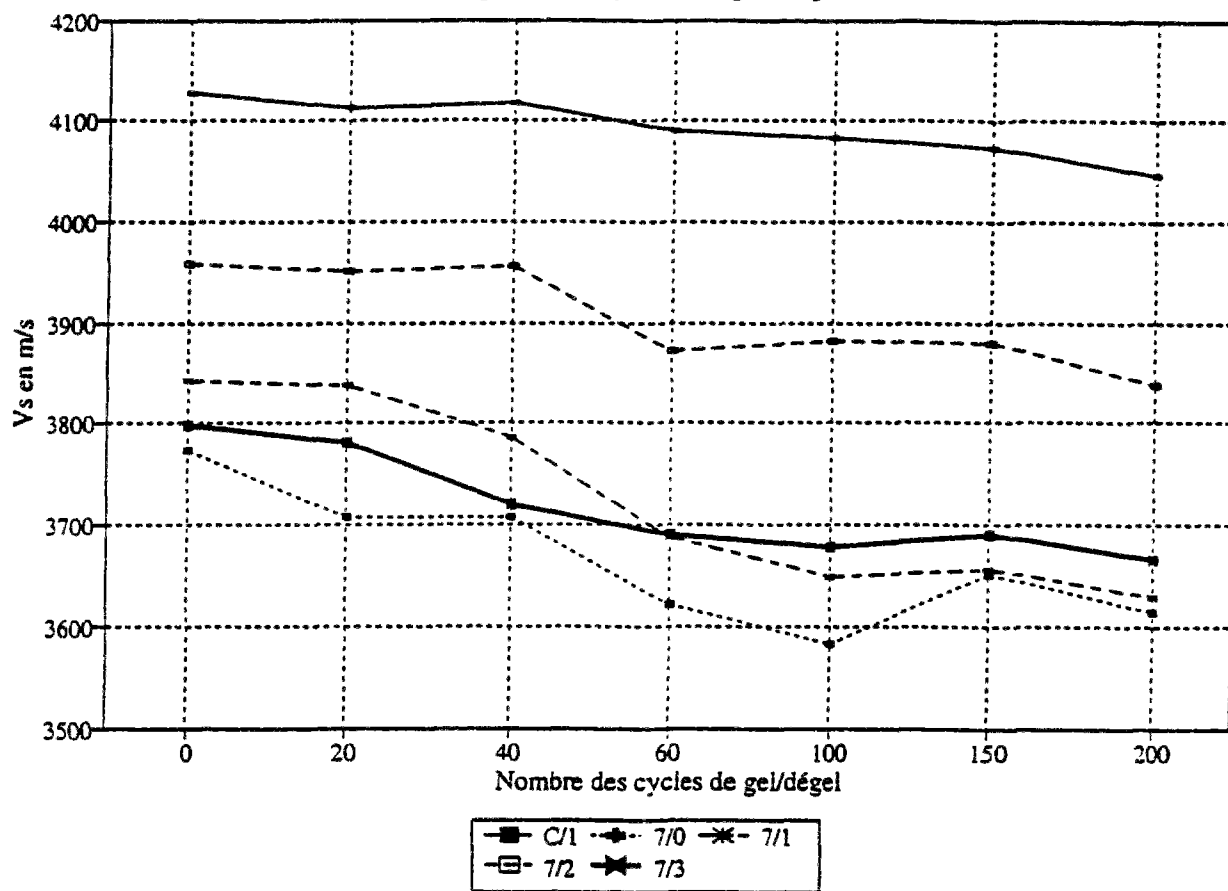


PERIDO. Variation de V_p après 200 cycles du gel-dégel

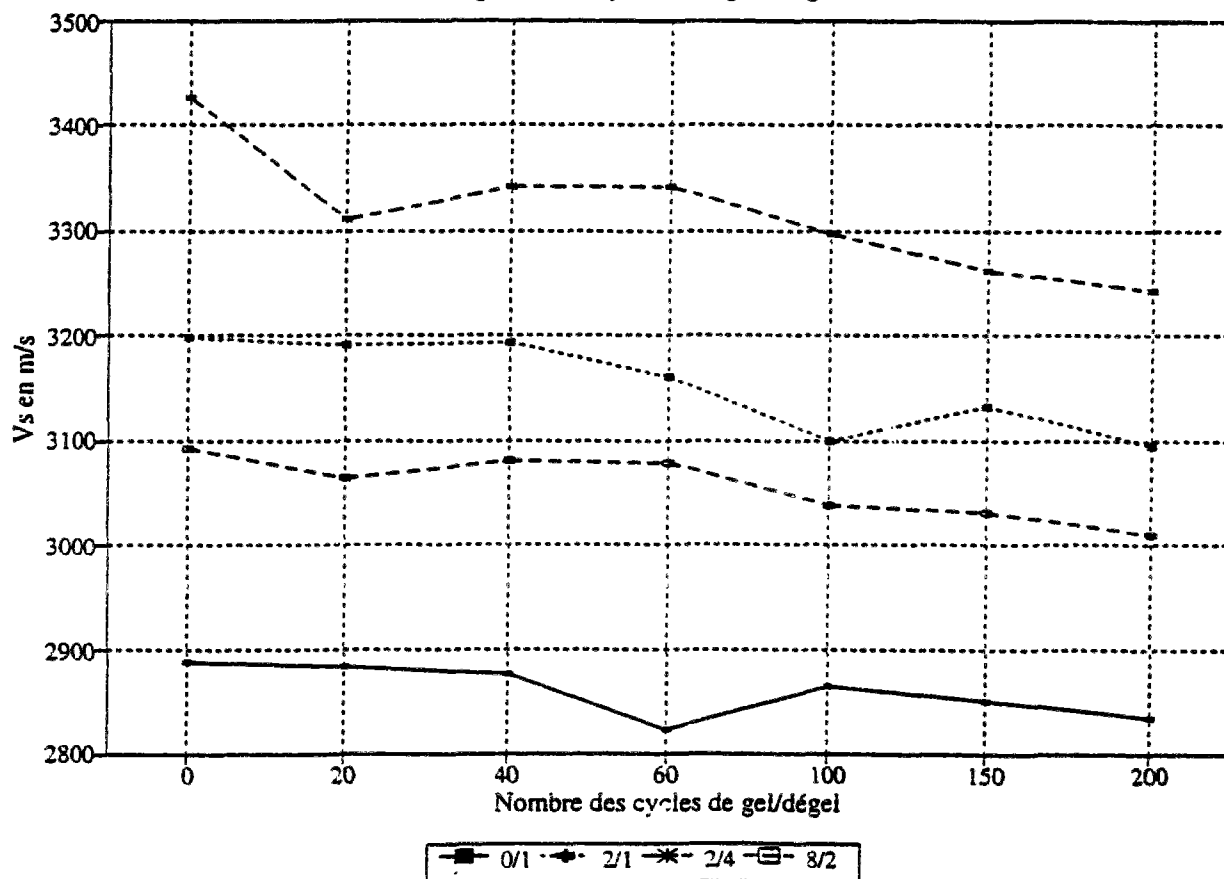


D.

GABBRO. Variation de V_s après 200 cycles du gel-dégel

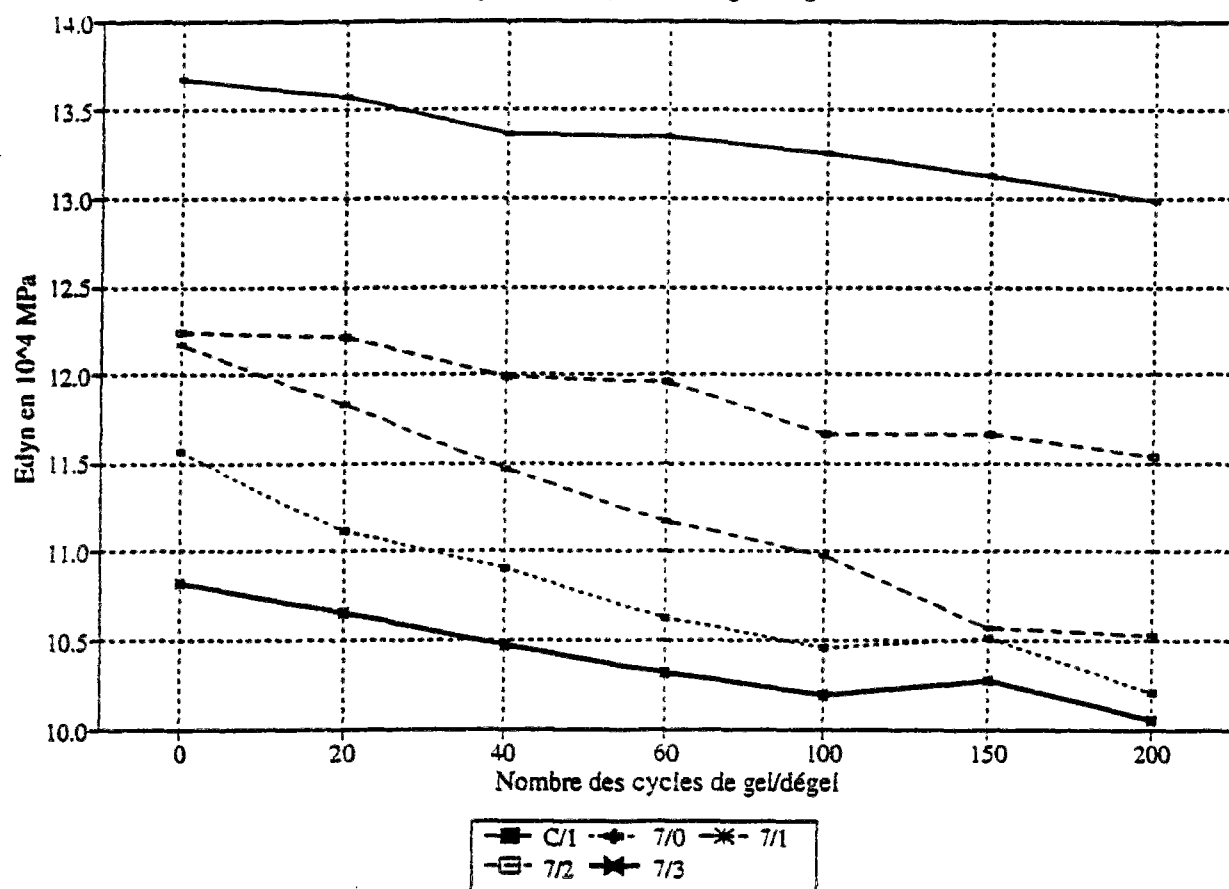


PERIDO. Variation de V_s après 200 cycles du gel-dégel

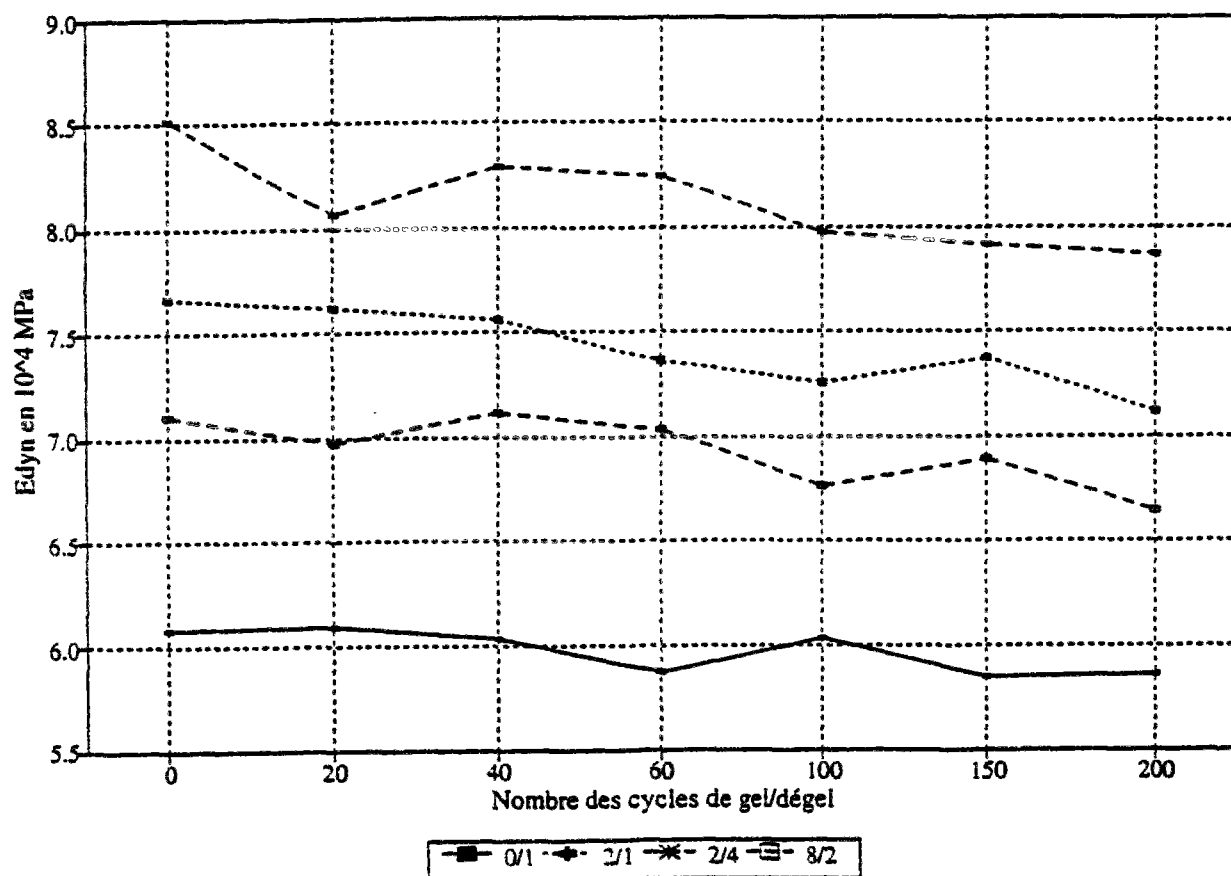


E.

GABBRO. Variation de Edyn
après 200 cycles du gel-dégel



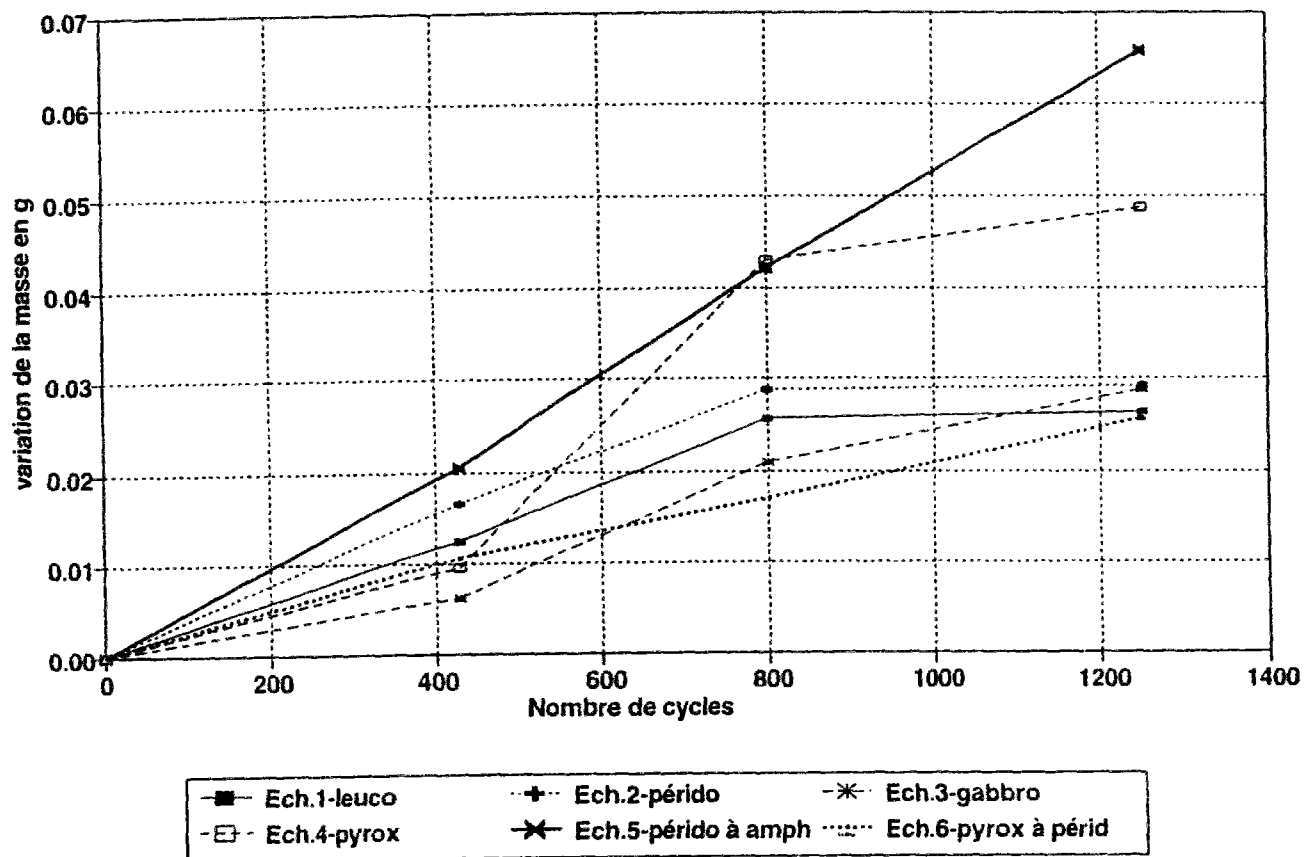
PERIDO. Variation de Edyn
après 200 cycles du gel-dégel



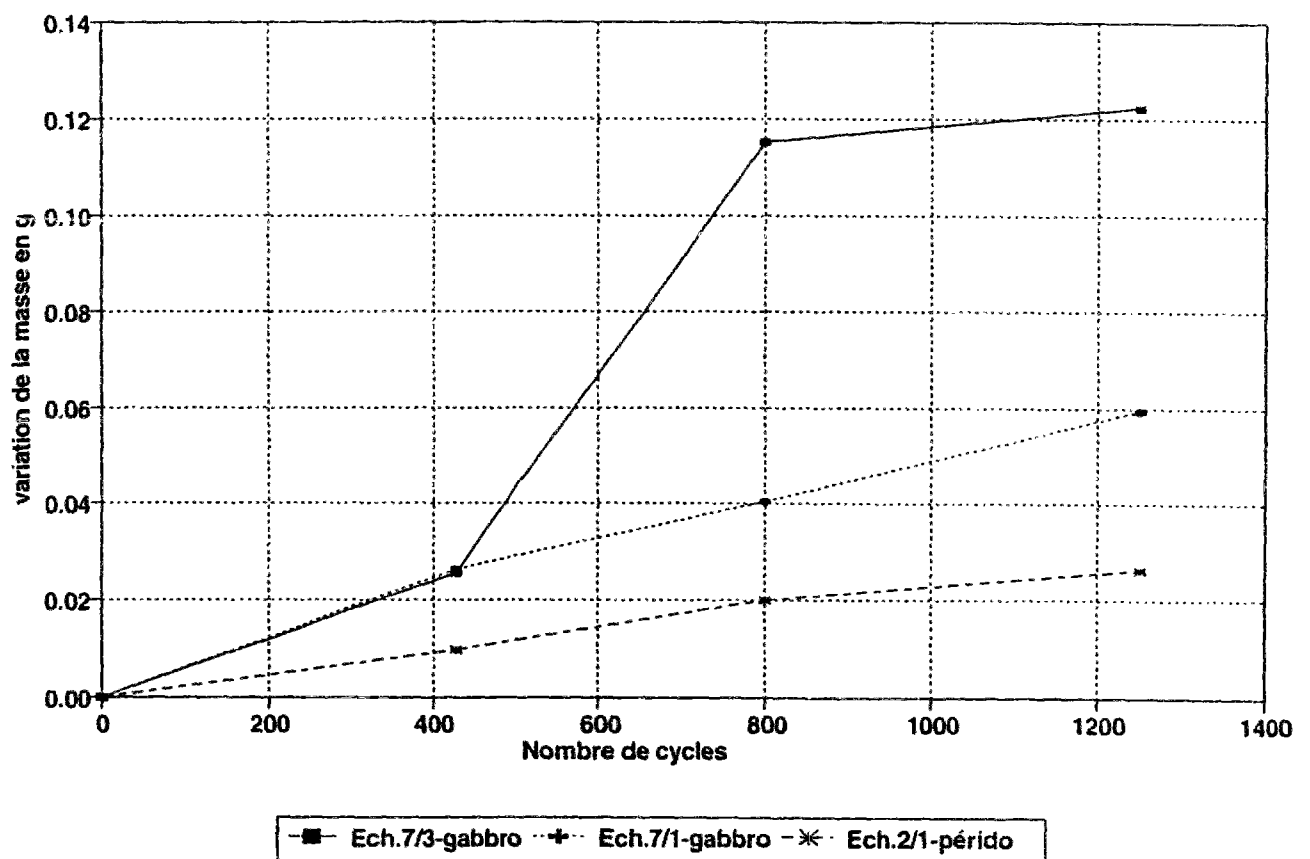
ANNEXE 10

Graphiques de la variation de la masse des échantillons et des paramètres ultrasonores au cours des cycles de lessivage en Soxhlet

**A. Variation de la mase des échantillons durant les essais Soxhlet
Roches de Bemanevika, Madagascar**

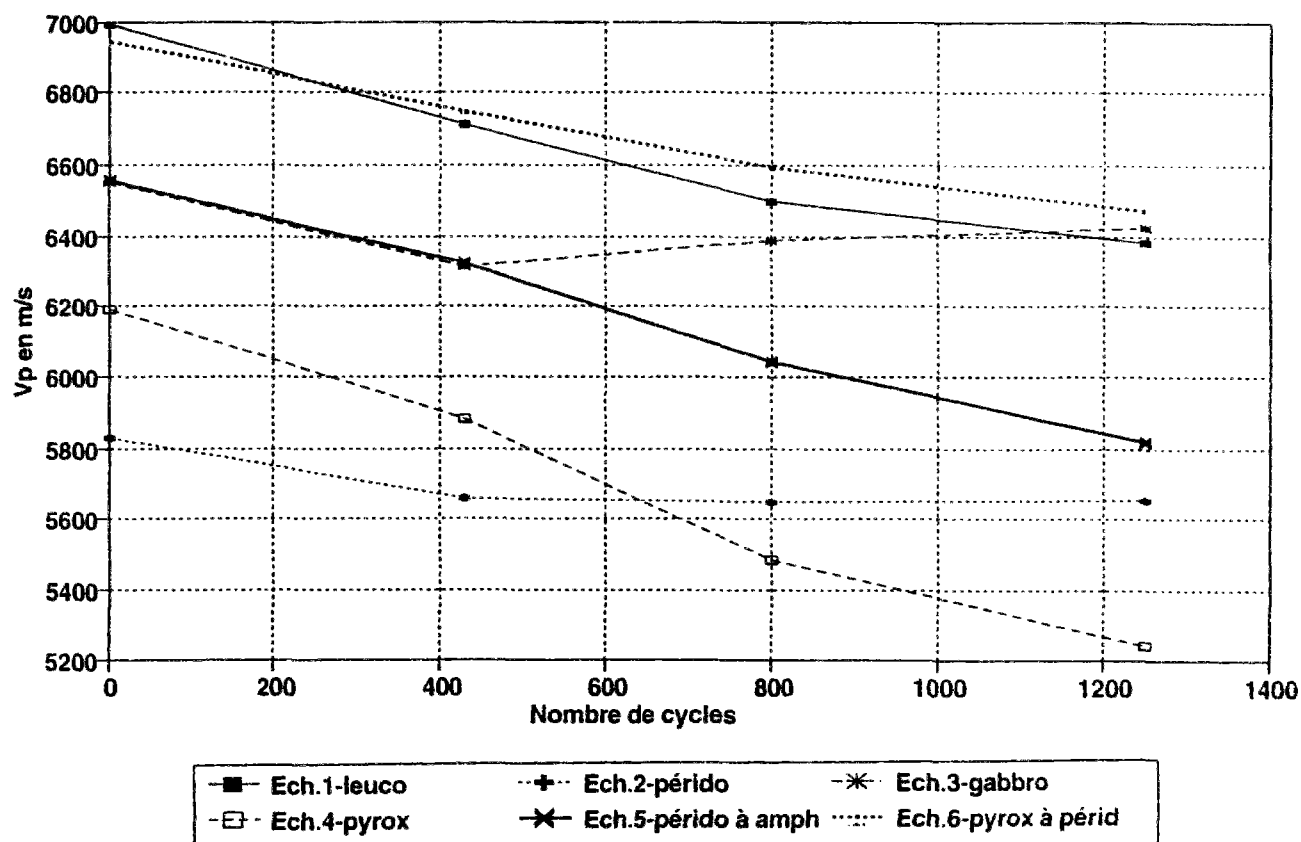


**Variation de la mase des échantillons durant les essais Soxhlet
Roches de Bagenovskoe, Oural, Russie**

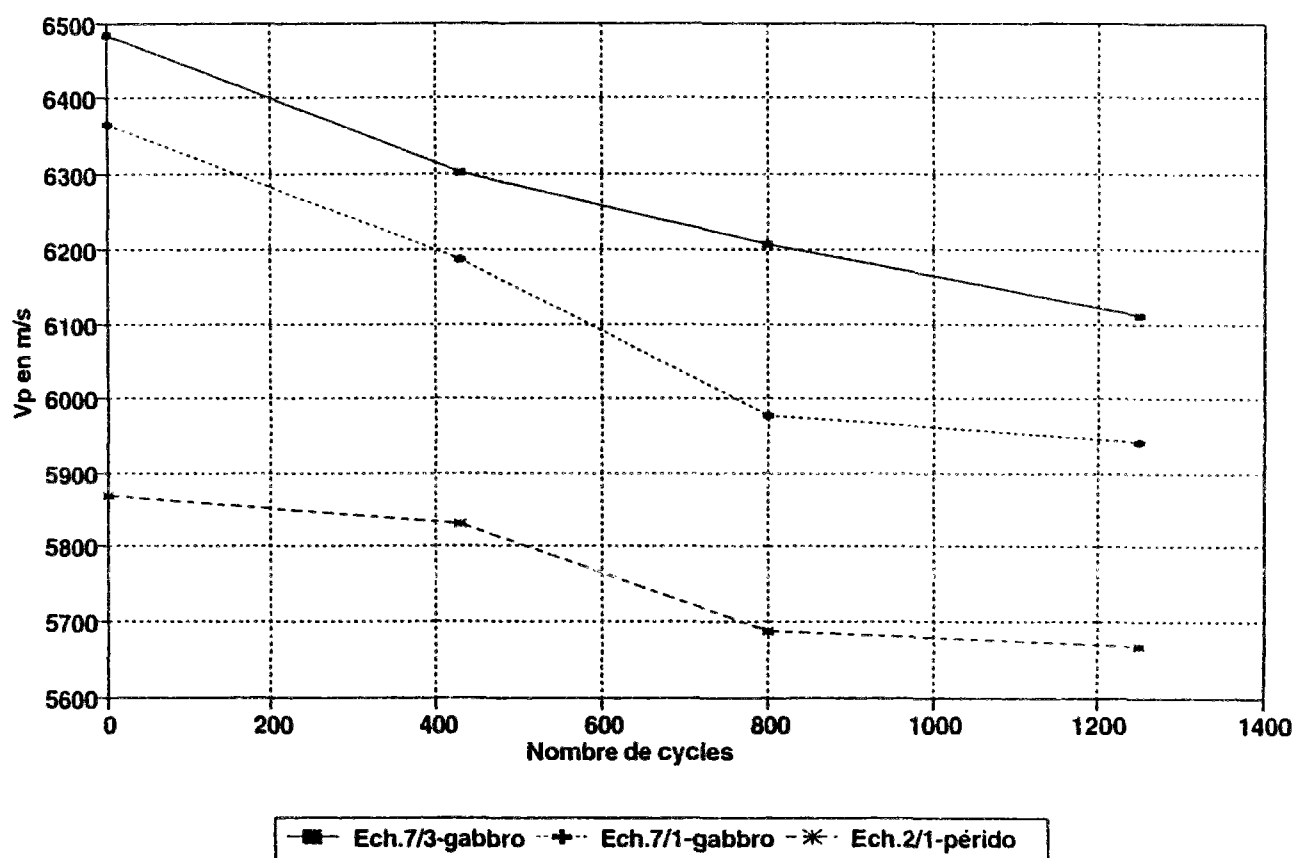


B.

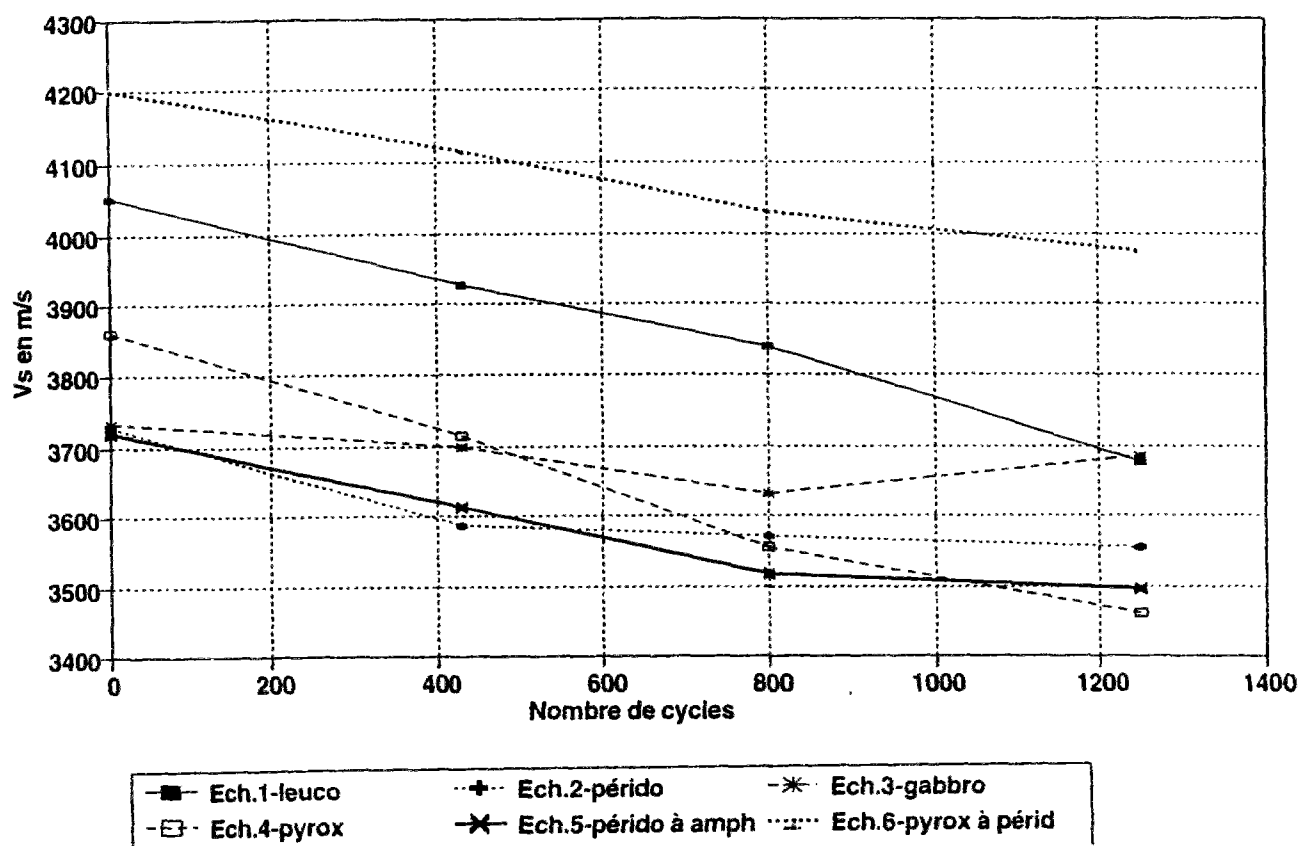
Variation de la vitesse V_p durant les essais Soxhlet Roches de Bemanevika, Madagascar



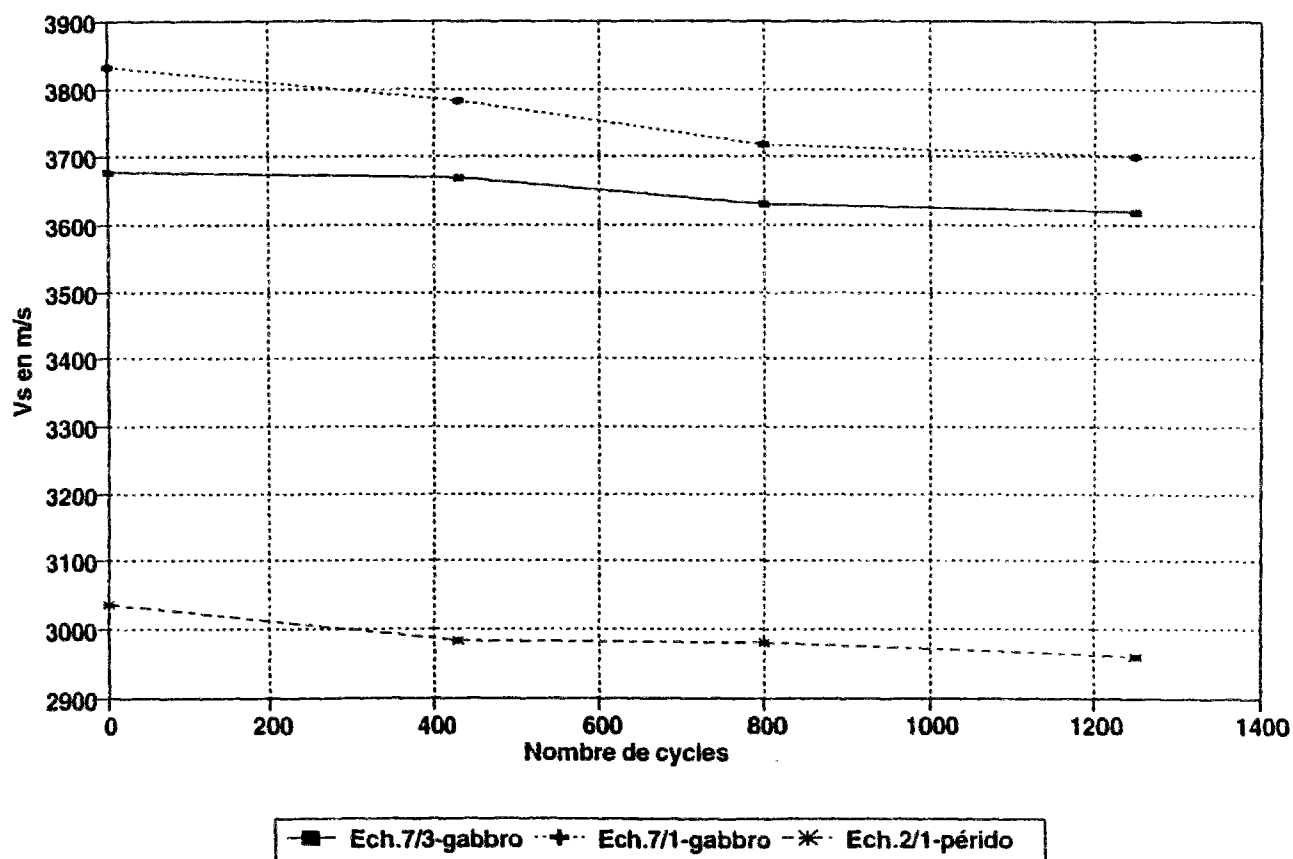
Variation de la vitesse V_p durant les essais Soxhlet Roches de Bagenovskoe, Oural, Russie



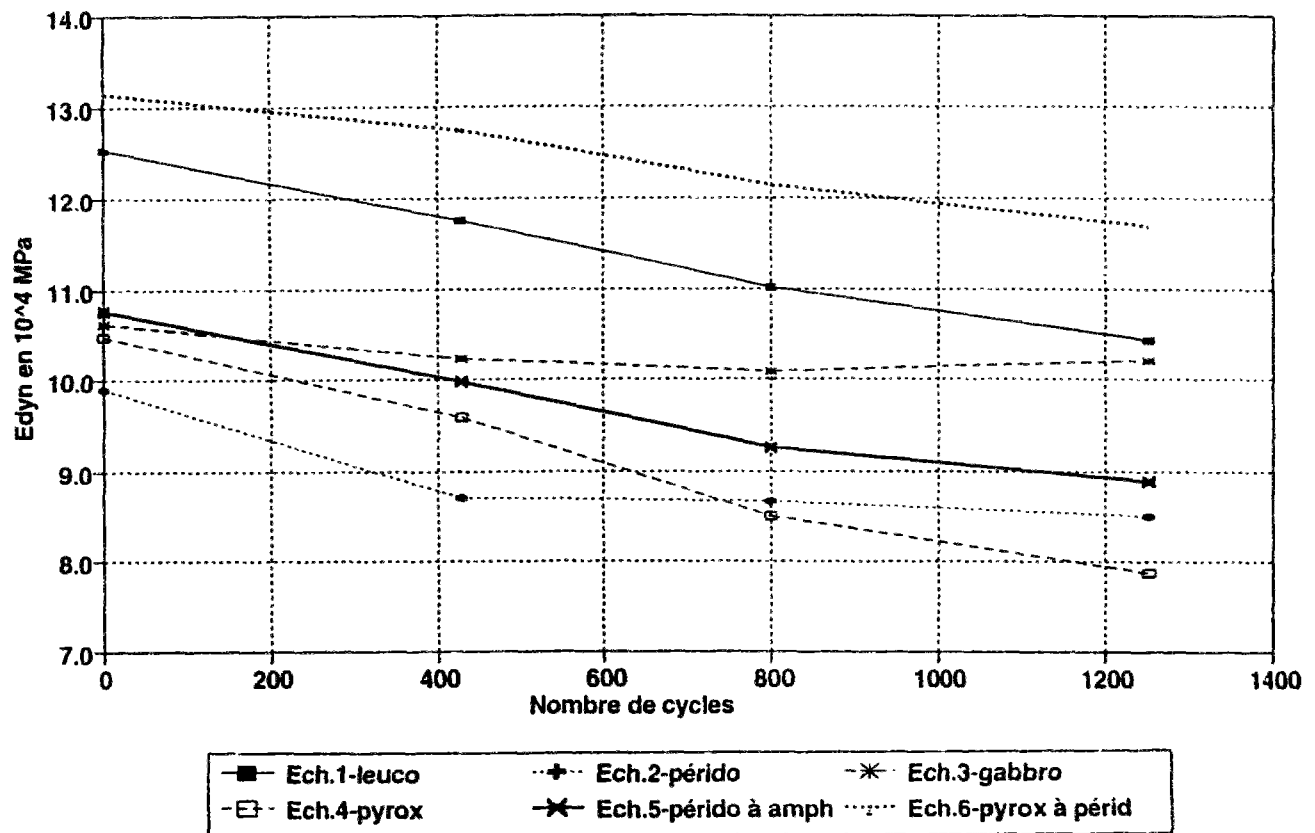
C. Variation de la vitesse V_s durant les essais Soxhlet
Roches de Bemanevika, Madagascar



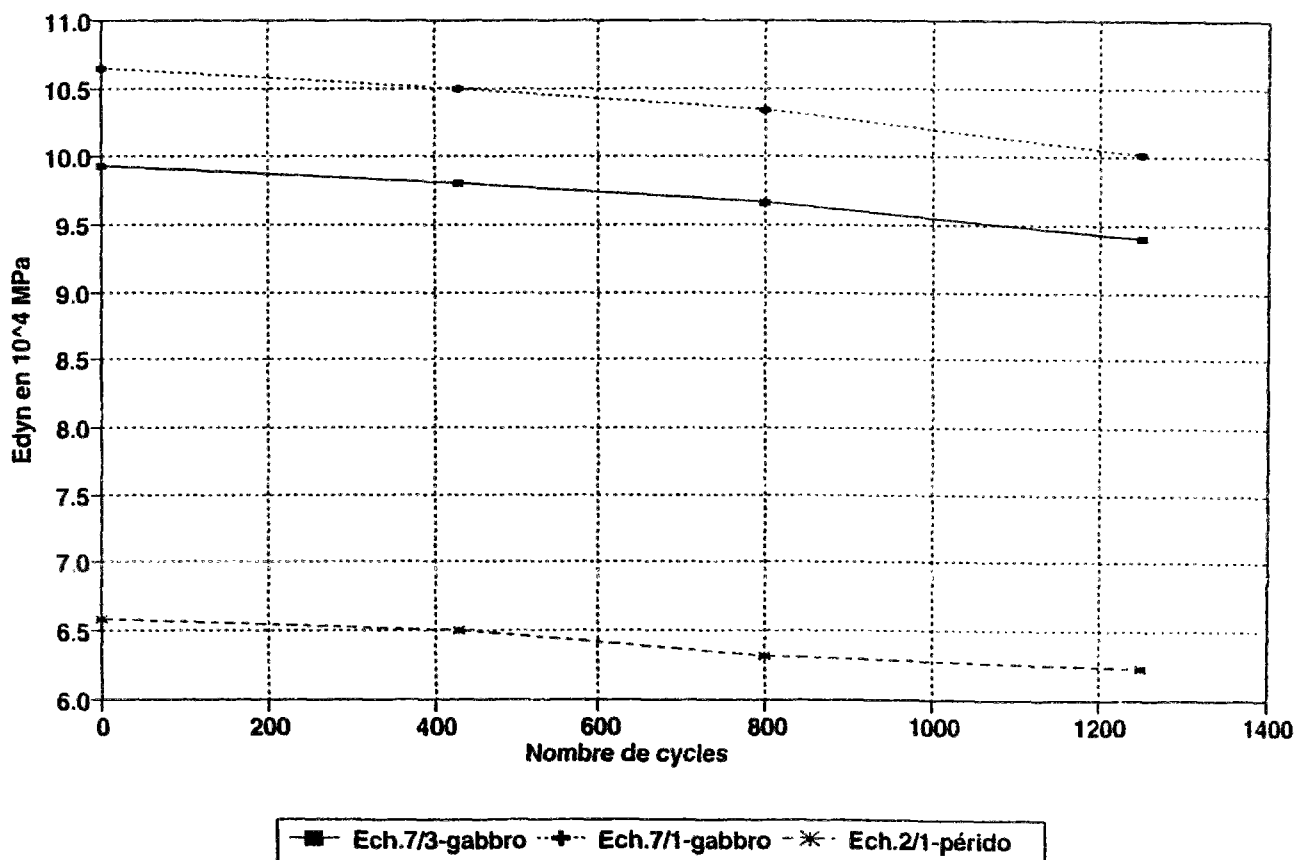
Variation de la vitesse V_s durant les essais Soxhlet
Roches de Bagenovskoe, Oural, Russie



**D. Variation du module d'Young dynamique durant les essais Soxhlet
Roches de Bemanevika, Madagascar**



**Variation du module d'Young dynamique durant les essais Soxhlet
Roches de Bagenovskoe, Oural, Russie**



ANNEXE 11

Tableau de classification des massifs rocheux en fonction de l'influence de l'altération sur la stabilité à long terme.

Roches basiques et ultrabasiques. Conditions climatiques tempérées continentales et tropicales.

Type de roche			Gabbro		Péridotite - Pyroxénolite	
Conditions climatiques			Tempérées	Tropicales	Tempérées	Tropicales
Matrice rocheuse	Altération de la roche	Minéralogie	Saussuritisation des plagioclases et ouralitisa-tion (amphibolitisation) des pyroxènes	Très fortes transformations en minéraux argileux des plagioclases Amphibolitisation totale des pyroxènes. Développement des oxydes et hydroxydes de fer	Altération des olivines et forte amphibolitisation des pyroxènes	Altération totale des olivines, très forte dégradation des pyroxènes et leur amphibolitisation Développement des oxydes et hydroxydes de fer
		Structure	La structure gabbroïde de la roche-mère reste dans la roche altérée avec le développement de l'hydiomorphisme des pyroxènes	Structure granoblastique reste visible mais fortement dégradée	Structure hétérogranulaire reste présente	Structure hétérogranulaire se transforme en structure nématoblastique des amphibolites
		Minéraux argileux	Chlorite, halloisite, kaolinite	Montmorillonites, kaolinite vermiculite	Chlorite, halloisite	Chlorite, montmorillonites, halloisite, vermiculite
	Propriétés géomécaniques	Poids volumique	≈ 4,4%	≈44% - leuconorite ≈ 30% - gabbro	≈ 5,3%	≈ 35%
		Résistance à la compression	≈ 38%	≈ 95% - leuconorite ≈ 75% - gabbro	≈ 12%	≈ 84% - péridotite ≈80% - pyroxénolite
		Résistance à la traction	≈ 10%	Très forte dégradation	≈ 15%	Très forte dégradation
		Cohésion	Très légère diminution	Très forte dégradation	Légère diminution	Très forte dégradation
		Angle de frottement	Très légère diminution	Très forte dégradation	Légère diminution	Très forte dégradation
		Module d'Young (dyn)	≈ 90%	Dégradation de l'ordre de 10 ³ fois-leuconorites de 10 ² fois -gabbro	≈21%	Dégradation de l'ordre de 10 ³ fois
		Porosité effective	Très peu poreuse, presque inchangée	Dégradation de l'ordre de 10 ³ fois	Très peu poreuse, presque inchangée	Dégradation de l'ordre de 10 ³ fois
Massif rocheux	Profil d'altération/État de la fracturation	Densité de fracturation	≈ 60%	A partir d'un moment quand le massif devient de type sol, ne change pas	≈ 107%	A partir d'un moment quand le massif devient de type sol, ne change pas
		JCS	≈ 76%	Diminue	≈ 21%	Diminue
		JRC	≈ 18%	Diminue, puis reste constante	≈ 66%	Diminue, puis reste constante
		Angle de frottement	≈ 6%	Deviend celui du sol ≈ ordre de 45%	≈11%	Deviend celui du sol ≈ ordre de 45%
		Remplissage	Dégradation du remplissage primaire (quartz, calcite) et debut d'accumulation de remplissage sablo-limoneux	Très fort développement de remplissage arénisé sableux, puis argilo-limoneux	Forte dégradation des serpentinites de remplissage et formation de remplissage limono argileux	Très fort développement du remplissage arénisé argilo-limoneux, puis argileux
		Type de profil	Ouralitique avec saussuritisation	Laternique	Serpentine chloritique	Laternique
		Type d'arène	Sableuse avec des particules pélieuses	Argilo-limoneuse avec grains sableux, très hétérogène	Pétri-que avec rares grains sableux	Argileuse avec des limons et rares grains sableux
		Epaisseur	Propagation en 1 à 2,5 m en 25 ans	Dizaine de m en 25 ans	Propagation de 1 à 5 m en 25 ans	Dizaine de m en 25 ans
Phénomènes d'instabilités talus des mines à ciel ouvert		Eau	Circulation des eaux de pluies dans les fractures	Pendant les saisons humides - présence de l'eau dans le milieu poreux. Formation d'une nappe	Faible circulation des eaux de pluie dans les fractures	Pendant les saisons humides - présence de l'eau dans le milieu poreux Formation d'une nappe
		Massif sain ou très légèrement altéré	Possibilité de chutes de petits blocs liés à la fracturation initiale et à l'exploitation par explosif	Possibilité de chutes de petits blocs liés à la fracturation initiale et à l'exploitation par explosif	Possibilité de chutes de blocs	Possibilité de chutes de blocs
		Massif moyennement altéré	Chute de blocs et petits glissements rocheux sont envisageables à condition d'une l'orientation défavorables des fractures	Fort développement des glissements rocheux, des éboulis et premiers mouvements en masse peu profondes au niveau d'un ou deux gradins	Possibilité de chutes de blocs, ainsi que petits glissements plans sur les fractures serpentinisées	Fort développement des glissements rocheux et des éboulis et premiers mouvements en masse peu profondes au niveau d'un ou deux gradins
		Massif très altéré	Chute de blocs et éboulis généralisés au niveau d'un gradin	Possibilités d'instabilités généralisées sur les ruptures plus ou moins circulaires et des éboulis généralisés. Instabilité au niveau d'un flanc entier de l'exploitation	Fort développement des glissement rocheux sur les ruptures serpentinisées Éboulis au niveau d'un gradin	Possibilité d'instabilités généralisées sur les ruptures plus ou moins circulaires et des éboulis généralisés. Instabilité au niveau d'un flanc entier de l'exploitation

Bibliographie

1. **Aissaoui A. 1981**
Propagation d'ondes acoustiques dans diverses roches en fonction de leur humidité.
Thèse CGI, p 13-19, . ENPC. Paris
- 1*. **Aleksandrov K.S., Belikov B.P., Ryzova T.V., 1966**
Opredelenié uprugikh svoïstv goznikh porod po mineralnomou sostavou (Calcul des constantes élastiques des roches d'après leur composition minéralogique)
En russe, Izv. Akad. Nauk. SSSR. Traduction française LCPC t.90, 1967.
2. **Assincritov F.A., Issaeva N.A. 1978**
Fizico-mechanitcheskie svoïstva porod gabbrovoï formatsii Urala. (Propriétés physico-mécaniques des roches de la formation gabbroïque de l'Oural)
En russe. Nedra. Sverdlovsk, p 18-23
3. **Aubry M.P., Lautridou J.P. 1974**
Relation entre propriétés physiques, gélivité et caractères micro-structuraux dans divers types de roches : craies, calcaires crayeux, calcaire sub-lithographique et silex.
Bull. Centre de Géomorph. CNRS. N°17. Caen
4. **Barton N. 1973**
Review of a new shear criterion for rock joints
Eng.Geol., vol.7, n°4. London
5. **Barton N., Choubey V. 1977**
The shear strength of rock joint in theory and practice
Roc. Mec., vol.10., p 1-54, London
6. **Baynes F.J., Dearman W.R., Irfan Y.,1978**
Practical assessment of grade in a weathered granite
Bull. AIGI, vol 18, p 101-109, Paris
7. **Bertouille H. 1972**
Etude mathématique des phénomènes de thermoclastie et de cryoclastie
Bull. Centre de Géomorph. CNRS. N°12, p 2-29, Caen
8. **Biot P. 1976**
Les expériences d'altération chimique
Bull. Centre de Géomorph. CNRS. N°21, p33-41, Caen
9. **Blair D.P., Siggins A.F., Wold M.B. 1984**
Stress sensitivity of seismic pulse velocity and rise time in a rock like material
Rock. Mec., vol 21. London
10. **Caroll D. 1970**
Rock weathering
Plenum Press. New-York, 280 p, London
11. **Cojean R., Douiri F. 1985**
Stabilité des talus en mine à ciel ouvert. Méthodes de calcul
Rapport interne CGI. ENSMP. Paris
12. **Cojean R. 1991**
Stabilité des versant et talus rocheux
CGI. ENSMP, 150 p, Paris

13. **Cojean R., Fleurisson J.A. 1987**
Fracturation des massifs rocheux : analyse, description statistique, simulation et application à la stabilité des talus de mines à ciel ouvert
Com. aux Jour. d'et. CORSS. Min. de l'Ind. Paris
14. **Correns C.W., Engelhardt (von) W. 1938**
Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifeldspaten
Chemie der Erde, n°12, 380 p, Berlin
15. **Coutard J.P. Lautridou J.P. 1977**
Effets du gel sur diverses roches de Normandie (grès, granites, silex)
Bull. Soc. Linn. Norm., p 18-23, Caen
16. **Dearman W.R. 1974**
Weathering classification in the characterisation of rock for engineering purposes in british practice
Bull. AIGI, vol. 9., p33-42, Paris
17. **Dearman W.R. 1978**
Weathering classification in the characterisation of rock : a revision
Bull. AIGI, vol. 18. Paris
18. **Doubeykovsky S.G. Alekseev A.F. 1979**
Ingenerno-geologitcheskie ouslovia Bagenovskogo mestorojdenia. (Les conditions géotechniques du gisement de Bagenovskoe)
En russe, 280 p. Gorni Inst. Ed. Sverdlovsk
19. **Doubeykovsky S.G. Kosterova T.K. 1985**
O principakh rastchlenenia eluvialnikh groudov Urala. (Les principes de classification des profils d'altération de l'Oural)
En russe. Ing. Geol. Urala, p 27-41, Sverdlovsk
20. **Duchaufour P. 1968**
L'évolution des sols. Essai sur la dynamique des profils
Masson, 100 p. Paris
21. **Dufournet F. 1987**
Adaptation des ciments magnésiens au stockage souterrain des déchets nucléaires
Thèse CGI. ENSM, 160 p, Paris
22. **Emelianova E.P. 1972**
Ossnovnie zakonomernosti opolznevikh processov. (Les principes généraux du développement des processus de glissements)
En russe, p 49-62., Nedra. Moscou
23. **Emelianova E.P. 1976**
Analyse metodov i ossobennosti prognosa opolzneï v gorno-skladchatikh oblastiakh. (Une analyse des methodes de prévision des glissements de terrains dans les régions montagneuses)
En russe, p 33-51. Ed. MGU. Moscou

24. **Erchov E.D., Akimov Ju. P. 1979**
 Phasovii sostav vlagi v merzlikh porodakh. (Les phases de l'humidité dans les roches gelées)
En russe, 348 p. Nedra. Moscou

25. **Erchov E.D. 1982**
 Cryolithogénèse
En russe, 260 p. Ed. MGU. Moscou

26. **Fissenko G.L. 1965**
 Oustoitchevost bortov carrierov i otvalov (La stabilité des talus de mines à ciel ouvert et des stériles)
En russe, 380 p. Nedra. Moscou

27. **Fleurisson J.A. 1993**
 Etude géotechnique du gisement de chromite de Bemanevika (Madagascar). Analyse de la stabilité des talus finals
Rapport ARMINES-CGI. ENSMP, 80 p. Paris

28. **Fookes P.G., Dearman W.R., Franklin J.A. 1971**
 Some engineering aspects of rock weathering
Quat.Journ. of Eng. Geol., vol.4. London

29. **Fourmaintraux D. 1976**
 Caractérisation des roches. Essais de laboratoire. Dans le livre « La mécanique des roches appliquée aux ouvrages du génie civil » sous la direction de M.Panet
Masson, p 39-48. Paris

30. **Frederikson A.F. 1951**
 Mecanisms of weathering
Bull. Geol. Soc. Amer., 180 p. New York

31. **Gervais F. 1993**
 Modélisation géométrique d'un réseau de fracturation dans un massif rocheux stratifié
Thèse. ENSMP, 150 p. Paris

32. **Goldich S.S. 1938**
 A study of rock weathering
Journ. Geol. vol. 46. London

33. **Golodkovskaia G.A., Chaoumian L.V. 1975**
 Vliyanié tectonitcheskoi treschinovatosti na svoïstva i sostoyanié massivov gornikh porod (L'influence de la fracturation tectonique sur l'état et les propriétés géotechniques des massifs rocheux)
En russe, p 19-28. Ed. Kola-AN SSSR. Appatite

34. **Gorchkov N.I. 1978**
 The Geology of USSR. Hercynian feosynclinal fold system of the Urals
Naouka, p 134-186. Moscou

35. **Goulakian A.T., Kuntzel K.K., Postoev P.I. 1980**
 Opolznevié processi (Les glissements de terrain)
En russe, 115 p. Ed. VSEGINGEO. Moscou

36. **Grolier J., Fernandez A., Hucher M., Riss J. 1991**
Les propriétés physiques des roches. Théories et modèles
Masson, p285-290. Paris
37. **Guéguen Y., Palciauskas V. 1992**
Introduction à la physique des roches
Hermann ed, 380 p. Paris
38. **Hoek E., Brown E.T., Asce M. 1980**
Empirical strength criterion for rock masses
Jour. Geotech. Eng. Div., vol. 9, p 1013-1030. London
39. **Hoek E., Bray. J.W. 1981**
Rock slope engineering
3th ed. Inst. of Mining, 250 p. London
40. **Ifran T., Dearman W.R. 1978**
The engineering classification and index properties of a weathered granit
Bull. AIGI, vol.17, p 79-90. Paris
41. **Ildefonse P., Proust D., Meunier A., Velde B. 1979**
Role de la structure dans l'altération des roches cristallines au sein des microsystemes.
Bull. Ass. Fr. Mec. des Sols, vol.2-3. Paris
42. **Kiliç R. 1995**
Geomechanical properties of the ophiolites (çankiri/Turkey) and alteration degree of diabase
Bull. AIGI, vol 51, p 64-69. Paris
43. **Koudriavtsev V.A. 1978**
Obstchéé merzlotovedenié (La géocryologie générale)
En russe, 300 p. Ed. MGU. Moscou
44. **Kouznetsov E.A. 1970**
Kratky cours petrographii magmatitcheskikh i metamorphitcheskikh porod (Cours de pétrographie des roches magmatiques et métamorphiques)
En russe, 220 p. Ed. MGU. Moscou
45. **Lautridou J.P. 1971**
Conclusions générales des recherches de gélifraction expérimentale du Centre de Géomorphologie.
Bull. Centre Géomorph. CNRS. vol.19, p 21-28. Caen
46. **Lautridou J.P. 1976**
Les thèmes de recherche au laboratoire de cryoclastie
Bull. Centre Géomorph. SNRS. vol.22. Caen
47. **Legoux P. 1960**
Les péridotites de Conakry et du Kaloum (Rep. de Guinée) et leur serpentinitisation
Bull. Soc. Geol. Fr., p 50-63. Paris

- 48. Lomtadzé V.D. 1977**
Ingenernaia geologia (La géologie de l'Ingénieur)
En russe, 320 p. Nedra. Leningrad
- 49. Makhorin A.A., Porokhovoï E.S.**
Isoutchenié dynamiki opolzneï-potokov na modeliakh iz thermoplasticheskikh materialov (L'étude de la dynamique des glissements-coulées sur les modèles thermoplastiques)
En russe, p 61-89. Ed. MGU. Moscou
- 50. Malaurie J. 1968**
Thèmes de recherche géomorphologique dans le Nord-Ouest du Groenland
These CNRS. Paris
- 51. Millot G. 1964**
Géologie des argiles
Masson. Paris
- 52. Nemcok A. 1972**
Gravitational slope deformation in high mountains
24th Int. Geol. Congr., p 18-32. London
- 53. Normalisation Française P 18-593. 1990**
Granulat. Sensibilité au gel
Paris
- 54. Normalisation Française P 18-573. 1990**
Granulat. Essai de Los Angeles
Paris
- 55. Normalisation Française NF B10-513. 1991**
Produits de carrières. Pierres naturelles. Essai de gel
Paris
- 56. Normalisation Française P 18-424. 1994**
Béton. Essai du gel sur béton
Paris
- 57. Patton F.D., Deere D.U. 1971**
Geologic factors controlling slope stability in open pit mining
Ed. Brawner Co. New York
- 58. Pedro G. 1964**
Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines
Thèse. CNRS, 345 p. Paris
- 59. Pedro G. 1979**
Caracterisation générale des processus de l'altération hydrolytique. Base des méthodes géochimiques et thermodynamiques
Jour. Sc. du Sol, p 73-89. Paris

60. **Petit, Bourgeat. 1965**
Les lavakas malgaches : un agent d'évolution des versants
Bull. Ass. Geol. Fr. Paris
61. **Popov I.V. 1951**
Ingenernaia geologia (La géologie de l'Ingénieur)
En russe, 260 p. Ed. MGU. Moscou
62. **Porokhovoï E.S. 1992**
Etude de la stabilité des talus à long terme de la mine à ciel ouvert de Bertholène (TCMF-Aveyron)
DEA. CGI. ENSMP, 68 p. Paris
63. **Price D.G. 1993**
A suggested method for the classification of rock mass weathering by a rating system
Quat. Jour. of Eng. Geol. vol. 26, p 69-76. London
64. **Ratz M.V., Tchernichov S.N. 1970**
Treschinovatost i svoïstva treschinovatikh gornikh porod (La fracturation et les propriétés des massifs fracturés)
En russe, 100 p. Nedra. Moscou
65. **Rogers A.F., Kerr P.F. 1942**
Optical mineralogy
Mc Graw-Hill book Co. London. New York
66. **Roubault M. 1963**
Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant
Lamarre-Poinat. Paris
67. **Rougerie M.G. 1965**
Les lavakas dans l'évolution des versant à Madagascar
Bull. Ass. Geol. Fr., p 15-33. Paris
68. **Sassov A. Yu. 1989**
An integrated PC-based image analysis system for microtomography and quantitative analysis of inner microobject structure
Jour. of Microsc. vol. 156, p 91-103. London
69. **Saveliev B.A. 1986**
Fizika, khimiya i strukturi prirodnikh l'dov i merzlikh porod (Physique, chimie et structures des glaces naturelles et des roches gelées)
En russe, 330 p. Nedra. Moscou
70. **Schott J., Bernez R.A. 1985**
Dissolution mechanisms of pyroxenes and olivines during weathering. (in « Chemistry of weathering »)
Reidel Pub. Co. London, p 35-53. New York
71. **Sergeev E.M. 1978**
Ingenernaia geologia (La Géologie de l'Ingénieur)
En russe. Ed. MGU. Moscou

72. **Skinner B.J. 1966**
Thermal expansion (in « Handbook of Physical Constants »)
Geol. Soc. of America, p 77-93. New York
73. **SNIP II 15-74 (Normes Soviétiques des Constructions et des Matériaux). 1974**
Fisiko-mekhanitcheskie svoïstva gornikh porod (Les propriétés physico-mécaniques des roches)
Stryizdat. Moscou
74. **Tanays E. 1989**
Approche algorithmique des conceptions géométrique et géologique de mines à ciel ouvert
Thèse. CGI. ENSMP, 218 p. Paris
75. **Tanays E., Cojean R., Hantz D., Savary R. 1989**
Automatisation de la détection des risques de ruptures et de l'évaluation de la stabilité des flancs d'une mine à ciel ouvert
Ind. Min., p 35-44. Paris
76. **Tchernichov S.N. 1984**
Treschinovatost gornikh porod i éyè vliyanié na oustoitchevost otkossov (La fracturation des massifs rocheux et son influence sur la stabilité des talus)
En russe, 180 p. Nedra
77. **Tchurinov M.V.(red.) 1981**
Spravotchnik po ingenernoï geologii (Le manuel de Géologie de l'Ingénieur)
En russe, 290 p. Nedra. Moscou
78. **Thiry M. 1984**
Altération et argiles. Aspects minéralogique et géophysique
CGGM-ENSMP et RCP-CNRS, p 123-137. Paris
79. **Tourenq C., Fourmaintraux D., Denis A. 1971**
Propagation des ondes et discontinuités des roches
Sym. Soc. Int. Mec. des Roches, p 77-92. Nancy
80. **US dep. of Commerce. 1994**
World weather records 1971-1990
Peter M. Steures Ed. New York
81. **Varnes D.J. 1958**
Landslides types and processes. Landslides and engineering practice
Trans. Res. Rep. Acad. Sc. Washington
82. **Varnes D.J. 1978**
Slope movement types and processes in landslides : analysis and control
Trans. Res. Rep. Acad. Sc. Washington
83. **Vernadsky V.I. 1944**
Osnovi Ingenernoï Geologii (Les principes de la Géologie de l'Ingénieur)
En russe, 300 p. Nedra. Moscou

84. Zhao J., Broms B.B. et al. 1994

A study of the weathering of the Bukit Timan granite

Bull. AIGI. vol. 49-50, p 98-106. Paris

85. Zolotarev G.S. 1986

Ingenernaia geodinamika (La géodynamique)

En russe, 275 p. Ed. MGU. Moscou

86. Zoloev K.K., Popov B.A. 1985

Bagenovskoé mestorogdenié chrisotil-asbesta (Le gisement d'amiante de Bagenovskoe)

En russe, 250 p. Nedra. Moscou

87. Ziangirov R.S., Root P.E., Fillimonov D.S. 1984

Practicoum po mekhaniqué grountov (Travaux pratiques de mécanique des roches et des sols)

En russe, 115 p. Ed. MGU. Moscou

STABILITE A LONG TERME DES TALUS DE MINES A CIEL OUVERT DANS LES MASSIFS DE ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES

RESUME

Le présent travail est consacré aux problèmes de l'altération de roches basiques et ultrabasiques sous des conditions climatiques différentes et à l'influence de ces processus sur la stabilité à long terme des talus de mines à ciel ouvert. Les roches font partie d'anciens profils d'altération et, mises à jour par l'exploitation, subissent des altérations météoriques modernes qui changent les paramètres pétrographiques et géotechniques les caractérisant, ceci au niveau de la matrice rocheuse et du massif rocheux.

Deux objets ont été étudiés au cours de ce travail : la mine de chromite de Bemanevika (Madagascar) où les metabasites et méta-ultrabasites sont très intensivement altérées sous conditions climatiques tropicales et la mine d'amiante de Bagenovskoe (Oural Central, Russie), où des roches de même type sont exposées à l'altération sous conditions tempérées continentales. La prévision de la stabilité des talus à long terme, en tenant compte du développement de l'altération dans les massifs, y a été analysée.

Nous avons également procédé à des simulations en laboratoire de l'altération et de l'évolution de l'altérabilité de diverses roches. Deux types de simulation ont été réalisés : l'altération physique par cycles de gel-dégel intensif et l'altération chimique par cycles de lessivage en eau chaude en extracteur Soxhlet.

L'analyse et la comparaison des résultats en laboratoire et *in situ* permettent de quantifier les processus d'altération et, enfin, d'établir les schémas de développement à long terme d'instabilités dans différents massifs rocheux sous diverses conditions climatiques.

Mots-clés : mines à ciel ouvert, massif rocheux, matrice rocheuse, altération, altérabilité, stabilité des talus, facteurs de sécurité, prévision à long terme, simulation de l'altération, cycles de gel/dégel, Soxhlet, Bemanevika, chromite, Bagenovskoe, amiante.

LONG TERM SLOPE STABILITY OF OPEN PIT IN BASIC AND ULTRABASIC ROCK MASSES

ABSTRACT

The present work is devoted to the weathering of basic and ultrabasic rocks under various climatic conditions and to the influence of such processes on the long term slope stability in open-pits. The rocks belong to old weathering profiles and, when outcropping by exploitation, are submitted to meteoric weathering which modify their petrographic and geotechnical parameters, at both the rock matrix and the rock mass scale.

During this work, two sites were investigated : the chromite mine of Bemanevika (Madagascar), where the ultrabasites and the meta-ultrabasites are intensively weathered under tropical climatic conditions, and the asbestos mine of Bagenovskoe (Central Oural, Russia), where the same kind of rocks are exposed to weathering under tempered continental conditions. The long term forecasting of slope stability, taking into account the weathering development, was analyzed in both cases.

We also implemented laboratory simulations of the weathering of various rocks and rock sensitivity to weathering. Two kind of simulations were conducted : physical weathering by intensive frost/thaw cycles, and chemical weathering by leaching cycles in hot water using Soxhlet extractors.

The data analysis and the comparison made between laboratory and *in situ* results allow to quantify the weathering process and, at least, to give an outline of long term development of instabilities in several rock masses, under various climatic conditions.

Key-words : open pit, rock mass, rock matrix, weathering, alterability, slope stability, security factor, long term forecasting, weathering simulation, frost/thaw cycles, soxhlet, Bemanevika, chromite, Bagenovskoe, asbestos.