



**HAL**  
open science

## Métamorphisme et granitisation du massif de Chapedony (Iran central)

A. Houchmand Zadeh

► **To cite this version:**

A. Houchmand Zadeh. Métamorphisme et granitisation du massif de Chapedony (Iran central). Géologie appliquée. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1969. Français. NNT: . tel-00566514

**HAL Id: tel-00566514**

**<https://theses.hal.science/tel-00566514>**

Submitted on 16 Feb 2011

**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.

Docteur Ingénieur  
N° d'ordre :

UNIVERSITE DE GRENOBLE  
Faculté des Sciences

METAMORPHISME ET GRANITISATION DU MASSIF  
CHAPEDONY (Iran central)

par A. HOUCHMAND-ZADEH  
Ingénieur du Service Géologique de l'Iran

Thèse présentée pour obtenir le grade  
de DOCTEUR INGENIEUR

Soutenue le 22 Juillet 1969 devant la Commission d'Examen

Jury;	M.M.	R. MICHEL	Professeur	Président
		P. GIRAUD	Professeur	Examineurs
		P. VIALON	Maitre de Conférences rapporteur	
		N. KHADEM	Directeur du Service Géologique de l'Iran	Invité

FACULTE DES SCIENCES  
DE GRENOBLE

-----

LISTE DES PROFESSEURS

-----

DOYEN HONORAIRE : Monsieur MORET  
DOYEN : Monsieur BONNIER

PROFESSEURS TITULAIRES

MM. NEEL Louis	Physique Expérimentale
HEILMANN René	Chimie Organique
KRAVTCHENKO Julien	Mécanique rationnelle
CHABAUTY Claude	Calcul différentiel et intégral
BENOIT Jean	Radioélectricité
CHENE Marcel	Chimie Papetière
FELICI Noël	Electrostatique
KUNTZMANN Jean	Mathématiques Appliquées
BARBIER Reynold	Géologie Appliquée
SANTON Lucien	Mécanique des Fluides
OZENDA Paul	Botanique
FALLOT Maurice	Physique Industrielle
KOSZUL Jean-Louis	Mathématiques
GALVANI O.	Mathématiques
MOUSSA André	Chimie Nucléaire
TRAYNARD Philippe	Chimie Générale
SOUTIF Michel	Physique Générale
CRAYA Antoine	Hydrodynamique
REULOS René	Théorie des Champs
BESSON Jean	Chimie Minérale
AYANT Yves	Physique Approfondie
GALLISSOT	Mathématiques
Mlle LUTZ Elisabeth	Mathématiques
BLAMBERT Maurice	Mathématiques
BOUCHEZ Robert	Physique Nucléaire
LLIBOUTRY Louis	Géophysique
MICHEL Robert	Minéralogie et Pétrographie
BONNIER Etienne	Electrochimie et Electrometallurgie
DESSAUX Georges	Physiologie Animale
PILLET E.	Physique Industrielle et Electrotechnique
YOCCOZ Jean	Physique Nucléaire Théorique
DEBELMAS Jacques	Géologie Générale

.../...

MM.	GERBER Robert	Mathématiques
	PAUTHENET R.	Electrotechnique
	VAUQUOIS Bernard	Calcul Electronique
	BARJON Robert	Physique Nucléaire
	BARBIER Jean-Claude	Physique
	SILBER R.	Mécanique des Fluides
	BUYLE-BODIN Maurice	Electronique
	DREYFUS Bernard	Thermodynamique
	KLEIN Joseph	Mathématiques
	VAILLANT François	Zoologie et Hydrobiologie
	ARNAUD Paul	Chimie
	SENGEL Philippe	Zoologie
	BARNOUD Fernand	Biosynthèse de la Cellulose
	BRISSONNEAU P.	Physique
	GAGNAIRE Didier	Chimie Physique
Mme	KOFLER Lucie	Botanique
	DEGRANGE Charles	Zoologie
	PEBAY-PEROULA Jean-Claude	Physique
	RASSAT André	Chimie Systématique
	DUCROS Pierre	Cristallographie Physique
	DODU Jacques	Mécanique Appliquée I. U. T.
	ANGLES D'AURIAC Paul	Mécanique des Fluides
	LACAZE Albert	Thermodynamique

#### PROFESSEURS SANS CHAIRE

MM.	GIDON P.	Géologie et Minéralogie
	GIRAUD P.	Géologie
	PERRET R.	Servomécanisme
Mme	BARBIER M. -J.	Electrochimie
Mme	SOUTIF J.	Physique
	COHEN Joseph	Electrotechnique
	DEPASSEL R.	Mécanique des Fluides
	GASTINEL Noël	Mathématiques Appliquées
	GLENAT René	Chimie
	BARRA Jean	Mathématiques Appliquées
	COUMES André	Electronique
	PERRIAUX Jacques	Géologie et Minéralogie
	ROBERT André	Chimie Papierière
	BIAREZ Jean	Mécanique Physique
	BONNET Georges	Electronique
	CAUQUIS Georges	Chimie Générale
	BONNETAIN Lucien	Chimie Minérale
	DEPOMMIER Pierre	Physique Nucléaire et Génie Atomique
	HACQUES Gérard	Calcul Numérique
	POLOUJADOFF Michel	Electrotechnique
Mme	KAHANE Josette	Physique
Mme	BONNIER J. -M.	Chimie
	VALENTIN Jacques	Physique
	PAYAN Jean-Jacques	Mathématiques

.../...

PROFESSEURS ASSOCIES

MM. NAPP-ZINN  
RODRIGUES Alexandre  
STANDING Kenneth

Botanique  
Mathématiques Pures  
Physique Nucléaire

MAITRES DE CONFERENCES

MM. LANCIA Roland  
DEPORTES C.  
Mme BOUCHE Liane  
SARROT-REYNAULD J.  
KAHANE André  
DOLIQUE Jean-Michel  
BRIERE Georges  
DESRE Georges  
LAJZEROWICZ  
BERTRANDIAS J. -P.  
LAURENT P.  
Mme BERTRANDIAS Françoise  
LONGEQUEUE J. -P.  
SOHM Jean-Claude  
ZADWORNY François  
DURAND F.  
CARLIER Georges  
AUBERT Georges  
DELPUECH Jean-Jacques  
PFISTER Jean-Claude  
CHIBON P.  
IDELMAN S.  
BOUVARD Maurice  
RICHARD Lucien  
PELMONT Jean  
BLOCH Daniel  
BOUSSARD Jean-Claude  
MOREAU René  
BRUGEL L.  
SIBILLE R.  
ARMAND Yves  
BOLLIET Louis  
KUHN Gérard  
GERMAIN Jean-Pierre  
CONTE René  
JOLY Jean-René  
Mlle PIERY Yvette  
BERNARD Alain

Physique Atomique  
Chimie  
Mathématiques  
Géologie Propédeutique  
Physique Générale  
Electronique  
Physique  
Chimie  
Physique  
Mathématiques Appliquées  
Mathématiques Appliquées  
Mathématiques Pures  
Physique  
Electrochimie  
Electronique  
Chimie Physique  
Biologie Végétale  
Physique  
Chimie Organique  
Physique  
Biologie Animale  
Physiologie Animale  
Hydrologie  
Botanique  
Physiologie Animale  
Electrotechnique I. P.  
Mathématiques Appliquées I. P.  
Hydraulique I. P.  
Energétique I. U. T.  
Construction Mécanique I. U. T.  
Chimie I. U. T.  
Informatique I. U. T.  
Energétique I. U. T.  
Construction Mécanique I. U. T.  
Thermodynamique  
Mathématiques Pures  
Biologie Animale  
Mathématiques Pures

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

MM. SAWCZUK A.  
CHEEKE John  
YAMADA O.  
NATR Lubomir  
NAYLOR Arch  
SILBER Léo  
NOZAKI Akihiro  
RUTLEDGE Joseph  
DONOHO Paul  
EGGER Kurt

Mécanique des Fluides  
Thermodynamique  
Physique du Solide  
Biologie Végétale  
Physique Industrielle  
Radioélectricité  
Mathématiques Appliquées  
Mathématiques Appliquées  
Physique Générale  
Biologie Végétale

à Monsieur Pierre VIALON,

que je considère comme mon maître en géologie  
et qui le restera,  
parce qu'il fut à l'origine de ce travail,  
parce que son accueil fut chaleureux et sa patience  
inlassable tout au long de ces deux années où, comme  
on apprend à un enfant à marcher, il m'a guidé et  
enseigné le travail de pétrographe,  
parce qu'il n'économisa ni son temps, ni ses conseils  
et compléta la valeur scientifique de ma thèse,  
en témoignage d'admiration pour ses capacités, son  
intelligence, sa gentillesse et sa modestie.

## AVANT - PROPOS

---

Au début de ce travail, je tiens à exprimer ma reconnaissance :

au Gouvernement français, qui a financé mes études en France pendant deux ans,

à Monsieur le Professeur Robert MICHEL qui, très accueillant, m'a permis de profiter de toutes les possibilités matérielles de l'Institut Dolomieu. Il a effectué de nombreuses démarches pour que mon travail soit mené à bien, et a bien voulu accepter de présider mon jury,

à Monsieur Nasrolah KHÂDEM, Directeur du Service Géologique de l'Iran, qui m'a laissé venir en France pour me perfectionner,

à Monsieur le Professeur Pierre GIRAUD, pour la patience avec laquelle il m'a écouté et l'affabilité de ses conseils,

à Madame BOCQUET, tout particulièrement, qui m'a traité avec la civilisation occidentale et une âme philosophique d'Orient. Toujours prête à m'aider, que ce soit dans les techniques de travail ou dans la langue française, elle m'a consacré sans hésiter une grande part de son temps, pour lire le manuscrit, en corriger le français et le revoir encore. Il m'est difficile de lui exprimer mes sentiments à la fois respectueux, amicaux et reconnaissants,

à Monsieur Carl Eric EHRSTROM, avec qui j'ai eu de longues discussions sur de nombreux points de ma thèse, qui m'a guidé et conseillé,

à Madame USELLE et Madame KELLER, à qui je dois les analyses chimiques qui figurent dans ce texte et qui ont toujours été prêtes à me rendre service,

à Mademoiselle LOUVAT qui constamment a su trouver un moment pour me décharger avec gentillesse des multiples problèmes matériels qui m'assaillaient.

à Madame TELMAT et Monsieur CHABERT, qui eurent la lourde tâche de mettre cet ouvrage dans sa forme définitive.

à tous les Professeurs et aux Techniciens de l'Institut, qui m'ont aidé à faire aboutir mon travail.



## SOMMAIRE

pages

Liste des figures  
Liste des planches  
Liste des tableaux

### CHAPITRE 1 - INTRODUCTION

1-1 - Présentation géographique de l'Iran .....	1
1-2 - Géologie de l'Iran .....	2
1-3 - Massif Châpédony .....	12
1-3-1 - Géographie .....	12
1-3-2 - Géologie historique .....	13

### CHAPITRE 2 - GEOLOGIE REGIONALE DU MASSIF CHÂPEDONY .....

2-1 - Généralités .....	21
2-2 - Les grands ensembles pétrographiques .....	21
2-3 - Les roches volcaniques et intrusives .....	28
2-4 - Les faciès de migmatisation .....	31
2-5 - Tectonique .....	39

### CHAPITRE 3 - PETROGRAPHIE .....

3-1 - Les gneiss .....	43
3-1-1 - Les gneiss calco-alcalins .....	43
3-1-2 - Les gneiss basiques .....	62
3-1-3 - Les gneiss amphiboliques .....	75
3-1-4 - Les gneiss divers .....	77
3-2 - Les faciès de migmatisation .....	85
3-2-1 - Les pegmatites de l'Ensemble des gneiss blancs .....	85
3-2-2 - Les pegmatites de l'Ensemble des amphibolites .....	90
3-2-3 - Les pegmatites diverses .....	94
3-2-4 - Les aplites .....	97
3-3 - Les intrusions quartzo-dioritiques .....	99
3-4 - Les amphibolites .....	107
3-4-1 - Les amphibolites à cummingtonite .....	107
3-4-2 - Les amphibolites sans cummingtonite .....	116
3-4-3 - Les amphibolites à biotite .....	120
3-4-4 - Aspect chimique des amphibolites .....	127
3-4-5 - Discussion .....	129

	pages
3-5 - Les roches carbonatées .....	158
3-5-1 - Les paragenèses banales .....	158
3-5-2 - Groupe des paragenèses marginales .....	165
3-5-3 - Aspect chimique .....	178
3-5-4 - Discussion .....	179
3-6 - Les roches scapolitiques .....	188
3-6-1 - Les roches scapolitiques proprement dites .....	188
3-6-2 - Les pyroxénites .....	190
3-6-3 - Les faciès à pyroxène et plagioclase .....	190
3-6-4 - Les leptynites .....	190
3-6-5 - Discussion .....	191
3-7 - Les dykes quartzo-dioritiques .....	199
3-8 - Les mylonites .....	201
<b><u>CHAPITRE 4 - PETROLOGIE - INTERPRETATION - CONCLUSION</u></b> .....	<b>207</b>
4-1 - Métamorphisme .....	209
4-1-1 - Paragenèses et diagrammes A C F - A' K F .....	210
4-1-2 - Les conditions P T X du métamorphisme .....	213
4-2 - Granitisation .....	218
4-3 - Suite des événements géologiques .....	229
4-3-1 - Sédimentation .....	229
4-3-2 - Tectonique .....	229
4-3-3 - Métamorphisme .....	230
4-4 - Conclusions générales résumées .....	237
<b><u>BIBLIOGRAPHIE</u></b> .....	<b>239</b>

## LISTE DES FIGURES

---

### Figures

	pages
1-1 - Carte tectonique de l'Iran .....	3
1-2 - Carte géologique de la région Post-e-Bādām - Sāghand .....	16
2-1 - Carte géologique du Massif Châpédony .....	22
2-2 - Alternance de roches scapolitiques, leptynites .....	28
2-3 - Evolution des pegmatites dans les amphibolites .....	38
2-4 - Minces veines aplitiques recoupant la schistosité .....	39
3-1 - Plagioclases inclus dans le feldspath-K .....	49
3-2 - Evolution de la dissociation du plagioclase par le feldspath potassique .....	49
3-3 - Dissociation du plagioclase par le feldspath-K .....	50
3-4 - Plagioclase entouré par un liséré d'albite .....	55
3-5 - Plagioclase cloisonné par les biotites .....	55
3-6 - Relation entre les couleurs des biotites et leur composition chimique .....	58
3-7 - Zonation dans les allanites .....	59
3-8 - Relation entre les oxydes de fer et magnésium et l'oxyde de silicium dans les roches différentes .....	61
3-9 - Composition chimique des différentes roches magmatiques et sédimentaires portée sur un diagramme A C F et A' F K .....	61
3-10 - Forme amiboïde des plagioclases .....	64
3-11 - Mode de fréquence du rapport longueur (L) sur largeur (l) des biotites ; .....	66
3-12 - Evolution menant à la formation de cordiérite .....	67
3-13 - Relation entre grenat et biotite .....	69
3-14 - Représentation des gneiss basiques sur le triangle K C N .....	74
3-15 - Mode de formation pegmatitique du feldspath potassique et de la tourmaline .....	82
3-16 - Diffractogramme des pyroxènes .....	87
3-17 - Variation des oxydes dans les pegmatites .....	93
3-18 - Répartition des pegmatites sur le triangle K C N .....	96
3-19 - Composition minéralogique virtuelle des pegmatites diverses .....	96
3-20 - Dissolution et recristallisation dans les plagioclases .....	100
3-21 - Clef de la figure 3, planche 16 .....	100
3-22 - Reprise d'un plagioclase ancien par une zonation plus récente .....	102
3-23 - Mise en place d'allure pâteuse du feldspath potassique dans les intrusions quartzo-dioritiques .....	103
3-24 - Répartition des intrusions quartzo-dioritiques sur le diagramme K C N .....	106
3-25 - Mode de coexistence des hornblendes et des cummingtonites .....	108
3-26 - Recristallisation d'un ancien grand plagioclase .....	112
3-27 - Transformation de hornblende verte en trémolite .....	124
3-28 - Répartition des amphibolites dans le triangle K.C N .....	129
3-29 - Répartition des proportions en trémolite en fonction des proportions en trémolite sodique dans les amphibolites .....	131
3-30 - Répartition de Ti et Si dans la molécule unitaire des amphibolés .....	132
3-31 - Relation entre la composition et la paragenèse des amphibolés calciques .....	133
3-32 - Plagioclase ancien se partageant en plusieurs parties dont chacune a un An % différent .....	137

3-33	- Courbes de fréquence du pourcentage en anorthite des plagioclases .....	141
3-34	- Fréquence des différents macles dans des différents plagioclases .....	142
3-35	- Formation de petits plagioclases dans les amphibolites à partir d'un grand plagioclase initial .....	145
3-36	- Répartition graphique des paramètres de NIGGLI dans les types d'association du volcanisme géosynclinal .....	148
3-37	- Répartition du titane dans les roches volcaniques .....	149
3-38	- Mode d'affleurement de la pegmatite et de l'amphibolite .....	149
3-39	- Répartition des compositions virtuelles des pegmatites et des amphibolites .....	151
3-40	- Répartition des paramètres fe, mg et mn des amphibolites et des pegmatites associées .....	152
3-41	- Domaine de stabilité des associations almandin-cordiérite-biotite-sillimanite .....	154
3-42	- Variations des teneurs en Na <sub>2</sub> O, K <sub>2</sub> O et Ca O dans les amphibolites .....	155
3-43	- Quantité atomique des lanthanides ; dans les "shales" et dans l'allanite .....	156
3-44	- Les phlogopites flexueuses dans les marbres .....	159
3-45	- Orientation optique de la clinohumite .....	163
3-46	- Mode d'affleurement des marbres du faciès à plagioclase et clinopyroxène .....	164
3-47	- Alternance dans les marbres de lits à hornblende ou à plagioclase et pyroxène .....	168
3-48	- Mode d'affleurement des bandes décimétriques mono-minérales à la surface des calcaires .....	170
3-49	- Aspect au microscope de la bande à hédénbergite .....	171
3-50	- Coexistence d'hédénbergite et de diopside .....	171
3-51	- Alternance millimétrique des bandes composées de hornblende et de plagioclase .....	172
3-52	- Association de hercynite et de pargasite .....	174
3-53	- Répartition des roches carbonatées sur les diagrammes A C F et A' K F .....	179
3-54	- Structure des micas .....	182
3-55	- Courbes d'équilibre calcite + quartz $\rightleftharpoons$ wollastonite + CO <sub>2</sub> .....	183
3-56	- Relation entre la proportion de (Na + K) des hornblendes communes .....	185
3-57	- Courbes d'équilibre isobares de différentes réactions métamorphiques .....	193
3-58	- Domaine d'équilibre des feldspaths-K, des micas et de la kaolinite en fonction du rapport K <sup>+</sup> /H <sup>+</sup> et de la température .....	196
4-1	- Distribution des valeurs d'obliquité du feldspath alcalin des différents types de roches .....	209
4-2	} Répartition des assemblages minéralogiques des roches du Massif Châpédony sur les diagrammes A C F - A' K F .....	211
4-3		
4-4		
4-5	- Domaine de stabilité de la muscovite, feldspath-K, sillimanite, etc. ....	215
4-6	- Courbe d'équilibre univariante pour la réaction muscovite $\rightleftharpoons$ feldspath-K + corindon + H <sub>2</sub> O .....	217
4-7	- Composition minérale quantitative des gneiss calco-alcalins et de leurs mobilisats .....	221
4-8	- Relation quantitative entre les gneiss basiques et leurs mobilisats .....	222
4-9	- Relation quantitative entre les paragenèses des amphibolites et leurs mobilisats .....	223
4-10	- Situation des points représentant la composition de "minimum melt" et des lignes cotectoniques des sections de différents rapports Ab/An, dans le système Q - Ab - An - Or - H <sub>2</sub> O à PH <sub>2</sub> O = 2 000 bars .....	225
4-11	- Evolution structurale du Massif Châpédony .....	231
4-12	- Séquence lithologique des Ensembles du Massif Châpédony .....	232
4-13	- Champ relatif de stabilité des couples de minéraux dans le système biotite - orthose - muscovite - chlorite - K <sup>+</sup> + H <sub>2</sub> O .....	233
4-14	- Suite des événements géologiques .....	236

## LISTE DES PLANCHES

	pages
<u>Planche 1</u> - Vue plongeante du Massif Châpédony .....	14
<u>Planche 2</u> - .....	27
Figure 1 - Vue du désert avec quelques petits buissons épars	
- 2 - Alternance centimétrique de gneiss noirs et gneiss noirs basiques et gneiss alcalins	
- 3 - Alternance de pegmatites et d'amphibolites	
- 4 - Ancienne veine quartzo-dioritique pincée et morcelée par les effets des déformations	
<u>Planche 3</u> .....	30
Figures 1, 2, et 3 - Veine quartzo-dioritique pénétrant dans les gneiss	
<u>Planche 4</u> .....	33
Figures 1 et 2 - Contact de corrosion en zig-zag entre les gneiss psammitiques et basiques	
-- 3 et 4 - Migmatites	
<u>Planche 5</u> .....	35
Figures 1, 2, 3, 4 - Migmatites	
<u>Planche 6</u> .....	45
Figure 1 - Aspect macroscopique de gneiss alcalin granité	
- 2 - Sorte de zonation dans un feldspath potassique	
- 3 - Gneiss mylonité	
- 4 - Perthites en striation	
<u>Planche 7</u> .....	48
Figures 1, 2, 3 - Perthites	
<u>Planche 8</u> .....	51
Figures 1, 2, 3, 4 - Perthites, antiperthites - les relations mutuelles feldspath-K - plagioclases	
<u>Planche 9</u> .....	53
Figure 1 - La séricitisation des plagioclases	
- 2, 3, 4 - Myrmékites	
<u>Planche 10</u> .....	57
Figure 1 - Myrmékites	
- 2, 3, 4 - Décomposition de la biotite donnant des feldspaths-K + oxydes opaques + chlorites	
<u>Planche 11</u> .....	63
Figure 1 - Allanite pœciloblastique	
- 2, 3 - Ancien plagioclase recristallisé	
<u>Planche 12</u> .....	65
Figures 1, 2, 3 - Relation plagioclase - schistosité	
- 4 - Deux sortes de biotite dans les gneiss basiques	
<u>Planche 13</u> .....	68
Figure 1 - Deux sortes de biotites dans les gneiss basiques	
- 2, 3, 4 - Relations biotite - cordiérite	
<u>Planche 14</u> .....	70
Figure 1 - Cordiérite englobant des biotites courtes	
- 2 - Tourmaline pœcilitique	
- 3 et 4 - Apatites zonées	
<u>Planche 15</u> .....	79
Figures 1 et 2 - Feldspath potassique formant un pavé	
- 3 et 4 - Sillimanite se formant aux dépens de la biotite	

	pages
<u>Planche 16</u> .....	101
Zonation particulière dans les plagioclases des intrusions quartzo-dioritiques	
<u>Planche 17</u> .....	109
Figure 1 - Structure des amphibolites	
- 2 - Plagioclase ancien recristallisé	
- 3 et 4 - Coexistence entre les hornblendes et les cummingtonites	
<u>Planche 18</u> .....	117
Figure 1 - Ancien grand plagioclase recristallisé	
- 2 - Coexistence de cummingtonite et de hornblende	
- 3 et 4 - Microplis dans les amphibolites	
<u>Planche 19</u> .....	123
Transformation de hornblende en allanite et en sphène	
<u>Planche 20</u> .....	125
Transformation de hornblende en allanite, épidote, biotite et chlorite	
<u>Planche 21</u> .....	138
Figures 1, 2, 3, 4 - Plagioclase avec des macles et des parties différentielles	
<u>Planche 22</u> .....	140
Figures 1, 2, 3, 4 - Plagioclase avec des macles et des parties différentielles	
<u>Planche 23</u> .....	161
Figure 1 - Marbre à olivine	
- 2 - Phlogopite laminée	
- 3 - Spinnelle en inclusion dans l'olivine	
- 4 - Coexistence de hornblende et de diopside	
<u>Planche 24</u> .....	176
Figure 1 - Croissance simultanée de plagioclase et de pyroxène	
- 2, 3, 4 - Transformation de diopside en trémolite, épidote, calcite et quartz	

#### LISTE DES TABLEAUX

---

<u>Tableaux</u>	pages
3-1 - Variation de 2 Vx de feldspaths alcalins zonés .....	46
3-2 - Analyse chimique partielle d'un feldspath alcalin (analyse n° 1) .....	47
3-3 - Analyse chimique des gneiss alcalins et calco-alcalins (analyse n° 2 à n° 10) .....	60
3-4 - Analyse chimique des gneiss basiques (analyses 11 à 14) .....	72
3-5 - Analyse chimique des gneiss divers (analyses 15 à 19) .....	81
3-6 - Analyse chimique du feldspath-K (analyse 20) .....	86
3-7 - Analyse chimique des pegmatites de l'Ensemble des gneiss blancs (analyses 21 à 23) .....	89
3-8 - Analyse chimique de grenats. Analyse 24 .....	91
3-9 - Analyse chimique des pegmatites de l'Ensemble des amphibolites - Analyses 25 à 27 .....	92
3-10 - Analyse chimique des pegmatites diverses - Analyses 28 à 35 .....	95
3-11 - Analyse chimique des intrusions quartzo-dioritiques - Analyses 36 à 37 .....	105
3-12 - Caractères optiques des hornblendes et des cummingtonites .....	110
3-13 - Analyse chimique de l'ensemble cummingtonite et hornblende - Analyse 38, .....	111
3-14 - Analyse chimique de hornblende - Analyse 39 .....	119
3-15 - Analyse chimique des amphibolites - Analyses 40 à 45 .....	127

3-16 - Composition moyenne de la roche théorique composée à l'aide de la pegmatite et de l'amphibolite .....	150
3-17 - Teneurs en Mn O/Fe O dans les roches ignées .....	153
3-18 - Analyse chimique de l'hédenbergite - Analyse 46 .....	172
3-19 - Analyse chimique de l'épidote .....	177
3-20 - Analyse chimique des roches carbonatées - Analyses 47 à 50 .....	178
3-21 - Analyse chimique des roches scapolitiques - Analyse 51 .....	189
3-22 - Analyse chimique des dykes quartzo-dioritiques - Analyse 52 .....	199
4-1 - Proportion de quartz, albite et orthose, valeurs du rapport Ab/An dans les gneiss calco-alcalins et leurs mobilisats .....	224

5

CHAPITRE 1 - INTRODUCTION

---

PLAN

- 1-1 - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DE L'IRAN
- 1-2 - GEOLOGIE DE L'IRAN
- 1-3 - MASSIF CHÂPEDONY



## 1. - INTRODUCTION. -

Ce modeste travail a été effectué à la suite d'un mois de recherches de terrain en Iran, pendant le mois Khordâd 1346 (22 mai - 22 juin 1967) et après 19 mois passés en France (1967-1969), grâce à une bourse du gouvernement français. Bien sûr le lecteur y trouvera des erreurs, des opinions hâtives, qui lui paraîtront peu dignes de foi, vides ou fausses, et qui pourraient l'être en réalité.

En accord avec le lecteur, l'auteur pense cet ouvrage incomplet et éphémère, mais il le considère comme un commencement et un fil directeur pour son avenir de pétrologue. Il sera reconnaissant à ceux qui le critiqueront.

La cartographie est basée sur les photos aériennes à l'échelle approximative de 1/55 000, et les altitudes ont été prises à l'altimètre, ajusté à Yazd.

Toutes les analyses chimiques ont été réalisées à l'Institut Dolomieu à Grenoble, par Mmes B. USELLE et F. KELLER.

Les mesures optiques, le tri des minéraux, les déterminations aux Rayons X ont été effectués au moyen des appareils existant à l'Institut Dolomieu sous la direction des professeurs et des techniciens de cet Institut.

Avant de nous occuper du Massif Chapédony, sa situation géographique, et ses problèmes géologiques, il nous a paru nécessaire de faire un exposé rapide sur la géographie et géologie de l'Iran lui-même, afin que le lecteur, peu au courant de cette partie du globe, puisse en avoir une idée générale, et afin de replacer la région étudiée dans son cadre.

### 1-1. - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DE L'IRAN\*

Au point de vue morphologique, l'Iran est proche parente de la haute Asie. On y distingue les chaînes bordières et les régions intérieures.

#### 1-1-1. - Les chaînes bordières

Ces chaînes sont composées des deux guirlandes, septentrionale et méridionale, qui sont les chaînes les plus remarquables de l'Iran.

La guirlande septentrionale comprend, de l'Ouest à l'Est, le Qarah Dagh, qui sépare l'Iran de la Russie, l'Alborz (du Nord de Téhéran au Sud de la mer Caspienne), les monts du Khorassan (dont Kopet Dagh) qui rejoint l'Hindou-Kouch en Afghanistan.

La guirlande méridionale se détache de l'Arménie en Russie en direction du Sud-Est pour former successivement les épaisses chaînes de Zagros et du Fars ; au-delà du golfe de Bandarabbas, elle s'infléchit vers l'Est et prend le nom de Makram.

L'altitude générale de ces chaînes est comprise entre 3 000 et 4 000 m, les hauts sommets dépassant 4 000 m (5 780 m au Damāvand dans l'Alborz et 4 540 m au Zardkuh, dans le Zagros). Les cols, très élevés (2 000 m au moins), sont très difficiles d'accès en raison de la largeur de ces remparts montagneux composés d'une série de chaînes parallèles se succédant sur 200 km de large en général, et séparés les uns des autres par de profondes vallées mal reliées entre elles.

La zone de plateaux encadrée par ces guirlandes montagneuses est encore traversée par deux chaînes transversales, l'une, orientée parallèlement au Zagros, rejoint l'Azerbaïdjan au Nord et le Makran au Sud (dont le Kuh e Hazar dans la région de Kerman à 4 000 m d'altitude), la seconde unit le Makran au Khorassan et suit une direction presque méridienne (chaîne interne orientale, dont les monts de Shotori avec un sommet de 2 838 m).

#### 1-1-2. - Les régions intérieures

Trois grandes régions s'insèrent entre les chaînes bordières et les chaînes internes qui découpent l'Iran.

- a) - A l'Ouest, entre l'Alborz et le Zagros, la région d'Arak est divisée en deux par la chaîne interne occidentale ;
- b) - Au Nord-Est c'est le plateau de Téhéran ;
- c) - Au Sud-Ouest ceux d'Esfahân et de Hamadân.

---

\* - Sauf quelques modifications d'orthographe, les appellations modernes de quelques régions et aussi quelques corrections et compléments d'altitudes, les données géographiques sont tirées de l'ouvrage de Pierre GEORGE (1947).

A l'Est de la chaîne interne occidentale s'étend la principale dépression intérieure de l'Iran, la région des Kavirs (déserts), qui s'abaisse dans la cuvette du Kavir-E-Lut à 300 m d'altitude. C'est le Khorassan intérieur, une des régions les plus désolées de l'Iran. La chaîne transversale orientale le sépare d'un troisième bassin, au moins en partie plus attirant, le Sistân.

### 1-1-3. - Le climat

L'encadrement montagneux de l'Iran détermine d'une manière absolue la délimitation de deux types climatiques : le climat des franges externes et le climat des bassins intérieurs. Le régime des températures est sensiblement le même dans les deux cas : celui d'un climat continental à très gros écarts thermiques.

Les maximums d'été dépassent 50° à Abâdan près du Golfe Persique (on a enregistré jusqu'à 57°). A Téhéran (1 100 m d'altitude) on enregistre en été plus de 40° pour -15° en hiver. Au Nord de Khorassan et en Qouchan, la température s'abaisse souvent à -30°.

Le facteur de différenciation régionale est la distribution des précipitations. L'exposition de l'ensemble de l'Iran par rapport à la direction générale des vents pluvieux apporte une subdivision des marges externes en deux groupes de secteurs : les secteurs arrosés et les secteurs secs. Le Zagros reçoit l'humidité des vents d'Ouest. L'Alborz, surtout sur son flanc nord, est très abondamment arrosé par les vents de la Caspienne (plus de 2 m). Les secteurs secs sont beaucoup plus étendus : tout le Khorassan au Nord-Est, le Fars, le Dashtestân, Balouchestan, Makran, etc., souffrent d'une aridité extrême (la plupart de ces régions reçoivent moins de 300 mm de précipitation et le Kavir lui-même, moins de 100 mm).

Deux types d'évolution morphologique correspondent aux deux domaines climatiques : les versants humides sont des régions d'érosion très vigoureuse et les versants secs évoluent par désagrégation mécanique.

### 1-1-4. - La répartition des régions habitées

La répartition des régions habitées est étroitement conditionnée par la nature du climat local, c'est-à-dire surtout par la répartition des précipitations. La lisière caspienne, la plus humide et la plus plantureuse région de l'Iran, comprend presque un tiers de toute la population iranienne.

Le Khuzestan (continuation orientale de la Mésopotamie) ne bénéficie pas tellement de la pluie, mais à cause de fleuves importants coulant dans cette région (dont le Kârum) et les intérêts industriels (pétrole), est assez peuplé. La capacité d'irrigation de cette région est telle que chaque fois que les conditions politiques ont pu sauvegarder les ouvrages, elles ont créé une vie importante. Nulle part au monde tant de ruines (dont Suse) n'attestent de la fragilité des civilisations les plus brillantes en lisière des déserts.

La côte du Golfe Persique ne serait pas habitable s'il n'y existaient pas des intérêts pétroliers et commerciaux. Ce sont ces intérêts qui attirent et retiennent des hommes par une chaleur de 50°, sous un ciel implacablement lumineux et dans un décor de pierre et de sable.

La vie et le désert se partagent l'intérieur. Au Nord-Est, l'Âzarbaïjan, les flancs du Zagros et de l'Alborz, les pentes et les chaînes internes occidentales ont leur lisière de végétation ou leur chapelet d'oasis. Ces régions ont attiré l'homme depuis des millénaires (régions agricoles de Tabriz, environs de Téhéran, oasis de Hamadan, d'Espahan et de Kermân). Même les montagnes de Khorassan ont leur oasis.

## 1-2. - GEOLOGIE DE L'IRAN

J. STOECKLIN (1965) a distingué en Iran six zones structurales de style tectonique et d'histoire structurale différentes (fig. 1-1)\*:

- 1-2-1 : la plaine de Shatt-al-Arab ;
- 1-2-2 : la zone plissée du Zagros ;
- 1-2-3 : la zone des charriages du Zagros ;
- 1-2-4 : l'Iran central ;
- 1-2-5 : les montagnes de l'Alborz ;
- 1-2-6 : le bloc du Lut.

En nous référant au bel ouvrage de cet auteur nous allons rapidement examiner ces différentes zones, et définir leurs caractéristiques.

---

\* - Cette figure est reproduite avec l'aimable autorisation de J. STÖCKLIN. Il m'est agréable de lui présenter ici mes remerciements.

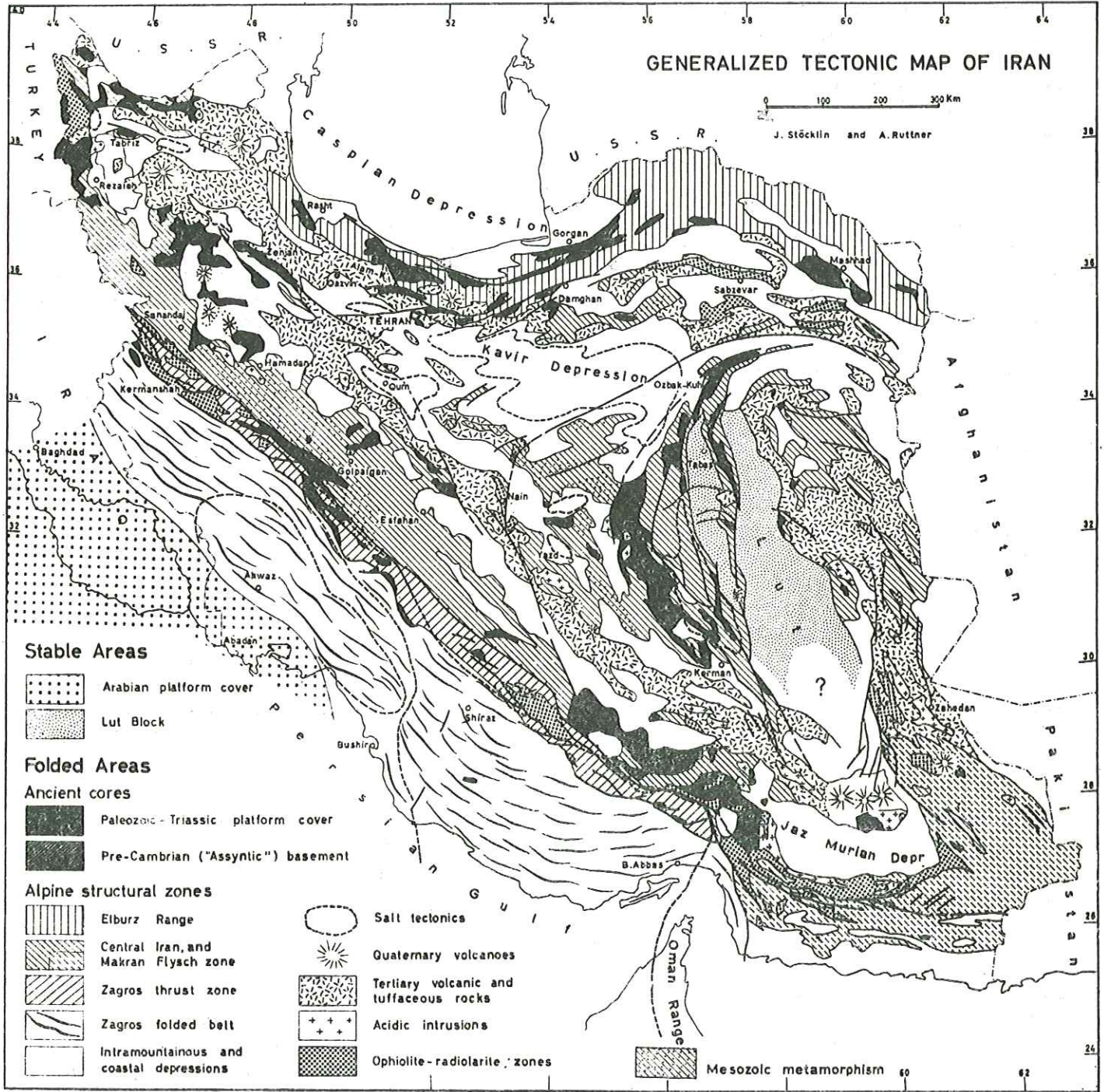


Figure 1-1

#### 1-2-1. - La plaine de Shatt-al-Arab

C'est la partie orientale de la plaine de la Mésopotamie, commençant au Sud de Ahwaz et se terminant au Golfe Persique. Cette zone appartient structurellement à la plate-forme d'Arabie. Elle est couverte de dépôts alluviaux, qui cachent les formations paléozoïques, mésozoïques et tertiaires, que de nombreux forages pétroliers ont atteint. Structuralement, cette zone est simple, avec de légères ondulations de direction nord-sud, parallèles à celles d'Arabie. Sa limite avec les plissements du Zagros est une ligne nette NW-SE qui n'influence pas les faciès sédimentaires et des dépôts marins de faible profondeur ou lagunaires qui prédominent de chaque côté de cette limite.

#### 1-2-2. - La région plissée de Zagros

Cette zone très montagneuse a sa limite septentrionale au Nord de Kermanshah, comprend une partie du Kurdistan, Lorestan, Khuzestan et Fars, et se termine dans le Golfe Persique. Il s'agit d'un orogène géosynclinal, dont la fosse s'est formée au Permien ou au début du Mésozoïque. Cette fosse est remplie de milliers de mètres de sédiments, du Permien jusqu'au Néogène. Ces piles de sédiments recouvrent en discordance des sédiments paléozoïques de plate-forme, semblables à ceux de l'Iran central et septentrional et de l'Arabie centrale. Ces sédiments comprennent à leur partie supérieure les formations surtout salifères de l'Infracambrien. (Voir ci-après). Selon STOECKLIN il se peut que la plate-forme de l'Arabie, qui émet une légère pointe vers le Nord-Est, se continue au-dessous de cette zone. Toute cette séquence n'a été plissée que durant la dernière phase d'origine alpine, soit plio-pléistocène, avec une direction NW-SE. Toute la séquence de l'Infracambrien au Miocène est considérée comme une unité structurale, et la séquence épaisse syn à post-tectonique des conglomérats (conglomérats de Bakhtiary) appartient à une unité plus récente.

#### 1-2-3. - La zone de charriage du Zagros

Cette zone étroite est la continuation nord-est de la zone précédente. Elle sépare cette dernière de l'Iran central. Stratigraphiquement la zone plissée et la zone de charriage de Zagros sont liées mais les sédiments de cette dernière montrent un caractère plus profond.

Là les formations de la couverture mésozoïque ancienne et paléozoïque de la plate-forme, sont charriées vers le Sud en nombreuses écailles imbriquées sur le Mésozoïque récent et le Tertiaire.

Cette zone est limitée au Nord-Est par la principale ligne de chevauchement de Zagros, qui est une faille inverse profonde qui partage un Précambrien autrefois continu en une fraction arabe et une fraction iranienne. Le premier indice de cette séparation se trouve déjà dans l'Infracambrien et ensuite pendant les mouvements alpins, par le chevauchement de la fraction iranienne surélevée sur la fraction arabe enfoncée. Les données géologiques récentes montrent qu'on doit considérer cela plutôt comme un sous-charriage vers le Nord-Est de la fraction arabe sous l'iranienne.

#### 1-2-4. - L'Iran central

Cette zone a une forme triangulaire, se développant au Nord, jusqu'au NW de l'Azerbaïdjan, à l'Est jusqu'aux chaînes N-S de l'Iran oriental et limitée à l'Ouest et au Sud par les montagnes du Zagros. Cette zone a gardé un caractère de plate-forme (comme toutes les autres parties de l'Iran, cette plate-forme s'est formée à la fin du Précambrien) durant le Paléozoïque et le début du Mésozoïque et est devenue une zone orogénique très mobile pendant la fin du Mésozoïque et le Tertiaire. Des mouvements orogéniques ont eu lieu à la fin du Trias déjà et vers la fin du Jurassique-début du Crétacé, menant à un plissement et à des émissions volcaniques plus ou moins intenses et accompagnées dans certaines régions par des intrusions granitiques et un métamorphisme. Ces mouvements sont suivis par des mouvements orogéniques violents à la fin du Crétacé-Paléocène, accompagnés par une importante activité volcanique dont les produits recouvrent de vastes surfaces de cette zone. Ces derniers mouvements sont à leur tour suivis par les mouvements orogéniques de la fin du Tertiaire, qui donnent leur aspect complexe aux chaînes montagneuses et aux bassins intramontagneux de différentes directions, caractéristiques de l'Iran central, style encore accentué par les derniers mouvements orogéniques du Plio-Pléistocène.

#### 1-2-5. - Les montagnes de l'Alborz

Cette région de hautes montagnes débute à l'Est de l'Azerbaïdjan, passe au Nord de Téhéran, au Nord de Khorasan et se poursuit en Afghanistan.

Du point de vue stratigraphique et tectonique cette zone est fort semblable à celle de l'Iran central avec le même complexe de base précambrien et une séquence très semblable allant de l'Infracambrien au Trias sans discordance, mais

avec des lacunes, ce qui montre un caractère de plate-forme et l'absence d'orogénèses paléozoïques. La principale différence entre l'Alborz et l'Iran central est la moindre mobilité de la première région, de telle sorte que les plissements de la fin du Jurassique-début Crétacé n'ont pas donné de discordances dans l'Alborz et qu'ils n'ont été accompagnés ni d'intrusions granitiques ni de métamorphisme, comme cela était le cas en Iran central.

Il existait déjà une chaîne précoce de l'Alborz après les premiers mouvements orogéniques de la fin du Crétacé - Paléocène ; elle se développera ensuite en une solide barrière entre la dépression de l'Iran central au Sud et la dépression arabo-caspienne au Nord. La chaîne montre un chevauchement très incliné vers le Sud sur son versant méridional et un chevauchement escarpé vers le Nord sur son versant septentrional, mais les déplacements provoqués par ces chevauchements n'ont pas été importants. Des failles normales et des plissements ont joué un plus grand rôle et l'intensité des plissements décroît progressivement vers la dépression caspienne.

#### 1-2-6. - Le bloc du Lut

Il s'agit d'une masse rigide dans l'Iran oriental, qui a une direction N-S et est entouré par les montagnes de l'Iran central. Il est probable que la dépression de Jaz Murian, séparée de ce bloc par les roches volcaniques de la montagne de Bazman, puisse être considérée comme sa prolongation méridionale. Vers le Nord il est coupé par la faille de Naiband et par la chaîne de Shotory (Tabas) en deux blocs : à l'Ouest celui de Tabas et à l'Est par le bloc principal du Lut. Ce bloc de Tabas, avec son Mésozoïque subhorizontal, et le bloc principal du Lut, avec ses roches volcaniques paléogènes non dérangées indiquent qu'aucun des mouvements orogéniques alpins n'a affecté cette vraie "masse médiane".

Nous allons maintenant décrire brièvement chaque système géologique, depuis le Précambrien jusqu'aux temps actuels. Pour chaque système, nous étudierons les caractères stratigraphiques et tectoniques et nous comparerons les caractères dans les différentes zones déjà mentionnées.

#### 1-2-7. - Précambrien

Les formations de cet âge sont très différentes du point de vue du métamorphisme et des faciès. A cause de l'absence d'une étude précise on a beaucoup de difficultés à relier les diverses formations de ce système, dispersées sur une vaste étendue au travers de l'Iran. Jusqu'à présent les plus vieilles formations qui ont été observées se situent en Iran central et dans le réseau situé au Sud de Mianeh (figure 1-1). Ces formations comprennent des roches non métamorphiques et aussi des roches fortement métamorphosées qui forment les noyaux anciens. Comme nous l'avons dit, on ne sait si toutes ces roches appartiennent à la même époque et il est même possible qu'elles aient subi plusieurs phases tectoniques, que l'on ignore actuellement; le problème qui se pose est la relation entre les roches métamorphiques et non métamorphiques.

On a trouvé à plusieurs endroits, au-dessous des formations infracambriennes (voir ci-après), des séries métamorphosées ou non ; les relations entre ces séries, claires en certains endroits, ne sont pas tellement évidentes en d'autres.

En Alam-Kah (au Nord-Est de Téhéran, à l'Est de la route Karay-Chalus), GANSSER et HUBER (1962) ont trouvé un complexe métamorphique de plus de 1 000 m d'épaisseur avec micaschistes, marbres, quartzites et des tufs métamorphiques au-dessous des formations infracambriennes. Ces dernières recouvrent plus au Sud et à l'Ouest d'Alam-Kuh, une séquence non métamorphique de plus de 1 000 m de puissance, composée de schistes argileux et siliceux verts avec des intercalations de quartzites et de tufs. Cette séquence est appelée "formation de Kahar" (GLAUS M., 1965). On ignore la relation entre cette formation et les roches métamorphiques, mais STOECKLIN (1965) pense qu'il est possible que le complexe métamorphique représente partiellement l'équivalent métamorphisé de la formation de Kahar.

Dans la montagne de Soltanieh (STOECKLIN-NABAVI et SAMINI, 1965), le contact entre Kahar et les complexes métamorphiques se fait nettement par une transition progressive et le métamorphisme, d'après les auteurs, est en partie dû à l'intrusion d'un granite porphyrique, dépourvu de minéraux ferromagnésiens (granite du Doran).

Ici le contact entre le Kahar et l'Infracambrien est marqué par un net changement lithologique marquant une interruption dans la sédimentation pendant laquelle eut lieu l'intrusion du granite de Doran.

Récemment, au Sud de Mianeh, PELISSIER G. et H. BOLOURCHI ont trouvé à la base du Kahar, un horizon arkosique qui recouvre en discordance les complexes métamorphiques. On peut en déduire que la phase ou les phases de métamorphisme se sont déroulées avant la sédimentation du Kahar dans cette région.

En Golpaigan, O. THIOLE et al., (1967) ont trouvé au-dessous de l'Infracambrien des schistes argileux, des grès et des tufs comparables à la formation de Kahar. Leur contact avec l'Infracambrien est en légère discordance angulaire et ils recouvrent de manière concordante les schistes métamorphiques et les amphibolites.

Toutes ces roches sont recoupées par des intrusions, pétrographiquement semblables au granite de Doran.

A l'Ouest de Kerman une série monotone de schistes argileux verts et de grès arkosiques contenant des radiolaires et d'autres restes de fossiles (série de Morade), est plissée de manière compliquée et est recouverte par l'Infracambrien avec une discordance angulaire importante (série de Rizu) (HUCKRIEDE et al., 1962).

Ces plissements antérieurs à l'Infracambrien ont été attribués par les auteurs, à l'orogénèse "assyntique".

Ces auteurs en 1962, puis HAGHIPOUR et PELISSIER en 1968, ont constaté entre Bafq et Saghand à l'Est, et au Nord-Est de Yazd, que l'Infracambrien ne recouvre pas seulement des séries non métamorphiques de Morade, mais qu'il repose sur des roches métamorphiques de manière discordante, sans conglomérat de base, à l'exception d'un seul endroit. Les roches métamorphiques sont parfois recouvertes dans ces régions par des formations plus jeunes, et même par du Crétacé.

En Ozbak-Kuh (Nord-Ouest de Tabas, Iran central), l'Infracambrien recouvre aussi, avec un contact brutalement discordant, le complexe métamorphique du Précambrien, sans l'intermédiaire de roches non métamorphiques (A. RUTTNER, M. NABAVI et J. HADJIAN, 1966).

Comme nous l'avons vu, les roches précambriennes sont souvent pénétrées par des intrusions granitiques, qui sont souvent appelées granite de Doran (localité type : près du village de Doran, dans la région de Zanja). Ces intrusions n'ont sûrement pas le même âge et il est possible que certaines sont plus anciennes que le granite de Doran lui-même. Dans la plupart des régions ces granites sont tronqués par l'Infracambrien et par conséquent plus vieux que lui. Mais dans la région de Bafq (HAGHIPOOR et PELISSIER, op. cit.), ce granite, pénètre la partie inférieure de l'Infracambrien, "la série de Rizu" ; il est donc plus jeune que cette partie de l'Infracambrien au moins.

ALAVI et al. (1966) ont trouvé dans la région de Takab (au Nord de Sanandaj) une série de rhyolites et de tufs rhyolitiques d'une puissance d'environ 1 000 m (formation de Qarahdash) au-dessous de l'Infracambrien (Bayandor formation). Ils pensent que ces roches sont probablement l'équivalent extrusif de la phase magmatique du granite de Doran. Ajoutons que l'Infracambrien de la région de Kermân (Rizu séries) est dans une certaine mesure semblable à la formation de Qarahdash de Takab, mais dans la région de Kermân, elle repose avec une discordance évidente et avec un conglomérat de base sur les roches non métamorphiques du Précambrien (Morade séries).

STOECKLIN comparant la formation de Kaharde l'Alborz, Zanja et Golpaigan, avec des séries de Morade de Kermân, en déduit que les sédiments du Précambrien ont un caractère géosynclinal et il pense qu'en somme "l'hiatus sédimentaire au-dessus du Kahar à Zanja et la discordance à Golpaigan pourraient être mis en relation avec la discordance post-assyntique au-dessus de la série de Morade dans l'Est de l'Iran". Mais il ajoute quand même que : une relation claire entre ces mouvements de la région de Kermân-Bafq et en Iran septentrional et central, n'est pas encore établie.

Bien que l'on ne sache pas grand chose de la structure interne du Précambrien d'Iran, deux directions importantes sont connues, l'une a une direction N-S et l'autre à une direction NW-SE (STOECKLIN, 1965) ; ces deux directions se reflètent nettement aussi dans la structure du bouclier d'Arabie (SCHURMANN, 1961, in STOECKLIN, 1965).

En essayant de relier le Précambrien d'Iran avec le bouclier précambrien d'Arabie, STOECKLIN (1965) conclut que le premier a un caractère de "socle de plate-forme" pour les sédiments de l'Infracambrien, et qu'il "s'est plus ou moins consolidé par suite de plissements, d'intrusions granitiques et de métamorphisme, de manière analogue au bouclier d'Arabie dont il constitue peut-être son prolongement nord-oriental direct.

#### 1-2-8. - Infracambrien

L'Infracambrien a été divisé en plusieurs formations qui ont reçu des noms différents dans les différentes parties de l'Iran.

Ce sont des formations situées au-dessous du Cambrien inférieur certain et au-dessus du Précambrien, délicat parfois à définir précisément, on l'a vu. Leurs faciès montrent quelques différences suivant les endroits, mais aussi des caractères semblables. En Alborz et dans l'Est de l'Iran, l'Infracambrien, comprend des dolomies épaisses à cherts dans la partie inférieure, des schistes argileux et des grès pourpres dans la partie supérieure.

Suivant KERNAN (HUCKRIEDE, KURSTEN et VENZLAFF, 1962) l'Infracambrien (Rizu séries) qui repose par un conglomérat de base sur le Précambrien (Morade séries), consiste en conglomérats, grès, schistes argileux, dolomies, et une séquence de tufs et de roches volcaniques acides. Au-dessus de ces dernières, il existe un mélange de dolomies, gypses, grès rouges et roches volcaniques.

Plus au Nord, en Ozbak Kuh, au Nord de Tabas, il n'y a ni roches volcaniques, ni évaporites (A. RUTTNER, M.H. NABAVI et J. HADJIAN, 1968), mais les dolomies deviennent importantes et prennent la place des évaporites.

Dans la région de Ravar (STOECKLIN, 1961), l'Infracambrien (Ravar formation) comprend les schistes micacés rouges qui contiennent de plus en plus d'intercalations de calcaires cristallins, dolomies à cherts, gypse et sel dans la partie inférieure de la formation, et à l'Est de Ravar, les roches sont recouvertes d'épais dépôts salifères.

Dans le Zagros et dans la zone de chevauchement du Zagros, l'Infracambrien comprend des grès et des schistes argileux ; et vers le Sud dans les montagnes de Bakhtiary (KING, 1937, in STOECKLIN, 1965), il est uniquement composé d'évaporites et de formations salifères (Horhuz Formation).

On croit qu'il existe une transition graduelle entre les faciès d'évaporites méridionaux (Hormuz Formation) et les faciès septentrionaux à dolomie (STÖCKLIN, 1965, RUTTNER et al., 1968).

Dans l'Alborz, l'Infracambrien ne montre pas un contact net avec le Précambrien, et on n'y a trouvé ni le conglomérat de base, ni discordance.

En Golpaigan (O. THIELE et al., 1966), l'Infracambrien presque exclusivement formé de dolomie, repose sur le Précambrien avec une légère discordance.

En plus de ces changements de faciès dans l'Infracambrien, il y a aussi dans ces formations des variations d'épaisseur allant même jusqu'à leur disparition suivant les endroits. Au Nord de Yazd (NABAVI et VALEH) on ne trouve pas de dolomie à la partie inférieure et la formation supérieure repose directement sur le Précambrien. Parfois les schistes rouges qui appartiennent à la partie supérieure de l'Infracambrien et atteignant une épaisseur de 1 500 m à Yazd, sont totalement absents et le Cambrien repose directement sur la partie inférieure de l'Infracambrien. On peut en déduire que, après l'orogénèse assynclique, les formations précambriennes ont formé une "plate-forme de base" (STÖCKLIN, 1965) et que les conditions de sédimentation des bassins peu profonds et les évaporites ont progressé pour aboutir aux sédiments que nous venons de décrire.

Tout au long de l'Infracambrien, cette plate-forme subissait des pulsations épirogéniques favorisant des accumulations d'évaporites, de roches sédimentaires et de roches volcaniques. Vers la fin de cette époque, les mouvements positifs de cette plate-forme s'accroissant, les sédiments clastiques augmentent et deviennent à grain de plus en plus grossier. Il est fort probable que cette phase tectonique correspond au commencement du système cambrien. Il est possible aussi que certaines ou toutes les formations de l'Infracambrien aient un âge équivalant au Cambrien (J. STÖCKLIN, A. RUTTNER and M. NABAVI, 1964).

#### 1-2-9. - Cambrien et Ordovicien

Le Cambrien inférieur commence par une suite de grès rouge-pourpre, à stratification entrecroisée, arkosiques, d'une épaisseur de 500 à 1 000 m, qui contient des "Cruziana" et d'autres restes fossiles similaires (grès de Lalun). Il est particulièrement remarquable que partout où l'on rencontre cette séquence, elle se termine par un lit de quartzite blanc (Top quartzite), ayant une épaisseur d'environ 50 m. Dans plusieurs pays du Moyen-Orient, on trouve ces formations, qui ont toujours un âge cambrien inférieur.

Sur le "top quartzite" repose en concordance une série carbonatée, qui commence par des dolomies, puis des calcaires, comportant des tribolites qui ont un âge cambrien moyen et supérieur. L'ensemble de ces roches a été appelé Formation de Mila en Alborz central (J. STÖCKLIN et al., 1964). La formation de Mila devient importante à l'Est de l'Iran (Osbaq-Kuh, RUTTNER et al., op. cit.) et se divise en plusieurs formations, qui sont appelées ensemble : "Mila group". La partie inférieure du "Mila group" est composée de dolomies et de roches volcaniques basiques (Kalshaneh formation). Ces roches sont suivies vers le haut par des calcaires, des argiles fines, des schistes argileux et des dolomies (Derengal formation). Enfin sur ces roches on a des argiles fines, des marnes, des calcaires comportant des fossiles ordoviciens. Le "Mila group" atteint 3 000 m d'épaisseur. Dans l'Alborz, l'Ordovicien comprend probablement des grès et des schistes sur la formation de Mila. En Alam Kuh cette dernière contient des calcaires et des dolomies (Lashkarak formation) (M. GLAUS, 1965). Au Nord de Bandar Abbas, il existe aussi des schistes, comportant des fossiles ordoviciens et siluriens (H. BÖCK et al., 1929).

Dans la formation de Mila, on a trouvé en plusieurs endroits des indices d'évaporites (pseudomorphosés de sel). La formation de Mila se réduit à Kermân à 20 m.

Etant donné les sédiments de ces systèmes, on peut dire que la plate-forme de l'Infracambrien existait toujours, mais avec des mouvements négatifs plus prononcés.

#### 1-2-10. - Silurien et Dévonien

Dans une grande partie de l'Iran, les sédiments du Silurien et du Dévonien inférieur sont absents. Ou bien aucun sédiment ne s'est déposé à ces époques, ou bien ils ont été complètement érodés avant le Dévonien moyen.

Dans l'Alborz, aucune trace de Silurien n'a été trouvée jusqu'à présent ; et même dans les éléments du conglomérat de base des formations plus jeunes, on n'en trouve pas. On peut donc dire avec certitude que cette région a été émergée pendant le Silurien.

En Azarbaijan et dans la plus grande partie de l'Iran central, les sédiments d'âge dévonien ou encore plus jeune reposent directement sur le Cambrien, l'Ordovicien ou les formations plus anciennes.

Etant donné l'allure des formations du Dévonien moyen, on peut penser que cette époque a été précédée par une forte érosion qui a détruit plusieurs niveaux. C'est ainsi que la transgression du Dévonien moyen s'est faite sur des terrains

d'âges divers. La régression avait commencé à la fin de l'Ordovicien, et il est probable que les mouvements positifs de la plate-forme correspondent aux mouvements calédoniens d'autres endroits du globe, mais ici il s'agit simplement d'une pulsation épirogénique (STOECKLIN, 1965).

Aucune formation du Dévonien inférieur n'a jusqu'à présent été déterminée par des fossiles typiques et il est probable que les conditions d'érosion ont toujours été actives à cette époque. Contrairement au Silurien, les formations du Dévonien sont nombreuses mais diverses en Iran. Dans la zone du charriage du Zagros, il en existe peu. Mais en Iran central et dans l'Alborz, la mer dévonienne s'est bien développée. Cette mer avait une faible profondeur, et la plupart de ses sédiments sont des grès, parfois aussi des calcaires et des marnes comportant des fossiles typiques. Le Dévonien supérieur comporte des grès, des calcaires gréseux et des calcaires dans l'Alborz central (Geirud formation, ASSERETO, 1963) ; il devient de plus en plus calcaire vers le haut et les fossiles apparaissent petit à petit.

En Iran central, autour de Yazd, de Kashan et aussi de Kermân, les sédiments du Dévonien ont été trouvés et ils ont des caractères semblables à ceux que nous avons dans l'Alborz.

Ensuite la mer qui a recouvert la plus grande part de l'Iran, a existé pendant le Carbonifère inférieur et devenait de plus en plus profonde.

Signalons encore que l'orogénèse calédonienne connue dans d'autres endroits du globe n'a consisté en Iran qu'en mouvements épirogéniques entraînant çà et là des lacunes sédimentaires. Notons aussi qu'aucune discordance angulaire n'a été relevée entre le Dévonien et les sédiments sous-jacents, et que le Carbonifère suit le Dévonien en toute continuité.

#### 1-2-11. - Carbonifère - Permien

Dans l'Alborz et l'Azarbaijan oriental, le Carbonifère inférieur commence par un calcaire fossilifère appelé Mobarak Limestone (R. ASSERETO, 1963). Dans l'Est de l'Iran le Carbonifère comprend des calcaires, marnes, schistes et parfois aussi des dolomies et des grès.

Dans le Zagros et la zone de charriage du Zagros, il existe un horizon gréseux comportant des plantes fossiles. Cet horizon repose sur le Silurien et parfois sur des formations attribuées au Dévonien.

Cet horizon gréseux appartient probablement au Carbonifère ou au Permien inférieur. Signalons que les formations du Carbonifère supérieur n'ont pas été trouvées jusqu'à maintenant. Il semble qu'elles ont été complètement érodées avant le Permien ou bien qu'elles ne se sont pas déposées à cause d'une régression probable de l'époque du Carbonifère inférieur, faisant émerger une grande partie de l'Iran.

A l'Est de l'Iran seulement, dans la région de Tabas, la partie inférieure du Carbonifère supérieur a été trouvée (Sardar formation, RUTTNER et al., 1968).

En raison du fait que les formations permienues débutent par un horizon gréseux sur les formations plus anciennes, dans une grande partie de l'Iran, on doit penser qu'une grande période d'érosion a précédé la transgression de la mer permienne. En plusieurs endroits les sédiments permienues reposent sur le Carbonifère inférieur, le Paléozoïque inférieur, ou même le Précambrien. Les conditions qui régnaient en Iran pendant l'orogénèse calédonienne se sont donc répétées durant l'orogénèse hercynienne : de simples mouvements épirogéniques faisant émerger les formations carbonifères, suivis d'une période de forte érosion, correspondaient ici aux plus importants mouvements connus en d'autres régions du globe.

Dans l'Alborz, cet horizon gréseux, qui comporte parfois des lits de calcaire fossilifère, est appelé formation de Dordu (R. ASSERETO, 1963). Cette formation a une vaste extension dans l'Alborz occidentale et central, et au Nord d'Azarbaijan jusqu'à Mako. La formation de Dordu se poursuit ici par des calcaires du Permien moyen qui ont reçu le nom de formation de Ruteh (R. ASSERETO, 1963). Sur le flanc nord de l'Alborz, le calcaire du Permien moyen est recouvert par une coulée basaltique et des roches volcano-détritiques. Cet horizon est à son tour suivi par les calcaires et les marnes du Permien supérieur (Nesen formation) (M. GLAUS, 1965) qui passent progressivement aux formations inférieures du Trias.

Ces dernières ne se trouvent pas sur le flanc méridional de l'Alborz.

A l'Est de l'Iran, en Ozbak-Kuh, au Nord de Tabas (RUTTNER et al., 1968) et dans les montagnes de Shotorie-Tabas (J. STOECKLIN et al., 1965), la formation de Sardar (600 à 900 m de shales, marnes et grès datés de la fin du Carbonifère - début du Permien) est recouverte par plus de 1 000 m de calcaires et de dolomies (Jamal formation) avec une légère discordance. Ces calcaires comportent des Fusulines et recouvrent les grès à plantes de la formation de Sardar.

C'est ici qu'après la transgression de la mer permienne, les bassins sédimentaires se sont formés et sont restés pendant longtemps sans agitation. Parfois, à cause de mouvements positifs épirogéniques, la terre émergeait, ce qui a entraîné la formation de bauxites (Crétacé supérieur).

Le Permien supérieur a été observé dans l'Alborz, dans la région de Nesa (Karaj-Chalus Road), dans la région Emarat (Téhéran Amol Road, M. GLAUS op. cit.), et dans la région de Jolfa, où il passe au Trias inférieur sans dérangement. Ainsi se termine le Paléozoïque en Iran sans aucun événement tectonique important.



### 1-2-12. - Trias

La deuxième ère géologique commence dans la plus grande partie de l'Iran, après une courte érosion à la fin du Permien, avec des sédiments de mer peu profonde, calcaires et dolomies.

Dans l'Alborz et l'Iran central la partie inférieure du Trias commence avec de minces lits calcaires ayant de nombreuses traces de vers. Des dolomies leur font suite.

A l'Est du Damāvand, on a trouvé une intercalation de gypse dans ces dolomies.

Dans l'Est de l'Iran (Ozbak-Kuh et montagne de Shotori-Tabas, RUTTNER et al., 1968, STOECKLIN et al., 1965), au-dessous des dolomies du Trias, il y a un horizon roussâtre de carbonates argileux (Sorkh Shale formation ; Sorkh signifie en Persan ; rouge), qui a parfois des intercalations conglomératiques et qui repose sur la formation de Jamal. La formation de Sorkh Shale est suivie par les calcaires et dolomies de la formation de Shotori dont l'épaisseur varie selon les endroits de 0 à 1 000 m.

Dans la région de Naibandān au Sud de Tabas, les formations du Trias supérieur comprennent des schistes, des grès, des calcaires coralligènes et parfois des indices de charbon (J.A. DOUGLAS, 1929). Parfois tous les sédiments du Permien et du Trias manquent et le Lias repose directement sur les formations plus anciennes.

Dans le Zagros, au Sud-Ouest de la zone de charriage, les dolomies et les calcaires du Trias (Khanen Kat formation) (GIA. JAMES et al., 1965) poursuivent sans dérangement les calcaires du Permien. A partir de cette époque, une grande différence apparaît entre cette région et le reste de l'Iran. Au Sud-Est de la zone de charriage du Zagros se forme une fosse peu profonde, mais régulièrement subsidente, la fosse du Zagros. Dans cette fosse la sédimentation marine se poursuit calmement depuis le Permo-Trias jusqu'au Jurassique et une grande épaisseur de calcaires et de schales marins mésozoïques et tertiaires se sont accumulés sans discordances.

Dans les montagnes de Kopet Dagh, les sédiments triasiques et probablement permien reposent en discordance sur des formations qui sont probablement aussi anciennes que la formation de Kahay (Précambrien). Il est possible que cette discontinuité soit due à l'orogénèse assyntique, mais cela n'a pas encore été bien étudié.

### 1-2-13. - Jurassique

Les grès et les schistes du Lias qui sont souvent charbonneux (ces lits charbonneux sont exploités depuis longtemps, comme les plus importants gîtes de charbon de l'Alborz central), sont assez uniques dans la plus grande partie de l'Iran et ont reçu le nom de formation de Shemshak (R. ASSERETO, 1966). Dans la partie inférieure de cette formation on a parfois trouvé des fossiles rhétiens et en général ces sédiments sont appelés rhéto-liasiques.

Le cycle d'érosion qui s'est déroulé avant la formation de Shemshak a fait apparaître de nombreuses formations. C'est ainsi que les roches sous-jacentes à cette formation sont très différentes suivant les endroits :

En Talesh (J. EFTEKHARNEJAD et al., 1965) elle repose sur les roches métamorphiques, en Zanjan sur le Permien (J. STOECKLIN et al., 1965) et en Shirgesht-Nord du Tabas, elle repose avec une légère discordance sur la formation de Jamal (Permien supérieur).

C'est ainsi que les légers mouvements épirogéniques du Paléozoïque, accentués au Trias et au Lias, n'ont pas encore été capables de créer des plissements, mais ils ont fait émerger les formations préexistantes et entraîné de fortes érosions parfois même accompagnées d'activité volcanique.

Dans le flanc sud d'Alborz (P. ALLENBACH, 1966) à la base de la formation de Shemshak, il y a une coulée basaltique plus ou moins vaste. De plus des changements de marin à continental et fluviatile, se sont établis tout le long de l'Iran (sauf Zagros). La puissance des sédiments rhéto-liasiques est considérable sur le flanc septentrional de l'Alborz, atteignant 2 000 m (A. HEIM and J. STOECKLIN, 1951).

A la fin du Lias (Toarcien) on a affaire à une transgression générale dans plusieurs parties de l'Iran. A cette époque la sédimentation a changé, et au Jurassique moyen et supérieur les sédiments sont marins (calcaires, marnes et schistes).

A l'Est de l'Iran, les changements de faciès des formations jurassiques sont beaucoup plus prononcés, et on rencontre parfois des évaporites. Dans la région de Tabas, un niveau de calcaire à ammonites (Badamu formation) (STOECKLIN et al., 1965), va du Toarcien jusqu'à la fin du Bajocien. Malgré ce grand laps de temps, il n'a que 50-100 m d'épaisseur. Ce calcaire repose parfois directement, avec un conglomérat de base, sur le Trias moyen. La formation de Badamu est suivie par une séquence épaisse (700 m) de marnes, shales, grès (Baghamshah formation) (STOECKLIN et al., 1965). Cette formation est suivie par des calcaires récifaux, des calcaires oolithiques et parfois aussi des grès.

A la fin du Jurassique ou bien au début du Crétacé, l'Iran central a subi des mouvements orogéniques importants qui entraînent l'existence d'une discordance entre le Crétacé et les formations précédentes. De plus il s'y produisit des intrusions granitiques, dont les batholites de Shirkuh (Yazd), Alvand (Hamadān), Kuh-E-Karkas (Kāshān), qui sont probablement toutes de "la fin du Jurassique".

Ces intrusions ne se présentent pas dans l'Alborz et on n'y observe pas de mouvements précrétacés importants comme dans l'Iran central. Ce sont des points importants qui différencient l'Alborz de l'Iran central.

Sur le flanc nord de l'Alborz, le Jurassique se prolonge par le Crétacé et il semble qu'ici le milieu sédimentaire avait un caractère géosynclinal.

Dans les montagnes de Kopet Dagh, (N.I.O.C.) on a aussi une continuité entre les sédiments du Jurassique et du Crétacé, et il semble que, à partir du Jurassique moyen, les sédiments de cette région étaient ceux d'un miogéosynclinal.

Dans certaines régions de l'Iran (Hamadân, Golpaigân, Yazd, etc.) le Lias a subi un métamorphisme régional accompagné des intrusions granitiques déjà mentionnées.

#### 1-2-14. - Crétacé

Comme nous l'avons dit, sauf dans le Zagros, Kopet Dagh et le flanc septentrional de l'Alborz, le Crétacé inférieur n'a pas été observé, par suite de l'importance de la phase orogénique cimérienne en Iran central et des mouvements épirogéniques dans la partie méridionale de l'Alborz.

En Iran central, le Crétacé commence par un horizon de conglomérats et de grès rouges, qui reposent en discordance sur les formations antérieures. Après cet horizon détritique qui indique une transgression, les sédiments calcaires et marneux avec des Orbitolines, occupent les parties supérieures du Crétacé. Ces sédiments ont une épaisseur considérable atteignant parfois 3 000 à 4 000 m.

Sur le flanc nord de l'Alborz, à la base du Crétacé, se trouvent des coulées basaltiques et des roches volcano-détritiques qui deviennent relativement moins nombreuses vers le haut, où s'intercalent des calcaires du Crétacé inférieur. Ces roches volcaniques sont absentes sur le flanc sud. Sur le même flanc sud, les lacunes sédimentaires sont nombreuses mais locales et parfois accompagnées de discordances surtout près de Téhéran.

Il en va de même pour l'Iran central durant le Crétacé supérieur. Dans la région de Sanandaj, (HAJIAN et al., 1967), des radiolarites et d'autres sédiments profonds sont accompagnés de roches ultrabasiques.

Dans certaines parties de l'Iran (à l'Est du bloc de Lut, au Sud de la dépression de Jazmurian, à l'Ouest de Naïn, près de Kermanshah à la frontière turco-iranienne) qui semblent des zones de faiblesse crustale en raison de la présence de grandes fractures, une subsidence apparaît, et en même temps que la sédimentation de calcaires, "shales" et flyschs, a lieu une activité volcanique qui a donné un curieux mélange de roches basiques et ultrabasiques, de radiolarites et d'autres sédiments de toutes les couleurs. Ce mélange a reçu le nom de "coloured melange" (GANSSER, 1959 - STOECKLIN, 1965).

Ces sédiments profonds de type géosynclinal, n'ont jamais été trouvés dans l'Alborz et l'Iran central et c'est là un indice qui différencie ces régions du Zagros. En effet, dans le Zagros, la subsidence, avec dépôt uniforme de marnes et de calcaires, se poursuit de façon continue et aucun mouvement crétacé paléogène n'y a été reconnu.

#### 1-2-15. - Tertiaire

A la fin du Crétacé, des mouvements orogéniques de type alpin ont commencé et les sédiments tertiaires reposent avec un conglomérat de base (sauf Zagros) sur les formations antérieures.

En fait les types et les caractères de la sédimentation ont été très différents dans les diverses parties de l'Iran. Il en existe essentiellement deux catégories qui, même tectoniquement, ont leurs caractères propres : celle du Zagros et celle du reste de l'Iran.

Dans le Zagros, les sédiments du Tertiaire, suivent en conformité les sédiments mésozoïques et ils se déposent toujours dans le même géosynclinal ayant débuté au Permien. Quelques légers mouvements ont toutefois entraîné de petits changements de faciès locaux.

Dans le reste de l'Iran, les sédiments ont des caractères continentaux, avec plusieurs lacunes de sédimentation, surtout au début de l'Eocène et à l'Oligocène.

Pour mieux éclaircir la question nous allons maintenant étudier successivement les systèmes du Tertiaire.

##### 1-2-15.1. - Eocène.

Comme nous l'avons dit, dans le Zagros, les sédiments éocènes poursuivent ceux du Crétacé supérieur, et se sont déposés en milieu marin. Ce sont des marnes, calcaires, calcaires gréseux, qui sont riches en fossiles typiques.

Dans l'Iran central, l'Alborz et l'Est de l'Iran, les formations éocènes sont souvent en discordance angulaire bien définie sur les formations antérieures. Elles indiquent des conditions continentales ou un milieu de sédimentation peu

profond. Un événement très important marque cette époque : l'activité volcanique sous-marine, avec d'énormes accumulations de tufs et de roches volcaniques qui donnent aux sédiments de l'Eocène une épaisseur de plusieurs milliers de mètres. Le début de la transgression de la mer éocène, ainsi que la fin de la sédimentation de cette époque, ne sont pas encore bien clairs, mais ce qui est sûr, c'est qu'une lacune sédimentaire sépare en Iran central le Crétacé de l'Eocène.

#### 1-2-15.2. - Oligocène

Dans le Zagros, le milieu est, à cette époque, toujours stable, calme et continu (jusqu'au Miocène inférieur). Pendant ce temps nous avons uniquement des sédiments calcaires, appelés calcaires d'Asmari dans le Zagros et dans le Sud de l'Iran. Ces niveaux sont très importants du point de vue pétrolier car ils comprennent la quasi-totalité des gisements du Sud de l'Iran.

En Iran central, l'Oligocène commence par une transgression sur l'Eocène, avec des formations conglomératiques à sa base. On a toute une série de calcaires et de marnes, qui se développent sur une vaste étendue.

Dans l'état actuel des connaissances, la transgression de la mer oligocène fut différente suivant les endroits, de l'Oligocène moyen à l'Oligocène inférieur.

Dans la région de l'Alborz et en Azarbaïjan oriental, les sédiments de cette époque sont la prolongation de ceux de l'Iran central et du Zagros. Ils sont constitués surtout de grès et de sédiments clastiques (Caspian formation).

#### 1-2-15.3. - Miocène

Les calcaires d'Asmari du Zagros et les formations de l'Iran central se poursuivent jusqu'au Miocène moyen et petit à petit le milieu devient continental, avec des sédiments gréseux, conglomératiques, etc., qui ont reçu les noms de Fars dans le Zagros et "l'Upper red formation" en Iran central.

La puissance de ces sédiments varie dans le Zagros de quelques centaines à plus de mille mètres et en Iran central de plusieurs centaines à plusieurs milliers de mètres.

Il est difficile et même impossible de trouver une limite entre Miocène et Pliocène, car normalement il n'y a pas de fossiles typiques. Mais stratigraphiquement parlant, et étant donné les formations qui les recouvrent, on peut dire que le Fars et "l'Upper red formation" ont un âge miocène moyen à pliocène inférieur.

#### 1-2-15.4. - Pliocène

Comme nous l'avons vu, une partie de cette époque, a été attribuée au Fars et à "l'Upper red formation".

Dans le Zagros, on a un immense conglomérat de plus de 1 000 m d'épaisseur (Bakhtiari formation), qui repose presque horizontalement sur les formations de Fars.

En Iran central, la partie supérieure de "l'Upper red formation" est probablement l'équivalent de la formation de Bakhtiari. Les formations alluviales plissées des environs de Téhéran sont probablement aussi, pour leur partie inférieure, l'équivalent de la formation de Bakhtiari (E.H. RIEBEN, 1966). Toutes les roches alluviales quaternaires qui recouvrent cette région sont plissées et faillées.

#### 1-2-15.5. - Développement structural

Ce paragraphe nous permettra de conclure ce bref aperçu de la géologie de l'Iran. Ces conclusions essentiellement structurales sont tirées de l'ouvrage de J. STOECKLIN (1965).

Les premiers mouvements orogéniques connus en Iran commencent à la fin du Précambrien (mouvements assynétiques). Ils ont été mis en évidence dans l'Ouest de l'Iran et en Iran central. Le résultat essentiel de cette orogénèse assynétique est considéré comme étant la formation et la consolidation de la plate-forme précambrienne de l'Iran, qui était peut-être la prolongation directe du "bouclier arabe".

"Il y a peu d'indice des différentes orogénèses paléozoïques en Iran", "les discontinuités généralement non angulaires à la base du Permien, à la base du Dévonien et localement entre le Cambrien inférieur et l'Infracambrien, marquent simplement les plus importants mouvements épirogéniques de l'ère paléozoïque".

Il y a une discordance générale à la base du Permien, la mer permienne a transgressé sur "une surface d'érosion étendue, formée de différentes formations antérieures. Avec le Permien débute un nouveau cycle de sédimentation marine. Dans la région du Zagros ce cycle marin comprend tout le Mésozoïque et le Tertiaire inférieur et la transgression de la mer permienne peut y être considérée comme le début du développement du "géosynclinal" alpin. C'est à ce moment-là que le Zagros se différencie du reste de l'Iran, car en Iran central et dans l'Est de l'Iran, les sédiments sont continentaux et couvrent la plate-forme précambrienne. Cette plate-forme a gardé son caractère jusqu'à la fin du Crétacé, et les

dépôts y sont interrompus par de fréquentes lacunes. Dans ces régions "la discontinuité suivante, triasique, marque une rupture beaucoup plus importante dans le développement structural que celle de la base du Permien".

Mais contrairement à ce que l'on peut penser, la plate-forme de l'Iran central et de l'Est de l'Iran a été beaucoup plus mobile que la dépression géosynclinale du Zagros, où les dépôts s'accroissent en toute continuité et très calmement.

Les mouvements alpins commencent, d'après STOECKLIN, à la fin du Trias, et il y distingue trois épisodes :

- 1) Cette phase commence avec la discontinuité pré-rhétienne. Ce stade alpin initial comporte des formations continentales ou marines peu profondes et se termine par les premiers mouvements orogéniques importants qui eurent lieu à la fin du Jurassique ou début du Crétacé en Iran central et dans l'Est de l'Iran, mais seulement au Crétacé supérieur dans les montagnes d'Alborz.

- 2) Ce stade est marqué par le développement de profondes dépressions dispersées et remplies par les sédiments du "coloured melange" qui sont séparés par de vastes régions à sédimentation continentale. Dans l'Alborz aucune dépression de cette sorte ne se rencontre. Cela se continue jusqu'au Paléogène, mais deux phases intermédiaires existent : la première commence avec la discontinuité de la base du Tertiaire et la deuxième est caractérisée par un volcanisme actif et se termine par les mouvements orogéniques importants de l'Oligocène inférieur. "A cette époque la plus grande partie des chaînes iraniennes centrales, orientales et septentrionales, avaient émergé et étaient séparées par de grands bassins intramontagneux."

- 3) Cet épisode est marqué par tous les dépôts néogènes et quaternaires qui se firent surtout dans les dépressions intramontagneuses. En Iran central cette sédimentation débute, pour la partie occidentale, avec des dépôts de mer peu profonde et pour le reste est constituée par de grandes épaisseurs de dépôts lagunaires ou littoraux. Cette évolution se clôt en général par des dépôts clastiques de type molassique, formés pendant et après les derniers mouvements orogéniques au Plio-Pléistocène.

Durant ces phases alpines le métamorphisme est négligeable dans la plupart des cas (apparition de zéolites dans les faciès volcaniques de l'Alborz). Néanmoins dans certaines régions des recristallisations plus poussées dans le Mésozoïque de l'Iran central pourraient être attribuées à cette histoire alpine.

### 1-3. - MASSIF CHAPEDONY

#### 1-3-1. - Géographie

##### 1-3-1.1. - La région Sâghand Posht-e-Bâdâm

Cette région, où se trouve le massif Châpedony, se situe à 150 km au Nord-Est de Yazd, sur la route Yazd-Tabas. Relativement montagneuse, elle est entourée de toutes parts par de petits et grands kavirs (Kavir-e-Kur, Kavir-e-Hâjâbâd ; Kavir-e-Posht-e-Bâdâm, etc.). Les montagnes forment souvent des massifs plus ou moins allongés selon une direction N-S, d'une longueur de quelques kilomètres à plusieurs dizaines de kilomètres et d'une largeur variant entre 7 et 20 km. Elles sont séparées par des plaines intramontagneuses recouvertes de sables et de graviers alluviaux. Les graviers deviennent de plus en plus grossiers lorsqu'on se dirige vers les hauteurs, passant progressivement à des blocs de plus en plus gros ce qui rend difficile l'accès de la base des montagnes autrement qu'à pied. Le fond des plus profondes dépressions intramontagneuses est parfois constitué d'argiles salifères et de matériaux salins, rigides mais mous, formant des surfaces très planes assez étendues, bonnes et douces (Dagh), qui peuvent même servir de petites pistes d'atterrissage si besoin en est. Les dunes de sable prévalent dans l'Ouest de la région.

Cette région qui est à peu près le centre géographique de l'Iran fait partie du haut plateau central et a une altitude qui varie entre 900 m (au-dessus du niveau de la mer) dans les plaines intramontagneuses, et 2 250 m à Kuh-e-Zamânâbâd (chaînon d'une longueur d'environ 50 km situé au Nord-Est de la région) (HAGHIPOOR, PELISSIER, 1968).

Quoique typiquement désertique cette région, surtout dans sa partie sud et aux environs de Sâghand, est considérée comme un endroit agréable en Iran central, parmi celles qui se trouvent au bord du grand Kavir (désert) et le village Sâghând lui-même est considéré comme une station estivale.

Le climat est très sec, avec une moyenne annuelle de moins de 190 mm de précipitations. Sauf dans les villages où on a planté quelques rares palmiers, mûriers et saules dispersés, il n'y a pas d'arbres dans cette région, la végétation naturelle se réduit à quelques buissons cantonnés dans les plaines intramontagneuses, autour de Kavir et dans les vallées coupant les montagnes (planche 2, figure 1). Malheureusement ces buissons ont été coupés et utilisés comme combustible pendant longtemps par la population locale. S'ils avaient la possibilité de grandir ils deviendraient de vrais arbres. Ainsi quelques-uns d'entre eux qui ont échappé aux attaques humaines, sont maintenant de beaux arbres larges et hauts de 4-5 m qui fournissent une ombre agréable aux chameaux durant les heures les plus chaudes de la journée.

La température au début de l'été dépasse 50° dans la journée et descend facilement pendant la nuit. Mais on peut parfaitement y travailler même fin juin, grâce aux vents souvent agréables qui descendent du Nord vers le Sud, abaissant la température d'enfer. Mais ce vent se fait parfois violent et peut même devenir une vraie tempête qui soulève la poussière et les sables fins dans le ciel, cachant le soleil pendant plusieurs heures.

L'eau est collectée par un système de canaux souterrains (canat), par quelques rares sources et par des puits creusés à la main. La population s'est ainsi concentrée dans les quelques rares villages autour des points d'eau. Ces villages sont souvent distants de plusieurs dizaines de kilomètres les uns des autres et comprennent quelques familles (Moghestân, Posht-e-Bâdam village). Les animaux domestiques sont des chèvres, des moutons et des chameaux ; les animaux sauvages sont des gazelles, des lièvres, des onagres, des renards, des loups, des chacals et des léopards. Plusieurs espèces de serpents venimeux et de grands scorpions noirs sont à mentionner aussi.

### 1-3-1.2. - Le massif de Châpédony

L'eau, denrée de luxe dans la région, souvent trouvée dans les puits peu profonds, contribue souvent à la dénomination des massifs de cette région. "Châh" étant puits, "péden" la sorte de buisson la plus fréquente dans le massif et "y" suffixe d'attribution "ien" en langue persane, composent le nom du massif "Chah-peden-y, ultérieurement déformé en Châpédony.

Il est situé à 35-40 km au Nord du village de Sâghand et son premier affleurement se trouve à 10-11 km à l'Ouest de la route Yazd-Tabas, après une plaine graveleuse (planche 2, figure 1). La seule route qui mène vers Châpédony est la route de Hâjiâbâd. Cette route qui passe au Nord du massif est en principe une piste de chameaux traversant les dépressions intramontagneuses empruntées par des rivières entre Châpédony et les hauteurs du Nord (dont Châtak).

Le massif a une forme quadrangulaire avec une longueur de 15-16 km sur une largeur de 10-12 km et une direction moyenne NE-SW. Il est limité à l'Ouest par des roches volcaniques tertiaires, à l'Est, au Nord et au Sud par des épanchés de graviers grossiers descendant vers les Kavirs (planche 1).

Le massif est rocheux, avec une altitude de 1650 m au maximum et de 1000 m au minimum, à son pied méridional.

Il est parcouru de rivières asséchées dont la direction est gouvernée par deux séries de failles, NE-SW et WNW-ESE (planche 1). Ces rivières rendent le massif accessible presque partout et on peut aller parfois jusqu'aux hauts sommets.

Le massif est en légère pente vers le Sud, c'est ainsi que la plupart des rivières vont dans cette direction pour rejoindre une grande rivière passant au Sud du massif qui se perd dans le désert, un peu plus loin à l'Ouest. Dans cette rivière on trouve de l'eau très salée, même au mois de juin. Elle est en partie marécageuse de telle sorte qu'elle semble une bonne piste pour les voitures mais est en fait dangereuse, surtout dans sa partie nord-orientale.

Deux puits d'eau salée de quelques mètres de profondeur, servent à abreuver les troupeaux de chèvres qui parcourent ce massif pendant l'hiver et le printemps.

### 1-3-2. - Géologie historique

Comme d'autres régions de l'Iran central, n'ayant pas des intérêts pétroliers comme Zagros, ou bien ne bénéficiant pas de la proximité de la capitale comme l'Alborz, cette région lointaine n'avait pas reçu la visite de géologues, et était restée depuis longtemps dans l'obscurité de la fausse théorie de la "Median Mass" de l'Iran central. Pour la première fois E. BAIER, en 1938 (in STOECKLIN, 1965) découvrant que certains des complexes métamorphiques de la "Median Mass" sont en réalité des roches sédimentaires jurassiques métamorphisées, rejeta cette théorie. Cet auteur parcourut ainsi ces régions centrales et étudia les roches métamorphiques de la région Sâghand-Posht-e-Bâdam. En 1940 (in HAGHIPOOR, PELISSIER, 1968), E. BAIER, se félicitant de sa grande découverte, prit ces roches aussi pour du Jurassique métamorphique. Mais en 1962, R. HUCKRIEDE et al. étudiaient la géologie d'une vaste région entre Kerman et Sâghand et attribuent au Précambrien les roches métamorphiques des environs et du Sud de Sâghand. Cependant l'étude de ces roches n'était pas leur but essentiel, qui était la recherche minière, et leurs données dans ce domaine restent succinctes et sans aucun détail.

S. MOHAFAZ et al. (1963), géologues de la compagnie nationale iranienne du pétrole (N.I.O.C.), ont aussi étudié cette région, mais comme leur but était la recherche pétrolière, ils se sont limités au Nord-Ouest de la région, aux environs de Biâbânak et ne se sont pas occupés des roches métamorphiques.

S. IWAO et M. ZAHEDI (1966), étudiant les dépôts de fer de Châdor Malu au Sud de Sâghand dans la montagne de Posht-e-Kur, apportèrent quelques détails. Ils distinguèrent en effet, dans les roches métamorphiques proches du gîte qu'ils étudiaient, les quatre groupes suivants :

- Groupe 1 : ce groupe comprend les dépôts de fer et comporte une épaisse accumulation de roches volcaniques et subvolcaniques qui sont faiblement métamorphiques (métamorphisme de basse température).

PLANCHE 1

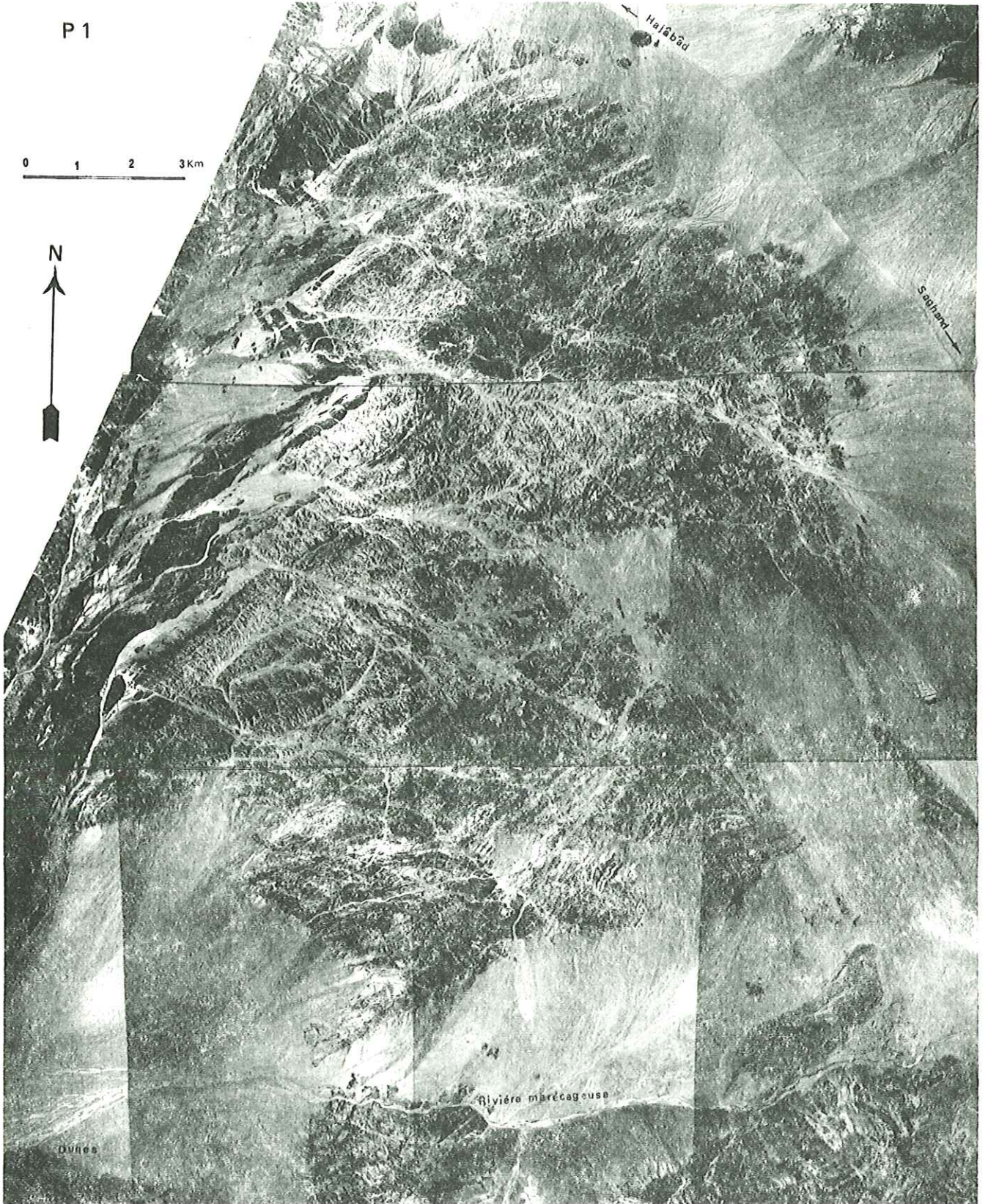
Vue plongeante du Massif Châpédony. Elle est reproduite d'après des photos aériennes faites par "Geographic Organisation of Royal Iranian Army". L'échelle approximative est de 1/55 000 sur les photos originales.

Le banc noir étroit et allongé à l'Ouest est fait de roches volcaniques tertiaires et, plus loin à l'Ouest, on voit les formations mésozoïques. Dans toutes les autres directions le massif est entouré de graviers et d'épandages alluviaux graveleux. Les traces blanches E-W et NE-SW sont des rivières asséchées, qui en général suivent les failles. Au Nord on voit une fosse intramontagneuse occupée par une rivière, qui en fait constitue l'unique route entre Sâghad et Posht-e-Bâdam et cette région et continue ensuite vers Hâjîâbâd. Au Sud-Ouest se trouvent des dunes de sable très étendues et au Sud une rivière salée qui coule partiellement même en juin, marécageuse spécialement dans sa partie orientale. Elle disparaît plus à l'Ouest dans un grand désert sableux appelé Kavir-e-Kur.

Dans le coin nord-est se trouve la continuation de l'ensemble des Amphibolites (voir géologie 2), qui forme la partie méridionale élevée du massif de Châtak.

P 1

0 1 2 3km



- Groupe 2 : ce groupe se trouve au Sud des dépôts de fer et comprend des schistes à biotite, des schistes à grenat-biotite et quartz et des amphibolites.
- Groupe 3 : il affleure à 3 km au Nord des dépôts de fer et est constitué de grès, calcaires, grès calcaires, quartzites et conglomérats.

Ces roches sont métamorphisées à un très faible degré avec quartz, biotite verte et albite potassique.

- Groupe 4 : près de Sâghand, à l'Ouest du village, on rencontre un développement étendu de ce groupe de roches faiblement métamorphiques. Ce sont des schistes à chlorite, mica blanc, quartz et albite ; des schistes à grenat, épidote, chlorite et albite, des schistes à chlorite, quartz tacheté et des phyllades à ottrélite et mica.

Ces quatre groupes de roches métamorphiques ont tous des caractères pétrographiques et structuraux différents les uns des autres : le premier ne montre pas de schistosité cisailante, le deuxième a subi un métamorphisme de degré plus élevé, le troisième se distingue par sa fissilité plus grande et le dernier par des porphyroblastes d'albite. En dépit de l'opinion exprimée par HUCKRIEDE et al. (op. cit.), l'âge précambrien de ces roches n'a pas été prouvé par des indices sûrs.

En 1968, HAGHIPOOR et PELISSIER s'occupèrent vraiment pour la première fois de cette région. Leur travail qui est en quelque sorte un travail préliminaire de reconnaissance a beaucoup servi à éclaircir les problèmes du massif de Châpédony. Celui-ci étant compris dans le secteur étudié par ces géologues, nous nous trouvons obligés de donner un résumé de leur rapport et de reproduire leur carte géologique (figure 1-2) :

La région de Sâghand Posht-e-Bâdam est située entre les déserts de Dasht-e-Kavir et de Dasht-e-Lut.

Des roches précambriennes métamorphisées couvrent la plus grande part de la région cartographiée. Ces roches métamorphisées peuvent être divisées en deux parties :

- la région granitisée où apparaissent un granite anatectique et des migmatites, avec des gneiss et des amphibolites. La caractéristique principale de cette région est le degré d'évolution complète d'une roche sédimentaire vers le granite par la granitisation régionale. Cette région a subi un métamorphisme suffisamment fort pour aboutir au granite. Elle est appelée Formation de Châpédony.

- la seconde partie est constituée de roches métamorphiques de degré variable : gneiss arkosiques, amphibolites, schistes amphiboliques, micaschistes, quartzites et phyllades. Elle est subdivisée en formation de Boneh-Shorou, marbre dolomitique du Key-bed, formation de Tashk et formation de Posht-e-Bâdam. Dans ce cas le métamorphisme général a mené à la transformation des roches sédimentaires, mais sans granitisation régionale.

Dans les deux cas le caractère des roches originelles est, le plus souvent, considéré comme détritique ou volcano-détritique et pélitique. Leur épaisseur peut atteindre 10 000 m.

Le degré du métamorphisme se situe en général entre le faciès schistes verts de faible puissance et le faciès amphibolite.

Dans la formation de Châpédony le degré est le plus souvent situé dans le faciès amphibolite (fin de la mésozone et catazone). Dans la formation de Boneh-Shorou, la formation de Tashk et la formation de Posht-e-Bâdam, le degré de métamorphisme est en général dans le faciès schistes verts, ou au tout début du faciès amphibolite (épizone et mésozone). Dans les deux cas, deux phases principales de métamorphisme ont affecté le Précambrien.

Ce Précambrien métamorphisé est recouvert par des formations infracambriennes (série de Rizu) et au Sud par le grès de Lalun et la formation de Mila. Le contact entre les séries précambriennes et infracambriennes est discordant (unconformable), mais, sauf à un endroit, il n'existe pas de vrai conglomérat. Ces faits permettent d'assurer cependant l'âge ancien du "socle" métamorphique.

Ce socle peut être recouvert aussi directement en discordance par des marbres permien, par la formation triasique de Sorkh Shales et enfin, du côté oriental par des "shales" jurassiques à crétacés.

La zone occidentale de la région est entièrement occupée par des sédiments mésozoïques. Un petit niveau de dolomie est considéré comme triasique ; il est suivi par une grande masse de shales quartzitiques et de shales à plantes de la formation de Shemshak, puis les shales, grès et calcaires du Crétacé, les conglomérats crétacés et les calcaires du Crétacé supérieur. Le Paléogène est réduit à des roches volcaniques, andésitiques en général, considérées comme éocènes, des couches rouges (marnes, conglomérats, gypse) qui pourraient être miocènes.

Les événements tectoniques les plus importants ont eu lieu entre le Précambrien et l'Infracambrien, ce qui correspond à l'orogénèse assynitique, avec une direction générale de plissement Nord-Sud. Ils sont suivis par des mouvements épi-assynitiques.



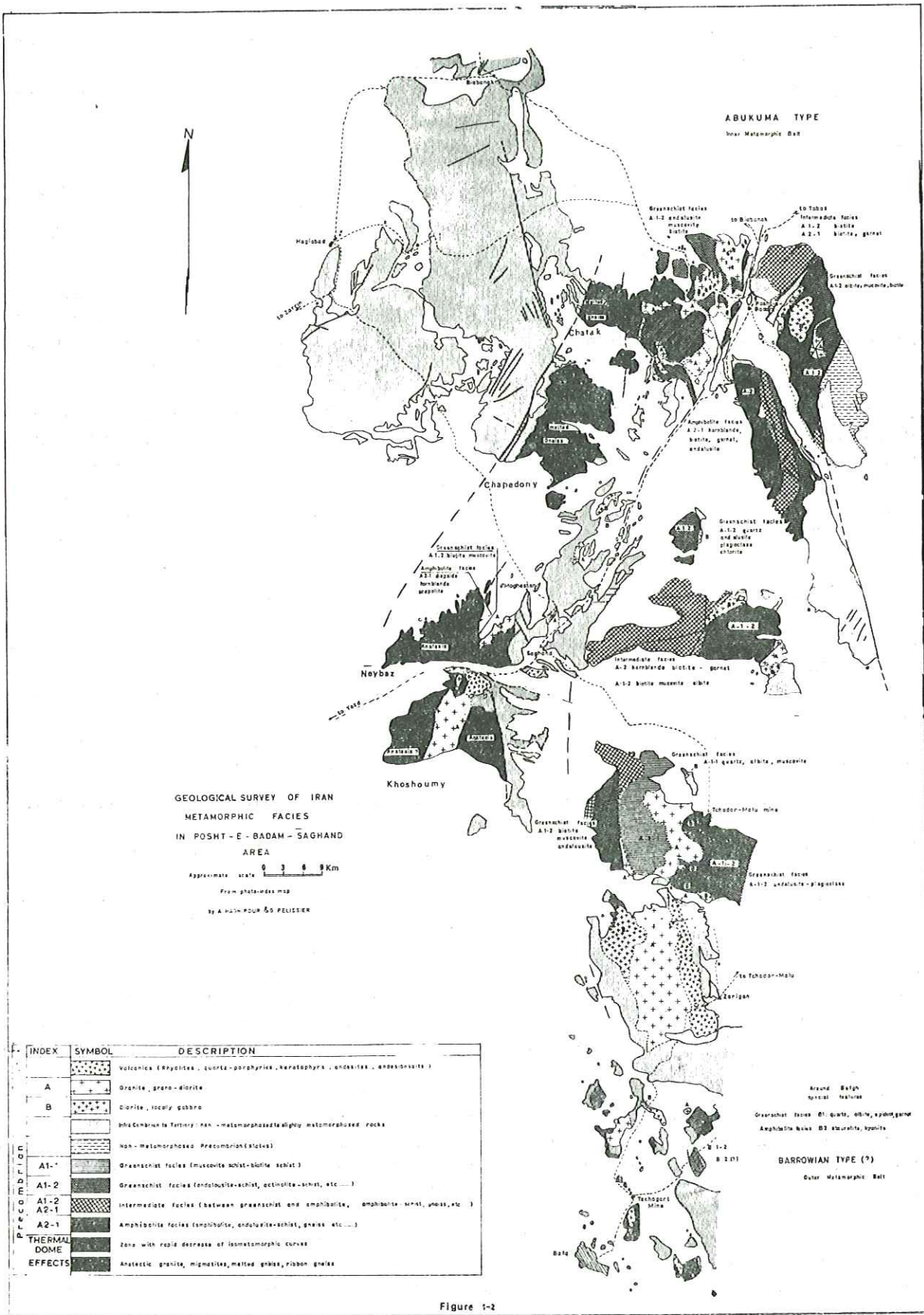


Figure 1-2

Les autres événements importants sont postérieurs au Trias. Ils sont imputables aux "phases alpines". Les déformations s'accompagnent alors d'un léger métamorphisme au commencement de cette période (début du Trias). Des mouvements correspondant à l'orogénèse névadienne (?) se rencontrent au niveau du Jurassique supérieur - Crétacé, ensuite, au Paléogène, le paroxysme alpin affectera toute la région.

Dans toute cette région de Sâghand les traits tectoniques les plus marquants sont les grandes failles N-S, qui découpent de grands horsts et grabens et entraînent le double caractère :

- d'appartenance à la province de l'Iran central par le type de sédimentation qui en découle ;
- d'appartenance au bloc du Lut par le système de horsts et grabens.

Ces caractères se maintiennent depuis le Précambrien jusqu'au Paléogène et permettent de considérer cette région comme la bordure désagrégée du bloc du Lut.

## CHAPITRE 2 - GEOLOGIE REGIONALE DU MASSIF CHAPEDONY

---

### PLAN

- 2-1 : GENERALITES
- 2-2 : LES GRANDS ENSEMBLES PETROGRAPHIQUES
- 2-3 : LES ROCHES VOLCANIQUES ET INTRUSIVES
- 2-4 : LES FACIES DE MIGMATITISATION

## 2 - GEOLOGIE REGIONALE DU MASSIF CHAPEDONY

### 2-1. - GENERALITES

Comme le nom du massif l'indique, les roches affleurant dans le Massif Châpédony appartiennent à la Formation de Châpédony définie par HAGHIPOOR et PELISSIER (1968) (voir figure 1-2), c'est-à-dire à la formation la plus ancienne et la plus métamorphisée parmi les roches précambriennes de la région Sâghand - Posht-e-Bâdâm, et probablement de l'Iran tout entier (voir résumé de la géologie de l'Iran, Précambrien, p. 5).

Le massif se compose d'une alternance de gneiss, marbres, roches scapolitiques, amphibolites, roches volcaniques et intrusions. Les faciès de migmatitisation, les petites masses de granite anatectique, les pegmatites et les filonnets d'aplite y sont nombreux et caractérisent ce massif. Grâce au climat sec, désertique, leurs affleurements sont aussi beaux que ceux des régions côtières et glaciaires dénudées de Fennoscandinavie, Groenland, Canada et Sibérie, où les pétrographes ont souvent pris leurs types de roches migmatitiques.

Ces roches, à première vue, toutes semblables et indifférenciables, montrent en fait de nombreuses variations dans la taille des grains, la couleur, l'épaisseur et la finesse de la foliation et du litage, dans leurs associations mutuelles, la présence ou l'absence de pegmatites, la présence de différentes associations de minéraux leucocrates, leur mode d'adaptation aux efforts tectoniques, etc..

En se basant sur ces caractères, on peut distinguer sept grands Ensembles que nous étudierons successivement en partant de l'Est vers l'Ouest et depuis le bas vers le haut (fig. 2-1).

Il faut mentionner que, bien que nos Ensembles puissent correspondre à des événements géologiques ou être mis en corrélation avec des formations, des séries ou groupes stratigraphiques, ils n'ont pas pour nous d'autre signification qu'une classification purement pétrographique. Nous avons choisi ce mot dans l'intention d'éviter toute équivoque et toute interprétation erronée.

Ensuite nous décrirons les diverses roches volcaniques et intrusives qui ont influencé la région pendant différentes phases tectoniques et métamorphiques.

Enfin nous nous occuperons du sujet principal de ce travail : l'étude des faciès de granitisation, des migmatites, des pegmatites et des aplites.

La direction générale des plans de litage et de foliation est NE-SW, plongeant vers l'Est dans la partie orientale et vers l'Ouest dans la partie occidentale, donnant l'impression d'un anticlinal à plan axial NE-SW.

### 2-2. - LES GRANDS ENSEMBLES PETROGRAPHIQUES

Les 7 grands Ensembles sont les suivants :

- 2-2-1 : l'Ensemble des gneiss de l'Est
- 2-2-2 : l'Ensemble des gneiss noirs
- 2-2-3 : l'Ensemble des gneiss blancs
- 2-2-4 : l'Ensemble bigarré
- 2-2-5 : l'Ensemble des amphibolites
- 2-2-6 : l'Ensemble des gneiss de l'Ouest
- 2-2-7 : l'Ensemble scapolitique.

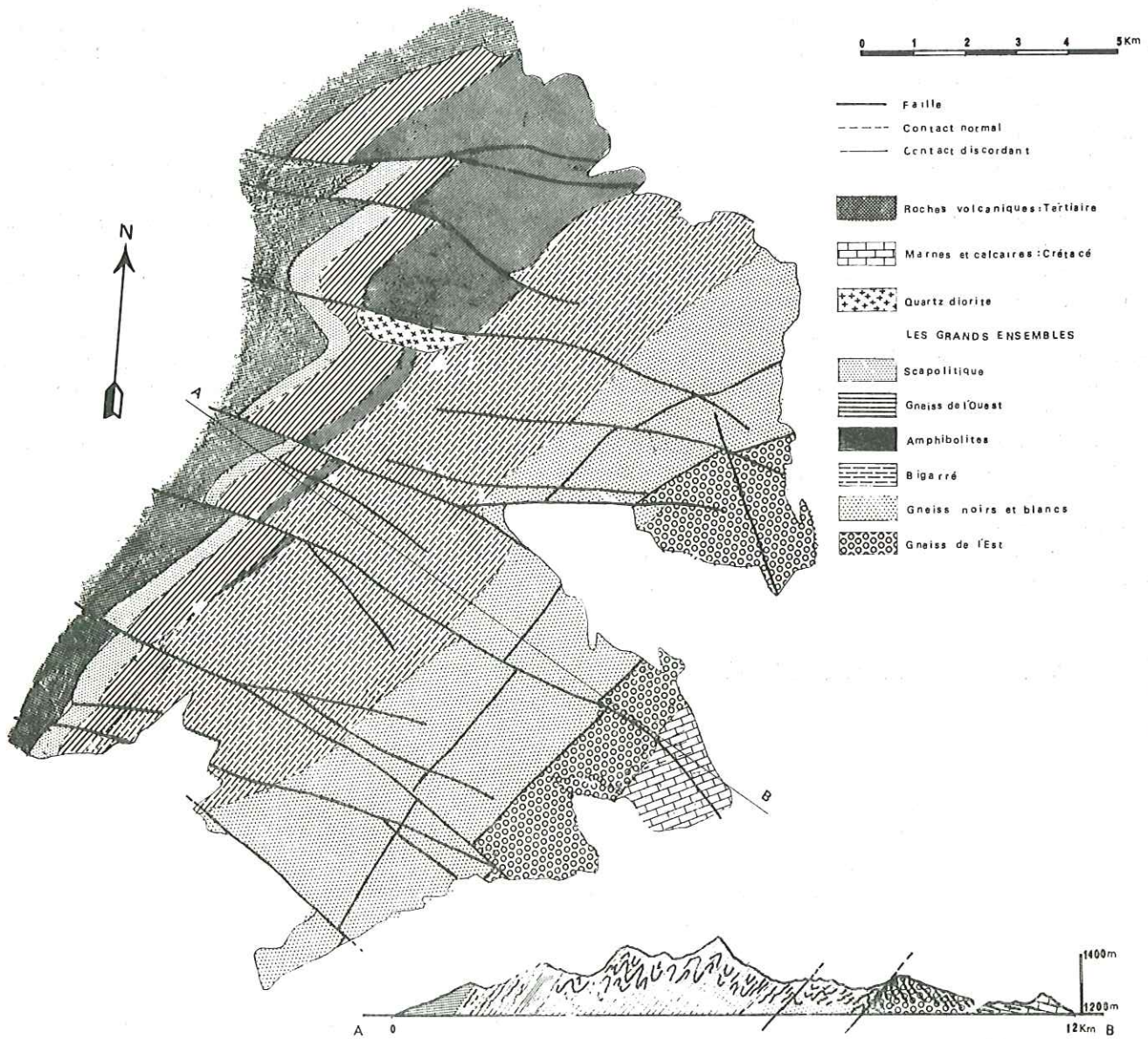
#### 2-2-1 : Ensemble des gneiss de l'Est

Les premiers affleurements orientaux du massif appartiennent à cet Ensemble, d'où son nom. Ils émergent de l'épandage graveleux en collines douces, à pentes faibles, et s'étendent vers l'Ouest sur 2 à 5 km suivant les endroits. Dans la partie méridionale et médiane, ces gneiss plongent en général d'environ 50° vers l'Est (voir figure 2-1) pour quelques

# CARTE GEOLOGIQUE DU MASSIF CHAPEDONY

(SAGHAND IRAN CENTRAL)

A. HOUCHEMAND ZADEH  
1969



Figur 2-1

degrés dans la partie septentrionale où ils deviennent presque horizontaux et montrent quelques petites ondulations. Dans la partie la plus septentrionale ils n'ont plus la direction NE-SW, mais petit à petit tournent vers l'Ouest et plongent franchement vers le Nord, tendant à manifester la partie périclinale d'une structure anticlinale d'angle faible.

Vers l'Est, dans la partie tout à fait centrale de la région, ces roches sont recouvertes avec une discordance angulaire très nette, par des marnes pourpres, des shales calcaires et des calcaires chamois. Ces roches ne comportent pas de fossiles typiques, mais quelques radioles d'échinodermes qui, d'après A. HAGHIPOOR, appartiennent aux formations crétacées (communication personnelle). Vers l'Ouest l'Ensemble est toujours limité par une grande faille NE-SW qui a sur lui des effets catastrophiques dans les parties médiane et méridionale, redresse les pendages jusqu'à une position verticale ou inverse et provoque une mylonitisation importante.

"L'Ensemble des gneiss de l'Est" est constitué dans sa grande majorité par des gneiss quartzo-feldspathiques à grain grossier (parfois le grain atteint quelques centimètres), avec quelques intercalations de gneiss noirs à grain fin (le plus souvent les grains ne sont pas discernables à l'œil nu). Les gneiss grossiers ont un litage épais (plusieurs dizaines à quelques centaines de mètres), ils sont massifs et ne montrent pas de foliation, ce qui donne souvent un aspect de roche granitique à grain grossier. Vers le Nord ils sont de teinte grise, avec de petits minéraux ferromagnésiens. Mais vers le Sud, la partie comportant les éléments mafiques devient plus importante, ce qui donne un pavement assez homogène, entourant les minéraux leucocrates grossiers. On peut facilement distinguer, parmi les minéraux leucocrates, des quartz, feldspaths potassiques (en grande majorité), quelques plagioclases et, pour les éléments sombres, de la biotite.

Nous étudierons ces roches plus loin dans le chapitre pétrographique sous le titre de gneiss calco-alcalins (3-1-1). Contrairement à ces gneiss, les gneiss noirs à grain fin ont une jolie foliation fine, parfois avec beaucoup de microplis dont les plans axiaux sont en gros parallèles aux plans de litage ainsi qu'à la foliation générale. Leur épaisseur va d'un à quelques mètres, sans jamais dépasser 5 m. Ce sont là les roches qui se trouvent en majorité sous la série des "Gneiss basiques" (3-1-2), avec les gneiss noirs et beaucoup d'autres gneiss. Nous supposons pour ces roches une origine volcanique ou volcano-détritique.

Nous devons mentionner aussi des roches blanches peu épaisses, leptynitiques, homogènes et à grain fin, qui se présentent çà et là, mais très rarement, en alternance avec d'autres gneiss. Pétrographiquement elles appartiennent aux gneiss alcalins (3-1-1) et sont surtout formées de quartz et de feldspath potassique.

On trouve aussi, dans la partie médiane de cet Ensemble, un bloc de marbre dolomitique, long de quelques mètres et épais de 2 m.

#### 2-2-2 : Ensemble des gneiss noirs

Dans la partie septentrionale de cette région on a une série de gneiss qui contrastent remarquablement avec les deux Ensembles voisins. Ces roches, dont le contact oriental avec les gneiss de l'Est est défini par des failles N-S et E-W, plongent très faiblement vers l'Ouest et passent à l'Ensemble des gneiss blancs.

Dans cette partie l'Ensemble des gneiss noirs comporte des gneiss à grain fin, très sombre (noirs) et finement foliés (comparables à ceux de l'Ensemble des gneiss de l'Est), qui ont quelques intercalations métriques de gneiss gris à grain fin ou moyen, avec une foliation grossière. Les gneiss noirs comportent habituellement des nodules lenticulaires quartzo-feldspathiques autour desquels les minéraux phylliteux s'aplatissent et se tordent, et qui donnent à la roche un aspect grossièrement ondulé, non homogène et même détritique. Les intercalations de gneiss gris deviennent de plus en plus abondantes vers le haut, prédominant tout à fait à quelque cent mètres au-dessus de "l'Ensemble des gneiss noirs" ; elles passent à l'Ensemble des gneiss blancs et en indiquent le début.

Bien différencié des Ensembles voisins au Nord, l'Ensemble des gneiss noirs ne l'est pas autant dans la partie médiane et méridionale de la région. Là, quoique devenant abondants, ils ne peuvent être distingués de ceux de l'Ensemble des gneiss blancs, d'abord parce que la région est fortement tectonisée et morcelée en blocs ayant des directions et des plongements dans tous les sens, et ensuite parce qu'on y trouve trop de répétitions dont l'origine, sédimentaire ou tectonique, n'est pas claire. C'est la raison pour laquelle nous avons préféré les réunir dans notre carte géologique générale (fig. 2-1). Cette tectonisation a entraîné une mylonitisation très avancée, spécialement dans la partie médiane, de telle sorte que nous y trouvons des roches noires, denses, complètement homogénéisées, qui ressemblent à des quartzites noirs fins et où aucun aspect détritique ni aucun caractère onduleux ne peut plus être observé.

Ce caractère homogénéisé, dense, se distingue aussi remarquablement sous le microscope, où nous avons des particules indifférenciées quartzo-feldspathiques de l'ordre du dixième de millimètre, dans un fond micacé à orientation nette.

mais double. Ce sont les roches les plus fortement mylonitisées et elles correspondent aux "roches broyées ou mylonites homogènes" de E. RAGUIN (1957) (voir : les mylonites 3-3).

Dans l'extrême Sud la différence est beaucoup plus prononcée. Emergeant directement des graviers récents, l'Ensemble plonge vers l'Est d'environ 30° et est constitué d'un gneiss qui comporte des agrégats et des yeux quartzo-feldspathiques flottant sur un fond noir, à grain fin, homogénéisé. Malgré les agrégats leucocrates, ce fond donne à la roche son aspect bien sombre. Là les lits sont plus épais (15 m) qu'au Nord (1-2 m) et ils sont parfois soulignés par de fines (10 cm) roches blanches leptyniques. Parfois la partie mélanocrate des gneiss à grain grossier de l'Ensemble des gneiss de l'Est devient aussi prédominante et la roche qui en résulte prend un aspect voisin de celui des roches qui nous occupent ici. La différence réside en ce que le caractère grossier appartient indifféremment aux parties leucocrates et aux parties sombres, tandis que dans les gneiss de l'Ensemble des gneiss noirs, la masse principale mélanocrate n'a rien à faire avec les agrégats. En d'autres termes ici les assemblages leucocrates sont des sortes de concrétions qui si elles étaient plus développées, seraient assimilables aux pegmatites de concrétion définies par BARTH (1962).

La série se poursuit vers l'Ouest avec des pendages plus ou moins faibles et devient presque horizontale, mais avec de petites ondulations, sur de vastes surfaces. Le grain devient de plus en plus fin, menant à des roches semblables à celles qui affleurent au Nord. On a aussi des gneiss gris, de grain fin à moyen, qui deviennent de plus en plus abondants vers le haut et qui plongent vers l'Ouest. Ainsi nous avons de nouveau l'apparence d'une structure anticlinale d'angle faible, dont la crête se trouve dans les gneiss de cet Ensemble.

Il est possible que les gneiss grossiers leucocrates, à agrégats, de la partie méridionale aient été faillés et aient complètement disparu au Nord. Cet Ensemble serait alors une série continue de ces roches noires, s'étendant depuis le Nord jusqu'au Sud. On ne peut pas estimer l'épaisseur de cet Ensemble à cause des complexités tectoniques, mais ces roches ne dépassent pas quelques centaines de mètres, que ce soit dans le Nord ou dans le Sud. Les gneiss noirs sont étudiés sous le titre : Gneiss basiques (3-1-2) et les gneiss gris à grain moyen sous le titre : Gneiss calco-alcalins (3-1-1) dans le chapitre pétrographique.

#### 2-2-3 : Ensemble des Gneiss blancs

Comme nous l'avons vu, les fines intercalations de gneiss de grain fin à moyen de "l'Ensemble des Gneiss noirs" deviennent plus fréquentes vers le haut. Elles s'épaississent donc, atteignant quelques mètres, avec des intercalations métriques de gneiss sombres à grain fin. Nous avons arbitrairement choisi cela comme limite entre les deux Ensembles, celui des Gneiss noirs et celui des Gneiss blancs.

Les lits de gneiss gris qui étaient assez épais, le deviennent de plus en plus et passent de la puissance du mètre à celle du décimètre, pour atteindre au total une épaisseur d'une centaine de mètres. La granulométrie devient également plus grossière et se compare parfois à celle de l'Ensemble des Gneiss de l'Est. Cependant ici il y a toujours de fines intercalations de gneiss noirs dont l'épaisseur ne dépasse pas 1 à 10 mètres.

Une pegmatite blanche, très régulière et continue, qui se suit dans tout l'Ensemble, du Nord au Sud, avec une épaisseur variant de 1 à 10 mètres, est particulièrement remarquable. Cette roche claire contraste de façon marquée, comme les autres faciès de cet Ensemble, qui sont peu colorés, avec les gneiss des Ensembles environnants. Les roches pegmatitiques blanches sont décrites plus loin, avec les "faciès de migmatisation et les pegmatites".

Les Gneiss blancs sont plus ou moins foliés et plongent vers l'Ouest, faiblement dans leur partie basse, de plus en plus fortement dans leur partie haute. De légères ondulations et un écrasement compliquent ces caractères, surtout dans la partie médiane de l'Ensemble où l'on rencontre de nombreuses failles complexes NE-SW et N-S. Directions et pendages varient ainsi rapidement sur de très faibles distances.

Quelques niveaux carbonatés se trouvent dans la partie supérieure de l'Ensemble des Gneiss blancs. Ce sont des bandes répétées de 1 à 5 mètres d'épaisseur qui, en direction, ne se poursuivent pas sur plus de 10 mètres environ. On ignore si ce peu d'extension est due à une disposition lenticulaire originelle ou à une action tectonique. Comme la région est extrêmement complexe du point de vue architectural et que nous avons dû, en raison de notre trop brève étude de terrain, faire un choix dans les problèmes envisagés, cette question ne sera pas complètement élucidée ici. Quoiqu'il en soit, ces roches carbonatées et les marbres sont très déformés à cause de leur grande "incompétence" ; le plus souvent ils sont broyés, écrasés, laminés et biseautés à tel point que leur agencement interne est difficile à déceler. Alors que dans une coupe faite au Nord, quatre bandes épaisses de 2 m se répètent à 10 m d'intervalle, elles sont complètement absentes dans une coupe effectuée 2 km au Sud. Des marbres semblables réapparaissent dans une autre coupe

faite dans la partie moyenne de la région et deviennent à nouveau absents plus au Sud.

Ce mode d'affleurement plaide plus en faveur d'un gisement original en lentilles peu espacées, dispersées çà et là, en fonction de conditions de sédimentation favorables. En fait toutes les bandes de marbres de ce massif sont ainsi en éléments dispersés, de peu d'extension, serrés dans les masses rigides de gneiss.

Le plus souvent les marbres montrent des assemblages minéraux multiples, mais plutôt simples et monominéraux. C'est ainsi que dans une bande marmoréenne nous avons côte à côte des poches de wollastonite, des poches de pyroxène, des poches à olivine et carbonates (dolomite et calcite) passant parfois de l'une à l'autre. Soulignons que souvent les niveaux de marbres sont bordés par des bandes décimétriques noires, composées de pyroxènes ou de hornblendes ferrifères, dont l'allongement des cristaux est perpendiculaire à la surface de la bande (nous reparlerons de ces phénomènes en détail lorsque nous décrirons les roches carbonatées dans le chapitre pétrographique : 3-5).

Un autre fait remarquable est l'épidotisation commune des abords immédiats des marbres. Elle est plus prononcée dans les bandes comportant des minéraux ferro-magnésiens et surtout dans celles qui sont enduites d'une bande décimétrique sombre. Elle s'étend sur plusieurs dizaines de mètres, mais de toute façon elle est générale dans toutes ces roches. Les marbres ont différentes couleurs : blancs, jaunes, beiges, gris, ou tout à fait noirs par suite de leur haute teneur en oxydes de fer.

Les intercalations pegmatitiques blanches deviennent de plus en plus abondantes vers le haut, et la partie supérieure de cet Ensemble se caractérise par une suite épaisse de gneiss massifs, épais, à grain moyen et qui comportent de nombreuses petites masses intrusives sombres et à grain fin, que des événements métamorphiques et tectoniques ont fort affectées et amincies (nous en reparlerons plus loin en traitant des roches volcaniques et des phénomènes de granitisation). Si on considère l'épaississement et les répétitions probables, tout chiffre concernant l'épaisseur de cet Ensemble sera inexact, mais ce qu'on voit, se situe entre 750 et 1 000 m.

#### 2-2-4 : Ensemble bigarré

Cet Ensemble comprend une alternance très épaisse de roches bigarrées, gneiss alcalins, gneiss basiques, amphibolites, marbres, etc. Cette série est la moins compétente de toutes. Quoique les directions générales soient assez constantes (de N 30° E à N 60° N) et que les plongements soient en général vers l'Ouest, nous trouvons beaucoup d'ondulations monocliniques mineures, qui toutes ont leur axe à peu près parallèle à la direction principale. Ce phénomène, avec les failles et ruptures systématiques, rend de nouveau très difficilement lisibles les relations entre formations et les épaisseurs. Au Nord la série est plus claire et peut mieux s'étudier, mais dans la partie médiane et un peu au Sud les complications tectoniques accompagnées par une altération climatique avancée dans certains endroits rendent difficile l'étude de ses relations et on ne peut en établir aucune avec précision entre les formations du Nord et du Sud.

Dans la partie nord du massif, "l'Ensemble bigarré" débute à la base par une fine alternance de gneiss gris à grain fin ou moyen, et de gneiss noirs amphiboliques et basiques. Chaque couche de cette alternance mesure entre 2 et 5 cm, les couches noires basiques, amphiboliques, étant plus épaisses. Ces différents niveaux deviennent de plus en plus épais vers le haut, et peuvent atteindre un ou plusieurs décimètres (pl. 2, fig. 2). Ensuite l'alternance est encore plus grossière et les couches deviennent métriques. Alors les gneiss sont à gros grains comme dans les roches de l'Ensemble des gneiss de l'Est. Dans cette série le caractère migmatitique très particulier se manifeste par des faciès rosés, non foliés et grossiers envahissant les gneiss noirs amphiboliques, basiques (nous en discuterons complètement au chapitre 2-4). C'est là que se rencontrent souvent des couches d'amphibolites épaisses de 1 à 5 m. A cause de la prédominance des gneiss noirs basiques et amphiboliques, la succession de ces faciès, finement laminée, paraît sombre sur le terrain. Les faciès gneissiques noirs basiques et amphiboliques, très riches en biotite, constituent les meilleurs affleurements de roches foliées de cette région. Les agrégats leucocrates y sont bien développés, souvent en nodules allongés se terminant après quelques centimètres, puis réapparaissant, formant un ensemble irrégulier de bandes pincées et renflées (voir plus loin 2-4).

Si l'on tient compte de toutes les possibilités de répétitions tectoniques, cette série ne mesure pas moins de 100 - 150 m. Mais à cause de fréquentes ondulations secondaires, elle couvre en général 1 à 1,5 km de terrain.

Au-dessus de ces faciès complexes, apparaît un gneiss gris clair, massif, homogène, à litage grossier et grain moyen à grossier. Il forme des falaises et montre à peine une foliation. Si on ne connaissait pas ses relations avec les séries sus et sous-jacentes, on pourrait le considérer comme un granite. Cette impression est plus accentuée au Sud, tout à fait à l'extrémité du massif, où l'aspect stratifié de la série régionale n'est pas très prononcé et on a peine à croire que ces roches ne sont pas des granites intrusifs (dans le dernier chapitre, interprétatif et pétrologique, nous verrons que ces roches sont en fait des granites, mais non pas magmatiques intrusifs).



Après cette série recommence l'alternance de gneiss quartzo-feldspathiques à grain moyen et de gneiss basiques. Mais cette fois les lits, surtout les lits quartzo-feldspathiques, sont beaucoup plus épais, allant de 0,5 à 15 m. Parfois apparaît un gneiss massif, épais de 50 m, avec de nombreuses inclusions sombres tordues de toutes formes, allant d'une taille centimétrique à de courtes veines de quelques dizaines de mètres. Les épaisses bandes pegmatitiques blanches et les fines couches leptyniques homogènes à grain fin prédominent.

Vers le haut, la série devient de plus en plus riche en lits d'amphibolites et ses faciès se rapprochent de ceux de l'Ensemble des amphibolites.

Un phénomène remarquable qui se présente ici est la présence de petites masses pegmatitiques grossières d'aspect dioritique, qui alternent avec des gneiss ressemblant à des granites ou y sont englobées et tordues. Leur origine et leurs relations avec les amphibolites typiques ne sont pas claires à première vue ; un examen un peu plus précis montre que leur grain s'affine de plus en plus et qu'elles rejoignent les couches d'amphibolites typiques. En d'autres termes elles se comprennent comme des apophyses des amphibolites qui ont pu se mettre en place en sills, en dykes ou d'autres corps intrusifs. Nous verrons plus loin (en partie dans ce chapitre, lorsque nous parlerons du phénomène de migmatisation, en partie dans les chapitres pétrographique et pétrologique) que ces roches sont le résultat d'une sorte de différenciation due au métamorphisme.

Cà et là des lentilles de marbre ayant les mêmes caractéristiques que celles vues plus haut se rencontrent. C'est dans cet Ensemble que l'on peut observer des marbres noirs, complètement recristallisés en wollastonite, surtout lorsqu'ils sont au voisinage des gneiss à aspect granitique.

#### 2-2-5 : Ensemble des amphibolites

Vers le Nord l'Ensemble bigarré passe progressivement à l'Ensemble des amphibolites, en ce sens que vers le haut les intercalations d'amphibolites deviennent de plus en plus fréquentes et les gneiss gris de moins en moins abondants. Nous trouvons donc une séquence presque entièrement composée d'amphibolites en bancs épais, mais montrant une foliation. On peut y trouver de toute façon quelques rares intercalations de gneiss gris, fins à moyens, d'une épaisseur ne dépassant pas 1 - 2 m. Le phénomène le plus remarquable est que cette séquence alterne régulièrement avec des roches blanches d'aspect presque pegmatitique, d'une épaisseur variant entre quelques centimètres et quelques dizaines de mètres. L'assemblage des roches blanches et des amphibolites qui contrastent par leur couleur sombre donnent un aspect stratoïde particulier à toute la séquence (pl. 2, fig. 3).

Ces roches pegmatitiques deviennent de plus en plus abondantes vers le haut jusqu'à y atteindre un volume comparable à celui des amphibolites.

L'Ensemble des amphibolites se termine de la même manière qu'il commence, c'est-à-dire que les intercalations gneissiques deviennent progressivement de plus en plus fréquentes vers la fin, puis supplantent les amphibolites qui deviennent exceptionnelles, puis disparaissent totalement lorsque commence l'Ensemble des gneiss de l'Ouest.

Comme on peut le voir sur notre carte géologique générale, l'Ensemble des amphibolites s'épaissit vers le Nord et dans l'extrême Nord couvre une vaste surface. Mais il est étonnant de voir une situation différente vers le Sud : là l'épaisseur décroît, non pas progressivement, mais brusquement. La séquence épaisse est coupée par une intrusion quartzo-dioritique étroite, de direction E-W ; vers le Sud il n'y a pas de vraie continuation, mais seulement quelques minces couches d'amphibolites alternant avec les gneiss.

Plus au Sud ces minces niveaux disparaissent à leur tour en s'amenuisant de plus en plus alors que les gneiss s'épaissent, de telle sorte que dans la partie méridionale du massif nous ne trouvons plus trace d'amphibolites. Il est intéressant de noter que les intercalations pegmatitiques qui se montrent discrètement après le brusque changement d'épaisseur, disparaissent rapidement à une courte distance vers le Sud.

Au Nord, les amphibolites ont en général un grain grossier, avec de grandes hornblendes centimétriques. Leur grain devient spécialement grossier près des pegmatites et en même temps qu'elles se trouvent appauvries en éléments feldspathiques. On a souvent ainsi de fines bandes ou des lentilles presque entièrement composées de hornblende, à l'intérieur des bandes pegmatitiques ou tordues tout autour. Un fait intéressant est qu'elles se maintiennent parallèles à la foliation principale même lorsqu'elles se trouvent dans les pegmatites, ce qui donne à celles-ci une jolie striation. Mais au Sud il n'existe plus d'amphibolites grossières : en général leur grain est fin, ou, moins souvent, moyen.

Sur la base de ces seuls faits on pourrait penser que ces pegmatites sont étroitement liées aux amphibolites. Mais comment ? Nous trouverons le mode de relation ci-après, lorsque nous parlerons des pegmatites (2-4), et dans le dernier chapitre interprétatif.

PLANCHE 2

Figure 1 :

Vue du désert avec quelques petits buissons épais. La photo est prise près de la route Yazd-Tabas vers l'Est. Au fond, à une distance de 10 km, on aperçoit le Massif de Châpédony.

Figure 2 :

Alternance centimétrique de gneiss noirs basiques et amphiboliques avec des gneiss alcalins gris, à grain fin ou moyen, à l'extrême base de l'Ensemble bigarré. Les niveaux se font plus épais vers le haut. Le marteau mesure environ 40 cm.

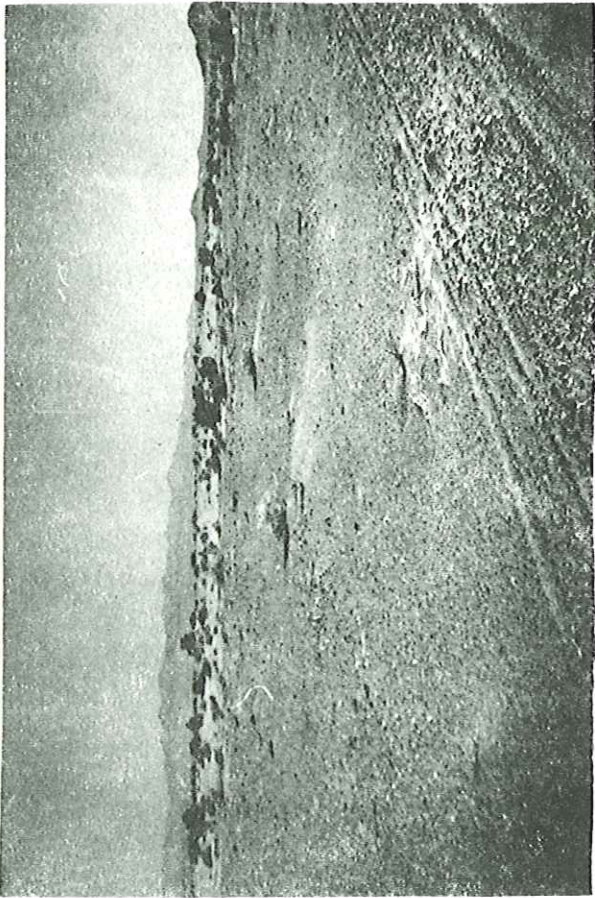
Figure 3 :

Alternance régulière de roches blanches pegmatitiques et d'amphibolites sombres dans l'Ensemble des amphibolites.

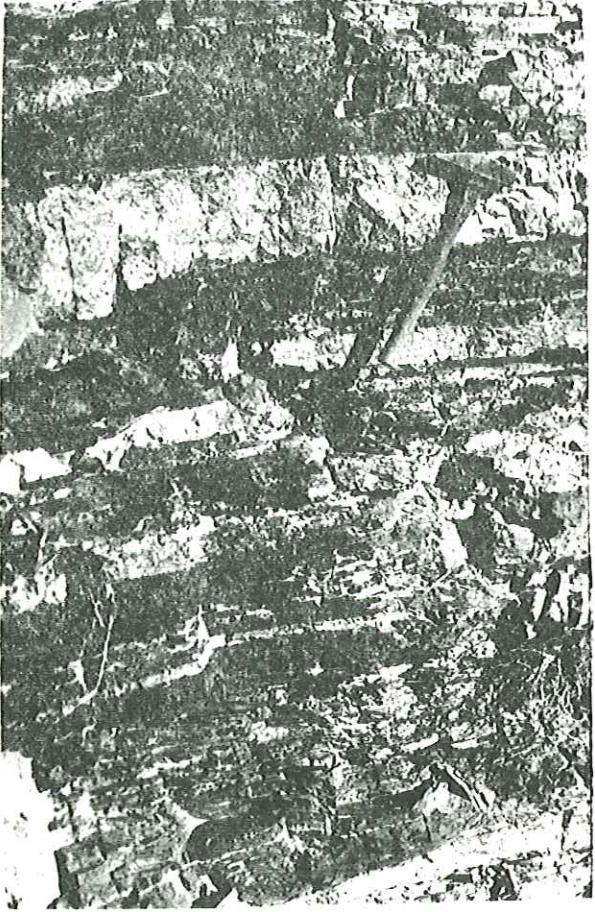
Figure 4 :

Ancienne veine quartzo-dioritique, pincée et morcelée par les effets des déformations et du métamorphisme. Noter la continuation des deux fragments, marquée seulement par une différence de couleur dans le gneiss encaissant.

P 2



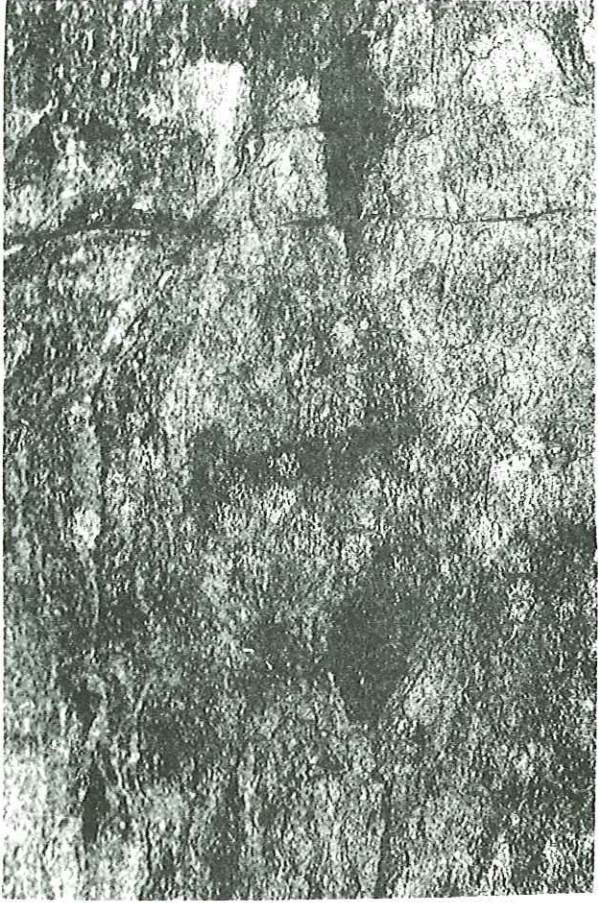
1



2



3



4

En dépit de sa nature peu rigide cette séquence ne montre pas d'ondulations secondaires et les couches plongent presque régulièrement vers l'Ouest, de 45 à 60°.

L'épaisseur actuelle, si l'on compte aussi les parties supérieures en alternance, atteint 1 000 mètres dans l'extrême Nord. Au Sud les bandes d'amphibolites ne dépassent pas 10 m et dans la partie la plus épaisse, on atteint 130 m pour l'épaisseur totale de la séquence alternée.

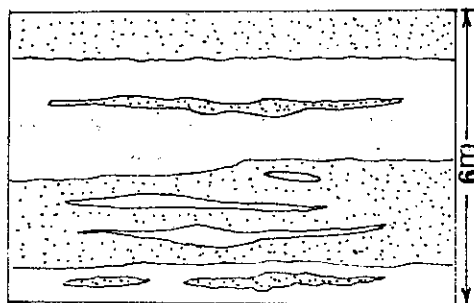
#### 2-2-6 : Ensemble des gneiss de l'Ouest

Il s'agit d'une succession régulière de gneiss gris clair en lits moyens à épais, possédant une foliation. Au Nord on trouve çà et là quelques minces lits épars d'amphibolite avec leurs nombreuses inclusions sombres. Celles-ci sont de tailles variées allant de quelques centimètres à des lentilles décamétriques, grossièrement tordues. Vers le Sud, ces inclusions sombres amphiboliques sont de plus en plus rares. Quelle que soit l'irrégularité du grain, on trouve de toute manière à la partie supérieure de cette séquence des roches à grain plus fin passant à l'Ensemble scapolitique. La succession est moins ou pas du tout troublée par des ondulations secondaires, si fréquentes dans les ensembles précédents. Mais de toute façon elle subit l'influence des failles, qui se fait sentir sur toute la région.

#### 2-2-7 : Ensemble scapolitique

Ce sont là des faciès formant des ressauts abrupts en succession régulière et à pendage accentué vers l'Ouest. Il s'agit de roches rigides, sombres, à grain extrêmement fin, se poursuivant parfaitement, sans interruption ni dérangement, depuis le Nord jusqu'au Sud. Ces niveaux sont tellement remarquables et contrastent tellement avec les autres ensembles qu'ils peuvent servir de repère pour comprendre la structure régionale et les déplacements dus aux failles, au moins dans la partie occidentale du Massif de Châpédony, tectoniquement complexe.

Cet ensemble comprend une alternance de roches beiges scapolitiques ressemblant à des dolomies (mais plutôt gris sombre en coupe fraîche) et de roches blanches leptynitiques, très homogènes. Les différents niveaux vont de quelques centimètres à environ 2 m d'épaisseur. Mais dans le cas d'une alternance fine (centimétrique), on a affaire à des lentilles minces, plutôt longues, discontinues, se relayant les unes les autres (fig. 2-2).



Les faciès scapolitiques peuvent être finement laminés (niveaux de l'ordre du millimètre) avec des nuances différentes gris verdâtre, gris sombre, gris clair, etc. Les feuilletts leptynitiques, en général denses et homogènes, comportent des cristaux phylliteux gris clair qui leur donnent une jolie striation fine.

Au Nord les roches de cet ensemble sont tellement broyées que l'on a de la peine à les échantillonner. Dans cette partie elles sont aussi fortement chloritisées et épidotisées, ce qui leur donne un aspect vert sombre. Cet ensemble disparaît sous des tufs et des laves tertiaires, andésitiques et dacitiques, qui s'étendent plus à l'Ouest.

Fig. 2-2 : Alternance de roches scapolitiques (en pointillé) et leptynites (en blanc).

### 2-3. - LES ROCHES VOLCANIQUES ET INTRUSIVES

Nous envisageons ici l'étude des roches qui se sont intercalées dans les séquences de Châpédony pendant leur sédimentation ou s'y trouvent en intrusion, et leur histoire géologique. Par ailleurs cette étude concerne dans une certaine mesure les problèmes génétiques et s'occupe des roches dont la genèse peut être considérée avec certitude comme magmatique, ou au moins n'a pas de relation avec des fusions in situ probables. Bien sûr les roches pegmatitiques et aplitiques pourraient être considérées comme des roches intrusives et rangées avec elles mais, comme nous le montreront les études qui suivent, elles ont des relations plus étroites avec l'histoire métamorphique du massif et trouvent leur origine dans les roches sédimentaires préexistantes elles-mêmes.

Quoique leurs compositions soient étonnamment analogues (pour tout ce qui concerne les diorites quartziques, voir le chapitre pétrographique : les intrusions quartzo-dioritiques, les gneiss amphiboliques, les gneiss basiques, et les dykes quartzo-dioritiques), ces roches diffèrent beaucoup dans leur mode d'affleurement, leur aspect, la taille de leur grain, leurs texture et structure, leur couleur et leur composition minéralogique. Leurs histoires tectoniques et métamorphiques sont très différentes les unes des autres.

Dans ce chapitre de géologie descriptive, nous ne voulons pas entamer une discussion d'interprétation et de pétrologie, ni entrer dans des considérations sur le degré ou le type du métamorphisme qui affecte les roches du massif. Nous étudierons ces roches dans leur ordre historique, à partir des plus anciennes où pénètrent toutes les autres, pour terminer avec les plus récentes qui recoupent toutes les formations. Nous distinguerons pour le moment trois groupes de roches :

- 2-3-1 : les roches volcaniques quartzo-dioritiques ;
- 2-3-2 : les intrusions quartzo-dioritiques ;
- 2-3-3 : les dykes quartzo-dioritiques.

Nous allons maintenant étudier successivement leur aspect macroscopique, leurs relations mutuelles et leurs relations avec les événements géologiques.

#### 2-3-1 : Les roches volcaniques quartzo-dioritiques

Dans toute la région, et spécialement dans la partie haute de la succession lithologique définie ci-dessus, surtout à partir des Gneiss noirs, on peut observer des dykes, sills, petites masses irrégulières, de roches sombres et à grain fin, qui pénètrent dans les gneiss (pl. 3, fig. 1). Ces masses sont toujours plissées en concordance avec les roches dans lesquelles elles se trouvent, et elles montrent la même foliation qu'elles. On y rencontre aussi des agrégats et yeux leucocrates qui confèrent à ces faciès l'aspect décrit pour l'Ensemble des Gneiss noirs.

Comme les déformations tectoniques et métamorphiques ont morcelé ces différents sills, dykes, etc., toutes ces masses sont habituellement de taille réduite et ressemblent à de grosses enclaves sombres, massives, irrégulières et tordues dans les gneiss massifs. Le plus souvent l'ancien filon est pincé et fragmenté. Le résultat est une suite de pièces et de morceaux alignés suivant la direction de l'ancienne veine (pl. 2, fig. 4). Cet aspect a, au moins partiellement, une origine tectonique comme un boudinage donnant des effets de "pincements et renflements" successifs. Mais les causes tectoniques de cette dispersion ne sont pas exclusives. En effet, la distance entre les fragments est relativement grande (comme cela apparaît assez bien sur la photographie) et dans la continuation de la veine morcelée, le gneiss encaissant est de couleur plus sombre et de grain plus fin (bien que plus clair et plus grossier que dans les fragments eux-mêmes) que dans son faciès normal. Cela donne l'impression d'une roche intermédiaire entre la roche encaissante et l'inclusion, d'une sorte d'assimilation d'inclusions sombres par le gneiss ou de continuation de ce dernier par les premières.

Ce phénomène est même plus évident dans les fragments ayant une sorte d'auréole réactionnelle. Les fragments lenticulaires enclavés dans les gneiss massifs de l'Ensemble bigarré dans la partie nord de la région, montrent souvent une bordure centimétrique, de couleur vert assez pâle, de grain devenant petit à petit plus grossier et passant au gneiss encaissant (pl. 3, fig. 2).

Cet aspect des transformations des bordures des enclaves est d'un type peu habituel et il est possible d'y voir les effets d'une sorte de fusion ou d'un processus analogue à ceux qui mènent au granite. Mais un tel événement est-il possible ici et peut-on en repérer ailleurs les effets dans la région ? Cela est discuté plus loin.

Parfois, surtout dans la région médio-orientale du massif, ces filons possèdent des caractères particuliers : leur foliation s'enroule sur elle-même en cercles et demi-cercles concentriques, tout en devenant aux épontes, et cela est à remarquer, parallèle à celles des gneiss à grain grossier, encaissants (pl. 3, fig. 3). Il est raisonnable de penser que le matériel quartzo-dioritique possédait très précocement une orientation planaire et que lors des contraintes provoquant le raccourcissement de toutes ces masses, sa moins grande "compétence" a permis l'enroulement de cette foliation initiale.

Lorsque nous avons traité des amphibolites, nous avons déjà mentionné que ces inclusions sombres qui ont parfois un aspect pegmatitique pouvaient être les restes des cheminées par où les roches massives concordantes, les amphibolites, s'étaient épanchées. Des relations du même ordre peuvent être invoquées entre les Gneiss noirs et les Gneiss blancs. Lorsque l'on suit une veine dans ces derniers, on constate qu'elle va se perdre dans la masse des précédents. En d'autres termes, il n'y a pas, ou peu de différence entre ces filons sécants et les Gneiss noirs avec lesquels ils sont concordants. Pétrographiquement ces types de roches sont identiques (voir : Gneiss basiques : 3-1-2 ; Gneiss amphiboliques : 3-1-3). Nous les tiendrons pour équivalents.

PLANCHE 3

Figure 1 :

Veines quartzo-dioritiques pénétrant dans les gneiss. Chaque veine mesure 4 - 5 m. Noter la foliation marquée dans ces veines par de fines bandes leucocrates. Cette foliation est identique à la foliation principale générale.

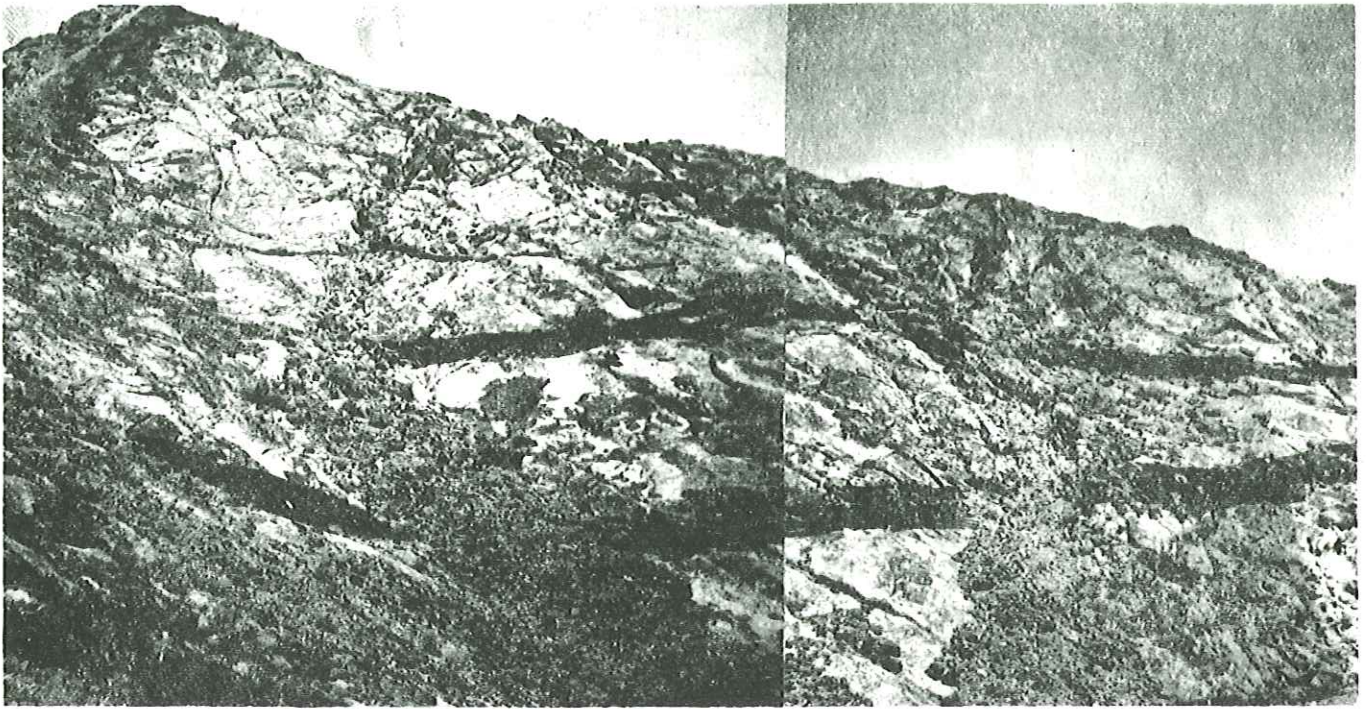
Figure 2 :

Même roche que figure 1, mais morcelée par les effets des déformations et du métamorphisme. Noter une sorte d'auréole de réaction autour du fragment lenticulaire. La roche encaissante est un gneiss gris massif, à grain moyen, d'aspect granitique, de l'Ensemble bigarré.

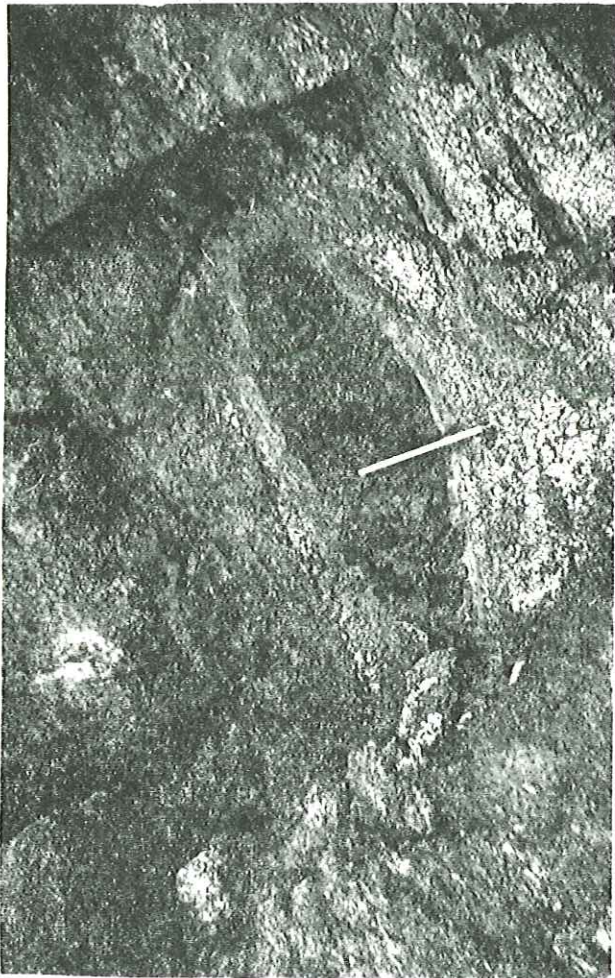
Figure 3 :

Même roche que figure 1, coupant presque perpendiculairement le gneiss grossier de l'Ensemble des Gneiss blancs dans la partie centre-oriental de la région. Cette veine (dyke) s'est curieusement enroulée et divisée en cercles et demi-cercles laminés. Noter qu'en dépit de cet étrange caractère, la foliation enroulée reste parallèle à celle des gneiss à son contact. Le marteau mesure 40 cm.

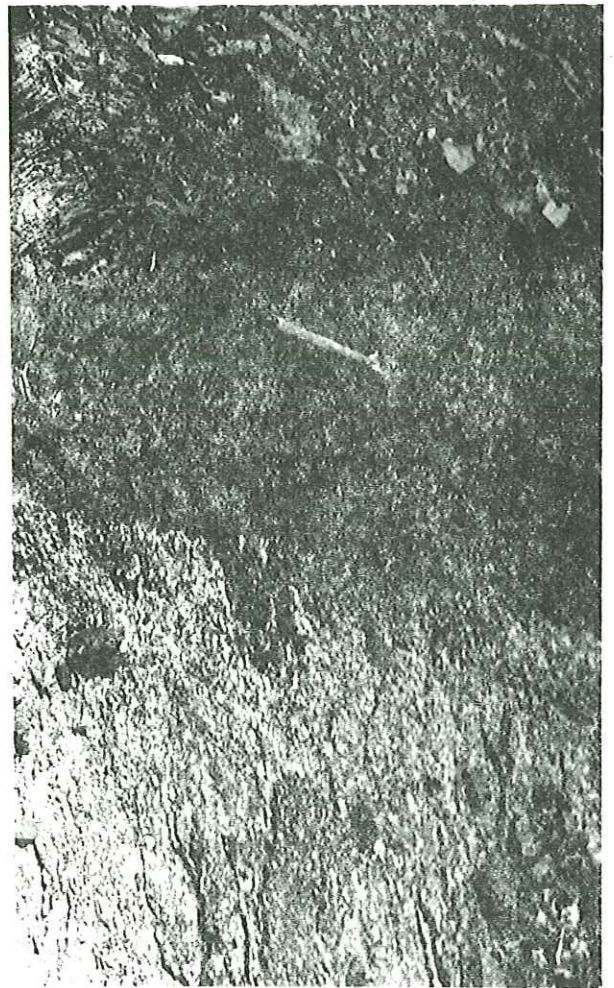
P 3



1



2



3

Peut-être les Gneiss noirs et les veines de chaque Ensemble appartiennent-ils à un cycle volcanique différent et peut-être l'histoire géologique a-t-elle été différente, d'une part l'Ensemble des gneiss de l'Est (intercalations métriques sombres, à grain fin, voir 2-2-1), et d'autre part dans l'Ensemble des Gneiss noirs et l'Ensemble des amphibolites. Nous considérerons cependant ces faciès comme des témoins de la première phase de volcanisme, qui a donné des tufs, laves, dykes, sills et petites intrusions probablement andésitiques, et qui se répéta pendant ou après la sédimentation, et certainement avant les événements qui ont mené à la foliation générale.

#### 2-3-2 : Les intrusions quartzo-dioritiques

Ce sont des roches qui se présentent surtout dans l'Ouest de la région. Elles apparaissent en petites intrusions, recoupant les amphibolites où elles deviennent rapidement minces (fig. 2). Elles se présentent habituellement en dykes ou sills épais de quelques mètres, ou en nombreuses petites intrusions métriques. Elles recoupent les veines examinées ci-dessus (2-3-1) et sont donc plus jeunes qu'elles.

Elles ont un aspect invariablement constant, qui permet de bien les distinguer des autres roches similaires. Leur grain est moyen, elles comportent quartz, feldspath et biotite, et ne montrent aucune foliation. Parfois seulement elles ont subi une mylonitisation donnant lieu à un laminage que l'on peut confondre avec la foliation principale. En fait, comme nous le verrons plus loin, la mylonitisation, dont l'origine est liée aux failles N-S, donne lieu à un laminage plus ou moins parallèle à la foliation principale (cela est montré par des études pétrographiques et nous en parlerons en détail dans le chapitre en question).

Nous distinguons ainsi une autre phase volcanique postérieure aux événements ayant mené à la foliation et donc postérieure au métamorphisme qui l'a accompagnée, mais antérieure ou contemporaine des événements qui ont créé les failles N-S.

Nous étudierons ces roches dans le chapitre pétrographique sous le titre : les intrusions quartzo-dioritiques, 3-4, et nous verrons que, quoiqu'elles n'aient pas subi les événements donnant la foliation, elles ont été profondément métamorphosées par les événements suivants.

#### 2-3-3 : Les dykes quartzo-dioritiques

Il s'agit d'un réseau régulier de dykes épais de 3-4 m, recoupant les formations du massif de Châpédony dans sa partie centre-orientale. Ils ont une direction très constante (N 30° W) dans tous les endroits où on les trouve.

Ils sont verticaux ou plongent vers l'Est avec des angles forts (75-85°). Ces dykes ont une très grande extension et se rencontrent sur des centaines de kilomètres. L'auteur en a trouvé qui coupent, en une espèce de réseau régulier, la mine de fer de Chogart, dans la région de Bafgh. Il est surprenant de voir que la direction, le mode d'affleurement et même le type d'altération des minéraux, sont les mêmes (nous prenons altération dans son sens réel, non le sens génétique). Ces roches recoupent les intrusions quartzo-dioritiques vues ci-dessus ; elles ne sont affectées d'aucune foliation, ni de mylonitisation. Ces roches sont habituellement vert foncé, à grain fin, parfois typiquement porphyriques ; on les a appelées autrefois dykes diabasiques. Ces faciès permettent ainsi de définir une autre phase de volcanisme qui est probablement postérieure aux événements ayant produit les failles N-S et constitue probablement la plus jeune et la dernière phase de volcanisme.

### 2-4. - LES FACIES DE MIGMATITISATION

#### Les migmatites, les pegmatites et les aplites

Les caractères les plus remarquables du Massif de Châpédony, de même que de certains autres (notamment Chatak, Neybaz et Khochoumi, voir fig. 1-2) sont les faciès de migmatitisation, c'est-à-dire les roches ayant un aspect tout à fait granitique à petite échelle, mais métamorphique à grande échelle. En gros le massif se compose de couches successives de roches métamorphiques, mais dans le détail chaque couche quartzo-feldspathique joue le rôle d'une couche granitique. Les désordres aux contacts d'un gneiss avec une roche basique sombre ou une amphibolite, sont des traits courants, ou mieux un contact "calme", tel qu'on en observe couramment dans des roches métamorphiques ordinaires, est très rare. Les gneiss quartzo-feldspathiques de teinte claire, à grain plutôt grossier, corrodent toujours les gneiss sombres à grain plus fin, donnant lieu à un contact irrégulier en zigzag (pl. 4, fig. 1).



Ce phénomène courant va souvent plus loin, de telle sorte que nous voyons la couche quartzo-feldspathique vraiment intrusive dans la couche adjacente, en une petite bosse, une courte branche ascendante ou une vraie veine partant d'une couche quartzo-feldspathique et rejoignant une autre, sus ou sous-jacente. Il faut souligner que ces petites masses d'allure intrusive recoupernet nettement la foliation et le litage des roches adjacentes. A ces endroits la foliation et le litage des roches envahies sont plissées, faillées et morcelées pour permettre le passage de la roche intrusive (pl. 4 fig. 2). Le système entier montre les caractères exacts d'intrusions et de plissements diapyriques. Quelques mètres plus loin, tout est calme : la couche "intrusive" quartzo-feldspathique plutôt grossière et la couche fine plus sombre sont de nouveau parallèles. Leur foliation coïncide et un contact de corrosion secondaire se poursuit sans aucun dérangement. Plus loin encore, tout recommence, avec les caractères d'intrusion diapyrique...

Ces couches quartzo-feldspathiques ne sont-elles pas des couches vraiment intrusives provenant d'une source magmatique et s'en éloignant ? Il semble difficile d'imaginer une grande séquence de roches intrusives litées intercalées avec des marbres sédimentaires typiques et qui montrent tous les caractères de roches sédimentaires stratifiées. Il est vrai qu'elles recoupernet et dérangent la foliation, mais elles aussi sont foliées. Peut-être se sont-elles mises en place avant des événements qui ont créé la foliation et ont-elles pris la foliation ensuite, en même temps que les autres roches, mais comment se fait-il que les bosses d'intrusion et les branches ascendantes recoupernet cette foliation et n'obéissent pas à cet arrangement ? Ces roches quartzo-feldspathiques, concordantes ou parallèles avec les autres roches litées, avaient peut-être une nature plus molle et plus plastique qui leur donnait une allure plus mobile que celle des roches voisines, comme pour les roches salifères et gypsifères dans un empilement de sédiments plutôt plus compétents. Si nous acceptons cette manière de voir, il se pose une question essentielle : quel agent est responsable de cette nature plus molle ? Une sorte de fusion partielle les mettant dans un état mobile semi-liquide ? Cela paraît vraisemblable. Nous savons que c'est là un problème commun, auquel on s'est attaqué depuis longtemps et qui a vu des preuves et démonstrations de la part de plusieurs auteurs, spécialement von PLATEN (1965) et WINCKLER (1965). En essayant d'étudier ce problème, nous passerons brièvement en revue les "faits" les plus typiques et les caractères existants de ce qu'on appelle migmatitisation dans le Massif Châpédony ; puis nous les examinerons, les comparerons avec les caractères classiques et essaierons de leur appliquer l'interprétation adéquate.

Les caractères communément admis pour les "migmatites" sont ceux de roches apparaissant composites en échantillon, consistant en deux ou plusieurs parties pétrographiquement différentes, l'une d'elles étant la roche encaissante dans un état en général plus ou moins métamorphique, l'autre ayant un aspect pegmatitique, aplitique, granitique ou, en général, plutonique", (MEHNERT, 1968) pl. 4, fig. 3. Comme nous le verrons dans beaucoup de cas, les migmatites passent aux pegmatites et en fait il n'y a aucune différence pétrographique entre la portion leucocrate de ces migmatites et les épaisses bandes de pegmatites. Aussi il peut sembler préférable de les traiter ensemble. Mais, comme leur nom l'indique, elles sont de toutes manières différentes même lorsqu'on ne considère que leur taille, leur forme et leur structure. En outre les pegmatites, ou bandes pegmatitiques, manifestent quelques particularités qui dépendent des endroits où elles apparaissent et des roches encaissantes associées.

En ce qui concerne les aplites probablement en liaison générale avec les pegmatites, elles sont tellement différentes et spéciales qu'elles méritent d'être traitées séparément.

Sur cette base nous étudierons les faciès de migmatitisation en les subdivisant en trois groupes :

- 2-4-1 : les migmatites ;
- 2-4-2 : les pegmatites ;
- 2-4-3 : les aplites.

#### 2-4-1 : Les migmatites

Ces roches composites montrent plusieurs formes et structures. Pour essayer de les décrire, nous adopterons les définitions de MEHNERT : le paléosome sera la roche mère ou encaissante, inaltérée ou seulement peu modifiée ; le néosome : la portion de la roche néoformée. Les caractères généraux sont les suivants :

2-4-1-1 - Un ensemble de petites lentilles de néosome, parallèles ou subparallèles, entourées en zigzag par un paléosome plus mince, bien folié et à grain fin. Le néosome est constitué parfois par quelques cristaux grossiers quartzo-feldspathiques et le paléosome de minces pellicules les enveloppant, formant un vrai "Gneiss œillé". Mais en général les agrégats leucocrates en rejoignent d'autres, formant des sortes de lentilles irrégulières s'épaississant et s'amincissant, sé-

PLANCHE 4

Figure 1 :

Contact de corrosion en zigzag entre un gneiss quartzo-feldspathique à grain grossier et un gneiss basique sombre, à grain plus fin ; phénomène courant dans le Massif Châpédony. Le crayon mesure 17 cm.

Figure 2 :

Photo prise un peu plus loin que la figure 1, dans la même couche de gneiss quartzo-feldspathique concordant avec celle de la figure 1, en intrusion dans le gneiss plus sombre et à grain plus fin. Noter les plissements et cassures diapyriques du gneiss basique partiellement dus à cette intrusion.

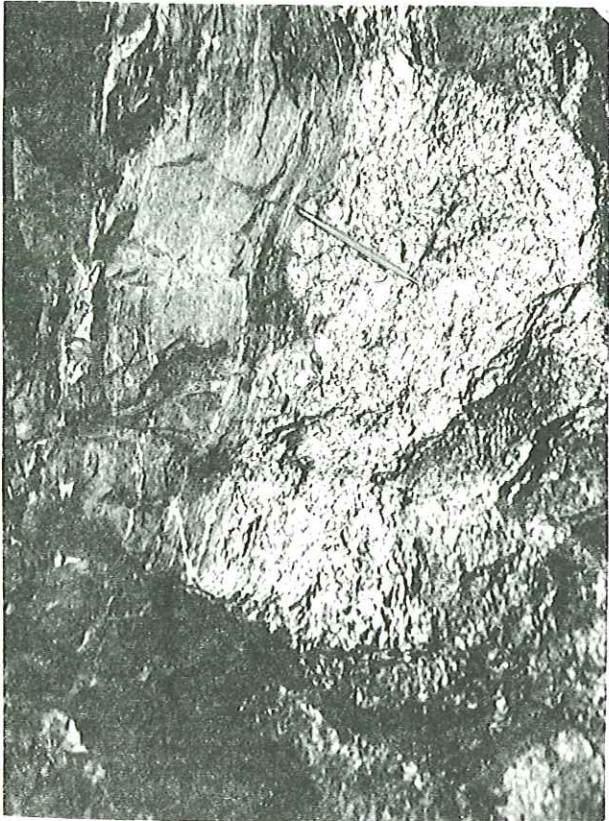
Figure 3 :

Roches composites consistant en gneiss basique noir typiquement métamorphique et des agrégats et intercalations leucocrates d'aspect granitique et pegmatitique : migmatites. Phénomène très courant dans les Ensembles de gneiss noirs, blancs et bigarré du Massif Châpédony. Le marteau mesure 40 cm.

Figure 4 :

Agrégats quartzo-feldspathiques à grain grossier, en lentilles irrégulières, entourées par un gneiss basique sombre à grain fin, à belle foliation et montrant une structure pseudo-ophthalmitique. Remarquer la forme convexe des parties leucocrates déplaçant, d'après MEHNERT, les roches encaissantes.

P 4



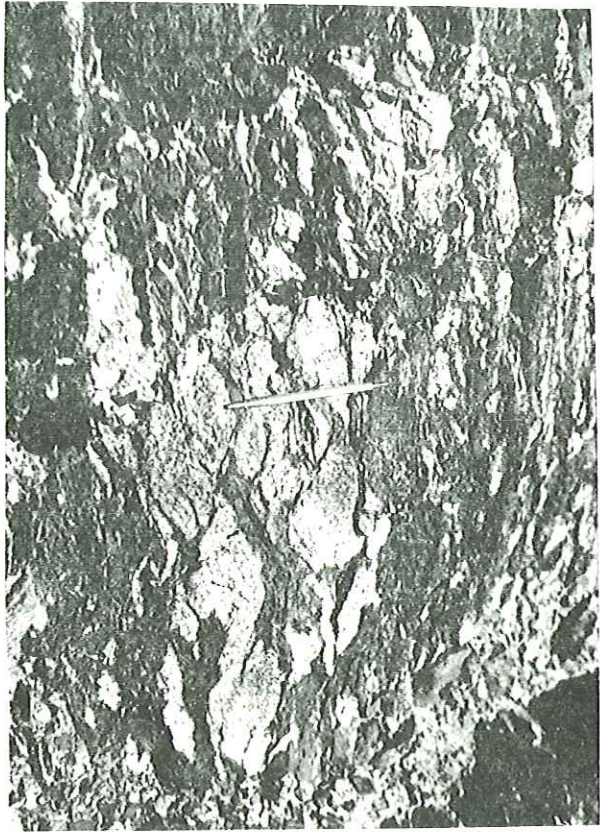
1



2



3



4

parées par des parties décimétriques sombres à grain fin s'insinuant entre elles, montrant une structure presque pseudo-ophthalmitique (définition de MEHNERT, 1968).

Ces caractères sont loin d'être le résultat d'une déformation de roches préexistantes clastiques ou conglomératiques, comme un examen rapide pourrait le laisser croire en particulier pour ces dernières formes. Comme H. RAMBERG, (1956) l'a aussi décrit dans l'Ouest du Groenland, ces agrégats de quelques cristaux ressemblent à des yeux ("augen-gneiss") passent à de plus grandes lentilles, décimétriques puis métriques, et enfin forment des bandes pegmatitiques de quelques centaines de mètres d'extension dans le Massif Châpédony. BARTH (1962) appellent "pegmatites de concrétion" ces petites masses d'une dimension de 1 cm à 1 m, qui sont entourées presque toujours en concordance par des gneiss montrant un liséré de minéraux ferro-magnésiens. Il en attribue l'origine à une simple diffusion ne dépassant pas 1 à 2 mm pour les petites masses cristalloblastiques, et en déduit "qu'il n'y a pas de différence génétique entre le corps de la pegmatite et les yeux dans les gneiss". C'est également ce que suppose RAMBERG et ce qu'on observe en fait dans le Massif Châpédony.

2-4-1-2 - Une succession de couches de couleur claire, à allure granitique, qui alterne avec les couches sombres à grain fin, d'épaisseur comparable. Ces caractères se voient le plus souvent à la base de l'Ensemble bigarré. Le néosome leucocrate est assez irrégulier, successivement en lits minces ou épais, et se termine même parfois en petites masses de nature granitique toujours entourées de paléosome. Le paléosome et le néosome ont une épaisseur centimétrique ou décimétrique, rarement métrique. C'est en cet endroit que le néosome montre une splendide texture plissée (voir 2-4-1-3). Cette structure ressemble à ce que MEHNERT appelle "texture stromatique" (pl. 5, fig. 1).

Il est difficile d'imaginer une injection migmatitique "lit par lit" pour ces couches centimétriques, comme le supposait MICHEL-LEVY, 1893, in MEHNERT), parce que nous n'avons trouvé aucun canal de connexion entre elles, ni avec une source magmatique. En fait, il n'existe pas de telle source, au moins au voisinage de ces roches.

TURNER (1960), rejetant l'origine magmatique de ces roches en feuillets alternés, croit à une "différenciation métamorphique, résultant d'une migration différentielle des ions faisant partie du système métamorphique sur de courtes distances, sous l'influence de gradients locaux dans le potentiel chimique". Ainsi des greywackes massifs à lits épais peuvent donner cette structure.

MEHNERT (1968), tenant compte de la différenciation métamorphique possible, les attribue aussi aux hétérogénéités de la roche originelle, accentuées ensuite par une recristallisation sélective qui fait progresser une telle structure rubanée par différenciation métamorphique.

Bien sûr, en adoptant la différenciation métamorphique pour certains de ces caractères, la dernière thèse rend compte en général du cas présent et nous aimerions croire à un caractère rubané déjà existant dans les roches originelles, surtout celles qui sont en feuillets assez épais. Il s'agirait alors de roches volcano-détritiques, en fine alternance avec des roches psammitiques, donnant lieu plus tard, par fusion sélective au cours d'un métamorphisme particulier, aux roches actuelles en feuillets (voir le chapitre de pétrologie et d'interprétation).

2-4-1-3 - Le plissement secondaire dans les migmatites est un caractère très commun. On voit parfois des plis en zigzag ayant leur plan axial parallèle à celui de la foliation. Dans ces plis on peut suivre la continuation de chaque bande, en dépit de leur complexité.

Mais parfois le plissement devient très complexe, chaque plan de pli est plissé à nouveau ou probablement cisailé, et on obtient finalement un gonflement de la portion leucocrate en une sorte d'agrégat, qui contient des bandes irrégulières de paléosome. A ce stade on ne peut suivre aucune continuation des veines quartzo-feldspathiques (pl. 5, fig. 2). Ces caractères ressemblent d'une certaine manière à ceux décrits par MEHNERT qu'il appelle "structure en boyau" ("gut-like" structure). Cet auteur les attribue aux migmatites de degré élevé, constituées de matériel très mobile.

2-4-1-4 - Dans les gneiss rubanés on voit très souvent les bandes leucocrates qui s'amincissent et s'épaississent régulièrement, montrant un caractère appelé par RAMBERG (1956) structure pincée et gonflée ("pinch and swell structure") (pl. 5, fig. 3). Pour RAMBERG cette structure se forme par suite d'une tension exercée par les bandes pegmatitiques leucocrates de nature plus compétente sur les gneiss encaissants moins compétents. Il croit que les "portions étroites d'une pegmatite pincée et renflée ne proviennent pas d'un pincement dû à des forces de compression locales perpendiculaires aux flancs des pegmatites, mais sont plutôt provoquées par un amincissement ou resserrement ("necking down") local dû à un étirement parallèle à une force de tension agissant le long des masses pegmatitiques". Il est clair que la conception de

PLANCHE 5

Figure 1 :

Fine alternance de néosome et de paléosome donnant lieu à la structure stromatique de MEHNERT. Le néosome est très irrégulier, successivement mince et épais, et se termine parfois en une masse de nature granitique (en bas de la photo), Noter le plissement du néosome (à gauche en haut).

Figure 2 :

Migmatites plissées et cisillées de manière compliquée. Noter que la continuation des rubans n'est pas facile à suivre. En dépit de ce plissement complexe le gneiss noir (paléosome) à droite est presque intact.

Figure 3 :

Alternance d'un gneiss basique sombre, à grain fin, avec des bandes leucocrates (néosome), successivement minces et épaisses, montrant la structure "pincée et renflée" de RAMBERG (1956).

Figure 4 :

Fragments de paléosome flottant dans le néosome, dans les faciès de la région médio-orientale. A cet endroit le gneiss à grain grossier de l'Ensemble des gneiss blancs semble un vrai granite intrusif, envahissant et englobant plusieurs fragments de gneiss sombre à grain fin, typique du faciès de bordure de l'intrusion granitique.

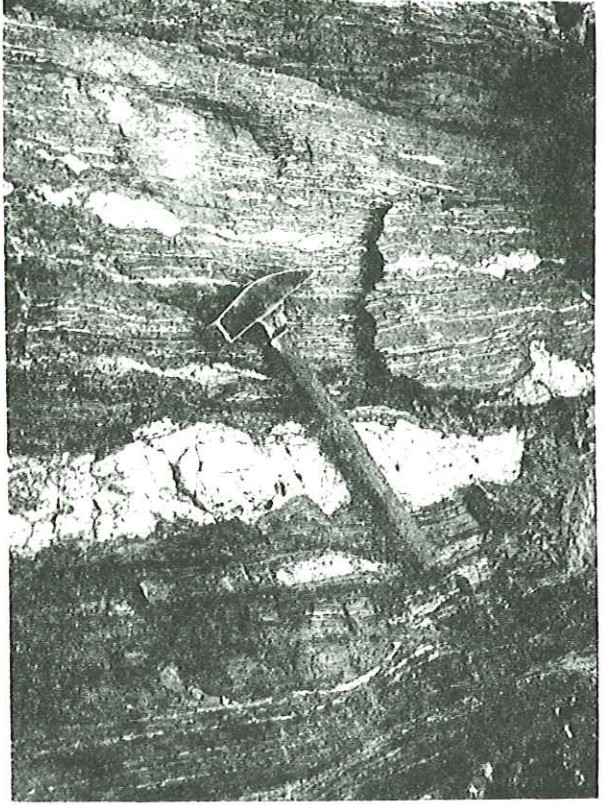
P 5



1



2



3



4

MEHNERT, qui les classe avec sa "structure de dilatation", est différente des "portions de roches successivement épaisses et fines" de RAMBERG, "surtout faites de paléosome sombre compétent et de néosome clair incompétent". Ainsi les roches compétentes pour l'un, sont incompétentes pour l'autre. MEHNERT ne voit pas de différence entre le mécanisme d'une structure pygmatitique restreinte à un phénomène de compression et ces structures pincées et renflées qui ont la dilatation comme origine. Il explique : "ceci n'est pas une contradiction, car la compression dans une direction implique la dilatation dans l'autre".

Dans notre cas nous aimerions attribuer, comme MEHNERT, une nature incompétente aux éléments leucocrates, mais nous attribuerions un mécanisme un peu différent à cette structure. En effet, comme nous l'avons mentionné, nos gneiss rubanés peuvent trouver leur origine dans des roches rubanées au départ : des roches volcano-détritiques plus basiques et des roches psammitiques plus acides. Subissant un métamorphisme de température élevée, les roches psammitiques se mobiliseraient plus tôt et plus facilement que les roches basiques (voir le chapitre de pétrologie et d'interprétation). Ainsi ces dernières seraient de nature plus compétente que les faciès facilement mobilisables. Pour une séquence soumise à une pression orientée agissant perpendiculairement à la surface des lits, ce que peut produire le phénomène bien connu des diapirs, il est évident que ce sont les couches leucocrates qui réagiront comme des couches salifères incompétentes entre des sédiments plus compétents. Subissant la pression orientée en un point, s'échappant dans une direction perpendiculaire, se rassemblant et s'épaississant plus loin, le matériel incompétent déterminera ainsi cette structure alternativement fine et épaisse.

2-4-1-5 - Le néosome leucocrate peut aussi se présenter en veines irrégulières dans le paléosome, formant la structure agmatitique de MEHNERT. Mais ce phénomène va plus loin, spécialement dans la partie centre-orientale de la région, dans les Ensembles des Gneiss blancs et bigarrés. Là le gneiss quartzo-feldspathique à grain grossier (néosome) prédomine, englobant de nombreuses inclusions sombres irrégulières ou des lits morcelés de paléosome, tout à fait comme dans les faciès de bordure des granites. Les fragments de paléosome ne peuvent être rapprochés pour reconstituer des masses plus homogènes. Cela indique une déformation probable durant la production de ce phénomène (pl. 5, fig. 4). On constate d'ailleurs qu'en général le paléosome se dissout dans le néosome, montrant une auréole de réaction (pl. 3, fig. 2). Cette structure semble être la structure en "schollen" de MEHNERT.

Ces faits s'expliquent facilement, de même que l'invasion du paléosome par le néosome, si on envisage un processus anatectique. Mais a-t-il réellement eu lieu dans le Massif Châpédony, nous le verrons dans les chapitres suivants.

#### 2-4-2 : Les pegmatites

Ce titre peut faire penser que nous avons là des faciès de roches filoniennes dont certaines seraient, de manière inhabituelle, grossièrement cristallines. Les très grands cristaux sont cependant absents dans la plupart des roches que nous allons étudier.

D'un autre point de vue, ces roches pourraient être considérées comme des migmatites. En fait elles se présentent en masses épaisses de grande extension, en sorte de filons concordants ou sécants sur la foliation régionale, ce qui les éloigne de la définition que nous avons adoptée pour les migmatites (où les veines pauvres en éléments ferromagnésiens sont de plus faible extension et puissance). En réalité on a affaire à des faciès qui répondraient à la définition des migmatites, choisie ici, mais de taille gigantesque. Pour éviter l'équivoque et pour rendre compte de l'aspect de terrain, qui à l'exception du grain très grossier, fait penser à des pegmatites s. str., nous avons choisi de les désigner sous ce terme.

En effet ce sont des roches qui n'ont pas toujours un grain très grossier, mais qui n'ont pas non plus un grain très fin. Elles sont leucocrates, à grain moyen pouvant atteindre le centimètre et se présentent en longues bandes massives ou en petits agrégats de quelques gros cristaux. Quoiqu'elles soient dispersées dans tout le Massif Châpédony, les pegmatites ne sont pas également distribuées. Elles sont beaucoup plus abondantes dans certaines parties que dans d'autres et quelques types, caractérisés par une teneur particulière en certains minéraux, sont confinés à des régions précises.

A côté de plusieurs formes secondaires, les pegmatites se présentent dans le Massif Châpédony sous deux formes :

- 2-4-2-1 : les pegmatites en bandes ;
- 2-4-2-2 : les pegmatites en lentilles.

2-4-2-1 : Les pegmatites en bandes, qui dans une certaine mesure correspondent aux pegmatites en feuillets ("sheet-shape") de RAMBERG (1956) ou celles de "sécrétion" de BARTH (1962), présentent des différences d'épaisseur de quelques décimètres à quelques dizaines de mètres et ont une extension de plusieurs centaines de mètres, parfois de l'ordre du kilomètre ou plus. Le plus souvent elles sont exactement parallèles au plan de schistosité des roches encaissantes mais elles le recourent parfois suivant un angle très faible, et rarement franchement. Ces sortes de pegmatites sont très abondantes dans l'Ensemble des amphibolites et celui des gneiss blancs ; ou, plus exactement, elles sont particulières à ces Ensembles et ne se présentent que rarement dans les autres.

2-4-2-2 : Les pegmatites lenticulaires, que l'on peut comparer aux "pegmatites de concrétion" de BARTH, sont de taille variant de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres. Leur grain est en général grossier et parfois très grossier, et elles sont les plus fréquentes dans les gneiss.

Au point de vue de leur composition minéralogique, on peut distinguer trois sortes de pegmatites, chacune d'elles caractérisant souvent un Ensemble particulier :

2-4-2-3 : les pegmatites à grenat;

2-4-2-4 : les pegmatites à pyroxène et/ou hornblende ;

2-4-2-5 : les pegmatites à biotite et/ou chlorite.

2-4-2-3 : les pegmatites à grenat

Ce sont des roches blanches, homogènes, à grain moyen ou rarement grossier, comportant normalement des grenats rouges millimétriques. Elles se présentent toujours en rubans parallèles, dans l'Ensemble des amphibolites ou à son voisinage immédiat.

Comme nous l'avons déjà mentionné, elles deviennent très rares dans l'extension sud de cet Ensemble. Au Nord elles sont très fréquentes et atteignent parfois 15 à 20 m d'épaisseur ; à cause de leur couleur qui contraste avec celle des amphibolites sombres où elles sont intercalées, elles donnent à cet ensemble un aspect stratofide particulier (pl. 2, fig. 3).

2-4-2-4 : les pegmatites à pyroxène et/ou hornblende

Ces roches ont un gisement limité à l'Ensemble des Gneiss blancs et on ne les trouve nulle part ailleurs. Ce sont des roches blanches à grain moyen, homogène, qui se présentent en bandes épaisses de 50 cm à 5 m et qui montrent un bon parallélisme avec le plan de schistosité des roches encaissantes. Elles sont rarement sécantes et si cela se produit elles se présentent en fines veines décimétriques. Elles contiennent souvent des pyroxènes et/ou des hornblendes d'un vert sombre, qui ont une distribution et une orientation assez quelconque.

2-4-2-5 : les pegmatites à biotite et / ou chlorite

Ces pegmatites ont en général un grain grossier, mais non homogène, contrairement aux précédentes. On les trouve presque partout dans les gneiss du Massif Chapédony. Leur gisement typique est lenticulaire, formant rarement de courtes bandes ne dépassant pas quelques dizaines de mètres d'extension. Parfois elles comportent des biotites ou des chlorites en agrégats, de distribution et disposition peu régulières.

2-4-2-6 : rapports des pegmatites avec les roches encaissantes

On trouve rarement, ou même jamais, de contact franc entre les pegmatites lenticulaires et les roches encaissantes.

Il en va de même pour le contenu minéralogique. Les gneiss à grains de taille variable passent graduellement par endroits à un grain plus grossier, avec des yeux, de petites lentilles devenant de plus en plus grandes. La proportion en minéraux ferromagnésiens diminue vers les parties grossières qui se sont séparées et les minéraux quartzo-feldspathiques deviennent progressivement abondants.

Comme beaucoup d'auteurs l'ont discuté, notamment TURNER et VERHOOGEN, il est indubitable que ces pegmatites sont dû au "matériel" sécrété par les roches hôtes par suite d'une fusion partielle (anatexie) (nous reviendrons plus loin sur ce sujet).

Si les rapports entre les pegmatites en lentilles et leurs roches encaissantes sont assez clairs, il n'en est pas de même pour les pegmatites en bandes dans les amphibolites ou dans les gneiss basiques noirs, au moins de prime abord. Ces pegmatites semblent avoir un contact net, bien défini avec des roches encaissantes, avec lesquelles elles contrastent beaucoup.



Cet aspect brutal du contact est encore accentué par la présence d'auréoles monominérales constituées par de la biotite dans les gneiss basiques sombres et de la hornblende dans les amphibolites. On peut penser que ces types de pegmatites tirent leur origine de la conjonction d'un facteur tectonique et d'un facteur lié à la nature des roches encaissantes. Un argument serait la fréquence remarquable de ces bandes leucocrates. Car, comme le dit RAMBERG : "les joints de tension se développent très facilement dans les roches basiques lorsqu'elles alternent avec des gneiss acides ou des schistes micacés et sont soumises à des forces tectoniques. De tels joints de tension sont le lieu d'élection pour la fixation de matériel pegmatitique. A cause de leur tendance à fluer plus tôt de manière plastique, les roches basiques jouent un rôle d'éponges qui extraient le matériel pegmatitique où il y en a".

La fréquence de ces bandes leucocrates dans les roches métamorphiques basiques a été observée en plusieurs endroits, notamment dans le Sud de la Norvège par O. ANDERSEN, (1933), in BARTH, 1962) et dans l'Ouest du Groenland par H. RAMBERG (1956). Dans les deux cas les auteurs rejettent l'origine magmatique de ces roches. A la question : "pourquoi ces masses n'auraient-elles pas été formées par un magma qui se serait déplacé dans les craquelures ouvertes et s'y serait refroidi ?", BARTH répond tout de suite : "il est impossible de trouver un canal par lequel le magma aurait coulé".

Cela est aussi le cas du Massif Châpédony. On l'a déjà mentionné en décrivant les migmatites. Après une longue discussion, BARTH conclut que "aucune solution fluante n'est capable de pénétrer dans la roche encaissante sauf le long d'une zone de cisaillement. Du matériel de la roche cisailée peut être exprimé dans les craquelures, mais l'origine du matériel de la zone de cisaillement se trouve probablement aussi dans la diffusion à partir des roches soumises à la contrainte vers les plans de cisaillement à demi-ouverts".

Dans le Massif de Châpédony cela semble l'explication la plus satisfaisante : les pegmatites successives en feuillets ont dû bénéficier des fissures de tension parallèles aux plans de schistosité. Exactement comme les lentilles de calcite qui se placent dans ces ouvertures des roches sédimentaires. Mais que sont ces roches de BARTH, soumises à une contrainte et diffusant dans les plans de cisaillement à demi-ouverts ? Dans le Massif de Châpédony ce sont les amphibolites elles-mêmes. Le mécanisme est le suivant :

le grain millimétrique de l'amphibole (fig. 2-3) devient progressivement grossier donnant une roche ressemblant à une

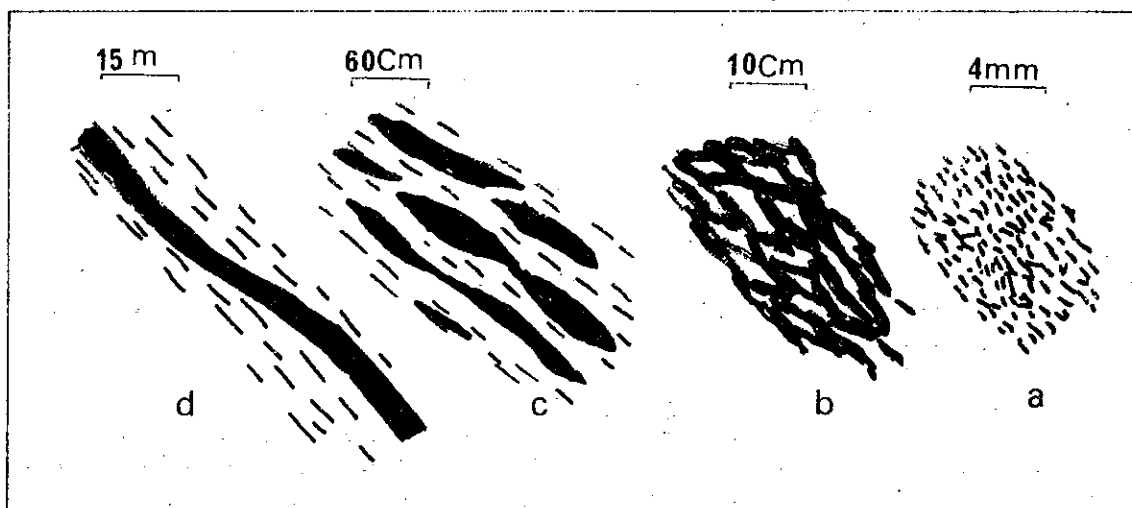


Figure 2-3 - Evolution des pegmatites dans les amphibolites

diorite pegmatitique décimétrique (b) ; toutefois la taille du grain ne provient pas de la croissance des cristaux, mais il s'agit d'une sorte de ségrégation et d'une séparation précoces des constituants ferromagnésiens et felsiques. Ce stade se poursuit et on obtient les agrégats lenticulaires décimétriques de matériel leucocrate à l'intérieur de ceux qui sont devenus plus riches en minéraux ferromagnésiens (c). On peut déjà voir à ce stade que des agrégats leucocrates sont entourés par les bandes assez minces et flexueuses, composées presque totalement de hornblende. Il s'agit de l'enrichissement des

parties pegmatitiques à partir de matériel leucocrate, ce qui mène à l'appauvrissement de la zone voisine en ce matériel ou vice versa. Le dernier stade rassemble ces masses leucocrates assez petites en bandes épaisses s'étendant sur une grande distance (d). Parfois la séparation n'est pas complète et nous voyons dans les pegmatites de petites lentilles centimétriques ou métriques d'amphibolite, enrichies de hornblende. Elles sont bien alignées et obéissent parfaitement à la schistosité principale. Parfois aussi ces "restites" (MEHNERT, 1968) ou "auréoles" de contact externes" (RAMBERG, 1956) forment de fines bandes centimétriques irrégulières continues conférant à la pegmatite un aspect rubané, qui est fréquent en particulier dans l'extrême Nord de l'Ensemble des amphibolites. Pour les gneiss basiques le mécanisme est identique. Nous verrons dans le chapitre pétrographique que les pegmatites des amphibolites sont entièrement composées de plagioclase et de quartz, contrastant avec d'autres pegmatites très riches en feldspaths alcalins. Comme nous en discuterons de nouveau dans le chapitre pétrologique, ce fait laisse peu de doutes pour une formation "in situ" des pegmatites, résultant d'une différenciation métamorphique. Ainsi, tout en acceptant pleinement l'importance de la tectonisation et des effets de cisaillement, nous aimerions les considérer comme une accentuation et un complément des agents de différenciation déjà mis en œuvre à cause du métamorphisme, pour le compléter et le localiser dans les espaces créés.

### 2-4-3 : les aplites

Partout dans la région, en particulier dans le Sud-Est où les gneiss prédominent, nous trouvons un réseau de fissures qui de loin semblent remplies par des roches apparemment roses. On pense à des aplites. Elles ont une direction remarquablement constante de N 30° W à N 50° W, la même que

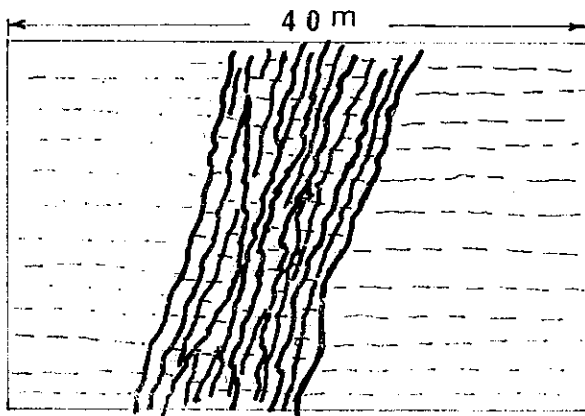


Figure 2-4 - Mince veines aplitiques recoupant la schistosité.

nombreuses et fines fissures d'extension constituant les voies d'accès pour le matériel aplitique.

celle des dykes quartzo-dioritiques. Ces fissures mesurent de 1 à 15 m environ. Elles sont en général érodées et forment des fossés aux longues parois parallèles, verticales, perpendiculaires à la direction du plan de foliation (et aussi du litage). Lorsqu'on s'en approche, on voit qu'il ne s'agit pas du tout, par exemple, d'un dyke de roche rose épais de 10 m, c'est la roche encaissante elle-même qui est devenue rose dans sa totalité à cet endroit. Mais avec un peu d'attention on s'aperçoit que les veines roses homogènes, très minces et à grain fin, recoupent la schistosité (fig. 2-4). C'est l'ensemble de ces veines remplissant des fissures, qui donnent cet aspect rose à toutes les roches encaissantes.

Quoique la schistosité semble inchangée dans les intervalles de ces veinules, les roches sont intensément cisailées, ce qui rend l'échantillonnage extrêmement difficile.

En d'autres termes le matériel gneissique comporte de

### 2-5. - TECTONIQUE

Comme nous l'avons mentionné plusieurs fois, le Massif Châpédony montre une apparente structure anticlinale de direction NE-SW. Il ne montre pas de structure renversée comme le supposaient HAGHIPOOR et PELISSIER et même pas de pentages forts, mais une ondulation plutôt faible, faillée et replissée ensuite par morceaux. Le flanc occidental est rabattu sur le flanc oriental, à peu près le long du plan axial, par une faille ou une série de failles parallèles à la direction du litage.

Deux séries de failles et de fractures gouvernent la région :

- cassures NE-SW (N -30° E à N 50° E). Elles ont une extension régionale sur des centaines de kilomètres. Ce sont ces failles qui d'après HAGHIPOOR et PELISSIER ont séparé toute la région de Sâghand - Posht-e-Bâdâm en horsts et grabens successifs. Dans le Massif de Châpédony elles ont toujours produit une mylonitisation avancée.

Il faut noter que leur direction coïncide avec celle du plan de schistosité et, comme nous le verrons plus loin, elles ont donné aux roches un laminage supplémentaire qui concorde presque parfaitement avec la schistosité. Le plus souvent,

en particulier dans les gneiss alcalins, ce que l'on voit sur le terrain n'est pas une foliation, mais une sorte de laminage de mylonitisation. En effet celui-ci a eut lieu tardivement lorsque la croissance des feldspaths des gneiss était suffisamment avancée pour que tous les types d'arrangement aient été détruits. Ce phénomène leur donne le caractère de failles par glissement ("slip-faults") agissant le long des plans de schistosité.

- Les failles et fissures NW-SE (du N 50° W à N 30° W).

Elles ne sont pas moins importantes que les premières. Comme nous le verrons dans le chapitre interprétatif, elles peuvent trouver leur origine dans les premiers temps de la sédimentation. Elles ont servi de voie d'accès aux émanations aptitiques et plus tard aux dykes quartzo-dioritiques; elles ont une extension régionale tout comme les cassures NE-SW.

D'après HAGHIPOOR et PELISSIER toutes ces cassures sont précambriennes, probablement assynclinales ou pré-assynclinales.

Le massif a été affecté par les mouvements orogéniques alpins qui ont provoqué plusieurs glissements et ondulations secondaires dans les formations. Nous les avons mentionnés en particulier en décrivant l'Ensemble bigarré. La direction de fracturation et de failles NW-SE a de nouveau été active, produisant les grandes failles de cette direction, que nous voyons dans la figure 2-1.

## CHAPITRE 3 - PETROGRAPHIE

---

### PLAN

- 3-1 - LES GNEISS
- 3-2 - FACIES DE MIGMATISATION
- 3-3 - LES INTRUSIONS QUARTZO-DIORITIQUES
- 3-4 - LES AMPHIBOLITES
- 3-5 - LES ROCHES CARBONATEES
- 3-6 - LES ROCHES SCAPOLITIQUES
- 3-7 - LES DYKES QUARTZO-DIORITIQUES
- 3-8 - LES MYLONITES

### 3-1. - LES GNEISS

Les gneiss constituent les roches les plus abondantes de la région. Ils sont d'aspect divers : à grain grossier, moyen ou fin, avec une gamme de couleurs allant du blanc au presque noir. Parmi les gneiss grossiers on ne trouve guère de caractère gneissique. Ces roches sont difficilement différenciables de faciès à caractères de granites. Mais celles dont le grain est fin ou moyen montrent un faible caractère gneissique, qui n'est d'ailleurs pas toujours présent.

Nous envisagerons successivement 4 groupes de gneiss différents :

- 3-1-1 - Les gneiss calco-alcalins
- 3-1-2 - Les gneiss basiques
- 3-1-3 - Les gneiss amphiboliques
- 3-1-4 - Les gneiss divers.

Ce classement est beaucoup plus fondé sur les paragenèses de ces différentes catégories de roches que sur d'autres caractères. En effet, il n'y a pas de coupure franche entre ces différents groupes et il existe des types intermédiaires. Par exemple le premier groupe (3-1-1) se caractérise par la paragenèse à quartz + feldspaths potassiques + plagioclase + biotite ; alors que le troisième (3-1-3) est à plagioclase + biotite + hornblende + feldspaths potassiques.

Les feldspaths alcalins présents dans les deux catégories, sont fréquents dans 3-1-1, plus rares dans 3-1-3. Mais à côté de ces caractères absolus, il y a des nuances : des reliques de hornblende peuvent se rencontrer dans 3-1-1 même quand ces faciès n'ont pas de relations avec les amphibolites. Dans ces cas ce sont des questions de structure, de caractères minéralogiques et de relations entre minéraux qui sont déterminants. C'est ainsi que dans 3-1-1 on aura des roches à structure grenue, assez rarement orientée. Dans tous les cas les feldspaths potassiques sont abondants quelle que soit la quantité d'amphibole présente. Alors que les roches du groupe 3-1-3 sont plutôt schisteuses, à grain fin ou moyen et à plagioclases à caractères effusifs. Ces faciès sont directement liés aux amphibolites et les feldspaths alcalins n'y sont jamais bien représentés.

Quant à la catégorie 3-1-2, elle est caractérisée par la paragenèse à quartz + plagioclase + biotite + cordiérite + grenat. La distinction avec le groupe 3-1-1 est donc facile, mais on y rencontre cependant un peu de feldspaths potassiques sous la forme d'antiperthite.

Notons enfin que les gneiss du groupe 3-1-1, normalement très riches en feldspath potassique, peuvent localement, surtout dans les faciès voisins d'amphibolites, se charger en plagioclases qui prennent la place du feldspath alcalin devenu subsidiaire.

Quant aux roches du dernier groupe (3-1-4), chimiquement comparables à celles des trois autres groupes, elles montrent des caractères spéciaux, des paragenèses qui ne permettent pas de les classer dans un autre groupe.

#### 3-1-1 : Les gneiss calco-alcalins

Ce sont ces faciès, qui parmi les groupes différenciés ci-dessus, sont les plus abondants : presque tout l'Ensemble des gneiss de l'Est, une grande partie de l'Ensemble bigarré et l'Ensemble des Gneiss de l'Ouest sont composés de ces roches. On les observe en outre, çà et là dans les Ensembles des Gneiss noirs et blancs et dans l'Ensemble des amphibolites.

Ils affleurent soit en minces couches d'environ 0,50 m d'épaisseur, soit en bandes massives de plusieurs dizaines de mètres. Leur teinte est grise à presque blanche, avec des ombres diverses, très diluées, ou présente un aspect gneissique sombre, avec des taches claires quartzo-feldspathiques. La granulométrie de ces roches est très variable, allant de gneiss très grossiers avec des feldspaths potassiques atteignant 17 cm, à des gneiss fins, dont les grains ne sont pas aisément visibles à l'œil nu. Comme nous l'avons déjà vu dans le chapitre de la géologie, les gneiss à grain grossier se trouvent surtout à l'Est, et ceux à grain moyen et fin à l'Ouest de la région. Bien entendu, cette distribution des gneiss grossiers et fins, a une valeur statistique.

## ASPECT MICROSCOPIQUE

La paragenèse des gneiss est la suivante :

quartz + feldspath alcalin + plagioclase + biotite ± chlorite avec les minéraux accessoires :  
± allanite ± sphène ± zircon ± hornblende ± tourmaline.

La proportion du feldspath alcalin au plagioclase est très variable, allant de 70 % feldspath alcalin (roches alcalines) à 80 % plagioclase (roches calco-alcalines). De même, dans certaines roches, le pourcentage de biotite peut n'être que de quelques unités, alors que dans d'autres il atteint 30 %.

Il y a une relation directe entre ces proportions et la structure des roches. C'est ainsi que dans les roches à forte proportion de feldspath alcalin on ne trouve aucune schistosité, alors que dans celles où la proportion de plagioclases dépasse largement celle des feldspaths potassiques, la schistosité est prononcée. De même les roches riches en feldspath potassique sont souvent de grain grossier (même en ce qui concerne les plagioclases), tandis que les autres ont normalement une granulométrie modeste et sont parfois à grain fin. En fait, il y a beaucoup d'exceptions. Ces distinctions ont une valeur statistique et n'ont pas de valeur absolue.

Il existe également un rapport entre la proportion de feldspath potassique et celle de la biotite, et même sa distribution : dans les roches à feldspath potassique abondant, les biotites sont peu représentées, elles sont dispersées ou accumulées en agrégats sans orientation ; dans les roches riches en plagioclases la biotite est abondante et orientée.

Il existe encore d'autres relations (telles la chloritisation des biotites, la basicité des plagioclases, etc.) avec le feldspath potassique : nous les verrons en décrivant successivement chaque minéral. On peut alors résumer comme suit les caractères ci-dessus :

- 1 - Gneiss alcalin (forte proportion de feldspath alcalin) : à grain grossier, souvent porphyroblastique, avec biotite rare ou peu abondante, non orientée.
- 2 - Gneiss calco-alcalin (relativement riche en plagioclase) à grain moyen ou fin, plus ou moins équigranulaire, avec biotite plus abondante, normalement orientée.

Les gneiss alcalins et calco-alcalins, sont généralement affectés par des déformations. En fait toutes les roches du Massif Châpédony sont déformées postérieurement aux recristallisations, mais certaines roches sont cependant intactes. Ici par contre, tous les gneiss sont sans exception influencés par des mouvements. L'effet de la tectonisation va toujours plus loin que l'extinction onduleuse du quartz et il dépasse la simple tension qui se produit à la fin de la cristallisation pour donner ce résultat (E. RAGUIN, 1957 page 11). La structure en mortier est très générale et on trouve toutes les structures définies par E. RAGUIN (op. cit. p. 143) déformées, écrasées avec ou sans laminage, triturées et broyées (voir 3-3-8 : les mylonites).

## LES FELDSPATHS ALCALINS

Sauf dans les amphibolites et les roches carbonatées, il y a peu de roches dans la région, où n'apparaissent pas ces minéraux. Dans une roche a priori dépourvue de feldspaths alcalins, on peut toujours en trouver, du moins sous la forme de quelques modestes taches antiperthitiques.

Malgré des caractères variables dans les différentes roches, ces minéraux se rencontrent avec un habitus généralement identique, ce qui rend difficile leur classification et leur description séparée pour chaque catégorie de roches. Nous les étudierons donc sans tenir compte de leur roche d'origine, qu'elle soit une aplitite, une pegmatite, une migmatite, un gneiss, etc., ni de leur proportion dans les différentes roches.

Les feldspaths potassiques sont très gros dans les gneiss alcalins et certaines pegmatites, atteignant parfois 17 cm de dimension maximum (pl. 6, fig. 1), on trouve aussi des grains de 0,1 mm. Ils sont souvent porphyroblastiques, xénomorphes et rarement maclés Carlsbad. Dans bien des cas, et surtout dans les gneiss granitisés, ils forment de petites veines et lentilles roses accompagnées de quartz, approximativement parallèles à la schistosité principale, mais les individus eux-mêmes ne sont jamais orientés.

Les propriétés optiques sont très différentes d'une roche à l'autre, d'un grain à l'autre, et d'un individu de macle à l'autre dans une même lame. Presque dans toutes les roches,  $2V_x$  a des valeurs très variables de  $2V_x = 24^\circ$  à  $2V_x = 78^\circ$ . Mais les valeurs de  $2V_x = 36^\circ$  à  $2V_x = 51^\circ$  sont les plus fréquentes (plus de 50 % de nos mesures faites sur des centaines de feldspaths potassiques). Le clivage  $001$  est souvent bien développé formant un angle avec  $X$  variant de  $X \wedge 001 (a) = 5$  à  $12^\circ$ .

PLANCHE 6

Figure 1

Aspect macroscopique de gneiss alcalin granitisé, avec de grands feldspaths potassiques. Le crayon mesure 17 cm.

Figure 2

Sorte de zonation dans un feldspath potassique de gneiss alcalin. Un feldspath est entièrement ou partiellement entouré par l'autre avec des orientations optiques différentes ; le feldspath intérieur, gris clair, a toujours un angle optique plus grand que le feldspath extérieur (entièrement noir).

Roche d'origine n° 67/AH/216. X147.

Figure 3

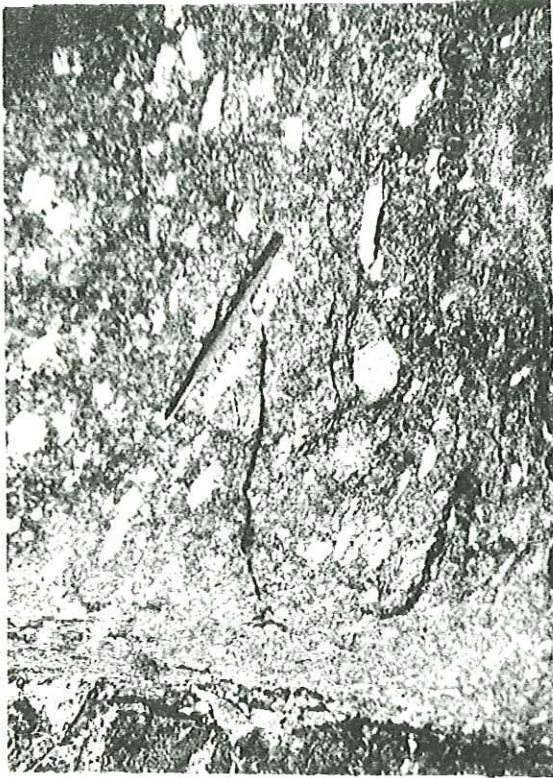
Gneiss mylonitisé, feldspaths potassiques broyés et de taille réduite, aboutissant à une structure en mortier. La matière broyée n'est plus du feldspath potassique mais se compose d'albite et d'un peu de quartz.

Roche d'origine : 67/AH/507. X 50.

Figure 4

Striation régulière très fine, semblable à une perthite, ayant une direction constante toujours parallèle au plan (100). Ces fines perthites s'épaississent parfois et donnent lieu à des fuseaux et des filonnets. X. 960.

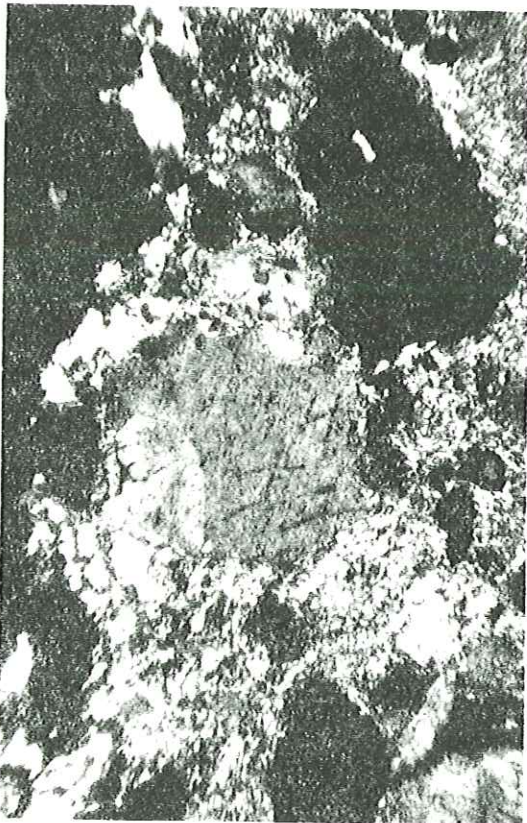
P 6



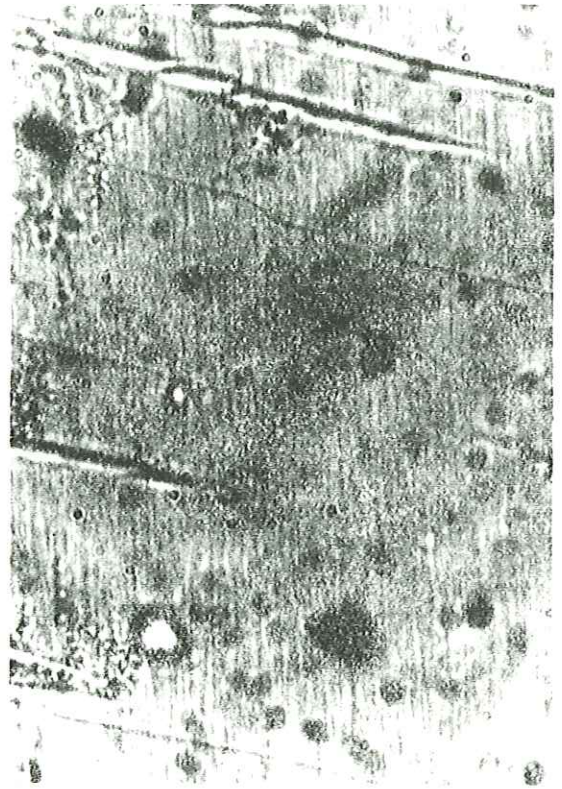
1



2



3



4



Dans certaines roches, surtout dans les gneiss calco-alcalins, on trouve deux sortes de feldspaths alcalins ; les uns petits, altérés pseudopélimitiquement, comportant beaucoup de taches perthitiques, n'ayant que peu ou pas d'inclusions; les autres grands, moins pseudopélimitisés, moins perthitiques, avec beaucoup d'inclusions de plagioclases, quartz, biotite, etc.

La biréfringence des feldspaths alcalins de la première sorte est très faible et dans bien des cas ils sont presque isotropes. La figure conoscopique de ces minéraux est une croix épaisse, s'ouvrant très peu lors de la rotation de la platine du microscope. La mesure des axes optiques à la platine universelle, n'est que rarement réussie, donnant des valeurs dou- teuses de  $2 V_x = 3$  à  $10^\circ$ .

On voit parfois une sorte de zonation dans les feldspaths alcalins. Il s'agit d'un cristal entouré complètement ou à moitié par un autre (pl. 6, fig. 2). Parfois ce phénomène se limite à un golfe de l'un dans l'autre, ce dernier étant très perthitique et plus ou moins altéré. Le contact entre ces minéraux est le plus souvent net, mais parfois graduel, avec des clivages (001) allant de l'un à l'autre et même quelquefois avec une striation continue (voir les perthites ci-après). Les 1. mesures de  $2 V$  faites sur les nombreux minéraux zonés donnent des valeurs plus grandes pour le cœur que pour la bordure, pour le minéral où pénètre le golfe que pour celui qui le constitue. Un exemple de cette variation de l'angle des axes optiques est donné dans le tableau 3-1.

Tableau 3-1

Variation de  $2 V_x$  de feldspaths alcalins zonés de la roche 67/AH/209 \*

$2 V_x$ de la zone interne	$2 V_x$ de la zone externe
65	51
60	48
60	51
52	42

Très souvent les feldspaths alcalins sont cassés et broyés, ce qui aboutit à une structure en mortier (pl. 6, fig. 3). La partie broyée n'est plus composée de feldspath alcalin, mais de petits cristaux d'albite, accompagnés d'un peu de quartz.

Plusieurs échantillons ont été examinés aux rayons X pour des mesures de triclinicité. Dans tous les cas les réflexions 131 et  $\bar{1}\bar{3}1$  donnent une raie unique, bien nette et pointue, sans aucun dédoublement ni le moindre aplatissement. En se référant aux travaux de G. GUITARD et al. (1960) et aussi de R. V. DIETRICH (1962) nous voyons que nous avons affaire à un feldspath alcalin à triclinicité nulle, autrement dit à un feldspath potassique parfaitement monoclinique, ce qui explique d'ailleurs pourquoi nous n'avons jamais de feldspaths alcalins à structure "cross hatched" ou moirée.

Si on mesure l'indice de réfraction de ces minéraux, en tenant compte du caractère approximatif et ambigu de cet indice et si on se réfère aux courbes de Deer Howie Zussman (vol. 4, p. 60 et 61) et de TROGER (p. 96), on constate que les feldspaths alcalins ont un pourcentage moléculaire d'orthose supérieur à 75.

Ces résultats ont été confirmés aux Rayons X, au moyen de la réflexion d  $\bar{1}01$  et en se référant aux courbes de BOWEN et TUTTLE (1960) (in Deer Howie Zussman, vol. 4, p. 16).

Il faut noter que toutes les études ont été faites, sur de gros feldspaths ou bien sur ceux qui forment des loupes, quasi dépourvues d'autres minéraux.

Enfin une analyse partielle a été effectuée sur un feldspath alcalin, le résultat en est donné sur le tableau 3-2.

---

\* C'est une roche aplitique de l'Ensemble bigarré ayant la paragenèse suivante : feldspath alcalin + quartz + plagioclase et avec un peu de chlorite (pseudomorphose de biotite) et d'épidote.

Tableau 3-2

Analyse chimique partielle d'un feldspath alcalin. Analyse n° 1 \*

Oxydes	% pondéral	% Mol. d'Or, Ab et An
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,10	Or 79,9
Mg O	0,35	Ab 15,0
Ca O	1,05	An 5,1
Na <sub>2</sub> O	1,75	
K <sub>2</sub> O	14,00	
		Total <u>100</u>

### LES PERTHITES

Sauf dans les roches scapolitiques, il est impossible de trouver un seul cristal de feldspath alcalin sans perthite dans toutes les roches du Massif Châpédony comportant ce minéral. Les perthites se répartissent essentiellement en deux catégories remarquables :

1°) une sorte de striation extrêmement fine qui n'est visible qu'avec des objectifs de forte puissance (pl. 6, fig. 4). Cette striation est assez régulière, elle est toujours, et dans tous les cristaux, parallèle au plan (100). Ce qui est à noter, c'est que cette striation couvre rarement toute la surface d'un cristal, mais au contraire elle apparaît dans une partie seulement, s'estompe puis réapparaît dans la continuation de cette partie ; ou bien on a un cristal ayant plusieurs parties striées. Très souvent la striation aboutit à des fuseaux \*\* (ALLING, 1938, in Deer Howie Zussman, vol. 4, p. 68) et parfois à des filonnets \*\*\*. Ces filonnets et fuseaux suivent parfaitement l'orientation de la striation.

2°) les perthites qui ne suivent pas les plans ou les rejets cristallographiques, n'ont pas non plus une orientation définie. Ces perthites se présentent en taches, grains et toutes sortes de formes irrégulières, couvrant le plus souvent toute la surface du feldspath alcalin. Une forme assez fréquente et générale est une perthite en veines d'épaisseur variable allant d'un côté du feldspath à l'autre (pl. 7, fig. 1) ; souvent elle se recoupe formant des veines de plus en plus épaisses, jusqu'à devenir une grande tache, occupant une bonne partie de la surface du minéral (pl. 7, fig. 2). On voit assez souvent que les perthites mènent à l'extérieur du cristal et forment une bordure albitique, rejoignant les petits cristaux d'albite, formés par suite du broyage du minéral (structure en mortier) (pl. 7, fig. 3).

Il semble exister une relation entre ces perthites et l'angle des axes optiques du feldspath alcalin. Cette relation n'est pas souvent nette, mais parfois elle devient notable; par exemple dans la roche 67/AH/438 (qui est un gneiss à grain moyen de l'Ensemble des gneiss de l'Ouest et a une composition de feldspath alcalin 35 %, plagioclase 30 %, quartz 25 %, biotite 8 %, allanite et épidote 2 %) nous avons obtenu les résultats suivants :

- 1 - Feldspath alcalin presque dépourvu de perthite  $2 Vx = 44$
- 2 - Feldspath alcalin avec très peu de perthite  $2 Vx = 42$
- 3 - Feldspath alcalin avec quelque perthite  $2 Vx = 40$
- 4 - Feldspath alcalin avec beaucoup de perthite  $2 Vx = 28$
- 5 - Toute une série de cristaux fortement perthitiques et altérés ayant une valeur de  $2 Vx$  inférieure à  $28^\circ$  jusqu'à  $0^\circ$

Comme nous l'avons déjà dit ces valeurs très faibles pour les feldspaths alcalins, se mesurent dans des cristaux ayant des caractères presque isotropes. On pourrait alors se demander si ce phénomène ne serait pas dû à la destruction presque complète de la structure originale du feldspath alcalin par séparation totale des phases sodiques et potassiques. On pourrait

\* Feldspaths-K d'un gneiss à grain grossier, avec beaucoup de loupes et de feldspath alcalin rose, et ayant la paragenèse suivante : quartz - feldspath alcalin - plagioclase (An 20) - biotite (chloritisée) Ech. : 67/AH/471, provenant de l'Ensemble des Gneiss blancs.

\*\* Stringlets.

\*\*\* Strings.

PLANCHE 7

Figure 1

Perthite en veines, d'orientation quelconque. Cette sorte de perthite conserve normalement toute la surface d'un feldspath potassique et montre une relation directe avec la fracturation du minéral.

Roche d'origine : 67/AH/76. X 147.

Figure 2

Souvent les perthites du type de la figure 1 se recourent et forment des racines de plus en plus épaisses, jusqu'à devenir une grande tache occupant une bonne partie de la surface du cristal.

Roche d'origine : 67/AH/311. X 150.

Figure 3

On voit l'épaisseur des veines perthitiques qui se rejoignent comme sur la figure précédente. Mais, ce qui est intéressant, c'est que souvent ces veines épaisses mènent à l'extérieur du cristal et forment une bordure albitique tout autour. Le cristal broyé donne une structure en mortier où les éléments broyés ne sont plus du feldspath potassique, mais de l'albite, précisément à cause de ce phénomène.

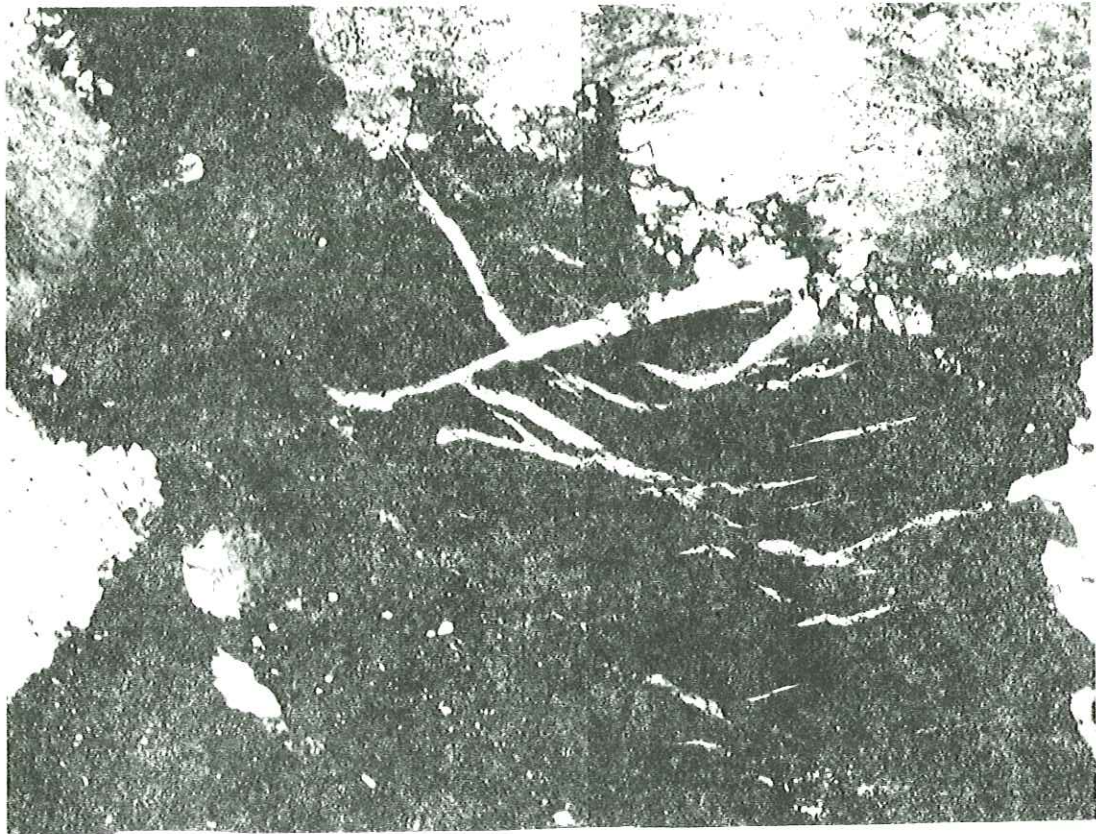
Voir planche 6, figure 3. Roche d'origine : 67/AH/311. X 150.



1



3



2

même penser que les cristaux actuels (ceux à caractère isotrope) sont des agrégats de minéraux submicroscopiques d'albite et de feldspath potassique donnant ensemble un effet d'isotropie, à moins qu'une pseudopeltisation encache les caractères optiques vrais. En réalité ce problème complexe n'est pas résolu de façon satisfaisante.

### RELATIONS FELDSPATH ALCALIN - PLAGIOCLASE

#### Myrmékites, quartz ronds en inclusions, antiperthites et séricitisation des plagioclases

Il n'y a guère de feldspaths alcalins qui n'aient pas d'inclusions de plagioclases (sauf dans certaines pegmatites, qui n'ont absolument pas de plagioclase). On voit souvent le feldspath alcalin former un pavement, englobant des plagioclases, des biotites, des quartz, etc. Ce qui est le plus intéressant, c'est que les plagioclases inclus sont généralement petits par rapport aux autres plagioclases qui se trouvent dans la roche et ne sont pas en inclusion. Il est intéressant aussi de noter que dans un feldspath potassique, peuvent exister plusieurs cristaux dispersés de plagioclases apparemment indépendants les uns des autres, mais qui présentent cependant une même orientation optique ; même les macles polysynthétiques de l'albite se poursuivent parfaitement (fig. 3-1).

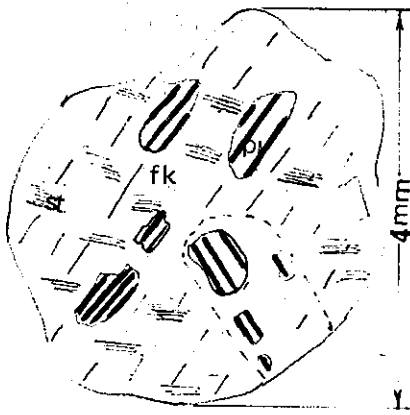


Figure 3-1 - Plagioclases inclus dans les feldspaths-K. Les plagioclases montrent une même orientation optique et leurs macles gardent leur parallélisme. f K = feldspath-K pl = plagioclase ; St = perthite en striation.

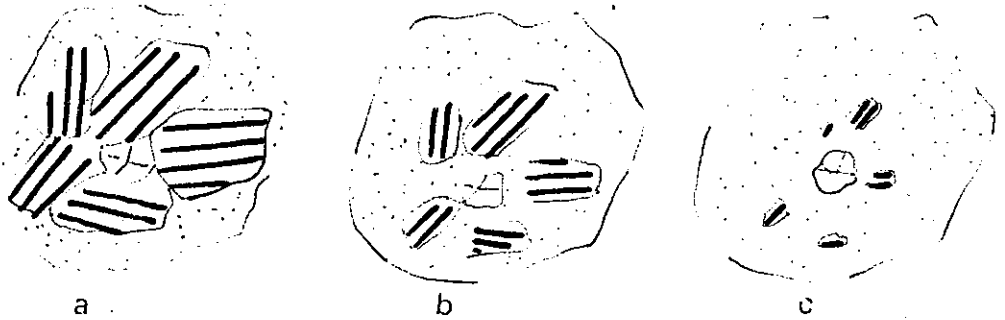


Figure 3-2 a. b. c. - Evolution de la dissociation du plagioclase par le feldspath potassique :  
a. plagioclases englobés dans une pâte de feldspath-K, mais non attaqués.  
b. feldspath-K s'insinuant entre les plagioclases et les absorbant.  
c. plagioclases dissous dans les feldspaths-K et montrant une forte réduction.

Il semble que les plagioclases inclus ont été en quelque sorte dissous ou mangés par le feldspath alcalin, peut-être est-ce la raison pour laquelle les plagioclases sont petits. Nous avons schématisé ce phénomène après de nombreuses observations sur la figure 3-2.

Souvent autour des plagioclases englobés on observe une sorte d'altération en petits cristaux sériciteux ou parfois des taches d'altération sériciteuse sans qu'un plagioclase soit décelable. Il est cependant assez facile dans ces cas de retrouver la trace d'un plagioclase préexistant actuellement dissous dans le feldspath alcalin.



Figure 3-3 - Dissociation du plagioclase par le feldspath-K avec dérangement de la structure originelle du plagioclase.  
f K = feldspath-K (pointillé) ; pl = plagioclase (hachuré) ;  
my = myrmérite.

L'invasion du plagioclase par le feldspath alcalin se fait parfois lamelle par lamelle de telle façon que dans un feldspath maclé polysynthétiquement une lame est faite de feldspath alcalin et une autre de plagioclase. Ajoutons que ce n'est pas tellement régulier, et on peut avoir une partie où le plagioclase a totalement disparu et une autre dépourvue de feldspath alcalin, etc. (pl. 8, fig. 4).

Parfois, surtout dans certaines pegmatites, ce phénomène va plus loin, jusqu'à la disparition quasi complète du plagioclase, dont il ne subsiste que quelques taches maclées. Ces cristaux ont un aspect inhabituel, très altérés avec de vagues fantômes des macles polysynthétiques du plagioclase préexistant.

#### LA SERICITISATION

Signalons tout d'abord que les feldspaths alcalins ne se séricitisent pas. Cependant certains d'entre eux sont piquetés par des taches de pseudopélicitisation qui leur font perdre leur limpidité\*.

Les plagioclases des amphibolites ne sont pas ou rarement séricitisés et ceux des gneiss basiques le sont peu. Quant aux plagioclases des gneiss alcalins et calco-alcalins leur séricitisation devient importante.

Mais ce qui est le plus remarquable c'est la dépendance de la séricitisation vis-à-vis des feldspaths alcalins ; quand il n'y a pas d'influence de celui-ci, il n'y a pas de séricitisation dans les plagioclases. On voit souvent un plagioclase qui se séricitise le long de ses clivages, où le feldspath potassique a pu pénétrer, tandis que tout le reste du cristal est dépourvu de séricitisation (pl. 9, fig. 1). Ce phénomène est tel qu'on peut juger du degré d'activité du feldspath alcalin dans les plagioclases, par la variation de la séricitisation. C'est ainsi que dans des roches apparemment dépourvues de feldspath

\* Cette observation m'a été permise grâce à l'obligeance de B. POTY qui m'a signalé ce phénomène. Je le remercie bien vivement ici de son aide.

PLANCHE 8

Figure 1

Plagioclase (gris clair), avec de petites taches de feldspath potassique le long des clivages, donnant un aspect antiperthitique. Les feldspaths potassiques montrent une très fine perthite de type striation (voir planche 6, figure 4).

Roche d'origine : 67/AH/537, X 147.

Figure 2

Les taches des feldspaths alcalins (gris sombre) occupent parfois une grande partie du plagioclase (gris clair). Ce phénomène aboutit souvent à la disparition quasi complète du plagioclase.

Roche d'origine : 67/AH/206, X 147.

Figure 3

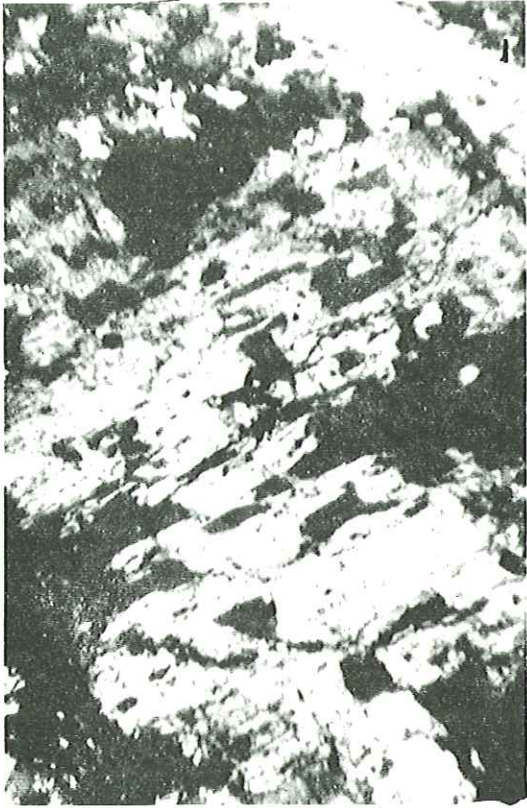
Avec un peu d'attention, on se rend compte que les taches des figures 1 et 2 ne sont pas dues à une exsudation probable de feldspath potassique hors du plagioclase ; mais cet aspect, qui peut être comparé à une forme antiperthitique, n'est qu'une pénétration du plagioclase (gris clair, maclé) par le feldspath alcalin (gris sombre).

Roche d'origine : 67/AH/86, X 147.

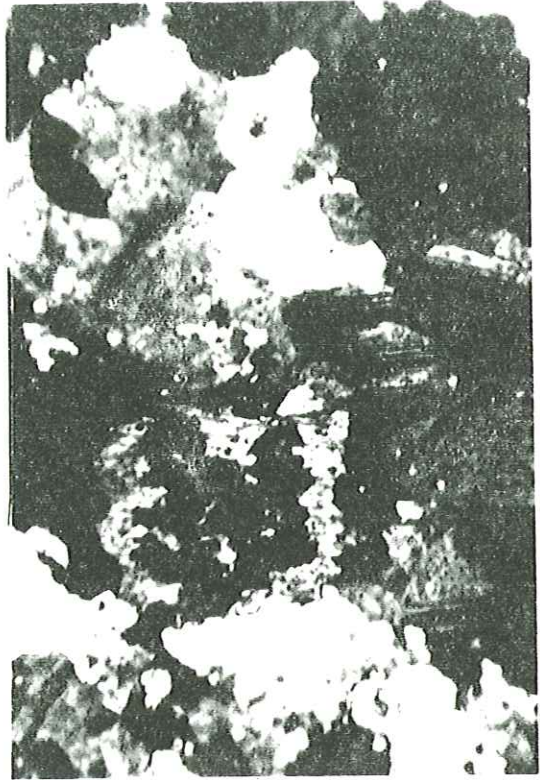
Figure 4

Plagioclase (gris clair) envahi par du feldspath alcalin (gris sombre). Cette invasion se fait lamelle par lamelle, de telle façon que dans ce feldspath, une lame est de feldspath alcalin, l'autre de plagioclase.

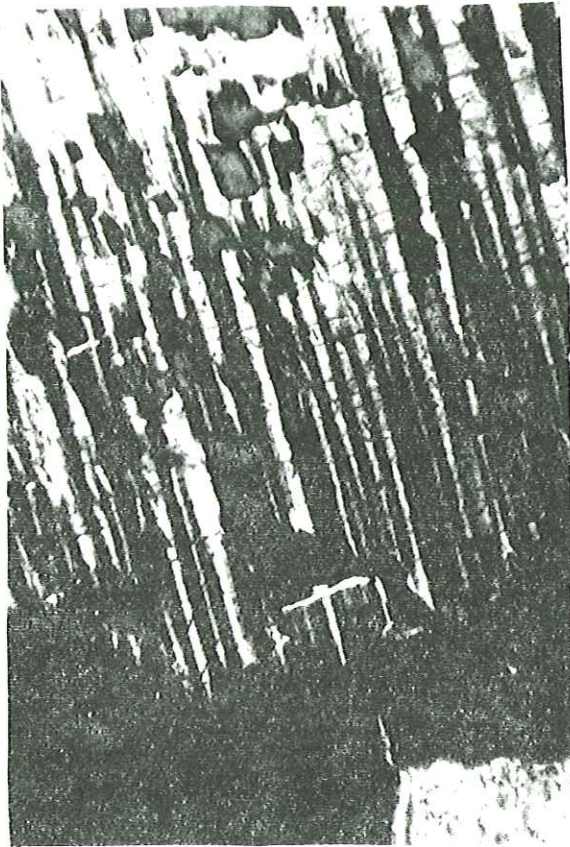
Roche d'origine : 67/AH/54, X 147.



1



2



3



4



alcalin, mais avec de la séricite, on peut toujours trouver des traces de feldspath alcalin dans les fissures et une observation plus précise montre que ces traces sont justement aux endroits où la séricite devient considérable. Enfin la séricitisation se fait aussi dans les matériaux broyés ou dans les petits cristaux d'albite entourant le feldspath alcalin. Elle est accompagnée parfois de calcite et de quartz.

C'est dans les roches carbonatées et dans celles qui comportent une grande quantité de plagioclase calcique, que la séricitisation est la plus importante. Alors, on ne voit parfois que de la séricite pseudomorphosant le plagioclase. Mais dans ces roches il n'y a aucune trace de feldspath alcalin.

#### LES MYRMEKITES

Comme les séricites, les myrmékites sont liées à l'attaque du plagioclase par le feldspath potassique, et tout comme elles aussi, elles se trouvent uniquement dans les plagioclases et non pas dans les feldspaths alcalins. On voit assez souvent dans un plagioclase englobé par un feldspath alcalin, la formation de champignons et de vermicules de myrmékites ou bien, dans les petites albites entourant le feldspath alcalin, l'apparition de quartz vermiculaire. Parfois les myrmékites augmentent, forment une masse de quartz subanguleux dans le plagioclase (pl. 9, fig. 2). Parfois aussi la croissance et la réunion des myrmékites aboutit à des grains arrondis de quartz. Mais on voit toujours la présence de deux feldspaths : plagioclase et feldspath alcalin ; un grain de quartz arrondi dans le plagioclase avec une bordure mince de feldspath potassique (pl. 9, fig. 3), ou bien un quartz rond dans le feldspath alcalin avec un noyau rond de plagioclase, conservant toujours les macles polysynthétiques de l'albite (pl. 9, fig. 4), ou bien un plagioclase inclus dans le feldspath alcalin qui comporte des quartz arrondis, avec un noyau de feldspath alcalin (pl. 10, fig. 1), ou encore la disparition presque totale du plagioclase laissant derrière lui le quartz subarrondi dans le feldspath alcalin. Même dans ce cas on peut toujours trouver la trace du plagioclase en une bordure extrêmement mince autour des grains de quartz.

#### DISCUSSION

Les feldspaths alcalins zonés ont été observés par SHÏDO (1958) qui étudiait les roches plutoniques et métamorphiques du plateau central d'Abukuma. Elle aussi a trouvé des valeurs de  $2 V_x$  dans la zone interne, supérieures à celles de la zone externe, et se référant aux travaux de E. SPENCER (1937) à propos du traitement thermique du microcline et de la diminution de  $2 V_x$  jusqu'aux valeurs de l'orthose, elle déduit que cette zonation doit être due à une progression du métamorphisme et une augmentation de la température, ce qui allait dans le même sens que ses autres observations dans les autres minéraux. Elle ajoute enfin que "l'angle des axes optiques du feldspath potassique peut être utile comme indice de l'intensité du métamorphisme". Etant donné la complexité de  $2 V_x$  dans les feldspaths potassiques on se demande alors dans quelle mesure on peut se fier à ces valeurs. Mac KENZIE et SMITH (1956) (in DEER HOWIE ZUSSMAN, vol. 4, p. 65) ont mesuré de nombreux axes optiques sur 20 feldspaths potassiques de la série Sanidine-Anorthose-Albite de haute température non chauffée, ou chauffée à 900° pendant 24 heures, et ayant des compositions allant de 82 à 19,5 %  $KAlSi_3O_8$ . La majorité des feldspaths n'a montré que peu de variation et même pas du tout si on a chauffé le feldspath pendant un temps suffisant. Dans les feldspaths ayant plus de 60 % de feldspath potassique, le  $2 V$  décroît légèrement ; dans la série de 60-40 %, il croît et dans ceux comportant moins de 40 % de  $KAlSi_3O_8$ , il croît légèrement ou reste invariable.

D'après DEER HOWIE ZUSSMAN (vol. 4, page 58) la valeur de  $2 V_x$  varie avec la composition dans quatre séries de feldspaths alcalins,  $2 V_x$  croît quand le feldspath s'enrichit en soude.

D'autre part, les notions de thermomètre géologique de T.F. BARTH (1951) nous permettent de dire qu'avec une température de formation élevée, les feldspaths alcalins deviennent de plus en plus riches en soude.

Il nous paraît hasardeux de mettre en relation la décroissance de  $2 V_x$  dans les zones externes avec l'augmentation de la chaleur, comme l'a proposé SHÏDO, alors que cette augmentation de température doit entraîner un enrichissement en soude, donc une croissance de  $2 V_x$ .

Les problèmes posés dans les séries des feldspaths alcalins par des questions ordre-désordre, la présence dans un même cristal d'individus de chacune de ces séries, le fait que ces phénomènes dépendent de conditions extrêmement compliquées et que l'influence de ces dernières sur les propriétés optiques de ces minéraux est bien connue (voir DEER-HOWIE et ZUSSMAN, vol. 4, p. 6-92), rendent le sujet extrêmement délicat. Sauf étude complète et particulière sur la détermination exacte des séries en présence et sur la composition précise des minéraux associés, il ne semble pas ici qu'une interprétation puisse être définitive.

PLANCHE 9

Figure 1

Plagioclase (gris clair) pénétré par un feldspath alcalin (noir) le long de ses "ouvertures". Apparition de séricite (blanche) exactement aux endroits où le feldspath alcalin a pénétré.

Roche d'origine : 67/AH/39. X 147

Figure 2

Myrmékite (blanche) agrandie, formant une masse de quartz subanguleux dans le plagioclase (gris).

Roche d'origine : 67/AH/283. X 147.

Figure 3

En grandissant les myrmékites aboutissent souvent à un grain arrondi de quartz, dans le plagioclase ou dans le feldspath potassique. Mais on trouve toujours la trace de l'autre feldspath. Dans cette figure on voit des quartz ronds (gris) en inclusion dans un plagioclase (gris avec clivage), mais le quartz et le plagioclase sont séparés par un liséré de feldspath alcalin entourant le quartz.

Roche d'origine : 67/AH/28. X 147.

Figure 4

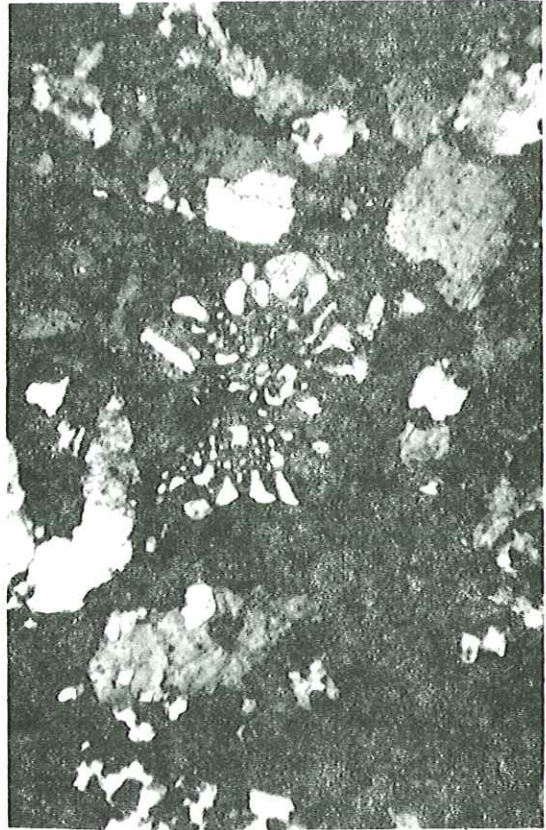
Même phénomène que figure 3.

Gros cristal (gris sombre) de feldspath alcalin, quartz rond (blanc), plagioclase (gris clair maclé polysynthétiquement) dans le quartz rond.

Roche d'origine : 67/AH/39. X 147.



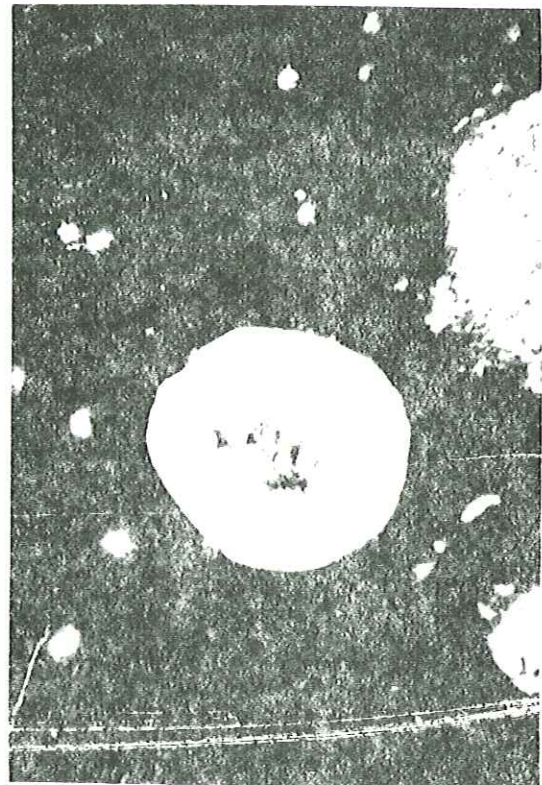
1



2



3



4

Cependant BOWEN et TUTTLE (1950, in Robert M. GATES, 1953) ont montré que les feldspaths potassiques sodiques synthétiques forment une série continue de solution solide à haute température et qu'en présence d'eau à des températures plus basses, ce feldspath homogène se dissocie en une association submicroscopique de deux feldspaths.

De plus, de nombreux auteurs ont travaillé sur les perthites, leurs diverses formes et leur signification pétrogénétique. La plupart ont fait une distinction du point de vue génétique, entre filons, fuseaux, striation, taches, veines et plumets. ROSENQVIST, 1952, in KNUT HEIER, 1955) pense que : "les perthites sont le résultat d'une diffusion. En accord avec d'autres propriétés physiques des cristaux de symétrie faible, ils montreront une anisotropie de diffusion et un ion diffusant depuis le centre d'un cristal, se trouvera après un certain temps à la surface d'un ellipsoïde qui, pour des cristaux monocliniques et tricliniques, sera du type général à trois axes".

Partant d'expériences sur la diffusion il conclut que "la symétrie de l'ellipsoïde de diffusion décroît pour une température croissante" et il pense que "les perthites de haute température devraient être de type filamenteux".

BRAGG, 1937 (in GATES, 1953) explique comme suit le mode de formation du premier groupe de perthite (filon, filonnet et striation) : "l'étude aux Rayons X de feldspath potassique et d'albite rend très probable l'explication suivante de l'association lamellaire de perthite et cryptoperthite. Ce réseau des tétraèdres liés Si et Al étant semblable pour les formes monoclinique et triclinique, il est continu au travers de toute la structure. Pour de hautes températures les atomes K et Na sont également répartis dans le réseau, formant un cristal uniforme. Pour des températures plus basses il y a une ségrégation en lamelles riches en potassium ou en soude, ce qui produit des feuilles de symétrie alternativement monoclinique, ou pseudomonoclinique et triclinique." TAYLOR souligne que la dimension de la maille "a" du feldspath potassique et de l'albite diffèrent de manière marquée (8,45 Å et 8,14 Å), tandis que sur les axes b et c les valeurs sont presque identiques (12,90 Å, 7,15 Å et 12,86 Å, 7,17 Å). Cela rend compte du fait que les lamelles sont parallèles à (100), puis que les axes "b" et "c" des deux types de cristaux coïncident avec le plan (100), tandis que les axes "a" qui courent à travers les lamelles raccourcissent dans les régions albitiques et s'allongent dans les régions de feldspath potassique".

M. GATES (1953) attribue les filons perthitiques à un changement de pression hydrostatique pendant le dernier stade de cristallisation tandis que les perthites en taches pourraient, selon lui, "résulter de pressions différentielles et de la migration subséquente du matériel sodique".

Il s'explique comme suit :

" la mobilité du matériel feldspathique sodique est bien illustrée par sa concentration sélective dans les fractures des feldspaths et leur absence dans la région adjacente à ces fractures. L'interprétation évidente est que les fractures sont devenues une région de basse pression où fut introduit le matériel mobile ; le plagioclase qui ne se mélange pas. Si le cristal cassé constitue un système localement clos il peut en résulter un cristal perthitique".

On peut alors penser que nos deux groupes de perthites de striation d'une part, et les autres (veines, taches, etc.) peuvent avoir deux genèses différentes en deux temps et deux conditions différentes. La première (striation) s'est formée peu après la cristallisation du feldspath potassique (presque en même temps puisque un léger abaissement de température entraîne facilement l'apparition de cette perthite) et les deuxièmes (taches, etc.) sont à attribuer à des événements postérieurs, probablement une légère tectonisation, aboutissant à une fracturation des minéraux, accompagnée par une température plus basse que celle nécessaire à la formation des perthites. C'est vrai aussi, si on tient compte de la fréquence absolue des perthites du deuxième groupe, et de la rareté des premières. Il faut un important changement des conditions pour avoir des quantités considérables de perthites.

La richesse en orthose des feldspaths analysés, et une perthitisation importante, ne semblent pas compatibles. En effet sur certaines roches, la phase albitique occupe au moins 50 % du volume total du feldspath, ce qui donne une quantité de Ab beaucoup plus élevée que celle que nous obtenons maintenant. Pour une telle quantité d'albite dans le feldspath potassique, il faut d'après BARTH (op. cit.) une température plus élevée que celle que nous donnent actuellement les quelques feldspaths analysés et déterminés aux Rayons X et qui proviennent soit de pegmatites spéciales (pegmatite à feldspath potassique et augite, voir 3-2), soit d'yeux, de loupes ou de veines dans les gneiss, et où l'on a pris garde de ne pas choisir de feldspath perthitique (il existe cependant toujours un peu de perthite dans ces minéraux).

On se demande s'il n'y a pas deux feldspaths alcalins appartenant à deux générations différentes, le premier fortement perthitique formé à une température plus élevée que le deuxième qui est peu ou rarement perthitique. On se demande aussi si la zonation des feldspaths ne résulte pas de ce phénomène et si la variation de  $2 Vx$  n'est pas liée à cet abaissement de la température et à la perthitisation. En effet comme nous l'avons vu, parmi les cristaux peu perthitiques, le  $2 Vx$  est approximativement stable (38-42°) ; dans les cristaux perthitiques, il diminue avec l'augmentation des perthites.

Etant donné la diminution de  $2 V_x$  avec l'appauvrissement du feldspath en soude, on peut en déduire que la perthitisation et l'exsudation de la soude de nos feldspaths est la cause principale de la diminution de  $2 V_x$ . Mais le phénomène de l'ordre-désordre, ne joue-t-il pas avec une perthitisation aussi accentuée ? La structure du feldspath reste-t-elle intacte devant cette diffusion ? Telles sont les questions dont nous ignorons absolument la réponse, et nous n'avons pas trouvé de travaux à ce sujet. C'est pourquoi nous préférons ne pas retenir cette hypothèse.

### PLAGIOCLASE

Les plagioclases ont un aspect qui diffère suivant les roches. Dans les gneiss se trouvant dans l'Ensemble bigarré, au voisinage de l'Ensemble des amphibolites et aussi dans l'Ensemble des gneiss noirs, les plagioclases montrent des caractères volcaniques, avec les macles complexes de l'albite et du péricline ; ils sont zonés (nous discuterons ces caractères plus loin en détail, en décrivant les caractères communs aux plagioclases des amphibolites et des gneiss amphibolitiques et basiques), Au cœur de ces plagioclases la composition est de 30-35 % An.

Les plagioclases des roches où les feldspaths alcalins sont abondants sont subautomorphes à xénomorphes, avec les macles fines et régulières de l'albite. Le pourcentage d'anorthite dans les plagioclases ne dépasse pas 25 % et descend jusqu'à 18 %. Il est souvent possible de distinguer deux catégories de plagioclases dans une même roche. En effet les plagioclases habituels sont souvent entourés d'un liséré d'albite (An 10), qui s'y insinue parfois (fig. 3-4).

Ce liséré s'épaissit parfois et englobe des biotites. Les plagioclases sont cloisonnés parfois par les biotites et on voit même parfois une biotite en inclusion dans le plagioclase. Ce qui est intéressant c'est que les macles du plagioclase se terminent dans ces biotites incluses (fig. 3-5). La taille des plagioclases (non englobés dans les feldspaths alcalins) varie de 0,5 mm à 4 mm. En général les plagioclases des gneiss alcalins sont plus grands que ceux des gneiss calco-alcalins.

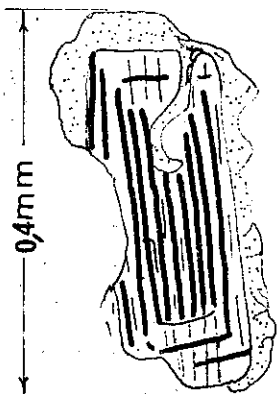


Figure 3-4 - Plagioclase entouré par un liséré d'albite (pointillé) et envahi par celle-ci.

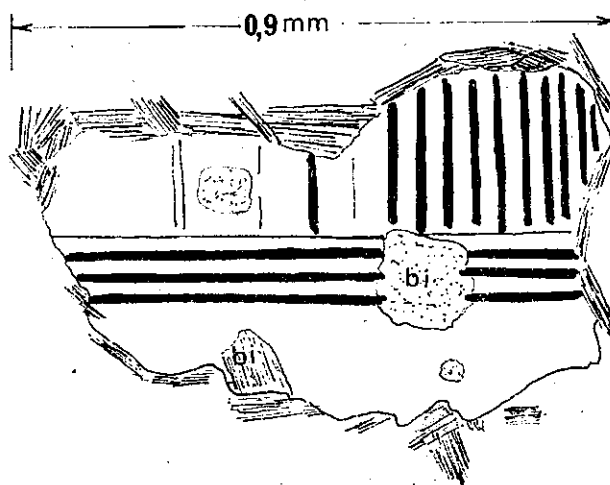


Figure 3-5 - Plagioclase cloisonné par les biotites (hachures et pointillés). Les macles du plagioclase se terminent dans la biotite.

### LES BIOTITES

Les biotites se présentent différemment dans les gneiss alcalins ou calco-alcalins.

Dans les gneiss alcalins, où la proportion du feldspath alcalin est importante, les biotites se présentent en petites baguettes carrées ou rectangulaires épaisses, sans aucune orientation. Elles forment le plus souvent des agrégats de différentes tailles, dispersées dans la roche. Mais dans les gneiss calco-alcalins, les biotites sont plus régulières, parfois même elles prennent une orientation, qui marque la schistosité principale. La taille des biotites varie de 0,1 à 0,8 mm.

Les biotites des gneiss calco-alcalins qui sont abondants dans l'Ensemble des gneiss noirs, de la partie orientale de l'Ensemble bigarré, et des deux côtés de l'Ensemble des amphibolites, sont souvent brun rougeâtre avec le pléochroïsme suivant :

Z' : roussâtre X' : kaki

La couleur des biotites des autres gneiss varie de brun à brun foncé avec le pléochroïsme : Z' : brun rougeâtre foncé, X' : kaki.

Mais ce qui est le plus intéressant c'est que toutes les biotites portent une couleur verdâtre superposée à leur teinte. Parfois cette ombre verte n'est pas tout à fait reconnaissable, le long de Z', mais une rotation de quelques degrés à partir de cette position la met en évidence, presque sans exception.

Les biotites nettement brun verdâtre sont aussi très nombreuses et les biotites franchement vertes sont fréquentes dans le gneiss alcalin.

On voit aussi les biotites brun très foncé ayant le pléochroïsme suivant : Z' : noir ; X' : kaki.

Ces dernières biotites se trouvent avec les biotites brun-rougeâtre dans une même roche, et souvent associées avec elles. C'est ainsi qu'on peut ou non, avoir une biotite brun rougeâtre tachetée de biotite noire ou bien lui laissant une grande partie de sa surface.

Les biotites vertes se trouvent aussi avec d'autres biotites dans une même roche. Les caractères que nous venons de décrire s'appliquent aux grandes biotites, non broyées, cloisonnant souvent les feldspaths potassiques, les plagioclases, ou un ensemble de cristaux quartzo-feldspathiques.

Mais il en existe encore d'autres, presque identiques dans toutes les roches mais nettement différentes de celles décrites ci-dessus. Il s'agit, de très petites paillettes franchement vertes, associées aux quartz, albite et chlorites. Ces biotites sont toujours orientées et dénotent un laminage surimposé d'origine tectonique, à peu près parallèle à la schistosité principale.

Les biotites se chloritisent presque généralement mais à des degrés divers, allant d'une biotite peu chloritisée à des biotites totalement transformées en chlorite. Très souvent on peut noter l'apparition de sphène au cours de cette transformation. Cette chloritisation n'a pas une origine tectonique, les biotites ne montrent pas le moindre broyage ou torsion, mais elles sont pourtant transformées en chlorite. Elles se distinguent bien de celles qui ont subi l'effet de la tectonique, ou qui ont d'autres origines, car ces dernières n'ont pas de forme propre et se trouvent en petites baguettes associées en taches plus ou moins grandes ou encore en composés d'agrégats de chlorite ayant une biréfringence extrêmement faible. Par contre les chlorites de la première catégorie, sont le plus souvent en baguettes automorphes à subautomorphes, nettement pléochroïques :

Z : vert franc X' : incolore

Ces chlorites sont parfois légèrement biréfringentes.

Comme nous l'avons déjà signalé, il existe certaines relations entre la proportion de feldspath alcalin et de biotite d'une part, et d'autre part entre l'augmentation du feldspath alcalin, la teinte de la biotite et la chloritisation de celle-ci.

Dans les gneiss alcalins, constitués par une majorité de feldspaths alcalins, on ne trouve guère de biotite : quelques petites paillettes dispersées et perdues dans la masse des minéraux clairs. Dans les gneiss proches des gneiss basiques, la biotite a une présence réelle et occupe jusqu'à 20 % du volume total de la roche. Dans ces dernières roches, les biotites ne sont que peu chloritisées, tandis que dans les premières on n'en trouve pas de saine, et elles sont très souvent totalement transformées en chlorite. Il en est de même pour la teinte des biotites : l'ombre verdâtre est d'autant plus prononcée que les feldspaths alcalins sont plus abondants.

Un phénomène intéressant qui s'observe assez souvent dans les gneiss est la transformation directe des biotites en feldspath alcalin. On voit la formation du feldspath alcalin le long des clivages d'une biotite et ces intervalles occupés par le feldspath vont rejoindre un feldspath potassique plus grand, voisin de la biotite (pl. 10, fig. 2). On peut aussi voir une biotite englobée dans le feldspath alcalin, se transformer lamelle par lamelle en feldspath alcalin, au point de ne plus montrer actuellement qu'une paillette composée de chlorite et de sphène (pl. 10, fig. 3). Mais le plus intéressant est la transformation de biotite en feldspath potassique, avec exsudation des oxydes sous la forme de granules opaques.

Dans cette transformation la biotite est peu chloritisée, mais on la voit transformée lamelle par lamelle en feldspath-K, donnant des oxydes opaques le long d'une ligne parallèle au clivage 001, dans les feldspaths potassiques (pl. 10, fig. 4).

PLANCHE 10

Figure 1

Plagioclase englobé dans un feldspath alcalin. Ce plagioclase a réagi avec lui, donnant des myrmékites qui sont agrandies et en agrégat aboutissant à des quartz ronds. Au milieu des quartz, on voit des noyaux de feldspath alcalin. Noter que le plagioclase est fortement séricitisé. Ce phénomène est exactement le cas inverse de celui de la planche 9, figure 4.

Roche d'origine : 67/AH/40. X 700.

Figure 2

Formation du feldspath alcalin (gris clair) le long des clivages d'une biotite (gris sombre). Noter que ces feldspaths alcalins insérés dans les clivages rejoignent un grand cristal de feldspath alcalin au voisinage de la biotite.

Roche d'origine : 67/AH/39. X 147

Figure 3

Biotite englobée dans le feldspath alcalin, se transformant lamelle par lamelle en feldspath alcalin, au point de ne plus montrer actuellement qu'une paillette composée de chlorite et de sphène. Noter la pseudo-pétilitisation du feldspath alcalin.

Roche d'origine 67/AH/39. X 147.

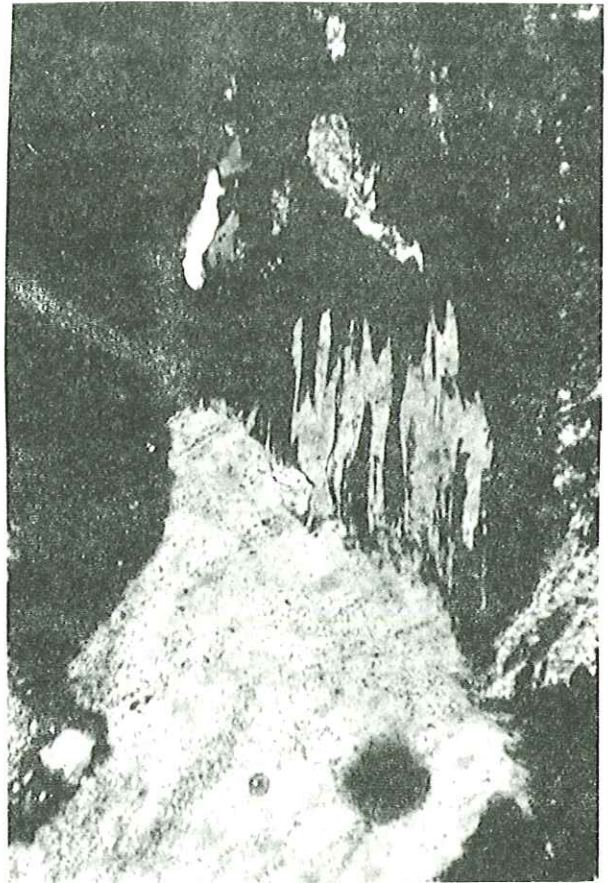
Figure 4

Biotite semblable à celle de la figure 3, transformée lamelle par lamelle en feldspath alcalin et donnant des oxydes opaques le long d'une ligne parallèle au clivage (001) dans le feldspath potassique.

Roche d'origine : 67/AH/39. X 147.



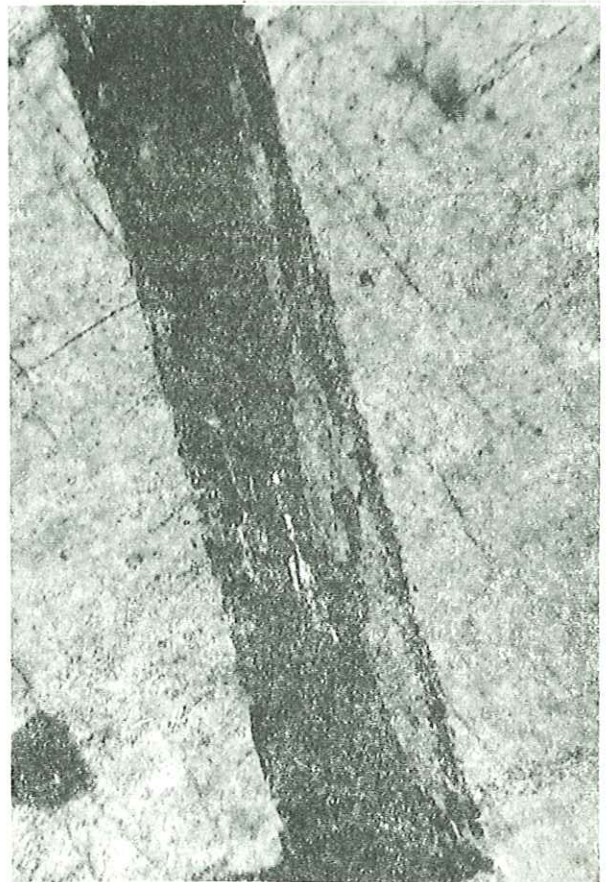
1



2



3



4



DISCUSSION

J. HALLE (1941) a attribué la teinte rougeâtre des biotites à une forte teneur en titane. H. AYAMA (1959), tout en étant d'accord avec lui dans une certaine mesure, fait intervenir le rapport  $Fe_2O_3/Fe_2O_3 + FeO$  et son effet compensateur sur la coloration en rouge de la biotite par le titane : "en d'autres termes l'influence de  $TiO_2$  sur la coloration en brun rouge se marque moins avec l'accroissement du rapport  $Fe_2O_3 / Fe_2O_3 + FeO$ ".

De l'examen de 41 biotites de différentes roches métamorphiques, plutoniques et volcaniques, HAYAMA a conclu de la façon suivante :

- 1 - les biotites ayant une forte teneur en Ti, et pauvres en  $Fe^{+3}$  sont brun rougeâtre ;
- 2 - les biotites, où les teneurs en Ti et en  $Fe^{+3}$  sont comparables, ont une teinte brun foncé ;
- 3 - les biotites ayant une teneur forte en  $Fe^{+3}$ , et relativement pauvres en Ti, ont une teinte brun jaunâtre verdâtre ;
- 4 - enfin les biotites manquant de Ti, mais très riches en  $Fe^{+3}$  ont une teinte franchement verte. Figure 3-6.

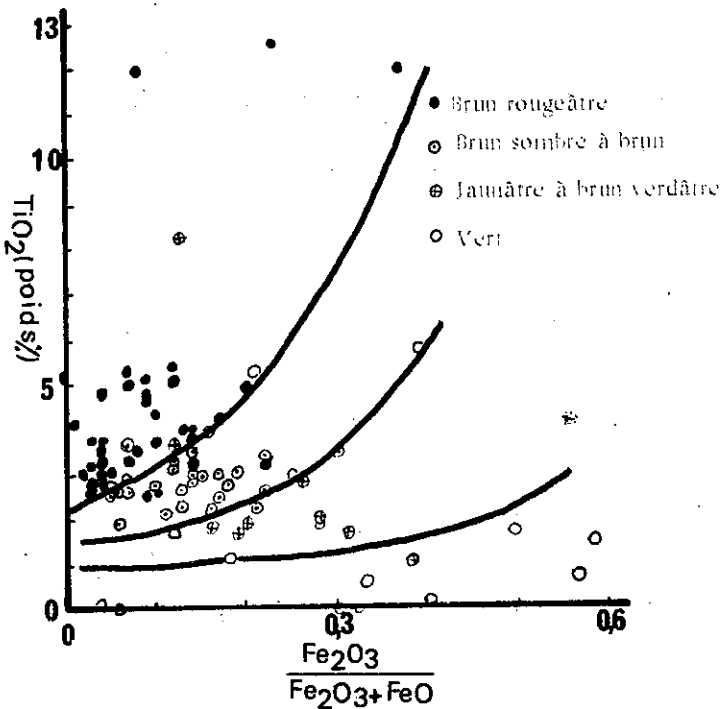


Figure 3-6 - Relation entre les couleurs des biotites, leur pourcentage pondéral de  $TiO_2$  et le rapport  $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO)$ , d'après HAYAMA (1958).

On voit qu'une biotite ayant un faible rapport de  $Fe_2O_3 / Fe$  total est brune, même avec une faible teneur en Ti. Au contraire avec un rapport  $Fe_2O_3 / Fe_2O_3 + FeO$  fort, elle est verdâtre même avec une teneur considérable en Ti.

Se référant à de nombreux travaux effectués sur des roches métamorphiques, et mettant en relation la teinte de la biotite avec le degré du métamorphisme, HAYAMA déduit qu'au fur et à mesure que le métamorphisme progresse, la teneur en  $Fe^{+3}$  décroît et celle en Ti croît jusqu'à donner des biotites rougeâtres dans les roches métamorphiques du plus haut degré.

On peut alors penser que nos biotites sont généralement riches en Ti, pour qu'elles aient une teinte rougeâtre et on peut ajouter que dans nos biotites vertes ou verdâtres la part de  $Fe^{+3}$  sur le Fe total est considérable.

On comprend pourquoi nos biotites sont très souvent brun foncé et parfois noires. Car une biotite brun rougeâtre riche en Ti devient de plus en plus foncée en s'enrichissant en  $Fe^{+3}$ . Peut-être les biotites partiellement brun foncé et noires, doivent-elles leur aspect hétérogène à la distribution inégale du  $Fe^{+3}$ .

Nous verrons plus tard que les gneiss calco-alcalins (avec les biotites roussâtres et rougeâtres) peuvent avoir une origine volcano-sédimentaire, où la source de Ti est facile à comprendre.

Rappelons que les biotites nettement rougeâtres se trouvent dans les roches où le feldspath alcalin est peu

important et que ces biotites sont plus ou moins orientées. Les biotites verdâtres ou vertes, sont dispersées et non orientées.

D'accord avec HAYAMA, on peut conclure que nos biotites rougeâtres trouvent leur origine dans le degré de métamorphisme le plus élevé (jusqu'à la stabilité des biotites) et qu'elles se rapprochent des biotites du métamorphisme à degré plus faible en devenant verdâtres et vertes. Ce phénomène correspond-t-il à un métamorphisme rétrograde ? Si oui, pourquoi trouve-t-on, parallèlement à ce phénomène, la formation de feldspath alcalin ? Nous trouverons la réponse plus loin en discutant la granitisation, dans le chapitre de la pétrologie.

## ALLANITE

Ce sont des minéraux habituellement fréquents dans presque toutes les roches du Massif Châpédony (sauf les roches carbonatées). Ils ont des aspects divers, en petits cristaux prismatiques automorphes. Ceux-ci sont souvent gros, et parfois pœciloclastiques, englobant des plagioclases, biotites, apatites, etc. (pl. 11, fig. 1).

Dans les gneiss calco-alcalins et les gneiss basiques l'allanite se trouve toujours associée à de la biotite et parfois en inclusion dans cette dernière avec un halo pléochroïque.

Dans les gneiss et les roches pegmatitiques où manque la phase ferro-magnésienne l'allanite se trouve souvent en minéraux prismatiques associés au quartz dans le fond de la roche.

L'allanite s'altère rarement en oxydes de fer. Jamais elle ne devient opaque (métamictisation). Elle est nettement pléochroïque de la façon suivante :

Z' = rouge brunâtre clair ; Y' = rouge brunâtre ; X' = orange verdâtre clair.

On voit souvent une sorte de zonation dans les allanites mais la partie intérieure a un contact net avec la partie extérieure ; ces deux parties ne se distinguent qu'en lumière polarisée et leurs plans cristallographiques se correspondent vaguement (figure 3-7a). Parfois cette zonation est complexe et multiple (figure 3-7b).

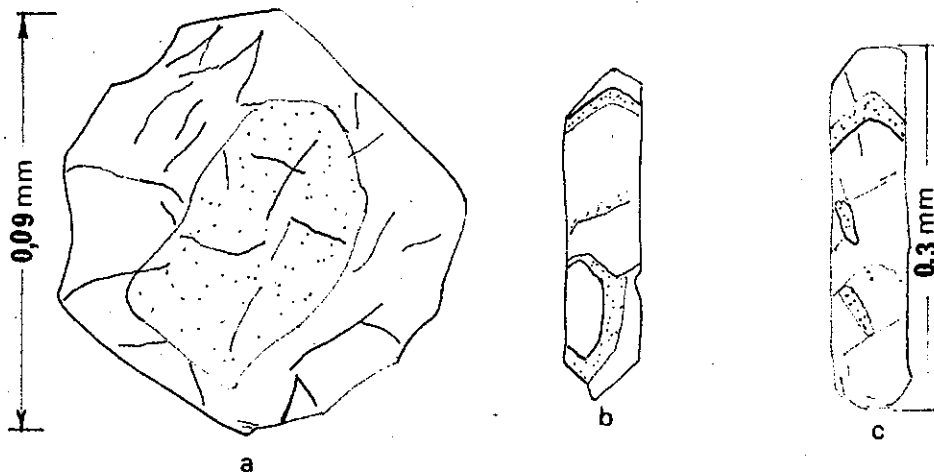


Figure 3-7 - Zonation dans les allanites

On voit souvent de petits prismes (d'allanite ?) englobés dans un plus grand cristal d'allanite sûre. A son tour ce prisme est aussi zoné. Les petits prismes se disposent parfois parallèlement au plan de cette zonation (figure 3-7c) et parfois on ne trouve aucune relation entre ces petits prismes et le grand cristal qui les englobe. On rencontre aussi, mais rarement, un liséré jaune pâle autour des allanites. Cela est probablement à attribuer à une épidote.

## ASPECT CHIMIQUE

9 gneiss calco-alcalins ont été analysés, et les résultats sont donnés sur le tableau 3-3, page suivante.

Si nous plaçons ces analyses sur la courbe de F.J. PETITJHON (1949), courbe qui donne les teneurs cumulées en  $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  en fonction de la teneur en  $\text{SiO}_2$  pour les roches plutoniques et sédimentaires banales, les gneiss alcalins et calco-alcalins se trouvent en majorité aux endroits où se situent les roches arkosiques et granitiques, et deux d'entre eux (analyses 7 et 8) se rapprochent des roches à compositions de grauwackes et pélites (figure 3-8).

De la position de nos roches sur les triangles ACF et A'KF de WINKLER (1965), triangles qui comparent de nombreuses roches sédimentaires et plutoniques et qui les classent en domaines définis, nous pouvons tirer les points et conclusions suivantes (figure 3-9) :

Tableau 3-3\*

Analyse chimique de 9 gneiss alcalins et calco-alcalins

	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	72,95	71,20	68,65	68,85	68,90	61,05	64,70	73,65	72,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,25	14,30	14,55	14,55	14,30	17,85	15,65	14,25	13,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95	0,60	1,40	0,15	1,30	2,80	1,70	0,65	0,70
FeO	0,75	1,30	1,45	2,10	1,70	2,80	2,10	0,50	0,45
MgO	1,05	0,80	1,55	1,20	1,70	1,40	3,05	1,70	1,60
CaO	1,70	2,45	2,70	3,00	2,25	3,50	4,10	3,45	3,70
Na <sub>2</sub> O	3,10	3,45	3,30	3,00	2,95	4,55	3,75	4,80	4,80
K <sub>2</sub> O	5,40	5,30	4,80	5,65	4,65	4,40	3,40	1,00	0,75
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,30	0,35	0,25	0,55	0,70	0,65	0,20	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,10	0,10	0,25	0,10	0,30	0,25	0,10	0,15
MnO	0,05	traces	0,05	0,05	0,05	0,05	traces	traces	traces
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,65	0,60	0,50	1,15	0,60	0,60	0,50	0,65	1,45
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	traces	0,05	0,25	0,15	0,25	0,10	0,25	0,05	0,40
Total	100,10	100,10	99,65	100,35	99,30	100,30	100,10	100,50	99,85

- \* Analyse 2 : gneiss à paragenèse : quartz - feldspath-K - plagioclase - biotite. Ech. 67/AH/201, provenant de l'Ensemble bigarré.
- Analyse 3 : gneiss à paragenèse : quartz - feldspath-K - plagioclase - biotite. Ech. 67/AH/179, provenant de l'Ensemble bigarré.
- Analyse 4 : gneiss à paragenèse : quartz - feldspath-K - plagioclase - biotite. Ech. 67/AH/214, provenant de l'Ensemble des gneiss de l'Ouest.
- Analyse 5 : gneiss à paragenèse : quartz - feldspath-K - plagioclase - biotite. Ech. 67/AH/117, provenant de l'Ensemble des gneiss blancs.
- Analyse 6 : gneiss à paragenèse : quartz - plagioclase - feldspath-K - biotite. Ech. 67/AH/200, provenant de l'Ensemble bigarré.
- Analyse 7 : gneiss à paragenèse : quartz - feldspath-K - plagioclase - biotite - hornblende. Ech. 67/AH/307, provenant de l'Ensemble des gneiss de l'Est.
- Analyse 8 : gneiss à paragenèse : quartz - feldspath-K - plagioclase - biotite. Ech. 67/AH/534, provenant de l'Ensemble bigarré.
- Analyse 9 : gneiss à paragenèse : quartz - feldspath-K - un peu de biotite + plagioclase. Ech. 67/AH/209, provenant de l'Ensemble des gneiss de l'Ouest.
- Analyse 10 : gneiss à paragenèse : quartz - feldspath-K - plagioclase - chlorite. Ech. 67/AH/216, provenant de l'Ensemble bigarré.

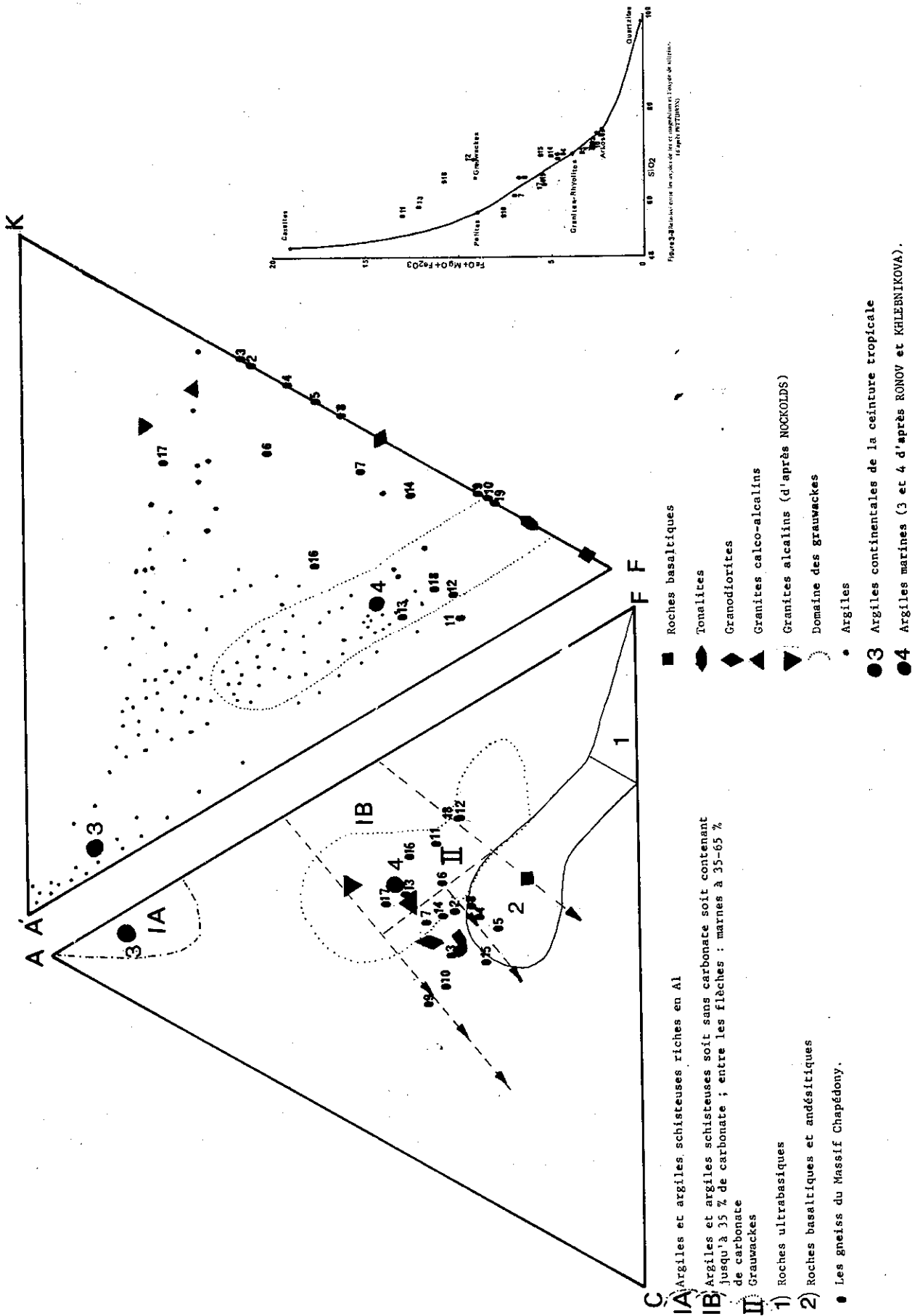


Figure 3-9 : Composition chimique de différentes roches magmatiques et sédimentaires portées sur un diagramme ACF et A'FK. (d'après H.G.F. WINKLER)

Sur le triangle ACF, nos roches se situent dans le domaine de marnes ayant plus de 35 % de carbonate. Deux analyses (6 et 7) sont dans le domaine commun aux grauwackes et aux marnes et trois se partagent entre les roches andésitiques et les marnes.

Pour le diagramme A'KF, l'emplacement des points figuratifs est intéressant. 7 analyses sur 9 tombent sur le côté K'F et deux se trouvent très près de ce côté, qui indique de manière évidente une pauvreté en alumine par rapport aux alcalins et à la chaux. On peut d'ores et déjà déduire que ces roches ne peuvent donner de la sillimanite dans aucun faciès métamorphique, ce qui est vérifié pour ces roches et explique pourquoi, ce minéral est si rare dans le Massif Châpédony. Il faut mentionner que la somme  $(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$  est en déficit par rapport à  $(Na_2O + K_2O + CaO)$  pour les sept roches, dont les points figuratifs tombent sur la ligne KF; nous avons des valeurs négatives pour A' :  $(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O + CaO)$ . Mais nous avons quand même considéré A' comme égal à zéro, pour pouvoir placer nos roches dans le triangle A'KF. Comme on le voit, 7 roches sur 9 montrent une composition comparable à celle des roches à composition de granite calco-alcalin ou de granodiorite, et 2 se rapprochent de la composition des roches tonalitiques.

En bref, les gneiss de ce groupe correspondent aux marnes-grauwackes avec une composition de granite alcalin - granodiorite, parfois plus basique avec une tendance vers les roches intermédiaires de composition andésitique tonalitique.

### 3-1-2 : Les gneiss basiques

La plus grande partie de l'Ensemble des gneiss noirs est composée de ces roches. Il en est de même pour l'Ensemble bigarré et les gneiss de l'Ouest, au voisinage des amphibolites, surtout au Nord de la région. Quant à l'Ensemble des amphibolites elles n'en comportent que vers le Sud, où les gneiss basiques alternent avec les gneiss amphiboliques (3-1-3), les amphibolites à biotites (3-3-3) et les gneiss calco-alcalins (3-1-1).

Ils se présentent en lits de un à quelques mètres d'épaisseur, ont un grain fin ou moyen, avec une teinte gris sombre à noir.

Les gneiss basiques sont toujours noduleux, avec des parties quartzo-feldspathiques et des parties composées de biotite qui marque une schistosité ondulée en s'insinuant entre les nodules qui sont à leur tour allongés.

### ASPECT MICROSCOPIQUE

Au microscope on distingue trois paragenèses remarquables dans ces roches :

- 3-1-2-1 - quartz + plagioclase + biotite
- 3-1-2-2 - quartz + plagioclase + biotite + cordiérite
- 3-1-2-3 - quartz + plagioclase + biotite + grenat.

Comme on peut le constater, le feldspath potassique est absent de ces associations. Il est effectivement en quantité négligeable dans ces roches. Les minéraux accessoires : tourmaline, épidote, chlorite (résidu des hornblendes), allanite, sphène et zircon sont présents dans la plupart des gneiss basiques, mais en petite quantité.

La structure des gneiss basiques est souvent une structure porphyrolépidoblastique parfaite, avec des minéraux bien allongés suivant la schistosité. Celle-ci peut être plissée, créant une autre schistosité peu marquée, approximativement perpendiculaire à la première. On peut observer aussi une tectonisation et un broyage des minéraux, qui ajoutent aux deux schistosités un laminage approximativement parallèle à la foliation principale (schistosité 1).

Les roches des trois paragenèses ci-dessus sont exactement identiques du point de vue de la structure, de la forme et de la basicité des plagioclases et des biotites avec leurs caractères spéciaux.

Comme on peut le noter, le seul caractère distinctif est dû à la cordiérite et au grenat. Ces minéraux ne se présentent d'ailleurs jamais ensemble dans une même roche, ou dans les formes associées. Ils ne sont pas non plus reliés aux minéraux néoformés de l'un ou de l'autre, bien que les roches qui les contiennent soient par ailleurs presque identiques à tout point de vue.

PLANCHE 11

Figure 1

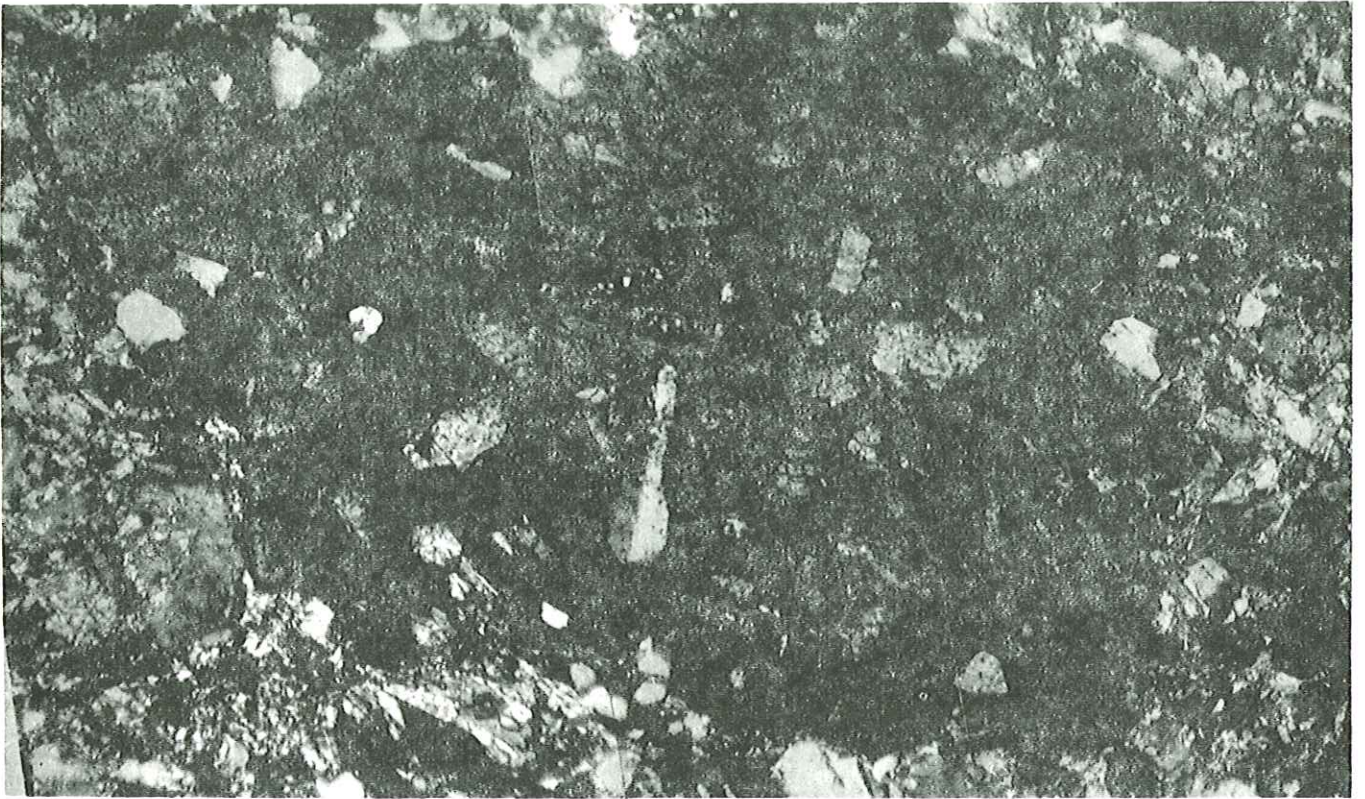
Allanite pœciloclastique, englobant plagioclase (maclé), quartz, biotite et apatite.  
Roche d'origine : 67/AH/180, X 147.

Figure 2

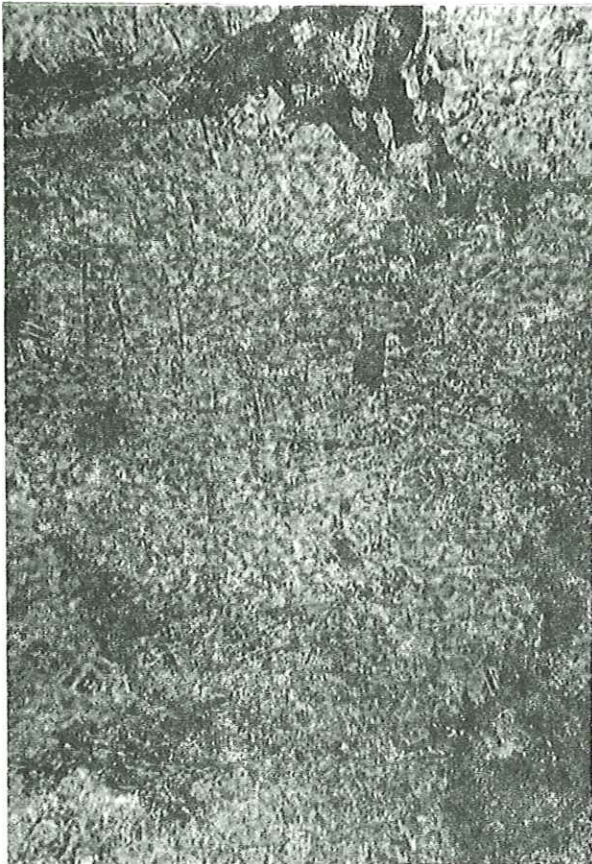
Ancien plagioclase d'origine probablement volcanique, recristallisé en quelques plagioclases néoformés plus petits. - Lumière naturelle.  
Roche d'origine : 67/AH/204, X 147.

Figure 3

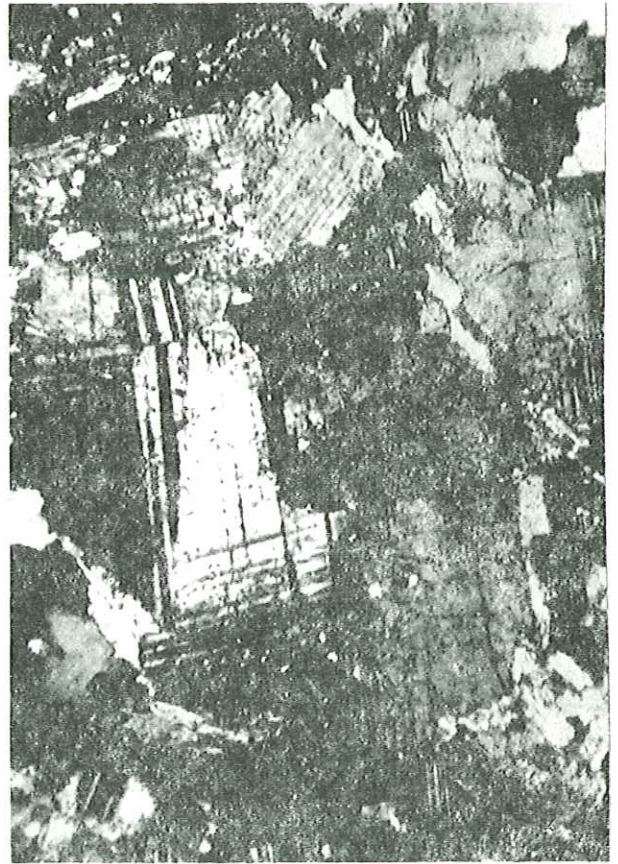
Même plagioclase, mais vu en nicols croisés.  
Les biotites, gris sombre à noires dans la figure précédente sont ici blanches.



1



2



3

## PLAGIOCLASE

Les plagioclases forment une proportion importante dans ces roches : ils atteignent parfois 50 % du volume total. On peut toujours distinguer deux catégories de plagioclases ; d'une part des cristaux abîmés et altérés, d'autre part des cristaux tout à fait frais.

### a) - Les plagioclases altérés -

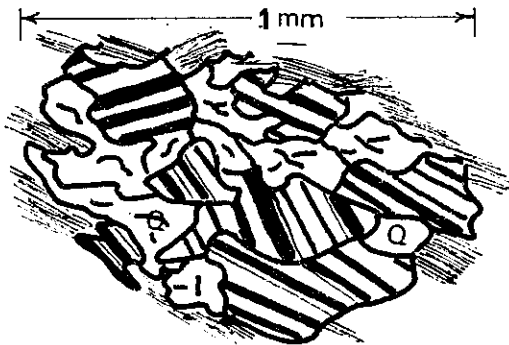
Ils sont subautomorphes avec des macles complexes d'albite, péricline et parfois Baveno. Ils sont toujours cassés, corrodés et comportent beaucoup de séricite. L'altération de ces minéraux est tellement avancée que parfois elle cache leur nature ; c'est ainsi qu'on voit une substance à première vue indéterminable, s'insinuant entre le quartz et qui montre encore vaguement des macles polysynthétiques.

On voit parfois de nombreux petits plagioclases ronds, inclus dans un grand plagioclase altéré et devenu fortement onduleux. Ce dernier est morcelé en de nombreuses parties, chaque partie correspondant à un plagioclase néoformé ayant une orientation optique différente des cristaux voisins. Parfois en lumière naturelle un plagioclase apparaît bien automorphe et entouré de biotite, mais en lumière polarisée on remarque qu'il s'agit de plusieurs cristaux subautomorphes, relativement gros, développant chacun indépendamment leurs macles polysynthétiques de l'albite (pl. 11, fig. 2 et 3).

Les plagioclases altérés atteignent parfois 5 mm.

### b) - Les plagioclases frais -

Ce sont des plagioclases plus petits (0,3 à 1 mm), xénomorphes, maclés polysynthétiquement d'après la loi de l'albite. Ils forment 90 % du total des plagioclases de certaines roches. Le plus souvent en amande, ils sont cloisonnés par la biotite. Leur allongement est en gros parallèle à la schistosité de la roche (pl. 12, fig. 1). Dans bien des roches, ils sont amiboïdes, associés aux quartz et aux biotites plus ou moins parallèles à la schistosité (figure 3-10).



Mais les plagioclases ayant le plan de macle albite et aussi leur plus grande dimension perpendiculaires à la schistosité ne sont pas rares (pl. 12, fig. 2 et 3). Les plagioclases frais incluent souvent les biotites qui marquent la schistosité.

On trouve dans ces plagioclases toutes sortes de macles, en biseau, discontinues et une zonation partielle (nous verrons leurs caractères plus loin en décrivant les particularités des plagioclases de toutes les roches).

Les plagioclases ont des teneurs en anorthite variant de 35 à 45 %.

Figure 3-10 - Forme amiboïde des plagioclases (maclés) dans les gneiss basiques. Q = quartz ; hachures = biotite.

## BIOTITES

Les biotites atteignent leur fréquence maximum dans les gneiss basiques, où elles forment parfois 50 % du volume total.

Les biotites se présentent sous deux formes différentes en orientation et en taille : l'une est en baguettes longues et minces, orientées, marquant la schistosité ; l'autre, constituée par des cristaux courts et épais (de forme rectangulaire), a une orientation souvent perpendiculaire à celle de la première (pl. 12, fig. 4).

Toutes deux sont pléochroïques de la façon suivante :

Z : brun rougeâtre                      X' : kaki.



PLANCHE 12

Figure 1

Dans les gneiss basiques les plagioclases sont en général cloisonnés par la biotite. Leur allongement est plus ou moins parallèle à la schistosité de la roche.

Roche d'origine : 67/AH/27. X 60.

Figures 2 et 3

Plagioclases amiboïdes, avec leur dimension maximum perpendiculaire à la schistosité.

Roche d'origine 67/AH/208. X 147.

Figure 4

Deux sortes de biotites dans les gneiss basiques, l'une large, marquant la schistosité principale, l'autre courte, beaucoup moins abondante que la première, perpendiculaire à la schistosité.

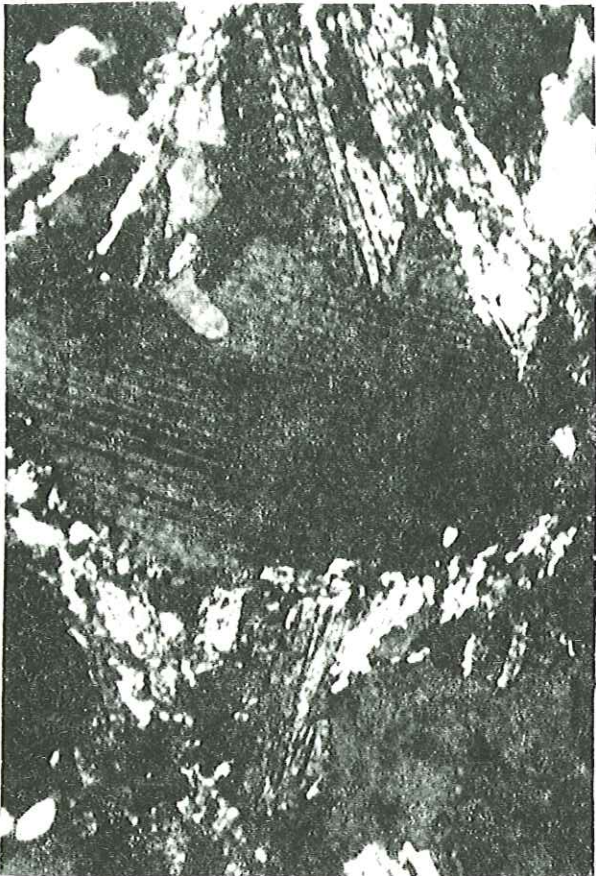
Roche d'origine : 67/AH/325. X 50.



1



2



3



4

Les nodules signalés plus haut proviennent de l'existence d'agrégats de cristaux de biotite (pl. 13, fig. 2). Dans ces nodules les biotites ne semblent pas orientées mais une recherche plus approfondie montre deux directions de schistosité, l'une parallèle à celle des paillettes allongées et l'autre parallèle à celle des biotites rectangulaires. Dans ces nodules complexes les biotites se transforment en chlorite en donnant du sphène et des oxydes de fer.

Ce gonflement en nodules se produit dans le cœur de microplis ayant leur plan axial perpendiculaire à la schistosité principale. Il en est ainsi pour les biotites courtes dont le plan de clivage définit la nouvelle schistosité peu marquée.

Les rapports de la longueur à la largeur des biotites se répartissent en deux domaines remarquables. Ce rapport varie de 7 à 20 avec une fréquence maximum de 12-13 pour les biotites de la première catégorie, et de 0,9 à 2,4 avec un maximum de 1,5-2 pour les biotites courtes (pl. 13, fig. 1 et fig. 3-11).

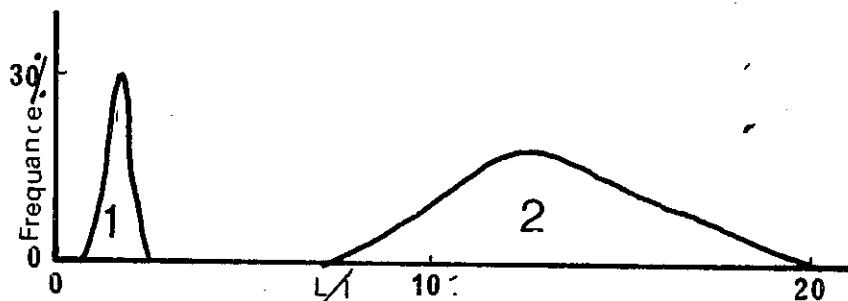


Figure 3-11 - Mode de fréquence du rapport longueur (L) sur largeur (l) des biotites :  
1 - biotites courtes (perpendiculaires à la schistosité principale) ;  
2 - biotites longues (parallèles à la schistosité principale).

#### CORDIERITE

Elle se présente toujours en phénocristaux volumineux, xénomorphes, fortement altérés en séricite, plus rarement en pinite. Elle contient toujours des inclusions de biotite et parfois de quartz. Les biotites capturées par la cordiérite sont parfois de la forme en longues paillettes, parallèles à la foliation principale, mais le plus souvent ce sont les biotites courtes (et perpendiculaires à la schistosité n° 1) qui constituent ces inclusions. Néanmoins on rencontre aussi les deux formes de biotite à l'état de reliques dans la cordiérite (pl. 13, fig. 3 et 4 et pl. 14, fig. 1).

Généralement les cordiérites ont une forme lenticulaire et se situent au cœur des microplis, avec leur plus grande longueur disposée perpendiculairement à la schistosité principale. Les cordiérites se forment donc (comme il est attesté par les inclusions micacées signalées ci-dessus) là où les biotites sont agglomérées en nodules.

On peut parfois observer tous les passages entre un agrégat de biotite pure à un cristal de cordiérite de plus en plus envahissant (figure 3-12).

Sur cette figure on a dessiné en I un lit non dérangé de biotite en paillettes orientées parallèlement à la schistosité principale. En II on voit l'effet de la seconde schistosité : nodule de paillettes (a), renflement du lit (b), flexure (c) ou pli symétrique (d) avec biotites orientées suivant le plan axial. Le stade III est celui de l'apparition de cordiérite, précisément aux endroits renflés où la deuxième schistosité a fait se superposer les différentes orientations des biotites. Enfin le stade IV est celui que l'on voit le plus souvent au microscope : la cordiérite bien formée englobe des paillettes de biotite orientées soit suivant la schistosité principale, soit suivant la deuxième.

#### GRENAT

Comme les cordiérites, les grenats sont en gros phénocristaux mais ils sont rarement altérés. En échantillon, ils sont d'un rouge parfois foncé. En lame mince ils sont incolores et tout à fait isotropes, avec  $n = 1,820$ . Le paramètre de maille  $a$ , calculé d'après le diagramme effectué aux Rayons X (radiation  $\text{CuK}\alpha$ ) est de  $11,57 \text{ \AA}$ . Si l'on utilise les

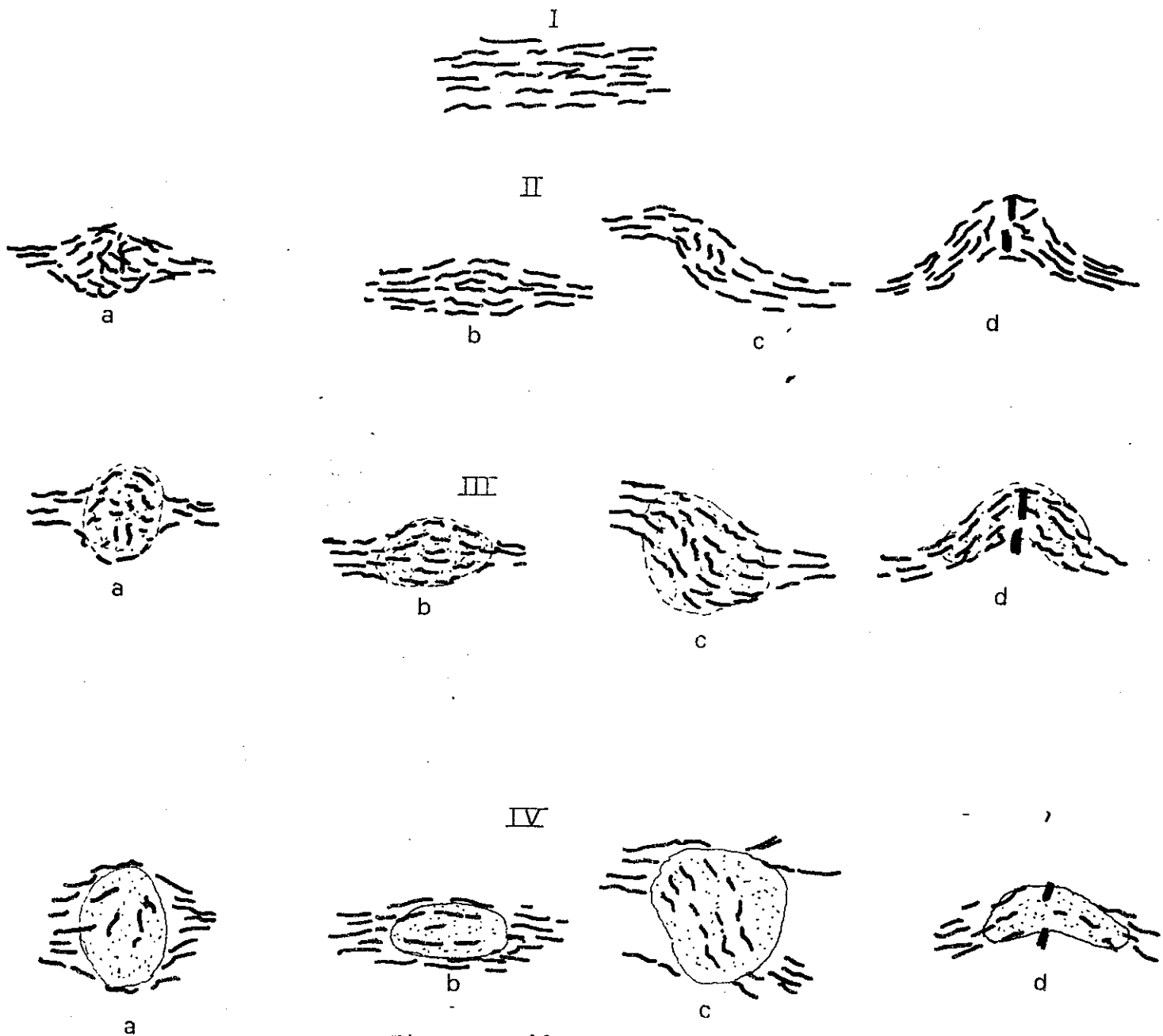


Figure 3-12

EVOLUTION MENANT A LA FORMATION DE CORDIERITES.

PLANCHE 13

Figure 1

Même phénomène que sur la figure 4 de la planche 12. On voit bien la différence d'épaisseur de deux sortes de biotite : la première avec le rapport longueur/largeur toujours supérieur à 7, pour la deuxième inférieur à 2,4.

Roche d'origine : 67/AH/43. X 143.

Figure 2

Souvent le long de la schistosité on a une sorte de gonflement aboutissant à des nodules ayant des directions a priori quelconque. Mais comme cela se voit sur cette photo, les biotites montrent nettement deux schistosités. L'une verticale parallèle à la schistosité ancienne (principale), l'autre perpendiculaire à celle-ci.

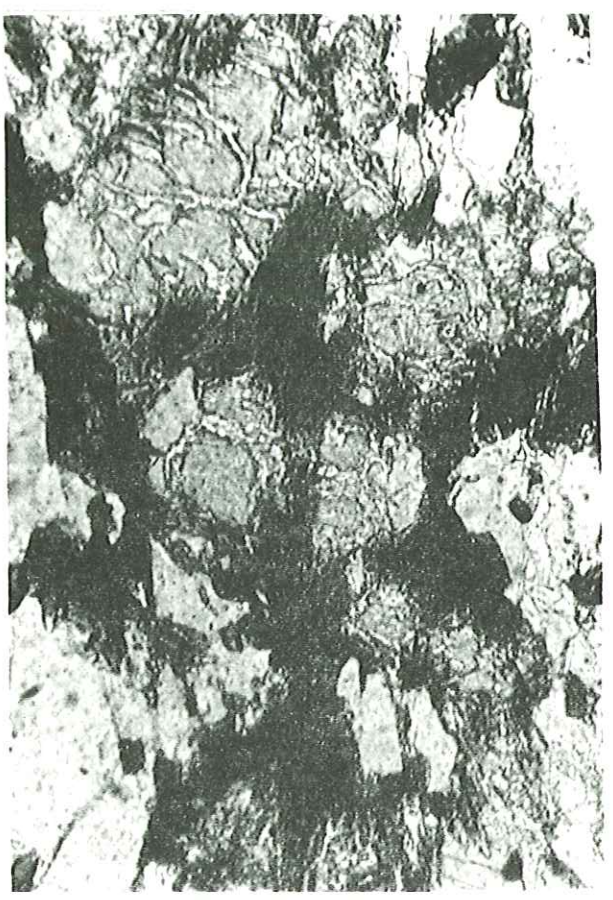
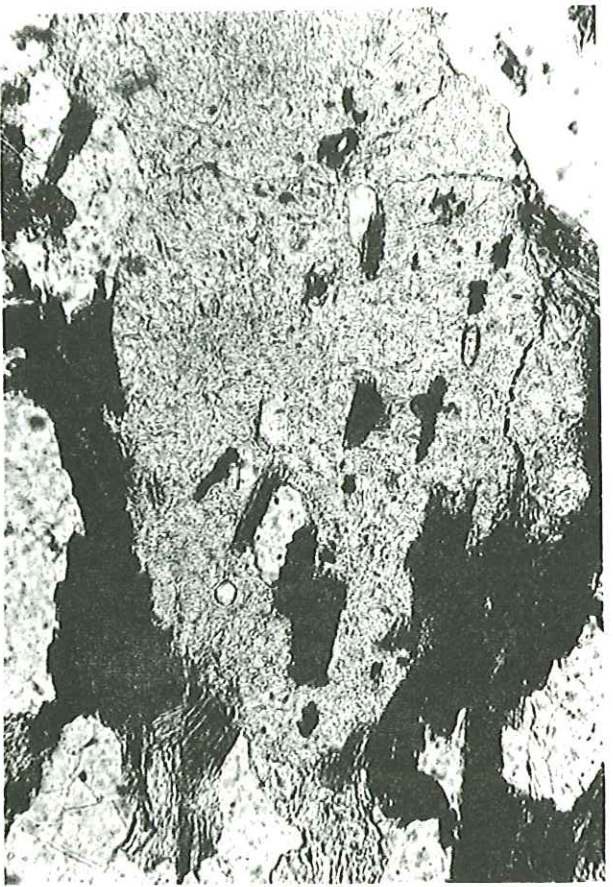
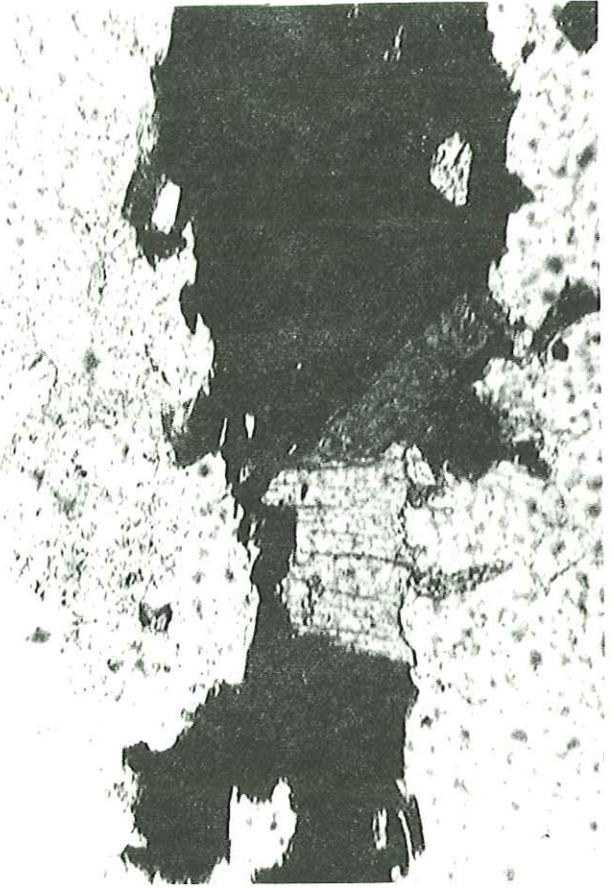
Roche d'origine 67/AH/42. X 147.

Figures 3 et 4

Cordiérite porphyroblastique, contenant des inclusions de biotites. Les biotites sont de la sorte longue (longueur/largeur:7) et parallèles à la schistosité principale.

Roche d'origine : figure 3 - 67/AH/42. X 147.

Roche d'origine : figure 4 - 67/AH/208. X 147.



diagrammes de WINCHELL, (in DEER HOWIE, ZUSSMAN, vol. 1, p. 83), le grenat peut avoir une composition de 90 % d'almandin et 10 % de grossulaire.

En se référant aux courbes de G. POURRET et N. VATIN-PERIGNON (1969) on arrive à la composition de 80 % de pyrospite et de 14 % de agrandite. D'après ces travaux,\* ce grenat a donc les pourcentages suivants en termes extrêmes :

Agrandite 14 %, pyrope 10,5 - 11 %, almandin 72 %, spessartine 2 %.

Les grenats ont le plus souvent une forme amiboïde, avec des golfes de quartz, ou bien de biotites. Ils incluent aussi des biotites d'une façon à peu près identique à ce qui a été vu pour les cordiérites (fig. 3-13).

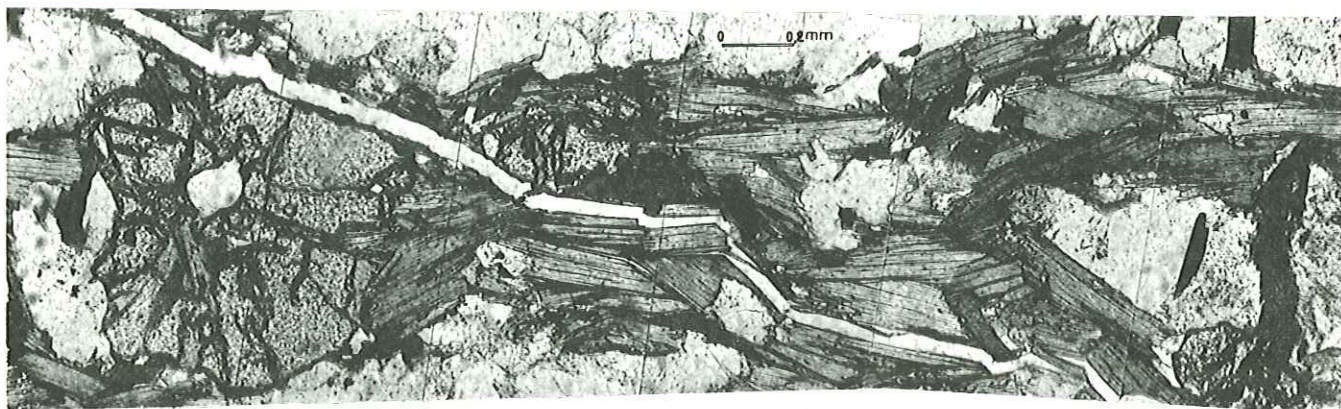


Figure 3-13 - Relation entre grenat et biotite. Sur cette figure on voit les biotites courtes et épaisses, perpendiculaires à la schistosité principale, englobées par le grenat.

### TOURMALINE

La tourmaline se présente sous deux formes différentes dans ces roches :

a) - en agrégats de cristaux prismatiques allongés, disposés en éventail. Ces tourmalines se trouvent dans ou sur le contact entre les plagioclases et les autres minéraux. On trouve toujours de l'albite et de la chlorite associées à ces tourmalines. Le pléochroïsme de ces tourmalines est le suivant :

Z' = bleu clair ; X' = incolore.

b) - en cristaux subautomorphes, maclés, avec les clivages  $1\bar{1}20$ . Ces tourmalines sont toujours associées aux biotites et elles semblent se former aux dépens de ces dernières. L'association tourmaline - biotite est axiale, les clivages 001 de la biotite et  $1\bar{1}20$  de la tourmaline concordent bien.

Ces tourmalines n'ont pas une teinte homogène comme les précédentes : elles sont d'un bleu tacheté de brun dans une partie, ou inversement. Elles sont plus rarement tout à fait brunes ; le pléochroïsme est le suivant :

Z' = brun jaunâtre X' = jaune très pâle (presque incolore).

---

\* - Travaux en cours à l'Institut Dolomieu, Grenoble, (on ne peut citer ces valeurs qu'avec beaucoup de réserves).

PLANCHE 14

Figure 1

Cordiérite englobant des biotites courtes, qui sont perpendiculaires à la première schistosité.  
A noter : la plus grande dimension de la cordiérite est perpendiculaire à la schistosité principale.  
Roche d'origine : 67/AH/42. X 50.

Figure 2

Tourmaline orientée parallèlement à la schistosité principale. Elle est pœcilitique avec des inclusions de quartz, de plagioclase et de biotite.  
Roche d'origine : 67/AH/325. X 147.

Figures 3 et 4 - Apatites zonées.

Figure 3

Figure 3

Dans les apatites des gneiss basiques on voit souvent une sorte de zonation : apatite verte au centre, entourée par un liséré incolore.  
Roche d'origine : 67/AH/203. X 960.

Figure 4

Cette zonation s'effectue aussi le long du cristal ; elle est parfois multiple.  
Roche d'origine : 67/AH/20 A. X 700.

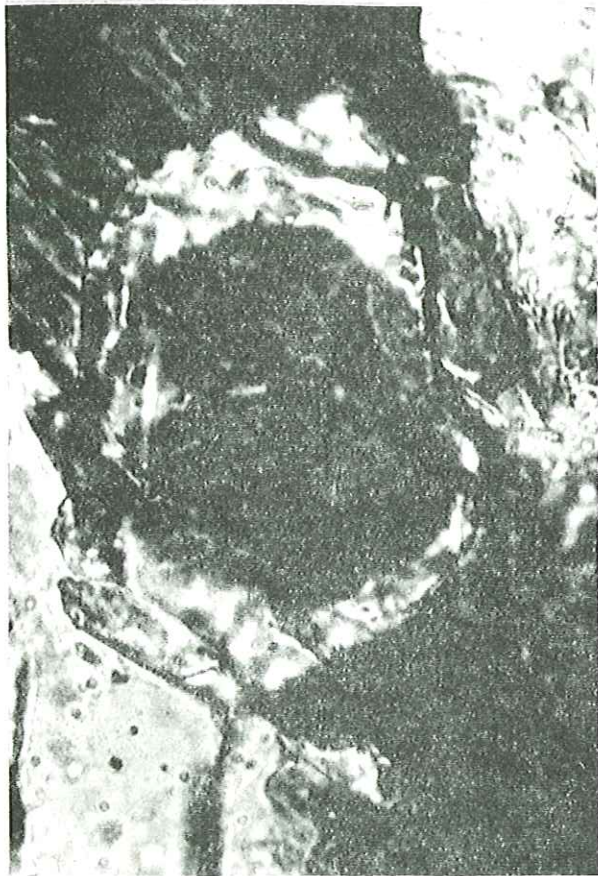




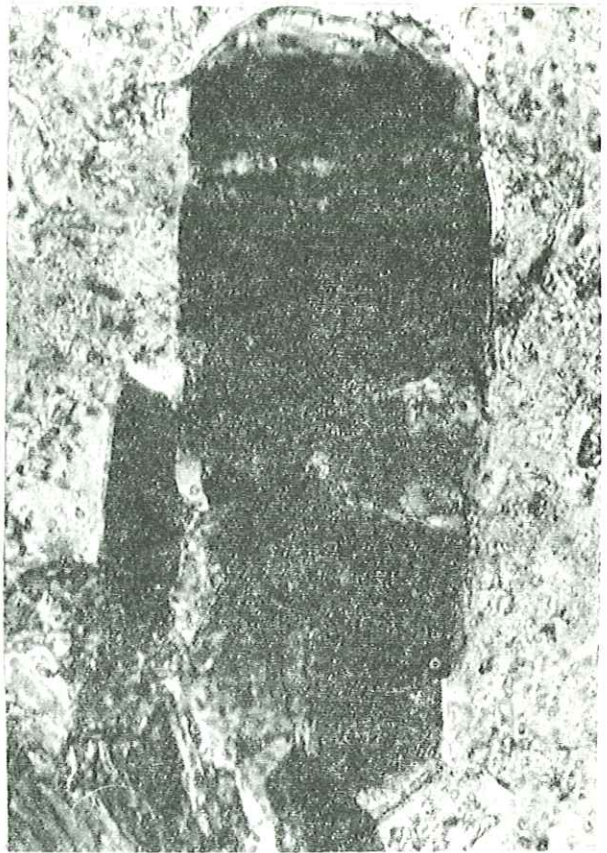
1



2



3



4

Ces tourmalines sont orientées parallèlement à la schistosité. Elles sont parfois assez grosses, poëcilitiques avec des inclusions de quartz, de plagioclases et de biotite (pl. 14, fig. 2).

### APATITES

Les apatites se présentent en prismes allongés ou bien en aiguilles incluses dans les plagioclases. Dans certaines roches, elles deviennent très abondantes et constituent un pourcentage notable du volume minéral. On peut constater une différence nette entre ces apatites et celles qui se trouvent dans les gneiss alcalins et calco-alcalins, les marbres, etc. Comme nous l'avons déjà vu, et comme nous le verrons encore plus loin, les apatites de ces dernières roches sont presque toujours xénomorphes, avec des formes elliptiques ou arrondies. Elles deviennent rarement prismatiques, et même dans ce cas le prisme n'est pas parfait : il manque quelques plans.

Le rapport de la plus grande dimension à la plus petite est souvent de l'ordre de 1 : 1 et au maximum 1:2. Ces apatites montrent un caractère isotrope, quelquefois biaxe négatif avec  $2 V_x$  = petit (jusqu'à 25°), tandis que les apatites des gneiss basiques et des gneiss amphiboliques sont en majorité, surtout quand elles sont incluses dans les plagioclases automorphes, parfaitement prismatiques ou circulaires et terminées par un clivage basal. Dans ces cas le rapport de la longueur à la largeur y varie de 7/1 à 20/1.

Un aspect très intéressant des apatites de cette dernière catégorie, est une sorte de zonation. C'est ainsi qu'on observe une apatite verte au centre entourée par un liséré incolore. Cette zonation présente des différences variant d'un liséré mince autour d'une apatite vert sombre, à une apatite incolore avec un point vert au centre (pl. 14, fig. 3). Dans bien des cas cette zonation est multiple avec une alternance de zones incolores.

Cette zonation se fait aussi le long du cristal et comme dans les sections transversales, elle est parfois multiple (pl. 14, fig. 4).

En regardant la partie verte avec un objectif fort, on constate que cette partie comporte de nombreuses petites baguettes opaques qui deviennent de plus en plus nombreuses quand la partie verte commence à perdre sa couleur. C'est ainsi que parfois on ne voit que ces petites aiguilles opaques, dans une apatite presque tout à fait incolore, mais ces petites baguettes gardent toujours une tache verte autour d'elles.

Les apatites colorées sont mentionnées par WINCHELL, DEER, HOWIE, ZUSSMAN (vol. 5, p. 329-332) et de nombreux autres auteurs. D'après les auteurs, la couleur verte de l'apatite peut être attribuée à la teneur en Mn ou  $Fe^{+2}$  et  $Fe^{+3}$ , et cette coloration peut être homogène ou partielle. DEER, HOWIE, ZUSSMAN citent même une distribution zonale de la couleur des apatites et WINCHELL écrit : "un réchauffement change habituellement les types colorés en incolores".

Petr JÁKES (1967) étudiant l'apatite des massifs de Tabor - partie moldanubienne du Massif Ezech - a observé que les apatites qui se trouvent dans les migmatites de la couverture de ce massif sont courtes avec une fréquence de 50 % du rapport de la longueur à la largeur de 1 : 1 à 2 : 1, tandis que dans le centre du massif la fréquence de ce rapport montre un maximum faible pour des valeurs variant de 2 : 1 à 10 : 1. Il a constaté que l'aspect de l'apatite est variable suivant le minéral qui l'inclut. Dans les feldspaths potassiques et les hornblendes, les apatites sont courtes, dans les pyroxènes et biotites de la partie centrale du massif, elles sont longues, avec un rapport de la longueur à la largeur de 5 : 1 à 8 : 1. En se référant aux travaux de M. FREJUALD et P. JÁKES, 1965 il déduit que les pyroxènes et la biotite ont été formés dans des conditions P. T. tout à fait différentes de celles des autres minéraux et il ajoute que le rapport de la longueur à la largeur des apatites décroît suivant cet ordre : pyroxène - biotite - feldspath potassique - hornblende, ce qui correspond d'après lui à l'ordre de cristallisation, c'est-à-dire de refroidissement du massif.

P. J. WYLLE et al. (1962), synthétisant l'apatite dans le système  $CaO - CaFe_2 - P_2O_5 - H_2O - CO_2$  et étudiant les apatites des roches basiques, volcaniques du Karroo en Rhodésie méridionale, ont trouvé que l'aspect de l'apatite varie selon les conditions de sa formation. Leurs résultats peuvent être résumés comme suit : les cristaux d'apatite en équilibre avec le milieu de cristallisation (liquide - vapeur) sont normalement courtes, développant occasionnellement les "faces pyramidales", tandis que les apatites précipitées dans un liquide durant un refroidissement rapide sont très allongées : parallèlement à l'axe "C" et présentent une forme squelettique terminée par les plans des clivages perpendiculaires à l'axe "C". Les apatites des roches basiques du Karroo sont très semblables aux apatites précipitées d'un liquide rapidement refroidi. Jamais de telles apatites (longues, aciculaires) n'ont été décelées dans les roches métamorphiques. Il déduit enfin que les différences dans la forme des apatites ont une cause physique plutôt que chimique, et il ajoute que les cris-

taux aciculaires "peuvent montrer une valeur en tant que critère de l'existence antérieure d'une phase liquide dans les roches dont l'origine est discutable".

On peut donc penser que les apatites longues et aciculaires des gneiss basiques et des gneiss amphiboliques ont une origine magmatique et se sont formées dans des conditions volcaniques avec un refroidissement rapide, et que les apatites xénomorphes, trouvent leur origine dans les milieux métamorphiques. Nous verrons plus loin en décrivant les caractères spéciaux des plagioclases et en discutant ces caractères que les plagioclases aussi doivent avoir une origine volcanique. D'autre part la haute teneur en Ti des biotites (détectée par leur couleur rougeâtre) pourrait aussi confirmer cette hypothèse.

On pourrait penser aussi que la teneur en fer des apatites (donc leur couleur verte) est due aux conditions chaudes de leur formation. Mises dans d'autres conditions (conditions métamorphiques) ces apatites ont partiellement fondu et recristallisé, mais cette fois-ci elles n'ont pas été capables de garder leur teneur en fer, celui-ci a cristallisé séparément en petites baguettes et l'apatite est devenue zonée, alternativement incolore et colorée. Nous résumons la discussion comme suit :

- 1 - les apatites des gneiss basiques et des gneiss volcaniques sont d'origine volcanique ;
- 2 - elles ont été partiellement fondues, durant le ou les métamorphismes ayant affecté la région.

#### ASPECT CHIMIQUE

Quatre échantillons de gneiss basiques ont été analysés : deux roches à cordiérite, une roche à grenat et une roche n'ayant ni cordiérite, ni grenat, mais avec un peu de feldspath potassique. Les résultats sont donnés dans le tableau 3-4.

Tableau 3-4 \*

#### Analyses chimiques des gneiss basiques

	11	12	13	14
Si O <sub>2</sub>	56,90	69,10	58,70	70,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,60	13,25	16,00	14,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,10	2,00	2,55	1,40
Fe O	6,85	3,45	5,45	1,20
Mg O	3,05	3,65	4,20	2,35
Ca O	4,25	2,40	3,80	3,35
Na <sub>2</sub> O	3,25	2,95	2,80	3,25
K <sub>2</sub> O	2,20	1,85	1,85	3,10
Ti O <sub>2</sub>	1,15	0,65	0,70	0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,50	0,20	0,25	0,20
Mn O	0,15	0,05	0,10	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,55	0,45	2,75	0,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,15	0,20	0,20	traces
Total	99,70	100,20	99,35	100,25

Tableau 3-4 (suite)

		Normes C. I. P. W.			
Q		16,32	33,60	18,48	32,58
F	Or	7,23	10,56	10,56	17,79
	ab	27,25	24,63	23,58	27,25
	an	17,79	11,12	18,07	15,85
	Cor	---	---	---	11,12
	wo	---	---	---	---
P	en	---	---	---	---
	fs	---	---	---	---
	en	7,50	9,10	10,50	5,90
	fs	10,96	3,56	6,73	0,53
O	fo	---	---	---	---
	fa	---	---	---	---
M	mt	4,41	3,02	3,71	2,09
	il	2,13	1,22	1,37	0,61
	AP	1,34	0,34	0,34	0,34
Total		98,40	99,50	96,20	99,03
Paramètres C. I. P. W. - LACROIX					
		67/AH/31	67/AH/208A	67/AH/42	67/AH/212
		II	II'	II	I (II)
		4	3'	4	(3) 4
		3	(2) 3	3	(2) 3
		4	4	4	3 (4)
Paramètres de NIGGLI					
	al	32	32	31	37
	fm	41	41	42	25
	c	15	11	14	16
	alc	13	16	13	22
	ti	3	2	2	1
	K	0,7	0,29	0,3	0,4
	mg	0,2	0,55	0,49	0,63
	qz	+32	+122	+43	+118
	p	0,7	0,2	0,2	0,3

- \* - Analyse 11 - Gneiss basique à paragenèse : quartz + plagioclase (An 30-40) - biotite - grenat + apatite  
Ech. 67/AH/31, provenant de l'Ensemble des amphibolites.
- Analyse 12 - Gneiss basique à paragenèse : quartz + plagioclase (An 40) - biotite - cordiérite - chlorite +  
apatite - sphène. Ech. 67/AH/208A, provenant de l'Ensemble bigarré.
- Analyse 13 - Gneiss basique à paragenèse : quartz + plagioclase (An 40-45) - cordiérite + apatite - chlorite.  
Ech. 67/AH/42, provenant de l'Ensemble des amphibolites.
- Analyse 14 - Gneiss basique à paragenèse : quartz + plagioclase - biotite - un peu de feldspath-K - apatite -  
allanite. Ech. 67/AH/212, provenant de l'Ensemble bigarré.

Sur la courbe de PETTIJOHN (fig. 3-8), les gneiss basiques se situent pour les analyses 11 et 13 entre les grauwackes et les basaltes, pour l'analyse 12 très près des grauwackes et pour l'analyse 14 à proximité d'une composition granitique.

Sur les triangles ACF et A'KF de WINCKLER (fig. 3-9), ils restent dans le domaine des grauwackes et des argiles plus ou moins marneuses. L'analyse 13 se trouve presque au même endroit que les argiles marines.

De la discussion sur la genèse des apatites nous avons conclu que ces minéraux doivent avoir une origine volcanique et non pas métamorphique. Comme nous le verrons plus tard en discutant sur les caractères communs des plagioclases et de leur genèse, ces minéraux aussi trouvent leur origine dans les roches volcaniques.

C'est ainsi qu'apparaît une contradiction, dans l'origine, d'une part des grauwackes marneux, d'autre part volcaniques. Mais chimiquement parlant, quelle est la différence entre une marne et une andésite ? Comme cela se voit sur le triangle ACF, la différence est inexistante et les deux domaines se recouvrent largement (domaine des roches andésitiques et domaine des marnes à 35-65 % de carbonate).

Mais les points figuratifs de nos roches se trouvent en dehors de cette partie communée. Si nous acceptons pour ces roches une origine volcanique, cela veut dire que nous devons également accepter une sorte de contamination de la part de roches sédimentaires. Par ailleurs, si nous envisageons leur mode de gisement, en lits assez minces alternant avec des lits gneissiques, nous préférons penser de nouveau à un caractère sédimentaire. Nous nous rendons compte enfin que le type de roche qui convient le mieux est volcano-détritique, des sortes de tufs mêlés à des sédiments pélitiques ou psammitiques; ce qui est le cas pour la plupart de ces roches.

Du diagramme KCN de R. FREY (1937), il résulte que les gneiss basiques ont une composition de plagioclases quartziques, avec une légère tendance vers les granites monzonitiques (fig. 3-14). Cela éclaire encore le problème de l'origine de nos roches : tufs andésitiques mêlés à des sédiments pélitiques ou psammitiques.

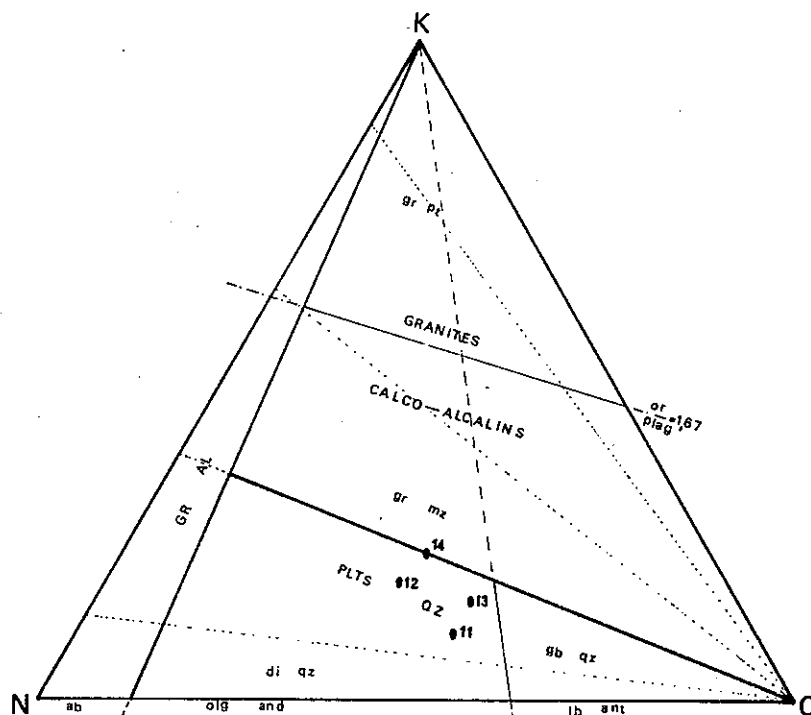


Figure 3-14 - Représentation des gneiss basiques sur le triangle KCN de R. FREY (1937) :  
 gr pt = granites potassiques ; gr mz = granites monzonitiques ; di qz = diorites quartziques ;  
 gb qz = gabbros quartziques ; GR AL = granites alcalins ; PLTS Qz = plagioclases quartziques ;  
 olg = oligoclase ; and = andésine ; lb = labrador ; ant = anorthite ; Or = orthose ;  
 plag = plagioclase ; ab = albite.

### 3-1-3 : Les gneiss amphiboliques

De part et d'autre des amphibolites lorsque celles-ci se font moins massives et disparaissent progressivement, les "gneiss amphiboliques" alternent avec elles. Ce phénomène est bien observable à l'extrémité nord de la région. Les gneiss amphiboliques se présentent encore çà et là dans "l'Ensemble des gneiss de l'Ouest", dans la moitié nord de cet ensemble. Leur puissance varie de quelques mètres à 50 mètres.

Ce sont des gneiss grenus à grain fin ou moyen, ayant une teinte grise à gris sombre. Leur schistosité est fruste et ils deviennent parfois noduleux avec une quantité considérable de minéraux ferromagnésiens leur donnant un aspect de "schiste œillé".

#### ASPECT MICROSCOPIQUE

La paragenèse de ces roches est la suivante :

quartz + plagioclase + biotite + feldspath-K + hornblende ;  
allanite + apatite ± sphène ± zircon ± oxydes de fer.

La structure est grano- à porphyroblastique. Les minéraux sont plus ou moins orientés. Parfois on rencontre des structures volcaniques parmi ces roches, surtout quand les feldspaths potassiques sont en quantité mineure.

#### FELDSPATH POTASSIQUE

La proportion de feldspath alcalin est très variable d'une roche à l'autre, de quelques pour-cents à 25 %. Il en va de même pour la taille de ces minéraux : dans une roche il s'agit de petits cristaux interstitiels de 0,1 - 1 mm et dans une autre de grès cristaux atteignant 8 mm. Ils sont toujours xénomorphes et rarement perthitiques : les perthites sont constituées de quelques striations dispersées, passant à de minces fuseaux ("strings" et stringlets"), çà et là.

#### PLAGIOCLASE

Les plagioclases se présentent de deux manières : les uns sont très altérés, cassés, corrodés et souvent inclus dans les feldspaths alcalins, les autres sont frais et parfois plus ou moins orientés. Les plagioclases de la première catégorie sont maclés, souvent selon la loi de l'albite, parfois du péricline, et leurs cristaux parfois très gros (jusqu'à 6 mm) sont automorphes à subautomorphes. Quand ils sont inclus dans les feldspaths alcalins, leur taille ne dépasse pas 5 mm, ils sont zonés parfois, mais la zonation n'est pas habituelle. Comme dans le cas des intrusions quartzo-dioritiques (nous le verrons plus loin : 3-4), elle suit la forme externe du minéral. La teneur en anorthite de ces plagioclases varie entre 25 et 30 %.

Les plagioclases de la deuxième sorte, sont xénomorphes et ils ne sont jamais inclus dans les feldspaths potassiques. Leur taille est plus petite (de 0,6 à 2 mm), ils sont moins maclés et uniquement selon la loi de l'albite. Leur teneur en anorthite est d'environ 18 - 20 %.

#### BIOTITE

En petites plaquettes minces, tabulaires (de 0,1 à 0,8 mm), très irrégulières en taille, orientation et disposition. Elle est souvent très foncée et pléochroïque :

Z' : brun très foncé presque noir ; X' : légèrement verdâtre ;  $n_z = 1,870$ .

Ces minéraux sont souvent onduleux et tordus le long du laminage. De temps en temps on trouve des cristaux de biotite plus grands (0,7 - 1 mm) avec un pléochroïsme différent :

Z' : brun rougeâtre ; X' : jaune.

## HORNBLLENDE

Ce sont les minéraux les plus abîmés : parfois il n'en reste que quelques grains fortement altérés. Parfois leur proportion dépasse celle de la biotite. Ils sont subautomorphes, prismatiques et leur pléochroïsme va de :

Z' : vert franc ; Y' : vert jaunâtre ; X' : jaune brunâtre pâle.

L'angle des axes optiques est très variable de  $2 V_x = 80^\circ$  à  $2 V_x = 15^\circ$ , dans une même roche et il semble que cette variation soit en relation directe avec la présence de biotite. En effet, la hornblende se transforme toujours en biotite et dans bien des cas cette transformation est coaxiale. On voit que la hornblende devient nuageuse sur une partie de sa surface. Dans cette partie la couleur de la hornblende change du vert franc au brun foncé noir (exactement comme la teinte des biotites selon la direction Z), mais on peut toujours observer la couleur verte de la hornblende au travers de ces nuages sombres (les nuages sont peut-être à attribuer à une sorte d'exsudation d'oxydes de fer, mais si c'est bien le cas, ces oxydes sont tellement fins qu'on ne peut pas les distinguer). Dans ces cas l'angle des axes optiques est très petit ( $2 V_x = 15^\circ$ ), mais en s'éloignant de ces parties l'angle devient plus grand :  $2 V_x = 36^\circ$ .

Nous avons pu observer une variation identique dans les hornblendes transformées partiellement et coaxialement en biotite.

C'est ainsi que la hornblende montre  $2 V_x = 45^\circ$  dans la partie éloignée de la biotite, passe par  $2 V_x = 32^\circ$  puis descend jusqu'à  $2 V_x = 15^\circ$  dans le voisinage immédiat de la biotite, pour atteindre enfin l'uniaxialité dans la biotite.

La biotite elle-même (et la partie de la hornblende transformée en biotite), montre une surface hétérogène qui paraît formée de nombreux petits nuages bien serrés, analogues à ceux décrits plus haut.

En général la transformation de hornblende en biotite est accompagnée par un changement progressif de couleur : la hornblende passe du vert franc au vert foncé, puis au vert foncé brunâtre, au brun verdâtre foncé et enfin brun foncé presque noir lorsqu'il s'agit tout à fait de biotite. Mais l'angle d'extinction  $Z \wedge C$  ne change pas de manière progressive, l'extinction devient droite brutalement à l'endroit où l'amphibole est totalement transformée en mica. D'autre part la teinte verte ne disparaît jamais complètement, mais dans les biotites on ne peut que difficilement la voir à cause de leur couleur très foncée; cependant, la couleur verte se révèle nettement si l'on prend soin d'incliner légèrement les paillettes de biotite par rapport à la position parallèle à la direction Z.

Ce cycle des variations de couleur recommence en sens inverse dans la transformation de biotite en chlorite ; la biotite brun foncé devient brun verdâtre foncé, vert brunâtre foncé, vert franc et vert relativement clair, au fur et à mesure que la biréfringence diminue jusqu'à la chlorite caractéristique. Remarquons que les chlorites ont le même pléochroïsme que les hornblendes (Z' = vert franc ; X' = jaune verdâtre). La transformation de biotite en chlorite est accompagnée d'une exsudation de sphène, en cristaux submicroscopiques.

SANDIUS (1946) (in DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 2, p. 300) a montré que les angles d'axes des hornblendes communes varient de  $128^\circ$  (termes magnésiens) à  $20^\circ$  (termes ferrifères). DEER, HOWIE, ZUSSMAN (vol. 2, p. 296) présentent un diagramme mettant en relation l'angle des axes optiques, les indices de réfractions et le rapport  $100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mn}$ . Pour les hornblendes où ce rapport égale  $100 - 90$ ,  $2 V_x$  est d'environ  $90^\circ$  et pour celles où le rapport vaut  $10-20$ ,  $2 V_x$  descend jusqu'à environ  $20^\circ$ .

On peut en déduire tout d'abord que la teneur en Fe et Mg est variable dans les hornblendes d'une même roche, ensuite que dans la transformation de la hornblende en biotite il y a d'abord perte du Mg par la première et enfin que ce Mg est presque totalement utilisé par la biotite qui se forme.

En se référant aux travaux de HALL (op. cit.) à propos de la biotite, on constate que la teneur en Mg dans celle-ci ne doit pas être forte par rapport au fer (car d'après HALL le Mg dilue la couleur de la biotite ; or notre biotite est très foncée). On pourrait peut-être attribuer cette couleur foncée de la biotite au rapport  $\text{Fe}_2 \text{O}_3 / \text{Fe}_2 \text{O}_3 + \text{Fe O}$  et à la teneur en Ti.

Comme nous l'avons vu nos biotites ne doivent pas être pauvres en Ti, car au cours de la transformation en chlorite, elle exsude du sphène, tandis que ce dernier ne se présente pas dans la transformation hornblende-biotite (par conséquent le Ti doit être utilisé par la biotite elle-même). Mais malgré cela, on ne voit guère de teinte rougeâtre dans la biotite (HALL, HAYAMA et beaucoup d'autres auteurs attribuent la teinte rouge à la teneur en Ti). Mais d'après HAYAMA (op. cit.) une biotite avec une valeur élevée du rapport  $\text{Fe}_2 \text{O}_3 / \text{Fe}_2 \text{O}_3 + \text{Fe O}$  exige beaucoup de Ti pour devenir rougeâtre. Autrement dit, bien que les biotites ne soient pas pauvres en Ti, leur teneur en  $\text{Fe}^{+3}$  est tellement forte, qu'elle empêche l'apparition de teinte rougeâtre, mais par contre la teinte verdâtre commence à paraître. La valeur de l'indice de réfrac-

tion de la biotite plaide aussi en faveur de cette hypothèse. En effet, d'après HENRICH (op. cit.)  $Fe^{+3}$  et Ti ont un double effet sur l'indice de réfraction. D'après la courbe établie par cet auteur, pour  $n_Z = 1,670$ , nous devons avoir un pourcentage pondéral de  $FeO + 2(Fe_2O_3 + Ti)$  égal à 40.

On peut résumer ainsi la discussion ci-dessus :

- 1 - La teneur en "Fe" est variable dans les hornblendes d'une même roche, avec une moyenne relativement forte.
- 2 - Cette richesse variable en fer des hornblendes est fonction de l'utilisation de leur Mg par les biotites.
- 3 - Le rapport  $Fe_2O_3/Fe_2O_3 + FeO$  dans les biotites est très élevé.

#### ALLANITE

Elle se présente en petits cristaux automorphes prismatiques et aussi en grains xénomorphes. Toujours associée aux biotites et aux hornblendes quand il y a une transformation entre ces deux minéraux, elle se rencontre dans ces cas en bulles rondes dans les biotites. Dans certaines roches ses cristaux assez grands (1,5 mm, xénomorphes) incluent plagioclases, biotite et apatite.

#### APATITE

Le plus souvent en longs prismes ou bien en aiguilles dans les plagioclases altérés. Elle peut parfois aussi être xénomorphe, répartie sur le fond de la roche.

#### 3-1-4 : Les gneiss divers

On a rangé dans cette catégorie les roches qui présentent les paragenèses suivantes :

- 3-1-4-1 - quartz - feldspath alcalin - plagioclase - augite - hornblende - sphène - allanite - apatite
- 3-1-4-2 - feldspath alcalin + biotite + plagioclase + corindon + tourmaline
- 3-1-4-3 - quartz + feldspath potassique + biotite ± sillimanite + cordiérite + plagioclase + tourmaline
- 3-1-4-4 - quartz + plagioclase + grenat + feldspath potassique.

Toutes ces roches sont à grain fin et présentent une schistosité marquée. A l'exception des faciès 3-1-4-1, qui se trouvent uniquement dans l'Ensemble de Gneiss de l'Ouest près de l'ensemble des roches scapolitiques, dans son secteur septentrional, les roches des autres groupes ont une large distribution et se trouvent dans tous les ensembles. Mais on peut quand même noter leur fréquence parmi les Ensembles des gneiss noirs et bigarré, surtout dans le dernier, près des amphibolites.

#### - La paragenèse 3-1-4-1

Ces roches ont un aspect dense, bien et finement feuilleté où les lits sont alternativement vert sombre et gris clair, ce qui donne une teinte verdâtre claire à l'ensemble de la roche.

Au microscope on s'aperçoit qu'on a affaire à une roche déformée avec laminage (RAGUIN, op. cit.) où les minéraux sont étirés, que ce soit le quartz, le feldspath potassique, le plagioclase, etc.

Les feldspaths alcalins sont xénomorphes et relativement dépourvus d'altération pseudo-pélitique.

Quant aux plagioclases, ils sont bien maclés et relativement peu altérés. La taille des feldspaths va de 0,3 à 0,6 mm.

Les augites se trouvent en lits, associées au sphène. Elles sont corrodées, fortement abîmées et très souvent biseautées. Les clivages 100 et 010 du pyroxène sont souvent obliques ou même perpendiculaires au feuilletage actuel. Ce sont des minéraux vert clair, légèrement pléochroïques et où  $2V_Z = 57^\circ$  ;  $Z \wedge C = 48^\circ$  ;  $n_y = 1,71$ . Une étude se référant aux diagrammes de HESS (1949) et MUIR (1951) (in DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 2, p. 132), nous permet de voir que nous



avons un clinopyroxène de composition approximativement de :

wol 46, en 24, fs 30, et où le rapport  $100 \text{ Fe}^{+2} / \text{Fe}^{+2} + \text{Mg} = 56$ .

L'augite se transforme parfois en hornblende. et a souvent un aspect brunâtre et biréfringent ; parfois elle se transforme en chlorite. La dimension des pyroxènes va de 0,3 - 0,8 mm ; ils ne dépassent pas 5 % du volume total.

Les hornblendes sont relativement rares. On les trouve en petits cristaux dispersés. Leur pléochroïsme est :

Z' = bleu verdâtre ; Y' = vert bleuâtre clair ; X' = kaki verdâtre presque incolore.

On peut trouver aussi quelques grains de biotite ayant le pléochroïsme suivant :

Z' = brun verdâtre ; X' = incolore.

Les apatites, les sphènes et les allanites sont en grands cristaux. Le sphène est subautomorphe et les deux autres minéraux xénomorphes.

#### - Les paragenèses 3-1-4-2, 3-1-4-3, 3-1-4-4

Ces trois faciès sont macroscopiquement tout à fait semblables. Il s'agit de roches sombres, qui se présentent en lits ne dépassant guère 1 - 2 m d'épaisseur. Parfois les minéraux quartzo-feldspathiques leur donnent un aspect hétérogène et onduleux.

Au microscope aussi ces roches apparaissent identiques, sauf lorsqu'elles sont à sillimanite.

Dans les roches à sillimanite, les feldspaths alcalins prennent de l'importance, et en règle générale la schistosité vient buter sur ces minéraux ; les biotites y deviennent verdâtres. Dans ces roches on peut observer des feldspaths alcalins formant un pavement grossier et englobant les autres minéraux, qui sont à leur tour très bien orientés (pl. 15, fig. 1). Ce qui est très intéressant, c'est que la schistosité ancienne (scellée par les feldspaths-K) est parfois parallèle, parfois légèrement oblique au laminage actuel qui a une origine tectonique et qui est accompagné de chlorite et de biotite verte (pl. 15, fig. 2).

La cordiérite se trouve souvent en lits relativement épais (1 mm) directement liée aux biotites (nous décrirons la cordiérite en détail, dans les gneiss basiques (3-1-2)).

#### SILLIMANITE

La sillimanite ne se trouve pas souvent dans les roches du Massif Châpédony. Elle atteint sa fréquence maximum dans la roche 67/AH/452 (10 % du volume total), un gneiss de l'Ensemble des gneiss de l'Ouest présentant la paragenèse à quartz - feldspath potassique - biotite - sillimanite - cordiérite et plagioclase.

La sillimanite est toujours, et dans toutes les roches qui en comportent, en paquets flexueux de fines aiguilles. Souvent ces paquets se mettent en tresses qui forment une grande et longue plage ondulant entre les autres minéraux (pl. 15, fig. 3). La teinte varie entre les différentes parties dans les paquets. C'est ainsi qu'elle est incolore dans une partie, jaune, jaune verdâtre et jaune brunâtre dans d'autres. Parfois on voit que les variations de coloration vont plus loin, et on distingue une ombre de biotite parfaitement pléochroïque de brun jaunâtre à kaki comme les autres biotites, associée au silicate d'Al. Mais la masse des sillimanites est telle qu'on ne peut pas distinguer en général la biotite de la sillimanite.

En fait la sillimanite n'est jamais dépourvue de biotite ; au contraire, celle-là semble se former de préférence dans les amas à biotite. Dans les sections basales de biotite, on observe clairement ce phénomène. C'est ainsi qu'il est fréquent de rencontrer une biotite bourrée d'aiguilles de sillimanite. Mais le plus intéressant est que les aiguilles de sillimanite sont orientées "parallèlement à l'axe de zone 010 et aux directions des figures de pression qui sont à 60° de ce dernier, formant un triangle (pl. 15, fig. 4).

Avec l'apparition des sillimanites, la biotite originellement brun rougeâtre, pâlit, devient jaune verdâtre et ensuite vert très pâle. En même temps que ces phénomènes, on voit l'apparition de taches d'oxydes opaques, de sphène et de chlorite.

Ce qui est extraordinairement intéressant, c'est la formation de feldspaths alcalins dans ce processus. La biotite devient extrêmement pâle (presque incolore) et ensuite passe graduellement au feldspath alcalin avec cependant encore une frange de Becke.

PLANCHE 15

Figure 1

Grand feldspath potassique formant un pavement et englobant quartz (blanc), plagioclase (gris) et biotite (gris sombre à noir). Ces minéraux sont bien orientés, soulignant la schistosité principale.  
Roche d'origine : 67/AH/452. X 147.

Figure 2

Même figure que la première. On voit que la schistosité principale (soulignée par les cristaux englobés dans le feldspath alcalin) fait un angle léger sur le laminage créé par la tectonique.  
Roche d'origine : 67/AH/452. X 50.

Figure 3

Sillimanite se formant aux dépens de la biotite. Paquet flexueux de fines aiguilles disposées en tresses, formant une grande et longue plage ondulant entre les autres minéraux.  
Roche d'origine : 67/AH/453. X 147.

Figure 4

Section basale de biotite montrant les filons de sillimanite orientés parallèlement aux figures de pression (à 60°) formant les triangles.  
Roche d'origine : 67/AH/40A. X 700.

P15



## DISCUSSION

On a l'habitude de penser que la sillimanite se forme aux dépens d'andalousite, de disthène ou de muscovite par suite de changements de température et pression. C'est peut-être vrai pour certaines régions, mais pour le Massif Châpédony il faut chercher une autre origine. G. A. CHINER (1961) examinant les sillimanites de Glen CLOVA, formées dans les biotites d'une façon identique à celle que nous venons de voir, pense que le rôle de la biotite n'est que de nucléation pour la formation de la sillimanite. Il donne l'explication suivante :

"les caractères principaux de la structure de la sillimanite (HEY et TAYLOR, 1931) sont des chaînes d'octaèdres Al-O parallèles à l'axe C et liés par des chaînes de tétraèdres d'oxygène légèrement tordus qui sont eux aussi parallèles à C, les cations en tétracoordonnés étant alternativement Si et Al. Dans le mica, les feuillets alternativement d'octaèdres Al-O et de tétraèdres Si-O perpendiculaires à l'axe C, sont composés d'assemblages hexagonaux, les "côtés" de chaque hexagone (chacun étant composé d'une paire d'octaèdres ou d'une paire de tétraèdres) étant orientés parallèlement à (010) et aux deux directions des figures de pression à 60°. La nucléation et la croissance de la sillimanite à partir de ces octaèdres ou tétraèdres disposés en triangle pourraient donc mener à un arrangement triangulaire ayant la même orientation dans la biotite-hôte".

Mais ensuite il juge le pourcentage de Al de la biotite insuffisant pour former de la sillimanite et il pense que la silice et l'aluminium dissous dans le disthène instable peuvent fournir les nuclei déjà formés dans les biotites. Il suffit même d'avoir des disthènes dans les roches voisines pour que Si et Al soient dissous et apportés par l'intermédiaire d'ichor.

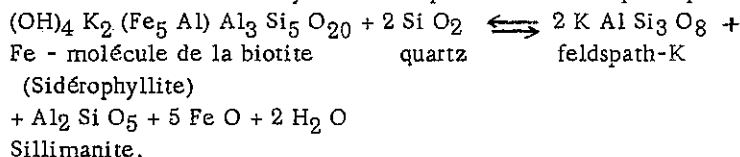
Nous n'avons trouvé aucune trace de disthène ni d'andalousite dans nos roches, et les roches voisines de celles à sillimanite ne sont pas plus riches en Al qu'elles. D'ailleurs si elles en avaient, pourquoi ne développeraient-elles pas de la sillimanite, alors qu'il y a suffisamment de biotite ?

On a pensé à une sorte de métasomatose, apportant Al, mais nos roches ont une composition d'argilite banale (voir aspect chimique, échantillon 67/AH/452) et comme disait CHINER, "cela suggérerait en fait l'introduction de silice et d'alumine dans une roche de composition inhabituelle pour donner une roche de composition pélitique tout à fait normale".

Nous avons vu antérieurement que les biotites enrichies en Mg sont pâles (HALL, op. cit.). Il semble que les biotites portant les aiguilles de sillimanite le soient. FRANCIS (1956) (in CHINER) suggère que "la molécule ferrifère de biotite disparaît tout d'abord, en donnant une biotite enrichie en magnésium, du fer sous forme de magnétite et du potassium sous forme de microcline". Il semble que l'explication de FRANCIS s'adapte parfaitement à la formation de nos sillimanites car, comme nous l'avons vu, il y a avec la sillimanite la formation de feldspath alcalin et d'oxydes opaques. WONES and EUGSTER (1959, in CHINER) sont aussi de cet avis et écrivent : "en plus des paramètres de température et de pression totale, les biotites comportant du fer sont très sensibles à des variations de pressions partielles d'eau et d'oxygène".

On peut résumer la formation de sillimanite dans le Massif Châpédony par les points suivants :

- 1 - La sillimanite ne se forme aux dépens ni d'andalousite ni de disthène.
- 2 - Pour la formation de sillimanite, aucun apport de Al, quel qu'il soit, n'est indispensable.
- 3 - La sillimanite se forme vraisemblablement aux dépens de la molécule ferrifère de biotite en donnant des oxydes et feldspath alcalin. Ce point peut être formulé comme suit :



## GRENAT

Il se présente en gros cristaux amiboïdes (jusqu'à 7 mm), qui forment souvent des amas lités ; il englobe beaucoup de quartz et de biotite.

a = 11,54° ; n = 1,820, ce qui correspond à la composition :  
pyralpité 93 %, grandite 7 % (N. VATIN-PERIGNON et G. POURRET),  
ou bien : almandin 76 %, pyrope 16 %, grandite 7 %, spessartine 1,5 %.

## TOURMALINE

La tourmaline est très fréquente dans les trois derniers groupes des gneiss divers. Elle se présente en cristaux automorphes d'une taille de 1-2 mm, pléochroïques avec :

Z' : vert jaunâtre et X' : vert jaunâtre très clair.

Le plus intéressant est la formation des veines de quartz dans les gneiss divers (sauf 3-1-4-1). Ces veines qui atteignent parfois 2-3 mm, comportent souvent de la tourmaline au lieu de biotite, autrement dit dans ces veines la biotite perd sa stabilité et se fait attaquer par la tourmaline. Ainsi dans ces veines on voit la formation de feldspath alcalin, ayant une taille beaucoup plus grande que les grains de la roche et il faut noter aussi qu'il développe des perthites orientées (à ne pas confondre avec la striation antérieurement décrite) perpendiculaires à la schistosité principale. Les biotites ailleurs indemnes de chloritisation, sont très chloritisées dans ces veines, surtout autour des feldspaths alcalins; dans ceux-ci il n'y a que de la chlorite (fig. 3-15). Dans ces veines les plagioclases sont séricitisés.

## ASPECT CHIMIQUE

Deux échantillons du groupe 3-1-4-2 (un avec, et un sans sillimanite) et un échantillon de chaque groupe ont été analysés. Les résultats sont donnés dans le tableau 3-5.

Tableau 3-5  
Analyses chimiques des gneiss divers \*

	15	16	17	18	19
Si O <sub>2</sub>	68,85	52,85	62,90	64,05	61,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,85	23,30	17,50	15,00	16,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,05	1,75	2,10	2,30	0,85
Fe O	1,70	3,25	1,65	4,95	4,15
Mg O	0,80	4,25	1,65	3,45	2,45
Ca O	3,05	2,95	2,45	2,80	3,80
Na <sub>2</sub> O	4,70	3,60	2,40	2,65	4,50
K <sub>2</sub> O	3,20	6,20	6,20	2,80	2,85
Ti O <sub>2</sub>	0,70	0,80	0,60	0,80	0,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,20	0,20	0,20	0,30
Mn O	0,05	0,10	0,05	0,10	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,60	0,20	1,75	0,80	1,25
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,65	0,25	0,20	0,10
Total	99,80	100,10	99,80	100,20	99,70

- \* - Analyse 15 - Gneiss à paragenèse (3-1-4-1) : quartz + feldspath alcalin + plagioclase + augite + hornblende + sphène + allanite apatite. Ech. 67/AH/5, provenant de l'Ensemble des gneiss de l'Ouest.
- Analyse 16 - Gneiss à paragenèse (3-1-4-2) : feldspath alcalin + biotite + plagioclase + corindon + tourmaline. Ech. 67/AH/320, provenant de l'Ensemble bigarré.
- Analyse 17 - Gneiss à paragenèse (3-1-4-3) : quartz + feldspath potassique + biotite + sillimanite + cordiérite + plagioclase + tourmaline. Ech. 67/AH/452, provenant de l'Ensemble bigarré.
- Analyse 18 - Gneiss à paragenèse (3-1-4-3) : quartz + biotite + plagioclase + feldspath alcalin + cordiérite + tourmaline. Ech. 67/AH/507, provenant de l'Ensemble des gneiss noirs.
- Analyse 19 - Gneiss à paragenèse (3-1-4-4) : quartz + plagioclase + biotite + grenat + feldspath alcalin + tourmaline. Ech. 67/AH/352, provenant de l'Ensemble bigarré.

MODE DE FORMATION PEGMATITIQUE DU FELDSPATH POTASSIQUE ET DE LA TOURMALINE.

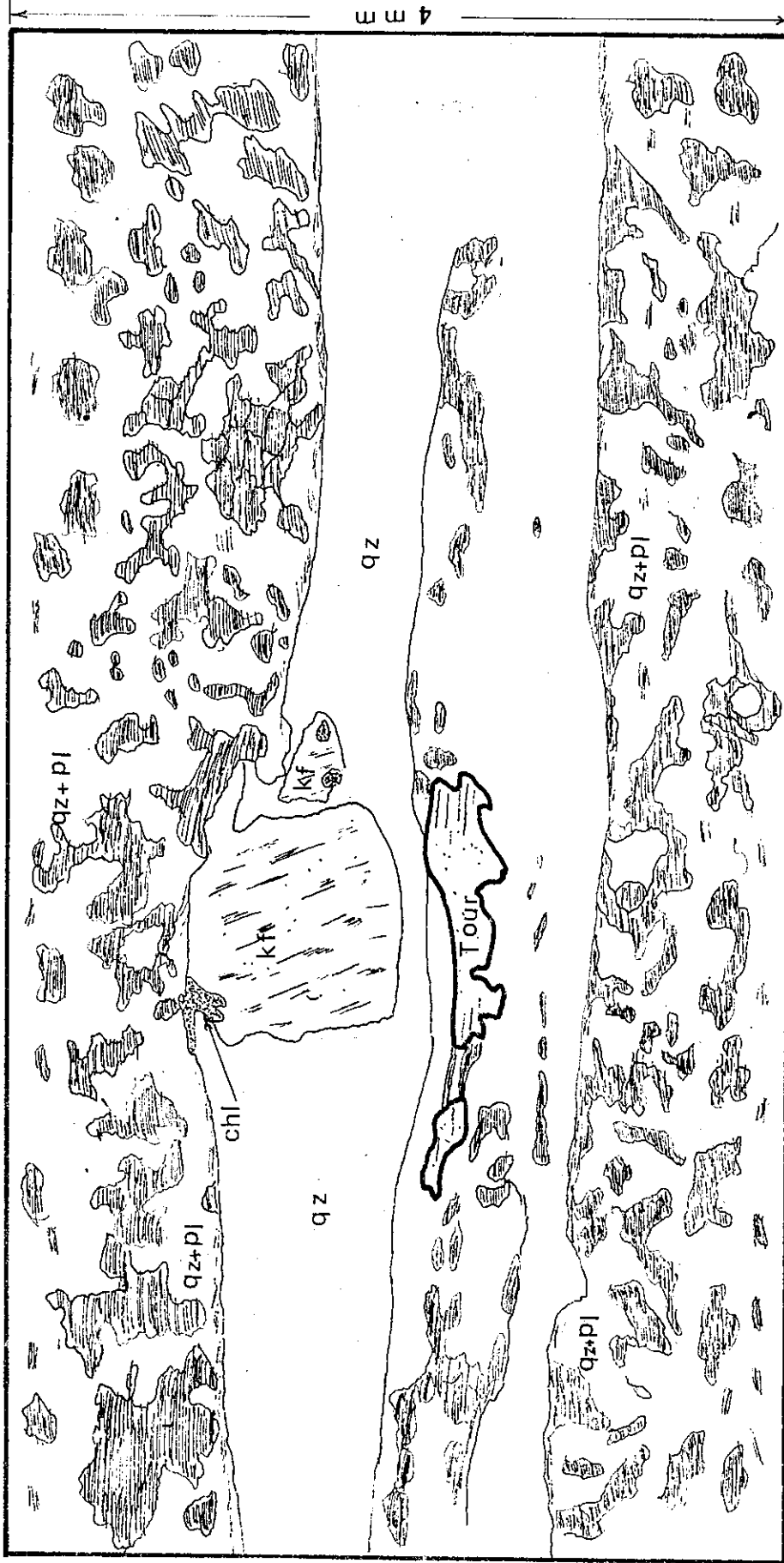


Figure 3-15 - Mode de formation pegmatitique du feldspath potassique et de la tourmaline. Sur cette figure on voit une veine millimétrique de quartz (qz), formée dans un gneiss à grain fin, composée de quartz + plagioclase (pl) + biotite (hachurée). Au contact avec la veine, le feldspath potassique se forme d'une manière pegmatitique, accompagné de chlorite (chl) qui est totalement absente dans la roche encaissante. La tourmaline (tour) se forme aussi dans cette veine, aux dépens de la biotite.

La représentation de ces roches dans les triangles ACF et A'KF de WINKLER et la courbe de PETTIJOHN (fig. 3-8 et 3-9) nous donnent les résultats suivants :

- 1 - Les roches du groupe 3-1-4-1 sont des marnes comportant environ 50 % de carbonate.
- 2 - Les roches du groupe 3-1-4-2 sont des marnes, ayant moins de 35 % de carbonate.
- 3 - Les roches du groupe 3-1-4-3 correspondent en partie à des marnes comportant moins de 35 % de carbonates (roches à sillimanite) et à des grauwackes.
- 4 - Les roches du groupe 3-1-4-4 peuvent être, ou bien des grauwackes ou marnes ferrifères, ou bien des roches à composition andésitique se rapprochant des tonalites.

### 3-2 - LES FACIES DE MIGMATISATION

(Les pegmatites et les aplites).

La distinction entre les pegmatites de concrétion de BARTH (1962) et les vrais filons pegmatitiques est impossible, car, comme nous l'avons vu dans le deuxième chapitre, on a toute une série d'intermédiaires entre les deux, depuis des lentilles de quelques centimètres jusqu'à des bandes métriques ou décamétriques, parallèles, subparallèles ou recoupant les roches voisines.

D'autre part si l'on tient compte de la définition de BARTH (1962) : "les pegmatites sont des roches d'un grain inhabituellement grossier", il reste peu de roches parmi celles des filons leucocrates qui pourraient être appelées ainsi. En effet, si ces derniers se distinguent bien des roches voisines, ils sont souvent à grain moyen, homogène et ne manifestent pas les vrais caractères grossiers pegmatitiques. Mais minéralogiquement parlant, ils ne peuvent pas recevoir d'autre dénomination que celle de pegmatite, car ces roches sont minéralogiquement simples et ne comportent que rarement plus de deux sortes de minéraux.

Quant aux aplites, nous sommes plus favorisés. Ces roches sont à grain fin et dans la plupart des cas recoupent les autres formations.

Nous allons simplement, pour faciliter les choses, appeler pegmatites les filons et les bandes leucocrates et, pour rester d'accord avec BARTH, appeler pegmatites de concrétion les loupes et les lentilles quartzo-feldspathiques sans tenir compte de la taille de leurs minéraux.

Nous avons la même difficulté pour classer minéralogiquement ces roches : parmi les pegmatites, il y en a à quartz + feldspath potassique, ou à quartz + plagioclase, ou encore des roches intermédiaires. Chaque catégorie comporte ou non des minéraux ferromagnésiens, tels que pyroxène, hornblende, grenat, biotite, etc., qui d'ailleurs ne se présentent pas ensemble. Si l'on veut les classer en tenant compte du genre de feldspaths, on ne résout pas la question des minéraux ferromagnésiens car ces minéraux, à part la simultanéité de leur cristallisation improbable, se trouvent aussi dans des ensembles différents et n'interfèrent pas, bien que les feldspaths et les structures de ceux-ci soient les mêmes. Telles sont les difficultés qui nous ont amené à choisir ce titre relativement subjectif : les faciès de migmatisation, sans vouloir entrer pourtant dans les interprétations au niveau de ce chapitre.

Etant donné la dépendance des caractères minéralogiques des pegmatites vis-à-vis du lieu où elles se trouvent, nous les avons classées comme suit :

- 3-2-1 - Les pegmatites de l'Ensemble des gneiss blancs.
- 3-2-2 - Les pegmatites de l'Ensemble des amphibolites et des roches à leur voisinage immédiat.
- 3-2-3 - Les pegmatites diverses.
- 3-2-4 - Les aplites.

#### 3-2-1 - Les pegmatites de l'Ensemble des gneiss blancs

Ces roches se trouvent en rubanements d'un à quelques mètres d'épaisseur, parallèles ou subparallèles à la schistosité principale. De temps en temps elles se présentent en filons recoupant les autres roches. Elles alternent presque régulièrement avec des gneiss grisâtres et, en raison de leur teinte, donnent une couleur blanche à cet Ensemble.

Les paragenèses de ces pegmatites sont les suivantes :

- 3-2-1-1 - plagioclase - clinopyroxène - quartz - sphène - allanite - apatite.
- 3-2-1-2 - feldspath-K - clinopyroxène - sphène - quartz.
- 3-2-1-3 - feldspath-K - hornblende - quartz - sphène - allanite - apatite.
- 3-2-1-4 - feldspath-K - clinopyroxène - hornblende - quartz - sphène - apatite.
- 3-2-1-5 - feldspath-K - quartz.
- 3-2-1-6 - plagioclase - quartz.
- 3-2-1-7 - feldspath-K + chlorite + calcite + épidote + oxydes opaques.

Dans tous les cas la structure de ces roches est grenue, avec un grain grossier; et sans aucune orientation.



LES FELDSPATHS-K

Les feldspaths-K sont xénomorphes, gros, relativement dépourvus d'altération pseudopélimitique. Ce sont des minéraux monocliniques avec une triclinicité = 0. Ils sont peu perthitiques et très riches en orthose. L'analyse chimique partielle du feldspath-K de la roche 67/AH/249\* est donnée dans le tableau 3-6.

Tableau 3-6

Analyse chimique partielle du feldspath-K. Analyse 20.

	% pondéraux	% mol.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,75	Or = 79
MgO	0	Ab = 17
CaO	0,80	An = 4
Na <sub>2</sub> O	1,90	
K <sub>2</sub> O	13,20	
TiO <sub>2</sub>	0	

Dans le groupe 3-2-1-7 (pegmatite à chlorite, épidote et calcite) les feldspaths-K sont extrêmement altérés et ils ne sont plus limpides. En fait, dans ces roches, les feldspaths sont tels que l'on ne peut pas faire facilement la distinction entre un feldspath-K et un plagioclase. Il y a des cristaux finement maclés d'après la loi de l'albite, dont une lamelle est un feldspath-K et l'autre un plagioclase. Dans d'autres cas le feldspath-K montre dans une partie quelques vagues macles polysynthétiques analogues à celles des plagioclases (voir les feldspaths alcalins dans 3-1-1, et aussi la planche 8, figure 4). Ces minéraux sont altérés, les plagioclases séricitisés et les feldspaths-K pseudopélimitisés.

LES PLAGIOCLASES

Les plagioclases sont xénomorphes, gros (1 - 4 mm), et montrent toujours les macles polysynthétiques de l'albite. La teneur en anorthite des plagioclases varie de 25 à 35 %.

LES CLINOPYROXÈNES

Les clinopyroxènes sont gros (2 - 6 mm), toujours corrodés par d'autres minéraux et forment souvent des reliques. Ils sont verdâtres et légèrement pléochroïques avec  $2V_z = 58^\circ$  et  $Z \wedge C = 39^\circ$ . Dans le groupe 3-2-1-4 on voit parfois leur transformation en hornblende.

Les résultats des études effectuées aux Rayons X sur les pyroxènes, comparés avec ceux des travaux de P.C. ZWAAN (1955), mènent à une détermination d'augite.

P.C. ZWAAN a classé les clinopyroxènes d'après les caractéristiques des raies 220, 221, 310, 311, 131 et 202, etc. suivant les quatre catégories suivantes :

- Groupe B1 : diopside, hédénbergite, augite et diallage.
- Groupe B2 : dont pigeonite.
- Groupe B3 : dont aëgyrine et jadéite.
- Groupe B4 : dont spodumène.

Par leurs raies 221 ( $2\theta_{Fe K\alpha} = 37,82$ ) 310 ( $2\theta = 38,28$ ), 311 ( $2\theta = 39,13$ ) et 131 ( $2\theta = 44,40$ ), 221 ( $2\theta = 45,14$ ), nos pyroxènes se situent dans le groupe B1. Mais il est à souligner que la raie 021 qui distingue l'augite des autres pyro-

\* Cette roche a un aspect tout à fait blanc, tacheté de pyroxène vert sombre. La paragenèse est la suivante : feldspath-K 95 % - augite 4 % - sphène et quartz 1 %.

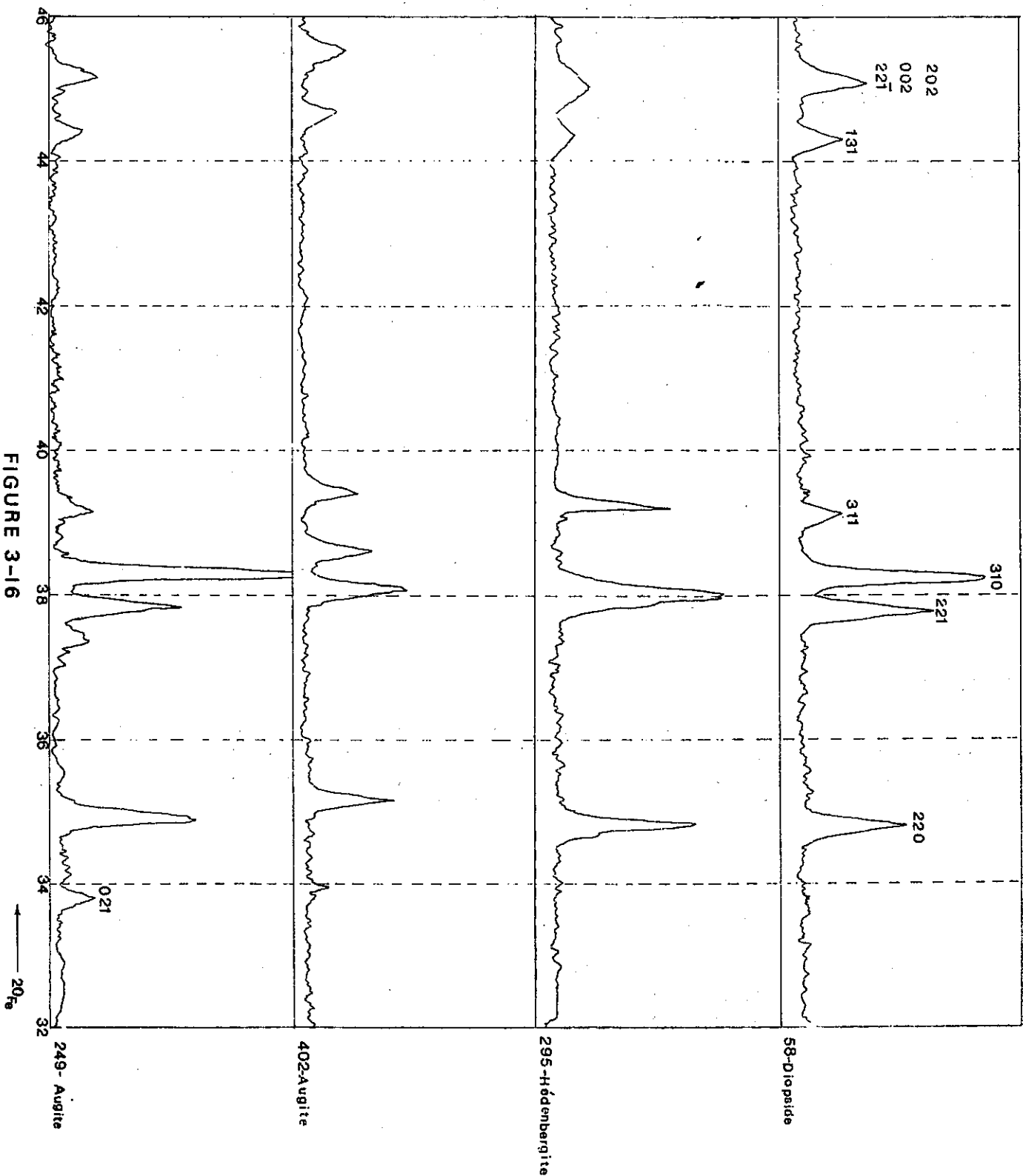


FIGURE 3-16

xènes de ce groupe apparaît dans la roche 67/AH/249 (roche à feldspath + pyroxène), elle est bien prononcée, et dans la roche 67/AH/402 (roche à plagioclase et pyroxène) elle est moins intense (fig. 3-16).

Les différences d'intensité  $\Delta$  (220 - 221 ; 221 - 310 et 131 - 221) qui, d'après ZWAAN, permettent de déterminer les différentes proportions de diopside et d'hédenbergite des pyroxènes de ce groupe, donnent les valeurs suivantes :

- Pyroxène de la roche 67/AH/249 :

$\Delta$ (220 - 221) : 0,2466 Å	Dio 72 - héd 28
$\Delta$ (221 - 310) : 0,0345 Å	Dio 78 - héd 22
$\Delta$ (131 - 221) : 0,040 Å	Dio 50 - héd 50

- Pyroxène de la roche 67/AH/402 :

$\Delta$ (220 - 221) : 2370 Å : ce chiffre n'entre pas dans le tableau de ZWAAN et correspond à un pyroxène riche en Al.	
$\Delta$ (221 - 310) : 0,0373	Dio 90 - héd 10
$\Delta$ (131 - 221) : 0,0497	Dio 95 - héd 5

Ces différences proviennent du fait que les diagrammes de ZWAAN s'appliquent essentiellement à des pyroxènes pauvres ou dépourvus de Al, tandis que les minéraux auxquels nous avons affaire ici correspondent à des pyroxènes plus riches en Al. Leurs paramètres les situent en effet soit sur les quelques courbes, soit à proximité de celles-ci, effectuées pour les pyroxènes alumineux. Cette richesse en Al de nos pyroxènes peut être d'ailleurs décelée par l'analyse de la roche totale. En effet, dans le cas de l'échantillon 67/AH/249 par exemple, le calcul de la norme virtuelle fait apparaître 1,73 % de corindon, ce qui est significatif (voir tableau 3-7, analyse 22).

#### LES HORNBLENDES

Tout comme les pyroxènes, les hornblendes se présentent en gros cristaux xénomorphes, corrodés et abîmés par les autres minéraux. Elles sont pléochroïques de la façon suivante :

Z' = Y' = vert brunâtre et X' kaki.

#### LES CHLORITES

Les chlorites se trouvent en gros agrégats, associées aux cristaux prismatiques d'épidote et de calcite. Ensemble ces minéraux forment dans les roches du groupe 3-2-1-7 des taches vertes sur un fond tout à fait blanc. Il est probable que ces minéraux se sont formés aux dépens d'un pyroxène ou d'une hornblende, mais nous n'en avons jamais trouvé aucun résidu, ni en lame mince, ni en étudiant ces agrégats verts aux Rayons X.

#### ASPECT CHIMIQUE

Trois échantillons des pegmatites de l'Ensemble des gneiss blancs ont été analysés ; les résultats en sont donnés sur le tableau 3-7.

La représentation de ces pegmatites sur le triangle KCN de FREY (figure 3-18) donne donc les résultats suivants :

- Analyse 21 - (Ech. 67/AH/402) : diorite quartzique
- Analyse 22 - (Ech. 67/AH/249) : granite potassique
- Analyse 23 - (Ech. 67/AH/255) : granite calco-alcalin.

Tableau 3-7  
Analyse chimique des pegmatites de l'Ensemble des gneiss blancs.\*

	21	22	23	
Si O <sub>2</sub>	68,60	63,70	73,10	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,90	20,05	13,00	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,05	0,60	0,85	
Fe O	0,70	0,15	1,05	
Mg O	1,75	0,6	0,60	
Ca O	5,50	2,10	2,70	
Na <sub>2</sub> O	5,40	1,40	2,50	
K <sub>2</sub> O	0,70	1,40	5,50	
Ti O <sub>2</sub>	0,40	0,25	0,15	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,05	0,05	
Mn O	0,05	traces	0,05	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,40	0,25	0,25	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,10	0,10	
Total	99,75	100,65	99,90	
Composition virtuelle % poids				
Q	23,28	6,72	31,68	
Cor	---	1,73	---	
F {	Or	3,89	67,28	32,80
	ab	45,59	12,05	20,90
	an	14,46	9,73	7,78
P {	wo	4,99	---	1,97
	en	4,30	1,50	1,10
	fs	---	---	0,79
O {	en	0,10	---	0,40
	fs	---	---	0,26
	fo	---	---	---
M {	fa	---	---	---
	mt	1,39	---	1,16
	il	0,76	0,30	0,30
Hém	---	0,64	---	
AP	0,34	0,34	0,34	
Paramètres de NIGGLI				
al	36	49	40	
fm	17	6	13	
c	24	9	15	
alc	23	36	32	
ti	1	0,7	0,6	
p	0,2	0,2	0,3	
k	0,07	0,84	0,6	
mg	0,66	0,60	0,4	
qz	+90	+19	+154	

### 3-2-2 - Les pegmatites de l'Ensemble des amphibolites et de leur voisinage immédiat

Ce sont des roches tout à fait blanches, de grain moyen à grossier, qui se trouvent en loupes centimétriques ou le plus souvent en veines atteignant plusieurs mètres d'épaisseur, alternant avec des amphibolites ou se trouvant jusqu'à quelques centaines de mètres de l'Ensemble des amphibolites, dans les faciès voisins. Ces pegmatites sont les plus abondantes dans la partie septentrionale et surtout dans le flanc supérieur de l'Ensemble. C'est ainsi que là on rencontre des alternances régulières de pegmatites blanches et d'amphibolites presque noires, avec des épaisseurs à peu près comparables. C'est cela qui donne un aspect stratoïde à l'Ensemble des amphibolites.

Les pegmatites deviennent de moins en moins nombreuses lorsqu'on va vers le Sud et qu'on s'éloigne de l'Ensemble des amphibolites. C'est ainsi que dans les zones méridionales ou à quelques centaines de mètres de chaque flanc des masses amphibolitiques, les pegmatites sont absentes.

Il est important de noter que les amphibolites alternant avec ces pegmatites sont beaucoup plus riches en amphibole qu'en plagioclase et que leur grain est plus grossier qu'ailleurs. En fait il est rare de trouver un contact net entre ces pegmatites et les amphibolites. Au contraire les amphibolites se décrivent en deux parties, l'une amphibolique, l'autre plagioclasique, passant aux pegmatites. On trouve assez souvent aussi des loupes et de petites lentilles d'agrégats d'amphiboles dans les pegmatites. Ces agrégats lenticulaires, se pinçant, se renflant, disparaissant et renaissant, se poursuivent de façon à former une sorte de rubanement qui confère souvent à ces pegmatites un aspect laminé. Cette lamination est toujours parallèle à la schistosité principale (fig. 2-3).

Entre les pegmatites de la partie septentrionale de l'Ensemble des amphibolites et celles des autres régions de cet Ensemble ou de son voisinage immédiat, il existe des différences dans la fréquence et l'épaisseur des niveaux et dans les types d'associations minérales.

Les pegmatites qui alternent avec les amphibolites dans la partie septentrionale de l'Ensemble ont les paragenèses suivantes :

3-2-2-1 : plagioclase - quartz

3-2-2-2 : plagioclase - quartz - grenat,

et les pegmatites des autres parties, qui alternent surtout avec des gneiss à feldspath potassique, ont la paragenèse suivante :

3-2-2-3 : quartz - feldspath-K - plagioclase - grenat <sup>±</sup> chlorite.

#### ASPECT MICROSCOPIQUE

La structure de ces roches est grenue avec un grain généralement grossier, sans aucune orientation. Les cristaux de feldspath-K et de plagioclase atteignent parfois 1,5 cm, leur longueur est en moyenne de 2 à 6 mm. Les pegmatites des groupes 3-2-2-1 et 3-2-2-2 ne sont normalement pas tectonisées et les minéraux ont leurs formes propres. Dans ces roches les quartz montrent quand même une extinction onduleuse, ils sont parfois cassés. Par contre les pegmatites du groupe 3-2-2-3 sont généralement broyées, développant une structure en mortier typique. Dans ces roches les quartz se présentent en petits cristaux associés en grandes plages et s'insinuent entre les autres minéraux.

- 
- \* Analyse 21 - pegmatite à paragenèse : plagioclase (An 25-30) - augite - quartz - sphène - allanite - apatite. Ech. 67/AH/402, appartenant à la catégorie 3-2-1-1.
- Analyse 22 - pegmatite à paragenèse : orthose (80 % Or) - augite - sphène - quartz. Ech. 67/AH/249, appartenant à la catégorie 3-2-1-2.
- Analyse 23 - pegmatite à paragenèse : feldspath-K - hornblende - quartz - sphène - allanite - apatite. Ech. 67/AH/255, appartenant à la catégorie 3-2-1-3.

### LES FELDSPATHS ALCALINS

Xénomorphes comme toujours, ils forment souvent un pavement couvrant le fond de la roche. Ils attaquent toujours les plagioclases et englobent souvent des nodules complets de la roche préexistante, enveloppée par un grand cristal de feldspath-K. Les feldspaths alcalins sont toujours altérés avec une surface qui est parfois totalement mate. Dans ce cas, des éventails de muscovite se développent au contact de ces feldspaths et des plagioclases. Les feldspaths<sup>2</sup>K constituent parfois plus de la moitié de l'ensemble des feldspaths.

### LES PLAGIOCLASES

Dans les groupes 3-2-2-1 et 3-2-2-2, les plagioclases constituent parfois 85 % du volume total de la roche. Ils sont subautomorphes à xénomorphes, maclés finement et polysynthétiquement d'après la loi de l'albite. Leur teneur en anorthite varie suivant les roches, et même aussi dans une même roche. Dans les roches tout à fait dépourvues d'amphiboles, les plagioclases ont une teneur en anorthite variant de 20 à 35 % avec une majorité de 28 - 32 %. Mais dans les roches qui comportent des agrégats lenticulaires d'amphibolites et dans celles qui se trouvent en lentilles dans les amphibolites, la variation est beaucoup plus grande, allant de 10 - 15 à 50 % d'anorthite ; la plus grande fréquence est de 35 - 40 %. Dans ces roches on trouve toujours deux sortes de plagioclases, les uns (3 mm), relativement altérés, avec les macles régulières et polysynthétiques de l'albite, les autres, plus sains, développent des macles irrégulières, en biseau et discontinues. Ces dernières se trouvent souvent en veines dans les premiers, avec une composition très sodique au centre de la veine (nous verrons ces caractères et nous les discuterons en détail, plus loin, en traitant des caractères spéciaux des plagioclases des roches des différentes catégories. Voir la discussion sur les ophiolites : 3-4-5-2, les plagioclases).

### LES GRENATS

En échantillon, les grenats sont rouges et limpides. Ils sont fins (5 mm) et dispersés dans la roche, se distinguant facilement du fond clair quartzo-feldspathique. Au microscope, les grenats apparaissent automorphes à subautomorphes, souvent avec des inclusions de quartz et rarement de biotite. Parfois ces cristaux sont corrodés par le quartz et les plagioclases. Leur indice  $n = 1,820$  et  $a = 11,545$ .

Les grenats de l'échantillon 67/AH/431 ont été analysés ; le résultat en est donné dans le tableau 3-8.

Tableau 3-8

Analyse chimique de grenat. Analyse 24.

Oxydes	% pondéraux	% cations	Nombre d'ions sur la base de 24 O	
Si O <sub>2</sub>	35,50	35,84		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,05	27,36		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,50	1,72	Si 55,751 } 6,000	
Fe	27,50	23,12	Al 60,249 } 4,326	
Mg O	2,60	3,93	Al 44,141 } 5,320	
Ca O	2,40	2,60	Fe+3 0,185 } 63,6	Almandin
Na <sub>2</sub> O	0,50	0,49	Mg 0,631 } 5,3	Andradite
K <sub>2</sub> O	0,05	0,03	Fe+2 3,310 } 3,7	Grossulaire
Ti O <sub>2</sub>	---	---	Mn 0,796 } 12,1	Pyrope
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	---	Na 0,156 } 15,3	Spessartine
Mn O	5,80	4,96	Ca 0,417 } 100	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	---	---	K 0,010 }	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,25	---		
Total	99,35	99,99	15,646	

ASPECT CHIMIQUE

Trois échantillons de ces pegmatites ont été analysés. Les résultats sont donnés sur le tableau 3-9;

Tableau 3-9

Analyse chimique des pegmatites de l'Ensemble des amphibolites et des roches du voisinage immédiat.(\*)

	25	26	27
Si O <sub>2</sub>	76,90	73,55	72,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,25	13,85	14,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	0,90	0,70
Fe O	0,20	0,20	0,35
Mg O	0,75	0,70	0,80
Ca O	2,65	1,00	1,15
Na <sub>2</sub> O	4,10	3,85	3,40
K <sub>2</sub> O	0,90	5,20	5,50
Ti O <sub>2</sub>	traces	0,05	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,15	0,05
Mn O	traces	0,15	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,95	0,05	0,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,20	--
Total	99,55	99,75	99,35
Composition virtuelle % poids			
Q	42,90	28,38	27,36
Cor	--	0,31	0,41
F	Or	5,56	30,52
	ab	34,58	32,49
	an	12,23	4,17
	wo	0,35	--
P	en	0,30	--
	fs	--	--
O	en	1,60	1,70
	fs	--	--
	fo	--	--
M	fa	--	--
	mt	0,70	1,16
	il	--	0,00
	hém	0,16	0,16
	AP	0,00	0,34
Paramètres de NIGGLI			
al	44	44	45
fm	11	11	11
c	17	6	7
alc	28	38	37
ti	--	--	--
p	--	0,3	--
K	0,13	0,53	0,52
mg	0,63	0,5	0,61
qz	+257	+176	+131

Ces tableaux permettent de voir que la somme des éléments ferromagnésiens reste constante dans les trois pegmatites (fm = 11, voir les paramètres de NIGGLI). La proportion des autres éléments varie beaucoup ; depuis la pegmatite du

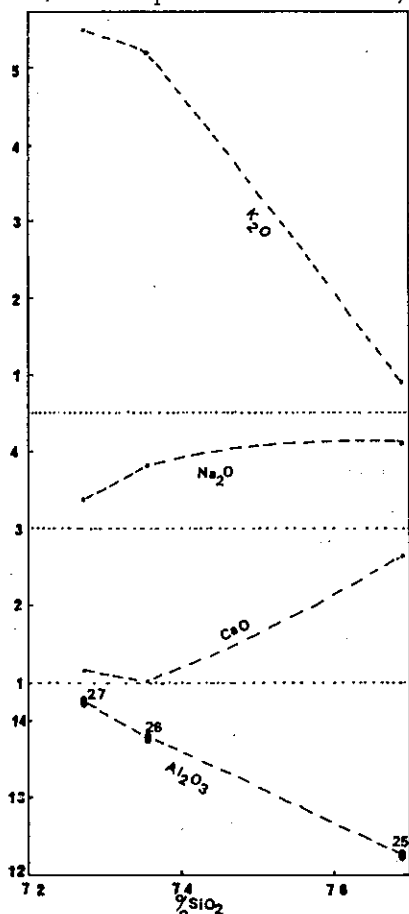


Figure 3-17 - Variation des oxydes dans les pegmatites, selon leur mode de mise en place.

compare en rien avec une diorite, si on tient compte de la quantité des éléments ferromagnésiens.

on est dans le domaine des granites calco-alcalins, avec une tendance vers les granites alcalins.

D'autres caractères de ces roches seront envisagés dans la discussion sur les amphibolites au chapitre 3-4-5-3.

milieu des amphibolites (analyse 25) jusqu'aux pegmatites de leur voisinage immédiat, on a les variations suivantes : légère augmentation en  $Al_2O_3$  et décroissance en  $Na_2O$ , forte diminution en  $CaO$  et augmentation très importante en  $K_2O$  (fig. 3-17).

Comme nous l'avons vu précédemment dans le chapitre de présentation géologique et comme nous le commenterons plus loin en discutant du problème des amphibolites (voir chapitre 3-4-5-3), ces pegmatites sont un produit direct des amphibolites et proviennent d'une différenciation par métamorphisme de ces roches. Pour expliquer les variations des proportions de certains éléments contenus dans ces pegmatites lorsqu'on s'éloigne des masses essentiellement amphiboliques (croissance de  $Al_2O_3$  et  $K_2O$  et décroissance de  $Na_2O$  et  $CaO$ ) nous avons deux possibilités :

- Contamination des roches-mères (roches volcaniques devenues maintenant des amphibolites) par les sédiments pélitiques ou psammitiques où elles se sont épanchées.
- Feldspathisation potassique des faciès pegmatitiques situés dans les gneiss d'origine pélitique ou psammitique au voisinage immédiat des amphibolites.

Cette deuxième hypothèse nous paraît la plus probable. En effet, il n'existe pas de feldspath-K dans les amphibolites, même dans celles qui semblent contaminées. Dans ce cas le matériel absorbé par la roche volcanique a tout juste été suffisant pour provoquer l'apparition de biotite à la place de la hornblende et nous verrons plus tard que dans ces roches la biotite est stable et ne peut entraîner l'apparition de feldspath potassique.

En outre, nous avons noté la nature "agressive" des feldspaths K qui semblent envahir une roche déjà formée.

Placées sur le diagramme K C N de R. FREY, les données chimiques des pegmatites permettent de constater que :

- Pour l'analyse 25 (éch. 67/AH/14) on se situe dans le domaine des plagioclasolites quartziques très pauvres en K, très proche déjà de celui des diorites quartziques. Notons que cette roche ne se

- Pour les analyses 26 (éch. 67/AH/11) et 27 (éch. 67/AH/211),

(\*) Analyse 25 - Ech. 67/AH/17 : pegmatite de 10 m d'épaisseur alternant avec des amphibolites, dans le secteur extrême nord de l'Ensemble des amphibolites. Sa paragenèse est la suivante : plagioclase (An 40) - quartz - un peu de chlorite, biotite et d'épidote.

Analyse 26 - Ech. 67/AH/11 : pegmatite de l'Ensemble des Gneiss de l'Ouest, près du contact de cet Ensemble avec celui des amphibolites, avec la paragenèse suivante : feldspath-K - quartz - grenat - plagioclase.

Analyse 27 - Ech. 67/AH/211 : pegmatite alternant avec des amphibolites dans la continuation sud de l'Ensemble des amphibolites où celui-ci s'amincit brusquement et alterne avec les gneiss à feldspath-K. La paragenèse est la suivante : feldspath-K - quartz.



### 3-2-3 - Les pegmatites diverses

Ce sont des agrégats leucocrates, de petits et grands filons presque purement quartzo-feldspathiques, qui apparaissent parallèlement ou presque, ou bien encore recoupent les gneiss, çà et là, dans le Massif Châpédony. Autrement dit il s'agit de la partie des migmatites de MEHNERT, qui a un "aspect pegmatitique, aplitique, granitique ou de manière générale, plutonique" sans tenir compte de la taille des amas, qui est centimétrique ou atteint la dizaine de mètres.

Macroscopiquement ce sont des roches à grain moyen ou grossier (parfois de l'ordre du centimètre), hétérogènes, qui ont une teinte blanche à rosâtre.

Au microscope ces roches ont un aspect assez particulier : une structure à grains grossiers, sans aucune organisation minéralogique. Leur paragenèse est la suivante :

quartz + feldspath alcalin + plagioclase ± chlorite ± biotite

et comme minéraux accessoires on trouve :

apatite - allanite - sphène et très rarement anatase.

Les quartz se présentent souvent sous deux formes ; de petits cristaux associés en grandes plages s'insinuant entre les autres minéraux ou bien des cristaux plus ou moins grands, mais fortement onduleux et cassés.

Les feldspaths alcalins, toujours en gros cristaux, forment un pavement continu et sont perthitiques, (soit striés, soit irrégulièrement) ; ils sont presque toujours piquetés d'altérations pseudopélitiques.

A part ceux qui sont inclus dans les feldspaths potassiques, les plagioclases sont de taille comparable à ces derniers, avec de fines macles polysynthétiques de l'albite et plus ou moins séricitisés. Les feldspaths<sup>o</sup>K et les plagioclases atteignent parfois 2 cm, mais ont normalement de 5 à 6 mm. Le pourcentage d'anorthite des plagioclases varie entre 18 et 25 %.

Les chlorites qui résultent de la pseudomorphose des biotites sont en forme de plaquettes courtes et épaisses, en agrégats et nodules entre les feldspaths, sans aucune orientation privilégiée. Leur proportion atteint 5 %.

Les biotites sont rares dans ces roches, en petites paillettes épaisses, qui ont échappé à la chloritisation complète, mais elles sont toujours en partie altérées. Quand elles ne le sont pas, ce qui est rare, elles ont une teinte brun rougeâtre, mais on peut néanmoins distinguer une nuance verdâtre à travers la teinte brune.

L'apatite est toujours xénomorphe et montre souvent des caractères isotropes.

L'allanite, soit xénomorphe, soit en prismes allongés atteignant 5-6 mm, s'associe dans le fond avec le quartz.

Dans un échantillon (67/AH/13)\*; nous avons trouvé un minéral bleu sombre, uniaxe négatif, légèrement pléochroïque, qui peut être de l'anatase. Il remplit les interstices entre les minéraux.

#### ASPECT CHIMIQUE

8 échantillons de ces roches ont été analysés ; les résultats en sont donnés sur le tableau 3-10.

Sur le triangle K C N de FREY (fig. 3-18) on s'aperçoit que ces roches correspondent chimiquement à des granites calco-alcalins et à des granites alcalins (analyses 31 et 34). L'une (analyse 35) tombe dans le domaine des plagioclases quartziques.

Un premier coup d'œil sur les analyses et la composition virtuelle de ces roches, nous montre leur pauvreté considérable en éléments ferromagnésiens par rapport à la teneur absolue en feldspath. La somme des minéraux magnésiens atteint à peine 10 % poids de l'ensemble des quartz et des feldspaths et elle varie en moyenne entre 3 et 7 % poids (fig. 3-19). On voit aussi que le pourcentage virtuel en anorthite est très faible par rapport à celui du feldspath-K et de l'albite. On constate enfin, que la pauvreté des éléments ferromagnésiens est indépendante du rapport  $\frac{\text{feldspath-K}}{\text{albite}}$  et que c'est la somme de ces feldspaths alcalins qui est très forte par rapport aux ferromagnésiens.

---

\* Veine de 50 cm de puissance, rosâtre, à grain grossier, dans la partie septentrionale de l'Ensemble des gneiss de l'Ouest,

Tableau 3-10  
Analyses chimiques des pegmatites diverses\*

	28	29	30	31	32	33	34	35
Si O <sub>2</sub>	74,40	70,95	74,80	73,15	71,40	72,85	71,25	76,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,65	14,60	13,25	13,75	14,65	13,15	14,40	12,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	0,95	0,30	0,80	0,45	0,70	1,10	0,50
Fe O	0,30	0,35	0,25	0,15	0,20	0,45	0,50	0,35
Mg O	0,60	0,50	1,25	0,75	0,55	0,50	1,20	0,70
Ca O	2,00	1,45	1,20	1,30	2,20	2,25	1,50	1,45
Na <sub>2</sub> O	2,10	2,65	2,65	3,90	3,20	3,50	4,70	4,20
K <sub>2</sub> O	6,90	7,40	5,75	5,75	6,00	4,85	5,20	2,40
Ti O <sub>2</sub>	0,15	0,25	0,10	0,05	0,25	0,15	0,10	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,15	0,10	0,05	0,05	0,10	0,30	0,05
Mn O	0,05	traces	traces	0,05	traces	traces	traces	traces
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,10	0,95	0,45	0,10	0,35	0,85	0,30	0,80
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,15	0,15	0,05	0,10	0,35	0,25	0,05	0,15
Total	100,10	100,35	100,15	99,90	99,75	99,60	100,00	99,85
Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>3+</sup> + Fe <sup>2+</sup>	0,66	0,66	0,57	0,66	0,66	0,53	0,66	0,54
	Composition virtuelle % poids							
Q	31,98	23,58	33,30	25,02	25,32	29,76	20,40	40,44
or	40,59	43,92	33,92	33,92	35,58	28,91	30,58	14,46
F { ab	17,82	22,33	22,33	33,01	27,25	29,34	39,82	33,01
an	4,73	6,12	5,00	2,78	7,78	5,56	2,76	7,23
cor	--	--	--	--	--	--	--	--
wo	1,86	0,12	--	1,51	0,23	1,97	1,28	--
P { en	1,50	0,10	--	1,30	0,20	1,20	1,10	--
fs	--	--	--	--	--	0,13	--	--
en	--	1,10	3,10	0,60	1,20	--	1,90	1,70
fs	--	--	--	--	--	--	--	--
mt	0,70	0,46	0,46	0,93	0,70	0,93	1,39	0,70
M { il	0,30	0,46	0,15	0,15	0,46	0,30	0,15	0,30
hem	0,16	0,64	--	0,16	--	--	0,16	--
ap	0,34	0,34	0,34	--	--	0,34	0,67	--

- \* Analyse 28 : pegmatite à paragenèse : quartz - feldspath-K - plagioclase - biotite. Ech. 67/AH/218, provenant de l'Ensemble des gneiss blancs.
- Analyse 29 : pegmatite à paragenèse : quartz - feldspath-K - plagioclase - chlorite. Ech. 67/AH/533, provenant de l'Ensemble bigarré.
- Analyse 30 : pegmatite à paragenèse : quartz - feldspath-K - plagioclase - chlorite - biotite. Ech. 67/AH/178, provenant de l'Ensemble bigarré.
- Analyse 31 : pegmatite à paragenèse : quartz - feldspath-K (extrêmement perthitique) - chlorite. Ech. 67/AH/213, provenant de l'Ensemble bigarré.
- Analyse 32 : pegmatite à paragenèse : quartz - feldspath-K - plagioclase - biotite. Ech. 67/AH/199, provenant de l'Ensemble bigarré.
- Analyse 33 : pegmatite à paragenèse : quartz - feldspath-K - plagioclase - biotite - chlorite. Ech. 67/AH/6, provenant de l'Ensemble des gneiss de l'Ouest.
- Analyse 34 : pegmatite à paragenèse : quartz - feldspath-K - plagioclase - biotite. Ech. 67/AH/7, provenant de l'Ensemble des gneiss de l'Ouest.
- Analyse 35 : pegmatite à paragenèse : quartz - feldspath (mélange de feldspath-K et de plagioclase sodique) - chlorite. Ech. 67/AH/54, provenant de l'Ensemble bigarré.

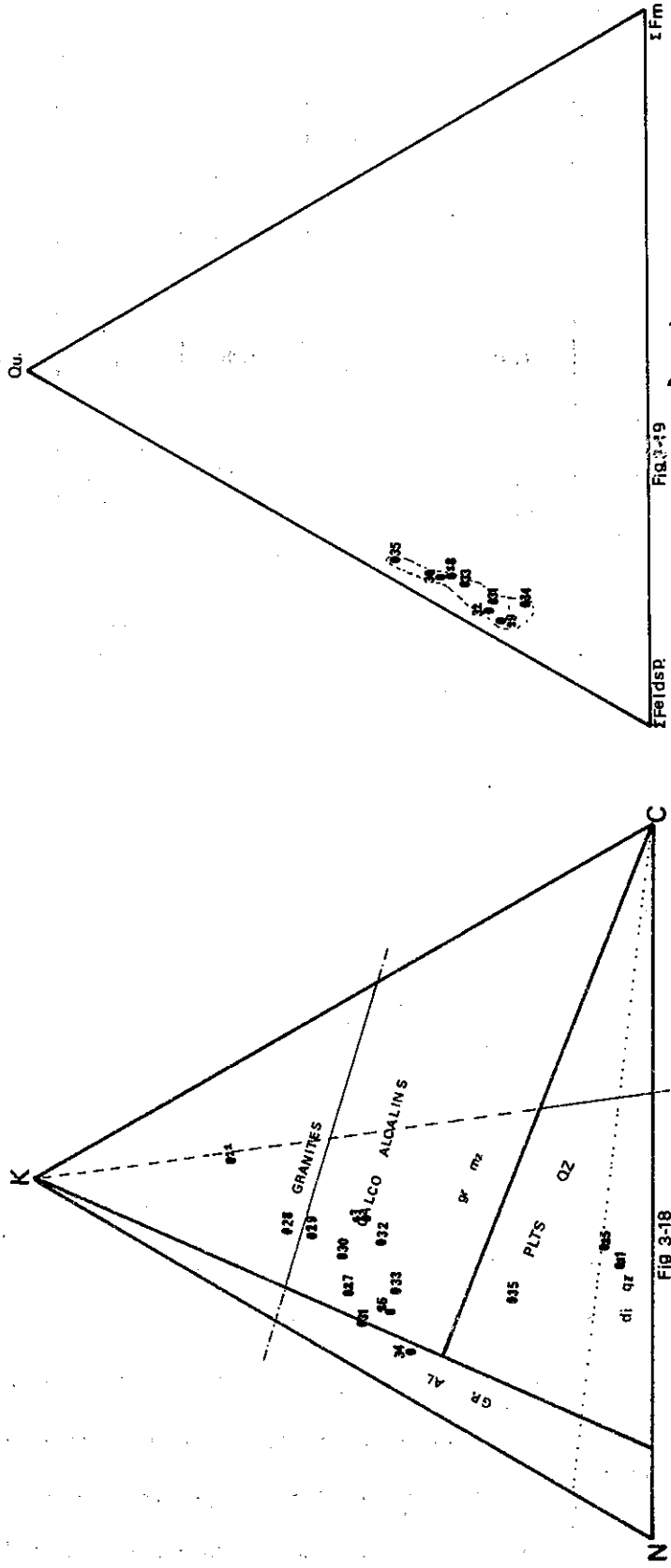


Figure 3-18 - Répartition des pegmatites sur le triangle KCN de FREY. Mêmes symboles que pour la figure 3-14.

Figure 3-19 - Compositions minéralogiques virtuelles des pegmatites générales.

Si on veut considérer ces agrégats leucocrates comme les produits directs des gneiss encaissants, par suite d'une migration quelconque (soit diffusion, soit ségrégation, soit fusion anatectique, etc., nous discuterons de ces possibilités dans le chapitre pétrologique, en commentant la granitisation), on doit donc prendre en considération à la fois les deux éléments : K et Na et non pas penser à une simple feldspathisation potassique ou à une albitisation, suivant le rapport des feldspaths dans les roches originelles.

Un autre point à remarquer dans ces roches est la forte proportion de fer ferrique par rapport au fer total. Comme on le voit sur le tableau 3-10, le rapport  $Fe^{+3}/Fe^{+3} + Fe^{+2}$  se situe entre 0,53 et 0,66. Rappelons que dans ces roches les éléments ferromagnésiens sont exprimés dans la seule biotite (et la chlorite dérivée) (la quantité des allanites est nulle ou si faible, un ou deux grains dans chaque échantillon, qu'on peut la considérer comme nulle) et il est logique d'attribuer à ces minéraux la valeur du rapport  $Fe^{+3}/Fe^{+3} + Fe^{+2}$ . D'autre part, on doit considérer que ce rapport ne dépend ni de la quantité de chlorite, ni de l'intensité de la chloritisation des biotites. Car dans la roche 67/AH/118 (analyse 28), les biotites ne sont chloritisées que de façon négligeable, et dans la roche 67/AH/533 (analyse 29), on ne trouve que des chlorites ; pourtant dans les deux roches, le rapport  $Fe^{+3}/Fe^{+3} + Fe^{+2}$  est égal à 0,66.

Sur 39 analyses de chlorites citées par DEER, HOWIE et ZUSSMAN (1962, vol. 3, pp. 138-143), il y a à peine quelques chlorites où le rapport fer ferrique/fer total atteint 0,25 et dans toutes les autres il est inférieur à ce chiffre ou même nul pour beaucoup.

On peut donc conclure que la proportion de  $Fe^{+3}$  dans les biotites et les chlorites de ces roches est anormalement élevée, ce qui indique d'après MYASHIRO (1958) une forte pression d'eau, au moment de leur formation.

### 3-2-4 - Les aplites

Tout comme leur mode d'affleurement, la pétrographie de ces roches est compliquée et leur aspect est difficile à décrire.

Au microscope on voit une structure bizarre, avec des cristaux petits et grands, xénomorphes, amiboïdes et mêlés d'une façon qui rend leur détermination difficile. Les feldspaths potassiques qui atteignent souvent une forte proportion, sont tellement pseudo-pélitisés et mêlés avec les plagioclases, qu'on ne peut les déterminer que par les méthodes de coloration et de nombreuses et fastidieuses mesures optiques. Il faut souligner que dans ces roches, la structure en mortier est la règle. Les minéraux sont cassés, broyés, allongés et s'interpénètrent d'une façon extrêmement compliquée. Mais les feldspaths potassiques, quoique fins, ne montrent pas d'extinction onduleuse. Un autre point intéressant est que toutes ces roches ne sont pas les mêmes. Dans une aplitite qui recoupe les amphibolites (67/AH/495), on voit bien que les plagioclases sont extrêmement abîmés, altérés, séricitisés et envahis par les feldspaths potassiques de plusieurs façons (remplacement lamelle par lamelle, taches, golfes, etc.) ; ils gardent quand même leur forme originelle : ce sont de grands cristaux (2 mm) subautomorphes, avec des macles complexes d'albite et du péricline, ce qui n'est pas habituel dans les plagioclases des roches métamorphiques. Malgré la structure complexe actuelle on peut même distinguer la structure originelle des amphibolites, une structure qui est souvent volcanique (voir les amphiboles 3-4). Il semble ainsi que les amphibolites sont remplacées, par l'intermédiaire d'un broyage accompagné de venues feldspathiques, par ces faciès que l'on a convenu de désigner sous le terme d'aplite.

Dans d'autres roches, échantillonnées dans les aplites coupant les gneiss, il n'y a plus de gros plagioclases macclés et on ne voit que de petits feldspaths et des quartz difficilement déterminables.

De tous ces caractères on peut déduire les deux points suivants :

1 - Le feldspath potassique s'est mis en place sous forme d'une phase extrêmement mobile, ayant le pouvoir de s'infiltrer partout, dans toutes les ouvertures, que ce soit les craquelures de la roche, ou les ouvertures mécaniques ou cristallographiques des minéraux.

2 - Cette invasion a été contemporaine d'un broyage, le long de cassures N60W (direction des veines aplitiques, voir le chapitre géologique).

### 3-3 - LES INTRUSIONS QUARTZO-DIORITIQUES

Ce sont les roches mises en place sous forme de dykes, sills et nombreuses petites intrusions. Elles affleurent largement à l'Ouest de la région; c'est ainsi que l'Ensemble des gneiss de l'Ouest est composé presque uniquement d'une alternance de ces roches, dans son secteur central et septentrional. Elles manifestent leur présence jusqu'à la limite orientale de l'Ensemble bigarré en sills et occasionnellement en dykes.

Ces roches ont un aspect grenu, à grain moyen, avec une teinte grise tachetée des minéraux ferromagnésiens. Elles ne sont jamais foliées, mais on constate parfois une faible orientation planaire, qui n'est pas due à un arrangement des minéraux mais à un simple laminage d'origine tectonique, comme c'est le cas pour les gneiss et pour toutes les autres roches.

#### ASPECT MICROSCOPIQUE

La structure ignée de ces roches est conservée dans bien des cas. Il s'agit d'une structure allotriomorphique, équi-grulaire, sans aucun classement minéralogique (pl. 16, fig. 1). Rarement on observe une structure porphyroblastique, avec des phénocristaux de plagioclases. Assez souvent, et surtout dans les roches provenant de l'extrémité ouest de la région, on a affaire à des roches déformées ou même broyées, avec laminage. Dans ce cas le fond broyé se présente comme une pâte composée de fins cristaux de quartz - chlorite - albite et biotite s'insinuant entre les fragments qui sont à leur tour bien altérés.

La paragenèse de ces roches est assez constante et comporte les minéraux suivants :  
plagioclase + quartz + biotite + feldspath potassique ± hornblende ± apatite ± zircon ± sphène.

#### PLAGIOCLASES

Normalement les plagioclases composent plus de la moitié du volume de ces roches. Mais parfois, et surtout dans les roches qui se trouvent en plein milieu des gneiss, ou bien où les activités pegmatitiques et aplitiques sont importantes, les plagioclases laissent en partie leur place aux feldspaths alcalins et aux quartz, mais dans aucun cas ils ne forment moins du tiers du volume total de la roche.

Ils sont idiomorphes, rectangulaires, trapus et toujours avec les macles complexes associées, Albite - Carlsbad, et aussi quelques macles du péricline.

Les plagioclases sont toujours zonés, mais cette zonation n'est pas simple et habituelle; elle ne suit pas les lois cristallographiques. Dans tous les plagioclases zonés, on trouve un noyau fortement altéré, craquelé et parfois fragmenté, enveloppé par une chape homogène. En plus de cette zonation inhabituelle, on trouve dans des plagioclases aussi toute une série de formes complexes :

a) - Un plagioclase bien maclé montre des hétérogénéités optiques : un individu maclé montre une sorte de zonation indépendante de celle de l'individu voisin. Le long des craquelures, le minéral change légèrement son orientation optique; et parfois on voit qu'un autre plagioclase se forme le long de ces craquelures, dont l'orientation optique est tout à fait différente de celle du minéral original. Il semble parfois que le plagioclase fonde partiellement; c'est ainsi que dans une partie du minéral, les macles disparaissent graduellement, sans qu'on puisse voir aucun aspect de tectonisation (fig. 3-20).

Dans cette figure on voit un plagioclase avec les macles complexes Carlsbad-Albite. Au milieu, (1) à droite en bas de ce plagioclase, les macles disparaissent graduellement mais surtout les macles des deux côtés de la partie médiane, correspondent parfaitement. On observe aussi, en haut, un plagioclase, qui s'insinue le long du plan de macle et remplace le plagioclase ancien. Les macles du plagioclase ancien continuent jusqu'à une certaine distance de ce plagioclase (2) et après disparaissent, l'orientation optique de ce plagioclase est différente de celle du plagioclase ancien, et il est tout à fait frais, contrairement au plagioclase ancien qui est totalement altéré.

b) - Un plagioclase corrodé le long de ses clivages ou bien tout à fait quelconque développe une zonation qui suit les surfaces de corrosion (pl. 16, fig. 2).

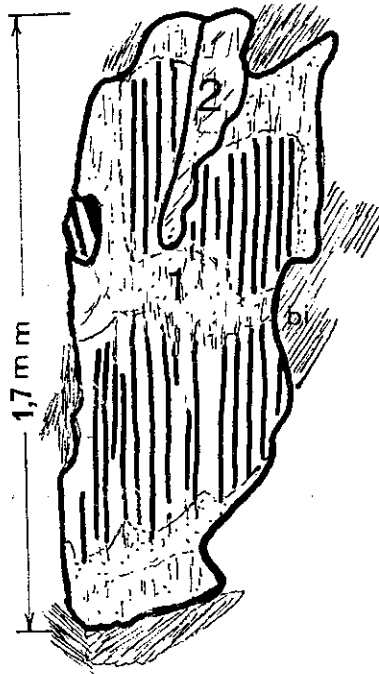


Figure 3-20 - Dissolution et recristallisation partielle dans les plagioclases des intrusions quartzo-dioritiques.

c) - Un plagioclase ayant conservé sa forme originelle est partagé en plusieurs fragments dont chacun sert de noyau pour une croissance zonaire indépendante (pl. 16, fig. 3 et figure 3-21).

Cette figure est une reproduction de la planche 16, fig. 3 : on voit un ancien plagioclase altéré (marqué par les courtes lignes irrégulières (1) montrant les macles Carlsbad -albite et partagé en plusieurs morceaux. Au milieu on voit un autre plagioclase qui sépare et se trouve inclus dans les morceaux de l'ancien plagioclase. A gauche et à droite, une zonation se développe suivant les formes extérieures des morceaux de l'ancien plagioclase. Ce qui est intéressant, c'est que le nouveau plagioclase suit plus ou moins un plan de macle de l'ancien ; lui aussi développe une zonation, dans sa partie supérieure, et cette zonation est tout à fait différente de celle développée à gauche et à droite autour des morceaux de l'ancien plagioclase.

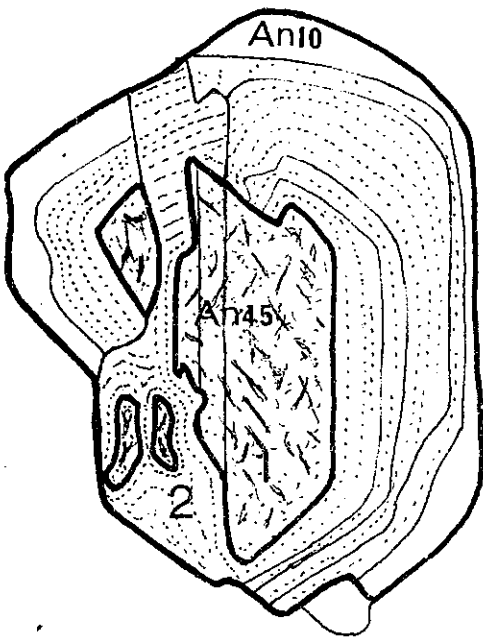


Figure 3-21 - Clef de la figure 3, planche 16.

PLANCHE 16

Zonations particulières dans les plagioclases des intrusions quartzo-dioritiques

Figure 1

Structure allotriomorphe, équi-granulaire des intrusions quartzo-dioritiques. A noter : l'absence de classement minéralogique et la zonation caractéristique des plagioclases.

Roche d'origine : 67/AH/365. X 14.

Figure 2

Plagioclase corrodé le long de ses clivages et développant une zonation qui suit les surfaces de corrosion.

Roche d'origine : 67/AH/428. X 50.

Figure 3

Plagioclase ayant conservé sa forme originelle et partagé en plusieurs fragments dont chacun sert de noyau pour une croissance zonaire indépendante. Voir aussi figure 3-17.

Roche d'origine : 67/AH/428. X 50.

Figure 4

Grande plage de plagioclase ayant deux zonations, chacune autour d'un noyau altéré. Ces zonations se sont réunies en grossissant et ont donné une zonation commune.

Roche d'origine : 67/AH/365. X 50.

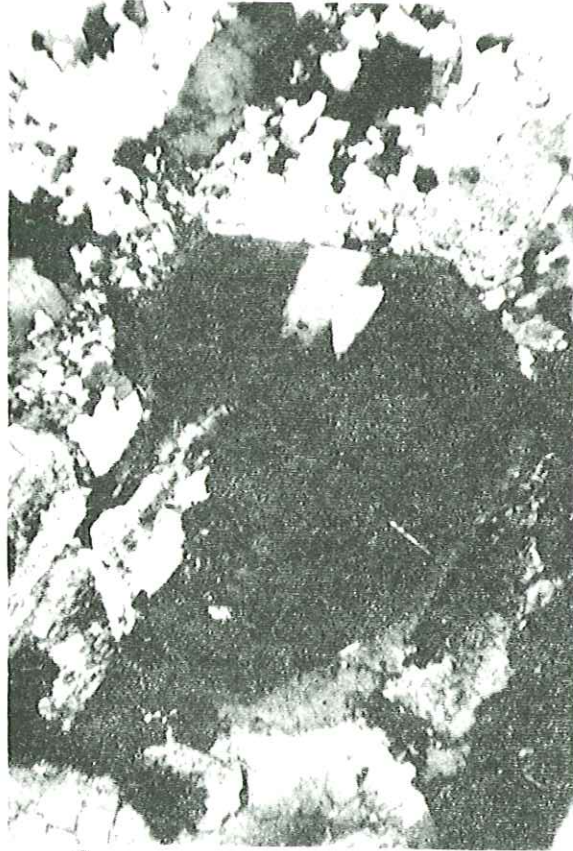
P16



1



2



3



4



d) - Une grande plage de plagioclase ayant une ou plusieurs zonations, chacune autour d'un noyau altéré, ces zonations se rejoignent en grossissant, donnant enfin une zonation commune (pl. 16, fig. 4).

Ces hétérogénéités et zonations inhabituelles semblant quelconques, suivent pourtant des plans cristallographiques hérités de l'ancien plagioclase. Autrement dit ces plans ont guidé ces phénomènes dans une certaine mesure : on voit de temps en temps une macle du plagioclase ancien se poursuivre dans les plagioclases formés postérieurement. Par exemple sur la figure 3-17, on voit que le plan de macle albite du plagioclase détermine le contour à droite du plagioclase 2. Ces phénomènes sont mieux explicables par la figure 3-22.

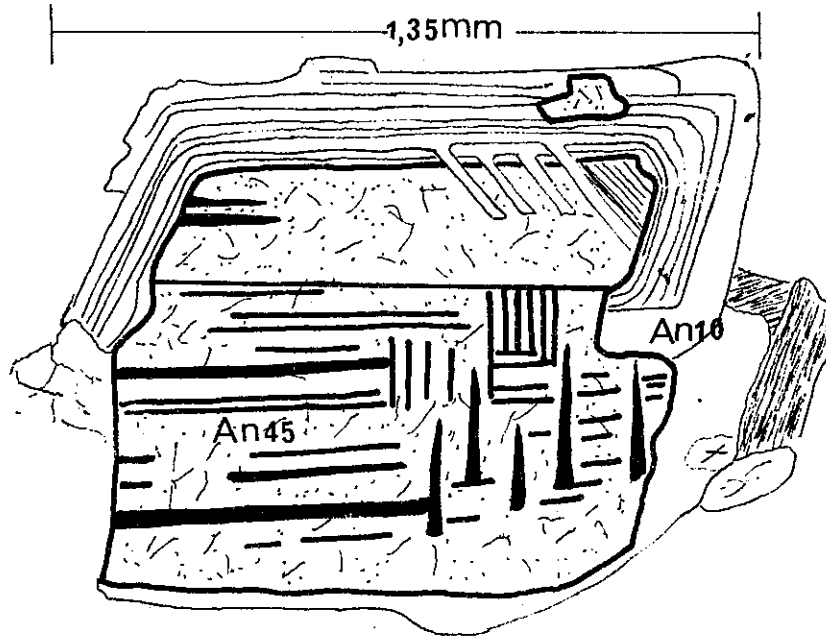


Figure 3-22 - Reprise d'un plagioclase ancien (An 45) par une zonation plus récente (allant jusqu'à An 10), s'effectuant souvent le long des plans préférentiels de l'ancien cristal.

Sur cette figure on voit un plagioclase ancien d'An 45, qui subit une réduction et développe un nourrissage autour de sa forme externe. Ce plagioclase est maclé d'après la loi de Carlsbad. L'individu inférieur de cette macle a développé en plus des macles albite (horizontales) et péricline (verticales), et l'individu supérieur ne montre que deux individus assez vagues et discontinus à sa gauche.

Dans l'individu inférieur on voit des biseaux de plagioclases récents, non altérés, chacun avec une zonation indépendante recoupant les macles albite. Mais ce qui est très intéressant, c'est que les plans des macles péricline contrôlent leur forme, autrement dit, ils se développent le long des plans des macles péricline.

Dans l'individu supérieur, on voit des "appendices" rectangulaires provenant de la deuxième ou troisième couche de la zonation. Ces appendices deviennent plus longs vers la gauche et, enfin forment une zonation qui n'est pas la zonation externe. En regardant plus haut, on voit un petit morceau d'ancien plagioclase, avec des surfaces parallèles à la direction de ces appendices.

A notre avis cette direction est une direction de zonation de l'ancien plagioclase, dont quelques couches ont guidé la recristallisation contemporaine du nourrissage externe. Cette hypothèse est plus compréhensible, si l'on tient compte de la relation macle-zonation, Car, comme nous le verrons, plus en détail, en discutant des plagioclases des amphibolites, une macle peut compenser une zonation. Et nous voyons que l'individu inférieur développe toute une série de macles, tandis que l'individu supérieur n'est pas maclé, et devrait presque obligatoirement développer une zonation.

Dans le cœur du plagioclase ancien, nous avons la composition de An 45 et, dans les couches les plus externes et la zonation, l'An % est égal à 10. Il faut ajouter que la couche An 10 est incluse dans un feldspath potassique.

La taille des plagioclases de ces roches est en moyenne d'environ 2 mm.

### FELDSPATHS ALCALINS

Contrairement aux plagioclases, la proportion des feldspaths potassiques est très variable d'une roche à l'autre : dans certaines roches elle est comparable à celle du plagioclase (surtout dans les roches provenant d'endroits où s'est manifestée une activité aplitique. Ces roches ont une teinte rosâtre, due à la quantité moindre d'oxydes de fer. La structure originelle de ces roches est tellement modifiée qu'il est difficile de la reconnaître) et dans d'autres elle ne dépasse pas quelques pour-cents.

Le feldspath potassique est rarement subautomorphe, avec les macles Carlsbad. Habituellement il s'agit de formes quelconques, formant comme une pâte continue constituant le fond de la roche, remplissant les interstices (fig. 3-23) et reliant les autres minéraux. Comme nous l'avons déjà dit, il entoure la dernière couche, plus sodique, des plagioclases.

Dans cette figure on voit comment le feldspath potassique s'est mis en place. On voit le feldspath couvrant le fond, remplissant les interstices et englobant les autres minéraux (pl = plagioclase ; bi = biotite ; Hl = hornblende ; Kf = feldspath potassique.

Les feldspaths potassiques sont rarement perthitiques; quand ils le sont, on a une cryptoperthite qui devient parfois plus grossière et donne des taches et des stries à la surface du feldspath potassique.

L'angle des axes varie beaucoup dans les feldspaths potassiques d'une même roche. Il va de  $2V_x = 10^\circ$ , à  $72^\circ$ . Ce phénomène a même lieu entre deux individus d'une même macle Carlsbad ;  $2V_x$  étant égal à  $55^\circ$  dans l'un, et à  $61^\circ$  dans l'autre.

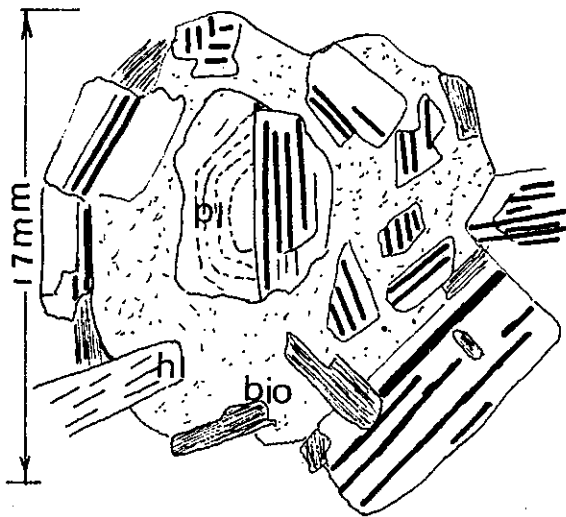


Figure 3-23 - Mise en place d'allure pâteuse du feldspath potassique dans les intrusions quartzo-dioritiques.

### BIOTITE

En baguettes relativement épaisses, de 0,5 à 1,7 mm, sans aucune orientation, elle cloisonne les feldspaths et s'engrène avec eux. Parfois on trouve un plagioclase parfaitement frais qui s'est formé entre et le long des clivages de la biotite.

L'intensité de la chloritisation des biotites varie. Dans une roche celles-ci sont à peine tachetées de chlorite, dans une autre la pseudomorphose en chlorite est la règle générale. Dans les roches tectonisées cette transformation est plus remarquable. On voit souvent des nodules de biotites complètement altérés en chlorite. Dans tous les cas la transformation biotite → chlorite s'accompagne d'apparition de sphène. La biotite est pléochroïque de la façon suivante :

Z' : brun rougeâtre à brun foncé presque noir ; X' jaune kaki.

Dans les roches où les feldspaths potassiques dominent, on constate une ombre verdâtre sur les biotites.

Quand la tectonisation est plus avancée, une autre biotite prend naissance. Il s'agit de paillettes fines, vertes, s'associant au quartz, orientées et soulignant la direction du laminage.

#### QUARTZ

La quantité de quartz atteint parfois 25 % du volume total. Il est en gros cristaux interstitiels mais fortement onduleux, ou bien en petits minéraux associés en grandes plages, s'insinuant entre les autres constituants.

#### HORNBLLENDE

Sur 15 échantillons de ces roches, il y en a un seul qui comporte des hornblendes (échantillon 67/174/375). Dans cette roche la proportion du feldspath potassique atteint à peine 3 % et la structure originelle de la roche est parfaitement conservée.

Les hornblendes sont automorphes, prismatiques, de 0,4 à 0,6 mm, pléochroïques :

Z' : vert foncé ; Y' : vert brunâtre ; X' : jaune kaki.

Elles se transforment nettement en biotites et cette transformation est souvent co-axiale. La proportion des hornblendes dans cette roche atteint 10 %.

#### CHLORITES

En baguettes, pseudomorphosant la biotite ou bien en agrégats remplissant les craquelures des roches. Pléochroïques avec :

Z' : vert franc et X' : incolore.

$n_z - n_x = 0,002$ , allongement positif.

#### ALLANITE

En cristaux xénomorphes à subxénomorphes de quelques dixièmes de millimètres à 2 mm, pléochroïques de rouge brunâtre à vert jaunâtre. Parfois fortement onduleuse et incluse dans les plagioclases frais ou dans les biotites avec un liséré pléochroïque.

#### EPIDOTE

Xénomorphe, elle se forme souvent aux dépens du plagioclase, parfois elle est associée à l'allanite.

#### ZIRCON

Automorphe en général, petit et en inclusion dans les biotites, mais pouvant atteindre 0,6 mm. Dans ce cas il est souvent métamictisé.

#### APATITE

En grains informes de quelques dixièmes de millimètres : presque toujours isotrope.

ASPECT CHIMIQUE

Deux échantillons de ces faciès ont été analysés. Le premier 67/AH/365 provient d'un dyke dans les amphibolites sans biotite, et le deuxième d'un autre dyke dans les gneiss, où aplites et pegmatites sont abondantes. Dans le premier les plagioclases forment 55 % du volume total, et dans le deuxième ce sont les feldspaths potassiques qui ont cette proportion. Dans la première roche les biotites sont abondantes et non altérées, tandis que dans la deuxième elles sont très rares et fortement altérées. Ni l'une ni l'autre ne comporte de hornblende.

Les résultats de ces analyses sont donnés dans le tableau 3-11.

Tableau 3-11 \*

Analyses chimiques des intrusions quartzo-dioritiques.

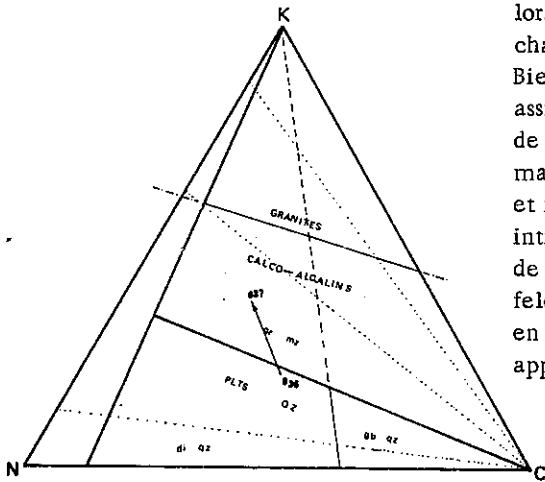
	36	37
Si O <sub>2</sub>	69,55	74,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,80	12,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,55	0,65
Fe O	1,65	0,35
Mg O	1,15	0,75
Ca O	3,45	2,25
Na <sub>2</sub> O	3,40	2,75
K <sub>2</sub> O	2,60	4,55
Ti O <sub>2</sub>	0,40	0,15
Mn O	0,05	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,45	0,55
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,40	0,15
Total	99,40	99,50
	Norme C. I. P. W.	
Q	30,36	36,24
F { or	15,57	26,69
{ ab	28,82	23,06
{ an	16,40	8,62
{ wo	--	0,04
{ an	--	0,90
P { fs	--	--
{ en	2,80	--
{ fo	1,19	--
O { fo	--	--
{ fa	--	--
M { mt	2,32	0,70
{ il	0,76	2,30
{ hém	--	0,16
AP	0,34	0,00
Total	98,87	98,71

Tableau 3-11 (suite)<sup>x</sup>

Paramètres : C.I.P.W.-LACROIX

	36	37
p	I'	I
q	'4	3 (4)
r	'3	2
s	'4	3
Paramètres de NIGGLI		
al	40	43
fm	19	11
c	17	14
alc	23	32
si	1,38	0,6
p	0,25	0
k	0,34	0,52
mg	0,39	0,59
qZ	+ 27	+ 206

Lorsqu'on porte ces roches sur le triangle KCN de FREY, nous voyons une composition de plagioclase quartzique pour la roche 365 (analyse 36) et de granite calco-alcalin pour la roche 48 (analyse 37). Le diagramme parle de lui-même;



lorsqu'on passe de la roche 365 à la roche 48 la valeur de  $N = Na_2O$  ne change presque pas et c'est la chaux qui se fait remplacer par la potasse. Bien entendu on peut attribuer cette modification de la composition à une assimilation ou une contamination ; ce qui s'accorde bien avec leur mode de mise en place. Mais si nous considérons la nature agressive et la formation tardive des feldspaths potassiques, nous arrivons à des contradictions et incohérences, car le matériel assimilé ou contaminé par ces petites intrusions devait cristalliser en même temps que les matériaux originels de la roche. Il nous semble alors possible de penser à un certain apport de feldspath potassique (nous parlerons plus loin de la nature de cet apport, en discutant la granitisation) après la mise en place de ces roches. Cet apport trouve évidemment son origine dans les roches voisines.

Figure 3-24 - Répartition des intrusions quartzo-dioritiques sur le diagramme KCN de FREY.

<sup>x</sup> Analyse 36 - paragenèse suivante : quartz + plagioclase + biotite. Ech. 67/AH/365, provenant de l'Ensemble des amphibolites.  
 Analyse 37 - paragenèse : quartz + plagioclase + feldspath-K + biotite + chlorite. Ech. 67/AH/48, provenant de l'Ensemble bigarré.

### 3-4 - LES AMPHIBOLITES

Il existe trois paragenèses remarquables dans les amphibolites :

- 3-4-1 - La paragenèse à plagioclase + hornblende + cummingtonite  
apatite + sphène + oxydes de fer ± biotite ± chlorite ± calcite ± quartz
- 3-4-2 - La paragenèse à plagioclase + hornblende  
apatite + sphène + oxydes de fer ± (biotite - chlorite - actinote + quartz)
- 3-4-3 - Et la paragenèse à plagioclase + hornblende + biotite ± quartz ± pyroxène  
allanite + apatite ± épidote ± chlorite + sphène + oxydes de fer.

Les deux premiers groupes sont sensiblement identiques ; seule la cummingtonite les distingue. Elle semble traduire la plus ou moins grande basicité de la roche. Quant à la troisième association minérale, elle se différencie aussi bien du point de vue de la structure et de la basicité que de celui du mode de mise en place des roches présentant cette paragenèse.

#### 3-4-1 - Les amphibolites à cummingtonite

Ces roches ont une distribution assez limitée et particulière : elles se trouvent à l'extrémité nord de l'Ensemble des amphibolites, du cœur jusqu'à la partie supérieure de cet ensemble. Elles se présentent soit en alternance avec les pegmatites plagioclasiques, soit en lentilles de différentes tailles dans ces dernières, soit en couches minces ou bien en lentilles sinueuses dans les nombreuses lentilles leucocrates de composition identique à celle des pegmatites plagioclasiques.

Les amphibolites à cummingtonite sont à grain moyen, mais deviennent de plus en plus fines vers les contacts avec les roches gneissiques, ou bien du cœur vers l'extérieur d'une même couche. Ainsi dans ces zones on a des amphibolites à grain assez fin, ce sont donc des roches denses.

Au microscope, on distingue facilement deux catégories principales, l'une à structure porphyroblastique et l'autre à structure granonématoblastique. Comme elles diffèrent beaucoup dans leur basicité et leur composition minéralogique, nous les décrirons séparément.

3-4-1 A - Les roches porphyroblastiques sont celles qui sont associées aux pegmatites plagioclasiques et dont le grain est moyen. Dans ces roches les minéraux ne montrent guère d'orientation, leur distribution est très irrégulière; aussi il y a souvent des portions composées de plagioclases et presque dépourvues d'amphibole et vice versa. Ces différentes parties n'ont pas une forme bien définie ; ce sont des lentilles sinueuses, de petites veines tortueuses, des agrégats d'amphibole ou de plagioclase s'insinuant entre les plagioclases ou les amphibolites, etc.

La proportion des phénoblastes par rapport au fond (qui est parfaitement recristallisé) varie d'une roche à l'autre de telle sorte que certaines comportent une majorité de petits minéraux carrés ou subarrondis avec quelques grands cristaux dispersés, très corrodés par les petits (pl. 17, fig. 1) et que d'autres sont presque totalement composés de grands cristaux frais, mais craquelés et de quelques petits cristaux qui remplissent des fissures et les interstices entre les plagioclases (pl. 17, fig. 2).

Parfois la structure de ces dernières roches se rapprochent de la structure doléritique : les grandes plages de plagioclase sont entourés par les cristaux d'amphiboles.

### LES AMPHIBOLES

Les hornblendes se présentent en gros cristaux prismatiques, subautomorphes et en petits grains presque ronds. Les grandes hornblendes sont toujours corrodées ou bien tronquées par de petits cristaux d'amphiboles et de plagioclases. Elles sont parfaitement fraîches et on ne voit aucune différence entre les petites et les grandes, sauf en ce qui concerne l'extinction onduleuse des grandes, et elles ont les mêmes caractéristiques dans toutes les roches de cette catégorie.

Une exsudation des oxydes de fer a souvent lieu dans les hornblendes. Les oxydes de fer se présentent en grains xénomorphes de taille et de distribution irrégulières, mais parfois ils apparaissent en petites aiguilles disposées suivant les plans de clivages et concentrées au cœur de la hornblende, qui se décolore de plus en plus vers sa bordure où le minéral se teinte brutalement. En d'autres cas le minéral se teinte en bleu suivant des rayons au sein du cristal, ou sur ses pourtours par un passage brutal à une amphibole bleue.

Ce phénomène se produit en général le long des fissures qui traversent la roche (perpendiculairement à la foliation générale). Nous reviendrons sur ce point et nous le décrirons en détail plus loin.

Les cummingtonites sont souvent plus petites et moins nombreuses que les hornblendes. Ce sont soit de petits cristaux associés à de petits plagioclases et hornblendes qui remplissent les craquelures des gros minéraux, soit de gros prismes sub-automorphes. Dans ce dernier cas la cummingtonite est rarement isolée, mais associée prisme à prisme avec des hornblendes. Ceci ne veut cependant pas dire que les petits sont tout à fait indépendants des hornblendes ; on trouve en effet aussi des traces de la croissance simultanée des deux amphiboles, mais parmi les petites amphiboles il y a beaucoup plus d'individus de cummingtonite non associés aux hornblendes que dans les grands.

#### Mode de coexistence des amphiboles

Dans cette catégorie des amphiboles porphyroblastiques, la coexistence de cummingtonite et de hornblende suit souvent des règles cristallographiques. Ainsi on a deux amphiboles associées suivant le plan 001 ou 100. Mais parfois le plan de contact dévie légèrement et fait un petit angle avec 001. On voit souvent une grande hornblende (ou cummingtonite) avec de nombreuses lamelles minces de cummingtonite (ou hornblende) parallèles à 001, ce qui donne un aspect de macle polysynthétique à cause de la légère différence d'orientation optique (fig. 3-25 a, b). Mais souvent on a de minces stries de hornblende dans les plans de clivage de cummingtonite ou les cummingtonites dans les hornblendes (fig. 3-25 c, voir aussi pl. 17, fig. 3).

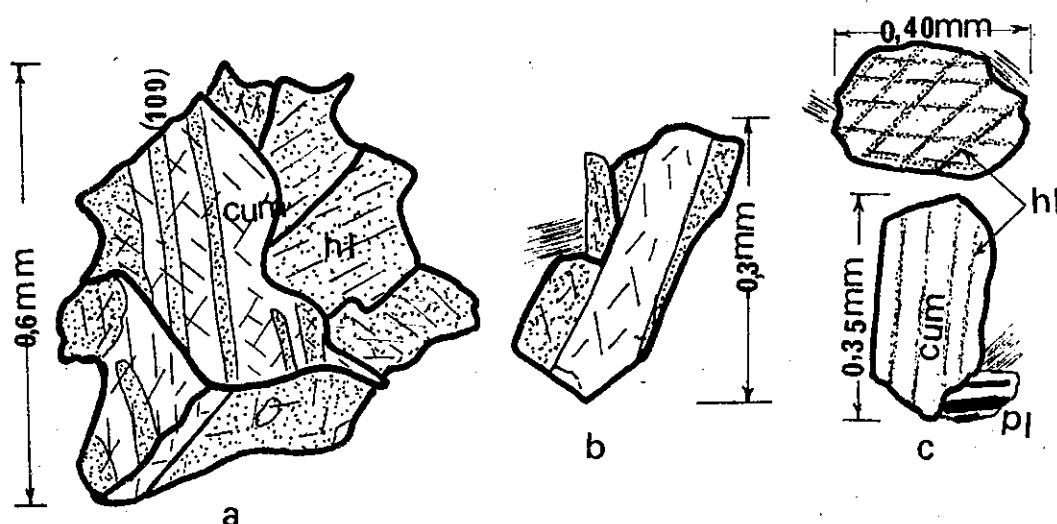


Figure 3-25 - Mode de coexistence des hornblendes (pointillé, hl) et des cummingtonites (en blanc, cum.).

Mais on voit très souvent dans les sections longitudinales une fine striation parallèle à 001. En utilisant les objectifs les plus forts et le liquide d'immersion on se rend compte que cette striation correspond à de très fines lamelles (plutôt des aiguilles) de hornblende (ou cummingtonite) dans les cummingtonites (ou hornblendes).

La coexistence est le plus souvent coaxiale. Dans les cas de parallélisme avec 001 parfois l'orientation optique ne diffère pas et ce sont les axes optiques seuls qui se déplacent donnant un signe positif à la cummingtonite et un signe négatif à la hornblende.

Parfois les amphiboles incluses ne couvrent pas toute la surface du contact, de telle sorte que dans les sections longitudinales la hornblende (ou la cummingtonite) apparaît en courts prismes le long des clivages ou suivant le plan 100. Dans les sections quelconques elle se présente en taches de toutes tailles. Il faut ajouter que la coexistence des amphiboles ne se limite pas seulement aux plans cristallographiques, mais on trouve parfois des formes irrégulières : par exemple une hornblende (ou cummingtonite) bordée en partie ou totalement par une cummingtonite et réciproquement.

Le plus intéressant est que le contact entre les deux amphiboles est toujours brutal et net, et on ne voit aucune

PLANCHE 17

Figure 1

Structure des amphibolites : on voit un grand plagioclase ancien, réduit, corrodé par de nouveaux petits cristaux carrés ou subarrondis de plagioclase.

Roche d'origine : 67/AH/24. X 50

Figure 2

Grand plagioclase ancien, craquelé et rempli par de petits plagioclases néoformés.

Roche d'origine : 67/AH/24. X 147.

Figure 3

Coexistence entre les hornblendes et les cummingtonites. On a une grande plage d'amphibole partagée en deux parties : hornblende (gris sombre) et cummingtonite (gris plus clair), parallèles au plan 001.

Roche d'origine : 67/AH/46. X 147.

Figure 4

Même sujet que figure 3.

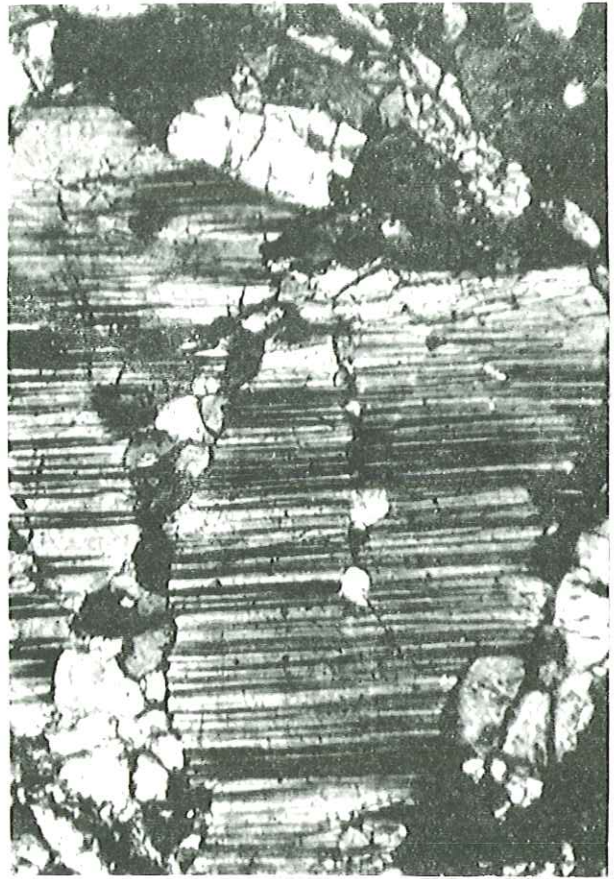
Roche d'origine : 67/AH/424. X 147.



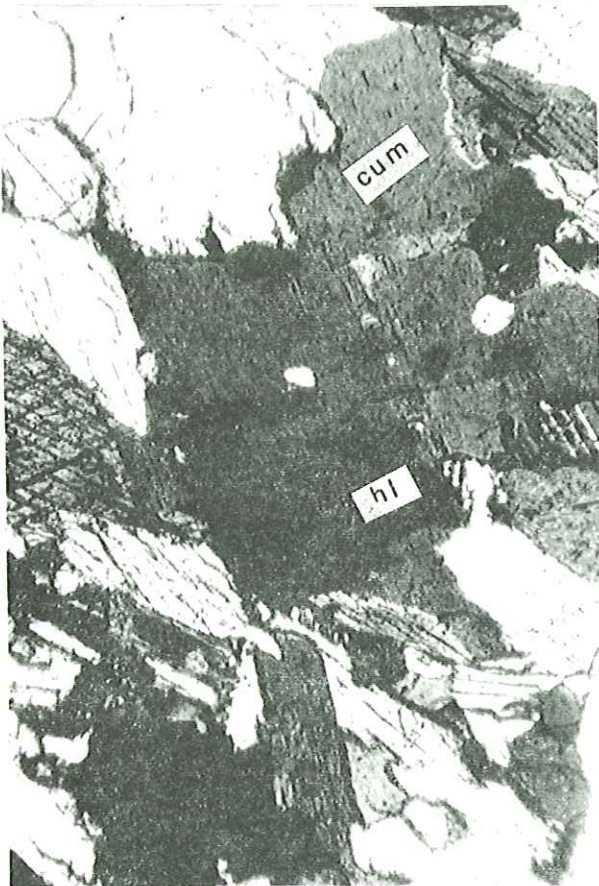
P17



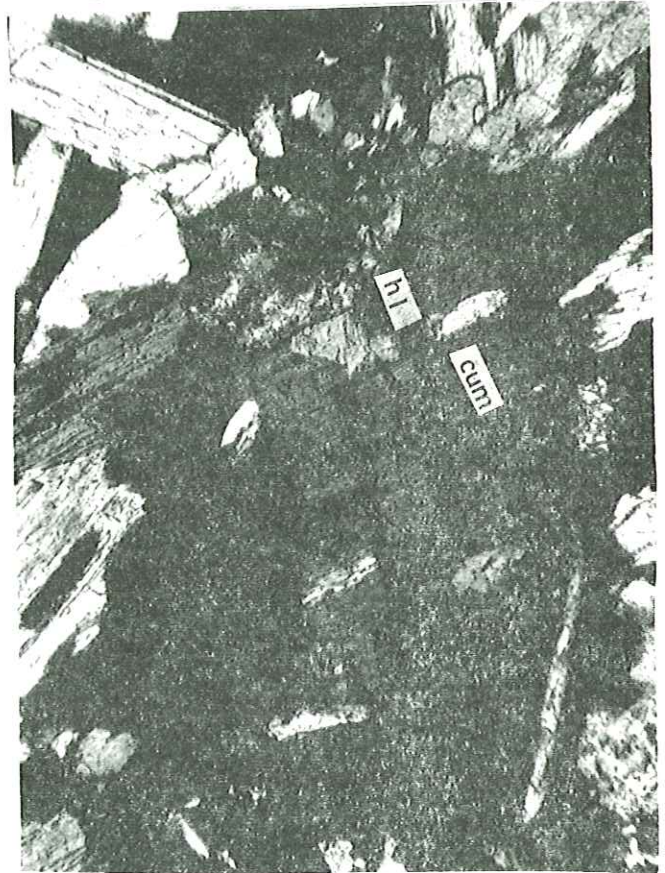
1



2



3



4

transition entre les deux. Ce phénomène a été vérifié au microscope, à la platine universelle et en broyant finement les amphiboles, puis les immergeant dans des liquides d'indices proches de ceux des amphiboles.

Les deux amphiboles se différencient par leur couleur, leurs indices de réfraction, leur biréfringence, et enfin leur signe optique. Les hornblendes sont souvent brun verdâtre ou vert brunâtre clair, tandis que les cummingtonites sont incolores ou légèrement colorées en verdâtre. L'indice de réfraction des hornblendes est généralement plus élevé que celui des cummingtonites, mais en revanche la biréfringence des cummingtonites est supérieure à celle des hornblendes. L'angle d'extinction est souvent identique, mais parfois celui des hornblendes excède de 1° - 3° celui des cummingtonites. Les hornblendes sont souvent plus grandes que les cummingtonites, aussi bien dans les grands que dans les petits cristaux. Les caractéristiques des deux amphiboles peuvent être résumées comme ci-dessous, dans le tableau 3-12.

Tableau 3-12

Caractères optiques des hornblendes et des cummingtonites.

	cummingtonite	hornblende	
$n_x$	1,640 - 1,644	1,646 - 1,656	
$n_z$	1,668 - 1,676	1,670 - 1,678	
$n_z - n_x$	0,028 - 0,032	0,024 - 0,022	
2V (mesuré)	80 - 83	80 - 76	
signe optique	positif	négatif	
Z $\wedge$ C	18 - 19	18 - 21	
taille {	petite grande	0,2 x 0,1 mm	0,3 x 0,15 mm
		0,6 x 0,2 mm	0,7 x 0,3 mm
couleur {	macroscopique au microscope	miel	vert foncé
		X = incolore	X = vert très clair
		Y = vert jaunâtre très clair	Y = vert brunâtre clair
		Z = " " "	Z = brun verdâtre clair
mg =	58 - 52	67 - 57	

Le rapport mg = 100 Mg/Mg + Fe<sup>+2</sup> + Fe<sup>+3</sup> + Mn a été calculé d'après DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1963 (p. 242 et 296).

On voit que la teneur en fer est plus forte dans les cummingtonites que dans les hornblendes associées.

De tels aspects sont décrits aussi par R. H. VERNON, 1962, dans une amphibolite des roches métamorphiques du Précambrien de Duches, Queensland - Australie.

On voit que malgré la forte teneur en fer total dans les cummingtonites leur indice de réfraction et leur absorption sont moins forts que ceux des hornblendes. Selon VERNON, la richesse des hornblendes en alumine peut expliquer leur forte réfringence par rapport aux cummingtonites. Il a pu montrer également que le rapport Fe<sup>+3</sup>/Fe<sup>+2</sup> dans les hornblendes est plus élevé que dans les cummingtonites; en mettant ce phénomène en relation avec l'absorption, il déduit que l'absorption forte des hornblendes est probablement due à leur richesse en Fe<sup>+3</sup>.

Les amphiboles de la roche 67/AH/15, cummingtonites et hornblendes, telles qu'elles sont dans la roche, sans les séparer ni les concentrer, ont été analysées; le résultat en est donné sur le tableau 3-13.

Tableau 3-13  
Analyse chimique de l'ensemble cummingtonites et hornblendes. Analyse 38. \*

Oxydes	% pondéraux	équivalents monocatio- niques	
Si O <sub>2</sub>	41,30	41,62	Formule structurale sur base anhydre d'O = 23 Si 6,431 } Al 0,972 } 8,000 Fe <sup>+3</sup> 0,150 } Ti 0,447 } Ti 0,245 } Mg 2,916 } 6,040 Fe <sup>+2</sup> 2,814 } Mn 0,065 } Na 0,243 } Ca 1,140 } 1,44 K 0,028 }  $\frac{100 \text{ Mg}}{\text{mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mn}} = 49,0$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,30	6,29	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,30	0,97	
Fe O	21,65	18,21	
Mg O	12,50	18,87	
Ca O	6,85	7,38	
Na <sub>2</sub> O	0,80	1,57	
K <sub>2</sub> O	0,15	0,18	
Ti O <sub>2</sub>	5,90	4,48	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,30	--	
Mn O	0,50	0,42	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,55	--	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	--	
Total	100,30	99,99	

Pour un examen plus approfondi de ces amphiboles, nous suivrons SHIDÔ (1958) pour les classer en différents termes extrêmes.

Essayant de compléter les travaux de HALIMOND (1943) et M. SUNDIUS (1946) (in DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1961, vol. 2, pp. 265) cet auteur a appliqué les substitutions suivantes de la formule Ca<sub>2</sub> Mg<sub>5</sub> Si<sub>8</sub> O<sub>22</sub> (OH)<sub>2</sub> de la trémolite, pour obtenir presque toutes les hornblendes se trouvant dans la nature :

- Substitution amphibole titanifère : Ti Al<sub>2</sub> → Mg Si<sub>2</sub>
- Substitution cummingtonite : Mg → Ca
- Substitution édénite calcique : Ca Al<sub>2</sub> → Si<sub>2</sub>
- Substitution trémolite sodique : Na<sub>2</sub> → Ca
- Substitution édénite : Na Al → Si
- Substitution glaucophane : Na Al → Ca Mg
- Substitution tschermakite : Al<sub>2</sub> → Mg Si

En se basant sur ces substitutions, elle a classé les amphiboles suivant ces 8 termes :

	A	W	X + Y	Z
Tiam : amphibole titanifère	-	Ca <sub>2</sub>	Mg Ti <sub>4</sub>	Al <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>
Cum : cummingtonite	-	Mg <sub>2</sub>	Mg <sub>5</sub>	Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>
Ce' : édénite calcique	Ca	Ca <sub>2</sub>	Mg <sub>5</sub>	Al <sub>2</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>
St' : trémolite sodique	Na	Na Ca	Mg <sub>5</sub>	Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>
Ed' : édénite	Na	Ca <sub>2</sub>	Mg <sub>5</sub>	Al Si <sub>7</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>
Gl : glaucophane	-	Na <sub>2</sub>	Mg <sub>3</sub> Al <sub>2</sub>	Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>
Ts' : tschermakite	-	Ca <sub>2</sub>	Mg <sub>3</sub> Al <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>
Tr : trémolite	-	Ca <sub>2</sub>	Mg <sub>5</sub>	Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>

\* 67/AH/15 : amphibolite à grain grossier de l'extrémité septentrionale de l'Ensemble des amphibolites, ayant la paragenèse suivante : plagioclase - hornblende - cummingtonite - un peu de biotite et d'apatite.

Elle donne le mode de calcul suivant pour ces termes. Les nombres atomiques sont groupés comme suit : (Fe<sup>+3</sup> + Al) → Al, (Fe<sup>+2</sup> + Mg + Mn) → Mg, (Na + K) → Na. Puis tous les nombres atomiques sont arrangés dans l'ordre Si, Al, Ti, Mg, Ca et Na. On répartit ces atomes d'abord en position tétracoordonnée (Z), puis hexacoordonnée (Y, X) et enfin octocoordonnée (W), dans l'ordre ci-dessus. Les atomes restants sont attribués à une coordination 12 (A). Ensuite on calcule chaque molécule dans l'ordre (Tiam, Cum, Cè') St' (Ed', Gl) Ts' et Tr.

En appliquant le procédé ci-dessus, nous avons pour nos amphiboles de l'analyse 38, les termes suivants :

Tiam : 0,490	
Cum : 4,160	
Ce' : 0,360	
St' : 0	
Ed' : 0,271	
Gl : 0	
Ts' : 0,448	
Tr : 2,271	
<hr style="width: 100%;"/>	
Total	8,000

LES PLAGIOCLASES

Tout comme les amphiboles, les plagioclases se présentent sous deux aspects qui diffèrent par la taille et la forme : de gros cristaux xénomorphes et de petits en lattes courtes, automorphes ou subautomorphes. Les gros cristaux sont toujours corrodés par les petits et forment de grandes plages cassées, craquelées, mais très bien recristallisées. Comme pour les amphiboles, les craquelures sont souvent occupées par de petits minéraux (soit plagioclase, soit amphibole : pl. 17, fig. 2). Les grands plagioclases sont toujours maclés d'après les lois de l'albite et du péricline. Souvent les deux systèmes des macles sont bien développés polysynthétiquement. Mais parfois le système du péricline affecte seulement quelques rares individus du système de l'albite. Dans ce dernier cas les macles péricline sont très fines et régulières. Les macles albite sont très souvent en biseau, irrégulières en épaisseur et en distribution : dans chaque individu se développe une zonation indépendante, et on voit assez souvent un gros plagioclase cassé, subissant une réduction, mais recristallisé, développant des séries de macles complexes et irrégulières dans chaque morceau (pl. 18, fig. 1).

En lumière naturelle il est fréquent de distinguer l'apparence de grands plagioclases subautomorphes, bien nets et entourés de petites amphiboles. Mais en lumière polarisée on s'aperçoit qu'il s'agit en réalité d'un fantôme de plagioclase, actuellement recristallisé en nombreux petits individus plagioclasiques. Parfois une partie du grand plagioclase initial est indemne de recristallisation et se présente alors en plage fortement onduleuse, vaguement et grossièrement maclée, perdue dans une masse de petits plagioclases. Ce phénomène est illustré dans la figure 3-26 (lame mince 67/AH/29).

Sur cette figure on voit un ancien plagioclase (sa forme difficile à discerner, est soulignée par un pointillé). A droite il est parfaitement recristallisé en un plagioclase relativement grossier. Au centre cette recristallisation est représentée par une masse de petits plagioclases, carrés et subarrondis. Dans la partie supérieure gauche, un gros morceau de plagioclase montre des macles polysynthétiques d'albite; il est néanmoins craquelé et rempli par de petits plagioclases. Au-dessous de cette zone on voit un fond abîmé, nébuleux et vaguement maclé.

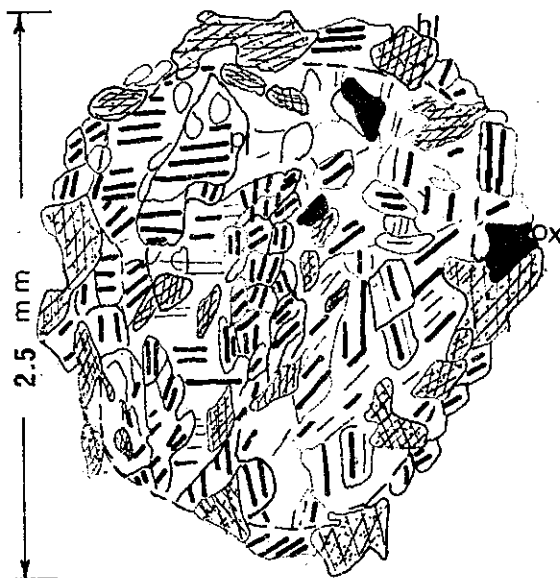


Figure 3-26 - Recristallisation d'un ancien grand plagioclase (entouré d'un tireté) sous forme de petits plagioclases (pl), conservant un fantôme de la forme originelle. hl = hornblende ; ox = oxydes opaques.

Parmi ces plagioclases de facture ancienne on rencontre des macles Baveno. Les gros plagioclases atteignent parfois 5-6 mm, mais en moyenne leur dimension est de 1-2 mm.

Les petits plagioclases sont, au contraire, très frais, ils montrent toujours des macles épaisses, polysynthétiques d'albite, de façon que chaque grain ne possède que quelques individus. Ces macles aussi sont irrégulières, en biseau, discontinues et zonées indépendamment. Les petits plagioclases sont très souvent carrés, mais aussi xénomorphes et plus ou moins arrondis. La teneur en anorthite de ces plagioclases n'est jamais régulière : elle varie d'un grain à l'autre. Cela se produit d'ailleurs pour les grands plagioclases également, mais dans ceux-ci la teneur varie dans un même minéral ou même entre deux individus voisins dans une suite de macles.

La variation de la teneur en An et aussi l'irrégularité et la complexité des macles existent dans toutes les amphibolites, aussi bien dans celles à cummingtonite que dans celles à biotite. Dans les gneiss basiques on peut faire les mêmes observations.

Cela est extrêmement important et nous traiterons de ce problème plus tard.

Les plagioclases de cette catégorie de roche sont très calciques, variant de An 65 à An 80. Il faut noter que cette dispersion de la teneur en An des plagioclases d'une même roche se trouve aussi bien dans les gros que les petits cristaux, malgré les différences essentielles que nous avons signalées plus haut.

Il semble qu'il existe une règle liant la diversité des teneurs en anorthite des plagioclases, le mode de coexistence des hornblendes et des cummingtonites dans certaines roches, et aussi les proportions d'oxydes de fer présents. Cette relation, difficile à établir, et surtout très longue en raison du grand nombre de mesures nécessaires, ne peut être que suggérée, car elle dépasse le cadre de la présente étude.

### LES BIOTITES

Les biotites sont extrêmement rares et même totalement absentes dans certaines roches de cette catégorie. Elles sont idiomorphes en tablettes plus ou moins fines, et sans exception, associées aux hornblendes. L'association coaxiale de ces deux minéraux est fréquente. Les biotites sont à leur tour toujours associées, avec la même orientation optique ou lamelle à lamelle, avec des chlorites.

Les biotites sont fortement pléochroïques de la façon suivante :

X' = incolore ; Z' = brun rougeâtre ou rouge brunâtre.

La chloritisation se produit progressivement : le cristal de biotite se décolore longitudinalement, devenant de plus en plus verdâtre. En même temps, sa biréfringence devient plus faible et on se rapproche doucement de caractéristiques intermédiaires, entre celles de la biotite et celles de la chlorite, avant de passer à une chlorite parfaite. Durant cette transformation apparaissent, le long des clivages, des matières extrêmement fines et indéterminables. En raison de leur forte biréfringence, on peut les attribuer à du sphène submicroscopique. Ces faits (couleur du mica et exsudation de sphène) permettent de penser qu'on a affaire à des biotites titanifères, riches en magnésium.

La transformation de biotite en chlorite est souvent complète de telle sorte qu'on arrive à une pseudomorphe parfaite du mica. Mais dans certaines roches il n'y a que des chlorites. Elles se présentent alors en lames idiomorphes, associées à des hornblendes, sans aucune trace de biotite. On peut penser que la transformation hornblende - chlorite ne se fait pas toujours par l'intermédiaire de biotite, mais il peut y avoir les deux transformations synchrones et parallèles.

hornblende → biotite → chlorite  
hornblende → chlorite

### LES CHLORITES

A côté des chlorites que nous venons de décrire, il en existe d'autres qui se présentent en minéraux très fins et amassés le long des craquelures traversant les amphiboles. Les chlorites idiomorphes sont vert clair avec un allongement positif, et légèrement pléochroïques avec :

Z' = vert très clair ; X' = incolore

Elles sont aussi peu biréfringentes, parfois jusqu'à 0,004.

Les chlorites massives sont également vertes, mais non pléochroïques et leur biréfringence est presque nulle. Ces chlorites sont souvent associées à de fins cristaux de sphène (parfois seulement reconnaissables par leur biréfringence très forte), de la calcite et moins souvent à de l'albite. Ce dernier minéral se trouve surtout quand les fissures traversent des plagioclases. Nous décrivons cette fissuration et la formation de minéraux de chlorite, épidote, etc., plus tard en détail.

#### Minéraux accessoires

Les sphènes se présentent en grains fins xénomorphes, souvent associés aux amphiboles et toujours en très faible quantité. Le quartz. En fait le quartz est très rare. Un seul échantillon (67/AH/437) de la partie centre nord de l'Ensemble des amphibolites en présente. La roche est de grain fin à moyen, de couleur sombre et montre une faible foliation. Au microscope cette roche présente une structure grano-porphyroïdoblasiatique avec des amphiboles orientées et des plagioclases peu allongés. Les plagioclases sont très calciques (An 80 environ) avec une irrégularité maximum dans la forme des macles et dans la distribution de la teneur en anorthite. La quantité des cummingtonites est nettement supérieure à celle des hornblendes (65 % cummingtonite pour 35 % hornblende).

Les quartz sont en petits minéraux (0,08 - 0,12 mm) allongés parallèlement à la schistosité, ils sont toujours onduleux mais non cassés. Leur pourcentage est de l'ordre de 2-3 %.

Les oxydes de fer sont toujours présents mais en proportion très variable d'une roche à l'autre (1 % - 5 % vol.). Ils sont xénomorphes amiboïdes et leur taille ne dépasse pas quelques dixièmes de millimètre. Ils sont sans exception associés à des amphiboles, généralement en inclusions.

Les apatites. Les apatites ne sont pas abondantes dans cette catégorie de roches. Elles se trouvent en gros grains arrondis et xénomorphes. La biréfringence est souvent très faible et parfois le minéral est presque isotrope. Selon DEER, HOWIE, ZUSSMAN (1962) (op. cit.) cela est dû aux effets d'un agrégat de cristaux submicroscopiques superposés. Parfois les apatites montrent un caractère biaxe positif. Dans ce cas l'angle des axes optiques est d'environ 20-24°.

#### 3-4-1 B - Les amphibolites à cummingtonite grano-nématoblastique

Comme nous l'avons vu ces roches se rencontrent dans les parties marginales des couches d'amphibolites, surtout aux contacts avec des roches gneissiques granitisées ou bien des pegmatites plagioclasiques. Elles sont à grains fins et leur teinte est gris sombre. La puissance de cette partie atteint parfois quelques dizaines de centimètres.

Leurs caractères microscopiques sont semblables pour tous les échantillons recueillis. En plus de leur structure, ce qui les distingue à première vue de la première catégorie, ce sont les trois points suivants :

- 1 - Les plagioclases ont une teneur en anorthite moindre,
- 2 - Hornblende et cummingtonite coexistent en cristaux grossiers et non plus en fines particules de l'une dans l'autre,
- 3 - Il y a une quantité considérable d'oxydes de fer exsudés par les amphiboles.

On ne trouve ni biotite, ni chlorite dans ces roches, et la hornblende transformée en amphibole n'existe pas non plus. Mais en revanche l'allanite prend naissance et devient importante dans certains cas.

Les plagioclases sont xénomorphes en plages corrodées arrondies et peu allongées. La taille des plagioclases ne varie guère d'une roche à l'autre (contrairement à la première catégorie) et reste comprise entre 0,4 ou 0,7 mm. Souvent ils sont tronqués par eux-mêmes et entourés par les amphiboles, de telle sorte que les plagioclases sont complètement isolés et cloisonnés par ces dernières.

La teneur en An varie entre 34 et 45, ce qui correspond respectivement à une andésine sodique et basique. Ils sont assez peu souvent maclés polysynthétiquement d'après la loi de l'albite et montrent rarement les macles complexes albite - péricline. Mais contrairement à la première catégorie, les macles sont beaucoup moins irrégulières. La diversité de la basicité des plagioclases quoique moins prononcée est quand même assez remarquable : dans un même plagioclase, la teneur en anorthite est différente suivant les endroits et assez souvent on rencontre dans une andésine sodique de petits grains ronds de plagioclase dont la composition est celle d'une andésine basique. Ces petits plagioclases plus calciques se trouvent aussi en dehors des cristaux d'andésine sodique. Mais encore contrairement à ce que nous avons vu précédemment, ces plagioclases sont en quantité faible, ne montrent aucune macle et sont toujours zonés, tendant à se normaliser vers les contacts avec les plagioclases moins basiques. Les plagioclases sont onduleux, peu allongés, broyés

mais jamais en mortier. Leur proportion dans la composition de la roche se situe entre 50 et 74 % vol. Il semble qu'il y ait une relation entre la quantité, la forme et la basicité des plagioclases. Dans les roches à 74 % de plagioclase par exemple, ils sont tous xénomorphes avec un arrangement en mosaïque semblable à celui d'une cornéenne. Ils sont très peu maclés et comportent une teneur minimum en anorthite (An 34).

On rencontre de temps en temps des craquelures dans les plagioclases remplies d'un plagioclase dont la teneur en An est d'environ 20. Ces craquelures traversent parfois plusieurs plagioclases voisins.

Par ailleurs, dans les roches à 50 % de plagioclases, ceux-ci sont en cristaux prismatiques subidiomorphes, légèrement allongés, montrant beaucoup plus de macles et même parfois des macles irrégulières en biseau, non continues, etc. Les petits plagioclases ronds sont absolument absents.

### LES AMPHIBOLES

Les amphiboles se présentent en minéraux prismatiques subidiomorphes à xénomorphes de 0,1 à 0,4 mm. Parfois maclés, assez rarement polysynthétiquement, ils sont plus ou moins orientés et donnent une schistosité à la roche.

En ce qui concerne l'association des hornblendes et des cummingtonites on ne trouve ni de striations ni de petites aiguilles en inclusions (pl. 18, fig. 2). Comme nous l'avons déjà remarqué il s'agit toujours d'une association de cristaux grossiers et nettement individualisés. Cette association se fait plus souvent parallèlement au plan 001, parfois aussi à 100 ou moins souvent à 110.

Les cummingtonites ont des caractères assez constants avec  $2V_Z = 88$ ,  $Z \wedge C = 18$ ;  $n_x = 1,655$  et  $n_z = 1,682$ , avec  $mg = 43$ , incolore ou très légèrement verdâtre. Mais leur proportion varie d'une roche à l'autre de 28 % à 46 % de la somme des amphiboles.

Quant aux hornblendes elles varient beaucoup aussi bien entre les différentes roches que dans une même roche. Alors que la liaison entre la basicité des plagioclases, la quantité de cummingtonite, la teneur en fer dans les hornblendes et la quantité des oxydes de fer libérée dans la première catégorie n'est pas claire, il semble qu'elle soit plus compréhensible dans cette catégorie. Pour mieux comprendre ces relations nous allons reprendre et examiner ensemble les deux cas extrêmes déjà mentionnés pour les plagioclases.

Echantillon	67/AH/21 = A	67/AH/18A = B
Composition minéralogique	plagioclase 74 % - hornblende 15 % - cummingtonite 6% - oxydes 2% - apatite 1 % - allanite 1 % - quartz 1 %	plagioclase 5 % - hornblende 21 % - cummingtonite 18 % - oxydes 10 % - apatite 1 %
Plagioclases	xénomorphes, sont maclés avec des noyaux de plagioclases: An 34-45	subidiomorphes, maclés de composition An 45
Hornblendes	$n_z = 1,702 - 1,695$ $n_x = 1,674 - 1,670$ $n_z - n_x = 0,028 - 0,025$ $mg = 35 - 42$	$n_z = 1,658$ $n_x = 1,635$ $n_z - n_x = 0,023$ $mg = 80$
	pléochroïsme { X = jaune kaki Y = vert peu jaunâtre Z = vert légèrement bleuâtre couleur : franc peu foncé	X = jaune kaki Y = vert pâle jaunâtre Z = vert pâle un peu brunâtre pâle
$Cum. = \frac{100 \text{ cummingtonite}}{\text{cummingtonite} + \text{hornblende}}$	28,5	46,1
$ox. = 100 \frac{\text{oxydes}}{HI + Cum.}$	9,5	25,6

Nous avons choisi ces deux cas extrêmes pour les raisons déjà mentionnées dans la première catégorie concernant ces relations. Il est bien entendu que ces deux cas ne pourront avoir de valeur déterminante, mais ils éclaireront peut-être notre démarche et seront utilisés dans la discussion de l'évolution des minéraux.

On aperçoit tout d'abord que le pourcentage de cummingtonite à la somme des amphiboles paraît être en relation avec la basicité des plagioclases, et ensuite que la teneur en fer des hornblendes dans la roche A (67/AH/21) est beaucoup plus variable mais pourtant beaucoup plus forte que dans l'échantillon B (67/AH/18A). Il est vraisemblable que la pauvreté en Fe des hornblendes de B est responsable de la forte proportion des oxydes de fer de cette roche par rapport à la première.

Il semble y avoir non seulement une relation directe entre la quantité totale des amphiboles et des oxydes de fer, mais sans doute aussi entre ces derniers et la proportion de cummingtonite.

On aurait ainsi :

$$\begin{aligned} \text{pour A : } & \frac{100 \text{ oxydes de fer}}{\text{Amphiboles totales}} = 9,5 \\ & \text{alors que pour B ce rapport} = 25,6 \\ & \text{et également pour A : } \frac{100 \text{ oxydes de fer}}{\text{cummingtonite}} = 33 \\ & \text{alors que pour B ce rapport vaut } 55. \end{aligned}$$

Ainsi, dans l'échantillon de type B, la teneur en Fe dans les cummingtonites et la quantité d'oxydes, sont plus élevées que dans les roches de catégorie A.

Ce point sera discuté ultérieurement (voir discussion des caractères pétrochimiques des amphibolites). La relation cummingtonite - hornblende sera commentée également lorsqu'on envisagera l'évolution minéralogique de ces roches.

#### Minéraux accessoires

Les apatites : elles sont, contrairement à celles de la première catégorie, idiomorphes et prismatiques, petites (0,05 mm) en inclusions dans les plagioclases. Elles montrent rarement une sorte de zonation ; le cœur étant incolore et la bordure légèrement verdâtre, contrairement aux apatites zonées des gneiss basiques.

Le quartz est complètement absent dans les roches où le plagioclase est du type de l'andésine basique, apparaît comme de petites bulles rondes en inclusion dans les plagioclases des roches à basicité minimum.

L'allanite : l'apparition d'allanite devient notable dans les roches les moins basiques. Elle se présente en petits cristaux (0,05 - 0,1 mm), toujours associée aux hornblendes et aux oxydes de fer qui sont à leur tour associés presque sans exception aux amphiboles.

La planche 18, figure 2, montre la structure, le mode de coexistence et l'association des oxydes avec amphiboles.

#### 3-4-2 - Les amphibolites sans cummingtonite

Comme le premier, ce groupe se trouve dans la partie septentrionale de l'Ensemble des amphibolites\*, mais avec une extension beaucoup plus grande. Il se termine vers le Sud quand l'Ensemble des amphibolites devient brusquement mince et alterne alors avec des gneiss. Autrement dit la quasi-totalité de la partie nord de cet Ensemble est composée de roches de ce groupe.

Ces amphibolites où la cummingtonite est absente alternent avec des pegmatites plagioclasiques, à toutes les échelles. Ce type de gisement est analogue à celui des roches à cummingtonite vues précédemment. Cependant elles se rencontrent aussi en bancs de plusieurs dizaines de mètres, nettement individualisées. Leur grain est souvent grossier et devient quelques fois, pegmatitique. Les cristaux de hornblende dont la longueur atteint parfois plusieurs centimètres,

\* En fait j'ai trouvé une couche d'amphibolite d'une dizaine de mètres de puissance au milieu de l'Ensemble bigarré dans la partie méridionale du Massif Châpédony. Mais cette roche se distingue des autres aussi bien du point de vue de la basicité des plagioclases (An 45) que de la teneur en quartz.



PLANCHE 18

Figure 1

Ancien grand plagioclase cassé, ayant probablement subi une réduction de taille mais bien recristallisé, avec des macles complexes d'albite et de péricline.

Roche d'origine 67/AH/24. X 50

Figure 2

Existence de cummingtonite (Cum) et de hornblende (hl) dans les amphibolites du groupe 3-2-18. On voit que contrairement aux précédentes (fig. 3 et 4, pl. 17), la hornblende et la cummingtonite s'associent en cristaux grossiers, d'une façon irrégulière. Noter la structure granonématoblastique de ces roches et l'abondance d'oxydes de fer (noirs), toujours, associés aux amphiboles.

Roche d'origine : 67/AH/18A. X 147

Figure 3

Microplis dans les amphibolites. On voit que les hornblendes suivent parfaitement ce plissement, de plan axial perpendiculaire à la schistosité principale. Noter la fissuration.

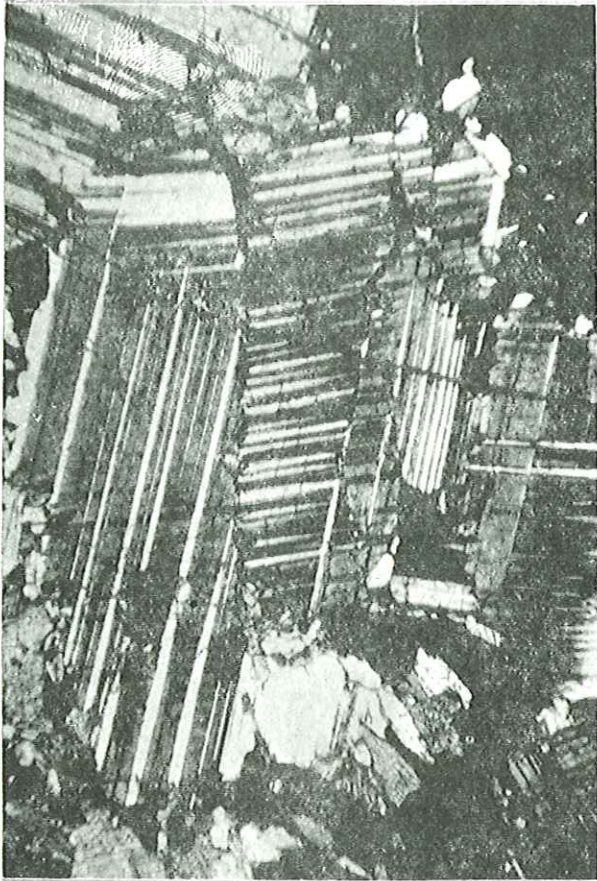
Roche d'origine : 17/AH/366. X 50

Figure 4

Parfois les hornblendes ne suivent pas parfaitement le plissement (fig. 3) et se disposent suivant une direction transversale. Cela aboutit à la formation de sortes de nodules constitués par des accumulations d'amphiboles succédant à des amincissements, de telle sorte que les lits prennent l'apparence d'une succession de petits boudinages.

Roche d'origine ; 67/AH/366. X 50.

P18



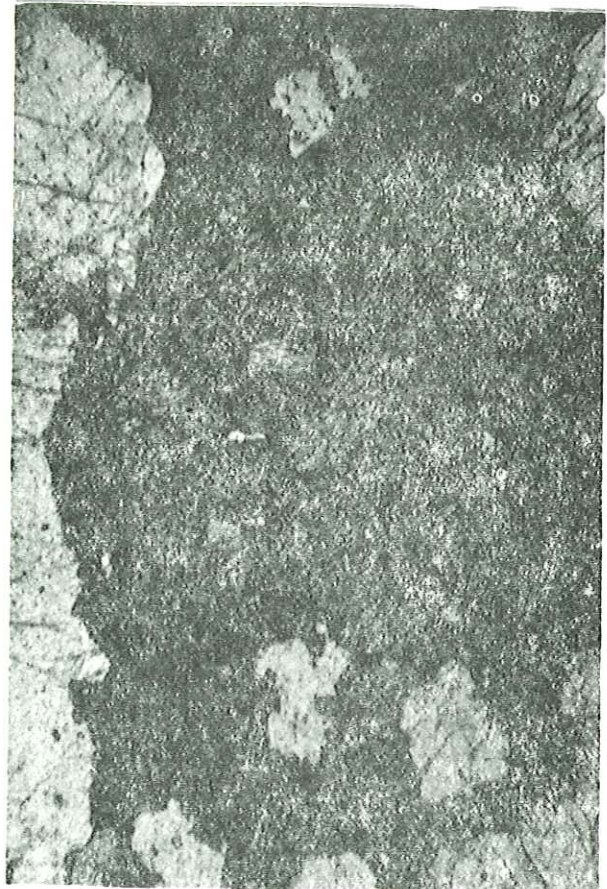
1



2



3



4

sont les plus fréquents. Le caractère pegmatitique devient plus prononcé avec l'apparition des pegmatites plagioclasiques ou bien là où se rencontrent des lentilles leucocrates dans les amphibolites. Dans ces cas on a des parties très claires peu amphiboliques et d'autres où les hornblendes sont en majorité et c'est là que se trouvent les cristaux d'amphibole les plus volumineux.

Dans les faciès à grain fin et moyen toutes ces amphibolites sont bien foliées.

#### Aspect microscopique

Ces roches présentent le plus souvent une structure porphyroblastique avec les particularités qu'on a déjà notées dans les amphibolites à cummingtonite. Cependant il y a des zones où la structure est plus nettement grano-nématoblastique, à grain fin ou moyen.

En fait entre ces deux catégories il existe des différences dans la basicité des plagioclases et dans la teneur en Fe des amphiboles. Malheureusement ces répartitions sont très irrégulières et leur mode est difficile à mettre en évidence surtout dans le cadre réduit de ce travail.

En quelques cas des structures doléritiques ou aplitiques ont été aussi rencontrées dans ce type de roche.

#### LES HORNBLENDES

Leur forme est identique à celle du premier groupe, Ce sont de grands porphyroblastes xénomorphes et de petites hornblendes carrées. Mais ici, apparaît une structure assez particulière : l'association des amphiboles est souvent pœcicloblastique. On rencontre en effet des hornblendes xénomorphes très volumineuses (parfois jusqu'à 6 mm) qui renferment beaucoup d'inclusions, soit de plus petites hornblendes idiomorphes possédant les mêmes caractéristiques minéralogiques, soit des plagioclases idiomorphes et d'apparence lenticulaire, comme insinués le long des clivages de la grande amphibole. Parfois les minéraux en inclusion sont uniquement des plagioclases subidiomorphes. De longues paillettes de chlorite accompagnent souvent ces plagioclases. Ces chlorites sont presque incolores et ont une biréfringence nulle. A l'intérieur de ces phyllites on trouve assez souvent une relique de biotite rouge entourée d'un agrégat de sphène extrêmement fin. En raison de la présence du sphène et de la couleur rouge des biotites on peut penser que le mica initial était fortement titanifère.

Dans les roches à structure grano-nématoblastique, les hornblendes se présentent en prismes courts, plus ou moins orientés soulignant la schistosité principale de la roche.

Assez fréquemment, il existe des microplis. Leurs plans axiaux sont grossièrement perpendiculaires à la schistosité régionale. L'allongement des cristaux d'amphiboles suit parfaitement ce plissement (pl. 18, fig. 3), mais on rencontre aussi des baguettes transversales et parallèles alors au plan axial des microplis. Cela aboutit à la formation d'espèces de nodules constitués par des accumulations d'amphiboles succédant à des amincissements, de telle sorte que les lits prennent une apparence d'une succession de petits boudinages (pl. 18, fig. 4).

Les plagioclases ne suivent pas ce plissement, mais ils sont à leur tour fissurés, parallèlement au plan axial des plis (pl. 18, fig. 3). Il faut ajouter que ces diaclases traversent aussi les hornblendes.

Sauf pour des cas extrêmes la proportion de hornblendes dans la roche varie entre 40 % et 60 %, plus faible dans les roches porphyroblastiques, plus forte dans les roches nématoblastiques. Mais on trouve aussi des amphibolites qui s'éloignent de ces proportions ; l'une avec un pourcentage très faible de 20 % et l'autre a 80 % de hornblende. La première est celle qui provient de l'Ensemble des gneiss bigarrés, et le deuxième correspond aux bancs et lentilles minces de nature pegmatitique.

Les caractères des hornblendes sont également variables. On rencontre en général les valeurs suivantes :

$$\begin{aligned}n_z &= \text{de } 1,705 \text{ à } 1,670 \\n_x &= \text{de } 1,684 \text{ à } 1,644 \\n_z - n_x &= \text{de } 0,021 \text{ à } 0,026 \\2V_x &= \text{de } 52^\circ \text{ à } 83^\circ\end{aligned}$$

par contre l'angle d'extinction ne change guère, et reste de l'ordre de  $18^\circ - 20^\circ$ .

Ces valeurs permettent de se référer aux courbes données par DEER, HOWIE et ZUSSMAN (op. cit. p. ) et l'on constate alors le rapport :

$$mg = \frac{100 \text{ Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}} \text{ va de 27 à 67}$$

Cela indique de fortes variations de la teneur en Fe de nos amphiboles. On peut l'expliquer : en effet, dans certains de ces minéraux il y a de nombreux grains d'oxydes de fer exsudés. C'est le cas dans les faciès porphyroblastiques où se rencontrent des hornblendes très claires possédant le long de leurs clivages de nombreux granules d'oxydes. A l'opposé, les amphiboles des faciès nématoblastiques n'ont pas exsudé leur Fe et les hornblendes y sont plus foncées et presque indemnes de granulations opaques.

La couleur des hornblendes est le plus souvent vert brunâtre clair avec le pléochroïsme suivant :

X = jaune verdâtre très clair (presque incolore)

Y = de vert pâle à vert un peu brunâtre clair

Z = de vert franc à vert brunâtre ou bien brun pâle verdâtre.

La taille des petites hornblendes est de 0,3 - 0,5 mm et celle des grandes de 1 - 6 mm avec une moyenne de 2 mm.

En ce qui concerne la transformation des hornblendes en biotite, en chlorite, etc., il n'y a aucune différence entre celles-ci et les amphiboles du premier groupe.

Les hornblendes de la roche 67/AH/367\* ont été analysées : les résultats en sont donnés dans le tableau 3-14.

Tableau 3-14

Analyse chimique de hornblende. Analyse 39

Oxydes	% pondéraux	Equivalents monocationiques	Formule structurale sur base anhydre de O = 23
Si O <sub>2</sub>	44,10	43,41	Si 6,697
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,15	11,25	Al <sup>IV</sup> 1,303
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,25	1,58	Al 0,433
Fe O	9,70	7,63	Ti 0,121
Mg O	14,20	20,07	Fe <sup>+3</sup> 0,244
Ca O	11,90	12,04	Mg 3,096
Na <sub>2</sub> O	1,45	2,66	Fe <sup>+2</sup> 1,177
K <sub>2</sub> O	0,35	0,40	Mn 0,026
Ti O <sub>2</sub>	1,10	0,79	Na 0,410
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	traces	--	Ca 1,858
Mn O	0,25	0,17	K 0,062
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,70		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,05		
Total	99,20	100,00	$mg = \frac{100 \text{ Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mn}} = 68,1$

\* 67/AH/367 : amphibole à grain grossier à paragenèse :  
plagioclase + hornblende + un peu d'apatite et d'oxydes opaques, provenant de la partie septentrionale de l'Ensemble des amphibolites.

Si on calcule cette hornblende d'après SHIDÔ, on obtient les termes suivants :

Tiam	: 0,245
Cum	: 0,391
Ce'	: -
St'	: 0,173
Ed'	: 0,475
Gl	: -
Ts''	: 0,945
Tr	: 5,770

Total : 7,999

## LES PLAGIOCLASES

Les plagioclases de ce groupe de roches sont rigoureusement identiques à ceux des amphibolites à cummingtonite. Toutefois, dans les roches à structure grano-nématoblastique, ils se présentent souvent sous forme d'amandes disposées plus ou moins suivant la schistosité de la roche. Dans ce cas, ils possèdent une basicité minimum.

Dans les roches à structure doléritique, ils se présentent sous la forme de lattes subidiomorphes avec une longueur moyenne de 0,7 mm sur 0,4 mm de largeur, entourés, capturés, attaqués et corrodés par les hornblendes.

La teneur en anorthite de ces plagioclases est variable. Dans les faciès à structure grano-nématoblastique on a généralement du labrador sodique (An 55-80) alors que dans les faciès porphyroblastiques on atteint la bytownite (An 65-75).

### 3-4-3 - Les amphibolites à biotite

Ces roches sont très répandues : on les trouve presque partout. Mais comme les amphibolites des premier et deuxième groupes elles sont beaucoup plus abondantes dans la moitié septentrionale du Massif Châpédony, de telle façon qu'on ne les trouve guère ou pas du tout à l'extrémité sud de la région, alors que dans l'extrémité nord leur fréquence est comparable à celle des gneiss.

Dans l'Ensemble des gneiss de l'Est et des roches scapolitiques elles sont tout à fait absentes.

Dans l'Ensemble des gneiss noirs et dans celui des gneiss blancs, elles se trouvent en couches parallèles alternant avec des gneiss, des leptynites et des pegmatites. La puissance de ces amphibolites varie de 0,5 m à quelques mètres.

Dans l'Ensemble des gneiss bigarrés, elles se trouvent en couches relativement épaisses (quelques mètres) et aussi en nombreux lits dans les gneiss. Ces niveaux sont d'aspect variable : de petites masses, des lentilles dispersées, des dykes, etc. Elles sont toujours tourmentées, biseautées, morcelées, étirées et recourbées. Ce sont les veines les plus anciennes de la région ; nous les avons décrites dans le chapitre géologique.

Ces amphibolites à biotite forment la partie méridionale de l'Ensemble des amphibolites lorsque celui-ci s'amincit brusquement.

Elles se trouvent aussi dans les couches marginales de la partie nord, plus épaisse, de l'Ensemble des amphibolites.

Dans l'Ensemble des gneiss de l'Ouest on en trouve encore quelques couches minces (1 m d'épaisseur au maximum) en alternance avec les gneiss ou bien en inclusions centimétriques ou métriques dans ces derniers.

Les amphibolites à biotite montrent souvent une bonne foliation, même dans les niveaux minces et lenticulaires associés aux gneiss bigarrés.

Leur grain est en général moyen ou fin, mais parfois il peut devenir grossier. C'est ainsi qu'on trouve de petites masses ou de longues lentilles rigoureusement dioritiques à grain très grossier ou même pegmatitiques, dispersées dans l'Ensemble des gneiss. Mais vers leur bordure ces masses ou lentilles deviennent rapidement fines.

Parfois, surtout dans l'Ensemble des gneiss noirs, le grain des amphibolites est extrêmement fin et rappelle beaucoup celui des scories ou bien des coulées vitreuses. Mais on peut cependant y distinguer des débris de plagioclases.

### Aspect microscopique

La structure porphyro-nématoblastique est la plus fréquente dans ce type de roche. On rencontre cependant aussi des structures grano-nématoblastiques. Mais la présence assez fréquente de structures doléritiques, diablastiques et ophiolitiques, indique que certaines de ces amphibolites ont une origine éruptive et probablement intrusive.

Les amphibolites de ce groupe sont tectonisées de façon variable. Il en est de même pour la granulisation de leurs composants qui sont parfois simplement légèrement ondulés, mais peuvent aussi subir un broyage avancé et un laminage plus ou moins parallèle à la foliation principale. Dans quelques cas on aboutit à une mylonitisation complète donnant naissance aux mylonites à nodules (E. RAGUIN, 1957); c'est le cas des roches qui se trouvent dans l'Ensemble des gneiss noirs, à grain fin avec un aspect de scories. Nous reparlerons de ces caractères ainsi que des effets de la mylonitisation dans toutes les roches lorsque nous décrirons les mylonites (3-8).

### LES PLAGIOCLASES

Dans presque toutes ces roches les phénocristaux de plagioclases dont la taille peut atteindre 8 mm, mais qui sont en moyenne de 1 à 2 mm, montrent les caractères des plagioclases de laves : ils sont automorphes et zonés. Cette zonation se poursuit au travers des macles albite et péricline.

Ces plagioclases sont néanmoins affectés par le métamorphisme : ils sont corrodés par le quartz et de petits plagioclases et aussi les biotites. De nouvelles macles peuvent prendre naissance, pendant que d'anciennes disparaissent. De nouvelles zonations peuvent se former mais l'habitus est cependant extraordinairement bien conservé.

Dans certains cas même la fluidalité de la roche originelle peut subsister. Cette orientation est grossièrement parallèle à la schistosité actuelle.

Dans les amphibolites se présentant sous forme lenticulaire ou dans les petites masses irrégulières, les plagioclases sont également automorphes, mais ils sont beaucoup plus trapus, carrés ou rectangulaires et non en lattes microlitiques. Ils constituent alors avec les hornblendes des structures typiquement doléritiques.

De toute façon la forme et l'arrangement des plagioclases sont tels qu'il faut considérer les roches qui les contiennent comme des laves mises en place sous forme de coulées, de dykes, de sills ou de petits corps intrusifs, etc. (ces différents points seront envisagés ci-après dans les discussions conclusives sur toutes les amphibolites).

Ce qui caractérise les plagioclases de ce groupe par rapport à ceux des deux premiers, c'est la fréquence des macles complexes albite-Carlsbad. La teneur en anorthite de ces plagioclases d'origine volcanique est environ de 45-50 % An dans leur cœur.

Les phénocristaux sont souvent entourés d'une bordure moins basique, qui est tout à fait fraîche alors que le centre est souvent séricitisé et finement craquelé (nous y reviendrons en discutant les caractères particuliers des plagioclases dans les amphibolites et les gneiss basiques).

Les plagioclases de la mésostase ont au contraire des caractères parfaitement métamorphiques et ne montrent aucune similitude avec des plagioclases volcaniques. Ils forment une mosaïque avec les quartz, moins souvent avec les hornblendes. Mais pourtant ils sont grossièrement maclés d'après la loi de l'albite. Parfois plagioclases et biotites s'interpénètrent comme dans les gneiss basiques. Leur taille est de 0,05 à 0,08 mm. Ces feldspaths plus récents sont en moyenne des plagioclases An 30-40.

### LES HORNBLENDES

Les hornblendes de ces roches sont beaucoup plus foncées que celles des deux premiers groupes. Le pléochroïsme est le suivant :

Z' = vert ; Y' = vert un peu brunâtre ; X' = kaki.

Pour les autres caractères il n'y a pas de grandes différences avec les précédents à ceci près que dans ces roches-ci on les trouve moins souvent en petits minéraux et qu'à leur place on rencontre des biotites.

Dans la plupart de ces roches, les cristaux sont orientés, mais assez souvent ils ne montrent pas de parallélisme. C'est dans ce dernier cas que les amphiboles englobent les plagioclases et montrent une structure doléritique. Les biotites

héritent de cet arrangement, donnant actuellement une fausse structure cloisonnée, alors que les plagioclases entourés sont plus anciens qu'elles.

On trouve quelquefois dans les hornblendes vertes des nodules brunâtres. Ceux-ci montrent une sorte d'altération complexe avec des oxydes opaques et autres impuretés. Parfois aussi cette partie brune se trouve en taches, ou bien un cristal de hornblende est constitué d'une partie brune et d'une partie verte ; la limite entre ces deux parties n'est pas nette, mais toujours progressive.

Outre ces transformations, les hornblendes en présentent d'autres, importantes :

- a - hornblende → biotite
- b - hornblende → allanite
- c - hornblende → épidote
- d - hornblende → actinote - trémolite
- e - hornblende verte → hornblende bleue.

- a - Hornblende → biotite

La transformation de hornblende en biotite est semblable à celle que nous avons vue dans les gneiss amphibolitiques et les amphibolites des deux premiers groupes.

- b - Hornblende → allanite

Les allanites dans ces roches sont souvent assez grosses (d'une taille atteignant 1 mm) et souvent xénomorphes. Elles sont tout à fait fraîches et nettement pléochroïques avec :

Z' = brun rougeâtre et X' = vert brunâtre

Elles ne sont jamais indépendantes, mais toujours associées aux hornblendes. Il arrive souvent que dans un agrégat de hornblende on ait de petits granules d'allanite. Ceux-ci deviennent souvent plus grands et s'associent en un cristal bien constitué, entouré de nombreuses granulations arrondies, le tout maclé et dispersé dans les hornblendes (pl. 19, fig. 1). Toutes ces granulations agglomérées ou non, ont une orientation optique identique, et les directions d'absorption des allanites, coïncident en particulier à peu près avec celles des hornblendes.

Dans ces agrégats de hornblende, on rencontre également souvent des grains de sphène, mais ceux-ci se séparent bien des allanites, de telle façon que, allanite et sphène se trouvent chacun dans une partie de l'agrégat, ou bien dans des agrégats différents. Cela donne l'impression que la formation de ces deux minéraux est parallèle, et peut-être contemporaine, mais qu'ils s'excluent l'un l'autre.

Le plus souvent l'allanite remplace la hornblende presque complètement. Dans ce cas, il y a toujours des résidus de hornblende en inclusions dans les plages d'allanites, ou encore en une mince bordure autour d'elles. Ces résidus de hornblende sont toujours très pâles (vert clair) et en grande partie transformés en plagioclase, biotite et chlorite (pl. 20, fig. 1).

- c - Hornblende → épidote

Dans ces roches, les épidotes sont de deux sortes. Les unes se trouvent dans des fissures, en agrégats accompagnés de chlorite, de sphène, etc. Les autres sont associées aux hornblendes. En ce cas, elles sont idiomorphes, en pseudomorphose de l'amphibole, et orientées suivant la schistosité.

La transformation hornblende - épidote se fait suivant différentes façons : on rencontre des hornblendes tachetées d'épidote, des transformations partielles coaxiales ou de grandes épidotes possédant une mince bordure de hornblende semblable à ce que nous avons vu à propos des allanites.

- d - Hornblende → actinote - trémolite

Cette transformation est beaucoup moins fréquente que les précédentes. Trémolite et actinote peuvent accompagner les épidotes dans les fissures ou se présenter dans les hornblendes plissotées ou cassées. En ce cas, dans la partie de l'amphibole mécaniquement déformée, on trouve des aiguilles de trémolite-actinote associées à des hornblendes bleues (nous reviendrons sur ce point en décrivant les hornblendes des roches carbonatées). Ailleurs on rencontre parfois des hornblendes presque incolores, dont le cœur est garni d'oxydes de fer et d'une petite quantité de calcite. Cette partie incolore est à son tour tachetée de hornblende bleue (fig. 3-27). Il faut noter que dans ce cas, la partie incolore montre par ailleurs des caractères optiques identiques à ceux de hornblende banale, aussi bien pour l'angle d'extinction que celui des axes optiques.

PLANCHE 19

Figure 1

Transformation de hornblende en allanite et en sphène.

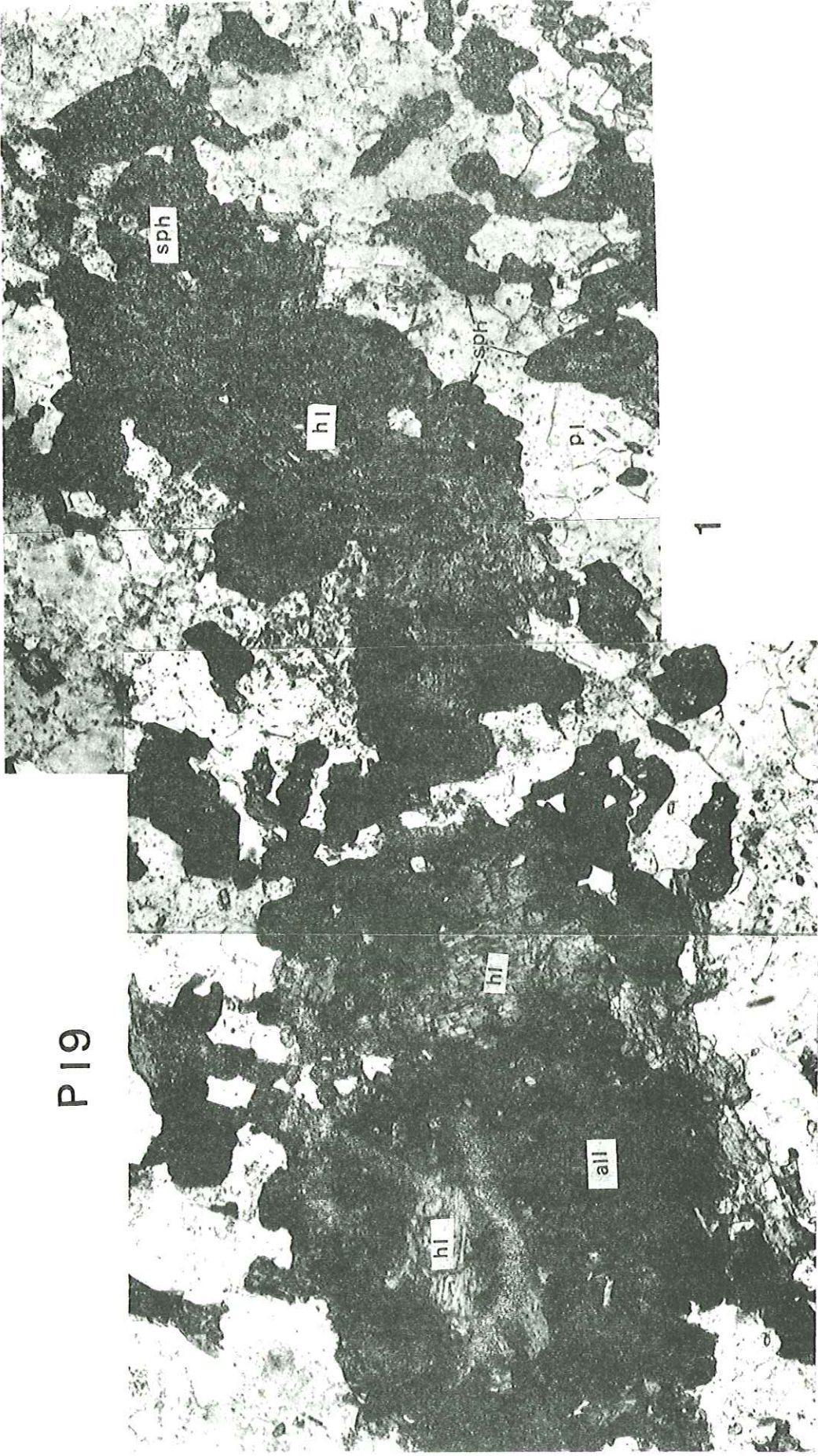
Sur cette figure, à gauche, on voit de petits granules d'allanite (all) formés aux dépens de hornblende (hl), qui se sont réunis en agrégats semblables à ceux de la figure 4, planche 18. Les allanites deviennent progressivement de grands grains, en se développant et se rejoignant. Ici les allanites ont la même direction d'absorption que les hornblendes.

A droite, on voit des granules de sphène, aussi formés à partir de hornblende, de la même façon que les allanites. Il est à noter que les deux minéraux n'interfèrent pas : l'un ne se trouve pas dans le domaine de l'autre,

Roche d'origine : 67/AH/180, X 150.



P19



1

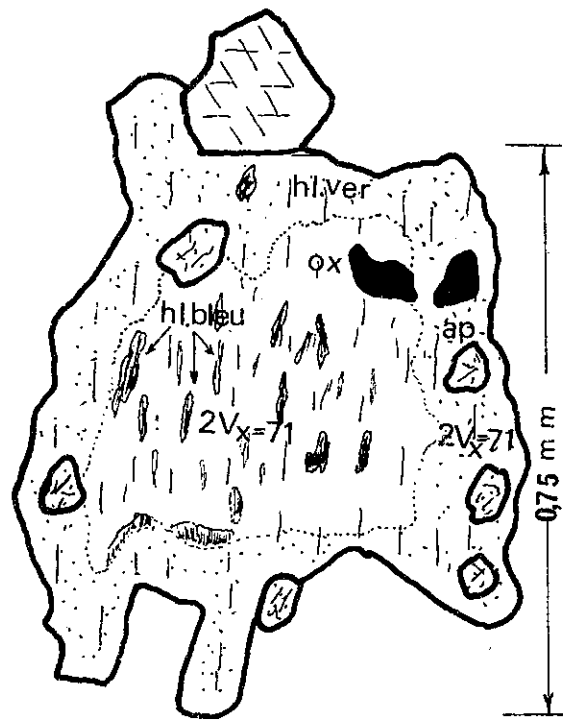


Figure 3-27 - Transformation de hornblende verte (hl ver, pointillé) en trémolite actinolitique (incoloré) donnant des hornblendes bleues (hl bleu, hachuré) ;  
ap = apatite, ox = oxydes opaques.

e - Hornblende verte → hornblende bleue

Presque toutes les hornblendes de ce groupe d'amphibolites sont tachetées de bleu. Elles sont aussi striées de façon quelconque et deviennent bleuâtre le long de ces stries. Parfois on a une hornblende partagée en deux parties, l'une verte, l'autre bleue. Il faut souligner que le contact entre ces deux hornblendes est toujours bien tranché : il se fait le long d'une ligne bien définie et il n'y a aucun minéral intermédiaire entre les deux.

Il est à noter que, sauf dans certains cas de hornblendes donnant des biotites, les transformations sont toujours complexes : par exemple la transformation hornblende - allanite est toujours accompagnée par la biotite, il est vraisemblable que la hornblende s'altère à la fois en biotite et en allanite, et que ces deux minéraux sont complémentaires (pl. 20, fig. 2). Dans ce cas, la biotite se transforme à son tour en chlorite sans changement des orientations optiques.

D'autre part l'allanite voisine assez souvent avec de l'épidote banale : l'allanite est assez souvent englobée par l'épidote (pl. 20, fig. 2), ou bien elle se présente en bordure de l'épidote, ou encore une grande plage d'épidote montre un cœur d'allanite (pl. 20, fig. 3).

Comme nous le verrons plus tard (en étudiant le problème de la formation de l'allanite, page 156), ces deux minéraux peuvent se former parallèlement, et ne sont pas des minéraux complémentaires comme semblent l'être allanite et biotite.

La transformation hornblende - épidote peut être à son tour accompagnée de trémolite - actinote : des aiguilles de ces dernières amphiboles se rencontrent dans les cristaux d'épidote ou bien entre ceux-ci et la hornblende. Les aiguilles fines de trémolite-actinote pénètrent dans l'épidote comme des échardes de la hornblende.

PLANCHE 20

Figure 1

Grande allanite, ayant remplacé presque totalement une hornblende. On peut cependant apercevoir dans l'allanite, des résidus de l'ancienne hornblende. Ceux-ci sont beaucoup plus pâles que les hornblendes qui se trouvent à côté et sont à leur tour en voie de transformation en biotite (en bas).

Roche d'origine : 67/AH/307. X 150

Figure 2

Hornblende se transformant d'une part en allanite (all) et d'autre part en biotite (bio). Dans cette transformation l'épidote (ép) prend aussi une part, apparaissant çà et là dans l'allanite et la hornblende. La biotite à son tour se transforme en chlorite (chl)

ap = apatite.

Roche d'origine : 67/AH/301. X 147.

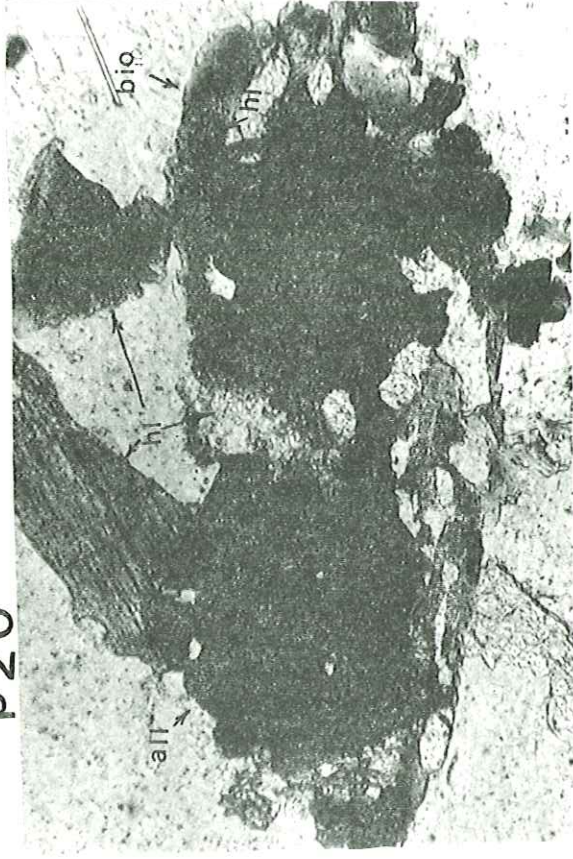
Figure 3

L'allanite et l'épidote sont étroitement liées l'une à l'autre. Quand la hornblende se transforme en ces deux minéraux, parfois c'est l'épidote qui apparaît en majorité, parfois c'est l'allanite. Sur cette figure on voit une grande plage d'épidote se formant aux dépens de la hornblende mais au centre de cette plage, on voit aussi se développer une allanite.

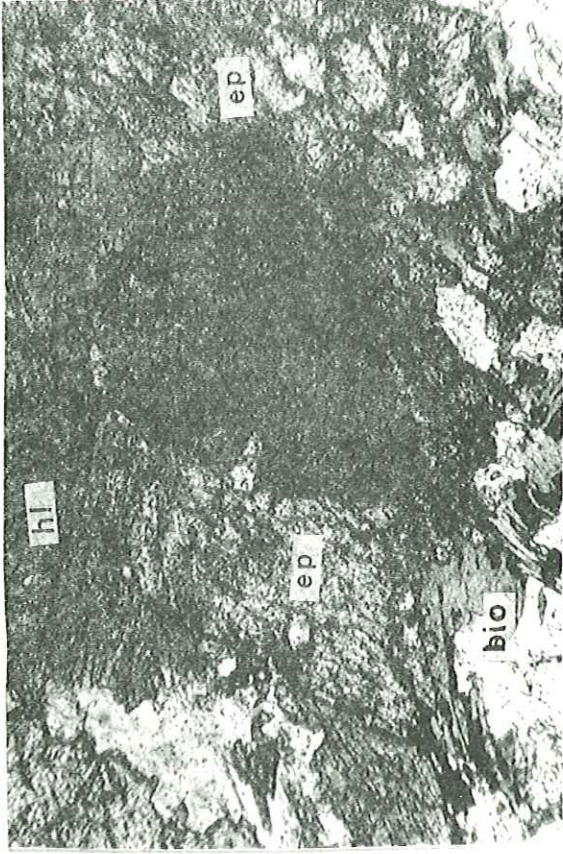
En bas la biotite apparaît également.

Roche d'origine : 67/AH/301. X 147.

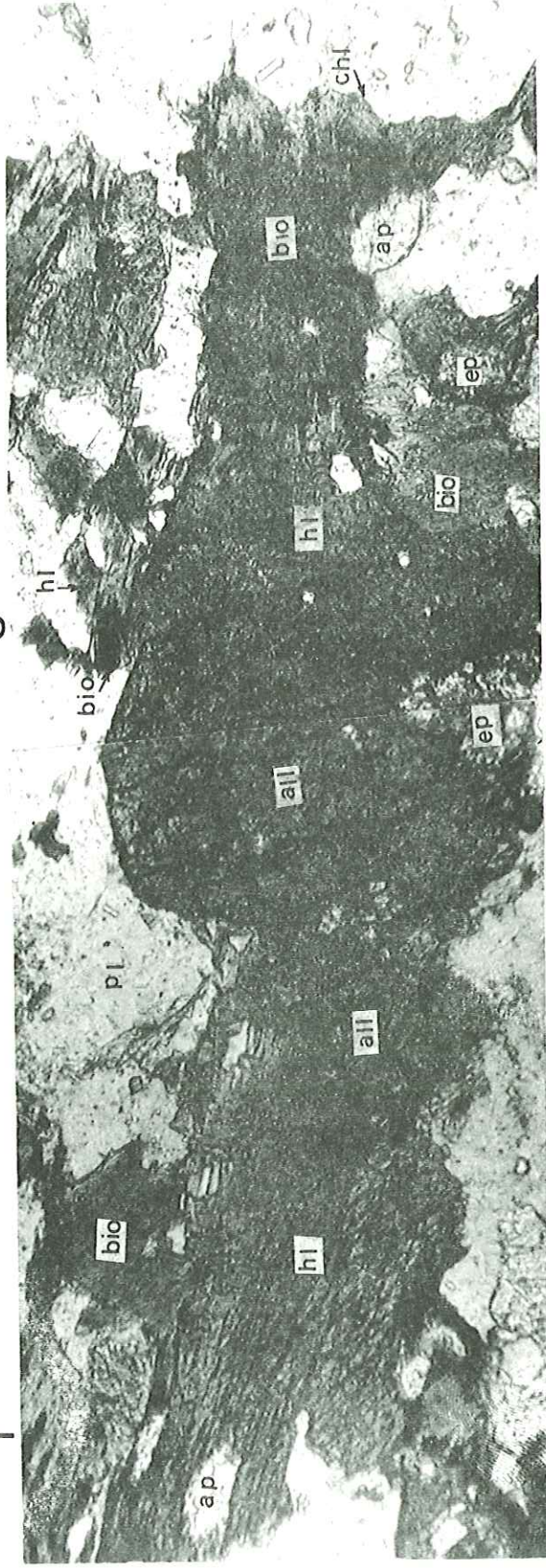
p20



1



3



2



3-4-4 - Aspect chimique des amphibolites

Six échantillons des amphibolites ont été analysés : deux échantillons des amphibolites à cummingtonite, l'un dans celles à grain grossier (paragenèse 3-41A) et l'autre des amphibolites marginales à grain fin (paragenèse 3-4-1 B) ; deux échantillons des amphibolites sans cummingtonite (paragenèse 3-4-2) ; deux échantillons des amphibolites à biotite, l'un de l'Ensemble des amphibolites, dans sa partie marginale où les amphibolites alternent avec des gneiss, et l'autre d'une lentille dans les gneiss de l'Ensemble bigarré. Les résultats sont donnés sur le tableau 3-15.

Tableau 3-15\*

Analyses chimiques des amphibolites.

	40	41	42	43	44	45	
Si O <sub>2</sub>	44,80	47,60	39,35	46,30	48,60	56,95	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,90	16,20	14,30	17,00	16,10	15,05	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,55	1,70	7,60	4,40	4,25	4,40	
Fe O	9,55	11,50	13,65	6,45	7,55	3,95	
Mg O	6,30	5,10	8,75	9,65	4,85	3,75	
Ca O	10,80	8,15	11,10	13,35	8,70	7,05	
Na <sub>2</sub> O	1,35	3,10	1,45	1,30	3,50	3,25	
K <sub>2</sub> O	0,30	0,20	0,40	0,10	1,50	2,65	
Ti O <sub>2</sub>	2,10	3,50	3,60	0,55	1,65	1,05	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,90	0,60	0,05	0,05	0,70	1,25	
Mn O	0,20	0,25	0,25	0,20	0,15	0,10	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,65	1,30	0,20	0,60	1,60	0,70	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,30	0,15	0,15	0,20	0,25	
Total	100,50	99,50	100,85	100,15	99,35	100,40	
$\frac{Fe^{+3}}{Fe^{+2} + Fe^{+3}}$	0,34	0,12	0,33	0,38	0,33	0,50	
Composition virtuelle % poids							
Q	2,34	0,18	-	-	-	10,86	
F {	or	1,67	1,11	2,22	0,56	8,90	15,57
	ab	11,53	26,20	12,05	11,00	29,34	27,25
	an	41,98	30,30	31,41	40,31	23,91	18,63
P {	wo	2,78	2,90	9,86	10,44	7,66	4,06
	en	1,60	1,50	3,10	6,00	3,60	3,00
	fs	1,06	1,32	2,11	3,96	2,38	0,66
	en	14,10	11,20	-	10,10	4,70	6,40
	fs	8,71	12,94	-	3,70	2,90	1,32
O {	fo	-	-	13,16	5,60	2,66	-
	fa	-	-	8,57	-	2,04	-
M {	mt	8,12	2,55	11,14	6,50	6,26	6,50
	ilm	3,95	6,96	6,84	1,06	3,04	1,98
	hém	-	-	-	-	-	-
ap	2,02	1,34	-	0,34	1,68	2,69	

Tableau 3-15 (suite) \*

	40	41	42	43	44	45
Paramètres de C.I.P.W. - LACROIX						
P	III	III	II	III	II (III)	II
q	5	5	5	5	5	3
r	4 (5)	4	4	4 (5)	3	3
s	4 (5)	5	4 (5)	5	4	3 (4)
Paramètres de NIGGLI						
Si	99	119	75	94	170	
al	23	24	16	20	26	
fm	48	46	58	48	37	
c	26	22	23	29	23	
alc	3	8	3	3	14	
ti	3	7	5	1	2	
p	0,8	0,6	-	0,1	0,10	
K	0,12	0,04	0,15	0,045	0,35	
mg	0,43	0,41	0,43	0,62	0,46	
qz	-13	-13	-37	-18	+6	

\* Analyse 40 : amphibolite à cummingtonite de paragenèse 3-4-1A : plagioclase (bytownite) - cummingtonite - hornblende. Ech. 67/AH/15, provenant de l'Ensemble des amphibolites à son extrémité septentrionale. Les amphiboles de l'analyse 38 appartiennent à cette roche.

Analyse 41 : amphibolite à cummingtonite de paragenèse 3-4-1B : plagioclase (andésine - labrador) - cummingtonite - hornblende. Ech. 67/AH/18A, provenant de l'Ensemble des amphibolites à son extrémité septentrionale.

Analyse 42 : amphibolites de paragenèse 3-4-2 : hornblende - plagioclase (bytownite). Ech. 67/AH/16, provenant de l'Ensemble des amphibolites à son extrémité septentrionale.

Analyse 43 : amphibolite de paragenèse 3-4-2 : plagioclase (bytownite) - hornblende. Ech. 67/AH/367, provenant de la partie nord de l'Ensemble des amphibolites. Les hornblendes de l'analyse 39 appartiennent à cette roche.

Analyse 44 : amphibolite à biotite de paragenèse 3-4-3 : plagioclase - hornblende - biotite - allanite. Ech. 67/AH/68, provenant de l'Ensemble des amphibolites, dans sa partie nord, sur le flanc ouest, où il alterne avec des gneiss.

Analyse 45 : amphibolite à biotite, de paragenèse 3-4-3 : plagioclase - hornblende - biotite - allanite. Ech. 67/AH/302 C, provenant de l'Ensemble bigarré.

Comme on peut le voir, la composition virtuelle et les paramètres C.I.P.W.-LACROIX indiquent soit une sursaturation, soit une saturation, soit même une légère sous-saturation, ce qui oblige à les figurer sur les deux diagrammes de FREY, celui de roches saturées avec  $q = 1 - 4$  et celui de roches non saturées avec  $q = 5$ . Mais cela ne modifie que le qualificatif "quartzique" de ces roches. Pour faciliter les choses et pour pouvoir comparer toutes les amphibolites entre elles et avec d'autres roches volcaniques de la région (gneiss basiques, intrusions quartzo-dioritiques et dykes quartzo-dioritiques) nous avons placé ces roches ensemble dans le diagramme KCN de FREY (Fig. 3-28) pour des roches saturées ( $q = 1 - 4$ ). Comme on le voit sur cette figure, les analyses 40, 42, 43 montrent une composition de gabbro ou de basalte très calcique, l'analyse 41 est celle d'un gabbro ou d'un basalte, l'analyse 44 montre une composition chimique de plagioclase et l'analyse 45 d'un plagioclase quartzique avec une tendance vers les granites monzonitiques.

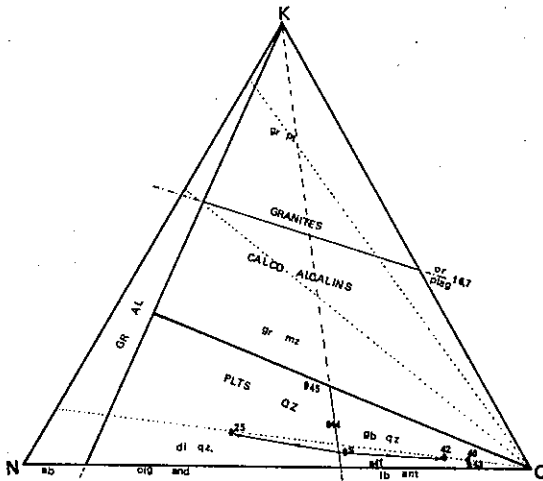


Figure 3 - 28 - Répartition des amphibolites dans le triangle KCN de FREY.

On peut noter trois points importants en ce qui concerne les amphibolites :

- 1 - Leur richesse en titane.
- 2 - Leur haute teneur en  $Fe^{+3}$ , par rapport au fer total.
- 3 - La pauvreté absolue en "K" pour les amphibolites provenant de la masse principale médiane de l'Ensemble des amphibolites, dans sa partie nord (analyses 40 à 43), l'augmentation de "K" dans les amphibolites alternant avec

des gneiss (analyse 44) et la teneur relativement importante de "K" dans les amphibolites se trouvant en lentilles dans les gneiss.

Nous allons ci-dessous discuter ces points ainsi que d'autres caractéristiques importantes.

### 3-4-5 - Discussion

Il y a peu de doute que ces amphibolites soient d'origine volcanique. En effet elles présentent souvent une structure doléritique, voire fluidale bien conservée, des cristaux d'amphiboles manifestement éruptives, des plagioclases à macles complexes et typiques, tous caractères qui avec le mode de gisement, soulignent l'origine magmatique de ces roches.

Il est cependant surprenant de constater qu'en dépit des transformations métamorphiques importantes subies, les minéraux de ces roches, surtout les plagioclases, ont conservé tous leurs caractères primitifs. De plus, on peut s'étonner de rencontrer dans une même série, des faciès aussi différents, allant des plagioclases quartziques à des gabbros extrêmement calciques, et qui doivent cependant appartenir essentiellement au même cycle volcanique.

D'autres questions se posent également. Elles concernent tout d'abord la teneur en K de ces roches : teneurs élevées dans les amphibolites associées à des gneiss, basses dans les autres. La présence de gabbros très calciques dans un vieux socle précambrien essentiellement constitué de roches pélitiques et psammitiques, peut également paraître anormale et demande une explication des processus responsables de ces caractères et de ces associations.

Nous allons aborder ces questions en examinant d'abord les caractères des constituants principaux de ces amphibolites : les amphiboles et les plagioclases ; la roche totale sera envisagée ensuite.

#### 3-4-5-1 : Les amphiboles

J.D.H. WISEMON (1934, in SHIDÓ, 1958) a noté que dans les Grampian Highlands d'Ecosse, il existe certaines différences entre les amphiboles des épidiories de la zone à grenat et celles de la zone à biotite et chlorite. Dans la zone à grenat le pourcentage d' $Al^{IV}$ , le rapport de  $Fe^{+2}/Mg$  et la teneur en Ca O des hornblendes sont plus élevés que dans la zone à biotite et chlorite.



SHIDÔ (1958), MIYASHIRO (1958), SHIDÔ et MIYASHIRO (1959), examinant les amphiboles de roches basiques métamorphiques du plateau d'Abukuma au Japon ont décrit une évolution de la couleur des amphiboles suivant Z. Dans cette région ils décrivent trois zones, A, B, C, de degré de métamorphisme croissant. La zone A est caractérisée par l'actinote et la trémolite, la zone B par une hornblende commune bleu vert et la zone C par une hornblende commune verte, sans nuance bleue (Z = vert, brun verdâtre ou brun).

Nous avons vu que les hornblendes du Massif Châpédony sont généralement vertes, vert brunâtre ou brun verdâtre. Cela les rend comparables à celles qui existent dans les faciès de la zone C de SHIDÔ et MIYASHIRO, et pourrait indiquer un degré de métamorphisme équivalent. Nous avons également décrit les teintes bleues de certaines hornblendes. Cela les rapproche de celles de la zone B des auteurs japonais. Mais il faut établir une distinction, car les couleurs bleutées décrites par SHIDÔ et MIYASHIRO se rencontrent dans des amphiboles en association quelconque avec des hornblendes vertes et qui n'apparaissent que là où actinote et trémolite disparaissent ; alors que dans le Massif Châpédony, la tendance bleue n'a été trouvée que dans des craquelures de hornblendes souvent accompagnées d'actinote-trémolite. Nous pensons que la transformation hornblende bleue - hornblende verte, dans la région du Massif Châpédony, résulte d'un processus inverse de celui invoqué sur le plateau d'Abukuma. Cela veut dire que la formation de hornblende bleue aux dépens de hornblende verte, sous l'effet de la tectonique, s'est effectuée bien après la formation et la stabilisation relative de la hornblende verte (dépendant des conditions P.T. qui ont permis sa formation) et que la tectonique a eu aussi pour résultat une sorte de métamorphisme de faible degré (green schist facies). Nous reparlerons de ces phénomènes en discutant les roches carbonatées et les mylonites, dans le chapitre de la pétrologie.

Dans deux amphiboles que nous avons analysées (analyses 38 et 39), la proportion molaire du glaucophane est nulle et celle de trémolite sodique a une valeur de 0,173 dans l'analyse 38 et de 0 dans l'analyse 39. Bien entendu ces valeurs molaires de trémolite sodique pourraient, dans une certaine mesure, être attribuées à la faible teneur des alcalins dans les roches originelles (les analyses 40 et 43 concernent des roches contenant les hornblendes des analyses 38 et 39, respectivement). Mais comme nous le verrons ci-après en discutant des amphiboles elles-mêmes, cette pauvreté en alcalins est le résultat d'un phénomène métamorphique et les roches originelles ont pu être beaucoup plus riches en soude qu'elles ne le sont actuellement.

SHIDÔ et MIYASHIRO (1959) classent les métamorphismes régionaux en fonction des conditions physiques, selon trois types :

- 1) le type Abukuma central,
- 2) le type dalradien (Grampian Highlands),
- 3) le type à glaucophane.

SHIDÔ (1968) a étudié les relations entre les types de métamorphisme et la composition des amphiboles calciques. Ses résultats sont les suivants :

a) - Les proportions molaires alcalines dans la hornblende commune se répartissent en glaucophane, édénite ou trémolite sodique. L'étude des réactions possibles a montré que leur formation serait induite par des pressions solides élevées. Les teneurs des amphiboles en alcalins tendent à croître dans l'ordre suivant :

métamorphisme d'Abukuma central → métamorphisme dalradien → métamorphisme à glaucophane.

Cet ordre représenterait des pressions solides croissantes.

b) - La teneur molaire en trémolite tend à diminuer dans l'ordre suivant :

métamorphisme Abukuma → métamorphisme dalradien → métamorphisme à glaucophane.

Si l'on compare nos amphiboles avec les 5 analyses du plateau d'Abukuma et les 8 analyses de hornblendes des Grampian Highlands, publiées par SHIDÔ et MIYASHIRO (1959), nous nous rendons compte que nos amphiboles coïncident bien avec celles du plateau d'Abukuma, haut lieu du métamorphisme de basse pression et haute température (fig. 3-29).

Mettant en relation la teinte des hornblendes avec la teneur en titane d'une part, et la teneur en titane avec le degré de métamorphisme d'autre part, B. LEAK (1965) tout en tenant compte de la disponibilité de cet élément dans la roche originelle conclut : "plusieurs séries d'indices montrent déjà qu'un accroissement de la température de cristallisation favorise une plus haute teneur en titane des amphiboles calciques. Cela est en accord avec la présence de hornblende verte dans les amphibolites typiques, alors que la hornblende brune se trouve dans les amphibolites de haut degré et dans les roches du faciès granulite, car on sait qu'avec l'augmentation du titane de la hornblende, sa couleur devient plus brune."

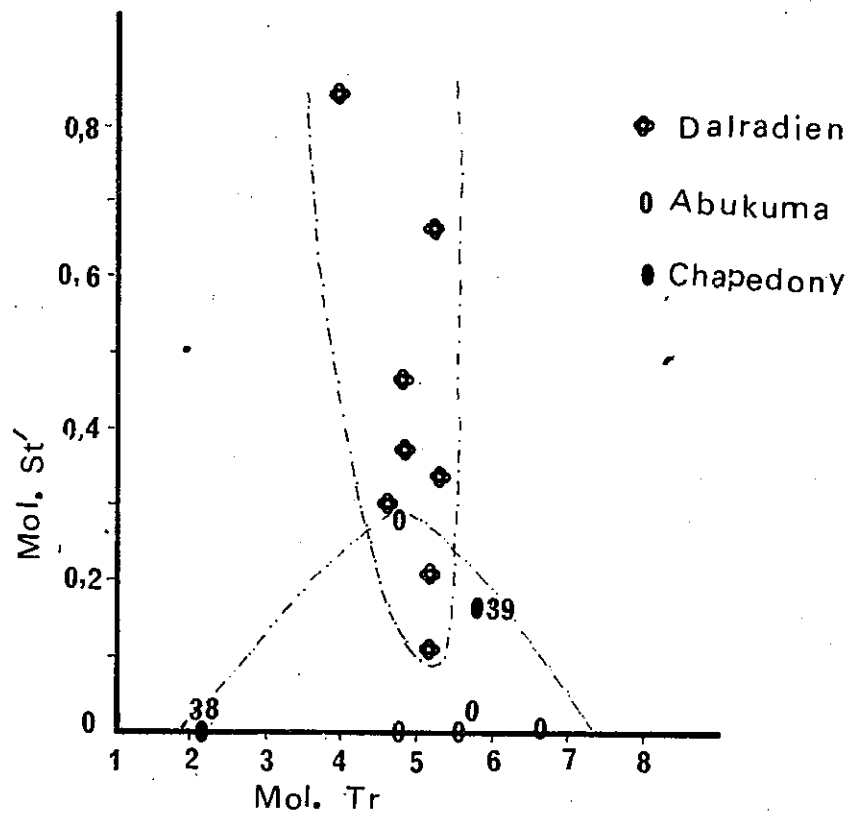


Figure 3-29 - Répartition des proportions molaires en trémolite (Tr) en fonction des proportions en trémolite sodique (st') dans les amphiboles du plateau d'Abukuma, des Grampian Highlands (Dalradien) et du Massif Châpédony.

Encore une fois nous constatons que nos amphiboles ont dû se former dans des conditions de métamorphisme de température très élevée, à cause de leur teinte vert brunâtre et de leur forte teneur en Ti ( $Ti O_2 = 1,10$  pour l'analyse 39 et 5, 19 pour l'analyse 38).

En essayant de faire une distinction entre les hornblendes des roches ignées et celles des roches métamorphiques, LEAK a mis en diagramme la teneur en titane de la molécule unitaire en fonction de celle de silice, pour environ 500 amphiboles subcalciques ou calcifères de roches métamorphiques et 200 de roches ignées. Les deux domaines se recouvrent en partie, mais les amphiboles des roches ignées avec leur plus grande teneur de Ti, présentent un domaine étendu, bien séparé et éloigné de celui des amphiboles des roches métamorphiques (fig. 3-30).

Si nous plaçons nos amphiboles sur ce diagramme, nous nous rendons compte que l'amphibole 39 tombe dans le domaine commun aux amphiboles ignées et métamorphiques, et que l'amphibole 39 s'éloigne beaucoup de la zone métamorphique, tombe à proximité du domaine des roches ignées et nous montre très clairement qu'elle ne peut avoir une origine métamorphique à partir de roches sédimentaires.

LEAK commente le domaine commun aux amphiboles des roches métamorphiques et ignées et, en essayant d'expliquer la teneur relativement forte en Ti des amphiboles métamorphiques, dit qu'il est bien évident que beaucoup de ces amphiboles métamorphiques proviennent de roches ignées métamorphisées, en héritant aussi de leur titane. D'ailleurs, parmi les amphiboles des roches métamorphiques il y en a beaucoup pour lesquelles la relation avec la roche originelle n'a pas été signalée. Pour l'analyse 39 qui se trouve dans ce domaine commun, cela ne veut pas dire qu'elle puisse avoir une origine métamorphique exclusive.

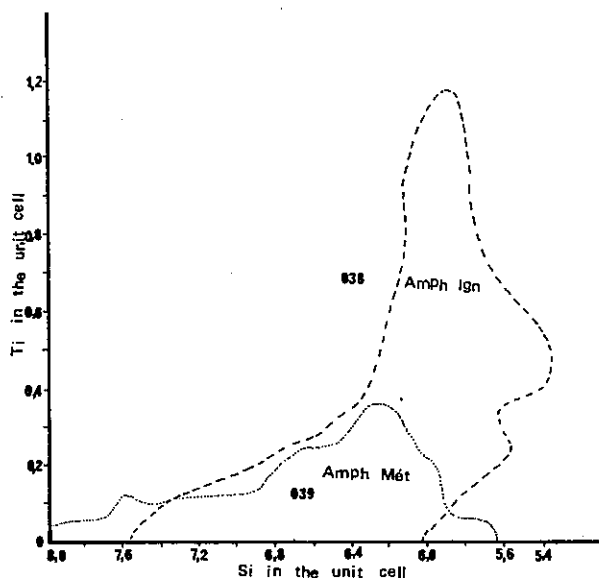
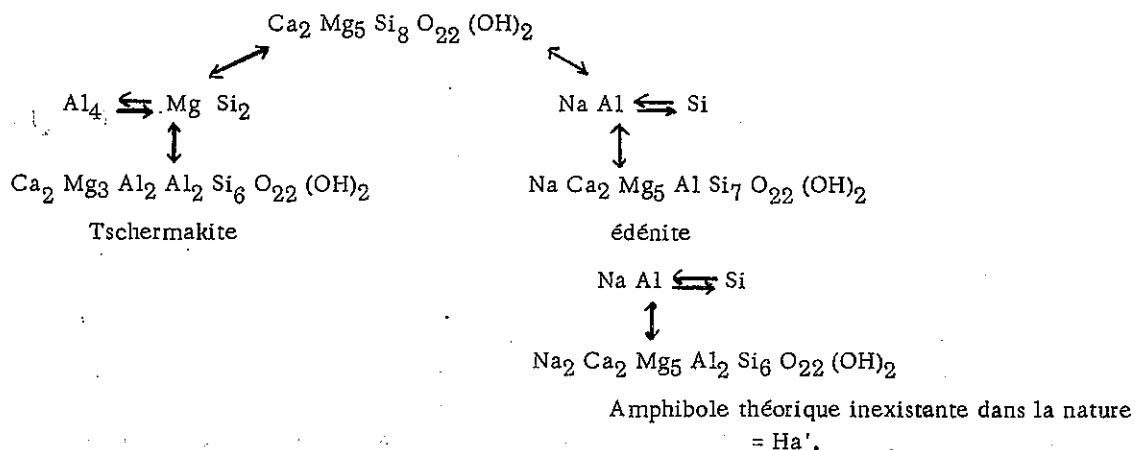


Figure 3-30 - Répartition de Ti et Si dans la molécule unitaire des amphiboles des roches ignées (Amph ign) et métamorphiques (Amph mét) d'après B. LEAK (1965)

HALLIMOND (1943) (in DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1963, vol. 2, pp. 265 et 301), se basant sur deux variables importantes dans les amphiboles :

a) le nombre d'atomes Si,

b) le nombre d'atomes occupant les sites "a" dans la structure de la trémolite, fait dériver de la trémolite les termes extrêmes suivants :



Il a démontré le lien qui existe en gros entre la composition des hornblendes de différentes roches, en calculant 196 analyses de hornblendes, provenant de basaltes, diorites, syénites, amphibolites et calcaires. Il a pu ainsi mettre en évidence les domaines relativement indépendants des hornblendes de chaque catégorie (fig. 3-31).

Les roches d'origine de nos amphiboles, montrent une composition de basalte très calcaire (voir figure 3-28 - roche 40 à paragenèse d'amphibole 38 et roche 43 à paragenèse d'amphibole 39), mais si nous plaçons nos amphiboles sur le diagramme de HALLIMOND, elles tombent dans le domaine des diorites, bien éloigné du domaine des basaltes (voir figure 3-31).

On aboutit ainsi à une incohérence. Chaque espèce minérale d'une même roche appartient à des roches différentes ; les plagioclases sont typiques de roches basaltiques et les hornblendes typiques de roches intermédiaires : des diorites. Ce

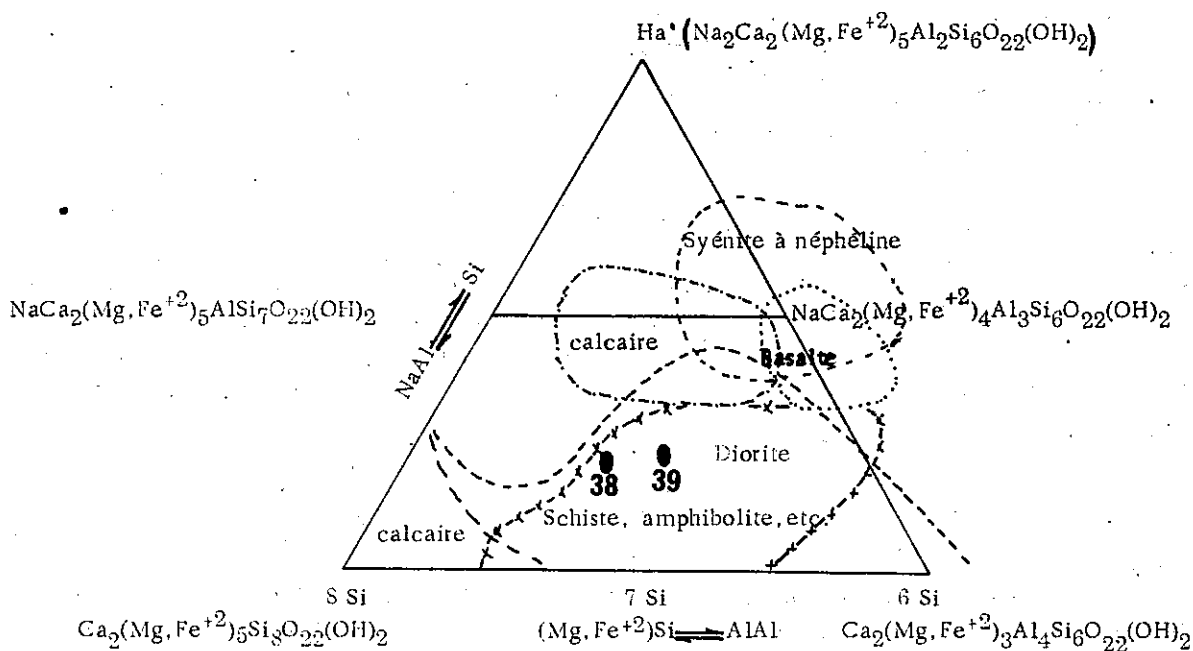


Figure 3-31 - Relation entre la composition et la paragenèse des amphiboles calciques (d'après HALLIMOND, 1934, in DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 2, p. 302).

n'est bien sûr pas possible. Nous verrons les raisons de cette apparente contradiction plus loin, en discutant des amphibolites elles-mêmes.

#### La formation de la cummingtonite

Nous avons souligné la présence assez fréquente dans les amphibolites du Massif Châpédony de cummingtonite associée à la hornblende verte.

Beaucoup d'auteurs ont mentionné cette association dans des roches métamorphiques ou ignées basiques.

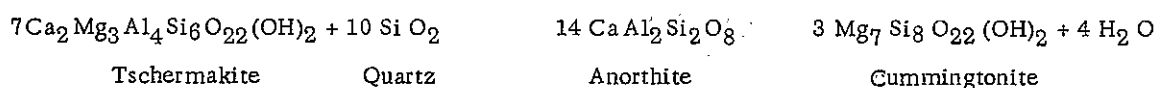
Pour WATTERS (1959, in DEER, HOWIE et ZUSSMAN, vol. 2, p. 244) il s'agirait d'un minéral primaire caractéristique des roches ignées qui par métamorphisme se transformerait partiellement en hornblende. STUWART (1947, in DEER, HOWIE et ZUSSMAN, op. cit.) fait dériver la cummingtonite d'un orthopyroxène attaqué par l'anorthite pour donner la hornblende. ASKLUND (1923, in ASKLUND et al., 1962), après une étude de la croissance associée de ces amphiboles, suppose que la hornblende et la cummingtonite sont miscibles. Mais dans les amphibolites provenant probablement de gabbros à pyroxènes, il suggère que la croissance simultanée de ces minéraux est due à l'existence d'un hiatus de miscibilité qui serait plus important qu'à haute température.

B. ASKLUND et al. (1962) décrivent à Sköttagen (Suède), des roches métamorphiques gabbroïques comportant cummingtonite et hornblende coexistant de la même manière que dans nos faciès. Leurs roches présentent, soit des agrégats sombres de hornblende et cummingtonite dans une matrice composée de labrador, soit parfois de la cummingtonite sans hornblende. Ils pensent que ces agrégats peuvent présenter les reliques métamorphiques d'un pyroxène de type augite. Ils font une distinction entre une croissance associée grossière de hornblende-cummingtonite et une association fine suivant les plans (001) et supposent que la première est primaire et la seconde un produit d'exsolution.

Ils ont traité les associations hornblende-cummingtonite à 12 000 psi H<sub>2</sub>O avec un excès de poudre de fer à des températures variées et ont obtenu les résultats suivants :

Température	Temps	Résultats
700° C	20 heures	aucun changement
740° C	3 jours	aucun changement
800° C	10 jours	homogénéisation
900° C	10 jours	transformation en orthopyroxène.

SHIDÔ (1958) a observé que la cummingtonite devient fréquente, lorsqu'on va vers un métamorphisme de plus haut degré. Elle la considère comme un produit de la variation de composition des hornblendes au cours du métamorphisme. En passant des zones B à C (métamorphisme progressif), elle a observé que la proportion molaire de cummingtonite diminue dans les hornblendes et elle en déduit que "la teneur maximum en cummingtonite dans les amphiboles semble décroître avec l'élévation du degré de métamorphisme". La fraction molaire ainsi expulsée devrait former une phase séparée de cummingtonite. Elle pense aussi que la décomposition de la molécule de tschermakite peut être responsable de la formation de cummingtonite d'après l'équation suivante :



Comme on le voit, cette équation entraîne deux nécessités :

- 1 - la présence de quartz disponible ; comme elle le dit : "la décomposition de la molécule de tschermakite en cummingtonite et plagioclase devrait avoir lieu plus facilement dans les hornblendes associées à de la silice libre".
- 2 - la formation d'anorthite, ou, par conséquent, une basification des plagioclases préexistants.

En nous basant sur ce principe, nous devrions avoir, au moins virtuellement, du quartz libre dans les roches comportant de la cummingtonite. Cela est le cas dans nos amphibolites à cummingtonite (voir tableau 3-15, analyses 40 et 41). Mais on voit dans l'équation ci-dessus que pour former 3 molécules de cummingtonite, on doit aussi former 14 molécules d'anorthite.

Dans l'échantillon 67/AH/15 (analyse 40, roche origine de la cummingtonite + hornblende de l'analyse 38), on a, en volume :

25 % cummingtonite  
25 % hornblende  
50 % plagioclase

Les volumes moléculaires de ces minéraux sont respectivement :

cummingtonite = 269 cc  
anorthite = 109 cc

Cela signifie que, en supposant le plagioclase initial de la roche avec une teneur An 50 avant formation de la cummingtonite (et nous verrons qu'il en était bien ainsi : dans toutes les amphibolites des paragenèses 3-4-1 et 3-4-2 indépendantes de la cummingtonite, le plagioclase a été basifié), pour obtenir les 25 % vol de cummingtonite il faut que les plagioclases passent de An 50 à An 75 (basification).

Mais à quelques dizaines de centimètres de cette roche prise en exemple, il existe des amphibolites dépourvues de cummingtonite et avec des plagioclases très basiques, identiques à ceux des faciès à cummingtonite. C'est ainsi que les échantillons 67/AH/367 (analyse 43) et 67/AH/15 (analyse 40) qui ont sensiblement le même chimisme global, la même proportion volumétrique d'un plagioclase qui est rigoureusement le même (An 75-80) dans les deux cas, (voir tableau 3-15 et figure 3-28) il y a cependant dans l'un 25 % vol de cummingtonite (voir ci-dessus), dans l'autre absence complète de cette amphibole.

Ces faits rendent impossible l'application de l'hypothèse de SHIDÔ dans notre cas. Il se peut qu'elle soit justifiée dans les faciès du plateau d'Abukuma, mais non dans le Massif Châpédony.

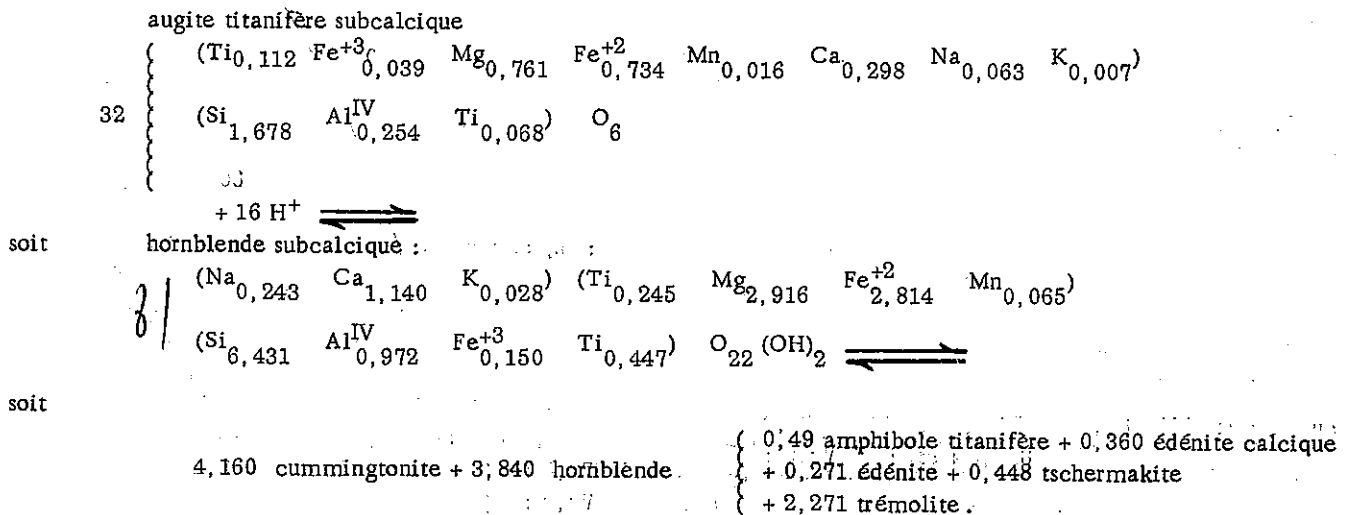
Il semble donc préférable d'envisager d'autres processus, par exemple une sorte d'exsolution de la cummingtonite dans une hornblende antérieurement homogène. Comme la formule structurale le montre, l'amphibole de l'analyse 38 peut être une hornblende subcalciq<sup>\*</sup>ue qui existe fréquemment dans les roches volcaniques intermédiaires et basiques. Cette hornblende étant stable dans les conditions volcaniques, devient instable dans les conditions métamorphiques, et exsude ses molécules de cummingtonite, précisément à cause de l'hiatus de miscibilité entre ces deux minéraux, que supposait ASKLUND (1923) et que confirmait expérimentalement le même auteur (ASKLUND et al., 1962).

Nous pouvons aussi penser que la coexistence hornblende-cummingtonite trouve son origine directement dans un pyroxène. Si nous calculons l'analyse 33 pour un pyroxène sur la base de O = 6 nous obtenons le résultat suivant :

Si	1,678	}		Mg = 42
Al <sup>IV</sup>	0,254	}	2,000	Fe = 41
Ti	0,068	}		Ca = 17
Ti	0,112	}		
Fe <sup>+3</sup>	0,039	}		
Mg	0,761	}		
Fe <sup>+2</sup>	0,734	}	2,030	
Mn	0,016	}		
Ca	0,298	}		
Na	0,063	}		
K	0,007	}		

Ce qui est rigoureusement la formule structurale d'une augite subcalciq<sup>\*</sup>ue titanifère (voir DEER, HOWIE et ZUSSMAN 1963, vol. 2, pp. 122-123), fréquente dans les roches volcaniques intermédiaires et basiques.

Si on tient compte de l'importance de H<sup>+</sup> dans les roches métamorphiques, ion formé soit par dissociation de l'eau, soit par suite de la présence de Na Cl, soit encore par la dissociation du mélange H<sub>2</sub>O - CO<sub>2</sub> (B. POTY, 1967, p. 112) et de ses effets sur les minéraux, nous nous rendons compte, que nous pouvons parfaitement former cette augite à partir de nos hornblendes et de nos cummingtonites, sans chercher de quartz ni former d'anorthite.



\* Les amphiboles calciques comportent 1,50 ou plus de Ca, et les amphiboles subcalciques 1,00-1,49 Ca dans la molécule unitaire sur la base de 24 (O, OH, F, Cl) E. LEAK (1965).

Nous voyons ici que nous n'avons même pas besoin d'une hornblende subcalciqne intermédiaire et nous pourrions très bien former nos hornblendés et nos cummingtonites directement à partir d'augite subcalciqne titanifère.

D'autre part nous avons vu que la coexistence était dans tous les cas identique pour les hornblendes et les cummingtonites. Ce fait rend peu concevable une transformation de l'une à l'autre, ou bien l'exsudation de l'une dans l'autre. Il nous paraît donc en définitive assez logique de penser que la roche initiale était volcanique et à pyroxène. Ces pyroxènes n'étant pas stables dans les conditions métamorphiques auxquelles ces roches ont été soumises se transforment en amphiboles. Mais comme cette amphibole n'est pas stable non plus dans ces conditions (nous avons vu que cette amphibole composée de cummingtonite et de hornblende (analyse 38) est typiquement une hornblende volcanique (voir fig. 2-30) et n'est stable dans aucun cas de métamorphisme) le pyroxène se transforme dès le début en deux phases : cummingtonite-hornblende. Autrement dit il semble préférable de considérer notre association d'amphiboles comme une sorte de "ségrégation" de deux phases, au lieu d'une exsolution ou exsudation de l'une à partir de l'autre.

En résumé, ces amphiboles :

- trouvent leur origine directement dans les roches volcaniques, elles ont des caractères d'amphiboles de métamorphisme élevé, du type basse pression comme celui du plateau d'Abukuma ;
- ne peuvent pas provenir des roches gabbroïques calciques comme le montre actuellement la composition chimique de ces roches. Elles sont typiquement des hornblendes de roches dioritiques ;
- les cummingtonites sont les produits d'une ségrégation de deux phases, cummingtonite et hornblende, d'un pyroxène primaire soumis à un métamorphisme, à cause d'un hiatus de miscibilité entre les deux phases, devenant plus large avec l'abaissement de la température.

### 3-4-5-2 : Les plagioclases et leurs caractères spéciaux.

Puisque, malgré leurs différences concernant la teneur en anorthite, la taille et la finesse, les plagioclases des gneiss basiques et amphiboliques, des intrusions quartzo-dioritiques et des amphibolites montrent les mêmes caractères particuliers, nous envisagerons et discuterons les problèmes qu'ils posent sans les dissocier. Mais tout d'abord résumons ce que nous avons vu sur les plagioclases de ces roches.

1 - Il existe souvent deux types de plagioclases, l'un grand, mais altéré et craquelé, l'autre plus petit, trapu et très frais, spécialement dans les amphibolites.

2 - Ce sont des minéraux à macles complexes, albite, péricline, Carlsbad et même Baveno.

3 - Les cristaux néoformés (petits plagioclases des amphibolites) ne montrent qu'un système de macle (albite) ou moins souvent les macles conjuguées albite-péricline dont les individus sont épais, contrairement aux grands plagioclases à macles complexes et souvent fines.

4 - Il y a toujours une différence dans la teneur en anorthite des plagioclases d'une même roche. Cette différence se rencontre aussi dans un même cristal entre deux individus voisins d'une macle. De petits plagioclases remplacent parfois, totalement ou partiellement, les grands plagioclases qui sont réduits à l'état de fantômes.

5 - Les plagioclases possèdent souvent une zonation inhabituelle qui ne suit pas les règles cristallographiques, mais la forme externe d'un "fragment" ou un noyau préexistant. Ce noyau est toujours altéré, tandis que le plagioclase de "nourrissage" ne l'est pas. Parfois les plans cristallographiques "guident" cette zonation dans une partie du minéral, mais leur rôle n'est pas déterminant (ces caractères apparaissent bien dans les intrusions quartzo-dioritiques).

6 - Dans les gneiss basiques, on rencontre souvent des plagioclases ayant leur plus grande dimension et aussi le plan de macle polysynthétique de l'albite, perpendiculaires à la schistosité principale et parallèles aux plans axiaux des microplis, comme les petites biotites, les cordiérites, etc.

Après ces rappels il est nécessaire tout d'abord d'approfondir ces faits, puis d'ajouter quelques précisions et essayer de les interpréter à l'aide de statistiques et d'expériences effectuées sur ces minéraux.

Les macles rencontrées dans les faciès étudiés ici, montrent une irrégularité remarquable. On a souvent des macles en biseau, apparaissant sur une partie du plagioclase, se continuant sur une certaine distance, puis disparaissant rapidement en coin. Dans d'autres cas un plagioclase maculé polysynthétiquement développe des parties non maculées, juste au milieu de ses macles, par passage progressif.

Ailleurs, un individu relativement épais d'un système polysynthétique de macle albite, se partage en nombreux

morceaux rectangulaires, perpendiculairement au plan de la macle. Ces petits morceaux sont à leur tour partagés en fines lamelles courtes dont les caractères optiques (orientation et relief) et donc la composition, sont différents. Les caractères optiques du matériel interstitiel séparant ces morceaux sont identiques à ceux d'un des groupes de lamelles, qui semble en être la prolongation.

La différence de la teneur en anorthite entre deux individus d'un système de macles polysynthétiques est souvent tellement nette qu'on aperçoit bien ces macles en lumière naturelle (pl. 21, fig. 1 et 2).

Les plagioclases (surtout dans les amphibolites à paragenèse 3-4-1 et 3-4-2) sont souvent maclés polysynthétiquement selon les lois de l'albite et péricline. Dans chaque individu des macles se développe alors une zonation indépendante qui se rapproche progressivement de celle des individus voisins. En regardant ces macles avec plus de précision on se rend souvent compte que ces macles se présentent comme des filonnets sécants, ou encore comme s'il s'agissait d'une petite veine représentant apparemment un individu maclé albite qui tournerait pour se disposer parallèlement à la position des macles péricline (pl. 21, fig. 3 et 4).

Dans les amphibolites à biotite ou dans les gneiss amphiboliques, il est fréquent de voir des plagioclases en grandes plages se partager en nombreux fragments petits ou grands, tout en conservant une forme originelle quadrangulaire. Chaque partie montre une différence optique, légère ou importante, avec la partie voisine et la teneur en anorthite varie d'une partie à l'autre (pl. 22, fig. 1 et 3-32).

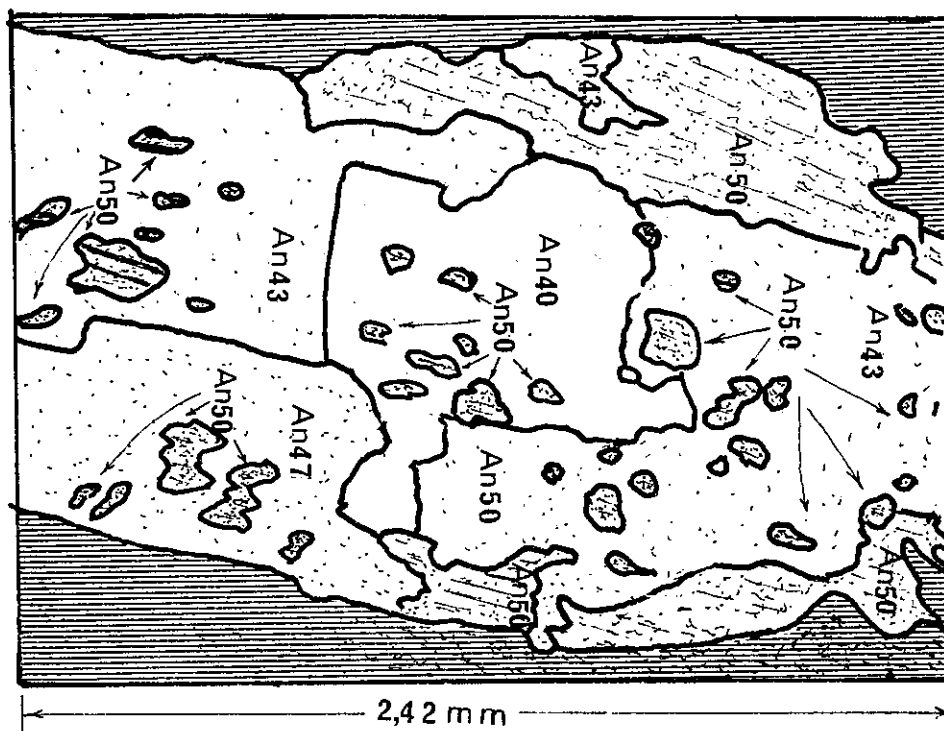


Figure 3-32 - Clef de la figure 1 - planche 22.

Plagioclase ancienne de l'échantillon 67/AH/1306 (amphibolite à biotite), se partageant en plusieurs parties dont chacune a un An % différent. Les parties d'An 40 et An 43 (gris foncé et gris clair, pointillé) sont saines, tandis que les autres parties et spécialement les petits grains d'An 50 sont très altérés. On peut y distinguer les fantômes de macles fines polysynthétiques.



PLANCHE 21

Figures 1 et 2

Macles polysynthétiques de l'albite dans les plagioclases, où chaque individu a une teneur en anorthite différente de celle de l'individu voisin.

Figure 1 : lumière polarisée,

Figure 2 : lumière naturelle.

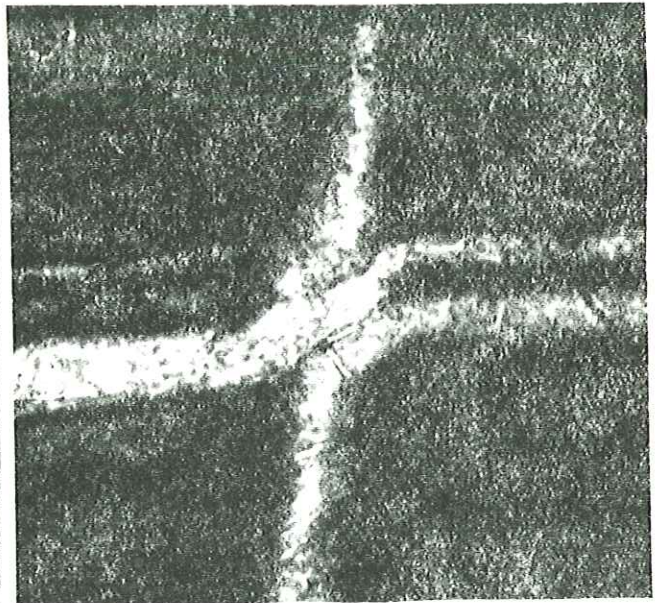
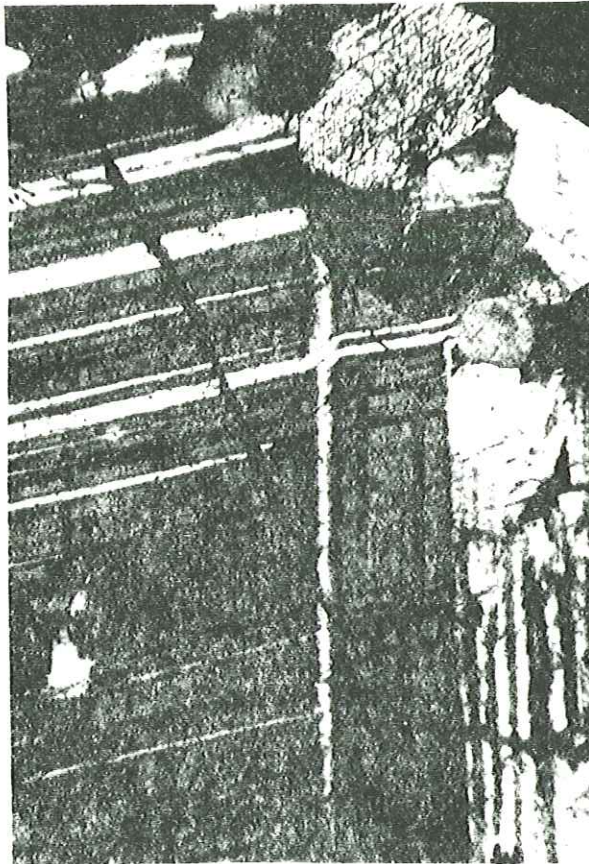
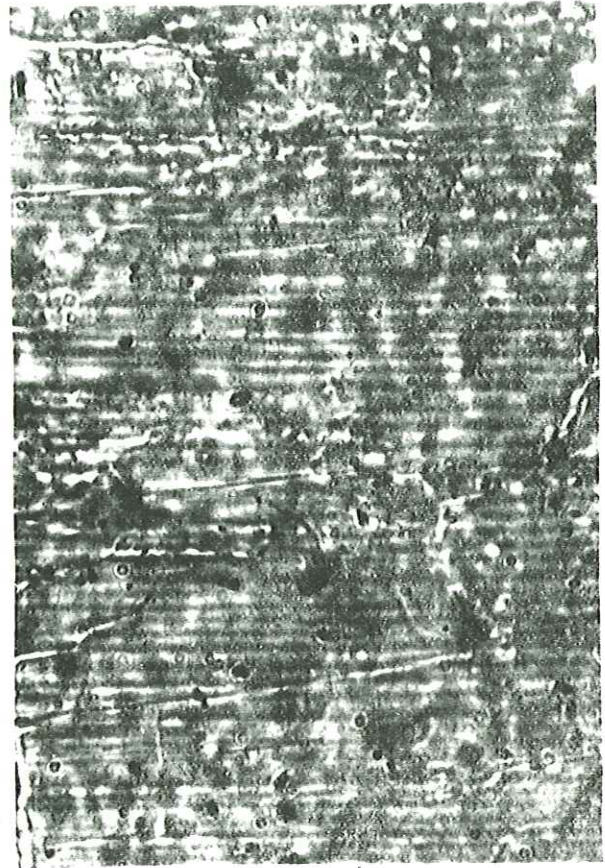
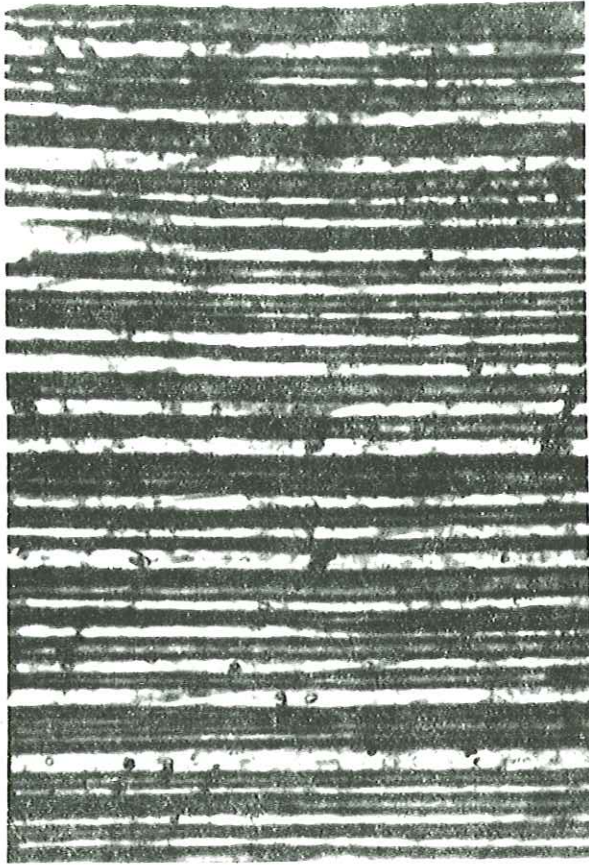
Ech. 67/AH/437. X 960.

Figures 3 et 4

Plagioclase apparemment maclé polysynthétiquement albite et péricline mais les individus, surtout les grands, ont une teneur en anorthite différente de celle des voisins et se coupent exactement comme des veines, ou bien, les individus d'un système s'imbriquent avec ceux d'un autre système, ou encore, un individu de macle albite (horizontal) tourne de 90° et prend la position d'une macle péricline. En fait ces individus ne sont que des veines de plagioclases différentes, qui se disposent parallèlement au plan d'accolement des macles albite ou péricline.

Ech. 67/AH/36.

Figure 3, X. 7147. Figure 4, X. 700.



1

2

3

4

P 21

Dans les pegmatites à grenat, où se rencontrent encore des reliques de hornblende en petites lentilles sinueuses, ou encore dans les faciès d'origine para intercalés dans les amphibolites et les pegmatites, on trouve des caractères extrêmement intéressants.

Il y existe deux sortes de plagioclases. Un exemple typique peut être pris dans la roche 67/AH/362, pegmatite de l'Ensemble des amphibolites (à paragenèse quartz - plagioclase et un peu d'apatite) comportant de petites lentilles agrégées de hornblende. On a là de grands cristaux qui atteignent 3 mm et des petits ayant une taille de 0,1 à 0,2 mm. Les gros ont des macles polysynthétiques de l'albite, fines et dispersées, qui n'apparaissent pas d'ailleurs dans tous les plagioclases. Les petits sont toujours sains, avec des macles épaisses en biseau et non discontinues. La teneur en An est de 45 % dans les gros feldspaths et de 25 à 35 % dans les petits. On voit aussi que :

1 - Les gros plagioclases montrent souvent une surface floue (pl. 22, fig. 2) partagée en différentes parties, dont les propriétés ne sont pas très différentes. Dans certains ce phénomène aboutit à l'apparition de petits grains (0,02 mm) ayant un indice de réfraction nettement inférieur à celui du plagioclase d'origine.

2 - Ce phénomène ou différenciation va plus loin ; le plagioclase se partage en deux grandes parties, dont les propriétés optiques sont nettement différentes ; une partie est relativement altérée et l'autre saine, néoformée. Les deux s'imbriquent et les indentations montrent les caractères des macles polysynthétiques de l'albite. Dans la partie ancienne, on voit encore des lamelles irrégulières en biseau, dont les caractères optiques sont identiques à ceux de la partie néoformée.

3 - Dans les grands plagioclases se développe un réseau de craquelures qui sont remplies par des plagioclases ayant des caractères optiques tout à fait différents et une teneur d'anorthite de 28 à 32 % (pl. 22, fig. 3).

4 - Ces craquelures se rejoignent formant une veine, qui traverse tout le plagioclase (pl. 22, fig. 4).

5 - Les veines sont parfois zonées, avec une partie centrale faite d'albite (An 5 à 10) (Pl. 22, fig. 4). Parallèlement une basification du plagioclase lui-même apparaît, car alors sa teneur en An atteint 55 %.

La différence entre les teneurs en anorthite dans les plagioclases d'une même lame mince de roche est telle, qu'on trouve difficilement deux grains voisins identiques. Nous inspirant de la méthode de HUNAVASHI et al. (1918), nous avons choisi trois échantillons et avons mesuré dans chacun la teneur en anorthite d'une centaine de plagioclases. Un échantillon est une pegmatite pure de l'Ensemble des amphibolites (à paragenèse : quartz-plagioclase - quelques grains de grenat (67/AH/14), l'autre est une roche intermédiaire entre les pegmatites et les amphibolites (à paragenèse : quartz-plagioclase - un peu de hornblende (67/AH/362), et la dernière est une amphibolite sans cummingtonite (à paragenèse : plagioclase - hornblende (67/AH/361) ; amphibolite à grain moyen, avec quelques rares phénocristaux altérés ; sa structure est nématoblastique).

Pour chaque roche nous avons obtenu une assez grande variation, mais il y avait toujours une teneur de fréquence maximum (presque 30 %) et une autre donnant un maximum secondaire. Les résultats sont illustrés par la figure 3-33, a, b, c.

Dans la pegmatite 67/AH/14, les teneurs en An des plagioclases varient de 18 à 42 %. La fréquence maximale est pour la teneur An 28 à 32. Mais nous avons aussi un autre petit maximum de la courbe pour An 40 environ (fig. 3-33).

Dans la roche intermédiaire (67/AH/362), la variation est beaucoup plus étendue, allant de An 5 à An 60. La fréquence maximum est pour An 40-45 avec deux autres petits maximums : celui de la courbe précédente (An 40) et un autre pour An 54-58.

Dans l'amphibolite (67/AH/361) les teneurs en An varient moins que dans la roche précédente, allant de 40 à 68 %, avec un maximum pour 54-58 et un autre, plus petit, pour 42-46 %.

Nous voyons donc que la fréquence maximum de chaque courbe correspond au maximum secondaire d'une autre courbe. Le maximum de la courbe (b) se reflète sur les deux courbes (a) et (c) dont les points hauts réapparaissent sur la courbe (b). D'ores et déjà nous pouvons dire avec certitude qu'il y a une relation directe, et qui doit être génétique, entre les amphibolites et les pegmatites. Comment ? nous en verrons le commentaire ci-après.

Nous allons maintenant comparer nos observations avec des travaux antérieurs sur ces sujets et essayer de les interpréter.

PLANCHE 22

Figure 1

Plagioclase ancien des amphibolites à biotite, partagé en nombreuses parties dont chacune a une teneur en anorthite différente. Voir figure 3-32.

Roche d'origine : 67/AH/130b X 50.

Figures: 2 à 4

Plagioclases de la roche 67/AH/362 (pegmatite des amphibolites, comportant de petites lentilles d'agrégats de hornblende).

Figure 2

Plagioclase d'An 45, devenant nébuleux, mais les nuages ne sont pas tellement différents du point de vue de la teneur en An - X 50.

Figure 3

Plagioclase ancien d'An 45, craquelé où les craquelures sont remplies par un plagioclase d'An 30 X 50.

Figure 4

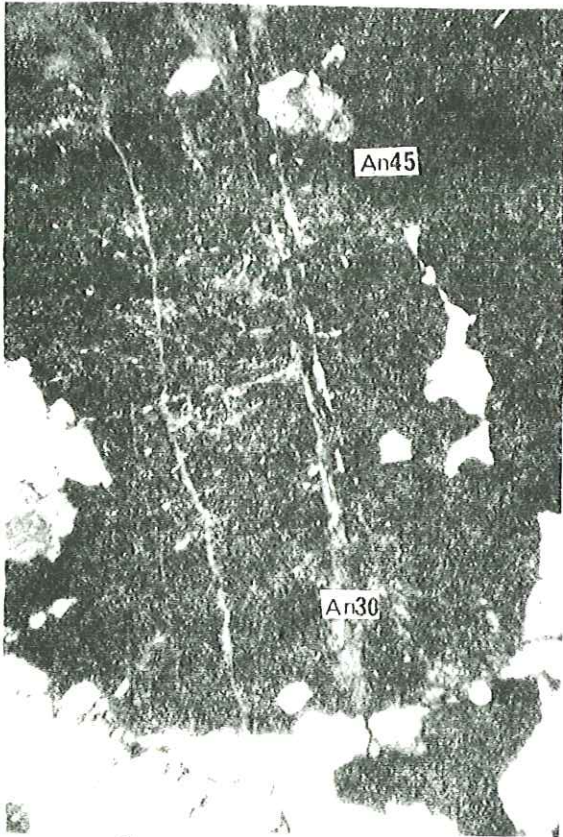
Les craquelures se poursuivent souvent sur toute la surface d'une lame mince. Sur cette photo nous voyons la continuation d'une de ces craquelures dans un autre plagioclase. Mais ici cette veine est zonée avec un cœur fait d'albite, avec une teneur d'An 55. Nous avons donc une zonation d'An 55 - An 28 et An 10. Le contact entre ces trois zones est net et franc.



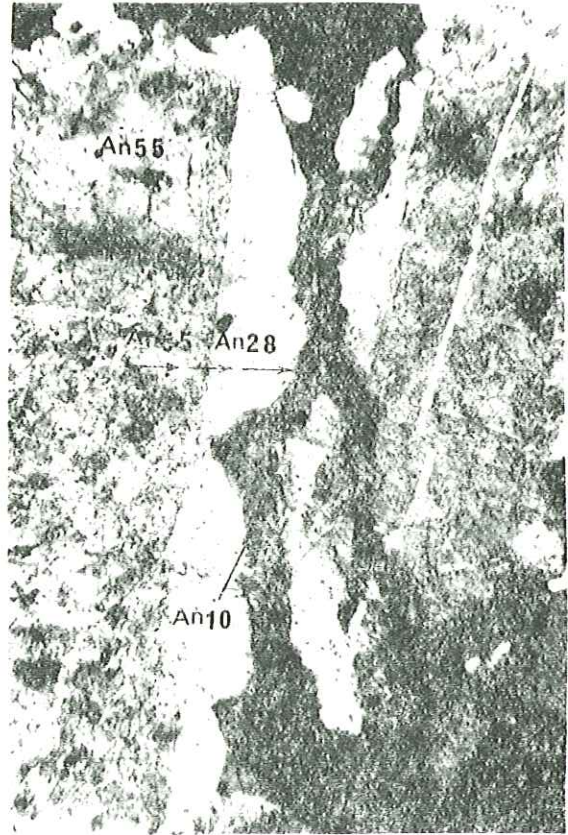
1



2



3



4

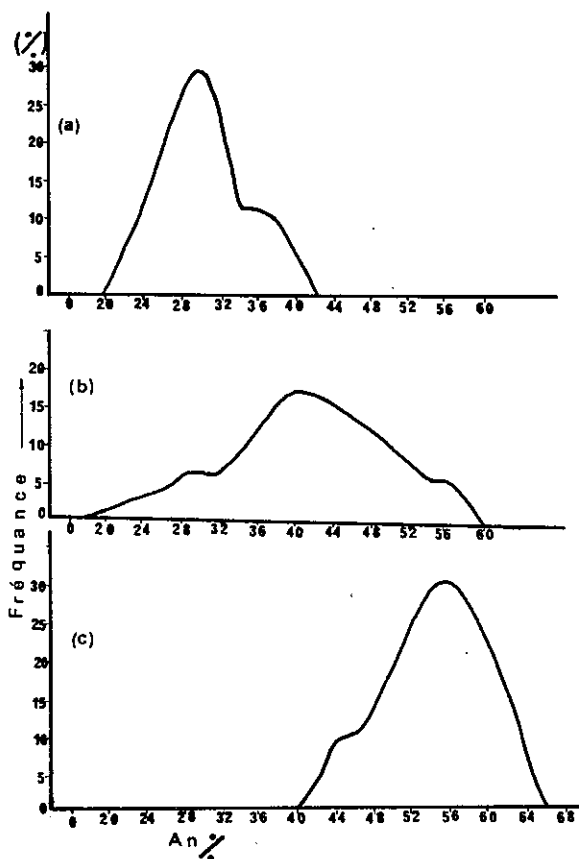


Figure 3-33 - Courbes de fréquence du pourcentage en anorthite des plagioclases d'amphibolites et de roches liées.

(a) - pegmatite de l'Ensemble des amphibolites (67/AH/14)

(b) - roche intermédiaire entre les pegmatites et les amphibolites (67/AH/362)

(c) - amphibolite (67/AH/361).

La complexité et la fréquence des macles dans les phénocristaux d'amphiboles des gneiss basiques et amphiboliques, nous semblent inhabituelles. Bien entendu le degré du métamorphisme peut jouer et, comme l'a décrit PHILLIPS (1930, in SMITH J.V., 1962), il joue surtout sur la fréquence des macles. Les résultats de cet auteur s'appliquent bien aux plagioclases de toutes nos roches (car ils sont tous maclés et indiquent un degré assez élevé de métamorphisme). Mais est-il normal de rencontrer des macles aussi complexes, polysynthétiques de l'albite et de la péricline à côté de celles de Baveno, de Carlsbad, etc., dans nos roches métamorphiques ?

GORAI (1950, in EMMONS and MANN, 1953) a décrit les macles comme indices de l'origine des roches. Il a classé les macles en deux groupes principaux A et C :

A) = Albite - péricline - acline.

C) = macles parallèles et complexes. Les macles C seraient très rares dans les roches métamorphiques, plus abondantes dans les roches ignées où leur fréquence croît avec la basicité de la roche et avec la teneur en anorthite du plagioclase.

Nous avons reproduit ses diagrammes dans la figure 3-34.

Nous voyons que nos phénocristaux montrent les macles typiques des roches volcaniques et plutoniques et non pas celles des roches métamorphiques. Il se pose ainsi une question : comment se fait-il que nos plagioclases aient conservé leurs caractères originels ? Nous verrons la réponse ci-après en discutant de la dissociation des plagioclases.

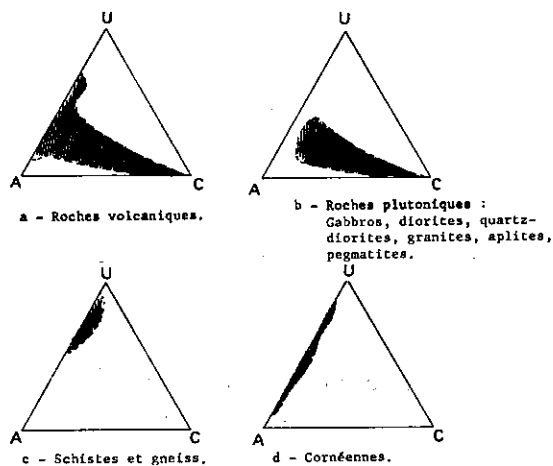


Figure 3-34 - Fréquence des différentes macles des différentes roches plutoniques et métamorphiques (d'après GORAI, 1950, in EMMONS and MANN, 1953).

U = non maclé      A = albite - péricline - acline  
C = macles parallèles et complexes.

R.C. EMMONS et V. MANN (1953), en tentant d'établir une relation entre la zonation des plagioclases et leurs macles, ont montré que deux individus d'un système de macles polysynthétiques sont rarement identiques du point de vue chimique. Ils ont aussi observé que cette règle est moins accusée dans les macles de type albite que dans les macles de type péricline, sans pouvoir en expliquer la raison. Ils ont même trouvé souvent une différence de 20 % dans la teneur en anorthite de deux individus de macles péricline - Carlsbad, mais la différence ne dépasse pas 7 % pour les macles albite. Ils écrivent : "quoiqu'elles ne soient qu'un facteur déterminant dans les macles, les zones des feldspaths semblent être parfois un facteur dominant. Les zones peuvent mener aux macles, jusqu'à suggérer qu'elles ont guidé les individus de maclé le long de la limite de zone. Dans des cristaux allongés cette relation n'est pas claire... Mais dans les cristaux plus équidimensionnels, les macles parallèles à 001 ont tendance à être aux extrémités des cristaux et celles parallèles à 010 à apparaître sur les bords des cristaux, ce qui donne un aspect de boîte". Ils relient cette forme à l'origine du plagioclase et observent : "que les plus grands cristaux formés à partir d'un matériel igné indubitable, montrent une nette tendance à un aspect équidimensionnel et ainsi ont des faces 001 plus fréquentes". Ces observations vont dans le même sens que notre opinion sur nos phénocristaux de plagioclases, souvent de forme carrée, équidimensionnels, et possédant les macles albite et péricline.

Nous pouvons alors penser que les plagioclases ont probablement eu cette forme dans leur origine volcanique. Lorsque ils ont été soumis au métamorphisme, un réarrangement de la zonation a eu lieu, sous forme de macles suivant les plans 010 et 001.

De fait, EMMONS et MANN ajoutent : "à certains égards les macles représentent un réarrangement de composition un peu analogue à la formation des perthites. Une différence de composition entre des lamelles contiguës est un réarrangement de cette sorte. La mobilité de matière, qui a pour résultat les macles, est parfois spécialement évidente, lorsque le cristal est coupé par des filonnets de composition et d'orientation optique microscopiquement identiques à celles des individus maclés. Ce degré d'identité suggère aussi une coïncidence raisonnable dans l'époque de formation et établit donc une relation probable entre les veines et les macles, peut-être même une relation de cause à effet". Ce point est exactement ce que nous avons décrit (pl. 21, fig. 3 et 4) : des veines qui prennent la position des macles d'albite et péricline. Comme EMMONS et MANN, nous aimerions voir la cause des macles dans une hétérogénéité chimique, ainsi que dans la mobilité de ces "veines-pseudo-maclées" et attribuer leur formation à un phénomène exactement semblable à celui que nous avons vu pour les perthites (voir 3-1-1).

Nous aurions donc ici également une déstabilisation d'un matériel préexistant lors de l'intervention d'autres conditions de pression et de température (métamorphisme). Les éléments dissociés ne peuvent plus alors se mélanger comme ils l'étaient dans les conditions volcaniques initiales. De même, nous pensons, en accord dans une certaine mesure avec EMMONS et MANN. quant à la contemporanéité des veines et des macles, que ce sont les plans de moindre énergie (010 et 001 et d'autres plans de cette sorte) qui ont accueilli les phases migrantes séparées et cherchant à se fixer.

Nous avons vu que la différence des teneurs en anorthite ne se rencontre pas uniquement dans les individus des macles mais aussi en portions irrégulières, petites ou grandes, dans un même plagioclase (voir figure 3-32). Nous en concluons que la séparation des deux phases ne se fait pas obligatoirement le long des plans de macles. HUNAHASHI et al. (1968) décrivent le même phénomène au cours de la granulation et la porphyroblastèse des plagioclases durant la transformation de gabbros à olivine dans le complexe plutonique de Hokkaido (Japon).

Là, HUNAHASHI observe des plagioclases An 65, qui se sont morcelés en nombreux petits plagioclases carrés. Ces petits plagioclases sont presque tous "basifiés" et les grains d'An 90 à 95 sont abondants, leur teneur en anorthite variant d'An 70 à An 95. Ensuite vient la recristallisation porphyroblastique des plagioclases. Ces plagioclases néoformés sont plus acides (An 60), mais il reste toujours quelques petits plagioclases basifiés.

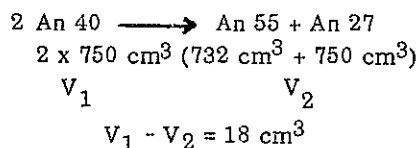
Nous pensons qu'un processus analogue a eu lieu pour nos petits plagioclases carrés ou subarrondis des amphibolites : ils ont toujours une composition différente de l'un à l'autre. Ces plagioclases seraient les produits des événements métamorphiques ayant affecté les grands phénocristaux de plagioclases. Une basification de tous les plagioclases, comme nous en discutons ci-après, s'est également produite. Mais nous avons vu que nos phénocristaux sont aussi basiques que les petits plagioclases.

D'autre part, nous venons de dire que ces phénocristaux sont des plagioclases originels de roches volcaniques et ne proviennent pas d'une métablastèse ou d'une porphyroblastèse. Comment se fait-il alors que ces phénocristaux soient aussi basiques ? Quels sont les minéraux devenus sodiques et enfin quelle composition pouvaient avoir les plagioclases initiaux ? Avant de nous occuper de ces questions, étudions les causes et le mécanisme de ségrégation des deux phases, sodique et calcique dans les plagioclases.

HUNAHASHI et al. (1968) après avoir mesuré 40 000 plagioclases et avoir étudié de façon précise la fréquence des plagioclases des roches dans les catégories plutoniques et métamorphiques, ont observé que "les plagioclases de composition : An 22, An 27, An 33, An 43, An 50, An 55, An 62, An 67 et An 78, cristallisent plus facilement que d'autres dans les roches naturelles".

Ils écrivent aussi : "il semble probable que des facteurs cristallographiques déterminent la fréquence d'une teneur en anorthite déterminée". Et encore "... la structure cristallographique joue un rôle important pour déterminer la composition des plagioclases dans les circonstances naturelles de la formation des roches". "Dans le détail les structures des plagioclases sont complexes et varient suivant la composition chimique, les conditions de cristallisation et l'histoire thermique" (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1962, vol. 4, p. 95).

Le problème paraît donc plus clair : les plagioclases formés dans des conditions volcaniques ont une structure de haute température, et ne sont plus stables dans les conditions métamorphiques. Si leur structure se détruit, la composition varie obligatoirement. Un plagioclase An 40-45 stable dans une roche volcanique perd sa stabilité structurale dans des conditions métamorphiques où un autre plagioclase An 40-45 ne peut pas se former. C'est alors que se produit un réarrangement de structure et de composition. Le feldspath An 40 en donne deux autres, de compositions d'ailleurs contrôlées par l'intervalle de HUNAHASHI et al. :



On voit que dans ce changement il y a une très légère diminution du volume total, ce qui va de pair avec nos arguments sur les amphiboles, ce volume étant rétabli dans les conditions de basse pression.

On comprend pourquoi nos plagioclases craquelés (pl. 22, fig. 2, 3, 4) développent brusquement deux plagioclases si nettement différents. Et pourquoi les plagioclases, le plus souvent An 40-45, se basifient et deviennent An 52-56 quand apparaissent les craquelures remplies An 28-32. On peut penser qu'à mesure que le métamorphisme se fait sentir la ségrégation devient de plus en plus prononcée, aboutissant à des plagioclases plus basiques d'une part et plus sodiques d'autre part, jusqu'aux plagioclases An 80-85 des amphibolites et aux cristaux albitiques des filonnets formant le cœur des veines où le feldspath a une teneur An 28.

Comme nous l'avons dit, on ne trouve pas toujours les différents stades de cette ségrégation, mais seulement ses produits : les plagioclases basifiés dans les amphibolites et les pegmatites bizarres qui les accompagnent, composées de quartz et de plagioclase An 28-32. La relation directe entre l'apparition de ces pegmatites et la basification des plagioclases





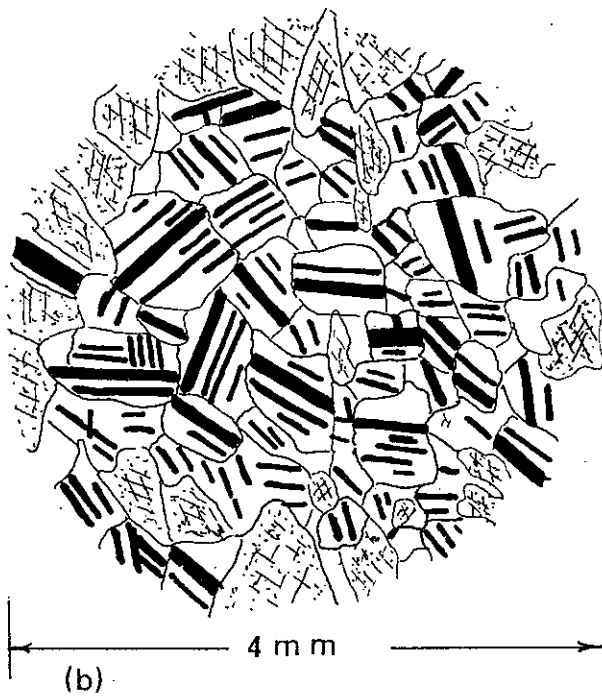
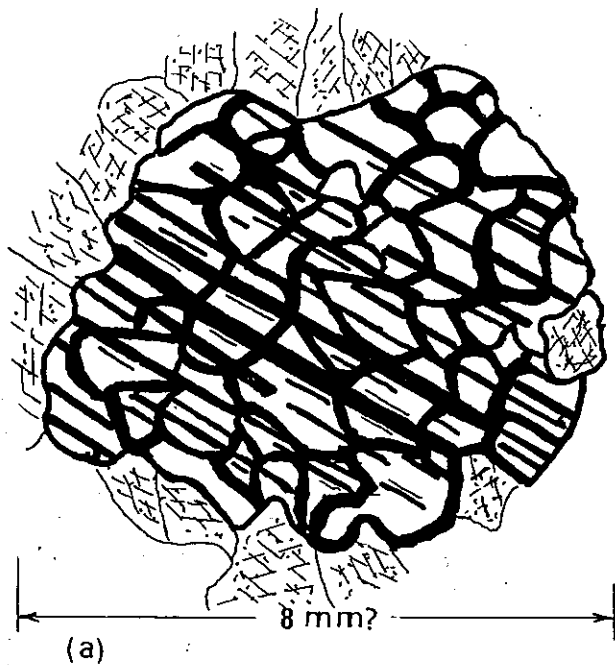


Figure 3-35 - Formation de petits plagioclases dans les amphibolites à partir d'un grand plagioclase initial.

- a) : phénocrystal de plagioclase soumis aux conditions du métamorphisme du Massif Châpédony. Son contenu albitique a été mis en solution et séparé. L'anorthite qui reste, forme un cristal spongieux pseudomorphe du plagioclase d'origine, avec beaucoup de canaux anastomosés vides, traces du cheminement des solutions albitiques.
- b) : même plagioclase affecté par des événements de déformation. Les intervalles vides sont réduits et chaque fragment du plagioclase originel est devenu un cristal indépendant après un léger déplacement.

(a) : théorique ; (b) : observé.

volcaniques, avec un grain fin et des plagioclases plus petits qui se sont craquelés. Ainsi beaucoup moins vulnérables que les grands plagioclases des roches porphyroblastiques, on les retrouve morphologiquement et chimiquement presque intacts, alors que les gros phénocristaux devenaient de plus en plus basiques.

Une zonation inhabituelle des plagioclases devient maintenant claire. Un plagioclase qui subi la déformation se craquelle, ce qui facilite sa dissolution ; la partie sodique se sépare et quitte le plagioclase. Un peu d'anorthite participe

toujours à la solution et diminue sa solubilité, mais elle tend à se précipiter dès que possible et forme ainsi une première auréole externe autour du plagioclase. La fraction subsistante qui comporte moins d'anorthite, précipite ensuite, forme une deuxième zone succédant à la première et ainsi de suite, jusqu'à la dernière zone, qui est une phase presque purement albitique.

La différence de composition chimique est aussi décrite par HUNAHASHI et al. (1968) : "dans une même section on trouve dans les plagioclases différents domaines dont les teneurs en anorthite diffèrent". Ils donnent aussi la meilleure interprétation : "on peut essayer de conclure en disant qu'un équilibre chimique complet n'était pas en général atteint, même dans une unité lithologique principale apparemment homogène ; les différents domaines des plagioclases formés sous des conditions thermodynamiques différentes, se sont séparés les uns des autres dans le temps et l'espace. La structure en domaines peut s'appeler mosaïque d'équilibre. Chaque roche est en fait un mélange de différents domaines produits par une suite d'événements au cours de l'évolution de la roche".

HANAHASHI et al. ont également étudié les dimensions maximales des plagioclases et des plans de macles de l'albite, perpendiculaires à la schistosité principale. Ils ont considéré ces faits comme indiquant une migration de matière dans les gneiss riches en biotite, à grain moyen (tout à fait semblables à nos gneiss basiques 3-1-2), alternant avec une couche de migmatite à grain grossier. Les plagioclases du gneiss à biotite sont en amande, les plans de macle albite ont une orientation préférentielle à peu près transversale par rapport à la foliation (exactement comme les nôtres, voir figure 3-10 et pl. 12, fig. 2 et 3). Par ailleurs les plagioclases de la couche migmatitique ont un grain grossier et porphyroblastique. L'orientation des plans de macle albite des plagioclases porphyroblastiques est la même que dans les gneiss. Ils en ont déduit que les plagioclases porphyroblastiques de la couche migmatitique se sont développés à partir des cristaux en aiguilles du gneiss riche en biotite, durant une porphyroblastèse contemporaine de mouvements différentiels de la roche le long des plans de foliation.

En fait, les plagioclases des couches migmatitiques de nos gneiss basiques sont des plagioclases porphyroblastiques grossiers. Nous n'avons pas effectué d'étude statistique pour savoir s'ils sont orientés ou non. Mais il est peu vraisemblable qu'ils le soient, car, comme nous l'avons vu en décrivant leurs propriétés générales (voir 3-3-3), les cristaux de cette roche ont des orientations quelconques, qui ne suggèrent aucun arrangement. Cependant, comme nous le verrons dans le chapitre pétrologique, les migmatites dérivent de ces gneiss, dans un état non pas solide, mais liquide.

Un peu en accord avec HUNAHASHI et al., nous voudrions interpréter ces caractères par l'arrangement préférentiel des cristaux, en relation avec les pressions orientées et mettre en corrélation la forme de ces plagioclases avec celle des petites biotites courtes et des cordiérites dont la dimension maximum est perpendiculaire à la schistosité principale, produite par des événements tectoniques probablement différents de ceux qui sont responsables de la schistosité principale. On connaît bien la disposition des faces préférentielles d'aplatissement et d'allongement dans une direction perpendiculaire à celle de la pression orientée (par exemple les biotites, les amphiboles, etc.).

WINCHELL (1951) décrit les feldspaths comme "de forme souvent prismatique courte, un peu aplatie parallèlement à 010 (plan d'accolement des macles albite) et aussi fréquemment allongée parallèlement à "a". EMMONS et MANN, mettant en relation le type de macle avec la forme du cristal, écrivent : "les roches granitiques dans lesquelles le feldspath est de forme allongée (pinacoïde), ont des feldspaths maclés typiquement suivant le plan d'accolement 010 et dans celles qui ont des feldspaths équidimensionnels (prismatiques) ces derniers sont typiquement maclés, à la fois suivant les plans d'accolement 010 et 001". Ils poursuivent : "... les macles polysynthétiques sont, dans les feldspaths tout comme dans les métaux, le résultat d'un état de contrainte, un caractère mécanique qui dépend en partie des facteurs de milieu".

Il est ainsi tout à fait naturel de trouver les faces préférentielles 010 d'aplatissement et d'allongement, disposées perpendiculairement à la pression orientée et de voir le cristal développer ses macles polysynthétiques de l'albite (dont les plans d'accolement sont précisément les mêmes faces d'aplatissement et allongement), les caractères de l'état produit par cette contrainte étant probablement différents de ceux causés par la schistosité principale, tout à fait comme pour les petites biotites courtes et les cordiérites.

Cela explique aussi la relative rareté de ces plagioclases perpendiculaires ou légèrement obliques sur la schistosité principale. Ce fait est de nouveau comparable à celui qu'on a noté pour les biotites courtes comparées aux longues.

En résumé :

1 - Les plagioclases des amphibolites, des gneiss basiques et amphiboliques sont des plagioclases volcaniques.

2 - La zonation inhabituelle, les différences chimiques entre les plagioclases des différentes parties d'une même roche, entre deux individus maclés, appartenant à un ou plusieurs systèmes, ou encore, le long d'un individu de

macles dans un même plagioclase, sont dus à une ségrégation de deux phases sodique et calcique, à une exsolution de la phase sodique laissant derrière elle une phase calcique. L'origine en est dans la déstabilisation et la recristallisation des plagioclases volcaniques préexistants soumis aux conditions particulières du métamorphisme du Massif Châpédony, c'est-à-dire une haute température, une basse pression et un excès de  $H_2O$ .

3 - La mise en solution et l'exsolution de la phase albitique se font exactement de la même manière et suivant le même processus que les perthites en veines irrégulières des feldspaths alcalins, c'est-à-dire sous l'effet de "l'hydrothermal leaching" (ADAMS, 1968) de roches granitiques naturelles à haute température.

4 - La grande variation de composition des plagioclases dans une même roche indique des conditions thermodynamiques différentes dans différents domaines millimétriques d'une même roche : un "équilibre en mosaïque". "Toute roche est en fait un mélange de domaines différents, produits par une suite d'événements au cours de l'évolution de la roche" (HUNAHASHI et al., 1968).

5 - Les plagioclases qui ont leur face d'aplatissement et d'allongement (010) et leur face d'accrolement des macles polysynthétiques albite, perpendiculaires à la schistosité principale, montrent l'effet de contraintes autres que celles qui donnent la schistosité principale. On a la même différence qu'entre les biotites courtes perpendiculaires et les longues parallèles à cette foliation.

### 3-4-5-3 : Les amphibolites

Il s'agit ici de considérer les minéraux dont on vient de voir la complexité d'évolution, dans leur assemblage pétrographique.

Nous étudierons tout d'abord les possibilités de gisement de roches aussi basiques dans des terrains qui semblent ne pas devoir en contenir. Regardons si des plagioclases extrêmement basiques ne pouvaient se rencontrer dès l'origine. Nous avons parlé de la différenciation dans les plagioclases, de leur basification et nous avons vu brièvement les pegmatites qui les accompagnent. Nous avons suggéré la relation génétique étroite devant exister entre ces deux types de roches, car il est tout naturel qu'une basification d'une catégorie entraîne l'apparition de matériaux plus sodiques d'autre part.

Etudions la valeur de cette suggestion.

Les sédiments du bouclier précambrien d'Iran, comme la presque totalité des socles du globe, sont caractérisés par une grande épaisseur de sédiments détritiques siliceux : grès, greywackes, arkoses, conglomérats, schistes, etc. Ils sont caractérisés aussi par de nombreuses intrusions granitiques ou granodioritiques (dont le granite de Doran : voir le chapitre de géologie régionale ; Précambrien) et une association de spilites et de kératophyres. Cela correspond dans une grande mesure au socle antéhercynien décrit par ZWART (1967). Etant donné l'effet du socle sialique sur le magmatisme initial mis en évidence par G. ROCCI et T. JUTEAU (1968), la présence des roches basiques et ultrabasiques dans ce socle paraît incohérente.

ROCCI et JUTEAU expliquent : "dans l'orogène hercynien, l'importance et l'omni-présence du socle antéhercynien influent directement sur la sédimentation, conditionnent le gradient géothermique élevé et par conséquent le type de métamorphisme et l'intensité de la mobilisation, etc. En ce qui concerne le volcanisme initial, il joue un rôle passif d'écran vis-à-vis des roches profondes en provenance du manteau supérieur, ne laissant passer que les laves riches en gaz à grande force ascensionnelle ; les roches grenues basiques et ultrabasiques, pauvres en éléments volatiles et très denses, restent en chemin, incapables par leur inertie de franchir cette barrière de Sial ; c'est ainsi que nous expliquons l'absence caractérisée des gabbros et roches ultrabasiques, dans l'orogène hercynien".

Cependant, la plus grande part de nos amphibolites, au Nord de la région, sont les équivalents métamorphiques de gabbros, au moins par leurs plagioclases. Nous avons porté nos amphibolites sur les diagrammes construits à partir des paramètres de NIGGLI, par ROCCI et JUTEAU pour les volcanismes des types hercynien et alpin (fig. 3-36).

Les amphibolites à biotite et les amphibolites de la paragenèse 3-4-1B (analyse 41 - amphibolite à structure granonématoblastique, sans différenciation importante dans les plagioclases) tombent dans le domaine du volcanisme hercynien type.

Mais les amphibolites des paragenèses 3-4-1 et 3-4-2 (amphibolites à plagioclase basique avec une majorité de hornblende) montrent des positions peu claires. C'est ainsi que les valeurs  $al$  ( $Al_2O_3$ ) et  $fm$  (somme des éléments ferromagnésiens) s'accordent avec celles de type hercynien, mais la valeur " $c$ " ( $CaO$ ) et  $alk$  ( $Na_2O + K_2O$ ) tombent dans les domaines alpinotypes.

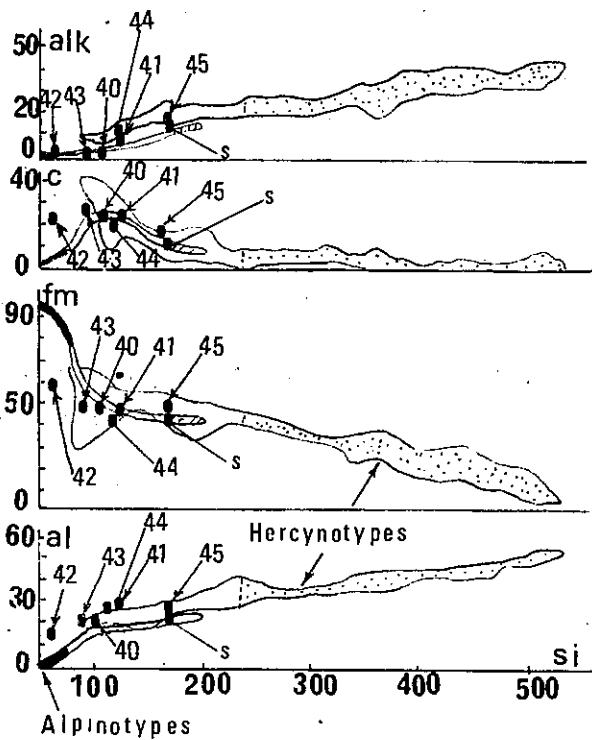


Figure 3-36 - Répartition graphique des paramètres de NIGGLI dans les types d'association du volcanisme géosynclinal ; alpinotype et hercynotype (d'après ROCCI et JUTEAU, 1968).

phiques du Piémont, de Syrie et de Grèce (fig. 3-37). Nos roches sont très loin du domaine des roches ultrabasiques ou des gabbros, et s'accordent bien avec celui des prasinites, donc des andésites.

Nous avons eu la même incohérence pour les minéraux constitutifs de ces roches. Rappelons que les amphiboles paraissaient caractéristiques de roches dioritiques et non de gabbros, tandis que les plagioclases semblaient spécifiques de ces derniers. Cela n'est évidemment pas possible, sauf s'il y a eu basification des plagioclases, or c'est bien ce qui a été prouvé par l'étude détaillée de ces derniers. Mais la basification d'un groupe de minéraux implique nécessairement l'acidification d'un autre. Cela pourrait-il être le cas des hornblendes ? Nous savons que non : on a montré que ces minéraux sont au contraire assez pauvres en alcalins (Na et K) et cette pauvreté a pu être considérée comme un bon indice de métamorphisme de basse pression et haute température. Il ne nous reste qu'à penser à un départ de la phase sodique et à une exsudation de cette phase hors des amphibolites, au cours du métamorphisme. Nous trouvons précisément une matérialisation de cette phase exsudée dans les pegmatites à grenat, avec leur paragenèse spéciale (quartz + plagioclase An 28-32) et leur gisement limité à l'Ensemble des amphibolites. "Elles n'apparaissent que dans les amphibolites et que dans la partie septentrionale de cet Ensemble où ces roches sont très basiques. Quand elles apparaissent, l'amphibolite voisine devient pauvre en plagioclase et riche en hornblende". Nous avons vu leur accumulation en petites ou grandes lentilles, leur ségrégation et leur départ, point par point dans le chapitre 2 (voir figure 2-3).

Minéralogiquement nous avons vu plus haut que la phase sodique (plagioclases An 28-32) apparaissait dans les amphibolites banales où les plagioclases ont un mode de fréquence essentiel pour An 40-44 et un mode subsidiaire pour An 28-32. Dans les pegmatites associées, ce dernier devient essentiel et l'autre mode, subsidiaire. Ce phénomène est équivalent dans les amphibolites, relativement basifiées, où le mode de fréquence maximal pour An 52-56, n'efface pas le mode de la phase ancienne pour An 40-44.

Nous croyons que les pegmatites à grenat de l'Ensemble des amphibolites dérivent directement des amphibolites par différenciation métamorphique. Avant cet événement les amphibolites avaient une composition beaucoup plus acide (an-

La situation de l'analyse 42 est intéressante (amphibolites en minces lentilles sinueuses dans les pegmatites à grenat ou au contact de ces dernières avec les amphibolites, comportant environ 30 % de hornblende et 20 % de plagioclase basique (voir fig. 3-38). La quantité de  $SiO_2$  de cette roche ( $si = 75$ ) est très loin de s'accorder avec le volcanisme de type hercynien et doit en principe tomber dans le domaine alpinotype. Mais ce n'est pas le cas, car tous les autres paramètres sont trop forts et fm est trop faible ; si la valeur de si était un peu plus forte, la roche serait de type hercynien ; par contre, alk tombe bien dans le domaine alpinotype. Nous voyons que nos amphibolites de paragenèse 3-4-1 et 3-4-2 correspondent au type alpin en ce qui concerne le paramètre alk et montrent des caractères incohérents ou douteux pour les autres paramètres, surtout pour fm.

Si nous examinons la teneur en Ti des amphibolites, nous obtenons le même résultat : "le titane, toujours en quantité négligeable dans les ultrabasites marque une affinité remarquable pour les roches basiques, surtout de tendance alcaline" (NICOLAS, 1966). Mais nos roches basiques et ultrabasiques n'ont pas une quantité négligeable de titane, mais au contraire considérable (voir tableaux 3-15). Nous avons porté nos roches sur les diagrammes  $TiO_2 / FeO + Fe_2O_3$  où NICOLAS (1966) a fait figurer les roches volcaniques métamorphiques et non métamor-

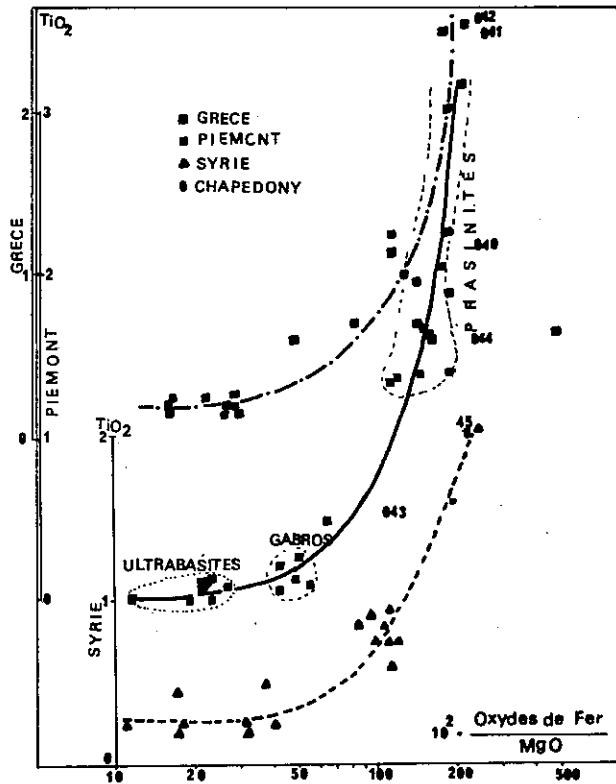


Figure 3-37 - Répartition du titane dans les roches volcaniques, ultrabasiques, gabbroïques et andésitiques (d'après NICOLAS, 1966).

(analyse 25) et l'amphibolite, l'échantillon 67/AH/16 (analyse 42). Le résultat de cette composition est donné sur le tableau 3-16.

désite à plagioclases An 40-50). Elles ont été basifiées (leurs plagioclases seulement), précisément à cause de cette différenciation.

Il s'agit maintenant de déterminer comment s'est produite cette différenciation et l'état des matériaux affectés lors de ce processus.

La réponse est simple :

à une température de 500-800°, sous une pression de 2 000 bars et un excès d'eau "la phase sodique des plagioclases part en solution là où la teneur en anorthite subsiste en un résidu relativement insoluble". (ADAMS, 1968). Notre métamorphisme a eu lieu effectivement dans ces conditions (voir la partie pétrologie). La phase sodique de nos plagioclases originels s'est donc mise en solution et est devenue très sensible à une pression faible, cherchant à se mettre dans les intervalles d'énergie moindre : c'est-à-dire les craquelures et les fissures d'extension qui se créent facilement dans les amphibolites.

A titre de confirmation nous avons tenté de former une roche moyenne composite à partir de deux cas extrêmes d'amphibolites et de pegmatites, en utilisant les analyses chimiques de ces deux roches élément par élément. Il s'agit d'une part, d'une pegmatite de 10 m d'épaisseur de l'extrémité nord de l'Ensemble des amphibolites (fig. 3-3), et d'autre part, de lentilles amphibolitiques centimétriques à métriques qui se trouvent dans cette pegmatite et aussi des amphibolites voisines. La partie amphibolitique est composée de 75-80 % de hornblende et de 25-20 % de plagioclase An 75-80. La pegmatite est composée de 85 % de plagioclase An 28-32 (mode) et de 15 % de quartz, avec un peu de chlorite, biotite, muscovite et épidote. La pegmatite est l'échantillon 67/AH/14

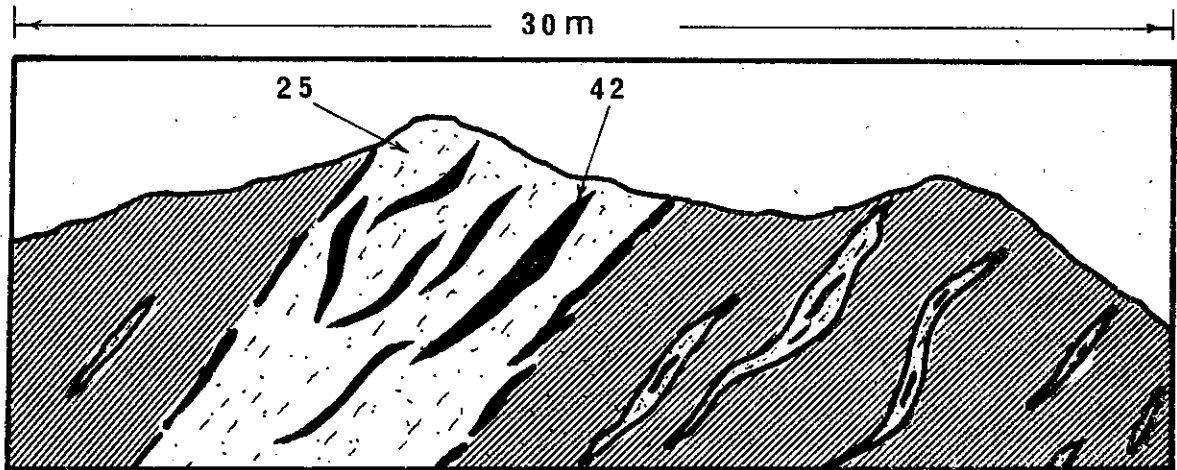


Figure 3-38 - Mode d'affleurement de la pegmatite (échantillon 67/AH/14 analyse 25) et de l'amphibolite, très riche en hornblende (échantillon 67/AH/16, analyse 42).

Tableau 3-16

Composition moyenne de la roche théorique composée à l'aide de la pegmatite (Ech. 67/AH/14, analyse 25) et de l'amphibolite (Ech. 67/AH/16, analyse 42).

		Composition virtuelle % Poids	
Si O <sub>2</sub>	58,13	Q	17,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,28	F {	or 3,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,10		ab 23,58
Fe O	6,93		an 21,96
Mg O	4,75	P {	wo 4,64
Ca O	6,88		en 2,00
Na <sub>2</sub> O	2,78		fs 2,64
K <sub>2</sub> O	0,65	M {	en 2,80
Ti O <sub>2</sub>	1,80		fs 3,70
Mn O	0,13		mt 6,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	M {	il 3,50
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,58		ap 0,34
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18		
<b>Total</b>	<b>100,74</b>		
Paramètres C.I.P.W. - LACROIX		Paramètres de NIGGLI	
P	II	al	23
q	4	fm	47
r	3 (4)	c	21
s	4 (5)	alc	9
		ti	4
		p	0,2
		k	0,12
		mg	0,44
		si = 171	

Si nous reportons les paramètres de NIGGLI sur les diagrammes des volcanismes alpinotypes et hercynotypes (fig. 3-36), nous voyons que cette roche composite tombe parfaitement dans les domaines hercynotypes pour tous les paramètres, sans équivoqué et sans incohérence, exactement au même endroit que l'analyse 45 (amphibolite à biotite).

La position de cette roche sur le diagramme KCN de FREY (fig. 3-28) nous indique une composition de diorite quartzique parfaitement comparable aux analyses 44 et 45 (amphibolites à biotite) sauf pour la valeur K. Mais comme nous le verrons ci-après, l'augmentation de "K" dans les amphibolites à biotite, est due en grande partie à une contamination des roches volcaniques par des sédiments pélitiques-psammitiques. Nous voyons très bien que la pegmatite (analyse 45) est rigoureusement identique à l'amphibolite (analyse 40) pour la valeur "K". Pour toutes deux, la valeur de K est faible. Seuls les paramètres "N" et "C" ont différencié ces deux roches, l'une étant une plagioclase quartzique et l'autre un gabbro ou basalte calcique.

Nous voyons que notre roche composite peut très bien être la roche mère de ces deux cas extrêmes : une andésite quartzique banale, typique des domaines sialiques, comme le signalent ROCCI et JUTEAU (voir ci-dessus).

Répartition des éléments ferromagnésiens et formation du grenat dans les pegmatites de l'Ensemble des amphibolites

Comme nous l'avons vu dans le tableau 3-9, les pegmatites sont très pauvres en éléments ferromagnésiens, ce qui indique la participation très secondaire de ces éléments dans la solution ou le bain formé dans les amphibolites pendant le métamorphisme (nous reparlerons de ce milieu en discutant la granitisation entraînée par le métamorphisme, dans le chapitre pétrologie). Par contre les amphibolites basifiées montrent une concentration considérable de ces éléments, alors que dans les amphibolites à biotite, les quantités d'éléments calco-alcalins et ferromagnésiens sont comparables (fig. 3-39).

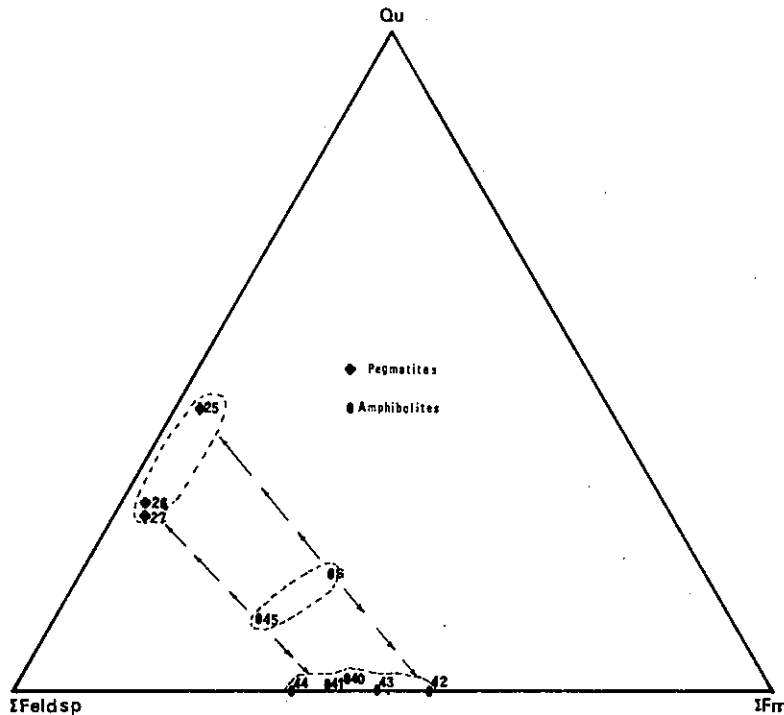


Figure 3-39 - Répartition des compositions virtuelles des pegmatites et des amphibolites de l'Ensemble des amphibolites sur le triangle Quartz-Somme des feldspaths-Somme des minéraux ferromagnésiens.

On voit que les proportions de Fe et Mg sont exactement les mêmes dans les amphibolites et les pegmatites, ce qui fournit un argument supplémentaire et une preuve assez remarquable de la relation directe entre ces deux catégories de roches. Mais on voit que mn, qui a des valeurs de 0,6 à 1,1 dans les amphibolites, passe à des valeurs de 4 à 5 dans les pegmatites. C'est un fait facilement explicable qui confirme notre hypothèse d'une solution, d'un bain, créé dans les amphibolites et ayant mené à la formation des pegmatites.

La concentration du manganèse par rapport au fer dans les pegmatites est très bien montrée par OTTO (1936) (in K. RANKAMA et Th. G. SAHAMA, 1949).

OTTO a montré que, bien que la teneur en manganèse dans les roches subsiliciques soit supérieure à celle des roches siliciques, le rapport Mn O/Fe O est plus fort dans les dernières que dans les premières (voir tableau 3-17), et encore bien plus important dans les faciès pegmatitiques des roches siliceuses.

La position de notre roche composite (S) concorde de nouveau avec celle des amphibolites à biotite, et nous confirme dans l'idée qu'elle constitue la roche mère de deux cas extrêmes : les pegmatites et les amphibolites basifiées.

Quoique la teneur en ferromagnésiens soit faible dans les pegmatites, leur rapport reste rigoureusement le même que celui des roches mères, c'est-à-dire les amphibolites (sauf pour Mn qui est en augmentation dans les pegmatites).

Nous avons calculé les rapports

$$fe = \frac{100 \times (Fe O + 2 Fe_2 O_3)}{Fe O + 2 Fe_2 O_3 + Mg O + Mn O}$$

$$et \ mg = \frac{100 \ Mg O}{Fe O + 2 Fe_2 O_3 + Mg O + Mn O}$$

dans les amphibolites et les pegmatites associées, et nous les avons mis en diagramme par rapport à :

$$mn = \frac{100 \times Mn O}{Fe O + 2 Fe_2 O_3 + Mg O + Mn O}$$

(fig. 3-40).



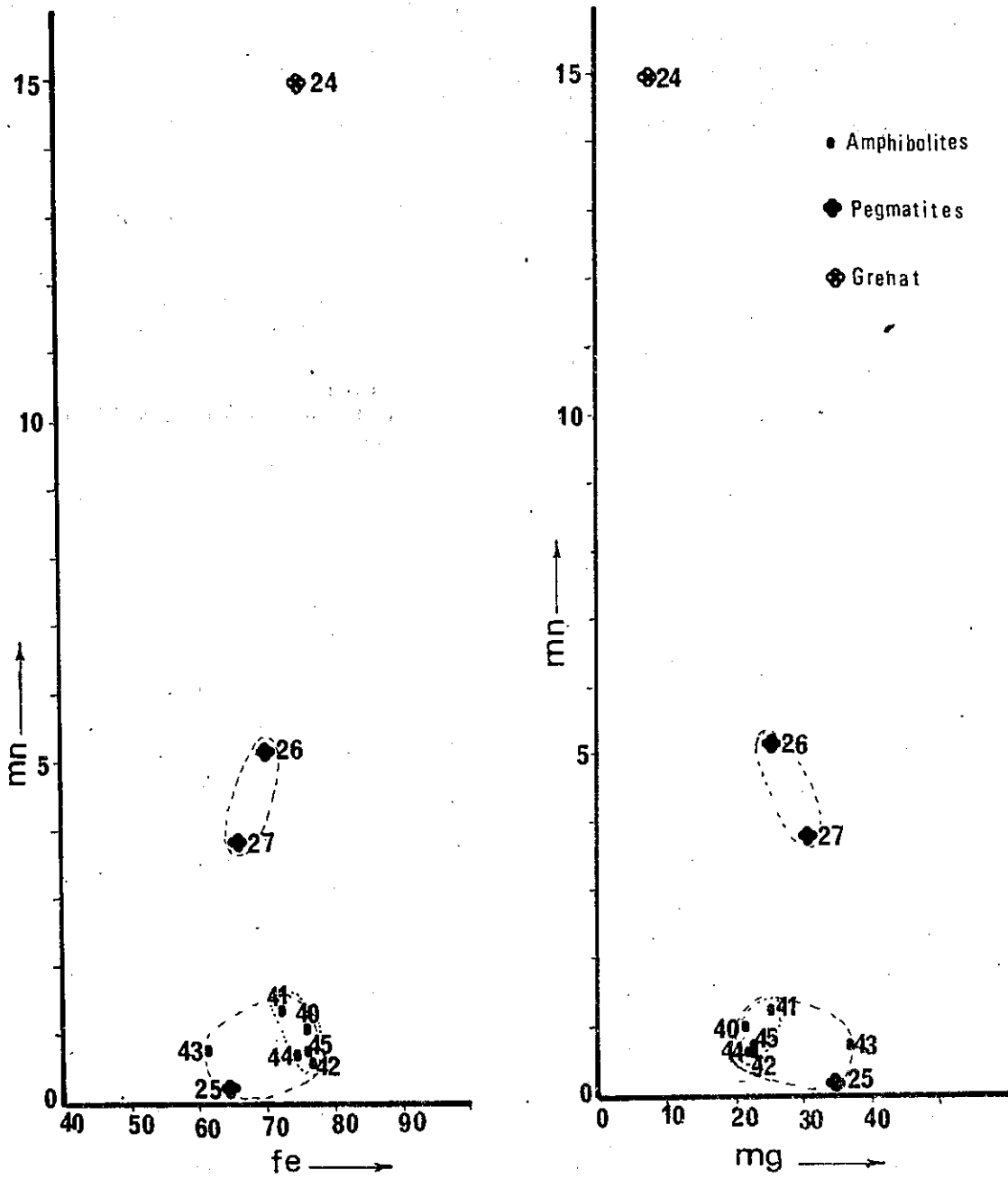


Figure 3-40 - Répartition des paramètres fe, mg et mn des amphibolites et des pegmatites associées et du grenat de ces pegmatites.

Tableau 3-17

Teneurs en Mn O, Fe O et rapport Mn O/Fe O dans les roches ignées (d'après OTTO, 1936).

Roches	Mn O %	Fe O %	Mn O/Fe O
Gabbro	0,15	8,6	0,017
Diorite	0,09	6,0	0,015
Granite	0,05	2,9	0,018
Pegmatite granitique			1

K. RANKAMA et Th. G. SAHAMA (1949) ont noté que "... il existe une différence entre le comportement du fer et celui du manganèse, montrée par la concentration notable du manganèse dans les derniers cristallats magmatiques, pegmatites et roches pneumatolytiques. Cette différence provient de la taille de l'ion  $Mn^{2+}$  qui n'entre qu'avec difficulté dans les silicates magnésiens ou calcifères". A. MIYASHIRO (1958) explique la même chose : "l'énergie de liaison entre un ion positif et un ion oxygène adjacent doit croître lorsque diminue la distance entre les centres des ions positifs et oxygène (total des rayons ioniques de chacun)". Les rayons ioniques sont pour Mn de 0,91 Å et pour  $Fe^{++}$  de 0,83 Å. Il va de soi que dans les minéraux des amphibolites Mn est beaucoup plus facilement libéré que Fe ou Mg et que la solution devient relativement plus riche en Mn.

Ce qui est extrêmement intéressant, c'est que Mn se fixe presque totalement dans les grenats. Nous voyons sur la figure 3-40 que le paramètre mn des grenats est presque 12 fois plus fort que dans les amphiboles, et 3 fois plus que dans les pegmatites. Le paramètre fe reste toujours le même mais le paramètre mg a beaucoup diminué au profit de mn.

Nous pensons que les facteurs fe et mn ont joué ensemble le rôle essentiel pour la formation du grenat.

WINKLER, (1965) en discutant le sous-faciès "sillimanite-cordiérite-orthoclase-almandin" du métamorphisme de type Abukuma, attribue la formation d'almandin à "la teneur relativement importante en Fe O par rapport à Mg O". MIYASHIRO attribue aussi la formation du grenat aux rapports  $Mn/Fe^{+2}$  et  $Fe^{+2}/Mg$  et il les considère comme des "facteurs principaux" ; dans les roches où ces rapports sont faibles, le grenat ne se forme pas. Dans nos roches nous voyons que les rapports  $Fe/Mg$  et  $Mn/Fe^{+2}$  sont assez forts et favorisent la formation du grenat.

Nous aimerions penser que la teneur en Mn conditionne la formation du grenat, au cours du métamorphisme. Nous avons vu que le grenat ne se forme dans aucune pegmatite, sauf celle des amphibolites. Si nous comparons ces pegmatites avec d'autres groupes de pegmatites de la région, nous voyons que dans ces dernières le facteur mn est ou nul ou assez négligeable. Cela provient du fait que dans les gneiss ou les différents paléosomes, sa teneur est aussi nulle ou très petite (voir les gneiss calco-alcalins, analyses 2 à 10). Mais dans les amphibolites, quoique secondaire, Mn existe toujours et est même fort par rapport à ce que contiennent les gneiss. Nous voyons aussi que les amphiboles de l'Ensemble des amphibolites sont très riches en cet élément (amphiboles de l'analyse 39 : Mn O = 0,25, et de l'analyse 38 : Mn O = 0,50). Il est bien évident que la richesse relative de la roche en Mn est directement responsable de sa concentration dans la roche dérivée.

Avec une telle importance de la teneur en Mn dans les éléments mafiques des pegmatites ( $\approx 5\%$ , voir figure 3-40), il semble qu'aucun minéral autre que le grenat ne puisse admettre cette proportion. M.P. ATHERTON (1965) l'a fort bien mis en évidence : "... et comme le grenat est la seule phase capable d'absorber Mn O en quantité, il contient la plus grande part du Mn O de la roche".

La teneur en Mn des grenats a été mise en relation avec la pression de sa formation, par des nombreux auteurs (cf. J.P. BARD, 1969, qui donne une liste complète de ces auteurs) : "les teneurs en Mn des grenats almandins ont un effet prépondérant sur le domaine de stabilité de ces minéraux. Ce phénomène s'exprime par le fait (CHINER, 1962) que les grenats formés dans des conditions de basse pression (de l'ordre de 2 à 4 Kb) sont plus riches en Mn que les grenats formés à des pressions  $PH_2 O$  relativement plus élevées (supérieurs à 4 Kb)". ... (BARD, 1969).

Cette relation a été critiquée par M.P. ATHERTON (1965) qui a montré que la teneur en Mn des grenats dépend de la disponibilité de cet élément dans la roche. Mais l'énorme proportion de Mn O (Mn O = 5,80 %) dans notre grenat semble être, malgré tout, un indicateur de la basse pression à laquelle il s'est formé, surtout si nous nous référons à HIRSCHBERG et H.G.F. WINKLER (1968) et BARD (1969) à propos des domaines de stabilité des grenats almandins magnésifères (fig. 3-41).

Le potassium dans les amphibolites et la formation de la biotite

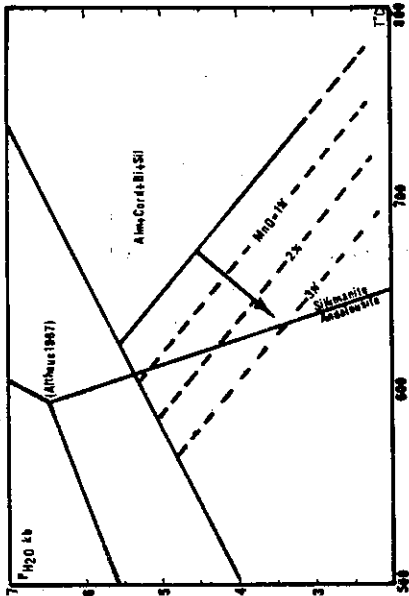


Figure 3-41 - Domaine de stabilité des associations à almandin-cordiérite-biotite-sillimanite (d'après les données de HIRSCHBERG et H.G.F. WINKLER, 1968) et abaissement hypothétique de la limite inférieure de stabilité des grenats almandins en fonction des teneurs en MnO (pourcentages poids) (d'après BARD, 1969).

Les amphibolites de l'Ensemble des amphibolites (surtout celles du milieu de cet ensemble au Nord de la région) sont très pauvres en potassium. Notons tout de suite que, bien que la différenciation dans les amphibolites, puisse être un facteur important dans cette concentration en K, elle n'a pas de rôle déterminant. Les roches sont en effet originellement pauvres en K : la roche de l'analyse 41 par exemple (amphibolite de paragenèse 3-4-1B), qui n'est pas une roche très basifiée, montre aussi cette pauvreté (figure 3-42).

Il en est de même pour les produits sodiques de la différenciation. Ainsi, dans les pegmatites de l'Ensemble des amphibolites, pourtant légèrement plus riches en K que les amphibolites, il n'y a pas de quantité appréciable de K (voir figure 3-28, analyse 25 : en ce qui concerne le paramètre "k", cette pegmatite se trouve à peu près sur la même ligne que les amphibolites basifiées).

Mais dans les amphibolites de la prolongation sud de l'Ensemble des amphibolites et dans celles qui se trouvent à sa bordure, là où elles alternent avec des gneiss, le K montre une augmentation considérable, d'autant plus forte que les gneiss deviennent plus abondants.

Bien entendu ce fait pourrait être dû, et il l'est en partie, à une contamination des roches volcaniques originelles par les sédiments pélitiques psammitiques. Mais il est possible qu'il y ait aussi un apport de K dans les amphibolites de la part des gneiss voisins lors du métamorphisme. Les choses deviennent plus compréhensibles si nous comparons les amphibolites de la bordure de l'Ensemble des amphibolites (analyse 44), avec les amphibolites qui sont incluses en lentilles dans l'énorme épaisseur des gneiss (analyse 45). On voit sur la figure 3-42 que l'analyse 45 comporte beaucoup plus de K que l'analyse 44.

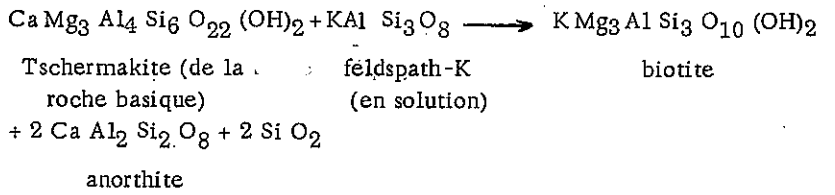
Nous savons que toutes les amphibolites étaient des roches andésitiques mises en place sous forme de laves, sills et dykes ; elles doivent en principe avoir la même capacité de contamination (ou d'assimilation) par les (ou des) roches voisines et par conséquent elles devraient posséder à peu près la même teneur en K. Mais nous voyons que ce n'est pas le cas et que le potassium se trouve sous la dépendance absolue du gneiss encaissant : plus les gneiss sont abondants, plus il y a de K dans les amphibolites.

Cela est également nettement indiqué par l'apparition de la biotite dans les amphibolites. Ce minéral, négligeable dans la partie médiane de l'ensemble, apparaît petit à petit lorsqu'on va vers l'extérieur et devient de plus en plus abondant lorsqu'on s'approche de sa périphérie. C'est ainsi qu'à la bordure des amphibolites, là où elles passent à la partie supérieure des gneiss de l'Ensemble bigarré, on voit les proportions respectives de hornblende et de biotite s'inverser, passant d'une majorité de hornblende, à la prépondérance de biotite, avec quelques résidus de hornblende partiellement transformés en biotite, dans les couches intercalées dans les gneiss, et enfin à la présence seule de biotite dans les gneiss basiques.

Le même phénomène est décrit par MIYASHIRO (1958) dans les roches basiques métamorphiques du plateau d'Abukuma au Japon. Il attribue ce phénomène à la diffusion facile de l'élément K et il fait intervenir les solutions aqueuses :

"les solutions aqueuses contenant du CO<sub>2</sub> pourraient dissoudre Si et K, peut-être avec Al, durant leur passage à travers des métasédiments. Dans certains cas, les solutions réagiraient avec des schistes basiques, avec élimination de Ca et dépôt de quartz et de biotite... Dans d'autres endroits les solutions mèneraient le Ca à se déposer sous forme de calcite, clinopyroxène, etc."

Il voit l'origine de ce K "comme probablement due à son introduction à partir de l'extérieur, c'est-à-dire une profondeur plus grande ou des masses intrusives associées". En ce qui nous concerne, point n'est besoin d'aller le chercher aussi loin, à "des profondeurs plus grandes ou dans des masses intrusives" : nous ne connaissons pas ces masses. Mais nous le trouvons juste à côté, dans les gneiss. Nous verrons dans le chapitre de la pétrologie, en discutant la granitisation, que cette "solution aqueuse" trouve son origine dans les gneiss, qu'elle est aussi très riche en K (ou en feldspath-K en solution) et, qu'elle s'introduit dans les amphibolites où le K attaque la hornblende pour donner la biotite :



Ajoutons que dans la partie médiane des amphibolites, où nous sommes loin d'un apport de K par des solutions, rendu probablement impossible par l'écran que constituent ces roches, nous avons toujours un peu de biotite, même dans les roches les plus basiques. Nous trouvons alors le K originel, nécessaire dans les plagioclases, d'où il est libéré lorsque ces roches sont soumises au métamorphisme. SEN (1959) (in DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1962, vol. 4, p. 152) a montré que le contenu en potassium du plagioclase est lié à sa température de formation et n'est en relation ni avec le rapport Ab/An du plagioclase ni avec la disponibilité de potassium au moment de sa cristallisation. SEN donne la teneur moyenne en K Al Si<sub>3</sub> O<sub>8</sub> des plagioclases de différentes catégories de roches (pourcentage en poids) :

- roches métamorphiques du faciès amphibolite : 0,9
- roches métamorphiques du faciès granulite : 4,0
- roches volcaniques : 6,5.

Figure 3-42 - Variation des teneurs en Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O et CaO dans les amphibolites.

Nous aboutissons de nouveau au même phénomène : les plagioclases volcaniques préexistants, comportant une moyenne de 6,5 % en poids de feldspath-K, soumis aux conditions de métamorphisme du faciès amphibolite, libèrent leur feldspath-K qui attaque les hornblendes pour donner de la biotite (sans épidote, voir ci-dessous).

Nous n'avons pas les produits complémentaires (calcite ou clinopyroxène), qui devaient normalement se former en petites lentilles dans les amphibolites, comme le cite MIYASHIRO. Mais nous avons des minéraux calciques : les épidotes, qui se forment parallèlement aux biotites. Dès que la pression d'eau augmente, rendant instable l'anorthite qui ne se forme plus, c'est l'épidote qui prend naissance :



C'est en effet le cas dans les amphibolites à biotite. Dans les roches qui ont subi un métamorphisme de haut degré, du faciès amphibolite, nous avons de l'épidote à côté des biotites (voir pl. 19, fig. 1, pl. 20, fig. 1, 2 et 3 et les am-

phibolites à biotite 3-4-3). Avons-nous là des produits d'un métamorphisme rétrograde ? Nous ne le pensons pas, car comme l'a noté MIYASHIRO (1958), dans les amphibolites, la biotite est un produit de métamorphisme élevé dans sa zone "C" qui correspond au faciès amphibolite du plus haut degré. Nous avons vu d'autre part que les épidotes étaient de la même génération que les biotites. C'est un produit supplémentaire de "l'effet K" sur la hornblende. Est-il possible d'avoir des minéraux qui caractérisent habituellement un métamorphisme plus faible, dans les conditions de degré élevé ? Nous le croyons et l'expliquerons comme un simple effet de l'excès et de la surpression d'eau (voir le chapitre de la pétrologie).

### La formation de l'allanite

Nous avons vu que l'allanite se trouve dans presque toutes les roches du Massif Châpédony (sauf dans les roches carbonatées), mais que dans les gneiss calco-alcalins, elle est rare et dispersée. Elle devient très abondante dans les gneiss basiques, les gneiss amphiboliques et les amphibolites à biotite. Dans celles-ci elle constitue parfois un minéral essentiel, toujours accompagné d'épidote et de biotite (voir pl. 19 et 20).

L'allanite est le minéral le plus riche en cérium parmi ceux qui contiennent des terres rares (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1962, vol. 1, p. 213 ; RANKAMA et SAHAMA, 1950) (fig. 3-43b). Dans les roches ou les émanations volcaniques, nous ne trouvons pas en grande quantité les éléments du groupe du cérium (La, Ce, Pr, Nd, (Pm), Sm, Ev) (RANKAMA et SAHAMA). C'est pourquoi on n'y rencontre pas d'allanite. Néanmoins nous en avons la plus grande abondance précisément dans les roches d'origine volcanique : les amphibolites à biotite. Il nous faut donc invoquer un apport de lanthanides pour expliquer la formation d'allanite dans des roches originellement pauvres en ces éléments. S'agit-il d'un apport de la profondeur ou de l'extérieur ? Sans doute ni l'un ni l'autre, mais plutôt d'un apport venant des roches pélitiques et psammitiques voisines, riches en terres rares du groupe du cérium, et qui sont aussi à l'origine du K, nous venons de le voir.

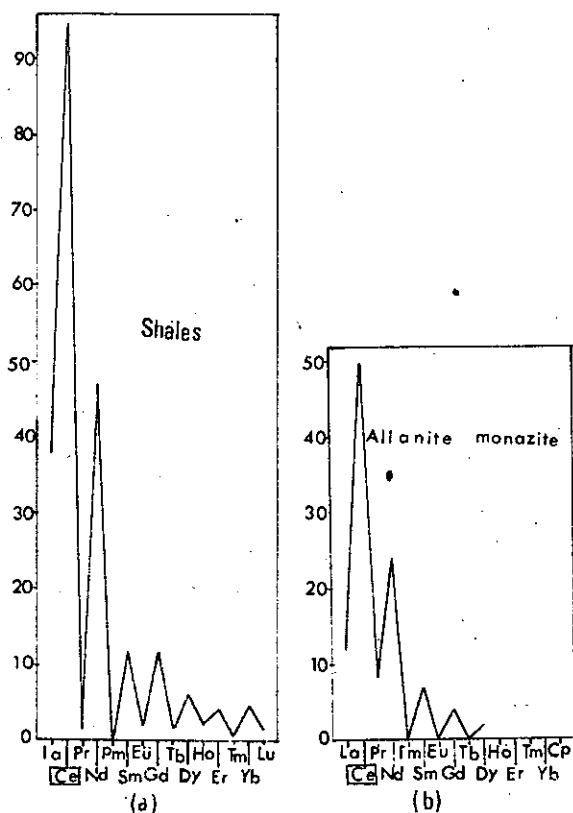


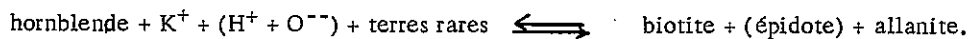
Figure 3-43 - Quantité atomique des lanthanides : (a) dans les "shales", (b) dans l'allanite (d'après RANKAMA et SAHAMA, 1950).

La concentration des terres rares dans les pegmatites, dans les solutions résiduelles des magmas et dans les solutions volatiles est décrite par de nombreux auteurs notamment par K.A. VLASSOV (1955), qui a mis en évidence que la concentration des éléments rares et dispersés augmente dans les solutions pegmatitiques, jusqu'à dix, cent, mille et deux mille fois. Nous verrons plus tard, en commentant la granitisation, que les conditions de notre métamorphisme ont permis la formation d'une solution gazeuse et volatile dans toutes les roches du Massif Châpédony, suivant la nature de ces roches. Cette solution qui est, comme le dit VLASSOV, l'alpha et l'oméga du processus pegmatitique est aussi l'alpha et l'oméga de la concentration des terres rares ; "l'évaporation et le transport des sels d'éléments rares, à l'état volatile et surtout en présence de vapeur d'eau et d'autres gaz, jouent un rôle important dans la concentration de ces éléments". L'introduction de cette solution volatile peut former l'allanite comme elle a produit les biotites, si les conditions chimiques et les relations structurales des minéraux le permettent. VLASSOV écrit : "dans une série de cas, la concentration de tel ou tel élément dans le processus pegmatitique atteint une valeur plus grande et semble avoir tendance à former ses minéraux propres".

Mais quel est le minéral propre des éléments du groupe du cérium ? N'est-ce pas l'allanite que l'on peut considérer comme une épidote où certains atomes de Ca sont remplacés par des atomes de terres rares,

l'équilibre électrostatique étant maintenu par la substitution de  $Fe^{+2}$  par  $Fe^{+3}$  (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 1, p. 212) ?

La richesse des roches pélitiques psammitiques en éléments du groupe du cérium, la concentration énorme de ces éléments dans une solution volatile dans les amphibolites voisines, l'existence de conditions favorisant la formation d'épidote, la compatibilité structurale de ce minéral avec l'allanite, qui est le minéral propre des terres rares du groupe du cérium (qui cherchent à se fixer dans un minéral qui leur est propre) ont rendu obligatoire la formation de l'allanite. C'est ainsi qu'elle a pris naissance dans les amphibolites à biotite et qu'elle est absente dans les amphibolites de la partie médiane de l'ensemble des amphibolites, car ces roches avec leur épaisseur considérable et leur imperméabilité relative ont joué un rôle d'écran devant la solution agressive formée dans les gneiss. C'est ainsi que nous n'avons ni biotite, ni épidote dans ces roches. Nous pouvons donc modifier la formule de la formation de la biotite et de l'épidote et résumer comme suit toutes les transformations de hornblendes :



Ce qui explique bien les relations entre les minéraux et leur formation contemporaine, exposées sur les planches 19 et 20 et décrites en 3-4-3 : amphibolites à biotite.

### 3-5 - LES ROCHES CARBONATEES

Dans ce chapitre, nous étudierons les marbres et leurs faciès marginaux, ainsi que toutes les roches qui peuvent avoir une relation quelconque avec les carbonates. Bien que les roches scapolitiques puissent être rangées dans cette catégorie, nous les étudierons séparément, car leur structure, leur paragenèse et leur gisement sont particuliers.

Les roches carbonatées, qui sont des marbres (au sens large) ont une vaste distribution : elles se trouvent dans tous les Ensembles, sauf ceux des roches scapolitiques.

Dans les Ensembles des gneiss noirs et des gneiss blancs, elles abondent aussi bien au Sud qu'au Nord du Massif Châpédony, mais dans l'extrémité sud elles deviennent rares.

La partie septentrionale de l'Ensemble des séries bigarrées en contient beaucoup, mais dans leur partie méridionale, elles se raréfient brusquement.

Dans l'Ensemble des amphibolites on n'en trouve que dans la partie où ces dernières deviennent minces et alternent avec les gneiss.

L'Ensemble des gneiss de l'Ouest est pauvre en roches carbonatées : on en trouve seulement quelques couches alternant avec les gneiss.

En général, tous les marbres ont un aspect saccharoïde et grossièrement recristallisé, jusqu'à prendre des faciès presque pegmatitiques.

Les paragenèses que l'on rencontre dans les roches carbonatées sont très diverses et comprennent près de vingt assemblages minéralogiques différents. Parmi ces paragenèses, certaines sont très fréquentes, d'autres se limitent aux parties marginales des couches des marbres ou bien ont un gisement particulier. Nous les divisons en deux groupes principaux :

- 3-5-1 - Les paragenèses banales
- 3-5-2 - Les paragenèses marginales.

#### 3-5-1 - Paragenèses banales

A ce groupe appartiennent les paragenèses suivantes :

- 3-5-1-1 : calcite + olivine ± phlogopite ± spinelle (sensu lato) ± clinopyroxène ± wollastonite ± apatite.
- 3-5-1-2 : calcite + dolomite + forstérite ± clinohumite + spinelle (sensu stricto) + phlogopite.
- 3-5-1-3 : plagioclase + clinopyroxène + sphène ± apatite ± épidote.
- 3-5-1-4 : calcite + oxydes de fer ± apatite.

Les structures de toutes les roches de ce groupe sont identiques : il s'agit de structures granoblastiques à granoporphroblastiques.

Les cristaux de calcite sont souvent grands (de quelques millimètres à 1 cm), très bien recristallisés, mais souvent xénomorphes, et toujours à macles lamellaires polysynthétiques.

#### 3-5-1-1 : les marbres à olivine et spinelle

Cette catégorie est la plus fréquente. Macroscopiquement il s'agit de roches à grain moyen ou grossier, de teinte kaki, tachetées de vert par l'olivine.

#### Aspect microscopique

##### Olivine

Souvent en gros cristaux (jusqu'à 8 mm), xénomorphes ou subidiomorphes, mais les petits granules de 0,5 mm ne sont pas rares. La proportion d'olivine varie d'une roche à l'autre : dans une roche on n'en trouve que quelques grains, dans une autre, elle occupe 50 % de volume (pl. 23, fig. 1).

L'altération de l'olivine en serpentine est très fréquente, et cette altération va parfois jusqu'à une pseudomorphose complète de l'olivine. Les clivages 010 et 100 sont parfois parfaitement développés, mais ils restent le plus souvent irréguliers et imparfaits. L'angle des axes optiques varie de  $2V_Z = 86$  à  $2V_X = 84$ . La courbe de HENRIQUE (1957) (in

DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1962, vol. 1, p. 22) permet de donner la teneur en forstérite de ces olivines. Elle va de 74 à 93 %.

Cette variation des caractères des olivines s'observe aussi bien dans des roches différentes que dans une même roche. Ce phénomène a déjà été cité par KUNO (1950) et par HAMILTON et NEURBURG (1956) (in DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 1, p. 22). GAME (1941) (in DEER, HOWIE, ZUSSMAN, op. cit.) a suggéré que la cause en est à rechercher dans le milieu thermique de cristallisation, et que le milieu peut être responsable de l'anomalie des angles des axes optiques.

D'après CHUDOBA et FRECHEN (1943) et WYLLE (1959) (in DEER, HOWIE, ZUSSMAN, op. cit.) les valeurs de ces angles ne peuvent pas être considérées comme très sûres, surtout pour les valeurs voisines de 90°.

Pour cette raison, les olivines ont été étudiées aux Rayons X. Le rapport forstérite - fayalite est donné par la courbe de YODER et SAHAMA (1957) (in DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 1, p. 4). Les résultats diffèrent des données optiques, par exemple : dans une roche où l'angle des axes optiques des olivines varie entre  $2 V_Z = 86^\circ$  (92 % de forstérite) et  $2 V_X = 84^\circ$  (75 % de forstérite), la courbe de YODER et SAHAMA donne 95 % de forstérite, sans dédoublement ni aplatissement de la raie (130).

La teneur en fayalite déterminée par cette méthode ne dépasse pas 13 %, même dans les roches où la quantité des oxydes de fer est considérable.

### Phlogopite

Ces minéraux sont beaucoup moins abondants que les olivines ; ils ne dépassent jamais 7 % du volume total et dans certaines roches ils sont totalement absents. Les phlogopites se présentent en petites lamelles de 0,05 à 0,5 mm au maximum, dispersées sans aucune orientation. Elles sont surtout flexueuses et cassées (fig. 3-44). Les phlogopites sont souvent incolores, parfois légèrement colorés avec le pléochroïsme suivant :

Z' = jaune brunâtre clair ; X' = incolore.

Parfois, surtout dans les cas où les oxydes de fer sont abondants, on voit une sorte de lamination dans les phlogopites. Il s'agit d'une alternance de lamelles jaune brunâtre clair avec des lamelles brun foncé, composées d'oxydes de fer. Ces dernières manifestent parfois un léger pléochroïsme allant de brun foncé à brun clair (pl. 23, fig. 2). Dans certains marbres les lamelles brun foncé deviennent de plus en plus épaisses, jusqu'à pseudomorphoser entièrement le phlogopite.

Ces cristaux sont uniaxes, avec  $n_z$  variant de 1,560 pour les phlogopites incolores à 1,585 pour ceux qui sont légèrement colorés. Ces valeurs de  $n_z$  correspondent à un pourcentage pondéral de  $FeO + 2(Fe_2O_3 + TiO_2)$  de 0 à 12, selon HEINRICH (1946) (in DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 3, p. 48).

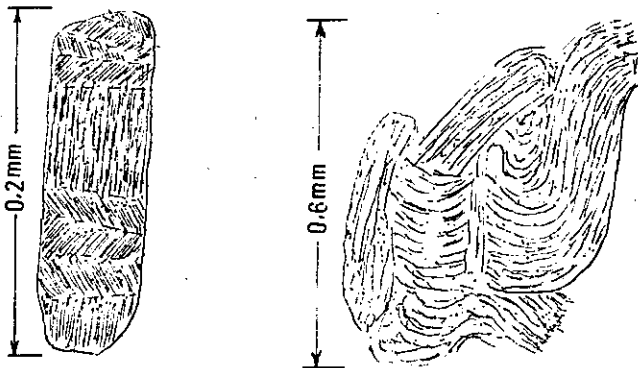


Figure 3-44 - Les phlogopites flexueuses et cassées dans les marbres.

Les études aux Rayons X (radiation  $Fe K_{\alpha}$ ) effectuées sur plusieurs échantillons confirment les observations microscopiques : même les échantillons colorés sont des phlogopites.

Dans l'étude de la précision de la méthode, GOWER (1957) (in DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 3, p. 568) a établi la valeur du rapport  $Fe/Fe + Mg$  en utilisant la variation du rapport  $I_{004}/I_{005}$  (intensités observées pour les réflexions correspondant aux plans 004 et 005). Par ces mêmes moyens, nous avons obtenu des valeurs du rapport  $Fe/Fe + Mg$  allant de 0 à 24 pour les phlogopites tout à fait incolores jusqu'aux phlogopites colorés ou laminés.

### Spinelles

Ces minéraux se trouvent dans presque toutes les roches de cette catégorie et aussi, comme nous le verrons plus loin, dans quelques paragenèses marginales. Il s'agit le plus souvent de petits minéraux verts, xénomorphes, dispersés



dans la roche. La proportion volumétrique de spinelle dans la roche, va de quelques grains jusqu'à 20 % dans les roches à composition favorable. Souvent ils se trouvent en inclusions dans les olivines (pl. 23, fig. 3) plus rarement, dans les phlogopites. Les spinelles sont toujours transparents, même quand ils ont une teinte vert foncé. Ils sont le plus souvent petits (0,05 - 0,15 mm), mais leur taille peut atteindre 3 mm dans des cas exceptionnels.

Dans les roches où l'olivine est constituée de 96 % de forstérite on observe des spinelles tout à fait incolores où le clivage (111) est parfait. Cependant, ces cristaux incolores peuvent assez souvent se colorer partiellement en vert. Ce phénomène s'observe souvent sur la bordure des spinelles, mais on a aussi des minéraux irrégulièrement partagés en vert et incolore. Il faut souligner que dans les parties vertes, les clivages tendent à disparaître. Parfois les spinelles verts et incolores coexistent dans une même roche mais indépendamment l'un de l'autre.

Les spinelles ne sont que très rarement altérés ; cette altération est constituée par un mince liséré d'oxydes de fer.

Aux Rayons X (radiation Cu  $K_{\alpha}$ ) les spinelles apparaissent comme un mélange de spinelle (sensu stricto) et d'hercynite, toujours avec une forte proportion de spinelle, aussi bien pour les variétés colorées que pour les variétés incolores.

Leurs caractéristiques varient depuis  $n = 1,720$  jusqu'à  $1,740$ , et  $a$  (dimension de la maille) de  $8,11 \text{ \AA}$  à  $8,13 \text{ \AA}$ .

D'après les diagrammes de DEER, HOWIE, ZUSSMAN (vol. 5, p. 60), les caractères sont bien ceux des spinelles, sauf pour "a".

Cela peut être attribué à plusieurs causes : d'abord les auteurs divergent sérieusement quant aux différentes caractéristiques à attribuer aux spinelles. Ainsi la dimension de la maille ( $a$  en  $\text{Å}$ ) varie selon les auteurs, de la façon suivante :

	Spinelle ( $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ )	Hercynite ( $\text{FeAl}_2\text{O}_4$ )
WINCHELL (1951)	8,086	8,119
DEER, HOWIE, ZUSSMAN	8,103	8,135
L. G. BERRY and ...	8,08	8,16
R. M. THOMPSON (1962)	8,1	8,113
ASTM (1960)	8,08	8,119

D'autre part, nos calculs ont été effectués à partir d'angles de diffraction observés et non rigoureusement comptés. Devant ces incertitudes, on a tenté de déterminer le pourcentage pondéral de fer total, par fluorescence X\*. Les deux spinelles, incolores et vert relativement foncé, ont été analysés ainsi. Cette analyse a donné les résultats suivants :

spinelle incolore	6,4 % de Fe total
spinelle vert	10,80 % de Fe total

En négligeant les éléments tels que Cr, Ti, Ca, etc., qui peuvent se trouver en petites quantités dans les spinelles (en fait ces éléments y sont absents ou en proportion tellement minime qu'on peut les négliger : voir DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 5, p. 64) et étant donné que le maximum de substitution de  $\text{Fe}^{+3} \rightleftharpoons \text{Al}$  est de l'ordre de  $0,2 \text{ Al}$  (voir DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 5, p. 64), nous pourrions avoir les deux compositions suivantes :

	$\text{Fe} = \text{Fe}^{+2}$	$\text{Fe} = \text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}$
spinelle incolore	spinelle 82 %, hercynite 18 %	spinelle 100 %
spinelle vert	spinelle 70 %, hercynite 30 %	spinelle 90 %, hercynite 10 %

Le rapport  $\text{Mg}/\text{Fe}^{+2}$  est de 4,5 pour le spinelle incolore qui est donc un spinelle s. str., et de 2,3 pour le spinelle vert, ce qui correspond à du pléonaste ou ceylonite (en supposant que tout le fer est  $\text{Fe}^{2+}$ ) (voir DEER, HOWIE, ZUSSMAN, p. 82).

Ne quittons pas les spinelles sans signaler l'influence de la substitution  $\text{Fe}^{+3} \rightleftharpoons \text{Al}$  sur les valeurs de la dimension de la maille. Un coup d'œil sur le diagramme (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, op. cit.) nous apprend que 10 % de  $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$  dans les spinelles de la série spinelle - hercynite, peuvent accroître la dimension de la maille d'environ  $0,03 \text{ \AA}$  et que la valeur obtenue pour les spinelles verts ( $a = 8,13 \text{ \AA}$ ) est exagérée, même pour une composition de spinelle 70 %, hercynite

\* Détermination effectuée par M. Alain BARBIERI, que je remercie sincèrement.

o PLANCHE 23

Figure 1

Marbre à olivine. Parfois l'olivine va jusqu'à occuper 50 % du volume de la roche.  
Roche d'origine : 67/AH/71. X 14.

Figure 2

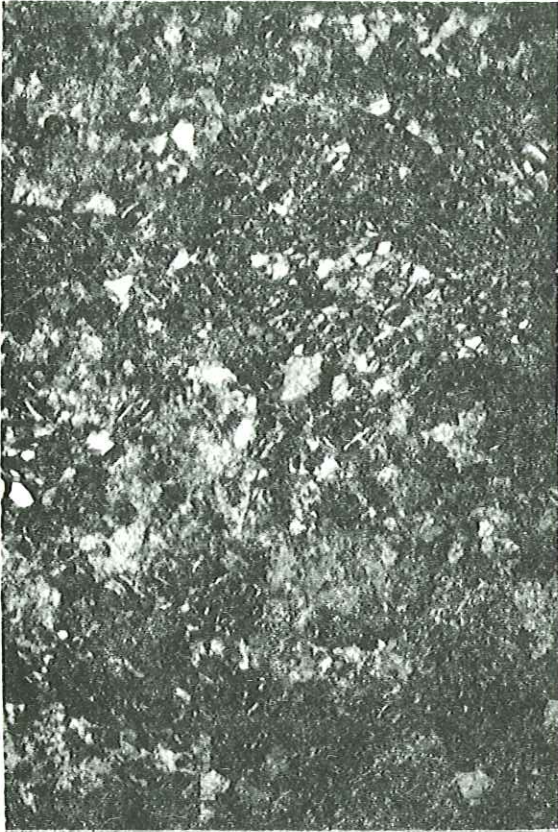
Laminé composé de lamelles jaune brunâtre clair et de lamelles brun foncé d'oxydes de fer. Ces dernières sont parfois légèrement pléochroïques.  
Roche d'origine : 67/AH/295. X 147.

Figure 3

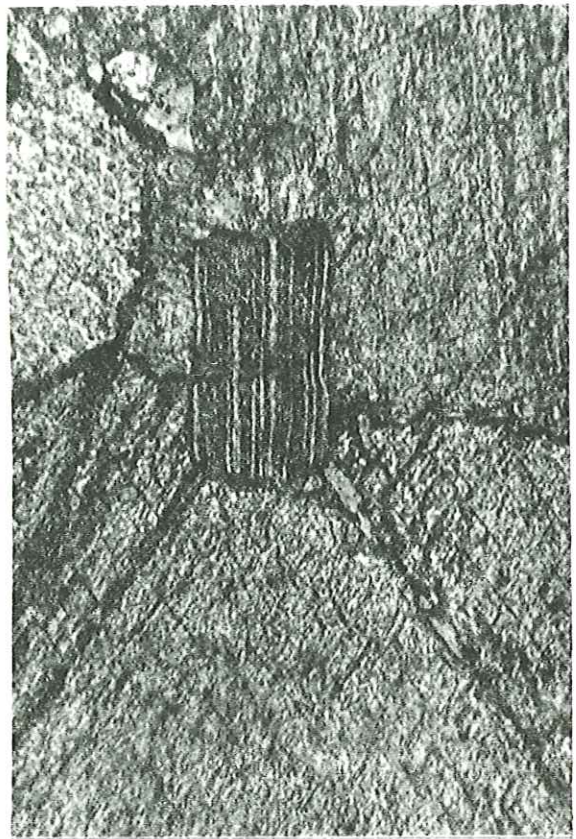
Spinelle (gris foncé noir) en inclusions dans l'olivine.  
Roche d'origine : 67/AH/57. X 147.

Figure 4

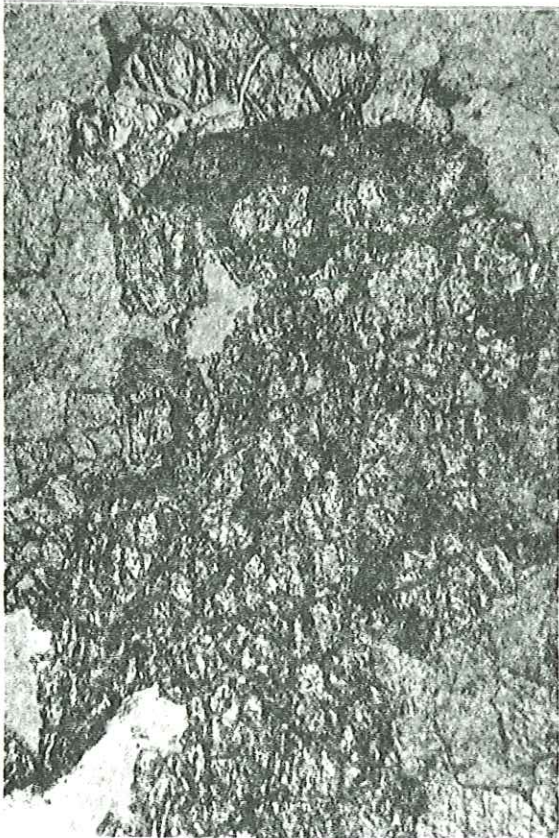
Coexistence lamelle à lamelle de hornblende (grise) et de diopside (DI - gris clair).  
Roche d'origine : 67/AH/448. X 147.



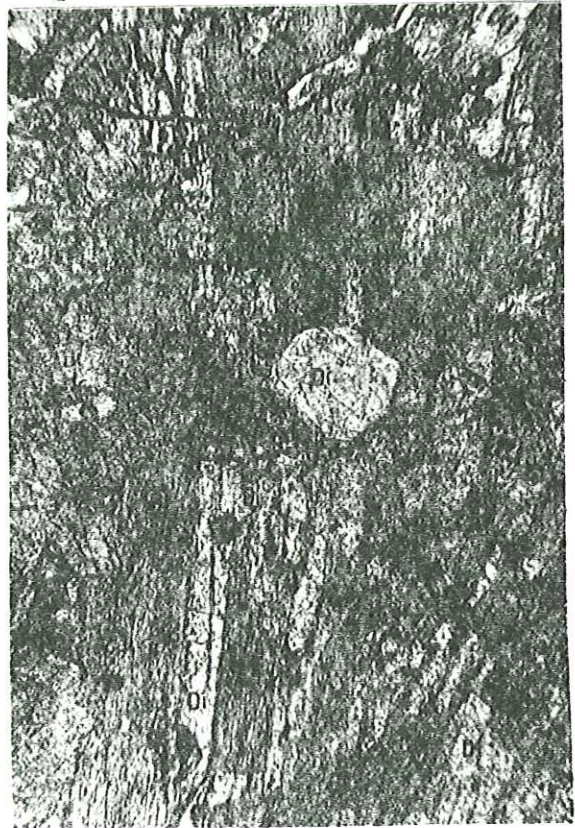
1



2



3



4

nite 30 %. On peut bien se demander si cette exagération n'est pas due à une richesse en  $Fe^{+3}$  dans nos spinelles et si la couleur verte ou leur coloration partielle en vert n'indiquent pas une oxydation du fer, due à une augmentation de la pression d'oxygène postérieurement à la formation des spinelles.

#### Clinopyroxène

Par rapport aux minéraux que nous venons de décrire, le clinopyroxène est rare dans cette catégorie d'associations. Il se trouve dans un marbre gris à grain grossier de 2 m de puissance dans l'Ensemble des gneiss blancs, à l'extrémité nord du Massif Châpédony. Cette roche a la composition minéralogique suivante :

calcite 86 % - clinopyroxène 7 % - olivine 3 % - oxydes de fer et phlogopite 3 % - spinelle vert 1 %.

- Le clinopyroxène est en gros cristaux de 4 - 6 mm, automorphes ou subautomorphes légèrement verts. Ses caractères sont :

$2 V_z = 59$  ;  $n_z = 1,710$  ;  $n_x = 1,685$  ;  $Z \wedge C = 40$ ,

valeurs correspondant à un diopside hédénbergitique dont la composition approximative serait de diopside 70 % hédénbergite 30 % (WINCHELL, p. 413).

#### Wollastonite

Nous n'en avons trouvé que deux grains dans un marbre appartenant à l'Ensemble de la série bigarrée, à son extrémité nord. Cette roche est riche en forstérite et en spinelle incolore (s.str.). Le premier grain est syncristallisé avec un spinelle et le deuxième associé avec de la calcite. Nous verrons les caractéristiques de la wollastonite en étudiant les paragenèses du deuxième groupe.

#### Apatite

Se présente toujours en granules arrondis ou ovoïdes, presque isotropes.

#### 3-5-1-2 : Les marbres à dolomite

La présence de la dolomite a été mise en évidence par une coloration des marbres avec une solution d'alizarine sulfanate de soude à 1 % et confirmée par les études aux Rayons X. Ces roches sont moins abondantes que celles de la catégorie précédente et on n'en trouve que quelques niveaux dans la partie médiane de l'Ensemble de la série bigarrée et dans l'Ensemble des gneiss de l'Ouest, à l'extrémité occidentale de la région. Ce sont des marbres tout à fait blancs, bien cristallisés et à grain grossier.

Au microscope, la distinction de la calcite et de la dolomite est douteuse, de ce fait, la proportion de ces deux minéraux dans la roche est difficile à établir. Mais si l'on tient compte de l'intensité relative des réflexions correspondant à la calcite et à la dolomite aux Rayons X, ces proportions varient de 75 à 40 % de calcite pour 25 à 60 % de dolomite.

Les olivines, les spinelles et les phlogopites de ces roches sont très pauvres en fer : l'olivine est une forstérite (de 95 % à 100 % de fer), le spinelle est tout à fait incolore (spinelle s.str.) et le phlogopite dénué de toute coloration.

#### Clinohumite

On n'a rencontré que quelques grains de ce minéral dans un marbre appartenant à l'Ensemble des gneiss noirs. Elle est accompagnée par de la forstérite, du spinelle (s.str.) et du phlogopite. Il s'agit de cristaux subautomorphes, maclés polysynthétiquement, incolores, avec une réfringence comparable à celle des forstérites (fig. 3-45 (a)).

Malheureusement, sa proportion faible (< 0,5 %) par rapport à celle de la forstérite (15 %) et la ressemblance de ces deux minéraux (les seuls critères de distinction optique sont les macles polysynthétiques de la clinohumite) ne permettent pas un tri pour étude minéralogique précise sur le minéral purifié. Les données optiques acquises à la platine universelle, sont les suivantes :

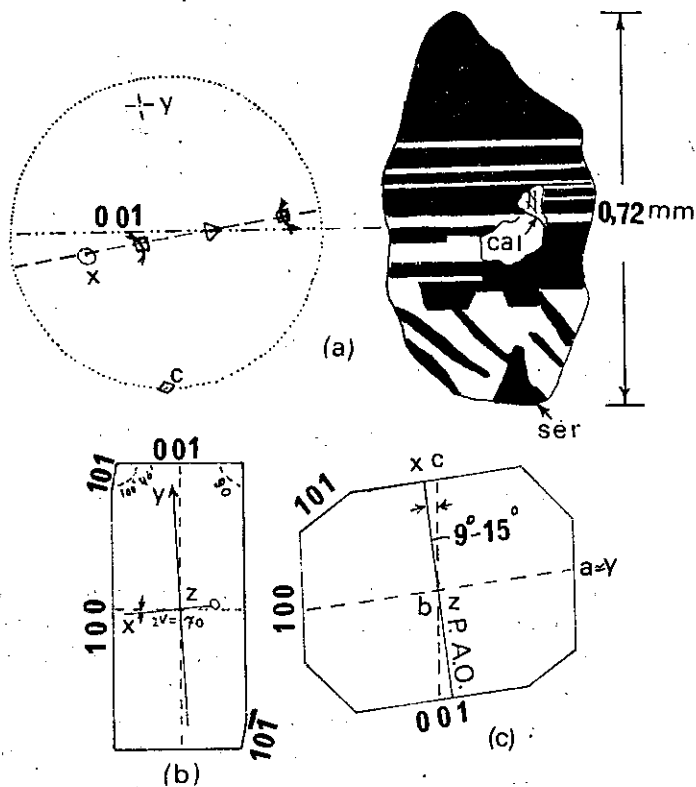


Figure 3-45 - Orientation optique de la clinohumite :  
 (a) notre minéral ; (b) d'après WINCHELL et LACROIX ;  
 (c) d'après TRÖGER et DEER, HOWIE, ZUSSMAN.

$2V_z = 72^\circ$ , angle entre x et 001 (plan de macle) =  $11^\circ$  et  $z \parallel 001$ .

Ces résultats correspondent exactement à la clinohumite décrite par WINCHELL et LACROIX (fig. 3-45 (b)). Mais il est assez étonnant de trouver chez TRÖGER et DEER, HOWIE, ZUSSMAN pour le même minéral, avec la même formule chimique des données différentes (fig. 3-45 (c)) :

WINCHELL et LACROIX :  $2V_z = 62-76$  ; plan axial et  $z \perp 010$  et  $X \wedge a(001) = 7^\circ - 20^\circ$

DEER, HOWIE, ZUSSMAN :  $2V_z = 73-76$  ; plan axial  $\approx 100$  ;  $z = b$  ;  $X \wedge c = 9 - 15^\circ$

TRÖGER :  $2V_z = 62 - 85$  ; plan axial  $\approx 100$ .  $z = b$   
 $X \wedge c = 7^\circ - 15^\circ$ .

Le plan axial qui est pour WINCHELL et LACROIX, à peu près parallèle à 001 et perpendiculaire à 010, est pour DEER, HOWIE, ZUSSMAN et TRÖGER approximativement parallèle à 100 et perpendiculaire à 001.

En fait les macles multiples de déformation se rencontrent dans les olivines (le plan de ces macles est 100). Elles sont décrites par plusieurs auteurs, notamment G.A. CHALLIS (1957). Mais ici, les macles polysynthétiques ne peuvent pas être les lamelles de déformation d'olivine, car :

- 1 - la valeur de  $2V_z = 72^\circ$  ne peut être celle d'une olivine où  $2V_z = 82^\circ$  au minimum ;
- 2 - notre minéral n'est pas orthorhombique (voir fig. 3-45 (a)) ;
- 3 - les individus des macles sont fins et bien définis, et sont loin d'être comparables aux "undulose extinction and deformation lamellae" décrits par CHALLIS ;
- 4 - les olivines présentant des lamelles de déformation ont été trouvées dans les roches ultrabasiques monominérales, et ont été interprétées comme suit :

"stress imposed by growth of overlying and surrounding crystals in a largely monomineralic rock could produce the deformation during the later stages of crystallization in suitably oriented olivine crystals" \* (CHALLIS (op. cit.)). Ici ces minéraux se trouvent au milieu de calcite et il semble improbable qu'un minéral ayant la plasticité de la calcite puisse créer la contrainte invoquée par CHALLIS.

En bref, le minéral de nos roches ne peut être que de la clinohumite, malgré les divergences existant parmi les auteurs. Il a pu cristalliser à côté de l'olivine quand les conditions ont été favorables.

\* Une contrainte produite par la croissance des cristaux sus-jacents et environnants dans une roche largement monominérale, pourrait produire la déformation pendant les derniers stades de cristallisation dans des cristaux d'olivine convenablement orientés.

### 3-5-1-3 : Les faciès à plagioclase et clinopyroxène

L'association de ces roches avec les marbres classiques est générale dans la région. Habituellement on rencontre un banc, de quelques dizaines de décimètres, d'une roche dense, verdâtre, à aspect cireux aux abords ou au contact même du marbre banal avec les gneiss.

A l'extrémité nord de l'Ensemble de la série bigarrée, près du contact avec l'Ensemble des amphibolites, ce faciès est représenté sous la forme d'un niveau boudiné de 0,5 m d'épaisseur au sein des marbres ; ceux-ci sont blancs et saccharoïdes au-dessus et rubanés, alternativement sombres et clairs au-dessous. L'épaisseur de chaque couche est d'environ 5 m (fig. 3-46).

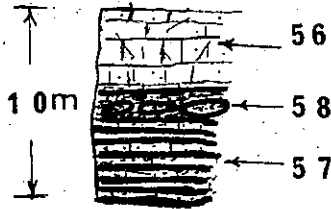


Figure 3-46 - Mode d'affleurement des marbres du faciès à plagioclase et clinopyroxène.

56 : marbre saccharoïde, pauvre en minéraux sombres ; 58 : roches boudinées des faciès à plagioclase et clinopyroxène ; 57 : marbres laminés alternativement riches et pauvres en minéraux sombres.

Dans chacune de ces trois couches on rencontre les paragenèses suivantes :

- a : marbre saccharoïde supérieur (67/AH/56); calcite + quelques nodules serpentineux;
- b : niveau boudiné (67/AH/58); plagioclase + clinopyroxène + sphène ;
- c : marbre rubané inférieur (67/AH/57); calcite + chrysotile + ceylonite,

L'aspect microscopique de ces roches est assez monotone, car elles présentent toujours une structure porphyroblastique et de gros pyroxènes. En général, les minéraux ne montrent pas d'orientation, mais parfois on voit une sorte de litage, avec alternance des niveaux composés de plagioclase et de pyroxène + sphène + épidote. Malgré la grande taille des cristaux de pyroxène, les couches composées de plagioclases peuvent être jusqu'à trois fois plus épaisses.

#### Les plagioclases

Très complexes, ils forment un fond de cristaux engrenés et de taille irrégulière. Ils sont maclés polysynthétiquement d'après la loi de l'albite, rarement celle du péricline. Mais les macles ne sont ni claires, ni nettes ; elles ont un aspect grossier, se présentent sous forme de biseau discontinu et se confondent avec des craquelures.

En effet, les plagioclases sont très fendillés ; le long de ces cassures et des plans de macle, un autre plagioclase remplit les vides. En raison de la complexité de ces phénomènes, on ne peut savoir si ces deux plagioclases ont des teneurs en anorthite différentes ou identiques. Il est même difficile de distinguer un plagioclase de l'autre qui lui est voisin. Ainsi les plagioclases engrenés, craquelés et maclés, forment un agrégat ressemblant à un pavement chagriné.

En moyenne, ces plagioclases sont très calciques, avec :  $n_z = 1,575 - 1,580$  ;  $n_x = 1,565 - 1,570$  et  $2V_x = 85-80$ , ce qui correspond à une bytownite sodique à basique avec une teneur en An variant de 75 à 82 (TRÖGER).

#### Clinopyroxène

Les clinopyroxènes se présentent en gros cristaux (jusqu'à 1 centimètre, en moyenne 2-4 mm) subautomorphes, de couleur vert très pâle, ou incolores. Ils sont cassés mais les cassures n'entraînent pas normalement l'altération, et elles se voient difficilement en lumière naturelle.

Les études aux Rayons X (anticathode Fe  $K_{\alpha}$ ) effectuées sur le pyroxène de l'échantillon 67/AH/58 (fig. 3-16) montrent que ce pyroxène fait partie de la série diopside-hédenbergite (ZWAAN, 1954 (op. cit.)).

Les courbes de ZWAAN, permettent de donner les proportions suivantes de diopside-hédenbergite:

pour d 220 - d 221 = 0,2468	di 70 %, héd 30 %
pour d 221 - d 310 = 0,0324	di 66 %, héd 34 %
pour d 131 - d 221 = 0,0422	di 62 %, héd 38 %

Etant donné l'intensité des raies (221) et (310) ( $I/I_0^{(221)} = 70$  et  $I/I_0^{(310)} = 100$ ) et leur proximité, la proportion di 66 %, héd 34 % correspondant à d 221 - d 310, doit être la plus fidèle ; elle constitue d'ailleurs la moyenne des autres proportions de d 220 - d 221 et d 131 - d 221.

### Epidote

Elle se présente en cristaux subautomorphes d'une taille de 3 mm, pléochroïques :

Z' = doré verdâtre ; X' = incolore.

Entre les épidotes et les pyroxènes, le contact est franc et net, et on ne voit guère de transformation entre les épidotes et les plagioclases ; il semble plutôt que l'épidote puisse se former indépendamment et parallèlement aux autres minéraux. Il s'est formé bien sûr des épidotes le long des craquelures, traversant la roche, mais alors elles sont plus petites, en agrégats et plis foncés.

### Sphène

Dans les roches où il n'y a guère d'épidotes, le sphène est abondant. Il s'agit de cristaux automorphes, soulignant souvent un laminage, associés aux pyroxènes.

### Calcite

Quelques grands cristaux (4 mm) xénomorphes disséminés en "bouche-trou" forment un fond entre les autres minéraux.

#### 3-5-1-4 : Les marbres ferrugineux

Ces roches se trouvent dans le secteur sud de l'Ensemble bigarré, où il y a aussi quelques indices de fer. Elles ont une teinte sombre, presque noire.

#### Aspect microscopique

Elles sont bien cristallisées avec une structure granoblastique. La proportion d'oxydes de fer varie de 10 % à 40 %. On trouve parfois quelques grains de bowlingite en agrégats de cristaux pseudomorphosant l'olivine.

Les oxydes de fer sont en granules xénomorphes, en plages irrégulières, remplissant les interstices entre la calcite.

#### 3-5-2 - Groupe des paragenèses marginales

Bien souvent on trouve au contact des marbres et des roches voisines, une bande décimétrique, composée uniquement d'amphibole ou de pyroxène. Il existe également, de temps en temps, des niveaux ou de petites masses claires où les assemblages minéralogiques sont différents à quelques centimètres de distance l'un de l'autre, et qui n'interfèrent pas.

Un phénomène assez général est une épidotisation au voisinage immédiat des niveaux calcaires, surtout là où les épontes de ceux-ci sont constituées par les pyroxènes ou les amphiboles.

Ces associations se retrouvent, pour certaines, dans toutes les roches, d'autres se présentent dans quelques-unes seulement, d'autres, enfin, sont particulières à une couche déterminée.

Nous allons maintenant étudier quelques exemples de ces paragenèses dans différentes couches.

3-5-2-1 : L'ensemble des paragenèses de la roche 67/AH/368

Il s'agit d'un marbre, se présentant en une lentille de quelques dizaines de mètres de longueur sur cinq mètres d'épaisseur. On la rencontre dans les gneiss de l'Ensemble bigarré, près de leur contact avec les amphibolites, où la lentille s'amincit brusquement. Du cœur vers la bordure de cette lentille on rencontre les associations suivantes :

- 368 A : calcite + phlogopite
- 368 B : wollastonite + salite + calcite
- 368 C : hornblende + diopside + plagioclase + sphène  
calcite + trémolite + actinote + épidote + albite + chlorite.

La paragenèse 368 A appartient au groupe de paragenèses banales que nous venons de voir.

a) La paragenèse 368 B

Entre la roche présentant cette association et celle qui correspond à la paragenèse banale (368 A) il est difficile de définir un contact, bien que l'absence de la wollastonite soit caractéristique de la roche 368 A à calcite et phlogopite.

En fait on rencontre ce faciès 368 B en une bande de quelques dizaines de centimètres à la surface de la roche 368 A.

Macroscopiquement il s'agit d'un agrégat d'aiguilles blanches légèrement grisâtres, de wollastonite tachetée de nombreux grains vert foncé de pyroxène. Les aiguilles de wollastonite sont parfois très longues (jusqu'à 10 cm).

Aspect microscopique

La roche est composée de wollastonite (92%), clinopyroxène (7,5%) et calcite (0,5%).

Wollastonite

Elles se présente en beaux cristaux prismatiques très longs, avec un clivage parfait. Les macles ne sont pas rares. Ses propriétés optiques sont les suivantes :

$$2 V_Z = 36,5 ; Y \wedge b = 5 ; n_Z = 1,632 ; n_X = 1,622.$$

D'après DEER, HOWIE, ZUSSMAN (vol. 2, p. 172) ces caractères sont ceux d'une wollastonite très pauvre en fer.

Etant donné la faible précision des mesures faites au moyen de la platine universelle, et en raison des minces différences des caractères optiques entre la wollastonite et la parawollastonite ( $Y \wedge b = 4$  pour la première et  $Y \wedge b = 0$  pour la deuxième), ce minéral a été étudié aux Rayons X (radiation du  $Cu K_{\alpha}$ ). Le résultat du diffractogramme est donné par le tableau 3-5-1.

Les données ASTM (fiché 10,4877 dont les chiffres sont répétés en regard des résultats obtenus ici) et celles obtenues par HELLER et TAYLOR (1956), permettent les commentaires suivants :

a) Il y a correspondance parfaite entre les différentes raies obtenues ici et celles de nos références, sauf en ce qui concerne la raie  $32\bar{1}$  ( $d = 2,80 \text{ \AA}$ ) qui est absente ici.

b) Les réflexions  $d = 4,04 \text{ \AA}$  et  $d = 3,41 \text{ \AA}$ , typiques de la wollastonite et qui permettent de distinguer ce minéral de la parawollastonite, sont bien présentes, mais il faut souligner qu'ici la raie 4,04 est d'intensité anormalement faible.

c) La réflexion du plan  $320$  ( $d = 2,97 \text{ \AA}$ ) qui normalement est celle qui présente l'intensité maximale (fiches ASTM et données de HELLER et TAYLOR) est ici relativement faible ( $I/I_Z = 27$ , contre 100). La même observation peut être faite pour les réflexions  $12\bar{2}$ ,  $122$ ,  $003$ ,  $60\bar{2}$  et  $040$  (voir tableau).

d) Enfin, des plans qui donnent normalement une simple réflexion ( $32\bar{2}$ ,  $520$ ,  $003$  et  $60\bar{2}$ ,  $322$ ,  $521$ ), sont ici dédoublés et donnent des raies bien séparées.

Aussi doit-on en conclure que si nous sommes bien en présence ici d'une wollastonite vraie, ses caractères diffractométriques ne sont pas entièrement classiques.



Tableau 3-5-1

Wollastonite 368 B		Wollastonite ASTM Fiche 10 - 487		
d Å Cu K <sub>α</sub>	I/I <sub>Z</sub>	d Å	I/I <sub>Z</sub>	h. k. l.
7,65	30	7,7	40	2 0 0
* 4,04	1	* 4,05	10	H 1 L
3,83	100	3,83	80	4 0 0
3,51	80	3,52	80	0 0 2
* 3,41	2	* 3,40	5	H 1 L
3,32	90	3,31	80	2 0 2
3,24	5	3,16	5	1 2 1
3,09	30	3,09	30	2 0 2
2,97	27	2,97	100	3 2 0
-	-	2,80	10B	3 2 1
2,71	15	2,72	10	4 0 2
2,55	55	2,55	30	1 2 2, 600
2,47	11	2,47	60	1 2 2, 420
{ 2,33	9	2,33	40	0 0 3, 520, 322
{ 2,34	9	-	-	-
2,30	41	2,29	40	6 0 1, 203
{ 2,18	{ 6	2,18	60	6 0 2, 322, 521
{ 2,16	{ 11	-	-	-
2,08	3	2,08	5	4 0 3
2,02	2	2,01	20	5 2 2
1,98	11	1,98	20	6 0 2
1,91	20	1,91	20	8 0 0
1,89	3	1,88	20	?
1,87	3	1,86	10	?
1,85	3	1,83	60	0 4 0
1,80	4	1,80	5	?
1,75	11	1,75	5	?
1,71	5	1,72	60	?
1,62	5	-	-	?
1,601	5	1,602	40	?
1,531	19	1,531	40	?
1,513	2	1,515	5	?
1,468	3	1,478	20B	?
1,454	9	1,455	30	?
etc.		etc.		

\* - réflexions typiques de la wollastonite.

### Clinopyroxène

Il se présente en cristaux automorphes à subautomorphes, prismatiques, vert pâle, inclus dans la wollastonite. Ses propriétés optiques sont les suivantes :

$$2 V_z = 60 ; Z \wedge C = 42 . n_x = 1,690 ; n_z = 1,722.$$

Il s'agit donc d'un pyroxène de la série diopside - hédénbergite, avec un rapport : di : 62 % / héd : 38 %. Le clinopyroxène se transforme parfois en trémolite + calcite + quartz, en conservant sa forme originelle (voir 3-5-2-4, éch. 67/AH/210).

### Calcite

Elle se présente en cristaux xénomorphes, remplissant les interstices. Il est remarquable que dans une même roche il y ait tant de différence entre la teneur en fer de deux constituants : wollastonite et clinopyroxène.

#### b) - La paragenèse 368 C

Cette association se rencontre dans une roche qui forme une bande de 30 cm d'épaisseur au contact du marbre avec les gneiss. On a là des agrégats de minéraux prismatiques grossiers (quelques centimètres), de teinte vert noir et à orientation quelconque. La roche est recoupée par des veinules blanches, grossièrement perpendiculaires à la surface du marbre.

#### Aspect microscopique

On est en présence d'un rubanement alterné, d'une part à hornblende et d'autre part à diopside et plagioclase. La roche est recoupée par de nombreuses veinules de 0,5 à 0,3 mm d'épaisseur, à albite et occasionnellement à épidoite, actinote, trémolite et sphène (fig. 3-47).

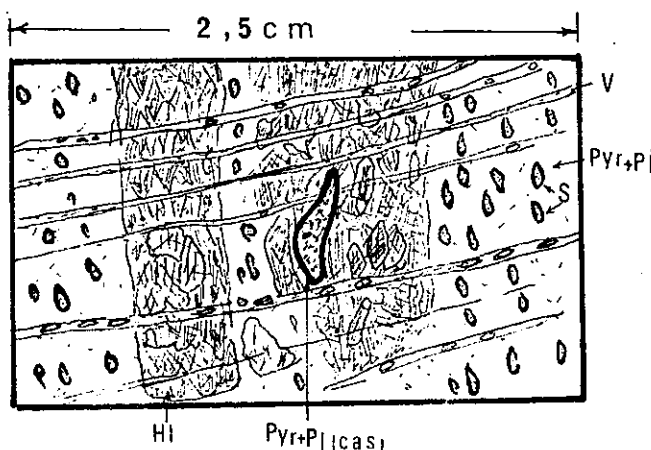


Figure 3-47 - Alternance dans les marbres de lits à hornblende ou à plagioclase et pyroxène.

py + pl = pyroxène + plagioclase ; V = veinules remplies d'albite + épidoite + sphère ; S = sphère ; pyro + pl (C.A.S.) = pyroxène + plagioclase (Croissance associée symplectique) hl = hornblende. Voir aussi pl. 23, fig. 4 et pl. 24, fig. 1.

### Hornblende

Elle est prismatique, subidiomorphe, pléochroïque :

Z' = vert brunâtre ; Y' = brun verdâtre ; X' = jaune kaki.

Z  $\wedge$  C = 15 ; 2 V<sub>x</sub> variant de 66° à 88°.

Le rapport mg = 100 Mg / (Mg + Fe<sup>+2</sup> + Fe<sup>+3</sup> + Mn), varie de 50 à 88 (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 2, p. 296).

### Clinopyroxène

En cristaux subidiomorphes, il forme parfois une structure diablastique avec les plagioclases. Propriétés optiques :  $Z \wedge C = 38^\circ$  ;  $2 V_z = 59^\circ$ . Ce qui correspond à un pyroxène de type diopside 95 %, hédénbergite 5 % (WINCHELL, p. 413).

### Plagioclase

Il est identique à celui que nous avons vu dans les faciès à plagioclases et pyroxènes (voir 3-5-1-3). Il est toujours associé au pyroxène. Soulignons que ces plagioclases des roches carbonatées sont fortement altérés en séricite, alors que ceux des roches basiques ne présentent aucune altération.

### Sphène

En petits grains subautomorphes, il est plus abondant dans les bandes à plagioclase + pyroxène. Parfois, il se dépose en files parallèles au litage.

### Calcite

On la rencontre en petits filonnets parallèles à ceux à albite, mais ces veines calciteuses sont moins fréquentes.

#### c) - Relations entre minéraux de ces paragenèses

On peut faire plusieurs remarques sur les relations entre ces minéraux, les effets des filonnets albitiques sur leur environnement, les caractères optiques de certains minéraux (variations de couleur et de l'angle des axes optiques des hornblendes, etc.). Nous mentionnerons les points suivants :

#### α) La relation hornblende - pyroxène et hornblende-(pyroxène + plagioclase)

1 - Dans les lits composés de hornblende, on trouve aussi des pyroxènes. L'amphibole est bordée ou tachetée par le pyroxène ou l'inverse ; les deux minéraux peuvent aussi être associés cristaux à cristaux (pl. 23, fig. 4) ou sous d'autres formes encore. Cette association est le plus souvent coaxiale. Cela implique une coexistence stable, normale entre les deux minéraux.

2 - Dans ces mêmes lits à hornblende on rencontre également souvent de grandes plages, composées de plagioclase et de pyroxène de croissance simultanée : les plagioclases sont petits, sans forme propre, et forment un pavement entre les grains vermiculaires de pyroxène (pl. 24, fig. 1).

Dans ces cas le pyroxène est nettement verdâtre, au contraire de celui qui se trouve dans les rubanements à plagioclase + pyroxène où il est incolore. Cela semble signifier qu'il s'agit d'un terme plus ferrifère se rapprochant de la salite.

Il faut souligner que cette association à croissance simultanée du pyroxène et du plagioclase ne se rencontre pas dans les bandes à plagioclase + pyroxène.

#### β) Effets des filonnets albitiques sur les amphiboles et pyroxènes

1 - Lorsque les veines albitiques recoupent la hornblende, la couleur brun verdâtre de cette dernière devient d'abord bleue suivant une ligne nette, puis progressivement vert pâle vers l'albite. Parfois l'amphibole vert pâle est séparée de l'albite par un mince enduit d'épidote. On trouve souvent des aiguilles de trémolite dispersées dans l'albite. Parfois, ces aiguilles se présentent comme des arborescences d'amphibole vert pâle, pénétrant dans l'albite.

2 - Dans certains cas, le filonnet albitique s'arrête au contact de la hornblende. Celle-ci devient alors toujours bleue et vert pâle sur le prolongement virtuel de la veinule albitique et avec la même épaisseur.

3 - Les observations à la platine universelle ont montré que les hornblendes sont fortement cassées ; le long des cassures et craquelures, la hornblende devient bleue sans qu'il y ait aucun indice d'albite.

4 - Lorsqu'on passe de la hornblende vert brunâtre à la hornblende vert pâle, l'angle des axes optiques augmente, de telle sorte qu'on atteint un angle maximum de  $2V_x = 88^\circ$  pour la partie vert pâle.

5 - Quand les pyroxènes sont cassés et traversés par des veines albitiques, ils se transforment en actinote - trémolite.

Il ne semble pas que la transformation de la hornblende verte en hornblende bleue, ou en actinote - trémolite, soit due à un phénomène hydrothermal. En effet, comme nous l'avons vu, cette transformation se produit le long des cassures, mais on a déjà noté que ce phénomène se rencontrait aussi dans les amphibolites sans apparition d'albite recoupant la hornblende.

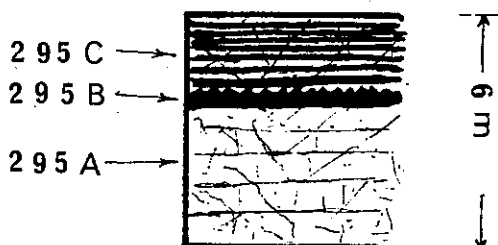
Il est bien évident que les cassures constituent un cheminement favorable pour les solutions hydrothermales. De même la transformation d'une sorte d'amphibole en une autre sorte doit s'accompagner d'un départ, ou d'un apport d'éléments. Mais ces phénomènes paraissent essentiellement liés aux effets mécaniques de la tectonique, en particulier à l'augmentation de chaleur due à la friction dans une roche déjà indurée. En effet, l'activité hydrothermale, au sens exact, semble absente dans le Massif Châpédony, sauf en ce qui concerne l'épidotisation autour des marbres ; mais alors elle est uniquement cantonnée à leur voisinage immédiat.

Au contraire, comme nous le verrons plus loin, l'albite apparaît comme un produit direct de la tectonisation. De fait, l'albite possède, dans toutes ces fissures, une structure en mortier qui paraît être une bonne indication d'une cristallisation contemporaine de la tectonique qui a créé dans les roches des cassures transversales.

Signalons enfin que la transformation de hornblende bleue en amphibole vert pâle (actinote) et ensuite en trémolite est tout à fait continue et graduelle. Il semble qu'il n'existe pas d'hiatus de miscibilité comme l'a pensé SHIDÔ (1958).

### 3-5-2-2 : L'ensemble des paragenèses de la roche 295

Ce faciès constitue une couche marmoréenne de six mètres d'épaisseur dans l'Ensemble bigarré, dans son secteur central.



La roche est tectonisée, broyée, morcelée et une forte épidotisation l'a affectée sur quelques mètres environ.

Dans cette couche, de bas en haut, on rencontre les paragenèses suivantes (fig. 3-48) :

67/AH/295A : calcite + phlogopite + diopside + oxydes de fer

67/AH/295B : hédénbergite + diopside

67/AH/295C : hornblende + plagioclase + biotite (amphibolite).

295 A - La roche est composée de calcite (94 %) - phlogopite (4 %) - oxydes de fer (2 %) et quelques grains de diopside. C'est un marbre banal.

Les phlogopites sont laminés, incolores à brun rougeâtre. Les oxydes de fer sont manifestement des produits d'exsudation des micas et se situent en plages xénomorphes associées aux phlogopites, ou bien en baguettes résultant probablement de la pseudomorphose des micas.

Figure 3-48 - Mode d'affleurement des bandes décimétriques, monominérales, ferrifères à la surface des bandes calcaires. Noter la position verticale de ces minéraux à la surface de la bande calcaire.

295 B - La roche est pratiquement une "hédénbergite"

constituant un niveau de 10 cm de puissance où les pyroxènes sont en longs prismes d'une taille moyenne de 7 cm. Ces baguettes sont en agrégats radiaires, de forme conique dont l'axe est grossièrement perpendiculaire à la surface du marbre.

#### Aspect microscopique

Le contact de ce niveau avec le marbre (295A) est net et brutal (fig. 3-49) et on ne trouve aucun cristal de calcite dans cette bande. Par contre, la quantité d'oxydes de fer du marbre 295 A, tend à augmenter lorsqu'on se rapproche du contact marbre - hédénbergite.

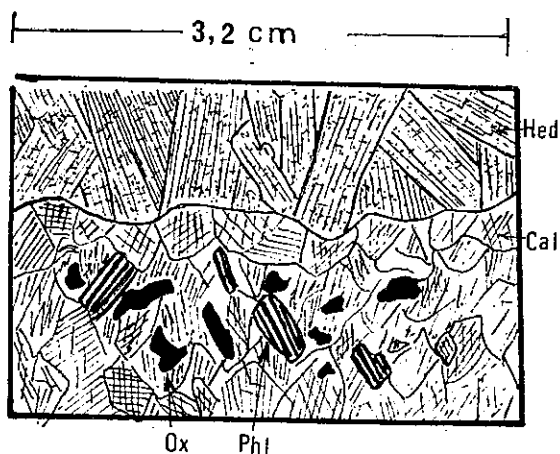


Figure 3-49 - Aspect au microscope de la bande à hédénbergite. Noter que les oxydes de fer deviennent de plus en plus nombreux vers le contact.

héd = hédénbergite ; cal = calcite ; phl = phlogopite ; ox = oxydes de fer.

### Hédénbergite

Le pyroxène est en cristaux prismatiques et automorphes, parfois maclés polysynthétiquement. Sa couleur est verte, légèrement pléochroïque. On voit souvent une hétérogénéité de couleur : une lame verte peut devenir incolore quand on la suit dans sa longueur ; ailleurs un minéral peut être composé de lamelles alternativement vertes et incolores, ou encore des cristaux apparemment homogènes par ailleurs, sont irrégulièrement colorés.

Il est intéressant de noter que la partie incolore est souvent finement clivée, se rapprochant du diallage. Parfois les deux parties sont nettement séparées : un cristal parfaitement incolore aux contours bien définis, englobé par une grande lame de pyroxène vert qui peut être à son tour, composée de parties colorées ou non (fig. 3-50).

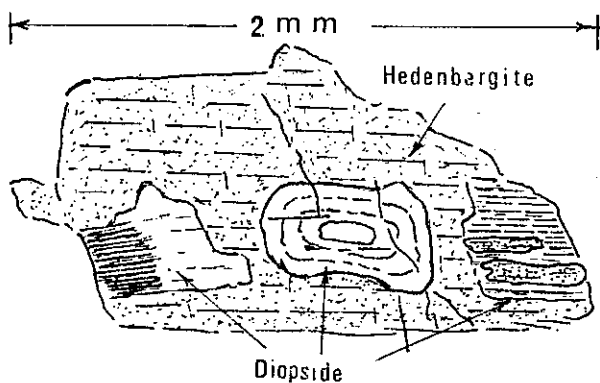


Figure 3-50 - Coexistence d'hédénbergite (pointillé) et de diopside (blanc, zoné au milieu, finement clivé en haut et en bas).

Le pyroxène incolore inclus est zoné et cette zonation qui n'est pas marquée par des différences de teinte d'absorption n'apparaît qu'en lumière polarisée. Les études optiques montrent que les pyroxènes incolores sont des diopsides.

Or, l'analyse chimique portant sur le minéral total donne les résultats suivants (tableau 3-18) :

La formule structurale indique donc un pyroxène à 92 % hédénbergite et 8 % diopside.

Sur diffractogramme R X (radiation du Fe  $K_{\alpha}$ ) les réflexions (221) et (310) coïncident ( $Fe K_{\alpha} = 18,90$  ;  $d = 2,884 \text{ \AA}$ ), mais cette raie est ici légèrement aplatie. Les réflexions (131) et (202) sont très aplaties et ne permettent pas dans ce cas une utilisation précise. Mais la comparaison de  $d_{220} - d_{221}$  ( $= 0,2667 \text{ \AA}$ ) permet de définir cependant un pyroxène

aux proportions héd 90 %, diop 10 % (ZWAAN). (Voir figure 3-11).

Comme il a été impossible de séparer dans ce minéral les parties vertes des parties incolores pour une étude fractionnée, on peut penser que ces résultats reflètent la réalité du mélange traduit par les différences de couleur. Il est possible que l'aplatissement des raies (131) (202) représente en effet l'impureté du diopside soumis à l'analyse.

Tableau 3-18

Analyse chimique de l'hédenbergite. Analyse 46.

Oxydes	% pondéraux	Equivalents monocationiques	Formule structurale base O = 6
Si O <sub>2</sub>	48,10	49,50	Si 1,938
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,75	0,93	Al <sup>IV</sup> 0,036
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,85	6,86	Fe <sup>+3</sup> 0,026
Fe O	17,10	14,65	Fe <sup>+3</sup> 0,243
Mg O	1,30	1,98	Ti 0,002
Ca O	21,30	23,61	Mg 0,077
Na <sub>2</sub> O	0,30	0,62	Fe <sup>+2</sup> 0,574
K <sub>2</sub> O	0,05	0,06	Mn 0,065
Ti O <sub>2</sub>	0,10	0,06	P 0,002
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,06	Ca 0,924
Mn O	1,90	1,67	Na 0,024
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0	---	K 0,002
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,70	---	
Total	100,55	100,00	Mg = 4,1 Fe = 46,8 Ca = 49,1

295 C - Au-dessus du niveau hédenbergitique se trouve une couche de 2 m d'épaisseur, finement et régulièrement rubanée (fig. 5-51), où alternent des lits vert sombre et des lits blanc gris, plus feldspathiques.

Aspect microscopique

La roche est composée de bandes à hornblendes et de bandes à plagioclases (fig. 3-51), nettement séparées et sans influence réciproque. Dans le niveau plagioclasi que on rencontre en outre un fin liséré à biotite.

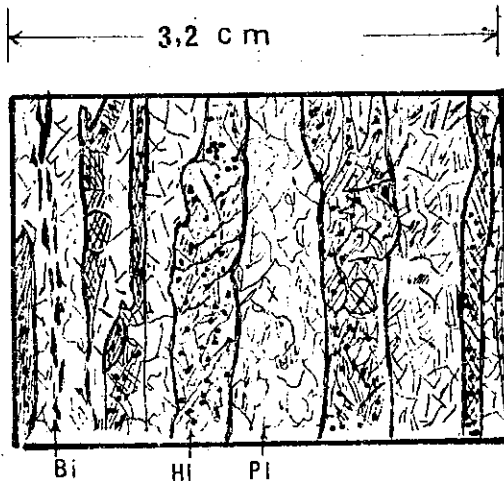


Figure 3-51 - Alternance millimétrique de bandes alternativement composées de hornblende et de plagioclase. De la biotite apparaît parfois au milieu d'une bande à plagioclase.

Bi = biotite ; hl = hornblende ; pl = plagioclase.

### Hornblende

Elle se présente en cristaux automorphes, prismatiques, d'une taille allant de 1 à 2 mm. Elle est pléochroïque :  
Z' = vert brunâtre ; Y' = brun verdâtre ; X' = jaune kaki.

### Plagioclase

Il s'agit de cristaux de labradorite - bytownite, subautomorphes, maclés polysynthétiquement d'après la loi de l'albite. Ils sont souvent séricitisés, et montrent des caractères semblables à ceux de 67/AH/58. Les plagioclases du fin niveau biotitique ne montrent aucune altération.

### Biotite

En baguettes longues et très peu chloritisées, elle est pléochroïque depuis le brun noir selon Z' jusqu'au jaune kaki selon X'.

Un échantillon pris à quelques dizaines de centimètres de celui que nous venons de décrire, montre des caractères différents :

- a - les plagioclases sont beaucoup plus altérés et présentent une nette saussuritisiation ;
- b - les biotites sont tout à fait chloritisées ;
- c - la roche montre des cassures transversales, remplies d'épidote subautomorphe. Au niveau des lits amphiboliques, les filonnets à épidotes s'arrêtent brutalement sans y pénétrer ;
- d - par contre, dans le prolongement de ces cassures la hornblende verte se transforme en hornblende bleue ;
- e - les cristaux de sphène sont également affectés par les cassures.

### 3-5-2-3 : L'ensemble des paragenèses de la roche 393

C'est un niveau de marbre de 8 m d'épaisseur de l'Ensemble des gneiss blancs, à sa partie extrême nord. On trouve dans cette bande des paquets irréguliers, mais bien séparés, présentant les paragenèses suivantes :

- 393 A calcite + apatite + très peu de graphite et serpentine
- 393 B calcite + forstérite + oxydes de fer
- 393 F calcite + olivine + pléonaste + apatite
- 393 C pargasite + hercynite + très peu de limonite
- 393 D diopside + plagioclase + sphène
- 393 E hornblende + plagioclase + sphène
- 393 G wollastonite + diopside.

393 A, B, F appartiennent au groupe des paragenèses banales n'offrant aucune particularité notable. 393 G est exactement semblable à 368 B dont les paragenèses ont été décrites ci-dessus (3-5-2-1).

393 D - Ce faciès est composé de 55 % de plagioclase, 35 % diopside et 10 % de sphène.

Les plagioclases sont complètement altérés en mica blanc, cette altération se faisant lamelle par lamelle, de telle sorte que chaque macle polysynthétique est transformée en une ou plusieurs lames de mica blanc.

Les diopsides sont au contraire frais, automorphes, flottant sur le fond formé de plagioclases.

393 E - Les cristaux de hornblende et de plagioclases forment une structure diablastique. Les plagioclases sont altérés, en mica blanc, de la même manière que 393 D. Des épidotes peuvent parfois remplacer aussi les plagioclases.

393 C - Ce faciès se rapproche beaucoup de 295 B (voir 3-5-2-2). La roche est uniquement composée de pargasite (80 %) et de hercynite (20 %).

### Pargasite

En cristaux automorphes, souvent de grande taille (8 cm), non orientés (contrairement à celle de 295 B), elle est pléochroïque :

Z' = kaki verdâtre ; Y' = vert très pâle ; X' = kaki pâle

avec :  $2 V_Z = 83^\circ$  ;  $Z \wedge C = 22^\circ$  ;  $n_Z = 1,640$ . D'où on peut déduire le rapport  $100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mn}) = 80$ .

### Hercynite

Se présente en grains xénomorphes de teinte vert sombre presque opaque, toujours en inclusions dans la pargasite (figure 3-52).

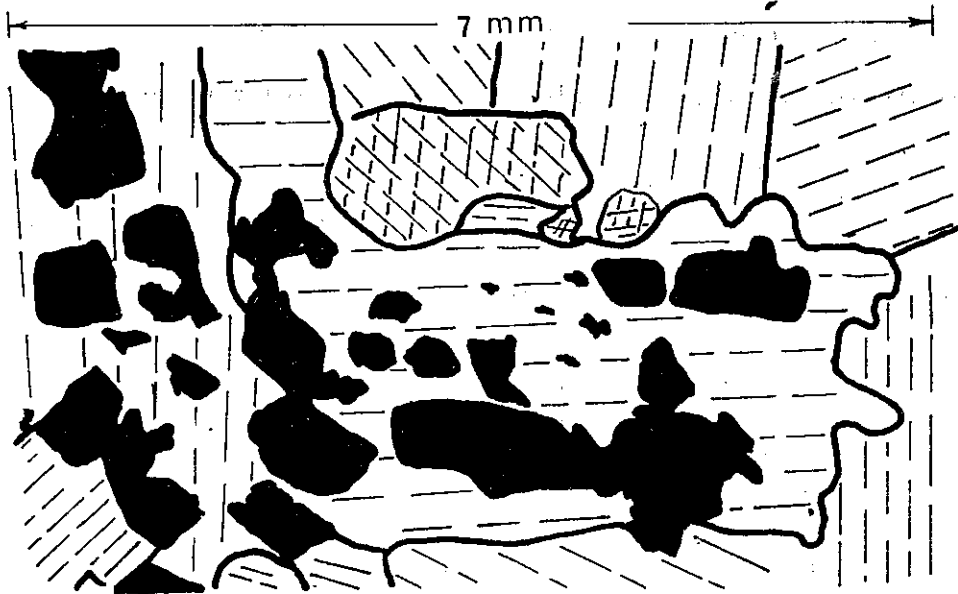


Figure 3-52 - Association de hercynite (noire) et de pargasite (clivée).

Nos mesures ont conduit à déterminer :

$a = 15,5 \text{ \AA}$ , et  $n = 1,790$  ; ce qui correspond à un spinelle de composition : hercynite 70 %, spinelle 30 %.

### 3-5-2-4 : Les épidotites \*

Ces roches se rencontrent en masses irrégulières, au voisinage immédiat des marbres, et surtout dans les zones où ces roches ont été violemment tectonisées.

Nous examinerons deux échantillons de ces roches, pris dans l'Ensemble des gneiss blancs et l'Ensemble des gneiss de l'Ouest. Ils possèdent les paragenèses suivantes :

\* - Certaines roches sont presque entièrement composées d'un minéral du groupe de l'épidote et sont appelées épidotites. Elles ont été définies (FLAWN, 1951) comme des roches compactes et massives surtout composées d'épidote (ou zoisite), avec une faible proportion d'amphibole, de pyroxène, de feldspath, de chlorite, de quartz, de sphène, de calcite.... (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 1, p. 184).



67/AH/398 : épidote - quartz - calcite

67/AH/210 : épidote - quartz - calcite - actinote - trémolite - diopside - sphène - chlorite.

La structure des deux roches est identiques : grands cristaux d'épidote avec quartz interstitiel, sans aucune orientation.

### Quartz

Dans la roche 67/AH/398, il est en gros cristaux xénomorphes, à extinction franche, il forme un fond ou un pavement pour les cristaux d'épidote. Des agrégats d'aiguilles de trémolite sont parfois incluses dans le quartz.

Pour 67/AH/210, le quartz prend une disposition analogue à celle qu'il a dans une micropegmatite : ses petites gouttelettes s'agglomèrent avec l'épidote, les deux minéraux se développant aux dépens du pyroxène. Dans cette roche il s'accumule dans les veines qui la recoupe.

### Calcite

En faible quantité, ses cristaux sont volumineux, xénomorphes et interstitiels comme ceux de quartz.

### Epidote

Le terme épidote est choisi d'après DEER, HOWIE, ZUSSMAN (vol. 1, p. 184... and because of its long and common usage epidote is preferred, in spite of its use as the groupe name, to the term pistacite used by TRÖGER (1952) for the optically negative ( $Fe^{+3}$ , Al) members). Il s'agit des gros minéraux automorphes à subautomorphes constituant 80 % du volume des deux roches.

Propriétés optiques :

$$2 V_x = 70 \quad n_x = 1,740 \quad n_z = 1,790$$

$$n_z - n_x = 0,050 \quad Z' = \text{jaune verdâtre (doré)} \quad X' = \text{jaune très pâle.}$$

Les résultats de l'analyse chimique de l'épidote de la roche 67/AH/398 sont donnés dans le tableau 3-19.

### Diopside

En faible quantité, il est généralement en cristaux automorphes, transformés en trémolite.

### Chlorite

Elle se présente généralement en petits nodules sphéroradiés, vert jaunâtre, en très faible quantité. Dans la roche 67/AH/210 les points suivants sont à souligner :

1) Le diopside devait constamment être associé à la calcite, il est maintenant toujours transformé en actinote-trémolite, de telle sorte qu'il ne reste plus, très souvent, qu'un fantôme de la forme du diopside devenu amphibole dans les cristaux de calcite (pl. 24, fig. 2 et 3). Dans ces cas, il semble, a priori, que les aiguilles d'actinote-trémolite aient une position quelconque dans le fond calcique. Mais lorsque on oriente la lame mince afin que le  $n_x$  de la calcite soit parallèle au plan de vibration du polariseur (N-S; la calcite apparaît alors avec sa réfringence minimale) on s'aperçoit que les aiguilles d'amphiboles sont regoupées en amas rectangulaires, pseudomorphoses évidentes de l'ancien pyroxène.

2) De même, les inclusions d'oxydes de fer situées dans l'ensemble calcite + amphiboles, sont souvent disposées comme si elles dessinaient l'ancien contour du diopside.

3) Dans cette transformation du quartz accompagne toujours la trémolite.

4) Parfois au centre d'une épidote on distingue un diopside, dans ce cas les clivages des deux minéraux sont en continuité parfaite (pl. 24, fig. 4).

PLANCHE 24

Figure 1

Croissance simultanée de plagioclase (gris clair) et de pyroxène (gris, fort relief). En bas et en haut à gauche on voit un résidu de hornblende (gris sombre, clivé).

Roche d'origine : 67/AH/448. X 147

Figure 2

Trémolite (Te) pseudomorphosant le diopside. On voit que la forme prismatique de diopside est parfaitement conservée.

Roche d'origine : 67/AH/210. X 147.

Figure 3

Même phénomène que la figure 2, mais en lumière polarisée. Le diopside est noir.

Roche d'origine : 67/AH/210. X 147.

Figure 4

Diopside (Di) transformé en épidote. Noter que les clivages 110 du diopside se poursuivent dans l'épidote.

Roche d'origine : 67/AH/210. X 147.

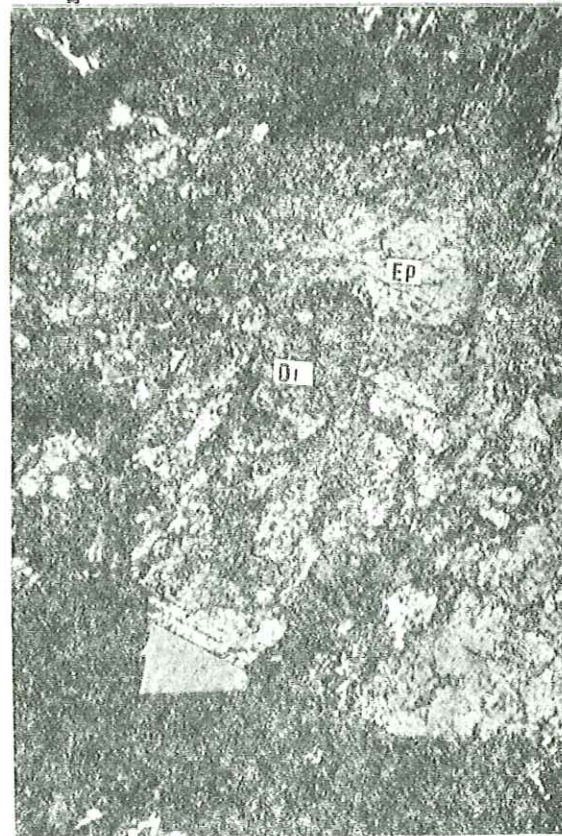
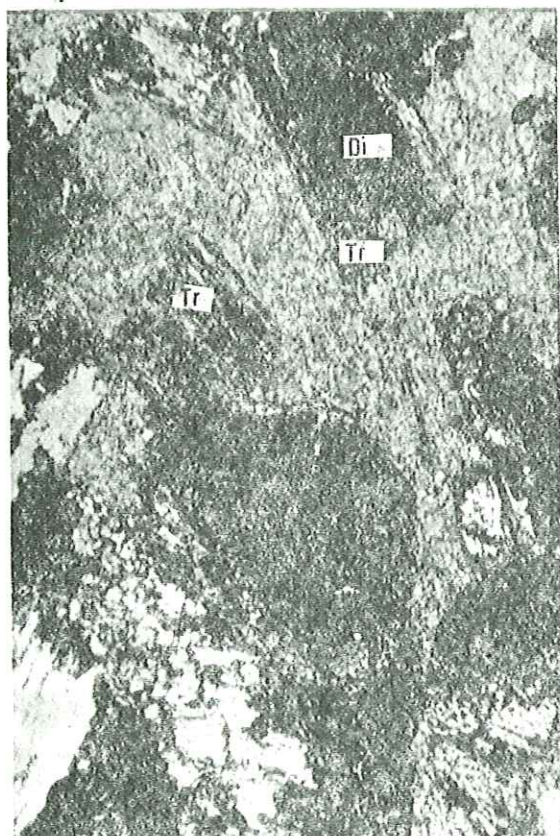
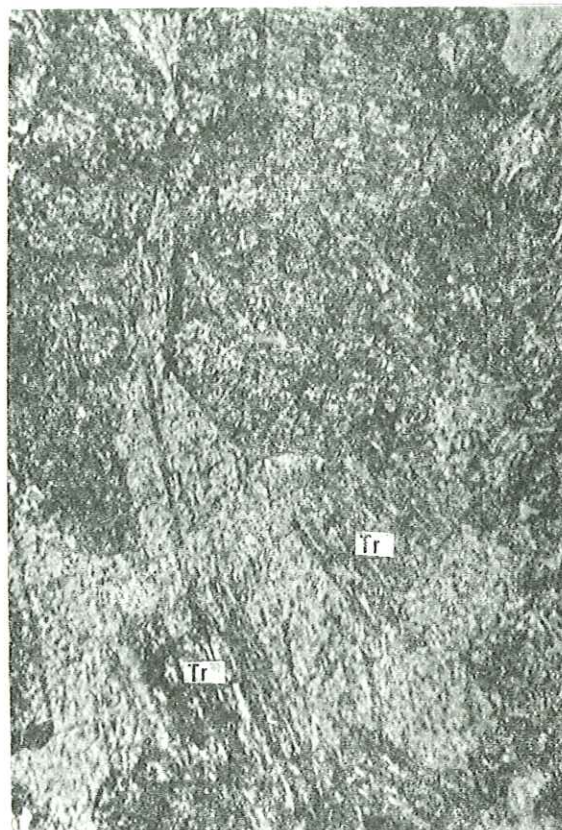
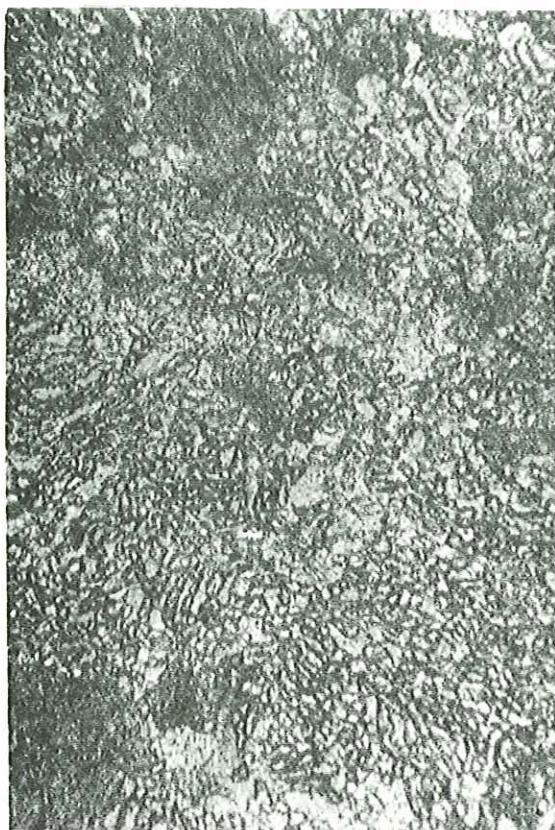


Tableau 3-19\*  
Analyse chimique de l'épidote.

Oxydes	% pondéraux	Equivalents monocationiques	Formule structurale base (O, OH) = 13
Si O <sub>2</sub>	36,38	32,81	Si 2,967 } 3,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,32	21,55	Al <sup>IV</sup> 0,033 } 3,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,48	11,15	Al <sup>VI</sup> 1,916
Fe O	0,72	0,54	
Mg O	0,78	1,08	Ti 0,005 } 2,929
Ca O	22,49	21,77	Fe <sup>+3</sup> 1,008 } 2,929
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,38	Mg 0,098
K <sub>2</sub> O	0,28	0,32	
Ti O <sub>2</sub>	0,11	0,05	Fe <sup>+2</sup> 0,049 } 2,184
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	-	Mn 0,005 } 2,184
Mn O	0,11	0,05	Ca 1,969 } 2,184
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,71	10,29	K 0,029 } 2,184
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,28	-	Na 0,034 } 2,184
			OH = 0,931
Total	99,99	99,99	

Pour-cent de mol. CaFe<sup>+3</sup>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>(OH)  
= 34

5) En aucun cas la trémolite ne se présente seule; mais elle est toujours mêlée à de la calcite. Ce phénomène apparaît déjà sur le terrain : sur les bordures des niveaux de marbres on passe progressivement aux amas de trémolite et il est très difficile de situer la zone où est le contact entre les deux matériaux.

Insistons enfin sur le fait que la transformation diopside → trémolite-actinote se produit sans qu'il soit possible de mettre en évidence une déformation tectonique de la roche, et le diopside n'est jamais cassé.

\* Cette analyse est basée sur l'analyse totale de la roche 67/AH/398 (analyse 50, tableau 3-20). Dans cette roche on a les pourcentages minéralogiques (volumétriques) suivants : épidote 86 %, quartz 12 % et calcite 2 %, en fonction desquels les pourcentages pondéraux de l'analyse chimique ont été corrigés : du pourcentage pondéral de silice on a retiré l'équivalent de 12 % de quartz, de la chaux et de l'H<sub>2</sub> O<sup>+</sup> on a soustrait l'équivalent de 2 % de calcite.

3-5-3 - Aspect chimique

Quatre échantillons de roches carbonatées ont été analysés : un appartient au groupe des paragenèses banales et trois à celui des paragenèses marginales. Les résultats sont donnés dans le tableau 3-20.

Tableau 3-20 \*

Analyses chimiques des roches carbonatées.

	Analyse 47	Analyse 48	Analyse 49	Analyse 50
Si O <sub>2</sub>	48,50	47,40	51,80	42,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,05	3,55	11,35	18,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,45	4,50	8,80	14,85
Fe O	2,85	3,75	2,45	0,65
Mg O	4,40	12,00	4,10	0,70
Ca O	18,40	22,15	17,90	21,10
Na <sub>2</sub> O	1,65	0,35	0,15	0,20
K <sub>2</sub> O	0,60	0,25	0,05	0,25
Ti O <sub>2</sub>	0,70	0,30	0,40	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,15	0,20	0,10
Mn O	0,15	0,35	0,15	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,65	4,35	2,95	2,25
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,30	0,45	0,25
Total	99,95	99,40	100,75	100,85
Ca : (Ca+Al+Na+K)	0,45	0,84	0,58	0,50

\* - Analyse 47 : roche de paragenèse banale (3-5-1-3) ayant la composition minéralogique :

plagioclase - clinopyroxène - sphène - apatite,

Ech. 67/AH/58, provenant de l'Ensemble bigarré.

Analyse 48 : roche de paragenèse marginale (3-5-2-1) ayant la composition minéralogique suivante :

hornblende + diopside + plagioclase + épidote + albite + trémolite - actinote + chlorite.

Ech. 67/AH/448, provenant de l'Ensemble des amphibolites.

Analyse 49 : roche de paragenèse marginale (3-5-2-4) ayant la composition minéralogique suivante :

épidote - actinote - trémolite - calcite - chlorite - diopside - oxydes de fer.

Ech. 67/AH/210, provenant de l'Ensemble des amphibolites.

Analyse 50 : Epidotite ayant la paragenèse suivante :

épidote - quartz - calcite.

Ech. 67/AH/398, provenant de l'Ensemble des gneiss noirs.

Si nous reportons ces roches sur les diagrammes A C F et A'K'F de WINKLER (1965), nous voyons qu'elles possèdent le chimisme de marnes à 65 % de carbonates (fig. 3-53).

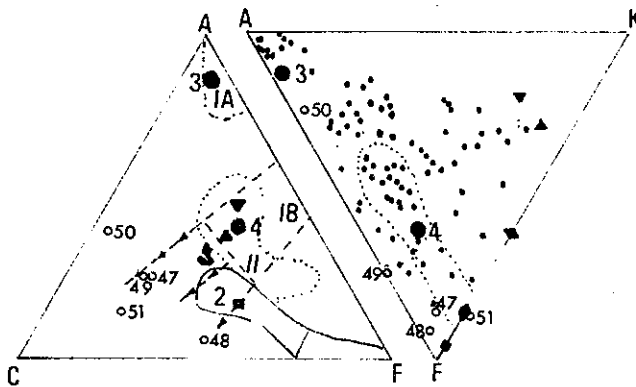


Figure 3-53 - Répartition des roches carbonatées sur les diagrammes ACF et A'KF de WINKLER (1965) (signes voir fig. 3-5).

La position de l'analyse 50 ne correspond à aucun des domaines de roches cités par WINKLER. Cela provient du fait que dans cette roche, qui est une épidotite s. str., tout le fer est sous forme ferrique et, d'après les règles de calcul de WINKLER, est associé avec  $Al_2O_3$  dans le paramètre A. Autrement dit une grande proportion de ce qui aurait dû être en F est passée au profit de A, ce qui semble ici un inconvénient de ce diagramme.

#### 3-5-4 - Discussion

Étudions tout d'abord la formation des lentilles calcaires et leur relation probable avec les éléments ferrifères. Il semble que nous devons faire appel aux émanations et aux éruptions volcaniques pour expliquer la richesse relative des roches calcaires en éléments ferrifères.

La pauvreté de l'eau de mer en fer est mentionnée par RANKAMA et SAHAMA (1950) : "... la teneur de l'eau de mer varie de 0,002 à 0,02 g/tonne ; c'est-là une valeur excessivement faible, qui montre que l'eau de mer est de loin la substance la plus pauvre en fer trouvée dans la nature. Seule une faible part du fer libéré par altération météorique atteint la mer. L'oxygène est toujours présent dans les couches marines supérieures ; ainsi le fer charrié par les rivières est transformé en hydroxyde ferrique colloïdal lorsqu'il atteint la mer".

Nous en avons la preuve dans les lentilles de marbres se trouvant dans l'Ensemble des gneiss de l'Est. Ces marbres sont tout à fait blancs ; leur olivine est une vraie forstérite et leur spinelle, un spinelle s. str. : il y a absence totale de Fe.

De même les sédiments pélitiques, psammitiques associés, et qui ont donné les gneiss, sont pauvres en fer par rapport au Mg. Il n'y a pas cristallisation de grenat almandin, mais de cordiérite (valeur élevée du rapport Mg/Fe selon H. G. WINKLER, 1965, p. 104).

Par contre dans les marbres ferrifères qui apparaissent à partir des gneiss noirs (dont l'origine se trouve dans des roches andésitiques riches en fer, voir la discussion sur les amphibolites), le spinelle de ces roches est un pléonaste et le phlogopite comporte 12 % de fer. A mesure que nous nous rapprochons des niveaux supérieurs de l'Ensemble bigarré, où les gneiss basiques et les amphibolites (origine : andésites ferrifères) deviennent plus abondants, nos calcaires montrent une richesse inattendue en fer ; le spinelle est une hercynite, le phlogopite, lui-même riche en fer, contient de plus des inclusions d'oxydes de fer, lesquelles peuvent être disséminées dans la roche et atteindre une proportion de 50 % dans certains niveaux. C'est précisément à ces niveaux que nous voyons apparaître des lits décimétriques totalement composés de silicates purement ferrifères (hédenbergite).

De ces observations découle forcément une relation entre les activités volcaniques et la teneur en fer des calcaires.

La richesse relative des magmas et solutions différenciées (gabbroïque - dioritique) en fer ferreux par rapport au  $Mg^{+2}$  est en fait bien connue. Cela provient de la différence des rayons ioniques de ces deux éléments (nous reparlerons de ce phénomène en discutant les phlogopites, voir ci-après). Chaque fois qu'il y a une éruption ou une émanation

volcanique, l'eau de mer devient relativement riche en fer ferreux. A cause du manque d'oxygène dans les profondeurs marines ce fer reste toujours à l'état ferreux et demande une basicité relativement forte pour précipiter (la précipitation de l'hydroxyde ferrique commence à pH = 3, tandis que celle du fer ferreux commence à pH = 5,1 et n'est pas complète même dans les milieux neutres de pH = 7).

Tant qu'il y a des éruptions et émanations et par conséquent tant qu'il y a dégagement de CO<sub>2</sub>, une telle basicité n'est pas atteinte et le fer reste en solution. D'autre part, un milieu de sédimentation calcaire est un milieu basique (pH = 8.1 - 8.4) (pour tous ces chiffres, voir RANKAMA et SAHAMA, p. 665). Mais ce milieu de sédimentation calcaire (basique) est troublé par le CO<sub>2</sub> qui joue un rôle d'acidification et empêche la précipitation de la roche carbonatée. En effet, comme l'expliquent RANKAMA et SAHAMA: "la solubilité du carbonate de calcium dans l'eau de mer dépend de plusieurs facteurs : la température, la pression partielle du CO<sub>2</sub> dans l'eau, le pH et la teneur en d'autres substances dissoutes. La solubilité du carbonate de calcium diminue lorsque le pH croît et augmente lorsque que croît la pression partielle du CO<sub>2</sub>".

Nous voyons que les émanations riches en fer et en CO<sub>2</sub>, et les milieux calcaires ont des effets contraires: l'un sur l'autre. D'une part un milieu de sédimentation calcaire favorise et fait se précipiter le fer ; d'autre part le CO<sub>2</sub> volcanique freine la précipitation de fer et du carbonate de calcium. Une fois l'éruption achevée et l'eau refroidissant, la pression partielle de CO<sub>2</sub> devient secondaire (d'une part à cause de la fin des émanations riches en CO<sub>2</sub>, d'autre part, à cause du départ de CO<sub>2</sub>, dû au refroidissement de l'eau), le milieu trouve petit à petit sa basicité et le fer et les carbonates de calcium précipitent en même temps, comme ce fut exactement le cas pour les sédiments ferrifères calcaires de la région du lac Supérieur en Amérique du Nord et du bouclier brésilien (RANKAMA et SAHAMA, p. 675).

#### LA FORMATION DES BORDURES COMPOSEES DE MINERAUX FERRIFERES.

La formation des lits décimétriques composés d'hédenbergite ou d'hercynite, pargasite ferrifère, aux épontes des niveaux calcaires peut avoir trois origines :

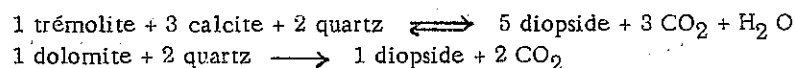
- 1 - Concentration à la surface des bancs calcaires par migration du fer dans les milieux sédimentologiques, c'est-à-dire en quelque sorte une latéritisation.
- 2 - Existence de niveaux ferrifères minces, accompagnant les bancs calcaires, dès la sédimentation.
- 3 - Formation pegmatitique de ces bords, lors d'une différenciation métamorphique.

La deuxième possibilité est difficile à imaginer, car les lisières ferrugineuses sont uniquement aux épontes des bancs calcaires et forment une couverture autour d'eux. Si cette hypothèse était exacte, on devrait trouver des lits ferrifères au moins en alternance avec les niveaux calcaires.

Ni la première, ni la deuxième hypothèse ne permettent d'expliquer la disposition des minéraux de ces lits. Ils sont en effet, en grandes baguettes perpendiculaires au litage des bancs calcaires. Il en va de même pour la taille de ces cristaux qui atteint souvent 10 cm, alors que dans le calcaire ou les gneiss voisins, les minéraux sont toujours relativement petits (0,1 à 6 mm au maximum).

La troisième hypothèse nous paraît donc la plus vraisemblable et explique toutes les caractéristiques de ces lits particuliers :

Le fer ne participe que très difficilement à la structure du carbonate de calcium, contrairement au Mg dans la formation de dolomite. Il reste donc à l'état d'oxydes libres non engagés. Quand le métamorphisme débute et atteint son maximum, les réactions suivantes ont lieu :



et nous obtenons une solution riche en CO<sub>2</sub>. Le fer qui s'est précipité à cause de la dilution du CO<sub>2</sub>, se trouve de nouveau en présence d'une solution ayant une forte proportion de CO<sub>2</sub>. Il passe donc en solution, laquelle tend à diffuser vers les espaces de moindre énergie. Ces zones doivent pouvoir être des fissures d'extension, facilement créées à la limite de deux matériaux de caractéristiques mécaniques différentes (contact entre les niveaux de calcaire et de gneiss). La solution migre donc vers ces espaces libres selon une direction perpendiculaire au litage. Elle y rencontre les éléments silico-

alumineux qui vont permettre la cristallisation de l'hédenbergite et de la pargasite ferrifère dont la plus grande dimension se dispose parallèlement au flux de la solution, c'est-à-dire perpendiculairement au litage. De tels milieux ne sont pas sans analogies avec ceux où se forment les pegmatites. Ils permettent une cristallisation lente et par conséquent la formation de très grands cristaux, pegmatitiques s. str.

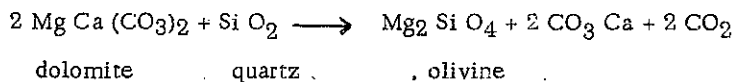
EFFET DE H<sub>2</sub>O ET FORMATION DE CERTAINS MINÉRAUX

La pression relativement élevée de H<sub>2</sub>O dans les roches carbonatées, peut déjà être décelée par la présence des clinohumites (au lieu d'olivine) et la substitution du Fe<sup>+2</sup> par le Fe<sup>+3</sup> dans les spinelles.

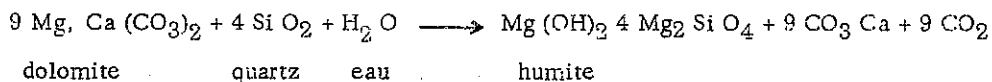
Les clinohumites, minéraux typiques du métamorphisme de contact ou minéraux pneumatolitiques, sont structurellement proches des olivines, avec des hydroxydes en plus, indiquant le rôle des phases fluides et volatiles au moment de leur formation : "les structures consistent en couches ayant un arrangement atomique semblable à celui des olivines, avec des couches de Mg (OH, F)<sub>2</sub> dans leur composition ; les couches de brucite-sellaïte sont toutes deux parallèles aux plans (100)" (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 1, p. 50).

Il est possible que les plans 100 (plans de clivage des olivines et des humites), avec leur énergie de liaison minimale, servent à accueillir les éléments supplémentaires si les conditions le permettent. Dans le métamorphisme de contact ou dans un milieu pneumatolitique, grâce à la faiblesse des pressions et de la surcharge des phases fluides volatiles, les minéraux du groupe de la humite se forment à la place des olivines. Mais dans les milieux de métamorphisme régional, la pression élevée favorise généralement l'apparition des minéraux plus anhydres et empêche la formation de minéraux hydratés : on a ainsi des olivines au lieu des humites. Mais si dans le milieu l'excès de fluide volatile dépasse l'effet contraire de pression, il est naturel de voir des minéraux hydratés au lieu des minéraux anhydres. En effet, les minéraux tels que le talc, la trémolite ou d'autres, en se transformant en diopside et en olivine au cours du métamorphisme progressif (P.T.), libèrent de l'eau qui, avec les éléments volatiles existants ou libérés par d'autres réactions (notamment dolomite + quartz → (olivine (ou diopside) + CO<sub>2</sub>)\* forme une solution gazeuse.

Les minéraux anhydres peuvent se former tant que cette solution peut s'échapper et quitter le système. Mais si le système devient relativement clos, à cause d'une surpression de solution dans les systèmes voisins, ou bien d'une surcharge générale de tous les systèmes de roches, il est bien évident que la solution peut intervenir dans les structures des minéraux déjà formés ou bien empêcher leur formation. Autrement dit, au lieu des réactions :



Nous avons la réaction suivante :



La pression et l'excès de H<sub>2</sub>O ne doivent pas être étrangers à la formation des phlogopites laminés, de la wollastonite et de la trémolite dans nos roches carbonatées.

1 - PHLOGOPITE

Le départ du fer des biotites au profit des grenats, ou bien l'exsudation de cet élément à l'état d'oxydes, le long des clivages 001 sont des faits connus. Ces phénomènes peuvent s'expliquer par les rayons ioniques du fer et du magnésium, et aussi la sensibilité de la teneur en fer des biotites à l'égard des modifications de la pression d'eau.

RANKAMA et SAHAMA (1950, p. 451), parlant de la stabilité des ions Mg<sup>2+</sup> et Fe<sup>2+</sup> dans les silicates, expliquent : "il est évident que l'ion Mg<sup>2+</sup> est très énergiquement lié à l'intérieur des structures, c'est-à-dire que son énergie de

---

\* - En fait, ces réactions ne se font pas directement dans la nature comme nous l'avons écrit. Elles passent par l'intermédiaire de trémolite et de talc; nous avons supprimé, pour faciliter les choses, de telles voies. Car, en fin de compte, les résultats sont les mêmes.



migration est élevée. Cela est dû au fait que, le rayon ionique de  $Mg^{2+}$  n'est pas très éloigné de la valeur optimum requise par l'hexacoordination. L'ion  $Mg^{2+}$  a juste la taille nécessaire pour remplir complètement l'espace entre six ions d'oxygène au contact les uns des autres, sans les évincer. Une liaison forte est ainsi créée entre les ions magnésium et oxygène. Dans le cas de  $Fe^{2+}$ , qui est plus grand que  $Mg^{2+}$ , la liaison est plus faible". (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 3, p. 8) mettent en relation la stabilité des structures des différents micas avec des ions occupant la position (Mg, Fe, Al, ...). CHINNER (1961) précise et relie la stabilité des biotites ferrifères à la pression partielle de  $H_2O$  et d'oxygène : "... les biotites ferrifères sont très sensibles aux changements dans les pressions partielles d'eau et d'oxygène (WONES et EUGSTER, 1959). De petits changements dans l'activité de l'oxygène, et de l'eau au cours du métamorphisme peuvent amener l'instabilité de certaines compositions de biotite (sans produire l'instabilité de la biotite en général), qui serait relâchée par une modification dans la composition de la biotite ou par le retour de  $O_2$  et  $H_2O$  approximativement à leurs valeurs originales".

L'importance de la pression  $H_2O$  et par conséquent d'oxygène devient plus claire si nous regardons de près la structure des micas (fig. 3-54).

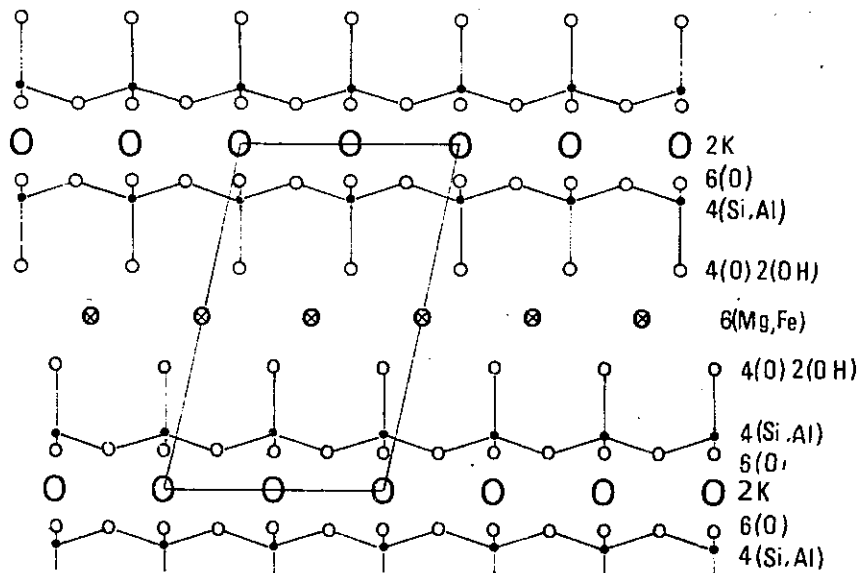
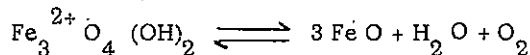


Figure 3-54 - Structure des micas (d'après DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 3, p.3).

"Le trait fondamental de la structure d'un mica est un feuillet composite dans lequel une couche de cations octacoordonnés est comprise entre deux couches identiques de tétraèdres (Si, Al)  $O_4$  liés (...). Ces deux feuillets sont liés par un plan de cations. Des ions hydroxyles supplémentaires, en même temps que des ions oxygène, complètent l'octacoordination des cations des couches intermédiaires. Par ailleurs la structure peut être considérée comme comportant au centre une brucite  $Mg_3(OH)_6$  (dans le phlogopite) où quatre des six ions (OH) sont remplacés par de l'oxygène" (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 3, p. 2). Dans la biotite ou dans le phlogopite ferrifère, cette situation est présentée par des couches de  $Mg_3^{2+}O_4(OH)_2$  et  $Fe_3^{2+}O_4(OH)_2$ . À cause de son rayon ionique optimum (0,78 Å), celle de  $Mg^{2+}$  est très stable, mais pour le fer, avec un rayon ionique plus grand (0,83 Å), la situation n'est pas stable sauf en présence d'une forte pression d'eau et d'oxygène. En effet, nous pouvons avoir l'équilibre suivant :



D'autre part, la pression d'oxygène dépend en grande partie de la pression d'eau, car :



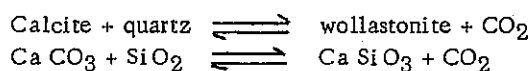
En bref, la pression de  $\text{H}_2\text{O}$  entraîne la pression d'oxygène, et ensemble stabilisent la fraction molaire du mica ferrifère dans la molécule de mica.

En résumé, nos phlogopites riches en fer se sont formés dans des conditions de haute pression d'eau, qui ont entraîné la fixation du fer dans la structure du phlogopite. Lorsque la pression d'eau a baissé, le fer a pu s'échapper et a donné aux phlogopites leur aspect actuellement laminé sans détruire leur structure.

## 2 - WOLLASTONITE

Nous avons vu que, à l'exception d'un grain unique dans une lame mince, la wollastonite ne cristallise pas dans les marbres. En revanche, elle constitue des paquets importants sur les bordures des niveaux carbonatés, au contact des gneiss. La présence de diopside et d'olivine montre que la wollastonite aurait pu chimiquement se former dans les roches calcaires, si d'autres conditions l'avaient permis.

Comme l'explique WINKLER (1965), la wollastonite se forme à haute température, suivant la réaction ci-dessous :



Ainsi la proportion de  $\text{CO}_2$  ( $X_{\text{CO}_2}$ ) préexistante devient un facteur dominant dans les conditions P.T. favorisant la formation de la wollastonite (voir fig. 3-55). Dans les roches carbonatées,  $X_{\text{CO}_2}$  libéré au moment de la formation du diopside et de l'olivine, devait être si élevé, qu'il a empêché la formation de wollastonite. Mais à l'extérieur et au contact de ces marbres avec des sédiments non carbonatés la situation est différente. Nous avons vu que les fissures d'extension produites sur les bordures des marbres ont permis aux solutions de venir de chaque côté pour créer un "milieu pegmatitique". Dans ces espaces, l'eau qui provient des roches péliitiques psammitiques est pauvre en  $\text{CO}_2$  et relativement riche en  $\text{Si O}_2$ . D'une part cette solution fournit la silice nécessaire pour transformer tous les carbonates de calcium en wollastonite, et d'autre part, elle dilue beaucoup le  $\text{CO}_2$  dans la solution, permettant la cristallisation libre et pegmatitique de la wollastonite. Le même phénomène est déjà cité par WINKLER (1965). Nous verrons le degré de la dilution de  $\text{CO}_2$  par  $\text{H}_2\text{O}$ , ainsi que la température de formation de la wollastonite, en discutant les roches scapolitiques (3-6-5 C).

En résumé, dans les roches carbonatées, le rôle de la pression de  $\text{H}_2\text{O}$  dans le métamorphisme, est très important :

Une fois que les conditions métamorphiques ont atteint leur maximum, les minéraux hydratés tels que la trémolite, le talc, etc., se transforment en diopside et olivine, libérant  $\text{H}_2\text{O}$  et  $\text{CO}_2$ . Cette partie fluide permet la mise en solution du fer qui se trouve en grande partie à l'état d'oxydes libres. Les événements tec-

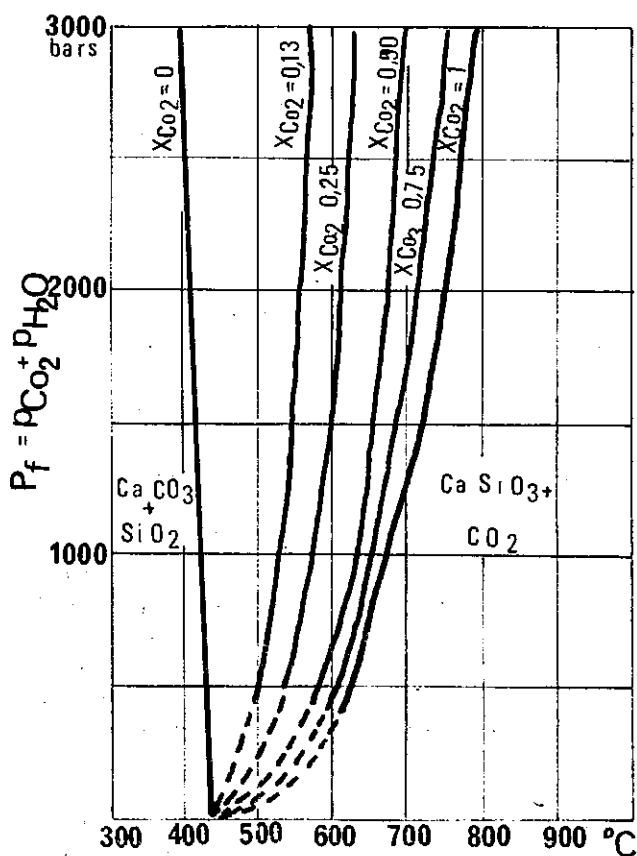


Figure 3-55 - Courbes d'équilibre de la réaction calcite + quartz  $\rightleftharpoons$  wollastonite +  $\text{CO}_2$  en fonction de la température et des pressions de fluides. (D'après les données expérimentales de GREENWOOD (1962), HARKER et TUTTLE (1955) in WINKLER, 1965).

toniques qui ont entraîné la deuxième schistosité créent des espaces vides (fissures d'extension) au contact des calcaires et des gneiss voisins. Dans les roches calcaires et aussi dans les gneiss, la solution se dirige vers ces espaces et les remplit en formant les minéraux pegmatitiques ferrifères et de la wollastonite, cette dernière n'ayant pas pu se former dans les roches calcaires à cause de la forte fraction molaire de  $\text{CO}_2$  dans les solutions qui s'y trouvent. Ces espaces une fois remplis, la pression de  $\text{H}_2\text{O}$  augmente. La solution surpressée ne permet plus à d'autres fluides venant des gneiss ou des calcaires, d'intervenir. Aussi, dans les masses carbonatées, le système devient clos et la pression fluide y croît. C'est à ce moment là que le fer devient actif et entre dans la structure des phlogopites, donnant des micas ferrifères. D'autre part, la formation de l'olivine est gênée par cette solution surpressée et l'olivine ne se forme plus, laissant place aux clinohumites.

## EFFET DE LA TECTONIQUE

Nous verrons plus loin que les déformations tectoniques se sont effectuées en quatre étapes principales dans le Massif Châpédony : la première est le développement de la schistosité principale ; la deuxième est la création de microplis aux axes parallèles à la schistosité, entraînant l'apparition d'une deuxième schistosité légèrement sécante sur la première et accompagnée de fissures d'extension qui ont accueilli les solutions pegmatitiques ; la troisième est le développement des fissures transversales (perpendiculaires à la schistosité principale) qui ont servi au cheminement des solutions résiduelles de caractère hydrothermal qui entraînent la formation d'aphtes ; enfin la quatrième est le développement des fissures, failles et chevauchements ayant des plans légèrement obliques sur la schistosité. La troisième étape s'est effectuée à une profondeur et sous des conditions de pression et température très inférieures à celles de la deuxième, et la quatrième s'est déroulée à une profondeur telle que les conditions métamorphiques thermodynamiques étaient presque achevées.

### 1 - Le rôle de la fissuration transversale de la troisième étape tectonique.

La transformation progressive de hornblende vert brunâtre en hornblende bleue et en actinote, la formation d'épidote, de trémolite et d'albite dans les craquelures transversales (perpendiculaires à la schistosité principale) nous indiquent déjà l'établissement d'un autre régime de métamorphisme, nettement plus faible que celui qui a créé le diopside + olivine. Il n'est pas possible de considérer ces assemblages comme des produits d'une même phase.

Bien entendu la décomposition de la trémolite avec la formation de diopside peut se dérouler déjà à des températures de 350 - 400° C (WINKLER, 1965), à condition que  $X \text{CO}_2$  soit nul. Mais comme nous l'indique WINKLER : "des observations pétrographiques indiquent que ce n'est jamais le cas. Le diopside ne se présente ni dans le faciès de cornéenne à albite ni dans le faciès schiste vert du métamorphisme régional".

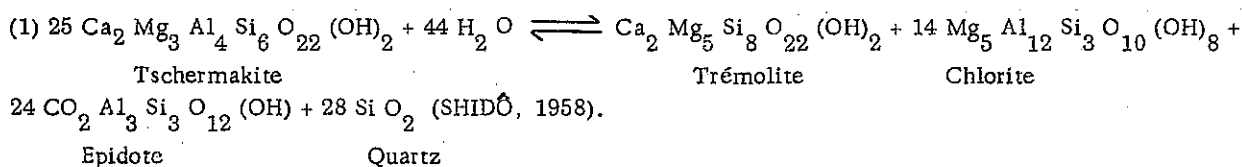
D'autre part, nous venons de dire que le  $X \text{CO}_2$  dans les roches calcaires a été assez élevé et enfin la présence d'olivine et de plagioclases très basiques nous éloigne des faciès de faible degré. Nous nous trouvons nettement en présence de deux faciès métamorphiques, l'un de très haut degré (nous verrons que ce faciès est le sous-faciès le plus élevé du faciès Amphibolite et l'autre de faible degré, c'est-à-dire le faciès Schiste vert. Il semble naturel de penser à un métamorphisme rétrograde, modifiant les assemblages déjà formés en établissant un faciès de plus faible degré. Mais pourquoi cette deuxième phase ne s'établit-elle pas partout ? Pourquoi les roches et les minéraux qui ne comportent pas de fissures transversales sont-ils sains et offrent constamment à l'observation des assemblages minéralogiques caractéristiques des domaines les plus transformés du faciès Amphibolite ? Pourquoi cette phase rétrograde se déroule-t-elle seulement le long des craquelures ?

La réponse est assez simple. Si les conditions du métamorphisme rétrograde (abaissement de la pression et de la température) avaient toujours joué normalement, on ne rencontrerait jamais d'assemblages minéralogiques de haut degré de métamorphisme. Il semble que pour passer d'un système de haut degré à un autre plus faible, un simple abaissement de température et de pression soit suffisant, même si  $\text{H}_2\text{O}$  ne s'évade pas. En fait il faut, pour établir un régime à partir d'un autre, qu'il y ait mobilisation des éléments qui constituent le premier système pour les répartir au mieux des nouvelles conditions de stabilité. Cette mobilisation peut être le résultat de l'action mécanique d'un écrasement.

Si l'on suppose un premier temps de métamorphisme dans des conditions de pression et de température élevées

(phase principale) permettant aux assemblages minéraux d'atteindre leur stabilité, suivi par des conditions de métamorphisme plus léger, dans le faciès Schistes verts (phase ultérieure), les premiers minéraux devraient être détruits au profit de nouvelles associations. Mais ils peuvent cependant rester intacts car l'énergie de liaison entre les éléments constituant ces minéraux de la phase principale est plus forte que l'excitation thermique qui s'établit lors de la phase suivante. Si des agents supplémentaires, capables de surpasser ces énergies de liaison, se surajoutent, le système déjà presque instable peut se détruire et s'adapter aux conditions nouvelles. Ici, ces agents supplémentaires de destruction, puis de mobilisation des éléments fixés par la phase initiale, sont les événements tectoniques qui créent les fissures transversales. Ils brisent par exemple les hornblendes, les dissociant en éléments libres qui peuvent choisir des situations plus compatibles avec les nouvelles conditions de pression et de température. Ainsi apparaissent la hornblende bleue, l'actinote-trémolite, la chlorite, l'épidote, etc. En décrivant la mylonitisation, nous reparlerons de l'énergie thermique de friction et nous verrons dans quelle mesure cette énergie peut augmenter la température du milieu.

Un autre agent de mobilisation qui devient parfois important, est la circulation le long de ces fissures de l'eau et des solutions auparavant emprisonnées dans le système. Dans la transformation de la hornblende verte en hornblende bleue, nous n'en avons pas besoin, car ces hornblendes ne diffèrent pas à ce point de vue. Mais pour la formation d'épidote, chlorite, etc., l'eau a dû jouer un rôle important, car :



Nous avons dit, en décrivant l'ensemble des paragenèses de la roche 368 (3-5-2-1b), que les apports hydrothermaux provenant d'une source extérieure ne sont pas nécessaires. Nous voyons que nous pouvons bien avoir dans les craquelures, les produits nés de la simple destruction de la fraction molaire de tschermakite des hornblendes. Il en va de même pour l'albite qui paraît ne pas avoir de relation avec la hornblende. La relation entre les composants alcalins des hornblendes et la croissance du métamorphisme a été mentionnée par de nombreux auteurs, notamment SHIDÔ (1958) et MIYASHIRO (1958). Ces auteurs ont montré qu'en passant de leur zone B (faciès des Schistes verts) aux zones C et D (faciès Amphibolite du plus haut degré), la proportion de Na + K des hornblendes augmente beaucoup (fig. 3-56).

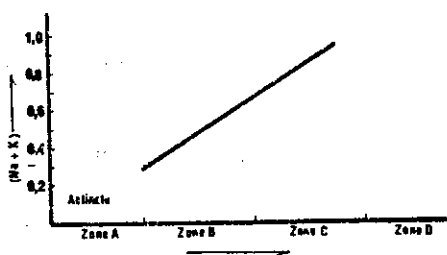
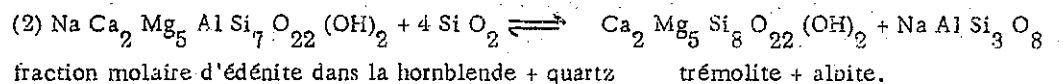
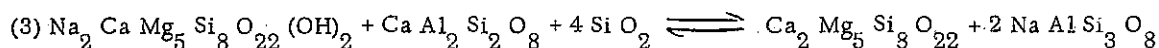


Figure 3-56 - Relation entre la proportion de (Na + K) des hornblendes communes et le degré de métamorphisme en Abukuma central (d'après SHIDÔ, 1958). Les zones A, B, C, sont des zones de métamorphisme progressif.

SHIDÔ écrit : "dans la transition entre les zones A (zone à actinote et albite) et B (zone à hornblende bleue), les assemblages actinote + albite, actinote + albite + chlorite et actinote + albite + chlorite + épidote, ont probablement réagi pour produire : hornblende commune + plagioclase calcique + quartz + eau".

Nous retrouvons dans les fissures des hornblendes, la zonation établie par SHIDÔ et MIYASHIRO en Abukuma central. Une hornblende verte (la zone C est caractérisée par la hornblende verte) se transforme en hornblende bleue (zone B) le long de ses cassures. A ce stade, il doit y avoir libération d'albite. Si la cassure s'arrête à ce stade, nous avons la simple hornblende bleue. Mais si les événements à l'origine des fissures poursuivent leur activité, la hornblende bleue se décompose et libère de l'albite. Cela signifie qu'une fois que l'albite et la trémolite ont réagi pour donner les molécules d'amphiboles sodiques dans les hornblendes, ces minéraux s'individualisent à nouveau. Ces réactions sont bien énoncées par SHIDÔ (1958).





fraction molaire de trémolite + anorthite + quartz + trémolite + albite sodique dans la hornblende

Nous voyons que par simple décomposition des hornblendes et des plagioclases calciques, suivant les réactions (1), (2) et (3); nous pourrions obtenir tous les produits que nous trouvons actuellement dans les fissures transversales sans avoir besoin d'aucun apport qu'il soit hydrothermal, venant de l'extérieur, ou autre. Enfin que peut signifier la structure en mortier de ces produits, spécialement de l'albite, si ce n'est la formation simultanée de ces minéraux et du broyage tectonique le long des fissures ?

## 2 - Effet de la quatrième étape tectonique (les failles et les chevauchements ayant des plans approximativement parallèles à la schistosité).

Nous parlerons en détail de l'effet de cette étape tectonique, avec ses efforts de contrainte cisailante, en commentant la mylonitisation générale de la région. En ce qui concerne les roches carbonatées il est vraisemblable que cette étape est la cause essentielle de l'épidotisation intense qui s'effectue aux environs de ces roches.

"L'épidote a été considérée comme un minéral de contrainte (stress mineral) mais en général, avec d'autres minéraux de contrainte, sa formation semble favorisée par les efforts de cisaillements et de basses températures", écrivent DEER, HOWIE, ZUSSMAN (vol. 1, p. 207-208) qui poursuivent : "pendant le métamorphisme rétrograde accompagnant les dislocations et la cataclase, des ions Ca peuvent être libérés par les plagioclases, les pyroxènes et les amphiboles et se fixer dans des minéraux du groupe de l'épidote. L'épidote est aussi un produit commun du métamorphisme de dislocation des roches ignées basiques et une ségrégation lenticulaire de l'épidote se développe couramment pendant le métamorphisme rétrograde. La concentration de ces masses relativement petites, riches en épidote, peut être mise en relation avec sa résistance aux déformations par glissement et par suite avec sa différenciation métamorphique de minéraux plus facilement déformés par exemple, le quartz et l'albite".

Nos paquets d'épidote se trouvent autour des marbres, où ils sont violemment tectonisés par les failles de la quatrième étape du développement structural. D'autre part, ces paquets ne se trouvent pas autour de toutes les fentes de marbre. Chaque fois que nous avons des bandes décimétriques de minéraux ferrifères et qu'elles sont broyées, nous voyons une épidotisation intense autour des marbres. Par suite de ces observations et de la nature des épidotes considérées comme "stress minerals" résistantes aux déformations par glissement, il ne nous est plus nécessaire de chercher ailleurs leur origine.

En effet, les facteurs principaux qui doivent entrer en jeu sont :

- l'apparition de plans de glissement entre matériaux de compétence différente (marbres et gneiss adjacents), précédée par un abaissement de pression et de température ;
- l'énergie engendrée par les frictions.

L'établissement des conditions du faciès Schistes verts à épidote et amphibole, s'ensuit. La disponibilité des éléments entrant dans la composition de l'épidote est assez grande et ne laisse aucune chance à d'autres possibilités de cristallisation. En d'autres termes les épidotes ont été obligées de se former dans les conditions mentionnées ci-dessus.

Leur composition, avec un pourcentage moléculaire presque maximum de  $\text{Ca}_2 \text{Fe}_3^{+3} \text{Si}_3 \text{O}_{12} (\text{OH}) = 35$  (voir tableau 3-19) (le maximum hypothétique est de 40 ; il est rare), plaide beaucoup en faveur de cette hypothèse, car, suivant HARPUM (1954, in DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. , p. 84) : "lorsque de petites quantités seulement de fer ferrique sont disponibles, des pressions hydrostatiques plus élevées favorisent le développement de zoisite (...). Quand l'influence des efforts de cisaillement augmente et que le fer ferrique est disponible en plus grande quantité, la formation de zoisite est réduite et une épidote monoclinique cristallise de préférence".

Or ici, du fer ferrique est disponible, comme l'indique le rapport  $\frac{\text{Fe}^{+3}}{\text{Fe total}}$  de l'hédenbergite qui est déjà de 0,31 (voir tableau 3-18).

On peut donc résumer le développement minéralogique, métamorphique et tectonique de la façon suivante :

- 1 - Stade tectonique amenant à la naissance de la schistosité principale sous des conditions de métamorphisme de haut degré permettant la cristallisation de diopside, olivine, phlogopite.
- 2 - Libération de fluides volatiles débutant à cette étape grâce à l'apparition de fissures d'extension au contact des marbres et des gneiss adjacents. Les éléments riches en fer sont ainsi conduits vers les

fissures où se créent des minéraux ferrifères perpendiculairement aux bordures des fentes. Ces espaces étant comblés, la pression fluide qui y règne empêche de nouveaux échanges et confine en particulier le système régnant dans les calcaires. La pression y croît donc et des clinohumites et des micas ferrifères y apparaissent. Au contact des marbres et des gneiss, la grande dilution de  $\text{CO}_2$  dans les fluides permet la cristallisation de wollastonite.

- 3 - L'abaissement de pression et de température correspondant à la troisième étape tectonique durant laquelle se créent les fissures transversales, conditionne l'apparition du faciès Schistes verts le long de ces fissures, où il se développe en raison de l'excitation tectonique locale.
- 4 - A ce stade, le broyage exercé par l'apparition de failles et de chevauchements aux plans sensiblement parallèles à celui de la schistosité principale, permet l'épidotisation du voisinage des marbres.

### 3-6 - LES ROCHES SCAPOLITIQUES ET ASSOCIEES

Ces roches se rencontrent évidemment dans l'ensemble scapolitique, et aussi dans une couche unique de l'Ensemble bigarré, dans sa partie méridionale. Il s'agit de roches grises, denses, à grain très fin, très finement rubanées (lits millimétriques), toujours intercalées dans les roches blanches fines, dites "leptynites". Cette intercalation est d'ordre centimétrique à métrique (voir figure 2-2).

Trois paragenèses différentes ont été observées :

3-6-1 - scapolite + clinopyroxène + feldspaths potassiques + sphène + clinozoisite + calcite.

3-6-2 - clinopyroxène + wollastonite + épidote + trémolite - actinote + quartz + calcite.

3-6-3 - clinopyroxène + plagioclase + sphène + albite + épidote.

Les "leptynites" ont au contraire une paragenèse homogène :

3-6-4 - quartz + K. feldspaths + plagioclase + sphène + apatite.

Les faciès possédant les trois premières paragenèses ne montrent aucune différence en échantillon et ne peuvent se distinguer qu'au microscope.

Leur structure (si l'on ne tient pas compte des déformations tectoniques secondaires que l'on rencontre partout dans l'ensemble scapolitique) est partout très homogène : structure isogranulaire, granoblastique, avec une sorte de rubanement marqué par des lits plus riches en pyroxène + scapolite et feldspath potassique pour la paragenèse 3-6-1 ou pyroxène et plagioclase pour la paragenèse 3-6-3.

Dans toutes ces roches les clinopyroxènes sont identiques, xénomorphes à subidiomorphes, généralement petits (0,3 à 0,4 mm), surtout dans les roches finement rubanées à paragenèse 3-6-2 (diallage).

Deux clinopyroxènes des roches 67/AH/501 et 67/AH/543 appartenant aux paragenèses 3-6-1 et 3-6-2 ont été étudiés aux Rayons X. Ils appartiennent à la famille diopside-hédenbergite et ils ont la composition suivante (d'après ZWAAN) :

67/AH/501 - diopside : 70 %, hédenbergite : 30 %

67/AH/543 - diopside : 60 %, hédenbergite : 40 % (+ 5 %).

Cependant la transformation de ces pyroxènes est différente dans chaque roche. Les différents cas sont examinés ci-après pour chacune des paragenèses.

#### 3-6-1 - Les roches scapolitiques proprement dites

Les minéraux qui les composent sont les suivants :

##### Scapolite

Xénomorphe, petite (0,3 - 0,4 mm), constituant au moins 30 % du volume de la roche, elle se trouve dans des lits séparés de ceux, plus riches en feldspath potassique. Sa biréfringence varie entre 0,026 et 0,030, ce qui correspond à  $\text{Mar. } 35 \%$ ,  $\text{Mei. } 65 \%$  et  $\text{Mar. } 22 \%$ ,  $\text{Mei. } 78 \%$ , c'est-à-dire à une mizsonite riche en meionite (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 4, p. 329).

Dans la roche provenant de l'Ensemble bigarré, les scapolites, ainsi que les autres minéraux, ne montrent aucune extinction onduleuse ; dans les autres roches, au contraire, les minéraux sont très déformés et cassés mais ni altérés, ni déstabilisés.

##### K. feldspaths

Xénomorphes, d'une taille allant de 0,3 à 0,4 mm, ils constituent 25 - 30 % de la roche ; leurs indices  $n_z = 1,525$ ,  $n_x = 1,521$ , les fait correspondre approximativement à Or (75 - 80) % (Ab + An) (25 - 20) % (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 4, p. 60). Aucun signe de perthite ou de perthitisation ne se présente dans ces minéraux. Les minéraux sont sains et ne présentent aucun signe de déstabilisation.

Sphène

Subautomorphe, très petit (0,05 - 0,2 mm) dispersé dans la roche, associé surtout aux pyroxènes, légèrement pléochroïque:rouge très pâle à incolore.

Calcite

Interstitielle en quantité négligeable.

Clinozoïsite

Dans les roches provenant de l'ensemble scapolitique, elle se présente en petits cristaux associés en grandes plages ou en grands cristaux bien définis, toujours associés aux pyroxènes.

Les valeurs de  $2V_z = \text{grand}$  et  $n_z - n_x = 0,007$ , donne :

Mol. %  $\text{Ca}_2\text{Fe}^{+3}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH}) = 0,008$  (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 1, p. 203).

Epidote

Subautomorphe, remplissant des fissures perpendiculaires au litage.

Aspect chimique

Une roche de cette catégorie a été analysée chimiquement, le résultat en est donné dans le tableau 3-21.

Tableau 3-21

Analyse chimique des roches scapolitiques : analyse 51

Si O <sub>2</sub>	46,40	$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Al} + \text{Na} + \text{K}} = 0,57$ <p>(Rapport indiquant selon K. PARRAS, 1958, la possibilité d'une recristallisation de scapolite s'il dépasse 0,39).</p>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,40	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,10	
Fe O	3,65	
Mg O	3,80	
Ca O	23,45	
Na <sub>2</sub> O	1,35	
K <sub>2</sub> O	2,30	
Ti O <sub>2</sub>	0,55	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,20	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	10,05	
Total	98,65	

La quantité extraordinaire de H<sub>2</sub> O<sup>+</sup> vient du fait qu'il y avait beaucoup de gaz dans cette roche, où on a remarqué des sulfures non dosés, dus à la présence de scapolite.

La représentation de cette roche sur les diagrammes ACF et A'KF de WINKLER nous donne une marne calcaire relativement riche en éléments ferrifères et en "K". A cause de l'abondance de soufre, il est possible de penser ici à

\* - Analyse 51 : roche scapolitique de paragenèse suivante :

scapolite + diopside + feldspath potassique + sphène et un peu de clinozoïsite et de la calcite.

Ech. 67/AH/501, provenant de l'Ensemble scapolitique.



une ancienne marne dolomitique gypsifère. Le mode d'affleurement (fig. 2-2) des roches de l'ensemble scapolitique appuie cette hypothèse. En effet, comme nous l'avons vu, cet ensemble est composé d'une alternance de lentilles ou de bandes centimétriques à métriques de roches scapolitiques, de leptynites et de roches à pyroxène + plagioclase. On peut donc en déduire que cet ensemble a été une séquence épaisse des marne calcaires, gypsifères, alternant avec des argiles, séquence typique de faible profondeur, de type plateau continental ou de bassin peu profond. La formation du gypse pourrait être liée à des activités volcaniques, dont nous avons constaté la présence dans les Ensembles des amphibolites et des gneiss de l'Ouest.

### 3-6-2 - Les pyroxénites

La quantité de clinopyroxène dans ces roches est au moins de 70 %. Les autres constituants se présentent comme suit :

#### Wollastonite

Il en existe peu. On la rencontre en gros cristaux (0,5 - 0,8 mm), dans un petit lit de 1 mm d'épaisseur dans la roche 67/AH/543, au voisinage immédiat des gneiss de l'Ensemble des gneiss de l'Ouest. Il est intéressant de remarquer que la wollastonite est poëcloblastique et renferme beaucoup d'inclusions de clinopyroxène. Celui-ci est fortement altéré en trémolite + quartz + calcite, tandis que la wollastonite elle-même n'est absolument pas transformée.

#### Epidote

Cristaux subautomorphes, souvent associés en grandes plages.

#### Trémolite-actinote

Associées au quartz et à la calcite, elles se forment aux dépens des pyroxènes, d'une manière identique à celle que nous avons vue dans les épidotites.

### 3-6-3 - Les faciès à pyroxène et plagioclase

Plagioclase : c'est un labrador basique (An 65). En petits cristaux (0,1 à 0,2 mm), maclés polysynthétiquement d'après la loi de l'albite. Souvent altérés en séricite. Mais en plus du plagioclase calcique on rencontre aussi de :  
l'albite ; elle se trouve dans des filonnets, perpendiculaires au litage, parfois aussi entre les autres plagioclases, ou dans des lentilles d'orientation quelconque. Elle est toujours finement cristallisée et est associée à du quartz en une structure micropegmatitique.

### 3-6-4 - Les leptynites

#### Aspect macroscopique

Ce sont des roches blanches, finement foliées ; cette foliation est parfois marquée par l'alignement des minéraux phylliteux. Elles sont souvent recoupées par de petites veines d'albite, portant des agrégats d'épidotes.

#### Aspect microscopique

Structure porphyroblastique, souvent broyée. Ce broyage donne à la roche un aspect laminé parallèle à la schistosité principale.

Leur composition minéralogique est la suivante :

#### K. Feldspaths

Ils sont gros, xénomorphes (2 mm), à forte extinction onduleuse, ils englobent des plagioclases, mais sont aussi parfois interstitiels, ou en perthite dans les plagioclases. Ils sont toujours entourés par de petits grains de plagioclases

sodiques (albite) myrmékites. On observe rarement des perthites mais parfois une striation.

$n_z = 1,527$  ;  $n_x = 1,522$  ; Or 60-65 ; Ab-An 40-35.

Ces minéraux sont souvent déstabilisés et bourrés de pseudomatériaux pélitiques.

#### Plagioclases

Il s'agit d'oligoclase, en grands cristaux sauf quand ils se trouvent en inclusion dans les feldspaths potassiques. Ils sont bien maclés polysynthétiquement, mais cassés et à extinction onduleuse.

#### Quartz

En petits cristaux, associés en grandes plages et s'insinuant entre les autres minéraux. On le trouve aussi en veines ou lits indépendants.

#### Sphène

Gros (1 mm), maclé polysynthétiquement, en faible quantité.

#### Chlorite

Il s'agit peut-être d'une pseudomorphose de biotite, en baguettes légèrement pléochroïques.

$n_z = \text{vert}$  ;  $n_x = \text{vert pâle}$ .

### 3-6-5 - Discussion

#### a - Scapolites

"La formation de scapolite dans des roches soumises à un métamorphisme régional est communément considérée comme le résultat d'un processus métagénétique avec l'introduction en particulier de constituants fugaces tels que Cl, CO<sub>2</sub> et SO<sub>3</sub>" (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 4, p. 331). KNORRING et KENNEDY, 1958 cherchent aussi la cause de la scapolitisation dans un apport de constituants fugaces : "ceci est important en raison du fait que la scapolitisation est considérée en général comme résultant de constituants essentiellement métagénétiques tels que H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, Cl et SO<sub>3</sub>... la source de l'émanation n'est pas connue, mais la métagénétose semble avoir été contemporaine du métamorphisme régional".

Nous attribuons aussi la formation de la scapolite à des constituants fugaces, mais pour nous la source n'est pas inconnue : ils ne viennent pas de loin, ils sont dans nos roches marnogypsifères. Ce qui confirme aussi cette suggestion (qui est d'ailleurs plutôt un fait), c'est que nous n'avons pas affaire à une scapolitisation, mais à une formation directe de scapolite. En effet, il n'existe aucun signe de transformation de plagioclase en scapolite ; de plus s'il y avait un apport quelconque de constituants fugaces, pourquoi ceux-ci auraient-ils choisi certains lits ou lentilles, sans entrer dans d'autres ? Nous avons côte à côte, des roches à plagioclase + pyroxène et à scapolite + pyroxène. De deux roches chimiquement identiques (sauf en ce qui concerne les constituants fugaces), toutes deux capables d'être scapolitisées, l'une l'est, l'autre reste intacte. Cela n'est pas du tout logique.

En considérant la fugacité (leaching ability) des sulfates on pourrait se demander comment, au cours de la diagenèse et du métamorphisme, ces éléments fugaces, peuvent être conservés et emprisonnés dans les roches. La réponse se trouve dans la nature des sédiments et leur capacité à conserver le soufre. En effet, d'après CLARKE (1924, in RANKAMA et SAHAMA, op. cit.), dans différentes roches on rencontre du soufre dans les proportions suivantes :

Roche	S en g/tonne
Grès	300
"Shales"	2600
Calcaires	1900

RANKAMA et SAHAMA expliquent qu'en raison du départ des sulfates, facilement lessivés et entraînés, ils ne subsistent qu'en "résistats". C'est ainsi que le contenu de soufre des grès est remarquablement bas. Mais dans les roches argilo-marneuses, extrêmement imperméables, il y a peu ou pas de circulations et presque tous les sulfures qui ont précipité avec elles sont conservés. L'impossibilité du déplacement de ces matériaux fugaces et volatiles, est bien soulignée aussi par le mode d'affleurement des roches de l'ensemble. Il existe des lentilles de quelques dizaines de décimètres où les plagioclases sont la phase minéralogique stable : elles n'ont pas reçu de fluides chargés en éléments fugaces. En contrepartie, d'autres lentilles qui devaient dès l'origine contenir de tels éléments, contiennent des scapolites alors que le plagioclase est absent : les fluides initiaux n'ont pu s'échapper. La question est encore plus nette dans les roches leptyniques. Là, on n'a aucune trace de minéraux anhydres, et même la biotite est absente. L'eau renfermée dans ces roches n'a pas eu la possibilité de s'échapper car ces sédiments étaient extrêmement imperméables et la chlorite, qui absorbe beaucoup d'eau de constitution, cristallise à la place des autres minéraux ferromagnésiens. Enfin, pour les roches originelles que nous imaginons, des marnes gypsifères, peut-il y avoir un meilleur indice d'imperméabilité que de se souvenir qu'elles constituent très souvent le piège sous lequel sont accumulés les gisements pétroliers (cap rocks) ?

Nous avons discuté à plusieurs reprises et nous discuterons encore dans le chapitre de pétrologie, du fait que la pression d'eau dans les formations du Massif Châpédony a été anormalement élevée. Mentionnons ici que les formations de l'Ensemble scapolitique, grâce à leur imperméabilité et par conséquent en raison de l'impossibilité de circulation des fluides sont précisément responsables de cette haute pression d'eau. Ces roches ont joué un rôle de "cap rock" pour les formations du Massif Châpédony. Elles ont empêché les fluides créés au cours du métamorphisme de s'évader et ont rendu le système presque clos. Comme nous le verrons plus tard en discutant de la granitisation, ce fut la cause essentielle de l'apparition de solutions et de bains granitiques jusqu'à des températures inhabituellement basses.

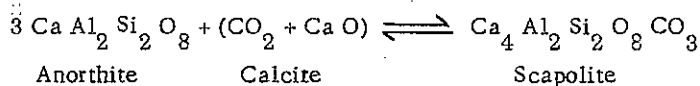
Des roches à scapolite et diopside dérivant du métamorphisme régional de sédiments calcaires impurs, ont été décrites par PARRAS (1958) dans le complexe West Vusimaa, dans le Sud de la Finlande. La scapolite (mizzonite riche en calcium) est présente dans les roches où l'indice  $Ca : (Ca + Al + Na + K)$  est supérieur à 0,39. Là, la mizzonite prend la place du plagioclase qui est à son tour prédominant dans les roches où  $Ca : (Ca + Al + Na + K)$  est inférieur à 0,39. PARRAS en déduit : "il semble donc que, en plus de la température nécessaire à la formation de scapolite, l'autre condition essentielle pour la formation de ce minéral est une certaine valeur du rapport  $Ca : (Ca + Al + Na + K)$  dans la composition globale de la roche, c'est-à-dire une valeur supérieure à 0,39".

Dans nos roches à scapolite, le rapport  $Ca : (Ca + Al + Na + K)$  est 0,57 (tableau 3-21, analyse 51) ce qui va dans le sens de l'hypothèse de PARRAS. Mais dans nos roches carbonatées, le rapport est également supérieur à 0,39, et pourtant elles ne contiennent pas de scapolite. Pour les roches des analyses 47 et 48 (voir tableau 3-20) les valeurs de ce rapport sont respectivement de 0,45 et 0,84. Les paragenèses sont, pour l'analyse 47 : plagioclase + pyroxène et pour l'analyse 48 : plagioclase + pyroxène + hornblende, sans aucune trace de scapolite.

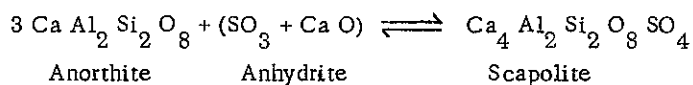
PARRAS avait probablement oublié l'importance de la nature des roches, l'accumulation des volatiles et leur pression partielle. En effet, les réactions métamorphiques sont trop compliquées pour qu'on puisse les expliquer par les simples rapports des éléments ou par la formation expérimentale de tel ou tel minéral, dans telles ou telles conditions de température ou de pression.

Dans la littérature, nous trouvons toujours les scapolites formées à haute pression (métamorphisme du type Barrow, dans le faciès granulite). Cela paraît incompatible avec les conditions qui régnaient ici. Nous avons déjà souligné (voir ci-dessus et plus loin aussi, le chapitre de pétrologie), que notre métamorphisme est du type de basse pression (probablement restée inférieure à 3000 bars). Cependant nous attribuons, nous aussi, les scapolites à l'intervention de fortes pressions, en particulier la pression partielle des gaz.

La scapolite peut se former ainsi :



ou



Nous voyons que le domaine de stabilité du plagioclase ou de la scapolite dépend de la présence de CO<sub>2</sub> ou SO<sub>3</sub>, ou, en d'autres termes des proportions de ces gaz dans la phase fluide totale permettant la cristallisation de l'un ou l'autre de ces minéraux.

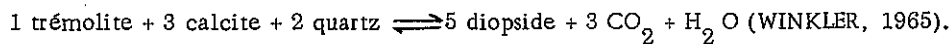
Nous savons qu'en profondeur, nous pouvons exprimer comme suit la pression totale hydrostatique (WINKLER, 1967, p. 10) :

$$P_s = P_f = \sum_i p_i = \alpha p_{H_2O} + \beta p_{CO_2} + \gamma p_{SO_3} + \dots$$

Les principes thermodynamiques nous apprennent que la pression partielle d'une phase gazeuse est proportionnelle à sa proportion molaire dans l'ensemble des phases gazeuses ou fluides. La question est maintenant claire. Dans les roches carbonatées, gypsifères, les fractions molaires de gaz SO<sub>3</sub>, CO<sub>2</sub>, etc. sont telles qu'elles constituent la plus grande partie de notre fluide. Par conséquent, la pression partielle de ces gaz représente presque la totalité de la pression. Tandis que dans les roches voisines, cette pression partielle est inférieure, bien que la pression totale soit la même. Dans ce cas, le plagioclase est le minéral stable au lieu de la scapolite. Ajoutons ici l'importance de l'imperméabilité de l'ensemble, qui a empêché une homogénéisation des phases fluides et gazeuses, même à une distance de quelques dizaines de centimètres.

b - Diopside

A première vue l'interprétation donnée ci-dessus pour la scapolite ne cadre pas avec la présence de diopside. En effet, celui-ci se forme suivant la réaction :



On voit que la formation du diopside est contrôlée par la fraction molaire de CO<sub>2</sub> dans la phase fluide et se fait à ses dépens.

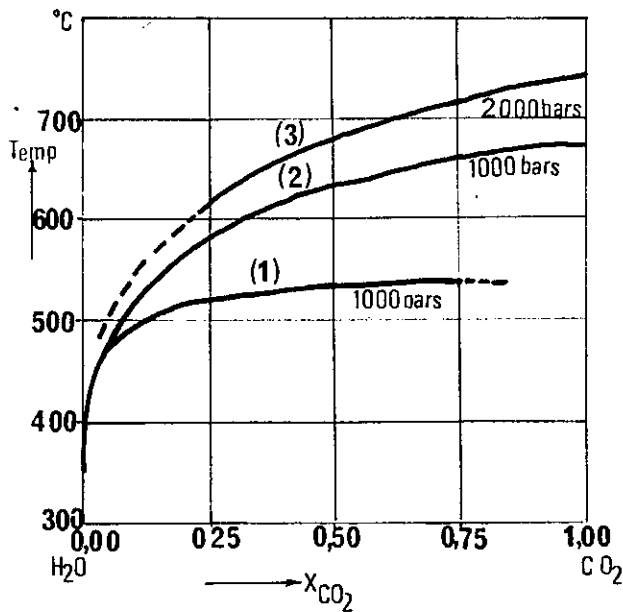


Figure 3-57 - Courbes d'équilibre isobares de différentes réactions métamorphiques.

(1) 1 trémolite+3calcite+2 quartz  $\rightleftharpoons$  5diopside+3CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O

(2) et (3) calcite+quartz  $\rightleftharpoons$  wollastonite+CO<sub>2</sub> (WINKLER, 1965).

L'équilibre bi-variant ci-dessus a été étudié expérimentalement par METZ et al (1964, in WINKLER, 1965). "La courbe d'équilibre isobare à une pression fluide de 1 000 bars, passe par les trois points suivants : 520° C et XCO<sub>2</sub> = 0,30, 530° C et XCO<sub>2</sub> = 0,50, 540° C et XCO<sub>2</sub> = 0,75 (fig. 3-57). Il est intéressant de noter que pour des valeurs faibles de XCO<sub>2</sub>, la température d'équilibre isobare croît rapidement en fonction de XCO<sub>2</sub>, alors que pour les valeurs de XCO<sub>2</sub> dépassant 0,2, la température d'équilibre est indépendante de XCO<sub>2</sub>. Pour P<sub>f</sub> : 1000 bars et XCO<sub>2</sub> = 0,25 toutes les températures d'équilibre se trouvent entre 520° et 540° C ou 530° ± 10° C. Pour P<sub>f</sub> = 3 000 bars les températures d'équilibre sont d'environ 30°C plus élevées".

Nous voyons que la pression partielle de la phase gazeuse qui empêche la formation de plagioclase, au profit de la scapolite, n'influence pas la formation de diopside, quelle que soit sa fraction molaire. C'est pourquoi nous : avons toujours du diopside dans n'importe quelle roche carbonatée à condition que la quantité du quartz soit suffisante, et que les conditions de pression et de température soient convenables.

c - Wollastonite

En étudiant les roches carbonatées, nous avons vu la dépendance de la wollastonite à l'égard de  $\text{CO}_2$ . Ici encore, comme pour le diopside, son apparition paraît impossible avec une forte pression de la phase gazeuse dans les roches scapolitiques. Mais la question devient plus claire si nous tenons compte de son mode de gisement. Notre wollastonite se trouve uniquement dans les roches du voisinage immédiat des gneiss, plus précisément dans le premier niveau carbonaté au contact des gneiss. Son absence peut être constatée immédiatement, après un millimètre. C'est toujours le même phénomène qui règle ce fait : la dilution de la phase gazeuse par l'eau qui provient des gneiss. Il est à souligner que cette eau n'a pas pu aller plus loin qu'un millimètre, ce qui indique l'imperméabilité importante des roches de cet ensemble.

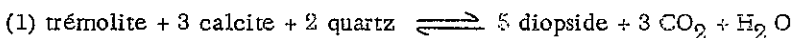
La forme poëciloblastique de la wollastonite nous indique sa formation tardive par rapport au diopside. Un point remarquable est l'altération du diopside englobé en amas à trémolite + calcite + quartz, tandis que la wollastonite est tout à fait saine. Cet aspect était tout à fait identique dans les roches carbonatées (voir fig. 3-5-2-4 : les épidotes, paragenèses de la roche 87/AH/210). Là nous avons vu le diopside se transformer en trémolite + quartz + calcite, sans intervention des efforts tectoniques (voir pl. 24, fig. 2 et 3). Cette roche est elle aussi au contact marbre - gneiss, et nous avons vu que c'était dans ces contacts que se formait la wollastonite, à cause de la dilution de la phase gazeuse par l'eau. Nous avons également vu que dans ces endroits la wollastonite contenait des inclusions de diopside se transformant en trémolite. Dans nos présentes roches nous voyons un apport d'eau et la formation de wollastonite, mais aussi la destruction du diopside déjà formé. Un millimètre plus loin le diopside est intact.

Ces faits sont les indicateurs d'une dilution très importante des fluides au contact des roches carbonatées (y compris les roches scapolitiques) et nous aident à préciser la température de formation de la wollastonite à quelques dizaines de degrés près.

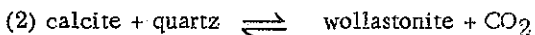
Comme nous l'avons vu en étudiant le diopside, la transformation de trémolite en diopside, dans les milieux où  $\text{XCO}_2 > 0,25$ , est indépendante de la fraction molaire de  $\text{CO}_2$ , ou bien comme disait WINKLER : "parcequ'on doit compter sur des valeurs de  $\text{XCO}_2 > 0,25$  dans la nature, cette réaction bi-variante indique que la température du métamorphisme est presque exactement une réaction uni-variante", c'est-à-dire, sous la dépendance unique de la pression d'eau. On pourrait par conséquent penser qu'une fois que la pression d'eau au contact des roches carbonatées est arrivée à son maximum, le diopside perd sa stabilité et se transforme en trémolite. Cela est vrai dans une certaine mesure, mais ne peut répondre à toutes les questions, si on ne fait pas intervenir la température et la fraction molaire très particulière de  $\text{CO}_2$ .

Supposons une pression de 1 000 bars et une fraction molaire de  $\text{CO}_2$  dilué par l'eau atteignant  $\text{XCO}_2 = 0,25$ . Dans ces conditions le diopside ne perd sa stabilité qu'à une température d'environ  $515^\circ \text{C}$  (fig. 3-56). Mais dans ces conditions la wollastonite ne se forme pas ; elle demande une température plus élevée (d'environ  $570^\circ$ ). Or, nous avons formation de wollastonite et déstabilisation du diopside.

Pour  $\text{XCO}_2 = 0,13$ , nous trouvons les mêmes incohérences. Les courbes isotopes de WINKLER pour les réactions :



et



montrent un point remarquable, où on peut voir à la fois, en équilibre, de la wollastonite, du diopside et de la trémolite.

Ce point a les coordonnées suivantes :

$$\text{XCO}_2 = 0,06$$

$$P = 1\ 000$$

$$T = 476$$

Ces chiffres nous indiquent déjà une température assez basse pour la formation de la wollastonite et la dilution très considérable de  $\text{CO}_2$  par l'eau, au contact des roches carbonatées. Mais notre pression a-t-elle été aussi basse que 1 000 bars ? Nous ignorons la réponse et n'avons pas le moyen de le contrôler avec précision. Mais METZ et WINKLER nous apprennent qu'une grande modification dans la pression ne peut plus beaucoup influencer la température des réactions ci-dessus (1) et (2). Car d'après METZ "pour  $P_f = 3\ 000$  bars, les températures d'équilibre sont d'environ  $30^\circ \text{C}$

plus élevées" (in WINKLER). Pour la réaction (2), nous avons simplement quelques dizaines de degrés de plus pour une  $P_f = 2000$  bars (fig. 3-56, courbe (3), ce qui se rapproche des températures correspondant à  $P_f = 1000$  bars, pour des fractions molaires de  $CO_2$ , aussi basses que les nôtres.

Nous voyons que, si nous supposons la pression fluide du milieu, égale à  $P_f = 3000$  bars, nous obtenons une température d'environ  $500^\circ C$ . Mais nous verrons plus tard, dans le chapitre de la pétrologie, que la pression devait avoir des valeurs inférieures à  $P_f = 3000$  bars et donc que la température ne devait pas atteindre  $500^\circ C$  pour la formation pegmatitique de nos wollastonites.

#### d - Feldspath potassique.

Nous avons vu en étudiant la formation des scapolites, la probabilité de la haute valeur des fractions molaires gazeuses ( $CO_2$ ,  $SO_3$ , etc.) dans les roches scapolitiques. Nous pouvons aussi considérer la finesse des grains de ces roches comme une confirmation de cette possibilité. Les feldspaths potassiques viennent encore appuyer cette hypothèse. Contrairement aux feldspaths potassiques des gneiss, des pegmatites et des leptynites, ces minéraux sont dépourvus de tout indice de déstabilisation et aucun mica ne s'y présente. Nous avons à plusieurs reprises insisté sur la teinte verdâtre des biotites (liées à la valeur du rapport  $Fe^{+3}/Fe^{+2} + Fe^{+3}$ ), et mentionné la présence de chlorite au cours de la transformation biotite  $\rightarrow$  feldspath potassique et la séricitisation des plagioclases. Nous étudierons et utiliserons ces phénomènes comme les indices de la pression partielle de  $H_2O$ , qui est proportionnelle à sa fraction molaire, (ou sa concentration) dans la phase fluide gazeuse des gneiss et des pegmatites. Mais quelle est l'importance de la phase gazeuse sur la stabilité de nos feldspaths potassiques ?

Avant de chercher une réponse à cette question, étudions d'abord l'influence de  $H^+$  ou pH de notre phase fluide sur l'équilibre feldspath-K - mica.

Écoutons HEMLEY (1959) : "l'expérimentation montre que les facteurs les plus importants dans les domaines de stabilité de ces différents minéraux (feldspath-K, mica, kaolinite) sont le rapport de l'activité  $K^+/H^+$  et la température.

Pour une température donnée et pour un rapport  $K^+/H^+$  croissant, les domaines de la kaolinite, du mica et des feldspaths-K sont traversés successivement.

De même pour un rapport  $K^+/H^+$  constant et une température croissante, la même séquence est observée" (fig. 3-58).

En acceptant une même température pour les roches scapolitiques, les leptynites intercalées et les gneiss, nous nous rendons compte que  $K^+/H^+$  dans les premières doit être beaucoup plus élevé que dans les dernières.

En tenant compte du fait que la disponibilité de l'élément K dans les gneiss et dans les pegmatites (voir tableaux 3-3, 3-5, 3-7, 3-10) est supérieure à celle qui existe dans les roches scapolitiques et participe proportionnellement à la phase fluide, nous pouvons conclure que le potentiel hydrogène dans les premières est supérieur à celui des roches scapolitiques. Pour expliquer cette faiblesse de pH, on peut invoquer deux origines qui sont d'ailleurs la cause et l'effet l'une de l'autre.

Tout d'abord, la quantité secondaire de  $H_2O$  dans la phase fluide gazeuse. En effet, nous savons que l'une des possibilités de formation de  $H^+$  est la dissociation de  $H_2O$  (POTY, 1967). De simples règles de thermodynamique nous apprennent que "le potentiel chimique d'un constituant d'une solution augmente toujours lorsque la concentration de ce constituant croît (TURNER et VERHOOGEN, (1960, p. 18).

Donc pour une concentration d'eau moindre, le pH sera plus faible dans les roches scapolitiques et par conséquent la stabilité du feldspath-K sera plus élevée.

Notons ici que nous parlons de la concentration de  $H_2O$  dans la phase fluide gazeuse de nos roches et non pas de sa quantité. Car les mêmes règles thermodynamiques nous apprennent que le potentiel chimique d'un constituant ne dépend pas de sa quantité (TURNER et VERHOOGEN, p. 15).

La simple faiblesse de la concentration de  $H_2O$  ne suffit pas pour expliquer la faiblesse du pH. Car TURNER et VERHOOGEN (p. 18) nous signalent que le potentiel chimique d'un constituant "peut augmenter, diminuer ou rester inchangé pour n'importe quelle modification dans la concentration de certains autres constituants". Quels sont ces certains autres constituants ? N'est-ce pas  $CO_2$ ,  $SO_3$ , etc. pour les roches scapolitiques ?

Étudions avec SMITH (1963 in POTY, 1967) l'effet du  $CO_2$  sur le pH. SMITH étudie cette relation en fonction de

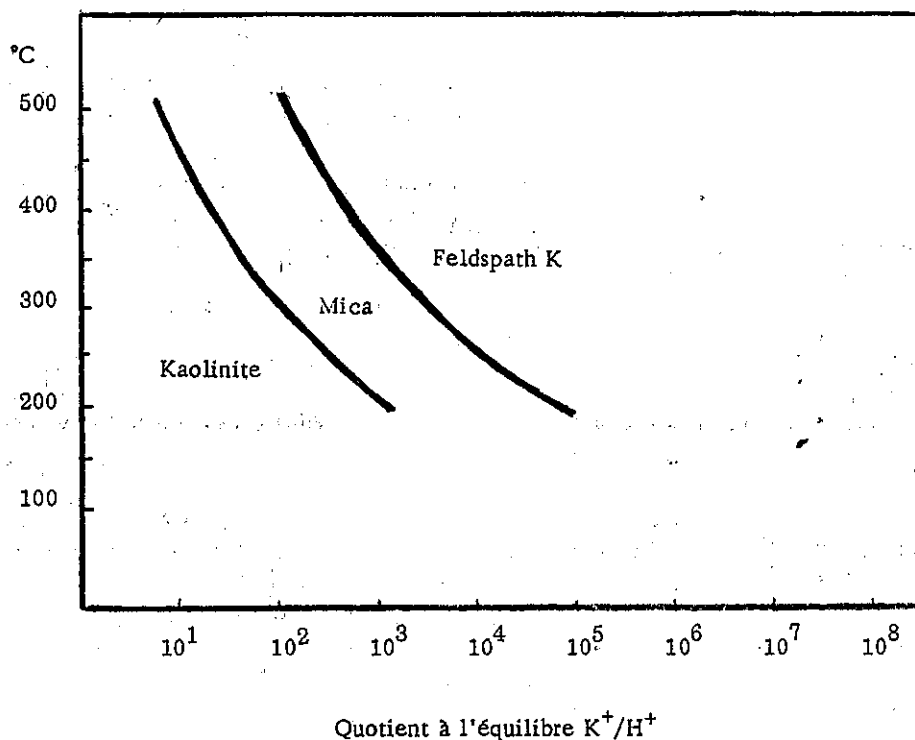


Figure 3-58 - Domaines d'équilibre des feldspaths-K, des mica et de la kaolinite, en fonction du rapport  $K^+/H^+$  et de la température (d'après HEMLEY, 1959).

la température et de la fraction molaire de  $CO_2$ . Il conclut :

- pour 10 %  $CO_2$  (4,1 moles %). On doit obtenir un pH de 2,78 à 400° C  
de 2,76 à 500° C
- pour 20 %  $CO_2$  (8,2 moles %). On doit obtenir un pH de 2,63 à 400° C  
de 2,61 à 500° C.

Comme le souligne POTY : "bien que les calculs n'aient pas encore reçu de confirmation expérimentale à notre connaissance, nous voyons la possibilité d'une influence de la teneur en  $CO_2$  sur le pH à haute température." Une augmentation du rapport  $CO_2/H_2O$ , où une augmentation de température doit abaisser le pH.

Nous pouvons donc résumer et conclure en disant que la faiblesse de la fraction molaire de  $H_2O$  d'une part et la richesse des fractions gazeuses d'autre part, ont entraîné dans nos roches scapolitiques une faiblesse du pH de la phase fluide - gazeuse, qui à son tour a permis une stabilité remarquable du feldspath potassique.

On peut mettre cette conclusion en doute en considérant la présence unique et stable du phlogopite dans nos roches carbonatées, d'autant plus que nous avons considéré l'absence de wollastonite, comme une preuve de l'importance de la fraction molaire de  $CO_2$  dans ces roches. Mais l'affaire devient claire si nous tenons compte du chimisme de ces roches.

Nous avons vu que les pourcentages volumétriques en phlogopite ne dépassent pas 7 % et restent toujours assez faibles. Le chimisme de ces roches nous explique cette rareté :  $K_2O$  va de 0,05 à 0,6 (poids %) (voir tableau 3-20). Ce pourcentage est assez faible par rapport au  $K_2O = 2,30$  % des roches scapolitiques. Etant donné la participation proportionnelle des éléments (un élément défini, dans des conditions  $P_f$  et  $T$  identiques), nous devons effectivement avoir beaucoup plus de  $K^+$  dans les roches scapolitiques que dans les roches carbonatées. Donc, bien que la valeur de  $H^+$  soit très basse dans ces

dernières, la valeur de  $K^+$  y est suffisamment basse pour que le rapport  $K^+/H^+$  soit également très faible et ne permette pas au feldspath potassique de se former. Et c'est pourquoi, nous n'en trouvons jamais dans ces roches, où il est remplacé par du phlogopite.

Résumons ce que nous avons dit sur les roches scapolitiques :

- les roches scapolitiques sont pauvres en  $H_2O$  et riches en gaz tels que  $CO_2$ ,  $SO_2$ , etc. ;
- le chimisme global de ces roches devrait normalement permettre la cristallisation de grossulaire andradite, mais la forte proportion en gaz (autres que  $H_2O$ , c'est-à-dire  $CO_2$  essentiellement) empêche cette apparition ;
- la fraction molaire des gaz, et par conséquent leur pression partielle dans la phase fluide, a entraîné la formation de scapolite qui est à priori un minéral de haute pression ;
- la stabilité des feldspaths potassiques nous confirme la faiblesse de la concentration de  $H_2O$  et la richesse de celle des gaz dans la phase fluide ;
- la wollastonite s'est formée au contact de ces roches, par suite d'une dilution du  $CO_2$  par l'eau, à une température de  $476-506^\circ$  pour une  $P_f = 1\ 000$  à  $3\ 000$  bars ;
- la présence de phlogopite dans les roches carbonatées est due à la pauvreté de ces roches en élément K.



### 3-7 - LES DYKES QUARTZO-DIORITIQUES

#### Aspect macroscopique

Ces roches sont à grain moyen ou fin, parfois porphyrique, avec une teinte allant du gris verdâtre au gris sombre (noir).

#### Aspect microscopique

La paragenèse de ces roches est la suivante :

3-7-1 : plagioclase + hornblende + albite + chlorite + mica blanc + biotite verte + épidote + actinote  
trémolitique + quartz + sphène + apatite.

Le plus souvent on peut distinguer dans ces roches deux structures superposées : la première est une structure porphyrique typique de roches intrusives de faible profondeur et la deuxième une structure complexe semblable à celle des cornéennes du faciès schiste vert, ou dans certains cas se rapprochant d'une structure spilitique.

Bien que la paragenèse soit identique pour toutes ces roches, on peut néanmoins noter quelques différences :

- a - La hornblende ne se présente que dans peu de roches.
- b - La séricite, minéral abondant dans la quasi totalité des roches est totalement absente dans certaines, laissant la place à une biotite verte ; d'autre part, ces deux minéraux peuvent coexister, formant un couple.
- c - Dans les roches provenant des gneiss de l'Est, la structure originelle volcanique est parfois complètement détruite tandis que dans celles de l'Ensemble des gneiss bigarrés, elle est très bien conservée.

Les constituants de ces roches, sont les suivants :

#### Plagioclase (andésine)

Le plagioclase se trouve en gros phénocristaux, ou en lattes qui forment le fond de la roche. Zoné il montre les macles complexes de l'albite, du péricline et de Carlsbad, très typiques des roches intrusives peu profondes. Quand ils sont relativement peu altérés, ils sont entourés d'une bordure d'albite, qui ne dépend pas de la forme cristallographique, mais de la forme ultérieure du minéral. Celui-ci déjà solide, a probablement été fragmenté, par suite d'un broyage dû aux déformations tectoniques.

Dans les roches dont l'altération est plus complète (nous utilisons ici le terme "altération" au sens exact du terme, c'est-à-dire changement des matériaux préexistants en matériaux nouveaux, sans donner au mot de signification génétique : métamorphisme, influences hydrothermales, spilitisation, etc.), un agrégat d'albite et de quartz vermiculaire, prend leur place.

Les plagioclases sont très souvent séricitisés ; parfois cependant malgré leur altération complète en albite, quartz et chlorites, on ne trouve aucun séricite, ni dans les phénocristaux, ni sur le fond.

#### Hornblende

Automorphe, prismatique, longue (jusqu'à 4 mm) parfois maclé, pléochroïque.

Z = Y = brun ; X = jaune brunâtre.

La hornblende a une bordure de chlorite qui la remplace souvent complètement.

#### Albite

En petits grains xénomorphes, elle forme le fond de la roche. Elle montre une structure micropegmatitique parfaite avec du quartz fin et est parfois associée aussi aux chlorites. Quelques fois l'albite se trouve en gros cristaux (4 mm) mais même dans ce cas elle est nuageuse et complexe.

Chlorite

Elle se trouve en grosses taches xénomorphes, ou bien en baguettes, toujours en pseudomorphose de hornblende. Parfois aussi elle est accompagnée d'épidote. Elle est pléochroïque dans les tons :

$n_Z$  = vert franc ;  $n_X$  = vert jaunâtre.

Mica blanc

En plus des cristaux fins qui se trouvent sur les plagioclases, on en observe des gerbes de 0,2 à 0,4 mm coexistant avec les chlorites.

Biotites vertes

Ce sont des cristaux en petites baguettes isolées ou en agrégats xénomorphes:  $n_Z - n_X = 0,030$ , pléochroïque : Z = vert ou vert kaki ; X = vert pâle à incolore. Il est intéressant de noter que la biotite est toujours associée à la chlorite : baguette de chlorite tachetée de biotite, biotite en inclusions dans les petites baguettes de chlorite ou encore baguette composée alternativement de lames de chlorite et de biotite. Ces biotites ont parfois une teinte brunâtre.

Epidote

En agrégat de minéraux xénomorphes, souvent associés aux plagioclases, elles sont un produit direct de ces derniers. Elles sont beaucoup moins abondantes que les chlorites.

Actinotes trémolitiques

Ces amphiboles ne sont pas très fréquentes. Il s'agit d'aiguilles associées en gerbes, parfois formant un couple minéralogique avec les chlorites.

Aspect chimique

Un échantillon de ces dykes quartzo-dioritiques a été analysé, le résultat est donné dans le tableau 3-22.

Tableau 3-22 \*

Analyse chimique des dykes quartzo-dioritiques. Analyse 52.

% oxydes		Normes C.I.P.W LACROIX		Paramètres de NIGGLI	
Si O <sub>2</sub>	46,90	Q	19,74	Al	36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,95	F {	Or 15,01	fm	25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,05		ab 35,63	e	16
Fe O	2,60		an 16,96	adc	22
Mn O	0,05	P {	wo 0,46	ti	1
Mg O	1,70		en 0,30	P	0,4
Ca O	4,00		fs 0,13	K	0,28
Na <sub>2</sub> O	4,20		en 3,90	mg	0,38
K <sub>2</sub> O	2,45		fs 1,72	Si	+ 62
Ti O <sub>2</sub>	0,50	O {	fo -	Paramètres C.I.P.W. LACROIX	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35		fa -	p	I (II)
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,05	M {	mt 3,71	q	4
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,50		ib 0,91	r	2 (3)
Total	100,30		ap 0,67	S	4

Ces chiffres permettent de pointer la roche sur le diagramme triangulaire KCN de R. FREY. On voit que la roche a une composition de diorite quartzitique tendant vers la monzonite.

\* Dyke diabasique de paragneïse : plagioclase (andésine) - hornblende - albite - chlorite - épidote - sphène apatite - trémolite - oxydes de fer - quartz. Ech. 67/AH/183, provenant de l'Ensemble bigarré.

3-7 - DISCUSSION -

Comme nous l'avons vu dans la partie descriptive, on a affaire là à deux paragenèses superposées : l'une typique de roches volcaniques et l'autre qui pourrait être le produit d'une altération hydrothermale ou de l'établissement de conditions P. T. aboutissant à un métamorphisme faible du faciès Schiste vert. La première possibilité nous paraît peu probable, car il n'y a aucun indice de ces apports hydrothermaux ni autour des dykes, ni ailleurs. Si nous considérons la possibilité d'un métamorphisme, nous ne pourrions le lier à aucun des stades métamorphiques ou tectoniques qui ont affecté le Massif Châpédony. Le seul point qui soit clair est que ces dykes se sont servi des fissures transversales, utilisées aussi par les aplites à des niveaux plus élevés. Les solutions issues des éponges de ces fissures sont-elles responsables ? Nous l'ignorons, mais nous inclinons pour la négative car les aplites se trouvent dans un niveau supérieur et il n'existe pas d'indice de ces émanations aplitiques aux environs de ces roches. D'autre part, dans le cadre de nos connaissances actuelles, soulignons que ces roches ont toujours les mêmes caractères sur des centaines de kilomètres malgré des roches encaissantes probablement différentes des nôtres. Un autre point qui soit clair est que ces dykes se sont mis en place après le quatrième stade tectonique car ils ne montrent aucun signe de mylonitisation alors que les roches encaissantes sont parfois très mylonitisées.

### 3 - 8 - LES MYLONITES

Si nous utilisons les définitions de RAGUIN (1957) pour les mylonites :

- 1 - Roche laminée \*
- 2 - Roche déformée
- 3 - Roche écrasée au sens laminage
- 4 - Roche triturée ou mylonite à nodules
- 5 - Roche broyée ou mylonite homogène

la plus grande partie du Massif Châpédony serait composée de mylonites. En effet, on ne peut trouver que rarement un minéral dont l'extinction ne soit pas onduleuse. En outre les minéraux sont généralement cassés et, dans le cas des quartz et des feldspaths cela va jusqu'au broyage fin.

Bien que les mylonites se trouvent partout, leurs lieux d'élection se situent le long de l'Ensemble scapolitique à l'Ouest duquel passe la grande faille du Kavir (voir figure 1-2), et dans la partie moyen - orientale de la région (voir figure 2-1).

Comme nous l'avons déjà vu (2-5 - Tectonique : chapitre 2 : géologie) ces failles ont une direction NE-SW et appartiennent à un grand réseau de failles affectant une très grande partie de l'Iran central, sur des centaines de kilomètres. Elles définissent notre quatrième étape tectonique, que nous étudierons plus tard.

L'effet de ces failles sur l'ensemble scapolitique est catastrophique. Souvent les roches sont cassées et broyées et devenues fragiles, ce qui rend difficile l'échantillonnage. La transformation des minéraux, en minéraux verts, tels qu'épidote et chlorite, a donné à cet ensemble un aspect vert sombre à noir.

Dans la partie moyen-orientale de la région, l'effet de mylonitisation de ces failles est encore plus prononcé. Souvent nous avons là, surtout dans l'Ensemble des gneiss noirs et blancs, des roches très sombres, dont le grain très fin, rend les minéraux difficiles à distinguer à l'œil nu.

L'effet général de cette mylonitisation est un laminage mécanique superposé. Dans les gneiss les plus massifs, dans ceux qui manifestent les caractères d'une masse granitique de petite échelle, on peut toujours observer ce laminage, qui sur le terrain, donne aux roches un caractère schisteux grossier. En effet, il n'y a pas une grande différence entre la direction de ce laminage et celle de la schistosité principale. La distinction sur le terrain est difficile ou impossible.

Mais au microscope elle se fait facilement ; la schistosité principale est marquée par les biotites, ou les hornblendes grossières, et le laminage par de petits minéraux phylliteux dont l'orientation fait parfois un angle de quelques dizaines de degrés avec la schistosité principale (voir planche 15, figure 2). Dans les gneiss calco-alcalins et les pegmatites, nous ne trouvons souvent que ce laminage mécanique. Car, comme nous l'avons dit à plusieurs reprises, la schistosité principale dans ces roches est absente. Elle a été détruite par la croissance ou par la formation granitique des minéraux.

L'effet de la mylonitisation commence par une simple ondulation dans des cristaux (caractère général de toutes les roches), se poursuit par des cassures, puis l'écrasement et enfin aboutit à une homogénéisation des roches. On voit donc le passage des roches laminées aux roches broyées de RAGUIN.

#### EVOLUTION DES MINERAUX

##### 1 - QUARTZ

C'est le minéral le plus fragile et il ne se trouve presque jamais intact. Toujours onduleux, souvent cassé, il est dans les roches où la mylonitisation est un peu poussée, broyé, recristallisé en petits cristaux qui s'associent en grandes plages s'insinuant entre les autres minéraux. L'aspect lenticulaire allongé de ces plages marque le laminage.

---

\* - "Dans les deux premiers types la quantité de matière finement broyée est inférieure à celle qui forme des plages intactes. Le laminage se traduit par une texture schisteuse imposée mécaniquement à la mylonite. Dans le type 3 la quantité de matière broyée est supérieure à celle épargnée. Dans le type 4, l'écrasement a produit une disposition bréchique visible à l'œil nu. Dans le type 5, l'écrasement est complet, fin, régulier, l'aspect est homogène comme celui de la pâte d'un porphyre" (RAGUIN, 1957).

## 2 - FELDSPATH ALCAIN

L'effet de la tectonique sur ces minéraux est une structure en mortier qui les entoure et les sépare les uns des autres, en plus des cassures et du caractère onduleux de l'extinction.

Nous avons vu que le mortier environnant le résidu de feldspaths alcalins est constitué en majorité d'albite, avec un peu de quartz, de séricite et rarement de feldspath potassique.

En effet, ce phénomène va de pair avec la déstabilisation du feldspath potassique, mais la composition majoritaire ou même la quasi totalité de cette constitution albitique est explicable si l'on tient compte de la richesse de la bordure du feldspath potassique en albite. En effet, nous l'avons vu, la perthitisation des feldspaths alcalins se développe dans des interstices entre ces minéraux (voir planche 7). Il est évident que ces chenaux ou interstices remplis par de l'albite sont les endroits où agissent préférentiellement les efforts tectoniques qui les broyent et leur donne la structure en mortier caractéristique.

La séricite, minéral connu comme un produit d'altération météorique peut trouver son origine à ce stade de tectonisation, comme l'a mentionné RAGUIN. Nous avons vu le rôle des feldspaths potassiques sur la séricitisation des plagioclases (voir 3-1 : les gneiss : séricitisation). Chaque fois que le feldspath potassique attaque les plagioclases et devient instable, on voit une séricitisation intense dans les plagioclases (voir planche 9, figure 1 et planche 10, figure 1).

Un feldspath potassique broyé, ayant totalement perdu sa stabilité, provoque la même chose et transformant le plagioclase sodique (albite) en séricite, et, quoique en quantité faible, cette séricite est toujours retrouvée dans le matériel broyé constituant le mortier.

Les rares feldspaths potassiques qui se trouvent dans le mortier ont un indice de réfraction nettement inférieur à celui des grands cristaux parents. Les valeurs de ces indices sont :  $n_z = 1,522$  et  $n_x = 1,520$ , ce qui correspond à une phase  $KAlSi_3O_8$  presque pure. Nous pensons qu'il ne s'agit pas de débris des cristaux parents, mais d'une néoformation. En effet, comme nous le verrons dans la discussion ci-après, lors de la formation des mylonites des conditions P. T. nécessaires à sa formation, ont pu régner.

Ajoutons que même dans le cas où la mylonitisation est intense et la roche homogénéisée, les feldspaths alcalins ainsi que les plagioclases échappent à un broyage complet et forment des nodules allongés, dispersés, donnant l'impression d'une roche détritique à ciment fin.

## 3 - PLAGIOCLASES

Les plagioclases sont allongés suivant le laminage mécanique et sont morcelés. Une altération intense, en séricite, chlorite et épidote se développe. Les morceaux les plus broyés forment un pavement fin accompagné de quartz, chlorite et séricite, qui s'insinuent entre les autres fragments et suivent grossièrement le laminage. En plus d'une fissuration poussée, les gros cristaux présentent un manque d'homogénéité optique : le plagioclase initial est partagé en différentes parties, chacune ayant une orientation optique différente.

On peut parfois observer le développement d'albite fraîche autour de ces morceaux, donnant l'impression d'une sorte de zonation. Parfois le morcellement du plagioclase aboutit à la formation avec réapparition de biotite brune (voir ci-dessous), de petits feldspaths sodiques (oligoclase), dépourvus de toute altération, s'engrenant avec les petites biotites néoformées.

## 4 - BIOTITE

C'est le minéral le plus sensible à la moindre déformation. Le premier résultat de la fracturation et du broyage est sa transformation en chlorite, comme RAGUIN l'a noté. Mais ici le phénomène ne s'arrête pas là. Les chlorites qui ont un aspect fin, une biréfringence presque nulle et un allongement négatif, deviennent de plus en plus biréfringentes lorsque croît la mylonitisation, et se transforment en fin d'évolution en biotite verte. Cette biotite verte évolue aussi avec l'augmentation du broyage et montre petit à petit des teintes brunâtres. Dans des roches totalement homogénéisées la disparition totale de la biotite verte se fait au profit d'une biotite franchement brunâtre. Notons que la taille de ces minéraux phylliteux, quoique variée, reste toujours très petite. Ces biotites néoformées sont saines, dépourvues de toute altération et elles suivent parfaitement la direction du laminage.

L'évolution des biotites lors de la mylonitisation est la suivante :

biotite brune  $\longrightarrow$  chlorite  $\longrightarrow$  biotite verte  $\longrightarrow$  biotite brune.

#### 5 - HORNBLÉNDE

Dans les gneiss, elle se transforme en chlorite qui diffère de celle formée aux dépens des biotites. Elle présente le pléochroïsme suivant :

Z' = jaune brunâtre clair et X' = jaune verdâtre clair.

L'évolution de cette chlorite se poursuit jusqu'à la biotite brune, comme celle qui est formée aux dépens de biotite.

#### 6 - LES PHLOGOPITES

Quoique parfois violemment ployés, les phlogopites ne se broient pas, ce qui est probablement dû à la souplesse des calcites environnantes (voir figure 3-44) il ne se chloritise donc pas. Les autres minéraux des roches carbonatées (diopside olivine - spinelle, etc.) sont aussi dépourvus de cassures et de broyage, sans doute pour les mêmes raisons que le phlogopite.

#### 7 - LES MINÉRAUX FERRIFÈRES

Comme nous l'avons vu, au contact des marbres, ils se transforment en épidote.

#### 8 - CORDIERITE

Fortement séricitisée et pinitisée avant le déroulement de la mylonitisation, elle s'étire mais se rencontre cependant même dans les cas où la mylonitisation est très avancée.

#### 9 - GRENAT

Il se casse difficilement ; il donne de la chlorite.

#### 10 - SPHÈNE

Son apparition est favorisée par la mylonitisation.

#### 11 - ALLANITE

Montre une stabilité assez importante.

Même quand la roche est à peu près homogénéisée, on la voit presque intacte. Peut-être ce caractère s'explique-t-il par la résistance des épidotes monocliniques, dont la cristallisation est favorisée par des mouvements différentiels. Cela est d'autant plus probable que c'est un minéral riche en fer ferrique.

#### 12 - TOURMALINE

Elle montre une stabilité semblable à celle de l'allanite.

### DISCUSSION

Nous voyons que les failles de notre quatrième étape tectonique, se montrent directement et nettement responsables de l'établissement d'une nouvelle phase de métamorphisme, qui commence aux degrés les plus faibles du faciès Schistes verts et va jusqu'aux degrés les plus élevés de ce faciès, parfois même jusqu'au début du faciès amphibolite (disparition totale de la chlorite, formation de plagioclase sodique et de biotite brune).

Il semble que les conditions P.T. qui ont régné dans la région ont été à ce moment, inférieures à celles qui s'étaient établies pendant la troisième étape tectonique. Nous avons vu en effet, que la moindre excitation, la moindre fissuration, aboutissaient à l'établissement du faciès Schistes verts. Par contre, lors de cette quatrième étape, si les condi-

tions ne sont pas celles d'une fissuration mineure, aucun assemblage minéralogique complet d'un faciès ne s'établit. Les minéraux apparaissent petit à petit, au fur et à mesure que les déformations deviennent plus intenses. Puis, lorsque les failles ont accompli leur tâche, l'assemblage minéralogique du faciès Schistes verts se complète et se rapproche de ceux des degrés les plus élevés.

Cette étape n'est pas seulement déformatrice, mais aussi créatrice et la cause essentielle d'une phase nouvelle du métamorphisme. Ce type de métamorphisme est appelé par TURNER et VERHOOGEN "métamorphisme de dislocation", qui est "restreint aux zones de déformations intenses telles que les failles majeures et les horizons de mouvement". Mais quelles sont les conditions de ce type de métamorphisme ?

Les surpressions tectoniques ont déjà été envisagées par R.W.R. RUTLAND (1965), qui après une longue discussion sur l'obscurité et parfois l'incohérence de l'effet de ces surpressions tectoniques déduit : "s'il existe une connexion entre les surpressions tectoniques et la cristallisation de minéraux de contrainte (stress minerals), il est plus vraisemblable que l'énergie de contrainte accumulée durant la déformation donne lieu à une croissance métastable".

(Nous parlerons ci-après de l'énergie de contrainte et de son importance).

RUTLAND admet donc que les pressions tectoniques sont négligeables en tant que facteur de métamorphisme. Mais il faut souligner que son raisonnement s'applique à des domaines où le type de métamorphisme régional est de très haute pression. Dans le cas du Massif Châpédony, ce n'est probablement pas le cas. En effet, REITAN (1968) admet que l'augmentation de température due aux frictions tectoniques n'est nulle que lorsque la profondeur où se situe la déformation est également nulle. L'énergie est alors très facilement dispersée. Le métamorphisme qui accompagne la quatrième étape tectonique du Massif Châpédony, démontre que ces phénomènes ne se déroulent pas à profondeur nulle. Donc la pression nécessaire à l'apparition du faciès Schistes verts peut être due aussi bien à la pression statique qu'aux déformations tectoniques.

TURNER et VERHOOGEN pensent que la déformation sert probablement surtout à augmenter les taux de diffusion : "cela peut s'effectuer par un broyage de la zone de réaction et son expulsion vers des phases adjacentes... Ces dislocations sont probablement responsables aussi dans une grande mesure de la croissance des cristaux".

Nous avons vu que la dislocation était responsable en effet de la croissance de l'épidote aux abords des marbres. Mais nous n'avons pas seulement besoin ici de pressions mais aussi de chaleur, qui parfois devait atteindre les environs de 400°-500° C (conditions du faciès Schistes verts, WINKLER, 1965, p. 159). Le rôle du gradient géothermique ne suffit pas à expliquer cette croissance de température. En effet, à la fin de la troisième étape, l'ordre de grandeur du gradient thermique était déjà inférieur à celui qui permettrait les conditions du faciès Schistes verts de s'établir. Or, nous sommes ici à une étape encore plus tardive où le refroidissement est encore plus poussé : la compétence des roches permet la réalisation de fractures et de broyage. L'origine de cette chaleur ne peut donc se trouver non plus dans des roches en train de se refroidir. Si tel était le cas, un assemblage minéral du faciès Schistes verts aurait dû s'établir immédiatement à la suite des déformations, ou même pendant celles-ci, comme cela s'est produit lors de la troisième étape tectonique.

A.H. REITAN (1968) semble avoir résolu le problème mathématiquement. En effet, il conclut son étude par les résultats résumés ci-dessous, où la température T, aux profondeurs Z, en un temps t, lorsque la chaleur est engendrée dans la croûte entre Z = a et Z = b, avec un "taux de génération thermique" = Q, est commandée par l'équation :

$$\frac{d^2 T}{d t^2} - \frac{1}{x} \frac{d T}{d t} = - \frac{Q}{K}$$

(K = conductivité, x = diffusibilité thermique).

Les calculs effectués pour 824 modèles, amènent aux conclusions suivantes :

- 1 - il n'existe pas de différence essentielle en fonction de la profondeur de la zone à l'intérieur de laquelle de la chaleur se produit par friction, sauf dans les conditions limites, pour Z = 0 et T = 0 ;
- 2 - pour une énergie mécanique définie, convertie en chaleur, la température croît en fonction du taux de génération thermique Q et du temps t. Plus Q est grand, plus le temps est court et plus la température croît ;
- 3 - le taux de génération thermique Q est directement lié à la fréquence et / ou à la grandeur du glissement par unité de temps, c'est-à-dire au taux de déformation ;

- 4 - la distribution de température croît en fonction de la distance à partir du centre de la région déformée où se fait l'augmentation maximum de T;
- 5 - l'accroissement de température maximum (Tmax) augmente lorsque diminue l'épaisseur  $\Delta$  de la zone à l'intérieur de laquelle la chaleur est engendrée, c'est-à-dire lorsque l'énergie convertie en chaleur est concentrée dans l'espace.

REITAN nous apprend donc que dans un épisode de déformation assez court (de l'ordre de  $3 \times 10^{12}$  s = 100 000 années) et pour un taux de contrainte normal dans des régions orogéniques, nous pouvons obtenir un accroissement de température de l'ordre de 120 ou plus. L'expérience de REITAN s'applique bien à notre cas, spécialement avec le système de failles qui a dû s'effectuer en un laps de temps assez bref. L'important est l'épaisseur de la zone de déformation. Or, nous n'avons pas ici une épaisseur supérieure à la centaine de mètres et, pour les vraies mylonites, l'épaisseur de la zone se réduit à l'épaisseur de la couche. Si on considère qu'une quantité finie d'énergie mécanique transformée en chaleur peut augmenter les températures jusqu'à l'infini pour  $\Delta = 0$ , nous n'aurons besoin d'aucune autre source d'énergie que celle de friction. On comprend pourquoi la zone à biotite est tellement limitée aux zones broyées, car une rapide diminution de la Tmax à partir de la zone où se produit la déformation ne permet pas à ce minéral de se former à une grande distance de celle-ci.

Nous voyons que si ces événements tectoniques n'interviennent pas sur des parties assez étroites et bien définies, il n'y a aucun indice de la formation de nouveaux minéraux. Lorsqu'ils se limitent à des diaclases ou des petites failles de peu d'extension, les subfaciès les plus faibles des Schistes verts sont obtenus. Lorsque de grandes failles et des chevauchements apparaissent, le vrai caractère de ces transformations se fait également jour : c'est à ce moment que la chlorite disparaît complètement au profit de la biotite, que l'albite laisse place à un plagioclase calco-sodique et que naissent les feldspaths potassiques. Mais, comme nous l'avons mentionné ce degré assez élevé de métamorphisme se limite, parfois seulement à l'épaisseur d'une couche, c'est-à-dire au véritable centre des actions de glissement et de broyage. Aux abords immédiats de cette zone, il descend rapidement vers un degré plus faible du faciès Schistes verts et à une certaine distance, disparaît complètement.



CHAPITRE 4 - PETROLOGIE - INTERPRETATIONS - CONCLUSIONS

---

PLAN

- 4-1 - METAMORPHISME
- 4-2 - GRANITISATION
- 4-3 - SUITE DES EVENEMENTS GEOLOGIQUES  
(recristallisations - tectonique).
- 4-4 - CONCLUSIONS GENERALES RESUMEEES

4-1 - METAMORPHISME

Il s'agit ici d'examiner les caractères généraux du métamorphisme qui a affecté la région, en reprenant les différentes conclusions partielles auxquelles nous sommes parvenus plus haut. Cela permettra ensuite d'envisager les conditions qui ont entraîné la granitisation, d'interpréter les phénomènes marquants et leurs relations avec les événements tectoniques, puis en essayant d'établir une chronologie dans cette suite d'événements (recristallisations et déformations) de tenter d'en tirer des conclusions générales.

En ce qui concerne le climat du métamorphisme essentiel, nous pouvons trouver un bon indice de son intensité dans l'étude des feldspaths alcalins. La triclinicité nulle de ces derniers (voir 3-1-1) situe en effet le métamorphisme maximum qui a affecté le Massif Châpédony dans un degré très élevé de métamorphisme dynamo-thermique.

MARMO (1968) écrit : "... le microcline ne peut se former dans des conditions hydrothermales que si la cristallisation a lieu en dessous de 500-525°C environ et si la croissance des cristaux est lente. Dans les autres cas, si la température dépasse 525°C ou si la croissance des cristaux est rapide, c'est l'orthose qui se forme (GOLD SMITH et LAVES, 1954)". Etant donné que dans les domaines métamorphiques régionaux la cristallisation est lente (plus que dans les roches volcaniques), nous voyons que pour ce qui concerne la température, la limite de 525°C doit même être largement dépassée, car nous ne trouvons pas de termes intermédiaires entre microcline et orthose : nos feldspaths sont tout à fait monocliniques.

Les études de DIETRICH (1962) nous apportent encore d'autres précisions sur ce point. L'apparition de sillimanite est déjà une bonne indication pour un degré élevé de métamorphisme. Mais ce minéral peut apparaître déjà aux environs de 500°C ( $P_f = 5\ 000$  bars, HIETANEN, 1967) et être stable à des températures plus élevées. Cela permet de distinguer le "low-sillimanite and high-sillimanite facies". Après une longue étude sur la triclinicité (ou obliquité) des feldspaths alcalins se présentant dans les roches ignées, métamorphiques ou autres, DIETRICH a montré que les feldspaths potassiques apparaissent dans le "high-sillimanite facies" ont une obliquité minimale \* (fig. 4-1). Ces résultats vont dans le sens de l'hypothèse de MARMO (1968) et confirment que le maximum du métamorphisme du Massif Châpédony a dû se dérouler dans des conditions assez sévères.

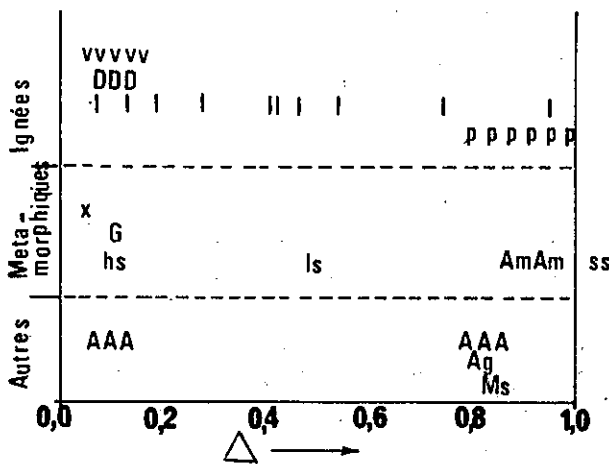


Figure 4-1 - Distribution des valeurs de l'obliquité (basée sur  $\Delta = 12,5 \times (d_{131} - d_{131'})$ ) du feldspath alcalin des différents types de roches connues. Pour les roches éruptives : V = roches volcaniques ; D = intrusions mineures ; I = intrusions majeures ; P = masses pegmatitiques. Pour les roches métamorphiques : X = enclaves ; G = faciès granulite ; hs = faciès à sillimanite le plus chaud ("high-sillimanite") ; ls = "low-sillimanite facies" ; ss = limite sillimanite-staurotide ; Am = faciès amphibolite. Dans les "autres" roches on a : A = authigènes ; MS = métasomatiques ; Ag = amygdales (DIETRICH, 1962).

Plusieurs autres faits vont dans ce même sens d'un degré de métamorphisme élevé : la disparition totale de la muscovite (il y a cependant de la séricite dans nos roches, mais, comme nous le verrons ci-après, ce sont les produits d'événements postérieurs à la phase maximum du métamorphisme) ; la destruction de biotite en feldspath potassique + oxydes

\* - Avec DIETRICH nous parlerons de  $\Delta$  = obliquité dans un sens très voisin des termes "triclinicité" ou "degré de désordre".

de fer et sillimanite ; la stabilité de la cummingtonite ; l'apparition de la wollastonite à l'intérieur des roches carbonatées (quoique rare, ce minéral indique, si toutefois il existe un X CO<sub>2</sub> raisonnablement égal à 0,50, un degré élevé de métamorphisme, d'après WINKLER ; nous discuterons ce point ci-après) ; la stabilité du corindon en présence de feldspath potassique et enfin l'apparition de la cordiérite accompagnée de sillimanite en présence de l'almandin.

Nous avons vu plus haut que ce métamorphisme fort a dû être du type "basse pression", la raison en étant la stabilité de la cordiérite dans des conditions où le grenat almandin est stable également. Mais dans quelles limites cette pression est-elle faible ? Jusqu'aux conditions du métamorphisme de contact ? L'absence totale de pyroxène orthorhombique et la stabilité remarquable de la hornblende sont de solides motifs pour répondre par la négative. D'autre part le grenat almandin n'apparaît pas dans le métamorphisme de contact (en fait CHINER, 1962, in WINKLER, 1967, en a trouvé dans le métamorphisme de contact, mais ces deux auteurs pensent que ce métamorphisme thermique particulier a dû se dérouler à une grande profondeur).

Pour éclairer la question, essayons de résumer les assemblages minéralogiques des différentes catégories de roches du Massif Châpédony :

#### 4-1-1 - Paragenèses et diagrammes ACF - A'KF

- Pour les gneiss calco-alcalins nous avons les assemblages suivants (voir 3-1-1) :  
quartz + feldspath alcalin + plagioclase + biotite
- Pour les gneiss basiques (voir 3-1-2) :  
quartz + plagioclase + biotite + cordiérite + grenat
- Pour les gneiss amphiboliques (voir 3-1-3) :  
quartz + plagioclase + biotite + feldspath-K + hornblende
- Pour les gneiss divers (3-1-4) :  
quartz + feldspath alcalin + sillimanite + cordiérite + grenat + clinopyroxène  
ou sans quartz :  
feldspath alcalin + biotite + plagioclase + corindon
- Pour les amphibolites (voir 3-4) :  
plagioclase + hornblende + cummingtonite + biotite
- Pour les roches carbonatées (voir 3-5) :  
calcite + olivine + phlogopite + clinopyroxène + dolomite + spinelle + clinohumite + wollastonite
- Pour les roches scapolitiques (voir 3-6) :  
clinopyroxène + scapolite + plagioclase + feldspath-K

La répartition de ces assemblages sur les diagrammes ACF et A'KF est donnée sur les figures 4-2, 4-3, 4-4.

Figures 4-2, 4-3, 4-4 - Répartition des assemblages minéralogiques des roches du Massif Châpédony sur les diagrammes ACF et A'KF de WINKLER, 1967.

#### Figure 4-2 - Les gneiss

- 2 à 10 : gneiss calco-alcalins à paragenèse : quartz + feldspath potassique + plagioclase + biotite.
- 11 à 14 : gneiss basiques avec quartz + plagioclase + biotite toujours présente.
- 11 idem avec grenat
- 12 et 13 idem avec cordiérite
- 15 à 19 : gneiss divers
- 15 à paragenèse : quartz + feldspath-K + plagioclase + clinopyroxène + hornblende
- 16 à paragenèse : feldspath-K + biotite + plagioclase + corindon
- 17 à paragenèse : quartz + feldspath-K + biotite + sillimanite + cordiérite + plagioclase
- 18 à paragenèse : quartz + biotite + plagioclase + feldspath-K + cordiérite
- 19 à paragenèse : quartz + plagioclase + biotite + grenat + feldspath-K.

#### Figure 4-3 - Les amphibolites

- Toutes les roches comportent plagioclase + hornblende et :
- 40 et 41 : + cummingtonite

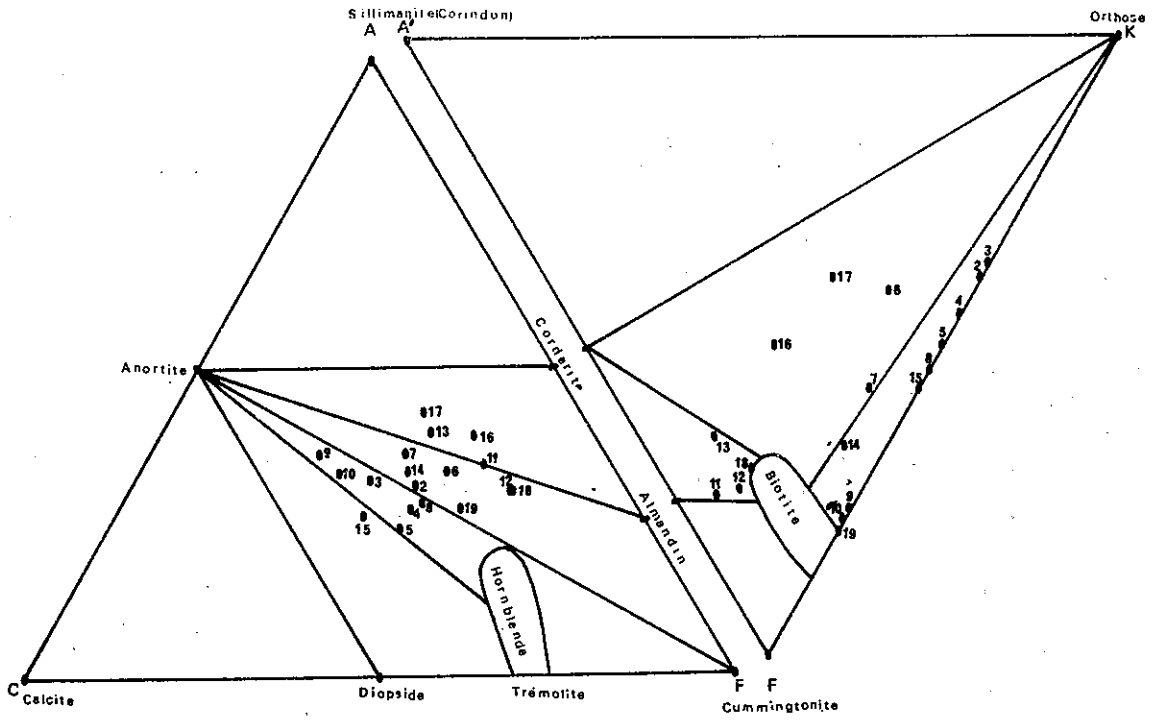


Fig. 4-2

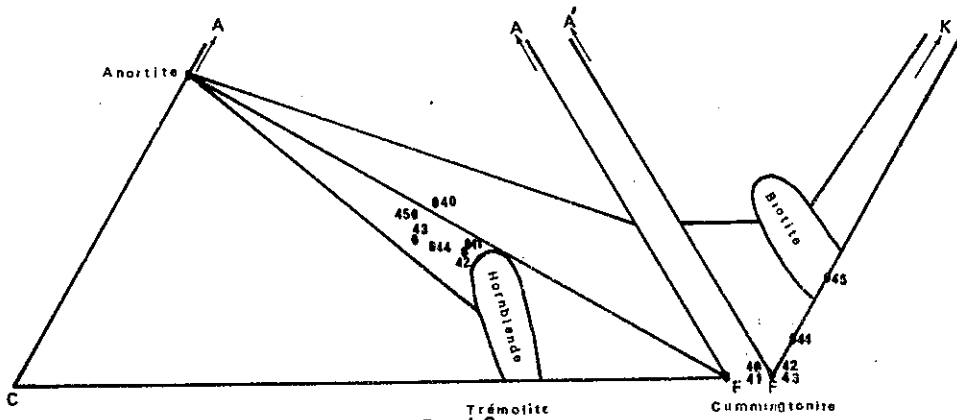


Fig 4-3

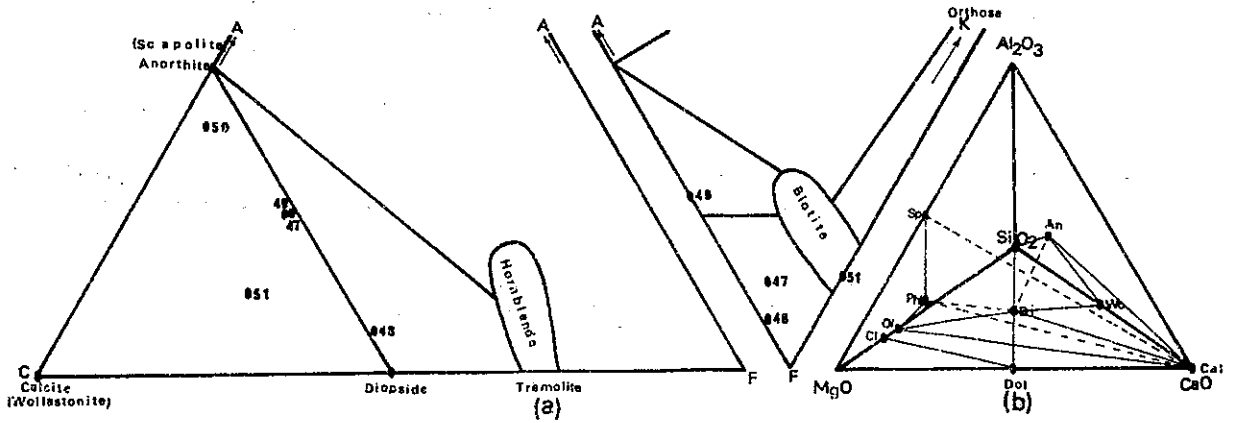


Fig 4-4

- 44 + biotite et
- 45 + quartz + biotite.

**Figure 4-4a - Les roches carbonatées et scapolitiques**

Les roches qui ont été reportées sur les figures 4-4a sont celles décrites comme "groupe de paragenèses marginales". Leurs paragenèses sont les suivantes :

- 47 = clinopyroxène + plagioclase + calcite
- 48 = pyroxène + plagioclase + hornblende
- 49 = diopside + calcite
- 50 = épidote

En fait, on trouve trémolite, albite, épidote, etc. dans ces roches, mais, comme nous l'avons vu, ce sont des matériaux postérieurs à la phase essentielle du métamorphisme.

51 = roches scapolitiques à paragenèse : clinopyroxène + scapolite + feldspath-K + calcite + sphène.

Les roches des groupes de paragenèse banale, souvent déficitaires en quartz et riches en  $Al_2O_3$ , n'entrent pas dans les diagrammes ACF. Nous figurerons les roches dans le système  $SiO_2 - Al_2O_3 - MgO - CaO$  de la figure 4-4b.

La paragenèse de ces roches est la suivante :

calcite + olivine + phlogopite + clinopyroxène + dolomite + spinelle + clinohumite + wollastonite

Dans cette figure :

- Sp = spinelle ; An = anorthite ; Wo = wollastonite ; Di = diopside ; Phl = phlogopite ; Ol = olivine ;
- Cl = clinohumite ; Dol = dolomite.

\* \*  
\*

En comparant ces assemblages et ces diagrammes avec les données de WINKLER (1967), nous voyons que notre métamorphisme est du plus haut degré du faciès amphibolite ; plus précisément il correspond au subfaciès "sillimanite cordiérite - orthoclase - almandin", défini par WINKLER comme métamorphisme de basse pression ou de "type Abukuma".

Nous avons quand même quelques différences avec ce subfaciès :

- 1 - dans les gneiss : la présence de corindon ;
- 2 - dans les roches carbonatées et scapolitiques :
  - a - l'absence de grandite
  - b - la stabilité de la scapolite
  - c - la présence de spinelle.

Nous allons examiner ces différentes particularités :

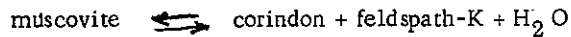
1 - Corindon

En ce qui concerne sa paragenèse métamorphique, le corindon est souvent considéré comme un produit métamorphique de contact, dans les roches pauvres en  $SiO_2$  et riches en  $Al_2O_3$ . Parfois le minéral fait une apparition dans le métamorphisme régional quand des bauxites sont soumises au métamorphisme (COETZEE, 1940 ; WIID, 1955 in DEER, HOWIE, ZUSSMAN, vol. 5, p. 17). WINKLER (1967) écrit : "le corindon est un minéral qui apparaît au début du faciès Schistes verts lorsqu'une bauxite est métamorphisée". TURNER et VERHOOGEN (op. cit.) font apparaître le corindon dans le faciès de cornéenne à pyroxène quand des roches pélitiques, déficitaires en quartz sont métamorphisées.

SHIDÔ (1958) le trouve, au début de sa zone "C", dans les roches pélitiques riches en Al, accompagné par muscovite + andalousite + biotite et feldspath potassique. Cet assemblage correspond au subfaciès à "andalousite + cordiérite + muscovite de WINKLER, du métamorphisme de type Abukuma.

Ici il se présente avec du feldspath potassique, sans silicate d'aluminium. Nous avons vu que la roche comportant du corindon ne ressemble pas à une bauxite et qu'elle devait être une simple argile marneuse (voir 3-1-4-2 et figures 3-8 et 3-9).

Notre corindon n'a donc certainement pas pu apparaître au début de notre métamorphisme. L'habitus du minéral va d'ailleurs dans ce sens. Ce n'est pas un résidu, il n'est pas inclus dans un autre minéral. Il est en coexistence parfaite avec le feldspath potassique. Comme SHIDÔ, nous attribuons son apparition à la décomposition de la muscovite :



Nous considérons donc que le corindon a dû apparaître dans nos roches sous des conditions légèrement plus faibles que celles du paroxysme des recristallisations, il reste stable à cause du caractère particulier de ces conditions (nous reparlerons de l'équation ci-dessus un peu plus loin, en discutant les conditions précises du métamorphisme), mais ce n'est pas un minéral incompatible avec le métamorphisme de type Abukuma.

#### 2 a - Problème du grenat calcique

Nous avons déjà discuté de l'absence de grandite, même dans les roches chimiquement globalement favorables à sa formation, et nous avons dit qu'on peut attribuer cette absence aux pressions gazeuses trop importantes dans ces roches (voir 3-6-5). Nous pouvons penser aussi à une autre explication, surtout dans les roches carbonatées de paragenèses banales (3-5-1). Il est possible que le spinelle soit responsable de la non cristallisation du grenat calcique. En effet, l'assemblage spinelle-olivine est en puissance un grenat. En fait ce n'est pas le cas, car le spinelle formé en théorie bien avant l'olivine et le grandite, ne se dissout jamais (voir ci-dessous). L'aluminium est, et reste, fixé par le spinelle et n'est plus disponible pour le grandite qui aurait dû se former postérieurement. On doit donc pouvoir penser que dans ces roches relativement pauvres en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (roches carbonatées), les pressions gazeuses (roches scapolitiques) et la fixation d'Al par le spinelle restant stable dès le départ (voir 2c, ci-dessous), concourent à empêcher la cristallisation de grandite.

#### 2 b - Scapolite

D'après les discussions sur les roches scapolitiques (3-6-5), la scapolite n'est pas un minéral étrange pour notre métamorphisme de basse pression. L'importance de la fraction gazeuse dans la phase fluide peut fournir la pression nécessaire à sa formation malgré une pression totale peu élevée.

#### 2 c - Spinelle

D'après TURNER, VERHOOGEN et WINKLER, le spinelle se forme dans les roches déficitaires en quartz (roches carbonatées marnes) comportant de l'aluminium, dès le faciès de cornéenne à albite et épidote et "reste stable jusqu'aux températures les plus élevées de métamorphisme".

Le mode de présentation de nos spinelles va dans ce sens : ils sont inclus dans les autres minéraux, donc antérieurs à l'olivine ou au diopside par exemple. Il se peut qu'ils se soient formés dès le début du métamorphisme. En effet, d'après WINKLER, il n'y a pas de différence entre le subfaciès de cornéenne à albite et épidote et le subfaciès à quartz albite - muscovite - biotite - chlorite du type Abukuma. D'autre part, le métamorphisme Abukuma est proche du métamorphisme de contact et, comme nous le verrons ci-après, notre métamorphisme n'est effectivement pas si éloigné des faciès de contact.

Nous concluons donc que, malgré les différences que nous venons de voir, notre métamorphisme appartient au type de basse pression défini comme type Abukuma.

D'après WINKLER (1967, p. 187) la pression dans ce type se situe entre 3 000 et 5 000 bars et la température entre 670° et 730°C.

#### 4-1-2 - Les conditions de pression, de température et de concentration des fluides (P. T. X.) du métamorphisme.

Si nous n'avons pas un métamorphisme progressif, débutant dans le faciès Schistes verts et allant vers des degrés plus élevés, pour déterminer le taux de pression, nous pouvons à l'aide des assemblages minéralogiques existants et par comparaison avec des terrains métamorphiques semblables, arriver à déterminer les conditions du métamorphisme de haut degré.

Les terrains métamorphiques de basse pression ont été décrits en de nombreux endroits du globe et la comparaison de

notre métamorphisme avec tous ces terrains, sort du cadre de cette thèse (voir A. HIETANEN, 1967),

Cependant, on peut choisir quelques types de métamorphismes bien décrits. Par exemple, pour préciser la valeur de la pression fluide qui régnait au cours des recristallisations, nous comparerons notre terrain avec ceux des Pyrénées centrales, des Pyrénées orientales et d'Abukuma qui, d'après WINKLER (1967), "tous comprennent pratiquement le même intervalle de température mais des pressions fluides différentes".

1 - Dans les Pyrénées orientales étudiées par GUITARD, 1958, (in WINKLER, 1967) dans les zones de températures les plus élevées (après la disparition de la muscovite), on trouve la paragenèse typique suivante, qui est une pression dépassant 5 000 bars:

sillimanite + almandin + orthose

Il manque la cordiérite qui, d'après WINKLER (1967, p. 127), est stable en présence d'almandin, entre 3 000 et 5 000 bars. Notre terrain a donc subi une pression fluide de moins de 5 000 bars, puisqu'on y rencontre la cordiérite.

2 - Dans les Pyrénées centrales (Bosost), décrites par ZWART (1963), dans les régions du métamorphisme le plus élevé, on trouve la paragenèse suivante (après la disparition de la muscovite), qui est née sous une pression d'environ 2 500 bars :

sillimanite + cordiérite + orthose.

L'almandin est absent.

Comme nous l'avons dit, l'almandin se rencontre dans des roches soumises à un métamorphisme de contact (CHINER, op. cit.) et il est cité par TURNER et VERHOOGEN dans le faciès des cornéennes à pyroxène (1960, p. 521) \*. Pour WINKLER cependant l'almandin demande une pression plus élevée que celle qui existe dans les types de contact : "on doit s'y attendre, parce qu'il y a des évidences pour qu'une pression effective de plusieurs milliers de bars soit nécessaire pour la formation d'almandin" (WINKLER, 1967, p. 67).

Dans nos roches, le grenat almandin est aussi stable que la cordiérite (voir 3-1-2-3). Nous pouvons donc conclure que la pression de notre métamorphisme est supérieure à celle de Bosost. Elle serait donc comprise en première approximation entre 2 500 bars et 5 000 bars.

Il y a une différence essentielle entre le gradient thermique de la région de Bosost et celui de Châpédony. A Bosost pour une épaisseur de 1 500 m, on passe de la zone à chlorite à la zone à cordiérite, ce qui indique d'après ZWART (1967) un gradient thermique de 150°C/km. Dans le Massif Châpédony nous avons environ 4 000 m de formation et nous restons apparemment toujours dans le même faciès métamorphique. Les minéraux types, tels que sillimanite, cordiérite, grenat et feldspath potassique, existent partout quand le chimisme des roches le permet.

De plus, d'après ZWART, une pression de l'ordre de 1 kb s'est exercée au cours du métamorphisme dans la région de Bosost. A cause de la coexistence de sillimanite et de muscovite, WINKLER rejette cette estimation de la pression car pour lui l'apparition de la sillimanite en présence de muscovite au lieu d'andalousite, permet d'envisager une pression de l'ordre de 2 500 bars. Notre métamorphisme avec grenat doit par conséquent s'être déroulé à une pression supérieure à 2 500 bars.

3 - Abukuma. Ce terrain soigneusement étudié par SHIDÔ, 1958 et MIYASHIRO, 1958, ressemble à tout point de vue au nôtre et c'est celui qui coïncide le mieux avec lui. Il a été classé par les auteurs en quatre zones A à D :

zone A à actinote, zone B à hornblende bleue, zone C à hornblende verte, zone D à hornblende brune et orthopyroxène. Dans leur zone C ils ont pour les roches basiques : plagioclase + hornblende + cummingtonite ; pour les roches pélitiques et psammitiques : feldspath potassique + cordiérite + biotite + andalousite + sillimanite + muscovite ; et pour les roches carbonatées : calcite + clinopyroxène + grandite + hornblende. L'andalousite disparaît vers le milieu de cette zone, ainsi que le corindon, tandis que la muscovite persiste. Vers la fin de cette zone, à la transition de C à D, la muscovite disparaît et la wollastonite prend naissance. Le clinopyroxène qui a existé dans les roches basiques dans la zone B, devient

---

\* - "Les caractéristiques minéralogiques (du faciès des cornéennes à pyroxène) sont les suivantes : ... présence d'hypersthène dans les roches magnésiennes et de wollastonite dans les marbres et les skarns ; présence discrète de biotite et d'almandin ; absence de hornblende et de muscovite".

fréquent et la sillimanite reste stable. Notre métamorphisme, avec l'apparition de la wollastonite, l'absence totale de muscovite et d'andalouite, la présence de sillimanite, la décomposition de hornblende en plagioclase + clinopyroxène (voir 3-5-2, paragenèse 368 C et fig. 1, pl. 24) se place dans la zone de transition entre la zone C et la zone D d'Abukuma. Mais jamais en zone D, car nous n'avons pas de pyroxène orthorhombique.

Les conditions P.T. de cette zone transitoire ont été déterminées par WINKLER. Comme cette détermination est celle qui nous intéresse, puisqu'elle va servir à préciser la possibilité de la granitisation, nous allons refaire cette détermination, suivant WINKLER : "la limite des phases andalousite et sillimanite coupe la courbe d'équilibre de la réaction muscovite + quartz feldspath-K + sillimanite pour une pression d'environ 2 500 bars (voir fig. 4-5).

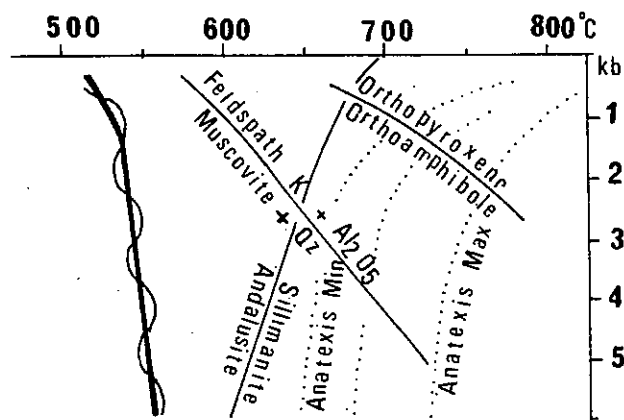


Figure 4-5 - Domaines de stabilité de la muscovite, du feldspath potassique, de l'andalouite, de la sillimanite, des hornblendes et des pyroxènes orthorhombiques ; courbes de fusion anatectique minimum et maximum des roches granitiques. WINKLER (1967).

Puisque la sillimanite apparaît déjà dans la zone C en coexistence avec la muscovite, la pression agissante a dû excéder 2 500 bars. Si nous supposons que, lorsque la muscovite disparaît la température augmente de 30-40°C, la figure 4-5 montre bien que la dernière partie de la zone C doit débiter à environ 670-668°C et 3 000 - 3 500 bars.

En outre, si on suppose une température d'environ 730° pour la partie la plus chaude de la zone C (zone de transition vers D), où la wollastonite apparaît, et si on prend une XCO<sub>2</sub> d'environ 0,5 dans la phase gazeuse coexistante, la figure 3-55 permet de se rendre compte que la pression fluide n'a pas pu excéder 3 500 bars environ. De là nous tirons que des pressions entre 3 000 et 3 500 bars se sont exercées au cours du faciès amphibolite élevé du métamorphisme de type Abukuma. Nous voyons qu'en ce qui concerne la limite maximale de la pression, le raisonnement de WINKLER est fondé sur XCO<sub>2</sub> dans les roches carbonatées et sur l'apparition de la wollastonite. Nous aussi avons de la wollastonite à l'intérieur de nos roches calcaires (quoique un seul cristal ait été trouvé) et nous pouvons nous contenter de cette limite. Mais puisque XCO<sub>2</sub> dépend de plusieurs facteurs, tels que le chimisme de la roche, son degré de dolomitisation, la possibilité de silice, etc., et puisque ces facteurs peuvent être différents dans le plateau d'Abukuma et le Massif Châpédony, nous trouvons

imprudent de transporter telles quelles les conditions d'Abukuma au Massif Châpédony. Cherchons d'autres arguments pour essayer de savoir si la pression dans le Massif Châpédony est inférieure ou supérieure à celle d'Abukuma.

#### 1 - Hornblende

Nous avons vu que dans nos hornblendes les fractions molaires d'amphiboles sodiques (trémolite en particulier) coïncident bien avec celles du plateau d'Abukuma, ce qui indique une basse pression identique (voir 3-4-5-1 et figure 3-29).

#### 2 - Grenat

Nous avons discuté l'importance du Mn dans les grenats et nous avons vu que, quoique la teneur en Mn dans les grenats dépende de sa disponibilité dans la roche, cette teneur est tellement forte dans nos grenats qu'ils ne peuvent être stables que dans des conditions de basse pression (voir 3-4-5-3 et figure 3-41). MIYASHIRO et WINKLER mettent cette teneur en relation avec la pression. MIYASHIRO (1958) donne les pourcentages en MnO suivants pour les pyralspites de sa zone "C" :

Mn O % = 6,0    5,93    5,93    5,81    5,70    2,87

Pour notre grenat (voir tableau 3-2) Mn O % = 5,80, ce qui correspond bien avec ceux de MIYASHIRO.



3 - Le rapport  $\frac{Fe^{+3}}{Fe^{+2} + Fe^{+3}}$

MIYASHIRO (1958), commentant ce rapport dans les biotites du plateau d'Abukuma et dans les roches basiques métamorphiques, déduit que "plus haute est la pression d'eau durant le métamorphisme, plus élevés doivent être les rapports  $Fe^{+3}/Fe^{+2} + Fe^{+3}$  des biotites et des roches" et il ajoute : "les rapports ferriques/ferreux tendent à décroître avec la pression solide".

Nous avons discuté à plusieurs reprises de l'abondance de  $Fe^{+3}$  par rapport au fer total dans nos biotites à cause de leur teinte verdâtre. MIYASHIRO écrit : "la zone C est caractérisée par l'absence des couleurs rougeâtres des biotites". Les rapports fer ferrique/fer total qu'il donne pour les biotites de la zone "C" sont : 0,16, 0,13, 0,14. Pour nos biotites des migmatites et des pegmatites générales (voir 3-2-3 et tableau 3-10) ces rapports sont les suivants :

Analyse	28	29	30	31	32	33	34	35
$Fe^{+3}/Fe^{+2} + Fe^{+3}$ de la biotite	0,66	0,66	0,57	0,66	0,66	0,53	0,66	0,54

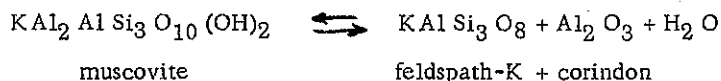
Dans les roches basiques de la zone C de MIYASHIRO, ces rapports sont : 0,23 ; 0,16 ; 0,02, et dans nos amphibolites (voir tableau 3-15) :

Analyse	40	41	42	43	44	45
$Fe^{+3}/Fe^{+2} + Fe^{+3}$ de la roche	0,34	0,12	0,33	0,38	0,33	0,50

Nous voyons que la teneur en  $Fe^{+3}$  de nos biotites et de nos roches basiques est bien supérieure à celle du plateau d'Abukuma. En fait, la valeur des rapports  $Fe^{+3}/Fe^{+2} + Fe^{+3}$  dans les biotites des pegmatites diverses, est exagérée et elle nous indique l'importance de la phase fluide, liée aux conditions spéciales de la tectonique et de la granitisation que nous discuterons ci-après. Mais en général, à cause de la teinte verte de toutes les biotites, et précisément à cause de la supériorité de ce rapport qui paraît être comparable à celui du plateau d'Abukuma, nous pouvons conclure que ou bien la pression de  $H_2O$  dans le Massif Châpédony était supérieure à celle du plateau d'Abukuma, ou bien la pression hydrostatique dans le Massif Châpédony était inférieure à celle du plateau d'Abukuma.

Rappelons ici que d'après WINKLER (1967) la pression fluide (presque égale à  $P_{H_2O}$  dans les roches silicatées) n'est pas obligatoirement égale à la pression de charge. Il est possible que la première soit bien supérieure à la deuxième et la pression fluide ( $P_f$ ) peut varier d'une roche à l'autre suivant sa résistance. Cette forte pression de  $H_2O$  peut être attribuée à des possibilités d'emprisonnement de  $H_2O$  dans certaines roches, après le paroxysme métamorphique. Par exemple, comme nous le verrons ci-après (4-3), la décomposition des minéraux hydratés a créé une quantité d'eau considérable qui n'ayant pas la possibilité de s'échapper, a entraîné une surpression de  $H_2O$ .

Supposons toujours une température de l'ordre de 730°C pour le point maximum de notre métamorphisme, comme l'a fait WINKLER (1967) et en nous référant à l'équation univariante :



Nous nous rendons compte que la pression n'a pas dû dépasser 3 000 bars pour que les corindons se présentent à côté des feldspaths potassiques, sans muscovite. Cette réaction a été étudiée par YODER et EUGSTER (1954), in TURNER et VERHOOGEN, op. cit., p. 133-134) et nous avons reproduit leur courbe sur la figure 4-6.

Nous concluons donc que la culmination du métamorphisme du Massif Châpédony a dû se faire sous une pression fluide supérieure à 2 500 bars (puisque nous avons une  $P_f$  supérieure à celle de Bosost) et inférieure à 3 000 bars, pour une température d'environ 730°C.

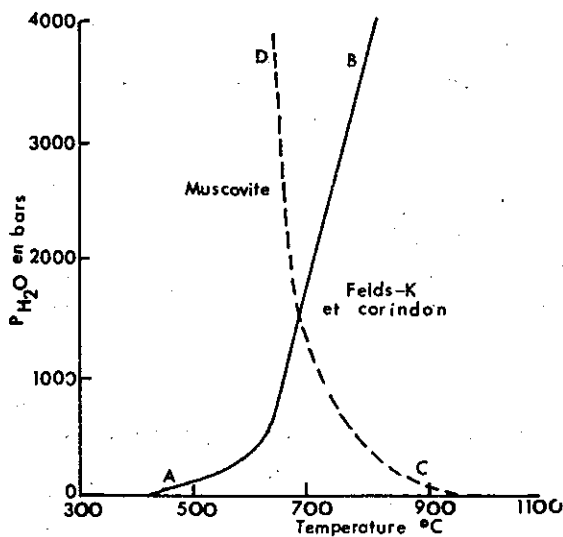


Figure 4-6 - Courbe d'équilibre univariant (AB) pour la réaction muscovite  $\rightleftharpoons$  feldspath-K + corindon + H<sub>2</sub>O (YODER et EUGSTER, 1954). CD est la courbe du début de fusion du granite (in TURNER et VERHOOGEN, 1960).

citons ne sont pas obligatoirement celles de toutes les roches et de toutes les formations du Massif Châpédony. Car avec l'importance de la mise en jeu d'une énergie thermique créée par les déformations, avec la dépendance absolue de la pression fluide à l'égard du chimisme des roches et de leur résistance, il est bien évident que nous pouvons avoir des conditions plus ou moins différentes dans des roches différentes. Rappelons encore une fois que dans un domaine métamorphique on n'a pas obligatoirement un équilibre unique, mais la possibilité d'une mosaïque d'équilibres d'étendues différentes.

Avec cette température et cette pression, survient une difficulté à propos de la wollastonite. Car si l'on tient compte du domaine de stabilité de la wollastonite (fig. 3-55), nous voyons que nous devrions rencontrer ce minéral dans nos roches calcaires, pour  $X_{CO_2} = 0,50$ . Or, nous n'en avons trouvé qu'un seul grain dans une seule lame mince. Mais il est bien évident que la réaction :

$CaCO_3 + SiO_2 \rightarrow CaSiO_3 + CO_2$ , qui dépend de la valeur de  $X_{CO_2}$ , dépend aussi de la disponibilité en  $SiO_2$ . D'autre part  $X_{CO_2}$  dépend aussi du chimisme de la roche. Or, les roches carbonatées sont très déficitaires en quartz : la présence du spinelle, la fréquence de l'olivine et la rareté du diopside le prouvent.

Nos roches carbonatées sont très dolomitiques (présence de dolomite, jusqu'à 50 %, d'olivine et de spinelle), donc réagissent plus facilement avec le quartz pour le consommer totalement et libérer du  $CO_2$  dont l'existence ne favorise pas la formation de wollastonite.

Les conditions chimiques de nos roches carbonatées n'ont donc pas permis la formation de wollastonite.

Pour les roches scapolitiques, nous avons déjà mis en évidence l'importance de la pression gazeuse, et donc l'impossibilité de la présence de wollastonite.

Nous voulons mentionner ici, que les conditions que nous

#### 4-2 - GRANITISATION

"Uniquement pour des raisons de nomenclature, il est préférable de garder au concept de granitisation un sens aussi large que possible. Nous pouvons donc partir d'une définition assez simple, à savoir que par granitisation on entend tout processus par lequel des roches solides, de composition et d'origine quelconques sont transformées en roches de composition et de structure granitiques (ou granitoïdes). Cette définition inclut tous les processus géologiques et physico-chimiques possibles par lesquels une roche peut être granitisée" (MEHNERT, 1968).

Selon cette définition, le groupe de roches défini dans les chapitres de géologie et de pétrographie comme des faciès de migmatisation (voir 2-4 et 3-2), peut être envisagé ici. Mais nous avons vu que, bien qu'une grande majorité de ces roches entre dans la catégorie des granites ou des roches granitiques (essentiellement les pegmatites diverses, voir 3-2-3) il existe également des faciès qui s'écartent de cette stricte classification et sont des roches à composition de diorite quartziques (voir 3-2-1 et 3-2-2).

Par ailleurs, des phénomènes comme l'individualisation de niveaux ferrifères au contact des roches carbonatées, ne paraissent pas entrer dans le cadre de la définition de MEHNERT. Nous allons voir qu'ils peuvent cependant être reliés aux processus de granitisation, ou, en d'autres termes, qu'il s'agit, compte tenu des propriétés des roches en présence, de phénomènes tout à fait comparables, voir semblables, à ceux qui ont mené ailleurs à la formation de vraies roches granitiques au sens le plus strict. Aussi, allons-nous étudier ici tous les phénomènes qui ont permis la création de "mobilisats" \*, que ceux-ci soient feldspathiques, pegmatitiques, granitiques, dioritiques ou autres, qu'ils soient hydrothermaux ou non (voir MEHNERT, op. cit., p. 233).

A première vue la présence de pegmatites (dans le sens que nous donnons aux pegmatites, voir 2-4-2) à fort pourcentage de feldspath potassique (parfois 95 %, voir 3-2-1-2, 3-2-1-4, 3-2-1-5 et tableau 3-6) dans les formations volcaniques, volcano-détritiques des Ensembles des gneiss noirs et blancs (voir 2-2-2 et 2-2-3) paraît incompréhensible. Dans les roches où il n'y a pas du tout de feldspath potassique, ou bien dans celles qui sont formées uniquement de plagioclase + biotite + grenat + cordiérite + quartz (voir les gneiss basiques et amphiboliques 3-1-2 et 3-1-3), l'apparition de bandes et de lentilles presque totalement constituées par du feldspath potassique ne paraît pas normale. Nous avons vu dans le chapitre de géologie (voir 2-4) que ces bandes, ces agrégats, ces lentilles doivent se former à la suite d'une différenciation métamorphique, et nous avons dit que cette différenciation devait se produire à l'état liquide. Cependant les caractéristiques minéralogiques des roches paraissent contredire cette hypothèse, surtout si l'on souligne que les minéraux ferromagnésiens sont des pyroxènes et des hornblendes dans les agrégats, des biotites dans les roches encaissantes. Il serait dès lors facile de rechercher une source extérieure, ailleurs que dans les roches encaissantes, pour ces amas très riches en feldspaths potassiques. On pourrait envisager un apport d'éléments K de la profondeur. En d'autres termes, on ferait appel à une métasomatose ou à une origine magmatique, c'est-à-dire à des intrusions, pour expliquer ces pegmatites.

La thèse d'un apport métasomatique semble impossible, car on ne conçoit pas que ces apports puissent choisir des endroits bien définis et laisser les roches encaissantes intactes. D'autre part ces apports ne sont pas toujours potassiques, car nous trouvons également des bandes pegmatitiques plus riches en albite (normative) qu'en feldspath potassique, et nous avons même, dans les mêmes ensembles des bandes totalement formées de plagioclase sodique (voir 3-2-1-1 et 3-2-1-6).

De plus, dans une telle hypothèse métasomatique, les minéraux ferromagnésiens doivent être attaqués par l'apport, et on devrait retrouver la biotite, le grenat, la cordiérite, altérés ou corrodés et transformés en d'autres produits. Or, il n'en est rien : dans les roches encaissantes ces minéraux sont intacts, et dans les pegmatites il n'y en a pas, ou s'il en existe ils ne paraissent pas être des résultats de minéraux préexistants transformés. D'ailleurs quel peut être l'apport métasomatique qui change une biotite, minéral hydraté, en un pyroxène, minéral anhydre ?

L'hypothèse d'une intrusion magmatique ne semble pas non plus facile à expliquer. Nous avons discuté de ce point dans le chapitre de géologie et nous avons suivi les résultats de la formation des pegmatites à partir d'un agrégat centimétrique jusqu'à des bandes décamétriques (voir 2-4 et surtout 2-4-2-6 et figure 2-3). Nous avons aussi suivi au micros-

---

\* - "Mobilisat" : "phase géochimiquement mobile formée par mobilisation".

Mobilisation : "terme pétrogénétiquement neutre désignant la formation de minéraux ou groupe de minéraux dans des roches préexistantes, par migration de composants mobiles, par exemple à l'état fondu, de solutions ou de phase gazeuse" (MEHNERT, p. 356).

cope la formation des bandes millimétriques pegmatitiques dans les roches (voir 3-1-4 et fig. 3-5). Dans le chapitre de géologie, nous avons discuté de l'improbabilité d'une intrusion magmatique de ces matériaux leucocrates, et cela sans tenir compte de leur composition minéralogique et de leur chimisme. Maintenant, la connaissance de ces caractères minéralogiques et chimiques, nous fournit d'autres arguments pour réfuter une intrusion. En effet, si nous acceptons la possibilité d'une intrusion magmatique, il se pose une question dont la réponse ne paraît pas évidente : pourquoi les pegmatites, les migmatites, les agrégats leucocrates ont-ils choisi leurs roches encaissantes ? Par exemple les pegmatites purement faites de feldspath potassique ont choisi les roches volcaniques et volcano-détritiques des Ensembles des gneiss noirs et blancs, les pegmatites diverses (à composition granitique banale) les gneiss calco-alcalins, et les pegmatites à composition de plagioclase quartzique, l'Ensemble des amphibolites (voir 2-4-2-3, 2-4-2-4 et 2-4-2-5) ?

Les pegmatites provenant d'un magma situé dans la profondeur ont-elles des compositions si différentes ? Sont-elles originaires de magmas différents ? Est-ce par hasard que chaque catégorie de pegmatites se trouve dans une catégorie de roches définies ? La réponse nous paraît négative, car le rôle et le jeu de la nature ne doivent pas être un jeu de hasard. La science des statistiques nous apprend que même les jeux de hasard ne sont pas le résultat du hasard pur.

Le modèle d'une origine hydrothermale des granites, proposé par MARMO (1968), qui répond à beaucoup de nos questions, ne semble pas convenir à toutes nos pegmatites. MARMO explique son modèle : "suivant ce modèle, les matériaux nécessaires à la formation de granites dérivent de roches qui sont, pour la plupart, d'origine sédimentaire et qui contiennent de l'eau. A une profondeur favorable au métamorphisme régional, la roche en cours de recristallisation expulse de l'eau qui contient en solution les composants formant le granite. La masse rocheuse elle-même est ainsi appauvrie en potassium, et en quelque sorte "granodioritisée". Le matériel expulsé peut granitiser d'autres régions ou se déposer à nouveau dans des endroits tectoniquement convenables sous forme de granite à microcline et albite". En fait, nous trouvons ces matériaux granitiques dissous (voir les pegmatites diverses 3-2-3 et le tableau 3-10) déposés dans les fissures d'extension, endroits tectoniquement convenables au sein de gneiss encaissants granodioritisés (voir 3-1-1 : gneiss calco-alcalins : en effet, tous ces gneiss ont une composition de granite calco-alcalin, de granodiorite, parfois de diorite ; voir aussi le tableau 3-30 et la figure 3-9), mais, comme nous l'avons dit, d'une part toutes nos pegmatites ne sont pas granitiques et d'autre part les feldspaths potassiques ne sont pas du microcline, mais de l'orthoclase qui d'après MARMO doit se former à des températures supérieures à 525°C\*. Ce modèle ne convient donc pas à nos roches des "faciès de migmatitisation". Comme l'a dit d'ailleurs MARMO : "pour des granites formés à des températures élevées (granites à orthoclase), le modèle hydrothermal n'est pas directement applicable".

Quel peut être l'origine ou le mécanisme de la formation de nos roches ? von PLATEN (1965) et WINKLER (1965) ont trouvé la réponse : formation anatectique, c'est-à-dire "régression des roches" ; c'est ce qu'entendait SEDERHOLM par ce mot (1907, in MEHNERT) et qui a été défini par MEHNERT de la même façon (1968, p. 228).

En résumé : "par processus de granitisation nous entendons la formation de migmatites par anatexie" (von PLATEN, p. 213).

Mais avons-nous les conditions nécessaires à une fusion anatectique ? Nous allons étudier les conditions nécessaires, point par point :

#### A - LE FACIES MINERAL

WINKLER (1967) écrit : "les roches métamorphiques des plus hautes températures du faciès amphibolite sont étroitement associées aux migmatites".

MEHNERT (1968), déterminant le faciès minéral des roches anatectiques, écrit : "le principal faciès des migmatites normales est le faciès amphibolite" ; il poursuit : "la plupart des migmatites normales appartiennent au subfaciès à :

sillimanite + almandin + muscovite

et à

---

\* - En effet, la transformation microcline → orthoclase se fait à des températures de 250°C (BARTH, 1969, p. 114) au cours des altérations hydrothermales, mais nous avons vu que nos orthoclases se sont formés à des températures assez élevées, comme produits de destruction de biotite (voir 3-1-1) et non par transformation du microcline, ni dans des conditions hydrothermales.

sillimanite + almandin + orthoclase,

et surtout à ce dernier .... "par ailleurs la cordiérite est un minéral courant dans les migmatites typiques".

Notre faciès minéral avec orthoclase - sillimanite - cordiérite - almandin s'accorde parfaitement avec le faciès minéral des roches anatectiques des auteurs cités ci-dessus.

#### B - LES CONDITIONS T.P.

Selon WALTON (1960, in MARMO, 1968), à une température de l'ordre de 650°C et une pression fluide de 2 000 kg/cm<sup>2</sup>, la fusion granitique peut déjà se produire. Et MEHNERT conclut aussi : "en conséquence on peut dire que la température la plus probable pour la formation de mobilisats pegmatofides dans les migmatites est de 650° à 720°C pour environ 2-4 kb de pression. Par conséquent, on peut dire que la température la plus probable pour la formation des mobilisats pegmatitiques dans les migmatites se fait entre 650 et 720°C et environ 2-4 kb de pression.

von PLATEN démontre qu'à 2 000 bars, une température de l'ordre de 665°C peut entraîner une fusion dans les roches à composition favorable.

WINKLER arrive au même résultat et ajoute l'effet de la pression sur le "point de fusion minimum" : plus grande est la pression fluide, moins élevée est la température nécessaire pour entraîner la fusion. Par exemple, une roche qui donne un mélange fondu à 670° pour une pression fluide de 2 000 bars, commence à fondre à 655°C pour PH<sub>2</sub>O = 4 000 bars.

Les conditions de notre métamorphisme, avec P<sub>f</sub> = 2 500 - 3 000 bars et une température de l'ordre de 730°C (voir 4-1), cadrent bien avec les conditions de pression et de température nécessaires pour aboutir à une fusion anatectique.

Un coup d'œil sur la figure 4-5 (voir plus haut) nous indique même que nous avons bien dépassé l'anatexie minimum et que nous ne sommes pas loin de l'anatexie maximum.

#### C - LA QUESTION DE H<sub>2</sub>O

MARMO (1968), en traitant du rôle de l'eau dans la formation du granite, explique : "si la roche préexistante contient des composants du granite, il peut y avoir un fondu granitique contenant environ 6 % d'eau (à P = 2 000 bars et T = 650°C). Ainsi 1 % d'eau dans une roche pourrait fondre jusqu'à 16 %.... Il faut mentionner que non seulement l'eau des pores et des fissures, mais aussi l'eau combinée doit être prise en compte... Si l'illite est recristallisée en biotite, une grande quantité d'eau est libérée et encore plus si la biotite aussi est détruite".

MEHNERT (1968), pense que les roches métamorphiques de haut degré, qui contiennent de 1 à 3 % d'eau, n'en donnent pas assez pour l'obtention d'un mélange granitique fondu qui en contient de 8 à 10 % quand il est saturé en H<sub>2</sub>O. Et cela d'autant plus que l'eau des roches métamorphiques se situe essentiellement dans le réseau des silicates comme la biotite et la hornblende. Soucieux de lever cette contradiction, il écrit : "l'eau qui n'entrait pas en combinaison chimique et était donc mobile, a été libérée au cours de la cristallisation et ne peut donc plus être déterminée".

Etudiant les différentes possibilités de disponibilité de H<sub>2</sub>O nécessaire, il pense que l'eau présente suffit pour fondre 10 % de la roche et que, après cristallisation des parties fondues, cette eau peut affecter les parties voisines et y créer à nouveau la fusion. Il imagine aussi que l'eau nécessaire à la fusion complète résulte de la déshydratation des formations sous-jacentes.

Dans le Massif Châpédony nous n'avons pas besoin de chercher l'eau très loin : elle se trouve dans les roches. On peut en trouver une preuve dans la forte valeur du rapport Fe<sup>+3</sup>/Fe<sup>+2</sup> + Fe<sup>+3</sup> dans toutes les roches, les chlorites et les épidotes (voir 4-1). Grâce à la couverture constituée par l'Ensemble scapolitique, l'eau qui résulte de la destruction des minéraux hydratés est contrainte de rester dans les roches et constitue la source nécessaire aux fusions anatectiques (nous reparlerons de ces phénomènes ci-après, en étudiant la suite des événements géologiques, voir 4-3).

#### D - LA QUESTION DE LA COMPOSITION CHIMICO-MINÉRALOGIQUE

MEHNERT écrit : "la cristallisation à partir d'un état fondu est très probable lorsque la composition minérale quantitative correspond strictement ou à peu près au rapport eutectique du système chimique en question". La com-

position moyenne des "mobilisats" ou des néosomes pegmatoïdes dérivés de différentes roches de compositions différentes est la suivante : quartz 30-35 % vol., feldspaths 65-70 % vol.. Ce rapport correspond exactement à celui de nos pegmatites diverses (fig. 4-7).\*

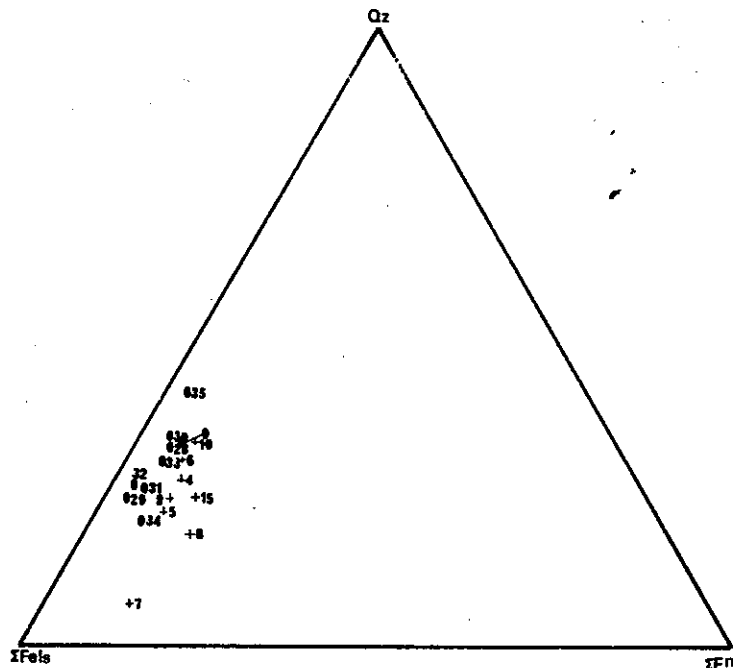


Figure 4-7 - Composition minérale quantitative des gneiss calco-alkalins (croix) et de leurs "mobilisats" (cercles). Noter que les mobilisats sont légèrement enrichis en feldspath.

Ce qui est intéressant, c'est que dans cette catégorie de pegmatites (pegmatites diverses), les roches d'origine (gneiss calco-alkalins) montrent une composition minéralogique comparable à celle des mobilisats. Ce caractère classe nos pegmatites diverses dans les diatexites de MEHNERT.

Le terme de diatexie est employé par cet auteur pour une "fusion complète ou presque, lorsqu'on ne peut plus distinguer les fractions fondues et non fondues".

"Les fractions solides, reliques de la roche d'origine et la phase fluide néoformée se sont pénétrées très intimement les unes les autres... La phase fluide a imprégné la "restite" subsistante in situ et n'a été que localement expulsée là où étaient ouverts des espaces à pression moindre".

C'est exactement le cas de nos gneiss calco-alkalins et des pegmatites diverses. Ces dernières ont été échantillonnées dans des lentilles de différentes tailles présentes dans les premiers. En fait, sauf une légère différence dans la taille

---

\* - En fait, nos pourcentages sont exprimés en poids. Mais puisque les densités du quartz et des feldspaths sont presque égales ( $D_{\text{quartz}} = 2,65$  ;  $D_{\text{fels}} = 2,5 - 2,8$ ), et puisque les pourcentages des minéraux ferromagnésiens sont très faibles, le résultat sera identique.

des grains et aussi une légère augmentation des matériaux quartzo-feldspathiques, on ne peut pas faire de distinction nette entre les deux parties : les roches parentes et les mobilisats. Ces gneiss montrent eux-mêmes des caractères granitiques. L'absence, ou le caractère incomplet, de la séparation entre les parties fondues et les "restites", est bien compréhensible par leurs caractères géologique et chimique. Ces gneiss se rencontrent en séquences épaisses et homogènes. Ils doivent partout réagir aux forces tectoniques de la même façon, et les fissures d'extension, ne doivent pas beaucoup s'y développer. D'autre part, à cause de leur chimisme qui est presque granitique, ils doivent fondre presque en totalité lorsque la température nécessaire est acquise. Autrement dit ils doivent former un fondu granitique relativement homogène.

Le phénomène est exactement contraire pour les gneiss basiques qui alternent avec les gneiss calco-alcalins dans les Ensembles des gneiss noirs et blancs. Dans ces Ensembles, à cause d'une grande différence des compétences et du chimisme des roches, les fissures d'extension se créent très facilement et la séparation des phases fondues et des restites se déroule complètement. C'est pourquoi nous avons là des mobilisats très différents des roches-mères (fig. 4-8).

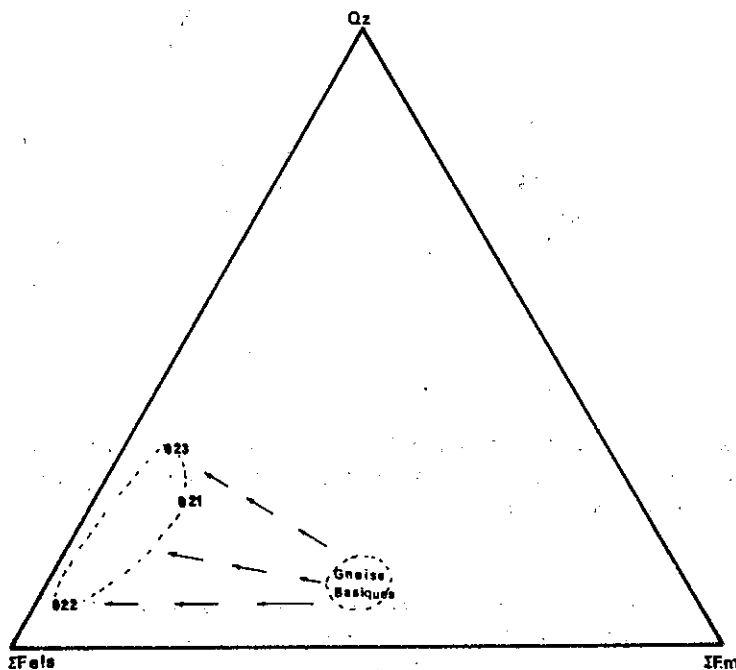


Figure 4-8 - Relation quantitative entre les gneiss basiques des Ensembles des gneiss noirs et blancs et leur mobilisats (cercles).

Pour l'Ensemble des amphibolites et leurs pegmatites (mobilisats) correspondantes, le phénomène peut être lié à leur compétence considérable par rapport aux gneiss. Ces roches restent en effet solides aux températures élevées où les gneiss sont déjà fondus, de ce fait elles deviennent plus sensibles aux activités tectoniques qui sont accompagnées de granitisation (nous parlerons de ce phénomène ci-après). Il s'y développe par conséquent plus facilement des fissures d'extension, qui servent à recueillir la partie fondue. Ainsi une séparation complète se déroule (fig. 4-9).

Nous avons discuté plus haut des phases fondues de ces roches (voir 3-4-5).

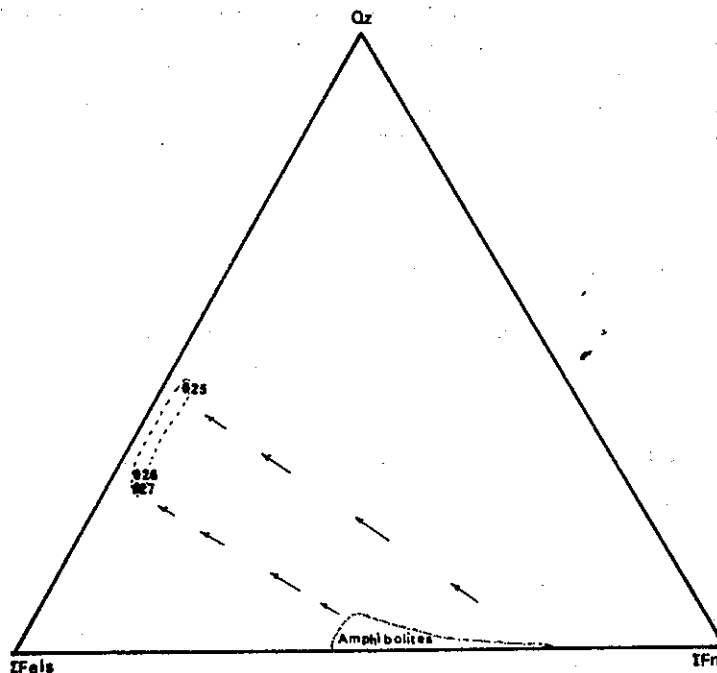


Figure 4-9 - Relation quantitative entre les paragenèses des amphibolites de l'Ensemble des amphibolites et leurs mobilisats correspondants.

Maintenant que nous connaissons les conditions P.T.X., favorables à des fusions anatectiques, essayons de voir si nos agrégats leucocrates correspondent vraiment à des roches anatectiques.

Von PLATEN (1965) et WINKLER (1965 et 1967) dans leurs fameuses expériences de fusion anatectique à partir de différentes roches (obsidiennes, shales, greywackes, etc.) à des températures de 625° à 770°C et les  $P_{H_2O}$  allant de 1 000 bars à 500 bars, sont arrivés à la conclusion que le premier produit de fusion granitique qui se forme dépend des points suivants :

1. du chimisme de la roche originelle,
2. du rapport Ab/An de la roche originelle. Les roches dont ce rapport est fort, fondent à des températures plus basses. De plus dans les roches où ce rapport est faible, le "minimum melt" est plus riche en feldspath potassique. "Il est important de noter qu'en dépit d'une pression  $H_2O$  constante, les fondus qui apparaissent à la plus basse température ("minimum melt") par anatexie de gneiss, n'ont pas du tout la même composition, plus haute sera la teneur en An des plagioclases, plus haute sera la teneur en Or du mélange fondu" (WINKLER, 1967). Les roches de composition différente contenant plagioclase, feldspath alcalin et quartz donnent un "minimum melt" qui a pratiquement la même composition, si les rapports Ab/An de ces différentes roches sont identiques;
3. de la valeur de la pression. Lorsque celle-ci augmente il y a diminution de la quantité du quartz dans le "minimum melt" au profit de l'albite ;
4. des phases volatiles comme HCl et HF qui influencent la composition du "minimum melt" et les valeurs des températures dans le système granitique. Les "minimum melts" du système : Q - Ab - An - Or -  $H_2O$  - HCl sont



riches en quartz et plus riches en orthose ; les températures du "minimum melt" dans ces systèmes sont moindres que dans les systèmes sans produits volatiles:

5. de la quantité de H<sub>2</sub>O, qui n'a aucune influence sur la température à laquelle la première fusion se produit, ni sur sa composition. Seule la quantité de produit fondu dépend de la quantité de H<sub>2</sub>O (HCl, etc.).

6. de la quantité de H<sub>2</sub>O dissoute dans le produit fondu, quantité qui augmente avec la pression.

7. de la composition minéralogique des roches. Là où le feldspath potassique est absent, mais où existe la biotite ou la muscovite, le processus de la fusion est identique à celui qui se produit en présence de feldspath potassique. C'est ainsi que nous pourrions avoir des mobilisats riches en feldspath potassique dans des roches où ce minéral est totalement absent à l'origine.

Nous avons choisi quatre gneiss calco-alcalins et leurs mobilisats, et nous avons reporté leurs caractéristiques sur les diagrammes de von PLATEN (fig. 4-9). Pour ces roches, la relation entre restites et mobilisats est très nette. Il s'agit de faciès quartzo-feldspathiques contenant des lentilles de différentes tailles (décimétriques à décamétriques) de roches pegmatoïdes composées de quartz, feldspath potassique, plagioclase, et d'un peu de biotite et de chlorite (pegmatites diverses 3-2-3). Les proportions de Q : Ab : Or pour les gneiss et pour les pegmatites ainsi que le rapport Ab/An des gneiss sont donnés dans le tableau 4-1.

Tableau 4-1

GNEISS			MOBILISATS		
Analyses	Q : Ab : Or	Ab/An	Analyses	Q : Ab : Or	
2	34 : 36 : 30	2,3	32	29 : 40 : 31	
5	27 : 42 : 31	1,4	28	35 : 45 : 20	
8	26 : 29 : 45	1,1	29	26 : 49 : 25	
15	29 : 23 : 48	5	33	34 : 33 : 33	
			34	22 : 34 : 44	

Proportions de quartz, albite et orthose, et valeurs du rapport Ab/An dans les gneiss calco-alcalins et leurs mobilisats (voir aussi tableaux 3-3 et 3-10).

La figure 4-10 nous indique que les mobilisats ne se situent pas sur les points cotectiques correspondant aux valeurs des rapports Ab/An des gneiss d'origine. Ils tombent par contre rigoureusement sur les lignes eutectiques correspondantes. Cela peut être compris lorsqu'on sait que la pression de notre métamorphisme est de l'ordre de 2 500 - 3 000 bars, alors que les points cotectiques des diagrammes de von PLATEN ont été déterminés pour P H<sub>2</sub>O = 2 000 bars. Nous avons noté ci-dessus que lorsque P croît, la proportion en feldspath du "minimum melt" croît également aux dépens du quartz ; ici les points représentatifs des mobilisats se rapprochent en effet du côté Ab - Or du diagramme. De plus, nous avons également signalé (voir fig. 4-5) que nous sommes, dans les conditions de notre métamorphisme, éloignés de l'anatexie minimum. Il est dès lors très naturel de ne pas trouver nos mobilisats sur les points cotectiques représentant les situations où la fusion est obtenue pour un minimum de température, que nous avons largement dépassé.

Pour les pegmatites des Ensembles des gneiss noirs et blancs où il y a un fort pourcentage en feldspath potassique, la question est maintenant claire. Le rapport Ab/An dans les gneiss correspondants est de l'ordre de 0,7 à 1,1. On voit

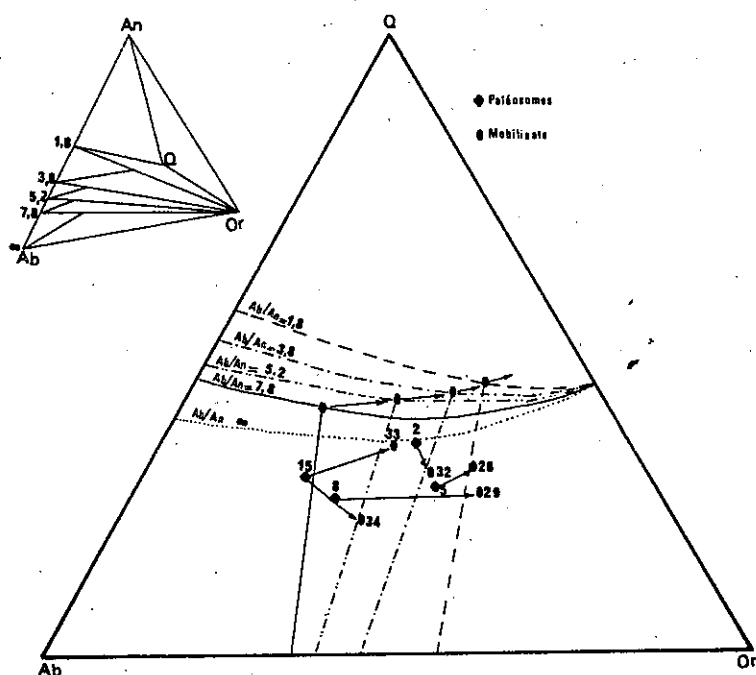


Figure 4-10 - Situation des points représentant la composition des "minimum melt", et des lignes cotectiques des sections de différents rapports Ab/An, dans le système Q - Ab - An - Or - H<sub>2</sub>O à P H<sub>2</sub>O = 2 000 bars. Toutes les sections sont projetées sur le triangle Q - Ab - Or (PLATEN, 1965).

sur la figure 4-10, que le point cotectique correspondant, se trouve très près du côté Q-Or du diagramme. Cela signifie que le premier mélange fondu est presque exclusivement constitué par du quartz et de l'orthose. Le point représentatif de ce produit de fusion initial, en raison de la pression relativement forte et de la température élevée, reste toujours sur une ligne eutectique très proche du pôle Or : il est plus riche en orthose qu'en quartz. La situation va rester la même, au fur et à mesure que la fusion avance, tant qu'il existe une phase orthose dans la phase solide. Ce n'est qu'après la mobilisation complète de l'orthose que les autres constituants entreront en réaction et que la ligne eutectique se déplacera vers le pôle Ab. Cela ne se produit pas car, comme nous l'avons déjà vu (et comme nous en discuterons encore en 4-3 dans notre étude de la suite des événements géologiques), les premiers produits de fusion se séparent de la phase solide (et ne peuvent donc réagir avec elle) dans les fissures d'extension qui se forment en même temps que se produisent les phénomènes de fusion anatectique.

Notons bien que cette situation est due à la présence de K dans les roches volcaniques des Ensembles des gneiss noirs et blancs. Comme nous l'avons vu dans les chapitres de géologie et de pétrographie, ces roches volcaniques alternent, (et sont contaminées) avec des sédiments pélitiques psammitiques riches en K.

Pour les pegmatites de l'Ensemble des amphibolites, la question est différente. Nous avons discuté de la possibilité de la formation des mélanges fondus, riches en plagioclases sodiques quand la température est de l'ordre de 650-700°C et la pression de l'ordre de 2 000 - 3 000 bars (voir 3-4-4). Nous avons noté aussi que les amphibolites sont très pauvres en K (voir tableau 3-15), et que le produit granitique fondu dépend d'abord du chimisme de la roche. Dans les amphibolites le

matériel qui se forme lors de la fusion, ne comporte donc pratiquement pas d'orthose (puisqu'il n'y en a pas dans la roche) et il est par contre riche en quartz et albite.

Autrement dit le système granitique de ces roches appartient au système Q-Ab-An-H<sub>2</sub>O (les minéraux ferromagnésiens, d'après WINKLER et von PLATEN n'influencent pas ce système), et le premier mélange fondu formé dans ce système est naturellement riche en albite et quartz. La question devient encore plus simple si nous étudions les amphibolites dans le système classique Ab-An-H<sub>2</sub>O (voir TURNER et VERHOOGEN, 1960, p. 101 et BARTH, 1962, p. 82). On voit bien dans ce cas que lorsqu'un plagioclase An 50 se met en solution, le premier produit obtenu a la composition d'un plagioclase An 10. Cette phase liquide peut réagir avec la phase solide restante si elle rest en sa présence. On a alors, lorsque la température augmente, une phase qui devient de plus en plus basique et se rapproche de la composition du plagioclase originel (si la température est assez élevée pour fondre toute la phase solide). Dans le cas de l'Ensemble des amphibolites il n'en est pas ainsi car comme nous l'avons dit, des fissures d'extension se forment en même temps que la fusion partielle et servent à canaliser la phase liquide qui se sépare ainsi de la phase solide avec laquelle il ne peut plus y avoir de réaction. C'est ainsi que nous avons d'une part des pegmatites composées de plagioclases sodiques (dans les fissures) et d'autre part les roches-mères avec des plagioclases devenus plus basiques puisque la phase sodique, fondue, a été expulsée. En ce qui concerne les roches carbonatées, le processus peut aussi se dérouler de la même façon. Nous avons discuté de ce phénomène dans le chapitre des roches carbonatées (3-5-4). Nous avons vu que le fer ayant de la difficulté à participer aux structures des minéraux, reste à l'état d'oxydes. D'autre part cet élément, qui a une grande facilité de se mettre en solution dans le milieu acide et une grande capacité de migration due à son rayon ionique, peut jouer le même rôle que les éléments K et Na dans les roches silicatées. C'est pour quoi nous avons au même moment, apparition d'une solution riche en fer dans les roches carbonatées et d'une solution riche en Na et K dans les roches silicatées. De même, en raison de la grande différence de compétence entre les roches carbonatées et les gneiss, des fissures d'extension se créent facilement et permettent à ces "solutions anatectiques" particulières des roches carbonatées de trouver où s'échapper pour y cristalliser (en utilisant la silice et l'aluminium nécessaires qui s'y trouvent) en formant les silicates ferrifères (hédénbergite, pargasite, etc.).

On peut donc résumer comme suit les phénomènes de granitisation dans le Massif Châpédony :

A - Dans les gneiss alcalins et calco-alcalins nous avons, à cause d'une valeur relativement élevée du rapport Ab/An, des mobilisats qui ont une composition presque granitique, qui impliquent la presque totalité de la roche, à cause de la composition chimique favorable et des réactions de ces roches aux sollicitations tectoniques.

B - Dans les gneiss basiques, c'est-à-dire les roches volcaniques contaminées par des sédiments péliques psammitiques, nous avons des mobilisats très riches en feldspath potassique à cause de leur faible rapport Ab/An. Ils se rassemblent en lentilles et agrégats ; une bonne partie de la roche n'est pas mobilisée, reflète d'une réponse différente aux phénomènes de fusion et de déformations concomitantes.

C - Dans les amphibolites, à cause de leur pauvreté absolue en K, nous avons des mobilisats composés presque totalement de plagioclase sodique, bien que la valeur du rapport Ab/An soit comparable ou encore plus faible que dans les gneiss basiques. Là encore, une assez faible masse de la roche est mobilisée, la partie fondue est expulsée dans les fissures d'un matériau resté rigide même à ces températures élevées.

D - Dans les roches carbonatées nous voyons la "solution anatectique", ou ce qui peut lui être assimilé, s'exprimer de façon à peu près identique. Elle est très riche en fer.

## LE PROBLEME DES MINERAUX FERROMAGNESIENS DES MOBILISATS PEGMATITIQUES

Les pegmatites comportent trois catégories de minéraux ferromagnésiens qui apparaissent dans trois catégories de roches différentes (voir 3-2) :

- dans les pegmatites diverses (3-2-3) : de la biotite,
- dans les pegmatites de l'Ensemble des amphibolites (3-2-2) : du grenat,
- dans les pegmatites de l'Ensemble des gneiss blancs : du clinopyroxène et de la hornblende.

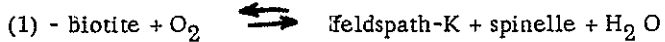
La présence de biotite dans une pegmatite est facilement explicable puisque leur roche-mère (gneiss calco-alkalin 3-1-1) en comporte, et que la pression de H<sub>2</sub>O est importante dans les pegmatites. Nous avons vu que ce groupe de pegmatites se rapproche nettement des diatexites de MEHNERT : roches dans lesquelles les restites et les mobilisats ne sont que difficilement distinguables.

Par ailleurs nous avons expliqué la formation du grenat en discutant des amphibolites (voir 3-4-5-3). Nous avons vu que la forte teneur en Fe et Mn des éléments ferromagnésiens, participant au bain sodique dans les amphibolites, oblige à la formation du grenat (voir 3-4-5-3 et Fig. 3-40).

En ce qui concerne les pyroxènes et les hornblendes des pegmatites de l'Ensemble des gneiss blancs, la question n'apparaît pas claire, surtout si nous tenons compte de la rareté de ces minéraux dans les roches-mères. Mais ce cas a été observé ailleurs et décrit par des différents auteurs.

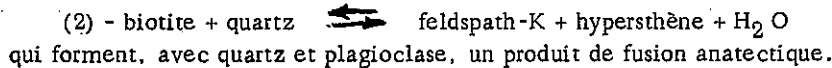
Von PLATEN (1965), dans ces expériences pour former des migmatites riches en feldspath-K à partir de roches qui ne comportent pas ce minéral, a traité des gneiss ayant la paragenèse : quartz + plagioclase + biotite à P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 2 000 bars. Il a constaté qu'un produit de fusion granitique se forme à partir de 670°-730°C, suivant la valeur du rapport Ab/An. Il a observé les réactions suivantes :

dans les gneiss, sans excès d'aluminium, et dans les conditions oxydantes :



qui forment, avec quartz et plagioclase, un produit de fusion anatectique, le spinelle ayant une composition de magnétite.

Dans des conditions réductrices :

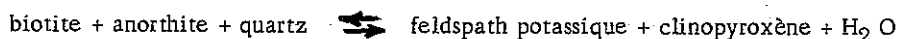


La réaction (1) existe dans nos gneiss et pegmatites diverses (voir 3-1-1 et voir aussi pl. 109, fig. 4).

Von PLATEN, tentant de vérifier ses données expérimentales sur le terrain, a observé que dans certains cas (Trias des environs de Göttingen, fondu par une intrusion basaltique) les mobilisats obtenus riches en verre (refroidissement rapide) comportaient des minéraux comme le spinelle, l'hypersthène ou la cordiérite, selon la composition de la roche originelle. Mais dans les expériences, comme dans cet exemple naturel, deux facteurs essentiels ont un rôle : la pression qui est basse et le temps de réaction qui est court.

Dans nos cas, nous avons discuté de l'absence de pyroxène orthorhombique, qui ne s'est pas formé à cause d'une pression de H<sub>2</sub>O élevée (P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 3 000 bars, voir 4-1) dans les conditions de notre métamorphisme. Il semble donc que si le pyroxène orthorhombique doit se former, ainsi que le voudraient les résultats expérimentaux et l'exemple étudié par von PLATEN, il n'est pas resté stable (voir fig. 4-5). Mais il faut souligner que dans les expériences où apparaît le pyroxène orthorhombique, le temps ne joue que pour la durée, brève, de l'expérience, et dans l'exemple du Trias des environs de Göttingen, il est même tellement court qu'il gêne la cristallisation (abondance du verre). Ces durées sont extrêmement négligeables par rapport à celles qui ont eu un rôle dans nos roches. L'importance de ce facteur devient extrême si l'on compare les conditions de P. et T. des expériences de von PLATEN (P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 2 000 bars, T = 670°-730°C) avec les données de la fig. 4-5. On voit en effet que dans ces conditions l'hypersthène n'est pas stable, et il est probable que si le temps avait pu intervenir, l'orthopyroxène aurait réagi avec le plagioclase pour donner un pyroxène calcique monoclinique.

Il est pensable d'avoir la réaction suivante :



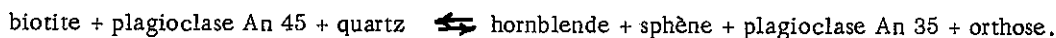
Il n'est d'ailleurs pas indispensable de détruire la biotite pour former le pyroxène. Nous pouvons aussi chercher la source de clinopyroxène dans les hornblendes. Cette possibilité devient plus compréhensible si nous rappelons que le clinopyroxène (augite, voir fig. 3-16) n'est pas seulement accompagné par des feldspaths potassiques, mais aussi par des plagioclases. En effet, dans les pegmatites de l'Ensemble des gneiss, nous avons les paragenèses suivantes (voir 3-2-1) :

- 3-2-1-1 : plagioclase - clinopyroxène - quartz - sphène - allanite - apatite ;  
et 3-2-1-2 : feldspath-K - clinopyroxène - quartz - sphène.

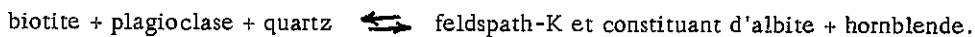
Nous avons vu que les pegmatites à paragenèses : quartz + plagioclase se formaient dans les amphibolites qui sont pauvres en K. Ajoutons que ces pegmatites dans l'Ensemble des gneiss blancs se trouvent dans les parties supérieures de cet Ensemble, où les gneiss amphiboliques et les amphibolites deviennent importants. Nous avons également signalé que la décomposition de hornblende en clinopyroxène s'effectue couramment dans la zone transitoire de C à D du plateau d'Abukuma et nous avons remarqué cette même décomposition dans les hornblendes de nos roches (voir 3-5-2-1 et fig. 1 de la pl. 24).

Il est donc possible de penser que notre clinopyroxène provient de la décomposition de hornblende dans les roches volcaniques mères.

Pour la hornblende, la situation est plus simple. MEHNERT (1968) trouve des hornblendes dans les mobilisats quartzo-dioritiques des gneiss à paragenèses à biotite + hornblende + plagioclase et il envisage la réaction suivante :



WINKLER (1967) la décrit dans les mobilisats granitiques et envisage une réaction semblable à celle de MEHNERT :



Nous pouvons donc supposer qu'une telle origine est possible pour nos hornblendes.

Mais on peut penser encore à d'autres possibilités, en tenant compte de la stabilité du feldspath potassique et du mica en fonction des valeurs du rapport  $K^+/H^+$ .

Nous voyons dans les amphibolites à biotites (voir 3-4-3) la hornblende qui se transforme en biotite (nous en avons discuté en 3-4-5-3). Dans les gneiss amphiboliques (3-1-3) la hornblende est en grande partie transformée en biotite et dans les gneiss basiques (3-1-2) la hornblende est presque totalement absente. Dans ces roches, la biotite est stable et le feldspath-K absent dans la majorité des cas. Il est bien possible que le rapport  $K^+/H^+$  dans ces roches soit inférieur à la stabilité du feldspath-K (voir fig. 3-58).

Dans les pegmatites diverses (3-2-3) nous avons des feldspaths-K, plagioclase et biotite. Dans ces roches le rapport  $K^+/H^+$  est tel que le mica et feldspath-K sont stables.

Dans les pegmatites de l'Ensemble des gneiss blancs, nous n'avons pas de biotite dans les roches à feldspath potassique seul ou purement plagioclasique, mais nous en avons dans les roches qui comportent feldspath-K et plagioclase. Dans les roches où le feldspath potassique est seul, le rapport  $K^+/H^+$  est tellement fort qu'il n'y a aucune possibilité pour la formation de la biotite; et dans la roche plagioclasique, il n'y a pas de K pour former de la biotite. Donc les éléments ferromagnésiens qui ont participé à des bains anatectiques sont obligés de former un minéral ferromagnésien autre que la biotite.

Quels sont les meilleurs minéraux ferromagnésiens autres que le clinopyroxène et la hornblende pour se former, puisque les conditions P.T. leur sont aussi favorables ?

Dans les pegmatites à feldspath-K et à plagioclase, le rapport  $K^+/H^+$  est moins fort, et K est aussi accessible. Nous avons donc la biotite qui se forme à côté de hornblendes.

Ces simples suggestions qui permettent d'expliquer assez facilement la cristallisation des minéraux ferromagnésiens différents dans nos mobilisats pegmatitiques, mériteraient une étude plus ample. Il nous a paru cependant utile de signaler ces possibilités d'une façon abrégée, en raison de l'importance qui doit être attachée à la valeur des rapports  $K^+/H^+$  dans les recristallisations, et malgré les indices encore mal étayés que nous utilisons ici.

#### 4-3 - SUITE DES EVENEMENTS GEOLOGIQUES

Si nous reprenons rapidement les principaux faits que nous avons mis jusqu'ici en évidence, nous constatons un certain nombre de contradictions apparentes :

Nous avons situé le paroxysme du métamorphisme dans des conditions de température de 730°C et sous 3 000 bars de pression.

Selon le thermomètre de BARTH, les feldspaths alcalins à forte richesse absolue en  $KAlSi_3O_8$  (= 80 %), ont cristallisé à une température de l'ordre de 450°C (voir 3-2 et 3-6).

La formation de la wollastonite (voir 3-6-5C) s'est produite vers 476° - 500 °C.

La chlorite, minéral de basse température, cristallise parallèlement à l'orthose qui, selon MARMO, n'apparaît qu'à des températures supérieures à 525°C.

L'épidote se rencontre dans les amphibolites où elle apparaît aussi stable que la hornblende.

Que se passe-t-il ? Existe-t-il un métamorphisme rétrograde ou des effets de télescopage de paragenèses ? Ce télescopage est-il dans le sens : assemblages de HT (haute température) sur assemblages de BT (basse température) ou l'inverse ?

Par ailleurs, une étude classique des sections de roches au microscope paraît indiquer plusieurs phases successives de métamorphisme. La première avec création de la schistosité principale grâce à l'apparition de biotite en longues lames ; la seconde avec naissance d'une deuxième schistosité perpendiculaire à la précédente, et soulignée par de nouvelles biotites, mais en lamelles courtes (voir 3-1-2, biotites et fig. 3-11) ; la troisième avec la cristallisation de cordiérite et de grenat englobant les schistosités antérieures (voir 3-2-1, cordiérite et grenat et fig. 3-12 et 3-13) ; la quatrième avec développement du faciès Schistes verts le long de fissures transversales (voir 3-5). Cette suite de phases pourrait encore être prolongée peut-être....

En est-il bien ainsi ? Ne serait-on pas en présence, comme l'imagine A. NICOLAS (1966), d'un film continu de l'histoire métamorphique du Massif Châpédony, dont on ne saisisait que des images isolées ? C'est ce qui nous paraît vraisemblable.

Étudions donc ce film depuis son point de départ, c'est-à-dire la sédimentation des roches qui ont donné par la suite les faciès métamorphiques que nous connaissons.

##### 4-3-1 : Sédimentation

Les études pétrochimiques, les structures des roches et leurs assemblages minéralogiques, ont permis, dans les chapitres géologique et pétrographique de reconstituer les roches originelles. Ce devait être des sédiments de faible profondeur. C'est ainsi que les gneiss calco-alcalins et divers (3-1-1 et 3-1-4) proviennent constamment d'arkoses, de graywackes, de marnes, etc. Quant aux gneiss basiques ils doivent provenir de faciès volcano-détritiques (3-1-2). Les amphibolites présentent des caractères de roches volcaniques peu profondes puisqu'il s'agit de coulées de laves, de sills et de dykes qui se mettent en place à la surface (liaison intime avec les sédiments) ou très près d'elle (structures micro-grenues...), (voir 3-4). Les roches carbonatées se présentent en petites lentilles intercalées dans des sédiments détritiques (voir 3-5) dont la faible profondeur de dépôt est attestée par les roches scapolitiques dont l'origine est trouvée dans des marnes gypsifères typiques de sédiments lagunaires (3-6).

Ainsi dans la première séquence de notre film, la sédimentation se déroule dans un milieu de plateau continental, ou dans un bassin subsident de faible profondeur. La subsidence longtemps entretenue permet à des milliers de mètres de sédiments volcano-détritiques de se déposer successivement.

... Le bassin s'enfonçe et avec lui les sédiments. La diagenèse les solidifie et on passe progressivement au métamorphisme, non sans quelques déformations plus ou moins contemporaines des recristallisations.

##### 4-3-2 : Tectonique

Les déformations commencent à une époque que nous ignorons. On en voit leur empreinte dans la direction générale du massif aussi bien que dans tout le bouclier précambrien de l'Iran central (voir 1-2-7 et 1-2-15-5). Cette direction

tectonique régionale va de N - S à N 60°E dans le cas du Massif Châpédony. Nous pensons donc que les efforts avaient une direction perpendiculaire, soit N 30° W.

Sous cet effort la schistosité se développe, elle a la même attitude que la direction générale des massifs précambriens. C'est notre schistosité principale  $S_1$  (voir fig. 4-11).

Tel est l'effet de la première étape tectonique dans l'orogénèse précambrienne. Celle-ci est-elle assynétique : voir 1-2-15-5.

Cet événement a dû se dérouler à assez grande profondeur. La pression hydrostatique est grande par rapport à la force tectonique. Mais celle-ci poursuit ses effets avec la même direction. Mais alors les roches sont plus souples : elles ne cassent pas mais se replient sur elles-mêmes, comme l'indique la disposition de la première schistosité, très déformée. Les microplis qui se forment ont leurs axes parallèles à  $S_1$ . De nouvelles biotites se disposent selon les plans axiaux de ces replis ; elles soulignent ainsi une schistosité nouvelle  $S_2$  perpendiculaire à  $S_1$  (voir fig. 3-11 et 3-13). Des fissures d'extension se développent localement pendant ces plissements. Ce sont les marques de la deuxième étape tectonique.

Le temps passe ; le massif s'élève ; la pression baisse ainsi que la température. Les roches deviennent moins souples et comme les forces tectoniques agissent toujours selon la même direction N 30° W, les roches se cassent. C'est à cet épisode que l'on attribuera la naissance du réseau de fissures transversales, très régulières et d'étendue régionale. Cette troisième étape appartient toujours à l'orogénie précambrienne.

Celle-ci s'achève avec une quatrième étape durant laquelle se produit la surrection du massif. Les roches deviennent tout à fait solides. La pression de charge devient faible par rapport aux efforts tectoniques qui persistent. Les matériaux se cassent et les grandes failles chevauchantes se développent. Elles ont la même direction que l'orientation générale du massif et la schistosité principale, c'est-à-dire N 60° E.

#### 4-3-3 : Métamorphisme

Avec les déformations, apparaissent les recristallisations. Au début il s'agit d'un métamorphisme de haut degré à faciès Amphibolite. Aucune trace du ou des stades antérieurs n'ayant été retrouvée, nous ignorons par quel processus nous sommes arrivés là. Mais c'est durant cette étape que se crée  $S_1$  parfaitement marquée par les biotites en longues lames (3-1-1 et 3-1-2 biotite).

Lors de cet épisode les paragenèses nées sont les suivantes :

- dans les amphibolites : plagioclase + hornblende + cummingtonite. Le plagioclase An 50 est stable (voir 3-4-5-2), la cummingtonite s'est déjà constituée aux dépens d'un clinopyroxène préexistant (voir 3-4-5-1) ;
- dans les gneiss : quartz + plagioclase + biotite. Cette association est stable, en présence ou non de feldspath-K, selon le chimisme de la roche ;
- dans les roches carbonatées : spinelle, diopside, olivine et phlogopite pauvre en fer, se sont déjà formés. Du fer à l'état d'oxydes se trouve à côté de ces minéraux sans avoir la possibilité d'entrer dans les structures minérales.

C'est dans ces conditions que démarre la deuxième étape tectonique. Les biotites courtes prennent alors naissance dans les plans axiaux des microplis, là où la pression est moindre. Elles se différencient ainsi des premières biotites, plus longues, qui se sont formées sous de plus grandes forces orientées (voir fig. 3-11). En même temps l'énergie de déformation se modifie en énergie thermique (voir 3-8) et la température du milieu augmente. Les équilibres minéraux initiaux sont détruits et la biotite se décompose en sillimanite (voir 3-1-4 : sillimanite) grenat et cordiérite (voir 3-1-2 et fig. 3-13 et 3-12), toujours en donnant feldspath-K et  $H_2O$ . Le diopside et l'olivine sont de plus en plus dans leur domaine de stabilité. La wollastonite apparaît dans certaines roches dont le chimisme est favorable. C'est le moment de la granitisation (voir 4-2), les produits fondus anatectiques apparaissent.

Ces produits fondus sont, dans les amphibolites des bains sodiques, dans les roches carbonatées, des bains riches en fer et dans les gneiss, des bains plus ou moins granitiques. Tous ces matériaux anatectiques sont sous la dépendance du chimisme des différentes roches-mères.

Ces bains sont mobiles et cherchent, sous l'effet des contraintes tectoniques à quitter leur lieu de naissance. Ils migrent ainsi vers les fissures d'extension toutes proches et prêtes à les accueillir en raison de leur moindre énergie.

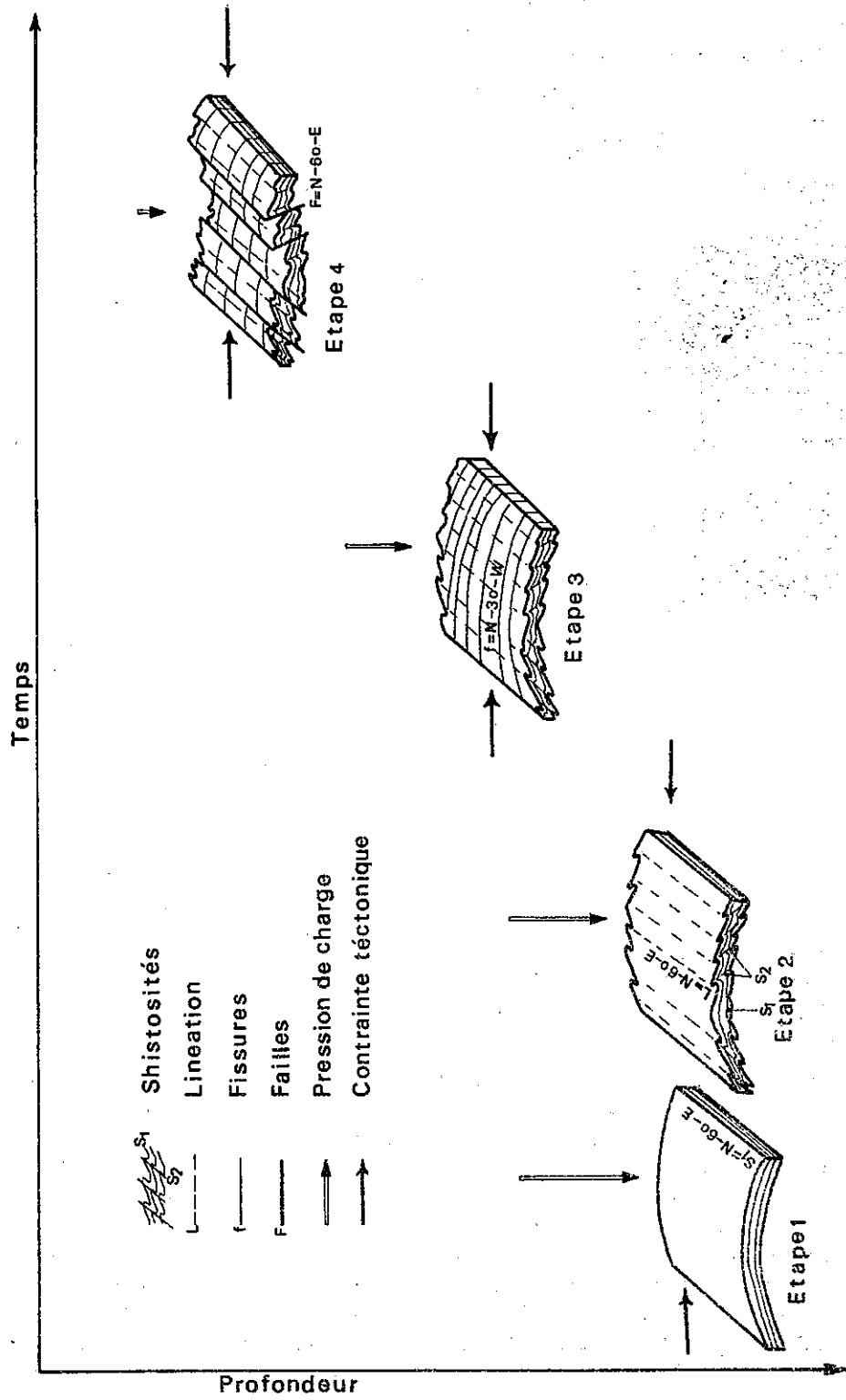


Figure 4-11 - Evolution structurale du Massif Châpédony pendant l'orogénèse assynchrone.



Puis ce stade se poursuit et la biotite se décompose de plus en plus, de l'eau est ainsi libérée et sa pression augmente car si elle cherche à s'échapper elle ne le peut : les fissures sont déjà emplies et elles sont également surchargées en  $H_2O$  ; vers le haut, comme le pensent MARMO et MEHNERT ? Un couvercle étrangement imperméable (l'Ensemble scapolitique, voir 3-5-5, qui joue le même rôle que les "cap rocks" des gisements pétroliers), l'en empêche (voir fig. 4-12).

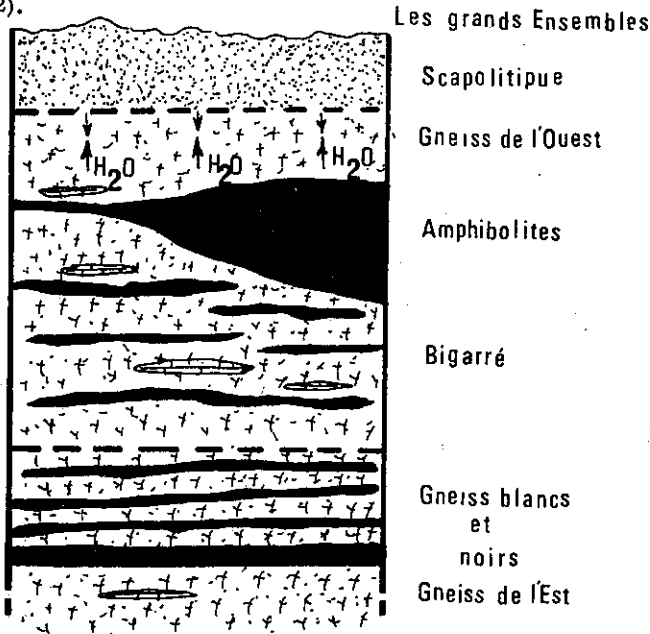


Figure 4-12 - Séquence lithologique schématique des ensembles du Massif Châpédony. (Les flèches indiquent le sens de déplacement des fluides).

A ce moment la formation de la cordiérite est interrompue, ainsi que celle du grenat et de la sillimanite. La wollastonite ne peut plus cristalliser et la migration des mobilisats anatectiques est arrêtée. La mobilisation du plagioclase sodique des amphibolites cesse avant qu'elle ne soit totale, ce qui explique les grandes variations de compositions des plagioclases de ces roches (voir 3-4-5-2). Le fer ne quitte plus les roches carbonatées et entre dans la structure du phlogopite pour donner un mica riche en fer (voir 3-4-5).

L'eau est maintenant surpressée, concentrée partout, c'est dans un tel état que le moindre abaissement de température ou la moindre excitation tectonique suffit à la faire entrer en réaction. Elle agit ainsi sur l'état du fer, qu'elle modifie de  $Fe^{2+}$  en  $Fe^{3+}$ . Le rapport  $K^+/H^+$  est à sa valeur minimale. La biotite n'est toujours pas stable et sa décomposition produit encore du feldspath-K mais pas de cordiérite ou autre minéral. Elle ne libère pas non plus d'eau nouvelle car de la chlorite, minéral hydraté se forme (voir 3-1-1 : biotite). Serait-ce à dire que les températures ont baissé jusqu'à atteindre celles d'un métamorphisme faible, comme le fait remarquer Mac NAMARA (in POTY, 1967) (fig. 4-13) ?

L'expérience de YODER (1952, in BARTH, 1962) permet de répondre par la négative. En effet, YODER, travaillant dans le système  $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  à  $600^\circ C$  et sous 12 000 Atm, obtient les paragenèses suivantes, en commençant avec un système anhydre et en ajoutant progressivement de l'eau jusqu'à 5 - 6 % :

- 1) - Enstatite - Cordiérite.
- 2) - Anthophyllite - Grenat.
- 3) - Anthophyllite - Talc.
- 4) - Talc - Chlorite.

BARTH écrit d'ailleurs à ce propos : "par exemple, le clinocllore montre une limite supérieure de stabilité (en présence d'eau), soit seul, soit en association avec le talc, à  $680^\circ C$ . Cela est en fait une température "super-haute" pour quelque sorte de métamorphisme que ce soit, c'est-à-dire au moins une température magmatique".  $680^\circ C$  est en effet la température de fusion anatectique (voir 4-2). Cela signifie pour notre cas, qu'il n'est pas inadmissible de rencontrer de la chlorite dans des conditions qui sont celles du paroxysme métamorphique, surtout si nous rappelons le rôle du "couvercle" emprisonnant la phase fluide (voir fig. 4-12).

De la même façon nous pourrions avoir de l'épidote dans les amphibolites. Dans ces roches, la biotite est également instable en partie : la hornblende se transforme en biotite + chlorite ou en chlorite directement, mais la chlorite est toujours présente. Quand l'amphibole donne de l'épidote et de la biotite, la chlorite apparaît toujours également. Ainsi la chlorite naît en même temps que la biotite et l'épidote en raison de la surcharge en  $H_2O$  qui est la cause essentielle de la faible valeur du rapport  $K^+/H^+$  (voir 3-4-3 : les hornblendes, et aussi fig. 2, pl. 20 ; et fig. 4-13).

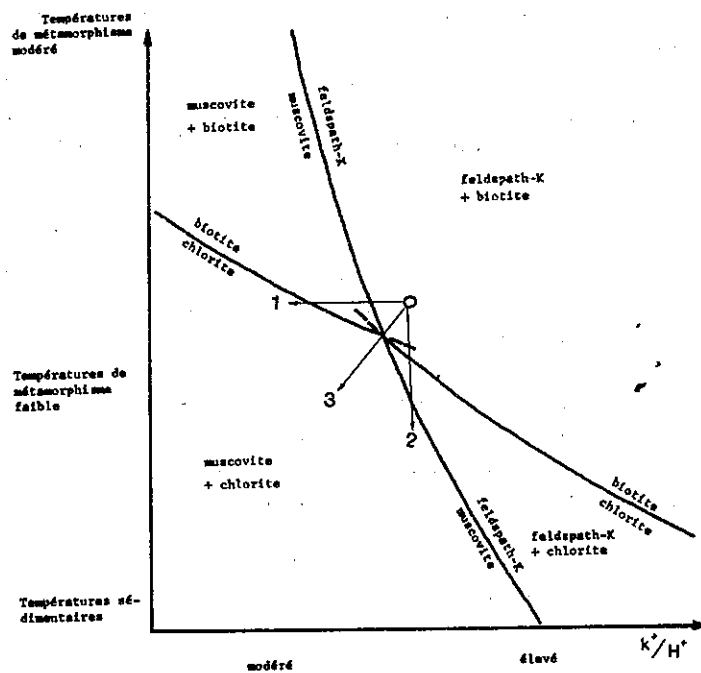
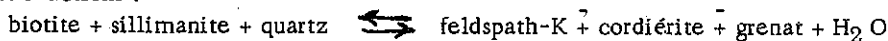


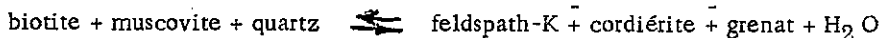
Figure 4-13 - Champ relatif de stabilité des couples de minéraux dans le système "biotite - orthose - muscovite - chlorite -  $K^+$  -  $H_2O$ , à P donnée et excès de silice (selon Mac NAMARA, 1966 ; in POTY, 1967).

L'allanite peut également prendre naissance à ce moment dans les roches : il s'agit d'une épidote et elle est d'ailleurs toujours accompagnée par l'épidote commune (voir 3-4-3 : les hornblendes et fig. 1, 2, 3, pl. 20).

Par la suite les températures et pressions baissent. Les réactions rétrogrades se poursuivent. La cordiérite perd sa stabilité. Les réactions :



ou



se font vers la gauche. Mais ni la biotite ni la sillimanite ne sont stables. Aussi la cordiérite se transforme-t-elle en chlorite et muscovite, qui la remplace totalement : on ne rencontre plus de cordiérite mais les agrégats de pinite (voir 3-1-2 : cordiérite).

Le grenat se chloritise également mais moins que la cordiérite, sans doute en raison de sa structure cubique, plus stable (voir 3-2-1 : grenats).

Le feldspath-K formé à des températures plus élevées, donc riche en  $Na_2O$ , devient lui aussi instable. Le feldspath s'adapte aux nouvelles températures en expulsant  $Na_2O$  : les perthites en réseaux anastomosés (rivières), prennent naissance (voir 3-1-1 : feldspaths alcalins, et pl. 7). Plus l'abaissement de température est grand, plus il y a de perthites qui quittent le vieux minéral. C'est probablement pourquoi le thermomètre de BARTH nous a donné une température de cristallisation des feldspaths-K si basse (450 - 500°C) pour des minéraux qui ont dû pourtant se former à des températures plus élevées.

Quant aux phénomènes de séricitisation des plagioclases et de pseudo-pétilisation des feldspaths alcalins concomitante (voir pl. 9, fig. 1), l'examen de la figure 4-13 (sans tenir compte des valeurs de températures qui y sont mention-

nées) nous apprend qu'ils peuvent avoir lieu lorsque la biotite est stable (passage 1) vis à vis de la chlorite, ou bien après la déstabilisation de la biotite (passage 2), ou bien encore, en même temps (passage 3). Le tout dépend de la pression de  $H_2O$  (ou bien de la concentration de  $H_2O$  qui est en relation directe avec son potentiel chimique pH). En effet, les trois possibilités se rencontrent dans nos roches : biotite non chloritisée en inclusions dans un feldspath-K qui est chargé de matière pseudo-pélitique (passage 1) ; biotite chloritisée en inclusion dans un feldspath-K limpide (passage 2) (voir fig. 4, pl. 10) ; biotite chloritisée en inclusion dans un feldspath-K qui a perdu sa limpidité (passage 3) (voir fig. 3, pl. 10).

Plus tard encore, la courbe des pressions et des températures continue à décroître. L'eau est de plus en plus utilisée par la chlorite, la séricite, l'épidote... etc. Sa surcharge et sa concentration diminuent, et la baisse de température entraîne aussi une diminution de sa fugacité (ANDERSON, 1964, in HIETANEN, 1967). Le potentiel chimique décroît également et l'eau devient de moins en moins active, puis s'arrête de réagir. Nous atteignons un stade où les conditions du faciès Schistes verts sont dominantes, mais les minéraux de ce faciès ne se forment plus (voir 3-5-4 : effet de la tectonique).

Il est bien évident que, dans les différentes roches, ce stade se réalise en des temps différents puisque tout dépend du chimisme des matériaux, c'est-à-dire de leur teneur en  $H_2O$ . Pour que le processus rétrograde se poursuive il faut qu'il y ait un autre facteur extérieur qui intervienne. Ce sera la tectonique, nous le verrons un peu plus loin.

Dans les mobilisats, matériaux fondus qui ont remplis les fissures d'extension, le rôle de  $H_2O$  est beaucoup plus sensible. Là, dès le début, la biotite est instable (voir 3-2-3), c'est la chlorite qui règne. Revenons en arrière pour étudier ce cas, au moment de la formation de ces mélanges anatectiques fondus. Ils constituent de petites poches de magma saturé en eau, emprisonné par les gradients des roches encaissantes. Il s'agit donc de système clos.

Lorsque la température et la pression baissent, la cristallisation commence. Ce sont d'abord les minéraux ferromagnésiens puis les feldspaths et enfin le quartz, qui apparaissent. Dans cette évolution la concentration de la phase fluide va en augmentant : on passe successivement d'un stade magmatique à un stade pegmatitique, puis pneumatolytique (voir TURNER et VERHOOGEN, 1960, p. 428). La phase fluide volatile devient ainsi active et attaque la phase solide : les clinopyroxènes se corrodent, les hornblendes sont également abîmées, comme les grenats, les biotites se chloritisent et les feldspaths s'altèrent (voir 3-2). Au contact des phases pegmatitiques le diopside est attaqué (voir 3-5-2a : la paragenèse 368 B, et fig. 2 et 3, pl. 24). C'est à ce moment que la wollastonite cristallise (voir 3-6-5c). A ce stade la température est de  $476^{\circ}C - 506^{\circ}C$ , pour  $P H_2O = 1\ 000$  à  $3\ 000$  bars. Rappelons que le paroxysme du métamorphisme a lieu pour  $T = 730^{\circ}C$  et  $P H_2O = 3\ 000$  bars.

Il y a donc eu une chute de température de l'ordre de  $200^{\circ}C$ . Il est probable que cette baisse thermique s'est accompagnée d'une chute de pression, même en tenant compte de la surpression fluide, puisque la pression dépend aussi de la température. A ce moment, sous une température inférieure à  $500^{\circ}C$ , la tourmaline apparaît (voir fig. 3-15).

La température continuant à baisser, la cristallisation se poursuit. La phase fluide devient proportionnellement plus abondante, elle est chargée de matériaux solubles : Si, Na, K. On passe au stade hydrothermal. L'altération deutérique est intense : la pseudo-pélitisation des feldspaths potassiques devient très poussée et entraîne jusqu'à l'opacité de ces minéraux (voir 3-1-1 : les feldspaths alcalins) ; les plagioclases se séricitisent ; quant aux minéraux ferromagnésiens cela est catastrophique : des agrégats de chlorite + épidote + calcite + oxydes opaques remplacent les pyroxènes ou les hornblendes (paragenèse 3-2-1-7). C'est ainsi qu'on ne peut souvent plus distinguer les feldspaths entre eux.

Tous ces stades ne se rencontrent pas dans tous les mobilisats pegmatitiques. Par exemple, dans ceux de l'Ensemble des gneiss blancs, la paragenèse 3-2-1-1 (éch. 67/AH/402) montre des pyroxènes qui sont seulement corrodés, la paragenèse 3-2-1-2 (éch. 67/AH/249) des pyroxènes corrodés et partiellement altérés en calcite et oxydes opaques, et enfin la paragenèse 3-2-1-7 (éch. 67/AH/404) ne montre plus qu'une tache verte composée de chlorite, calcite, etc.

Quand la troisième étape tectonique commence, le climat rétrograde est parvenu au calme. Les conditions du faciès Schistes verts règnent, sans développer d'arrangements minéralogiques correspondants (voir 3-5-4 : effet de la tectonique). C'est lorsque les fissurations transversales interviennent que les minéraux de ce faciès se mettent à recristalliser (voir 3-5-2-1 : la paragenèse 368 C). Mais cela se limite à la largeur des fissures. C'est alors que les solutions hydrothermales s'échappent et que s'individualisent, le long des faisceaux de cassures fines, des aplites particulières (voir 2-4-3, fig. 2-4 et 3-2-4).

Avec l'évasion des fluides on voit la fin du métamorphisme. Aucune réaction ne se produit plus après la troisième étape tectonique.

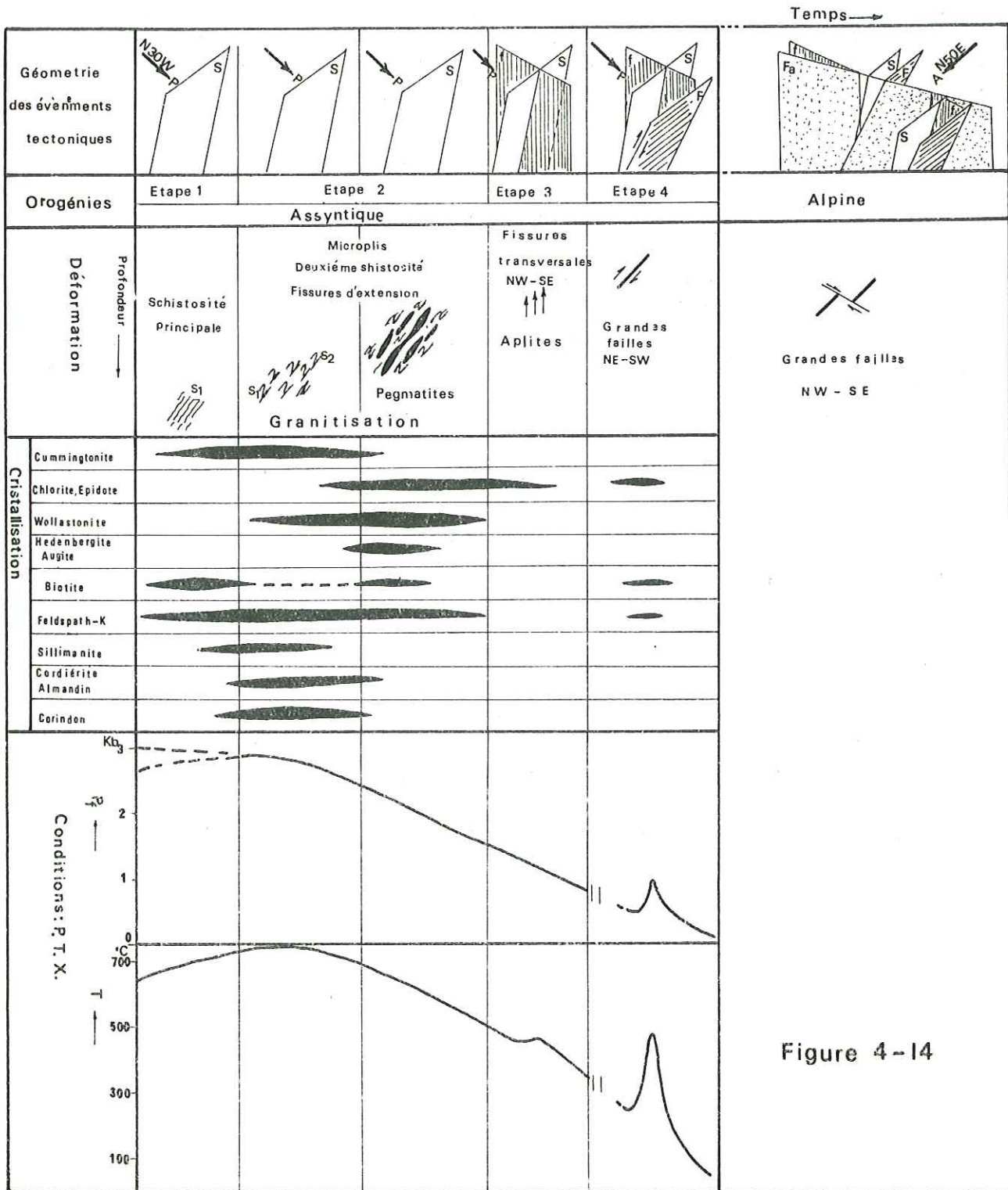


Figure 4-14

Quant à la quatrième étape, elle s'effectue alors que les roches sont à une profondeur moindre. Des fracturations et des failles apparaissent avec une grande densité et l'énergie de déformation crée d'autres facteurs de métamorphisme dynamique. Les effets de ce dernier ne dépassent pas l'épaisseur du niveau exact affecté par l'écrasement dû aux fractures. Ils présentent les caractères du faciès Schistes verts et jusqu'au début du faciès Amphibolite, selon l'intensité de la déformation et l'épaisseur de la zone affectée par celle-ci (voir 3-8 : les mylonites).

#### LES ROCHES VOLCANIQUES

Comme nous avons vu dans le chapitre géologie, nous avons trois catégories de roches volcaniques (voir 2-3) :

- 2-3-1 : les roches volcaniques quartzo-dioritiques,
- 2-3-2 : les intrusions quartzo-dioritiques,
- 2-3-3 : les dykes quartzo-dioritiques.

Les premières (2-3-1) sont nos amphibolites et nos gneiss basiques (voir 3-1-2 et 3-4). Elles se mettent en place, au moment ou après la sédimentation. Elles sont affectées par la première étape tectonique. Elles présentent la schistosité principale  $S_1$ .

Les deuxièmes (2-3-2) apparaissent sous forme de dykes, sills ou petites intrusions et se mettent en place entre la première et la deuxième étape tectonique. Elles recoupent la schistosité principale  $S_1$ , mais sont affectées par le paroxysme du métamorphisme (voir 3-3).

Les troisièmes (2-3-3) se mettent en place après la quatrième étape tectonique. Elles utilisent les fissures transversales (voir 3-7).

Après l'orogénèse assyntique, jusqu'à l'orogénèse alpine, il n'y a pas des mouvements importants, sauf des pulsations épirogéniques. Nous avons à l'Est de la région étudiée des sédiments crétacés qui reposent directement sur le bouclier précambrien avec une forte discordance angulaire (voir fig. 2-1). Il se peut que notre massif soit resté émergé pendant toute la période entre le Précambrien et le Crétacé, mais il se peut aussi que des sédiments s'y soient déposés puis qu'ils aient été érodés par la suite.

A l'Ouest de la région, les sédiments crétacés manquent et ce sont des roches volcaniques qui reposent directement sur le socle précambrien.

Toute cette suite est affectée par l'orogénèse alpine dont les produits sont surtout des failles verticales de direction WNW - ESE ou plus nettement E-W. De simples règles de mécanique des roches nous apprennent donc que l'effort orogénique alpin était dirigé selon  $N 50^\circ E$ , c'est-à-dire à peu près perpendiculairement à la force orogénique assyntique qui a une direction  $N 30^\circ W$ .

Nous avons tenté de figurer tous ces événements géologiques, affectant le Massif Châpédony depuis le Précambrien jusqu'à l'orogénèse alpine, sur la figure 4-14.

#### 4-4 - CONCLUSIONS GÉNÉRALES RÉSUMÉES

Le Massif Châpédony est une petite partie du plateau central iranien. Il est constitué par des formations très transformées du socle précambrien du bouclier irano-arabique. Les grandes masses sont généralement réputées être des dépendances de l'orogène assyntique. Dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible d'y établir d'autres distinctions, qui sont pourtant vraisemblables.

Cet élément d'orogène ancien est formé dans le Massif Châpédony par une accumulation de roches d'origine sédimentaire et volcanique. Les sédiments n'appartiennent pas à des faciès profonds mais au contraire à tous les termes de dépôts de faible profondeur : roches pélitiques et psammitiques avec quelques niveaux d'évaporites (dolomies, marnes gypsifères). Les produits volcaniques intercalés dans ces sédiments se sont épanchés soit sur le fond marin, soit dans les dépôts eux-mêmes, au cours de la sédimentation. Il s'agit de tufs andésitiques et de coulées plus massives. Les centres d'émission de ces matériaux ne sont pas connus. Il est probable que l'activité volcanique s'est effectuée sur un laps de temps assez long, ce qui entraîne de nombreuses répétitions de ces séquences dans les sédiments adjacents. Il existe néanmoins des zones où les produits d'origine volcanique se présentent sur de grandes épaisseurs. Cela suggère que l'on se rapproche des cheminées de montée du magma. Celles-ci se trouvent peut-être au Nord du Massif Châpédony. Il faut noter tout de suite que l'activité volcanique s'est poursuivie dans notre région pendant l'évolution métamorphique. Soulignons qu'au moment de la sédimentation cela se traduisait par une mise en place de produits effusifs (coulées, projections) de caractères andésitiques. Ultérieurement, pendant le métamorphisme, ce sont des sills, des dykes et petites intrusions qui prennent place. Leurs roches ont des structures grenues et des caractères quartzo-dioritiques.

Après le métamorphisme nous avons des dykes de faciès microgrenus, injectés dans les cassures, à caractère encore quartzo-dioritique.

A l'exclusion des dernières intrusions signalées ci-dessus, tous ces faciès volcano-sédimentaires ont été soumis aux conditions d'un métamorphisme rigoureux.

Cet événement essentiel appartient totalement au Précambrien et ne peut se décomposer en plusieurs phases successives, séparées par des périodes de calme. Il s'agit au contraire d'un déroulement continu de recristallisations se produisant sous basse pression et haute température. Evidemment ces conditions P.T. évoluent au cours du temps. Au début les premières paragenèses apparaissent dans les conditions du faciès Amphibolite. Puis la température croît jusqu'à atteindre 730°C, la pression des fluides également, jusqu'à 3 000 bars environ : c'est la paroxysme du métamorphisme dans le massif.

Le fait important à signaler à ce niveau est que la pression des fluides a pu atteindre ces valeurs et s'y maintenir grâce à la présence de sédiments imperméables gênant l'expulsion des gaz et en particulier de la vapeur d'eau. Ce "couvre-ciel" était constitué par plusieurs centaines de mètres de marnes gypsifères que le métamorphisme transformait en marbres à minéraux (scapolites).

Ces conditions de pression de température et de concentration en fluides ont permis la mobilisation des matériaux de composition chimique convenable. C'est ainsi que les roches de nature pélitique et psammitique ont pu facilement être amenées jusqu'à la fusion presque totale pour donner un mélange fondu de caractère granitique (diatexites de MEHNERT). Dans les roches qui se prêtaient moins facilement à la fusion, une anatexie différentielle a eu lieu. C'est ainsi que dans les roches volcaniques (devenues amphibolites), les éléments facilement mobilisables se sont séparés des masses basiques, pour créer des mobilisats qui s'individualisent sous forme de lentilles et filons pegmatitiques. En effet, les déformations tectoniques pénécontemporaines de ce processus de fusion, entraînent l'apparition de fissures de natures variées, où sont exprimés les mobilisats. Dans les roches carbonatées, également rebelles à la mobilisation, le mobilisat anatectique est apparu également dans le même type de cassures, sous forme d'amas pegmatoïdes de minéraux très ferri-fères.

Cela montre qu'en fonction des caractéristiques chimiques des roches originelles, les mobilisats pegmatitiques sont différents :

- dans les roches de nature psammitique ou pélitique : pegmatites à feldspath alcalin, plagioclase et biotite (composition granitique s. st.) ;
- dans les roches volcaniques pures : pegmatites à plagioclase sodique, pyroxène et grenat ;
- dans les roches volcaniques contaminées par les sédiments dans lesquels elles se sont épanchées : pegmatites à feldspath potassique, pyroxène ou hornblende.

Dans tous ces mobilisats le quartz est présent.

Quant aux roches carbonatées, leurs mobilisats pegmatitiques sont à hédénbergite ou pargasite, sans quartz.

Ce sont ces phénomènes que nous avons étudiés sous le terme général de "granitisation". C'est lors de cet épisode que se produisent les ségrégations localement riches en fer et terres rares.

Par la suite les conditions deviennent progressivement moins sévères, pour mener jusqu'au développement des minéraux du faciès Schistes verts. Mais bien avant que ces conditions soient réalisées, et dès la période de haute température (730°C), de tels minéraux, considérés comme uniquement spécifiques des métamorphismes de faible intensité, cristallisaient. C'est le cas de la chlorite, de l'épidote, etc. Cela n'est pas un indice de rétro-morphose mais bien une conséquence de la forte concentration en  $H_2O$  dans le matériel soumis à de hautes températures. La chlorite, par exemple, était déjà stable à ce moment, et Q continuait à cristalliser lorsque l'ambiance, à tous points de vue, lui était devenue plus normalement favorable.

Les recristallisations et mobilisations des roches du Massif Châpédony appartiennent donc à un type de métamorphisme un peu particulier caractérisé essentiellement par l'influence prépondérante de  $H_2O$  dans les réactions. Par ailleurs, il s'agit d'un phénomène tout à fait analogue aux métamorphismes de type Abukuma, avec la paragenèse caractéristique suivante :

orthose + sillimanite + cordiérite + almandin.

---

Grenoble, juin 1969.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS (J.B.), 1968. - Differential solution of plagioclase in supercritical water. - The American mineralogist, vol. 53, p. 1603-13.
- ALAVI (M.), 1966. - Geology of Takab area. - G.S.I. internal report.
- ALLENBACH, 1966. - Geologie und petrographie des Damavand und Seiner Umgebung (Zentral Elburz), Iran, (Diss.) Mitt. Geol. inst. Eth. u. d. Univ. Zürich, N.F. 63.
- ANDERSON (G.H.), 1937. - Granitisation, albitisation and related phenomena in the northern Inyo Range of California. Nevada. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 48, p. 1-74.
- ASKLUND (B.), KILLIAN, BROWN (L.) et SMITH (J.V.), 1962. - Hornblende cummingtonite intergrowths. Amer. Min. vol. 47, n° 1 et 2, p. 160-165.
- ASSERETO (R.), 1963. - The paleozoic formations in central Elburz (Iran). (prelim. note). - Riv. Italiana paleontologia e stratigrafia, vol. 69, n° 4, p. 503-543.
- 1965. - Sui caratteri stratigrafici e tettonici dei terreni del mesozoico del Terziario nei dintorni di "Garnabdar" (Elburz central - Iran). - Riv. Ital. paleont., 71 S. 167-174, Milano.
- 1966. - The jurassic shemshak formation in central Elburz (Iran). - Riv. Italiana paleontologia e stratigrafica, vol. 72, n° 4.
- ASTM. - Powder diffraction fiche (1-10).
- BARD (J.P.), 1969. - Le métamorphisme régional progressif des sierras d'Arcena en Andalousie occidentale (Espagne). Thèse d'Etat soutenue à la Faculté des Sciences, Université de Montpellier.
- BARTH (T.F.), 1933. - An occurrence of iso-orthoclase in Virginia. - Amer. Miner., vol. 18, n° 11.
- 1962. - Theoretical petrology. - John Wiley and Sons. Inc. ✕
- 1969. - Feldspars. Wiley Interscience (John Wiley and Sons Inc.). ✕
- BLANDFORD (W.T.), 1872. - Notes on geological formations seen along the coasts of Baluchistan and Persia. - Rev. Geol. Survey India, vol. 5.
- BOCKH (H. de) et LEES (G.M.), 1929. - Contribution to the stratigraphy and tectonics of the Iranian Ranges. - in J.W. Gregory structure of Asia London, Methuen.
- CANNON (R.T.), 1965. - Annatexis in the Bartica assemblage, British Guinea. - Bull. Comm. Geol. Finlande 218, p. 177-193.
- CHALLIS (G.A.), 1967. - X-ray study of deformation lamelle in olivines of ultramafic rocks. - Mineralogical magazine 36, p. 195-203.
- CHINER (G.A.), 1961. - The origine of sillimanite in Glen Clova, Angus. - Journal of petrology, vol. 2, part. 3, ✕ p. 312-23.
- DAVOUDZADEH (M.), 1969. - Geologie und petrographie des Gebietes Nordlich von Nain, Zentral-Iran. (Diss., M.H. inst. E.T.H. und univ. Zürich, nr 98.
- DEDUAL (E.), 1967. - Zur geologie des mittleren und untern Karaj Tales, Zentral-Elburz (Iran). - Diss. Univ. Zürich.
- DELLENBAECH (J.), 1964. - Contribution à l'étude géologique de la région située à l'Est de Téhéran (Iran). ✕ Thèse univ. Strasbourg.
- DELMAN (N.E.), 1949. - Microcline porphyroblasts with myrmekites rims. - Bull. Comm. Geol. de Finlande, n° 144 p. 73-79.
- DIETRICH (R.V.), 1962. - K-feldspar structural states as petrogenetic indicator. Norsk Geologisk Tidsskrift. - Bind 42 ✕ 2 Halvbind, p. 394-414.



- DUGLAS (J. A.), 1929. - Amarine Triassic fauna from eastern persia. J.G.S. London 85.
- EFTEKHARNEJAD, NABAVI and VALEH, 1965. - Geology of Tarom area. G.S.I. internal report.
- EMAMI (K.S.), 1967. - Zur Ammoniten fauna und stratigraphie des Badamu-Kalke bei. Kerman, Iran (Iura, Oberes Untertaartium bis Mittleres Bajocium). Diss. Univ. München.
- × EMMONS (R.C.) and MANN (V.), 1953. - Twin-zone relationship in plagioclase feldspar. The geological society of America. memoir. 52, p. 41-54.
- ERNI (A.), 1931. - Découverte du Bathonien fossilifère dans l'Elburz (Pers. du Nord). Eclogae, 245-165-167, Basel.
- EXNER (C.), 1966. - "Orthit in den Gesteinen der Sonnhlickgruppe". Sonderdruck aus Band XI - Helft 3-4.
- ✓ FREY (R.), 1937. - La classification moderne des roches éruptives. Rabat, imprimerie officielle.
- GATES (R.M.), 1953. - Petrographic significance of perthite. Mem. Geol. Soc. Amer., n° 52, p. 55-89.
- GANSSER (A.), 1955. - New aspects of the geology of Central Iran. Proc. 4 th world petro. cong. Rome, sect. 1/A/5, paper 2, p. 279-300.
- and HUBER (H.), 1962. - Geological observations in the Central Elburz, Iran : Schwiez, Min. petro. nitt. vol. 42, n° 2, p. 593-630.
- 1966. - Ausseralpine ophioloth. probleme : Eclogae Geol. Helvetiae, vol. 52, n° 2, p. 659-680.
- GEORGES (P.), 1947. - URSS - Haute Asie - Iran. Introduction aux études de géographie. Presse universitaire de France.
- GLAUSS (M.), 1965. - Die Geologie des Gebietes nordlich des Kandeavanpasses (Zentral Elburz), Iran. Mitt. Geol. Inst. Eth. u. Univ. Zürich, n.s., n° 48.
- GUITARD (G.), RAGUIN (E.) et SABATIER (G.), 1960. - La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites des Pyrénées orientales. Bull. Soc. franç. minér. crist., LXXXIII, p. 48-56.
- HADJIAN (H.) and ZAHEDI (H.), 1967. - Geology of the sanandaj area. G.S.I., internal report.
- HAGHIPOUR (A.) and PELISSIER (J.), 1967. - Geology of Posht-e-Bādām-Sāghand area. G.S.I. internal report.
- HALL (M.), 1941. - The relation between colour and chemical composition in biotites. Amer. Min., vol. 26, p. 29-33.
- HARRISSON (J.V.), 1930. - The geology of some salt plugs in laristan, south persia.
- × HAYAMA, 1959. - Some consideration on the colour of biotite and its relation to metamorphism. Jour. Geol. Soc. Janv., vol. 65, p. 21-30.
- HAYMA (Y.), 1964. - Progressive metamorphism of pelitic and psammitic rocks in the Komagane district, Nagons pref. Central Japan. Jour. Fac. Sci. University of Tokyo, Section II, vol. XV, part. 3.
- HEIER (K.), 1955. - The formation of feldspar perthite in highly metamorphosed gneisse. Norsk. Geol. Tidsskr., vol. 35, p. 87.
- HEIM (A.) and STOCKLIN (J.), 1951. - Geological reconnaissance of the Northern Elburz border. N.I.O.C., G.R. 73.
- HEINRICH (E.W.M.), 1946. - Studies in the mica group : the biotite phlogopite series. American journal of Science, vol. 244, jan. 1946, n° 12.
- HEINRICH (X.), 1946. - The relation between chemical composition and geological occurrence in biotite-phlogopite. série. Amer. Jour. Sci., vol. 224, p. 836-848.
- HELLER (L.) and TAYLOR (H.F.W.), 1956. - Crystallographic Data for the calcium silicates. Her majesty's stationery office (H.M.S.O.).
- HEMLEY (J.), 1959. - Some mineralogical equilibrium in the system  $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ . Amer. Jour. Sci., vol. 257, p. 241-270.
- × HIETANEN (A.), 1967. - On the facies series in various types of metamorphism. Jour. Geol., vol. 75, n° 2, p. 187-214.
- HUCKRIEDE (R.), KURSTEN (M.) and VENZLAFF (M.), 1962. - Zur Geologie des Gebietes Swischen Kerman und Sagand (Iran). Geol. Jahrb. Beihf, t. 51.
- HUNAHASHI (M.), KIM (C.W.), OHTA (Y.) et TSUCHIA (T.), 1968. - Coexistence of plagioclases of different composition in some plutonic and metamorphic rocks. Lithos 1, p. 356-73.

- IWAO (S.) and ZAHEDI (M.), 1966. - Geology and iron ore deposits of Tchador Malu Mine Bafque area, Central Iran. G.S.I. Geological note n° 26.
- KAZAKOV (A.N.), 1956. - On the occurrence of positive microcline. Mem. Soc. Russe Mine., vol. 85, p. 433 (M.A. 13-633).
- KIZAKI (K.), 1964. - On migmatites of the Hidaka metamorphic belt. Jour. Fac. Sci. Hokkaida University Japan. Serie IV, vol. XII, n° 2.
- KNORRING (O. von), and KENNEDY (W.Q.), 1958. - The mineral paragenesis and metamorphic status of Garnet-hornblende - pyroxène - scapolite gneiss from Ghana (Gold Coast). Min. Mag., vol. 31, p. 246-856.
- LADURON (D.), 1966. - Sur les procédés de coloration sélective de feldspath en lame mince. Ann. Soc. géologique de Belgique, t. 89, 1965-1966 - Bull. 8, n° 1966, p. B 281-B 294.
- LEAKE (B.E.), 1965. - The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. Controls of metamorphism. Ed. : W.S. Pitcher and Glenys W. Flinn.
- MARMO (V.), 1956b. - On the porphyroblastic granite of Central Sierra Leone. Acta Geographica (Helsinki 15, n° 4).  
-- 1967. - On granites, a revised study. Bull. Comm. Geol. de Finlande, n° 227.  
-- 1968. - The origin of granite, a hydrothermal model. Lithos 1. 58-69.
- MEHNERT (K.R.), 1968. - Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier publishing Company.
- MICHEL (R.), 1953. - Contribution à l'étude pétrographique des pépérités et du volcanisme tertiaire de la Grande Limagne. Mém. Soc. d'histoire nat. d'Auvergne.
- MIYASHIRO (A.), 1958. - Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki District in the Central Abukuma plateau. Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. II, vol. XI, part. 2, p. 219-271.
- MOHAFAZ and MOSHTAGHIAN, 1963. - Geological oil possibilities of Khur-Jandagh Biabanak area, N.I.O.C.
- NABAVI (M.H.), 1963 ? - The Bagh Gomish gypsum mine. A.S.J.P. (en persan).  
-- 1969. - Geology of the seh payeh area (East Tehran) - G.S.I.  
-- 1969. - Geology of Taft Nasrabad area. Internal report. G.S.I.  
-- , VALEH. - Communication personnelle.
- NICOLAS (A.), 1966. - Le complexe amphibolites - schistes lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis. Thèse d'Etat présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble.
- OLAV (H.J.), CHRISTRE, 1962. - Observations on natural feldspars, randomly disordered structures and a preliminary suggestion to a plagioclase thermometer. Norsk Geologisk Tidsskrift. Bind 42, 2 Halubind (Feldspars volume).
- PARAS (K.), 1958. - On the Charnokites in the light of a highly metamorphic rock complex in South western Finland. Bull. comm. geol. Finlande, n° 181.
- PELISSIER (J.) and BOLURCHI (H.). - Communication personnelle.
- PETR (J.), 1967. - The habit of apatite as a petrological guide. Acta universitates carolinae Geologica n° 3, p. 189-193.
- PETTIJOHN (F.J.), 1949. - Sedimentary rocks.
- POTY (B.), 1967. - La croissance du quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg-d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc. Thèse d'Etat présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Nancy.
- RAGUIN (E.), 1957. - Géologie du granite. Masson et Cie - Editeurs.
- RAMBERG (H.), 1956. - Pegmatites in West Germany. Bull. of the geological society of America, vol. 67, p. 185-214.
- RANKAMA (K.Vo) and SAHAMA (Th. G.), 1950. - Geochemistry. The university of Chicago press.

- READ (H. H.), 1957. - The granite controversy.
- REITAN (P. H.), 1968. - Frictionnal heat during metamorphism. Lithos 1, p. 151-163 et p. 268-74.
- × ROCCI (G.) et JUTEAU (T.), 1968. - Spilite Karatophyre et ophiolites, influence de la traverse d'un socle sialique sur le magmatisme initial. Geologie en Mijnbouw, vol. 47 (S), p. 330-339.
- RUTLAND (R. W. R.), 1965. - Tectonic overpressures. Controls of metamorphism. p. 119-139. Editors : W. S. Pitcher and C. W. Flinn.
- RUTTNER (A.), NABAVI (M. H.) and HADJIAN (J.), 1968. - Geology of the shirgesht area (Tabas area, East Iran). G.S.I., Rep. n° 4.
- , NABAVI (M. M.) and ALAVI (A.) (in press). Geology of Ozbak Kuh area. G.S.I., rep. n° 5
- SAMIMI (M.), 1966. - Rapport interne. G.S.I.
- SCHERMERHORN (L. J. G.), 1960. - Telescoping of mineral facies in granites. Bull. comm. geol. Finland, n° 188.
- SHIDÔ (F.) et MIYASHIRO (A.), 1959. - Hornblendes of basic metamorphic rocks. Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. II, vol. 12, p. 85.
- , 1958. - Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the central Abukuma plateau. Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec II, vol. XI, part. 2, p. 131-217.
- × SMITH (J. V.), 1962. - Genetic aspects of twinning in feldspars. Norsk Geol. Tidsskrift. Bind 42, p. 245-263.
- STOCKLIN (J.), 1961. - Lagoonal formations and salt domes in East Iran ; the iranian petroleum institut. Bull. n° 3
- , RUTTNER (A.) and NABAVI (N.), 1964. - New data on the lower paleozoic and precambrian of North, Iran. G.S.I., Report n° 1.
- , NABAVI (M. H.) and SAMIMI (M.), 1965. - Geological and mineral ressources of the Soltanieh Mountains (Nord Est Iran). G.S.I., Rep. n° 2.
- 1968. - Structural history and tectonics of Iran : A review, the American Association of petroleum Geologist. Bull., vol. 52, n° 7.
- and NABAVI (M. H.), 1968. - Summary of the geology of the Alborz mountains and iranian Azerbaijan, short version. G.S.I., Geol. Note, n° 47.
- THELE (O.), 1967. - Golpayegan quadrangle map. scale : 250 000 with explanatory text. Iran Geol. Surv.
- × TROGER (W. E.), 1959. - Optrische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil. 1, Ed. E. Scheveizerbart'sche Stugard.
- × TURNER (F. J.) and VERHOOGEN (J.), 1960. - Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw Hill Book Company Inc.
- VERNON (R. H.), 1962. - Coexisting cummingtonite and hornblende in an amphibolite from Duchess Queensland, Australia. Amer. Miner., vol. 47, n° 3 et 4, p. 360-370.
- VLASSOV (K. A.), 1955. - Les différenciations par émanation et par cristallisation comme facteurs de concentration des éléments rares. Sciences de la Terre. S.T.T., Nancy, n° hors série, p. 197-212.
- WENKE, 1962. - Evolution of metamorphic belts. J. petr. 2, (277-311).
- WHITE (A. J. R.), 1959. - Scapolite - bearing marbles and calc silicate rocks from Tungkills and Milendella. South Australia. Geol. Mag., vol. 96, p. 285.
- × WINCHELL, 1951. - Elements of optical mineralogy. Ed. John Wiley et Sons Inc.
- × WINKLER (H. G. F.), 1965 et 1967. - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag.
- WYLLIE (P. J.), COX (K. G.), BIGGAR (G. M.), 1962. - The habite of apatite in synthetic systemes and igneous rocks. Journal of petrology. Vol. 3, p. 238-243.
- ZWAAN (P. C.), 1965. - On the determination of pyroxenes by X Ray powder diagrams. Leidse Geologische Mededeelingen. Deel XIX, 1954.
- ZWART (H. J.), 1963. - Metamorphic history of the Central Pyrenees. Part. II. Valla d'Aran Sheet 4. Leidse Geol. Med. Deel 28, p. 321-376.
- × -- 1967. - The duality of orogenic belts. Geologie en Mijnbouw 46 e Jaargany nr 8, p. 283-309.

Vu,  
Grenoble, le  
Le Président de la thèse,

R. MICHEL

Vu,  
Grenoble, le  
Le Doyen de la Faculté des Sciences,

E. BONNIER

Vu, et permis d'imprimer  
Le Recteur de l'Académie de Grenoble,

M. NIVEAU