



**HAL**  
open science

# Le Massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes franco-italiennes): évolution structurale

Marc Gay

► **To cite this version:**

Marc Gay. Le Massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes franco-italiennes): évolution structurale. Stratigraphie. Université Claude Bernard - Lyon I, 1971. Français. NNT: . tel-00803080

**HAL Id: tel-00803080**

**<https://theses.hal.science/tel-00803080>**

Submitted on 21 Mar 2013

**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.

GAY (M.) A<sub>s</sub>  
Tome I

Année 1971

THESE

*présentée*

DEVANT L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD

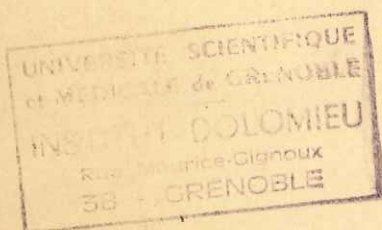
DE LYON

*pour obtenir*

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

*par*

Marc GAY



21 NOV. 1980

LE MASSIF D'AMBIN ET SON CADRE DE SCHISTES LUSTRES

(ALPES FRANCO-ITALIENNES)

Tome I

Soutenu le 18 décembre 1971 devant la commission d'examen :

MM. J. FLANDRIN	Président
P. BEARTH	} Examineurs
M. CHENEVOY	
J. DEBELMAS	
J. GOGUEL	
R. MICHEL	

P. Guarni

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE  
et MÉDICALE de GRENOBLE  
INSTITUT DOLOMIEU  
Rue Maurice-Gignoux  
38 - GRENOBLE

TABLE DES MATIERES

21 NOV. 1980

Introduction générale

I. Cadre géologique . . . . .	2
II. Aperçu géographique . . . . .	3
III. Limites de l'étude . . . . .	5
IV. Evolution des idées . . . . .	6
A. Progrès de la stratigraphie . . . . .	6
B. Le métamorphisme : observations et théories successives . . . . .	8
C. A la recherche d'une explication tectonique . . . . .	10
D. En guise de conclusion : état des connaissances ; but et plan de l'ouvrage . . . . .	12

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tel. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

Première partie

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ANTEALPINE

I. Introduction . . . . .	14
II. Définition des grands ensembles . . . . .	15
A. Coupe de la série briançonnaise sur le versant français . . . . .	15
1. Groupe de la Clarea . . . . .	15
2. Groupe d'Ambin. . . . .	17
3. Groupe d'Etache . . . . .	19
4. Quartzites . . . . .	20
5. Ensemble calcaréo-dolomitique . . . . .	20
6. Complexe salifère. . . . .	21
B. Coupe de la série briançonnaise sur le versant italien . . . . .	21
1. Groupe de la Clarea . . . . .	21
2. Groupe d'Ambin. . . . .	22
3. Quartzites . . . . .	23
4. Ensemble calcaréo-dolomitique . . . . .	24
5. Complexe salifère, et parautochtone briançonnais . . . . .	24
C. Série piémontaise des Schistes lustrés . . . . .	24
D. Schéma récapitulatif . . . . .	25

10168326

III. Groupe de la Clarea . . . . .	26
A. Gisement . . . . .	26
1. Extension . . . . .	26
2. Faciès constituants . . . . .	26
B. Pétrographie . . . . .	27
1. Faciès micaschisteux et gneissiques . . . . .	27
a - Micaschistes albitiques de la partie inférieure du groupe . . . . .	27
b - Gneiss de la partie inférieure du groupe . . . . .	28
c - Micaschistes albitiques de la partie supérieure du groupe . . . . .	29
d - Relations entre ces différents faciès. Variations .	30
2. Faciès basiques . . . . .	31
a - Amphibolites . . . . .	31
b - Glaucophanites . . . . .	32
c - Prasinites . . . . .	32
d - Marbres à silicates . . . . .	33
e - Relations entre ces différents faciès. Variations .	34
C. Pétrochimie . . . . .	35
1. Faciès micaschisteux et gneissiques . . . . .	35
2. Faciès basiques . . . . .	36
D. Conclusion . . . . .	38
IV. Groupe d'Ambin . . . . .	39
A. Gisement . . . . .	39
1. Extension. Relations avec le groupe de la Clarea . . . . .	39
2. Faciès constituants . . . . .	40
B. Pétrographie . . . . .	42
1. Faciès micaschisteux . . . . .	42
a - Micaschistes albitiques . . . . .	42
b - Micaschistes à jadéite . . . . .	44
2. Faciès métaconglomératiques . . . . .	46
a - Galets quartzeux . . . . .	46
b - Galets phylliteux . . . . .	46
c - Galets quartzo-albitiques . . . . .	47
d - Galets dolomitiques . . . . .	48
e - Galets quartzeux à tourmaline . . . . .	49
3. Faciès basiques. . . . .	50
a - Prasinites chloriteuses . . . . .	50
b - Prasinites amphiboliques . . . . .	51
c - Glaucophanites . . . . .	52
d - Amphibolites . . . . .	53
e - Relations entre ces différents faciès. Variations .	54
f - Micaschistes leptyniques à albite associés aux faciès basiques . . . . .	55

4. Faciès leptyniques . . . . .	56
C. Péetrochimie . . . . .	58
1. Faciès micaschisteux . . . . .	58
2. Faciès métaconglomératiques . . . . .	59
3. Faciès basiques et leptyniques . . . . .	59
D. Conclusion . . . . .	63
V. Groupe d'Etache . . . . .	65
A. Gisement . . . . .	65
1. Extension. Relations avec le groupe d'Ambin . . . . .	65
2. Faciès constituants . . . . .	65
B. Péetrographie . . . . .	66
1. Faciès schisteux . . . . .	66
2. Faciès métaconglomératiques . . . . .	67
3. Relations entre ces deux faciès. Variations. . . . .	67
C. Péetrochimie . . . . .	68
D. Conclusion . . . . .	69
VI. Quartzites . . . . .	71
A. Gisement . . . . .	71
1. Extension. Relations avec les groupes précédents . . . . .	71
2. Faciès constituants. . . . .	72
B. Péetrographie . . . . .	72
1. Faciès normaux . . . . .	72
2. Faciès aegyriques. . . . .	74
C. Péetrochimie . . . . .	75
D. Conclusion. . . . .	76
VII. Ensemble calcaréo-dolomitique et salifère . . . . .	78
A. Avertissement . . . . .	78
B. Analyse stratigraphique . . . . .	78
1. Série de référence . . . . .	78
a - Séquence carbonatée . . . . .	78
b - Complexe salifère . . . . .	80
2. Modifications latérales . . . . .	82
a - Niveau inférieur du Trias carbonaté . . . . .	82
b - Niveau supérieur du Trias carbonaté . . . . .	82
c - Eléments post-triasiques . . . . .	84
d - Trias salifère . . . . .	86

C. Pétrographie . . . . .	87
1. Faciès dolomitiques . . . . .	87
2. Faciès bréchiques . . . . .	88
3. Faciès calcaréo-pélitiques . . . . .	90
4. Faciès marmoréens à silicates . . . . .	91
5. Faciès schisto-gréseux . . . . .	93
6. Cargneules . . . . .	94
D. Conclusion . . . . .	95
VIII. Série des Schistes lustrés. . . . .	97
A. Gisement . . . . .	97
1. Extension. Relations avec le substratum briançonnais. . . . .	97
2. Faciès constituants. . . . .	98
B. Pétrographie . . . . .	100
1. Faciès calcaréo-pélitiques . . . . .	100
2. Faciès micaschisteux . . . . .	101
3. Faciès basiques . . . . .	103
a - Métabasaltes . . . . .	103
b - Coussins métamorphiques . . . . .	105
c - Matrice des coussins . . . . .	110
d - Métadolérite . . . . .	111
e - Métagabbro . . . . .	111
f - Glaucophanites . . . . .	112
g - Prasinites . . . . .	113
4. Faciès ultrabasiques . . . . .	115
C. Pétrochimie . . . . .	116
1. Faciès calcaréo-pélitiques . . . . .	116
2. Faciès micaschisteux . . . . .	117
3. Faciès basiques . . . . .	118
D. Conclusion . . . . .	119
IX. Résumé et conclusion . . . . .	121
A. Stratigraphie . . . . .	121
B. Paléogéographie . . . . .	121
C. Analyse comparative. . . . .	123
1. Groupe de la Clarea . . . . .	123
2. Ensemble formé par le groupe d'Ambin, celui d'Etache et les quartzites . . . . .	124
3. Ensemble calcaréo-dolomitique et salifère . . . . .	125
4. Série des Schistes lustrés . . . . .	127

Seconde partie

ETUDE DES MINÉRAUX ET DE LEURS ASSOCIATIONS : EVOLUTION METAMORPHIQUE

I.	Introduction . . . . .	131
II.	Les minéraux et leurs relations . . . . .	132
	A. Introduction . . . . .	132
	B. Quartz . . . . .	132
	1. Types et caractères spécifiques . . . . .	132
	a - Quartz détritique. . . . .	132
	b - Quartz de recristallisation métamorphique . . . . .	133
	c - Quartz des fractures tardives . . . . .	133
	2. Répartition. . . . .	133
	3. Relations avec d'autres minéraux. . . . .	133
	C. Microcline . . . . .	135
	1. Types et caractères spécifiques . . . . .	135
	a - Microcline détritique . . . . .	135
	b - Microcline de recristallisation métamorphique . . . . .	135
	2. Répartition . . . . .	135
	3. Relations avec d'autres minéraux . . . . .	136
	D. Plagioclases . . . . .	136
	1. Types et caractères spécifiques . . . . .	136
	a - Plagioclase détritique ou magmatique . . . . .	136
	b - Plagioclase granoblastique. . . . .	136
	c - Albite poeciloblastique . . . . .	137
	d - Albite des fractures tardives . . . . .	137
	2. Répartition. . . . .	138
	3. Relations avec d'autres minéraux . . . . .	138
	a - Plagioclase détritique ou magmatique . . . . .	138
	b - Plagioclase granoblastique . . . . .	139
	c - Albite poeciloblastique . . . . .	139
	E. Micas blancs . . . . .	140
	1. Types et caractères spécifiques . . . . .	140
	a - Muscovite phengitique . . . . .	140
	b - Phengite . . . . .	141
	c - Autres micas blancs . . . . .	142
	2. Répartition. . . . .	143
	3. Relations avec d'autres minéraux . . . . .	143
	F. Biotites. . . . .	145
	1. Types et caractères spécifiques . . . . .	145

a - Biotite brun-rouge . . . . .	145
b - Biotite brune . . . . .	145
c - Biotite verte . . . . .	146
2. Répartition . . . . .	146
3. Relations avec d'autres minéraux . . . . .	147
a - Biotite brun-rouge . . . . .	147
b - Biotite brune . . . . .	149
c - Biotite verte . . . . .	150
G. Stilpnomélane . . . . .	150
1. Caractères spécifiques . . . . .	150
2. Répartition . . . . .	151
3. Relations avec d'autres minéraux . . . . .	151
H. Talc . . . . .	151
I. Chlorites . . . . .	151
1. Types et caractères spécifiques . . . . .	151
a - Chlorite verte. . . . .	151
b - Chlorite brune. . . . .	153
2. Répartition. . . . .	154
a - Chlorite verte. . . . .	154
b - Chlorite brune. . . . .	155
3. Relations avec d'autres minéraux. . . . .	155
a - Chlorite verte. . . . .	155
b - Chlorite brune. . . . .	156
J. Serpentes. . . . .	157
1. Types et caractères spécifiques . . . . .	157
2. Répartition . . . . .	157
3. Relations avec d'autres minéraux. . . . .	157
K. Pyroxènes . . . . .	158
1. Types et caractères spécifiques . . . . .	158
a - Pyroxène magmatique . . . . .	158
b - Pyroxène métamorphique calcique et ferro-	
magnésien . . . . .	158
c - Pyroxènes métamorphiques sodiques . . . . .	158
2. Répartition. . . . .	159
a - Pyroxène magmatique . . . . .	159
b - Pyroxène métamorphique calcique et ferro-	
magnésien . . . . .	160
c - Pyroxènes métamorphiques sodiques . . . . .	160
3. Relations avec d'autres minéraux . . . . .	160
a - Pyroxène magmatique . . . . .	160
b - Pyroxène métamorphique calcique et ferro-	
magnésien . . . . .	161
c - Pyroxènes métamorphiques sodiques . . . . .	161



L. Amphiboles . . . . .	162
1. Types et caractères spécifiques . . . . .	162
a - Trémolite-actinote . . . . .	162
b - Hornblende verte . . . . .	163
c - Hornblende bleu-vert . . . . .	163
d - Amphibole sodique . . . . .	164
2. Répartition. . . . .	165
a - Amphiboles calciques . . . . .	165
b - Amphiboles sodiques . . . . .	165
3. Relations avec d'autres minéraux . . . . .	166
a - Trémolite . . . . .	166
b - Actinote . . . . .	167
c - Hornblende verte . . . . .	167
d - Hornblende bleu-vert. . . . .	168
e - Amphibole sodique. . . . .	168
M. Deerite . . . . .	171
1. Caractères spécifiques . . . . .	171
2. Répartition et relations avec d'autres minéraux . . . . .	172
N. Chloritoïde. . . . .	172
1. Caractères spécifiques . . . . .	172
2. Répartition . . . . .	173
3. Relations avec d'autres minéraux . . . . .	173
O. Epidotes. . . . .	174
1. Types et caractères spécifiques . . . . .	174
a - Epidotes incolores, fortement dispersives. . . . .	174
b - Epidotes jaune-vert, modérément dispersives . . . . .	175
c - Epidotes brunes (allanites) . . . . .	175
d - Relations entre ces différents types . . . . .	176
2. Répartition. . . . .	176
3. Relations avec d'autres minéraux . . . . .	177
P. Lawsonite . . . . .	178
1. Caractères spécifiques . . . . .	178
2. Répartition . . . . .	179
3. Relations avec d'autres minéraux . . . . .	180
Q. Pumpellyite . . . . .	181
R. Grenats . . . . .	182
1. Types et caractères spécifiques . . . . .	182
2. Répartition . . . . .	182
3. Relations avec d'autres minéraux. . . . .	183
S. Carbonates . . . . .	184
1. Types et caractères spécifiques . . . . .	184

a - Calcite . . . . .	185
b - Dolomite . . . . .	185
c - Ankérite . . . . .	185
d - Carbonate des fractures tardives . . . . .	186
2. Répartition . . . . .	186
3. Relations avec d'autres minéraux . . . . .	186
T. Sulfates . . . . .	187
U. Sphène et rutile . . . . .	188
1. Caractères spécifiques . . . . .	188
2. Répartition . . . . .	188
3. Relations avec d'autres minéraux . . . . .	188
V. Minerais . . . . .	191
1. Types et caractères spécifiques . . . . .	191
2. Répartition . . . . .	191
3. Relations avec d'autres minéraux . . . . .	193
a - Hématite . . . . .	193
b - Magnétite et pyrite . . . . .	194
W. Minéraux accessoires . . . . .	195
1. Types et caractères spécifiques . . . . .	195
a - Tourmaline . . . . .	195
b - Zircon . . . . .	195
c - Apatite . . . . .	195
2. Répartition . . . . .	195
a - Tourmaline . . . . .	195
b - Zircon . . . . .	196
c - Apatite . . . . .	196
3. Relations avec d'autres minéraux . . . . .	196
a - Tourmaline . . . . .	196
b - Zircon . . . . .	196
c - Apatite . . . . .	196
X. Résumé et conclusion . . . . .	197
III. L'évolution métamorphique alpine et ses facteurs . . . . .	200
A. Introduction . . . . .	200
B. Albite . . . . .	200
C. Phyllosilicates . . . . .	201
D. Pyroxènes . . . . .	204
E. Amphiboles . . . . .	207
F. Silicates d'aluminium et de calcium . . . . .	212
G. Chloritoïde . . . . .	213
H. Grenat . . . . .	214
I. Carbonates . . . . .	215
J. Sulfates . . . . .	216

K. Sphène. Oxydes de fer et de titane . . . . .	217
L. Conclusion . . . . .	218
1. Intervalle des températures . . . . .	218
2. Intervalle des pressions . . . . .	218
3. Variations de température et de pression . . . . .	219
4. Rôle de la phase fluide . . . . .	219
IV. Résumé et conclusion . . . . .	221
A. Le métamorphisme hercynien. . . . .	221
B. Le métamorphisme alpin dans le massif d'Ambin . . . . .	221
C. Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes . . . . .	222
D. Causes du métamorphisme alpin. . . . .	224

Troisième partie

ETUDE DES DEFORMATIONS : EVOLUTION STRUCTURALE

I. Introduction. . . . .	227
II. Structures mésoscopiques . . . . .	228
A. Introduction . . . . .	228
B. Plis isoclinaux . . . . .	228
1. Style et symétrie. . . . .	228
2. Surfaces plissées. . . . .	229
3. Surface axiale . . . . .	230
4. Axe . . . . .	231
5. Signes conventionnels . . . . .	232
C. Plis ouverts . . . . .	232
1. Style et symétrie. . . . .	232
2. Surfaces plissées. . . . .	233
3. Surface axiale. . . . .	233
4. Axe . . . . .	234
5. Signes conventionnels . . . . .	235
D. Autres structures mésoscopiques . . . . .	235
1. Linéations déterminées par le parallélisme de cristaux allongés. . . . .	235
2. Linéations déterminées par le parallélisme d'agrégats cristallins allongés. . . . .	235
3. Stries . . . . .	236

4. Boudins . . . . .	236
5. Signes conventionnels . . . . .	237
E. Conclusion . . . . .	237
III. Structures mégascopiques . . . . .	238
A. Introduction . . . . .	238
B. Plis transversaux . . . . .	238
1. Extension . . . . .	238
2. Style . . . . .	239
3. Surfaces plissés . . . . .	239
4. Surface axiale. Problème d'une tectonique tangentielle contemporaine des plis . . . . .	240
5. Axe . . . . .	243
C. Plis longitudinaux . . . . .	244
1. Extension . . . . .	244
2. Style. . . . .	244
3. Surfaces plissées . . . . .	246
4. Surface axiale. . . . .	247
5. Axe . . . . .	248
D. Conclusion . . . . .	248
IV. Etude statistique de l'orientation . . . . .	251
A. Introduction . . . . .	251
B. Distribution des surfaces S et $S_1$ . . . . .	252
1. Niveau inférieur . . . . .	252
2. Niveau moyen . . . . .	253
3. Niveau supérieur . . . . .	253
4. Relations entre niveaux . . . . .	253
C. Distribution des linéations $L_1$ . . . . .	254
1. Niveau inférieur . . . . .	254
2. Niveau moyen . . . . .	254
3. Niveau supérieur . . . . .	254
4. Relations avec $SS_1$ . . . . .	255
5. Relations entre niveaux . . . . .	256
D. Distribution des surfaces $S_2$ . . . . .	258
E. Distribution des linéations $L_2$ . . . . .	259
1. Niveau inférieur . . . . .	259
2. Niveau moyen . . . . .	259
3. Niveau supérieur . . . . .	259
4. Relations avec $SS_1$ et $S_2$ . . . . .	260
5. Relations avec $L_1$ . . . . .	260
6. Relations entre niveaux . . . . .	261
F. Conclusion . . . . .	261

V. Lithoclasses . . . . . 264

- A. Orientation . . . . . 264
- B. Types . . . . . 264
- C. Relations avec les plis . . . . . 265
- D. Conclusion . . . . . 265

VI. Structures microscopiques . . . . . 266

- A. Introduction . . . . . 266
- B. Relations entre les plis isoclinaux et les minéraux antéalpines 266
- C. Relations entre les plis isoclinaux et les minéraux alpins . 267
  - 1. Minéraux antérieurs aux plis . . . . . 267
  - 2. Minéraux contemporains des plis . . . . . 268
  - 3. Minéraux postérieurs aux plis . . . . . 269
- D. Influence des plis ouverts . . . . . 272
- E. Minéraux alpins en relation avec les fractures . . . . . 272
- F. Conclusion . . . . . 272

VII. Résumé et conclusion . . . . . 274

- A. Synthèse structurale . . . . . 274
- B. Interprétation cinématique . . . . . 276
- C. Relations entre la déformation et le métamorphisme . . . . . 277
- D. Critique des théories classiques . . . . . 278

Conclusion générale

- I. Aspects géodynamiques . . . . . 282
- II. Résultats essentiels . . . . . 284

Bibliographie . . . . . 286

Remerciements

INTRODUCTION GENERALE

---

## I. CADRE GEOLOGIQUE

Les géologues font, dans les Alpes occidentales, une première grande distinction entre un ensemble helvétique et un ensemble pennique. Dans ce dernier<sup>f</sup> domaine se succèdent d'Ouest en Est les zones subbriançonnaise, briançonnaise et piémontaise, qui sont dites internes par opposition aux zones externes composant l'ensemble helvétique (fig. 0).

La zone briançonnaise et la zone piémontaise nous intéressent plus particulièrement. La première, dont les terrains sont essentiellement permo-carbonifères et mésozoïques, peut être divisée en une zone houillère, occidentale, non métamorphique, et une zone orientale, celle des régions métamorphiques de Vanoise, d'Ambin et d'Acceglio. La seconde est le domaine des Schistes lustrés piémontais, post-triasiques, dont le soubassement affleure en deux massifs cristallins (Grand Paradis et Dora-Maira).

Les Schistes lustrés chevaucheraient vers l'Ouest les éléments briançonnais les plus internes ; en effet, le massif d'Ambin, objet de la présente étude, affleure en arrière de leur marge externe en une demi-fenêtre ayant grossièrement la forme d'un triangle isocèle, dont le sommet serait dirigé vers le Sud-Sud-Ouest. Les assises réputées permo-carbonifères y sont très largement exposées, alors que la couverture triasique et post-triasique, qui n'a guère été épargnée par l'érosion, ne subsiste que par places. L'opposition lithologique est marquée entre les Schistes lustrés et l'ensemble des formations qui en constituent le substratum ; le liseré de Trias exotique intercalé accuse encore l'isolement du massif d'Ambin, dont l'unité géologique est décidément très affirmée.

## II. APERCU GEOGRAPHIQUE

Sous le rapport géographique, au contraire, on a du mal à distinguer le noyau permo-carbonifère de son environnement de Schistes lustrés : c'est à peine si les formes sont, là, un peu plus vigoureuses, un peu moins régulières ; les altitudes sont comparables, la végétation est uniforme.

L'opposition est entre les deux versants. Elle résulte d'abord de la différence entre les altitudes de base et entre les pentes. Il est ainsi classique de comparer la douceur du versant français à la raideur de la façade italienne, magnifiquement illustrée ici-même par la dénivellation entre Susa et la cime de Rochemelon : 3 000 m pour une distance horizontale inférieure à 8 km. A l'échelle de notre massif, cette comparaison doit pourtant être nuancée : la ligne de partage des eaux dessine en effet un S très prononcé par suite des fortunes diverses de l'érosion, se rapprochant tour à tour de la vallée de l'Arc ou de celle de la Doire. Le déséquilibre est en faveur de l'Italie à l'Ouest où les affluents de la rivière de Bardonnechia, éléments d'un ancien système qui devait rejoindre le bassin de la Durance (Blanchard, 1956), ont pris le meilleur sur leurs vis-à-vis français. Dans la zone centrale, le rapport des forces est inversé, au bénéfice cette fois des cours d'eau mauriennais (le torrent d'Ambin et ses deux affluents d'Etache et de Savine) : par l'interminable vallée d'Ambin, on s'élève très progressivement de Bramans jusqu'au col d'Ambin, quelques 1 700 m plus haut ; le même objectif n'est atteint depuis Exilles qu'au prix d'une grimpe dure et soutenue de 2 050 m. A l'Est, la Cenischia, plus efficace encore que sa voisine la Clarea, a annexé au domaine piémontais la vaste cuvette du Mont-Cenis ; là encore les chiffres sont éloquentes : la route escalade en 10 km d'un trajet sinueux les 700 m d'altitude qui séparent Lanslebourg du col, alors qu'il lui faut 28 km pour gagner Susa, 1 600 m plus bas.

En France, le collecteur principal est l'Arc, qui coule en gros vers le Sud-Ouest dans la partie de la Maurienne qui nous intéresse. En amont de Termignon, son cours suit dans les Schistes lustrés le fond d'une auge assez large qui, après



un gradin marqué, s'élargit encore au sein des gypses de l'ensellement mauriennais. En Italie, le drainage se fait vers la Doire Ripaire et la rivière de Bardonnechia. Les deux vallées, également dilatées et remblayées par une même nappe alluviale, semblent continues de part et d'autre du confluent, et c'est la Doire qui fait ici figure d'affluent, débouchant à Ulzio d'une auge étroite et légèrement suspendue. Quoi qu'il en soit, les eaux de ce système s'encaissent au delà de l'ombilic de Salbertrand dans une gorge de raccordement qui les conduit à l'auge de la basse Doire, largement ouverte après les verrous de Susa. Leur cours, contournant l'extrême pointe d'Ambin pour s'infléchir ensuite vers le Nord-Est, suit de Savoulx à Chiomonte le contact entre les unités briançonnaise et piémontaise ; puis il pénètre dans les Schistes lustrés, amorçant une nouvelle inflexion vers l'Est, qui sera définitive à partir de Susa.

Le contraste entre versants mauriennais et piémontais d'Ambin est renforcé par une différence de végétation due beaucoup plus aux écarts d'altitude déjà signalés et aux conditions d'ensoleillement qu'aux précipitations ; celles-ci n'obéissent pas tout à fait au même régime mais sont également modérées de part et d'autre de la frontière. Les terrasses alluviales de la Doire portent ainsi de riches cultures jusqu'à Exilles, où la vigne s'accroche encore à l'adret vers 1 000 m d'altitude. L'olivier ne remonte pas jusqu'à Susa, mais le figuier y est commun et quelques grenadiers poussent même en pleine terre. Il faut, pour trouver une agriculture comparable à celle de la Maurienne aux environs de Bramans et de Termignon, aller jusqu'à Salbertrand et même au delà ; encore le versant exposé au midi y garde-t-il un cachet méridional affirmé par la lavande, partout répandue parmi quelques espèces indiscutablement méditerranéennes. Les sapins et épicéas de l'envers mauriennais ne se retrouvent qu'accidentellement à l'envers de Salbertrand, où ils relaient vers l'amont le hêtre, ami de la fraîcheur. A l'adret de la Doire, ce sont les pins et les chênes. Le châtaignier enfin envahit le creux des vallées italiennes. Un seul point commun, le mélèze règne partout en altitude jusqu'aux environs de 2 200 m. Peu de choses à dire sur les alpages qui, sur les pentes exposées au Sud, souffrent plus vite du soleil, comme la neige dont les dernières taches disparaissent très tôt dans l'été ; les seuls névés qui persistent sont, comme les glaciers, tous en face nord.

Cette dualité géographique est si accusée, qu'il faut aller chercher dans deux volumes de l'ouvrage de R. Blanchard les références précises à notre région.

III. LIMITES DE L'ETUDE

Cette étude a pour objet le massif briançonnais d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés piémontais. Elle s'inscrit donc naturellement dans les limites géologiques. Elle couvre par contre une région sans unité géographique, arbitrairement définie par les repères suivants : Bramans, le col du Mont-Cenis, la cime de Rochemelon, Susa, Ulzio.

#### IV. EVOLUTION DES IDEES

##### A. PROGRES DE LA STRATIGRAPHIE.

L'importance qu'à la fin du 13<sup>ème</sup> siècle H.B. de Saussure accorde aux terrains primitifs de la chaîne alpine va être réduite par les découvertes paléontologiques du début du 19<sup>ème</sup>, indiquant l'existence de terrains sédimentaires primaires et secondaires. L'attribution stratigraphique exacte sera pourtant longtemps influencée par la découverte en 1828, à Petit-Coeur (Tarentaire), de fossiles liasiques et de végétaux houillers apparemment mêlés. Quelques auteurs restent fidèles aux bases paléontologiques. D'autres, au contraire, se refusant à voir toute complication structurale, remettent en question les principes généralement admis, et rapportent au Jurassique (à la suite de L. Elie de Beaumont et de A. Sismonda) ou au Carbonifère (avec Scipion Gras) tout ce qui ne peut se rattacher au Primitif. Il faut attendre 1858 pour entrevoir une issue, grâce à G. de Mortillet : en Savoie, un anthracifère progressivement altéré vers l'intérieur et localement discordant sur le cristallin affleure en fenêtre au milieu de terrains uniquement liasiques. D'ailleurs, à cette époque, l'affaire de Petit-Coeur trouve enfin une solution tectonique.

Pendant la plus grande partie de la deuxième moitié du 19<sup>ème</sup> siècle, on discutera de l'âge des Schistes lustrés et de leur substratum. Toujours jurassiques aux yeux de A. Sismonda, les "Schistes calcaréo-talqueux" représentent en 1886 pour Ch. Lory une partie du Trias, transgressif sur un socle paléozoïque. Mais c'est le schéma de B. Gastaldi et de ses élèves qui va s'imposer, admis un temps par S. Franchi et l'équipe du "Real Ufficio Geologico", accepté non sans réticence par M. Bertrand (1889) et P. Termier (1891) : dans la "Quatrième zone alpine" de Ch. Lory (recouvrant sensiblement dans notre région les éléments Briançonnais internes et le domaine piémontais), une "zone des roches vertes" de l'Archéen supérieur surmonte une "zone du gneiss antique", ou du "gneiss central", de l'Archéen inférieur. D. Zaccagna précise même la stratigraphie de la zone supérieure, qui englobait à sa base jusqu'à notre Néopermien : il indique qu'elle est constituée

d'une épaisse série de calcschistes mêlés de roches vertes dans leur partie moyenne, et évoluant en gneiss à leur partie inférieure. M. Bertrand et P. Termier ne vont pourtant pas tarder à reconnaître dans les schistes cristallins de Vanoise, du Mont Pourri, du Ruitor, du Val Grisanche et d'Ambin l'équivalent oriental profondément transformé du Permo-Carbonifère intact à l'Ouest. D. Zaccagna, de son côté, admet la présence de Permien en divers points de Vanoise (1887). La contribution la plus remarquable est pourtant celle de S. Franchi, dont les découvertes paléontologiques faites en 1894 et 1898, essentiellement dans les vals Grana et Maira, permettent de caractériser sur les quartzites du Trias inférieur le Trias moyen et supérieur ainsi que le Lias. Les "gneiss centraux", s'ils englobent éventuellement l'Archéen à leur base, sont surtout permo-carbonifères ; la "zone des roches vertes" est triasico-liasique. P. Termier s'oppose pourtant à M. Bertrand et S. Franchi, partisans d'une concordance générale : pour lui (1903), les Schistes lustrés constituent une série mésozoïque et même peut-être éocène à son sommet, au même titre que la série primaire plus métamorphique sur laquelle ils reposent. Cette hypothèse sera par la suite la plus généralement admise, malgré quelques détracteurs, convaincus de la présence d'une discontinuité au sein des Schistes lustrés. D. Zaccagna, par exemple, est encore persuadé en 1903 que ceux des calcschistes qui contiennent les roches vertes sont archéens, et par conséquent charriés sur d'autres dont il est obligé d'admettre l'âge liasique. W. Kilian, de son côté, insiste en 1905 sur la nécessité de distinguer les vrais Schistes lustrés à ophiolites de pseudo-Schistes lustrés sous-jacents. Les auteurs contemporains admettent une telle superposition ; un premier ensemble de calcschistes à niveaux de brèches est solidaire de formations triasico-liasiques datées grâce aux découvertes de S. Franchi et plus récemment de F. Ellenberger, A. Michard et C. Sturani (1964) ; il est surmonté par un second ensemble à semelle ophiolitique. Le problème (Lemoine, 1963) est encore de choisir entre l'hypothèse d'une série compréhensive (Michard, 1967) éventuellement clivée au niveau des roches vertes, et celle de deux unités paléogéographiques distinctes (Lemoine et Michard, 1963).

La stratigraphie de la série inférieure n'a, depuis le début du siècle, guère posé d'autre problème que celui de la présence éventuelle d'une discordance hercynienne. M. Gignoux, en 1929, l'admet en Vanoise. E. Raguin prétend vers la même époque qu'elle n'existerait que dans le Grand Paradis, alors que G.B. Dal Piaz

affirmera en 1939 sa généralité dans toute la zone pennique. Plus près de nous, d'autres auteurs sont partisans d'un socle antehouiller : R. Michel dans le Grand Paradis (1953), la Dora Maira (1955, 1956) et le massif d'Ambin (1956, 1957), P. Vialon (1966) et A. Michard (1967) dans les Alpes cottiennes (massif de Dora Maira, zone d'Acceglio). Au contraire, J. Goguel et P. Laffitte, dont les idées seront reprises en 1965 par S. Lorenzoni, pensent en 1952 que les schistes cristallins d'Ambin ne comportent pas de terrains plus anciens que le Permo-Carbonifère. De l'avis de F. Ellenberger (1958), c'est aussi le cas en Vanoise.

Si la stratigraphie des Schistes lustrés ou du soubassement cristallin des zones internes est encore incertaine à l'heure actuelle, celle de la couverture briançonnaise est mieux connue grâce aux travaux de W. Kilian, P. Termier, E. Haug, M. Gignoux, E. Raguin, L. Moret et à ceux plus récents de J. Debelmas, M. Lemoine et F. Ellenberger. La synthèse est désormais possible (Barbier et al., 1960-63) ; elle conduit à distinguer sur une transversale à l'axe de la chaîne plusieurs types de séries correspondant à des conditions paléogéographiques particulières. C'est ainsi que les termes post-triasiques du massif d'Ambin constituent, sur un Trias briançonnais, une séquence de "type Val d'Isère-Ambin" (définition de F. Ellenberger, 1958) : c'est une série extrêmement condensée, lacunaire, riche en brèches, sans Dogger, mais comportant un Lias prépiémontais réduit.

#### B. LE METAMORPHISME : OBSERVATIONS ET THEORIES SUCCESSIVES.

On remarque très tôt dans la zone briançonnaise l'augmentation de la cristallinité vers le bas et surtout vers l'Est (G. de Mortillet, 1858, et H. Lachat à peu près à la même époque). Pourtant, dans la première moitié du 19ème siècle, les auteurs emploient sans beaucoup de discernement la notion encore vague de métamorphisme, et tardent à se dégager du dogme wernérien, Ami Boué mis à part. Ch. Lory lui-même soutient encore en 1881 que le métamorphisme est un phénomène contemporain de la sédimentation. Pour L. Elie de Beaumont (1870), c'est au contraire un événement tardif, comme pour P. Termier, qui dès la fin du siècle (1891) remarque en Vanoise son caractère essentiellement syntectonique : il date de l'Oligocène et affecte de la même façon le Permo-houiller des massifs cristallins internes et les Schistes lustrés mésozoïques, éléments d'une "série cristallophyl-

lienne alpine" par opposition à la "série ante-houillère" des massifs cristallins externes. Changeant d'avis, P. Termier affirmera en 1906 que le métamorphisme a précédé de peu le plissement ; en 1930, peu de temps avant sa mort, il hésitera entre les deux hypothèses d'un métamorphisme ante ou syntectonique. Quoi qu'il en soit, la recristallisation serait la conséquence de l'enfouissement dans la fosse géosynclinale, combiné à l'action de "colonnes filtrantes" apportant des éléments étrangers de la profondeur (1903). L'hypothèse d'une série métamorphique unique allant du Houiller au Crétacé est reprise en 1924 par E. Raguin, qui a découvert des foraminifères crétacés dans les calcaires phylliteux de Vanoise. A l'en croire, l'acquisition de la cristallinité est antérieure au déclenchement des charriages, alors que pour H.P. Cornelius (1930) elle est essentiellement synchrone, et ne s'est même achevée qu'après les mouvements, celui des Schistes lustrés en particulier.

Les auteurs contemporains admettent généralement la simultanéité d'ensemble des événements métamorphiques et structuraux, et ne discutent guère que les relations de détail entre les uns et les autres. De ce point de vue, une opinion de poids est celle de F. Ellenberger pour qui le métamorphisme alpin ne débiterait en Vanoise qu'après la mise en place des nappes (1958). D'une façon générale d'ailleurs, les transformations subies par les Schistes lustrés sont comparables à celles déterminées dans le substratum ; la seule discontinuité se situerait dans nos régions au niveau d'un hypothétique socle hercynien polymétamorphique, dont l'existence est encore admise en 1966 dans la Dora Maira (P. Vialon, A. Michard) et le Grand Paradis (J.M.L. Bertrand).

Le métamorphisme alpin semble avoir procédé en deux épisodes essentiels successifs, le premier de haute pression et basse température, le second caractérisé par des pressions moindres et des températures plus élevées (P. Bearth, 1959 ; F. Ellenberger, 1960 ; R. Lefèvre et A. Michard, 1965 ; A. Michard, 1967 ; A. Nicolas, 1966 ; P. Vialon, 1966). Ses effets consistent en une ectinisation topochimique, accompagnée dans le massif simplio-tessinois par une rhéomorphose locale. La tendance actuelle est d'abandonner l'hypothèse d'un apport sodique que R. Michel (1953), J. Goguel et P. Laffitte (1952) avaient défendue à la suite de P. Termier, E. Raguin, H.P. Cornelius. Le métamorphisme s'achèverait à l'Oligocène et pourrait avoir débuté dès le Crétacé (P. Vialon, 1966), bien que ses premières manifestations soient généralement datées de l'Eocène.

C. A LA RECHERCHE D'UNE EXPLICATION TECTONIQUE.

Le schéma structural admis jusque vers le milieu du 19<sup>ème</sup> siècle ne diffère pas sensiblement de celui proposé par H.B. de Saussure dans la deuxième moitié du 18<sup>ème</sup> : le rôle des déformations n'est guère alors reconnu que par Ami Boué ; la simplicité et la symétrie sont de règle, notamment aux yeux des opposants de Petit Coeur, qui considèrent par exemple la zone interne des Alpes comme un vaste synclinal tranquille.

C'est Ch. Lory qui le premier souligne véritablement l'importance de la tectonique (1866) : des failles verticales divisent longitudinalement les Alpes occidentales et conditionnent par leur rejeu l'histoire géologique de chacun des quatre grands compartiments ainsi délimités. Le plus interne, qui prendra en 1851 le nom de "zone du Mont-Rose" est constitué de schistes calcaréo-talqueux sous lesquels les noyaux cristallins affleurent à la faveur de l'érosion. Cette interprétation, que D. Zaccagna se refusait d'ailleurs à admettre (1887), est bientôt remplacée par une autre : P. Termier, partisan d'un style souple, voit en Vanoise de grands plis continus dans la direction de la chaîne ; M. Bertrand met en outre l'accent sur la structure d'ensemble ; d'après lui, les couches se disposent suivant un éventail ouvert de part et d'autre d'un axe passant par la Zone houillère. Les convictions stratigraphiques du premier de ces deux auteurs l'obligent pourtant à envisager un renversement des Schistes lustrés sur le Trias : il croit encore à l'âge archéen des calcschistes, comme B. Gastaldi et M. Baretta qui, en 1874, voient dans le massif d'Ambin, dont la forme en coupole ne leur échappe pourtant pas, une série renversée.

Les idées évoluent encore au début du siècle, lorsque M. Lugeon et E. Argand montrent l'existence dans le massif simplon-tessinois de 7 nappes superposées (1901-1905). L'extension à l'ensemble de la zone pennique sera rapidement réalisée grâce aux synthèses d'E. Argand (1906 à 1916) et aux travaux de P. Termier, qui, après quelques hésitations, décrit le Briançonnais comme un empilement de nappes venues de l'Est et tardivement plissées en éventail (1907). Après lui, de nombreux auteurs vont souligner le caractère allochtone des Schistes lustrés. Dès 1906 W. Kilian en avait même apporté une démonstration par la découverte qu'il avait faite avec P. Termier de la fenêtre du plan des Nettes en Vanoise. En 1920,

ils définissent ensemble le contact anormal dans toutes les Alpes graies ; le charriage leur paraît moins évident dans les Alpes cottiennes où S. Franchi (1925) défend l'hypothèse de Schistes lustrés autochtones. Avec lui Ch. Pussenot sera le seul à refuser la nappe des Schistes lustrés ; encore ce dernier basait-il son argumentation sur une interprétation erronée. M. Gignoux, un peu plus tard, attribue le décollement et l'écaillage interne de la couverture mésozoïque de Vanoise à l'avancée des Schistes lustrés ; il élabore entre 1923 et 1930 sa théorie d'une tectonique salifère : les gypses du Trias moyen ont été extravasés lors de la venue de la nappe à la base de laquelle ils se rassemblaient. E. Raguin, après avoir pensé que ces gypses étaient liés à la nappe des Schistes lustrés, se rallie finalement en 1926 à l'hypothèse d'une origine in situ et d'une accumulation consécutive au rabotage des massifs permo-houillers. La nappe ne fait pour lui aucun doute ; il en veut pour preuve le métamorphisme des calcshistes, plus intense que celui des formations briançonnaises sous-jacentes, et leur substratum de terrains absolument quelconques ; à la différence de M. Bertrand et P. Termier, il ne la fait pas venir du Grand Paradis mais d'une zone encore plus interne. F. Hermann, plus audacieux encore que ses devanciers, prétend que tous les Schistes lustrés "vrais" (à ophiolites) auraient été charriés sur les noyaux penniques de la région simplio-tessinoise, de la zone du Grand Saint-Bernard et de la zone Mont Rose - Grand Paradis - Ambin, en même temps que le cristallin de la Dent Blanche, dont ils constituent l'enveloppe et incluent des échardes (1938).

Cependant, l'application aux noyaux cristallins des idées si brillamment illustrées par E. Argand se heurte à de sérieuses difficultés. Les géologues italiens (Novarese, Franchi, Mattiolo, Stella), s'appuyant sur des levés au 1/25.000, se déclarent impuissants à les vérifier. S. Franchi par exemple soutient en 1906, et jusqu'en 1929 où il publie un mémoire important, que les massifs internes du Grand Paradis, de Dora Maira et d'Ambin sont autochtones et qu'ils représentent l'équivalent oriental métamorphique de la zone briançonnaise, ressortant en plis déversés vers l'Est. De même, vers 1950, quelques auteurs parmi lesquels J.M. Vallet, M. Gignoux, A. Amstutz, R. Michel s'élèvent contre la généralisation abusive d'un schéma tectonique dont la valeur n'était que locale. Plus près de nous encore, P. Vialon conclut à l'enracinement sur place du cristallin de la Dora Maira (1966), tandis que F. Ellenberger et ses élèves (1965) proposent une nouvelle forme



de nappes : les "nappes-écailles" (A. Michard, 1967) ; elles caractérisent le "style pennique supérieur" des massifs restés à l'état d'ectinites et ayant réagi aux efforts tectoniques de façon rigide, par un cisaillement subhorizontal ; de véritables nappes penniques n'existent que dans le massif simplon-tessinois, dont l'architecture souple est commandée par la remobilisation d'un matériel hercynien.

Quant aux Schistes lustrés, on admet actuellement dans notre région qu'ils sont allochtones, au moins à leur marge externe (F. Ellenberger, 1958 ; A. Nicolas, 1966). Leur déplacement vers l'Ouest, suivi d'un mouvement de reflux, a violemment affecté la couverture autochtone elle-même.

D. EN GUISE DE CONCLUSION :

ETAT DES CONNAISSANCES ; BUT ET PLAN DE L'OUVRAGE

Cette brève revue bibliographique permet de faire le bilan des connaissances actuelles : unité enracinée ou non, le massif d'Ambin comporte, sur un noyau hercynien éventuel, des formations carbonifères et permienes surmontées d'une couverture mésozoïque d'affinité briançonnaise. Les Schistes lustrés à ophiolites, réputés eux aussi mésozoïques et probablement allochtones s'y superposent par l'intermédiaire d'un matelas plus ou moins épais de gypses exotiques. Aucun terrain n'est daté par fossiles, à l'exception des calcaires triasiques du versant italien (A. Portis, 1889). On sait enfin que l'ensemble est de structure complexe et a subi un métamorphisme essentiellement syntectonique et biphasé.

Les différents aspects du problème, stratigraphique, pétrologique et tectonique seront successivement discutés dans les trois parties de ce mémoire. Le document de base est une carte au 1/50.000 élaborée à partir de levés au 1/25.000 du massif d'Ambin et de sa bordure de Schistes lustrés.

Première Partie

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE :

EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ANTEALPINE

## I. INTRODUCTION

Cette première partie propose une reconstitution de l'histoire volcanosédimentaire antealpine. Elle comporte la définition préalable d'un certain nombre d'unités (séries, éventuellement subdivisées en groupes) et consiste essentiellement en une étude des caractères de gisement, pétrographiques et chimiques des formations ainsi distinguées ; en l'absence presque totale de fossiles, la synthèse présentée en conclusion s'appuie sur de simples analogies de faciès.

## II. DEFINITION DES GRANDS ENSEMBLES

Avant d'aborder l'étude des coupes, nous pouvons rappeler la distinction entre série briançonnaise d'Ambin et série piémontaise des Schistes lustrés. La première sera détaillée en deux coupes en raison de l'opposition lithologique entre les deux versants. La seconde ne fera pas l'objet d'une description systématique que le lecteur pourra trouver dans l'ouvrage de A. Nicolas (1966) ; on se contentera de rappeler sommairement la lithologie des Schistes lustrés et de souligner à l'occasion leurs rapports avec le substratum.

### A. COUPE DE LA SERIE BRIANÇONNAISE SUR LE VERSANT FRANCAIS.

Du col Clapier aux rochers Carlina, par la vallée de Savine et le col du Petit Mont-Cenis, on recoupe en succession normale tous les termes briançonnais du versant français, de plus en plus fortement pentés vers le Nord-Ouest. Le terme inférieur, dont le pendage est au col Clapier à peu près horizontal, n'a été que très superficiellement entaillé par le ruisseau de Savine, dont la vallée est même suspendue au-dessus de celle d'Ambin ; notre coupe sera donc utilement complétée par celle du haut val de la Clarea, affluent rive droite de la Doire un peu en amont de Susa.

#### 1. Groupe de la Clarea.

Initialement défini par R. Michel (1956), cet ensemble tire son nom de la vallée où il est le plus profondément érodé et le plus largement exposé. Le chemin muletier qui s'élève du fond du cirque jusqu'au col Clapier en offre une coupe continue que l'on peut achever sur l'un ou l'autre versant du col. Pour des raisons d'ordre pratique on préférera cependant, après une brève interruption, reprendre cette coupe entre le lac de Savine et le pied de la muraille du mont Giusalet.

La dévinellation entre le point le plus profond que l'érosion semble avoir atteint et le sommet du groupe de la Clarea est ainsi de quelques 1 400 m, mais ce chiffre ne représente en rien l'épaisseur dont la généralité du plissement interdit toute estimation raisonnable.

L'originalité tient avant tout à la couleur grise. Quartz et feldspath sont avec le mica blanc les constituants essentiels, et suivant la teneur en phyllites le faciès est leptynique, massif, ou au contraire micaschisteux. Un examen attentif montre que la roche s'ordonne autour d'un clivage de flux régulier, plan axial de plis aigus d'axe NNW-SSE dont les charnières sont dessinées par un litage discret et les exsudats quartzeux qui s'y conforment. Au delà de cette uniformité, la partie basse du groupe de la Clarea se distingue par la présence de grenat sporadique dont les cristaux peuvent atteindre le centimètre ; quant à la partie haute, elle est caractérisée par un certain nombre de nuances texturales et minéralogiques ; dès l'altitude de 2 250 m s'intercalent en effet des horizons plus clairs, plus largement envahis par la limonite, moins riches en lentilles quartzueuses, dont le trait le plus frappant est cependant le mode d'expression de l'albite : elle n'est plus mêlée au quartz en une pâte fine et homogène mais forme des ocelles.

Enfin, notre groupe comporte ici trois niveaux basiques concordants :

- le premier, décamétrique, est recoupé par le chemin vers 1 700 m d'altitude entre les granges Bonomen et Plan Bock. Il consiste en un ensemble hétérogène d'amphibolites, dont la hornblende verte est parfois accompagnée d'un peu de grenat ou de quelques lames de biotite décolorée, avec divers termes de passage aux faciès leptyniques ou schisteux encaissants ; sa répétition doit être due à des plis d'orientation déjà indiqués mais d'un style particulier, en chevrons dissymétriques ;

- le second affleure à la côte 2 150 dans le ravin en contrebas du sentier ; il a la même importance et la même hétérogénéité d'ensemble que le premier, mais se distingue par sa compacité plus grande et surtout sa minéralogie : la chlorite, l'épidote et l'albite ocellaire s'y développent largement à côté de l'amphibole ;

- le troisième, que l'on rencontre vers 2 400 m d'altitude à proximité immédiate du chemin, a une puissance très variable de 0 à 2 m (boudinage ?) ; il est de texture presque équante, de granulométrie et de minéralogie uniformes : porphyroblastes millimétriques d'albite régulièrement semés dans un fond de chlorite et d'amphibole, avec quelques grenats.

## 2. Groupe d'Ambin.

C'est encore à R. Michel (1956) que l'on doit cette désignation : ce deuxième groupe constitue en effet l'essentiel de la pyramide terminale du Mont d'Ambin et toutes les crêtes dominant la vallée du même nom.

Après avoir suivi au pied de la falaise du Guisalet un contact à peu près horizontal, nous reprenons la coupe à la latitude des lacs Giaset, en direction du col du Petit Mont-Cenis et du pied des rochers Carlina, traversant le groupe d'Ambin sur une épaisseur apparente de 450 m.

A l'aplomb du lac de Savines, et d'une façon générale partout où les conditions d'affleurement sont médiocres, le passage, rapide certes, semble tout à fait progressif ; la concordance est de règle. Pourtant, un peu plus au Nord, le pied de la falaise permet d'observer une limite parfaitement tranchée, marquée au centimètre près.

L'unité du groupe est d'ailleurs affirmée par les caractères généraux suivants : couleur relativement claire, granulométrie plus grossière et nature détritique souvent encore manifeste (notamment à la base où s'intercalent quelques épisodes conglomératiques), paragenèse dans laquelle le quartz, l'albite porphyroblastique, le mica blanc et la chlorite ont un rôle prépondérant. Ajoutons que les lentilles d'exsédation, aussi abondantes qu'elles l'étaient dans le groupe inférieur, ne sont plus exclusivement composées de quartz mais tiennent aussi accessoirement albite, chlorite, ankérite et hématite. La roche étant plus riche en phyllites se débite plus facilement, suivant le plan d'une schistosité plus grossière toutefois ; elle semble pourtant bien résister à l'érosion, puisqu'elle forme assez généralement, au dessus des gradins peu saillants des formations de la Clarea, une falaise couronnée d'arêtes assez vives, parfois même d'aiguilles. Enfin, la linéation dominante, axe de plis aigus symétriques par rapport au plan de la schistosité, présente une orientation E-W constante. Elle est localement reprise par un système de plis d'axe NW-SE, assez ouverts, accompagnés d'un clivage de fracture occasionnel.

Les variations minéralogiques qualitatives ou simplement quantitatives de cet ensemble micaschisteux déterminent une subdivision en trois parties d'im-

portance inégale. La partie inférieure (un peu plus de 300 m) se différencie par des nuances de coloration vert sombre (chlorite) ou bleuté (hématite) ; l'albite y est abondante, particulièrement dans la première moitié où ses ocelles peuvent atteindre un demi-centimètre. Elle est surmontée en toute continuité par 60 m de formations vert pâle essentiellement quartzo-micacées, et par endroits pauvrement conglomératiques ; dans l'ensemble, la chlorite et l'albite y sont de plus en plus rares en dehors de certaines passées. Ces faciès persistent jusqu'au sommet du groupe d'Ambin, en intercalations très accessoires dans un matériel gris-sale, chloriteux, où le chloritoïde intervient en quantité notable (70 m).

‡ Tout près de la base du groupe d'Ambin se développe sur une épaisseur variant de quelques décimètres à un mètre, un niveau-repère dont le redoublement local est probablement dû au plissement : il résulte de la concentration d'un pigment charbonneux dans un fond quartzo-micacé riche en cristaux de pyrite dont la dissolution détermine à l'affleurement une texture vacuolaire et une patine d'oxyde très marquée.

Par ailleurs interviennent des épisodes basiques, très accessoires dans la zone à albite ocellaire, et dans l'horizon supérieur, beaucoup plus largement développés au sommet de l'horizon basal, quelques 750 m au Sud-Est du col du Petit Mont-Cenis. A cet endroit ce sont surtout des prasinites chloriteuses (albite ocellaire dans un fond où domine la chlorite), alternant sur 5 à 10 m avec un matériel leucocrate essentiellement quartzo-albitique, et avec les formations encaissantes.

Il convient de remarquer que si la coupe avait été poursuivie en falaise à l'aplomb du lac de Savine, elle aurait révélé une lithologie tout à fait différente :

- sur 125 m environ se développe d'abord un faciès très clair, caractérisé par la présence de rares galets et de nombreuses lentilles d'exsudation dans un fond quartzeux et assez carbonaté, pauvre en albite, dont la schistosité est due à l'orientation des cristaux d'un mica argenté et d'une chlorite vert foncé ; à sa base s'intercalent des passées métriques plus fortement phylliteuses et typiquement vertes (chlorite) ou ardoise (hématite) ; un lit métrique à patine rouille pourrait y représenter notre niveau-repère, malgré l'absence de pigment noir ;

- le groupe d'Ambin, qui ne comporte plus la moindre intercalation basique, se termine par 15 m d'un matériel comparable à celui de l'horizon supérieur de la coupe normale.

La comparaison des deux coupes nous permet de souligner l'importance et la rapidité des variations de faciès. Quant à la variation de puissance, elle est, au moins en grande partie, la conséquence de la première phase de plissement : le relief Bard-Giusalet est en effet une grande structure couchée dont la réalité est affirmée par le synclinal de la Vecchia (du col du même nom). Cet exemple permet de penser qu'en dehors de cas particuliers les épaisseurs mesurées n'ont qu'une valeur indicative ; il illustre un phénomène général déjà signalé à propos du groupe de la Clarea.

### 3. Groupe d'Etache.

C'est au Nord du massif et plus précisément dans la vallée d'Etache que ce groupe a son extension maximale, tandis qu'ailleurs il est considérablement réduit ou même inexistant.

Son épaisseur, prise sur notre coupe au pied des rochers Carlina, est de quelques 30 m. Elle est sans doute exagérée par les plis d'axe NW-SE qui ont permis plus au Nord la conservation de petits synclinaux de quartzites sus-jacents. La linéation E-W est ici très discrète.

Là encore, on passe en continuité apparente du groupe d'Ambin à celui d'Etache, dont l'originalité est pourtant tout aussi marquée : la couleur est uniformément verte en raison de l'abondance de la phengite, seul minéral important avec le quartz ; l'albite est pratiquement absente. La lithologie consiste en une alternance irrégulière de schistes sériciteux et de métaconglomérats. Les schistes doivent à leur granulométrie et à leur richesse en mica un clivage facile suivant des plans satinés ; dans les conglomérats, au contraire, le débit est plus difficile et grossier ; la pâte de quartz saccharoïde est pailletée de mica et tachée par quelques grains de carbonate brunissant ; elle englobe de petits galets de quartz rose ou laiteux dont l'apparition sera le critère conventionnel déterminant la limite inférieure du groupe ; ils sont peu nombreux à cet endroit.

Le grain s'affine vers le haut, aussi bien dans les schistes que dans les termes détritiques les plus grossiers qui évoluent vers des quartzites.



#### 4. Quartzites.

Il est inutile de caractériser ce groupe par l'emploi d'un nom de localité : les quartzites en effet, par leur extension à l'ensemble du domaine briannonnais, la constance de leur faciès et leur attribution stratigraphique unanimement acceptée, constituent un repère d'importance régionale, parfaitement connu.

Ils forment, sur une épaisseur approximative de 120 m, la base des falaises Bellecombe-Carlina.

Le régime détritique fin s'instaure tout à fait graduellement, et l'on passe véritablement aux quartzites par disparition des schistes verts, réduits en quelques mètres au rôle de simples joints. Les quartzites sont remarquablement homogènes, très fins, bien que tenant encore à la base quelques dragées de quartz, semés de paillettes d'un mica vert pâle. Ils se débitent en dalles régulières d'épaisseur variable, en moyenne décimétrique, portant parfois une très vague linéation EW, ou un gaufrage plus net, axé NW-SE ; aucun plissement ne semble les affecter.

#### 5. Ensemble calcaréo-dolomitique.

La partie terminale de la série d'Ambin doit son unité à sa nature carbonatée. L'expression de "groupe" ne saurait pourtant lui convenir, puisqu'elle représente en fait un ensemble de termes bien différenciés, ayant déjà fait l'objet d'une interprétation stratigraphique.

C'est précisément sur la transversale choisie que la coupe est la plus complète et la mieux exposée et, si l'on excepte quelques plis grossièrement méridiens, les traces de déformation y sont à l'échelle mésoscopique discrètes et locales. A l'angle formé par la crête des rochers Carlina, la succession est de bas en haut la suivante :

- calcaires phylliteux noirs, et brèches de même couleur (5 à 6 m) ;
- calcaires et dolomies massifs (90 m) ;
- calcaires marmoréens phylliteux, noirs, et brèches de même couleur (7 à 8 m) ;
- brèches blanches (10 à 12 m) ;
- marbres chloriteux (3 à 4 m) ;
- calcschistes noirs (1 à 2 m).

Sans entrer dans les détails d'une stratigraphie qui sera discutée plus loin, on peut dès à présent indiquer que les deux premiers termes sont indiscutablement triasiques, tandis que les suivants seraient postérieurs au Trias.

#### 6. Complexe salifère.

Le relief Bellecombe-Carlina s'atténue très vite vers le Nord, où il paraît s'envoyer sous une zone de topographie molle, doucement élevée en direction du col de Sollières. Un rapide parcours de cette région montre que la ligne grossièrement méridienne qui partage les eaux entre la cuvette du Mont-Cenis et la vallée d'Ambin correspond à une culmination axiale ; les termes calcaires y affleurent très haut dans la pente, sous une carapace de cargneules. A l'Est et à l'Ouest au contraire, respectivement vers le Mont-Cenis et la Maurienne, ils disparaissent sous une accumulation de cargneules, de gypse et d'anhydrite, mêlés de minces intercalations carbonatées ou schisto-gréseuses. Ces formations sont à leur tour surmontées et typographiquement dominées vers le Nord par les calcschistes de la série des Schistes lustrés, formant la vigoureuse arête mont Froid-pointe Clairy. Elles sont datées du Trias (restes d'Equisetum) et occupent une position normale, compte tenu de l'âge post-triasique de certaines de leurs assises.

#### B. COUPE DE LA SERIE BRIANCONNAISE SUR LE VERSANT ITALIEN.

De la vallée de la Doire, à environ 2 km au Nord-Est de Salbertrand, une route militaire s'élève au flanc de la montagne en direction de l'Ouest-Sud-Ouest. Elle offre dans sa partie terminale, entre le point où elle franchit le rio Secco à une altitude voisine de 1 650 m et le mont Pramand, une coupe continue du versant italien, depuis le groupe de la Clarea jusqu'aux Schistes lustrés.

##### 1. Groupe de la Clarea.

Il affleure sur une épaisseur de 500 m environ, avec les mêmes caractères généraux que dans la première coupe : la couleur est bleu-ardoise ; la paragenèse est dominée par le quartz, le plagioclase et le mica blanc, parfois accompagnés d'un peu de biotite ; la lithologie varie entre un pôle micaschisteux et un pôle

leptynique ; enfin, la texture est gouvernée par un clivage de flux extrêmement régulier, plan axial de plis d'axe NE-SW si serrés qu'ils passeraient facilement inaperçus en l'absence d'exsudats quartzeux.

Là encore, les assises les plus profondes sont semées de gros grenats que l'on ne voit d'ailleurs pas sur le chemin, mais de part et d'autre, dans le lit du torrent. Par contre, le faciès particulier que l'on avait défini au sommet se différencie mal ici en raison, semble-t-il, de l'importance prise par les leptynites.

Quant aux formations basiques, elles sont représentées par des amphibolites dont le triple niveau (8, 50 et 7 m respectivement) équivaut probablement à celui des granges Bonomen dans la première coupe. Il s'en distingue par la présence de glaucophane, et par l'abondance de l'épidote et de la biotite, assez fortement décolorée.

## 2. Groupe d'Ambin.

En l'absence de falaise, la limite reste imprécise ; en une vingtaine de mètres la teinte générale s'éclaircit, en même temps que s'efface la texture régulièrement planaire qui était jusqu'alors de règle. La linéation dominante prend brusquement une orientation E-W, mais elle reste discrète dans la zone de passage et l'indétermination n'est vraiment levée que par l'apparition des premiers et rares galets.

Les métamorphites qui constituent ici le groupe d'Ambin ne présentent qu'une vague parenté avec celles décrites en France. On peut y distinguer trois parties dont les épaisseurs respectives sont à peu près de 45, 45 et 70 m.

La fraction inférieure est formée de micaschistes peu cohérents, se débitant très facilement en copeaux irréguliers. Le fond quartzeux et légèrement carbonaté en est cloisonné par des joints tenus de mica argenté à vert pâle, que l'abondance éventuelle d'oligiste nuance respectivement de gris tourterelle ou de vert sombre ; l'albite prophyroblastique y est rare ; les lentilles d'exsudation y sont composées de quartz, albite, chlorite, carbonate brunissant, oligiste.

La fraction moyenne est plus compacte car moins riche en phyllites ; dans les quelques joints qui persistent, une biotite partiellement ou totalement décolorée accompagne le mica blanc. La pâte, grisâtre et piquetée de rouille, est es-

sentiellement formée de quartz et d'un feldspath à patine rose assez uniforme. Au sommet, ce matériel alterne avec des prasinites chloriteuses et avec des roches claires très riches en albite ; le rubanement résultant est identique à celui qui a été signalé dans la vallée de Savine .

La dernière fraction est caractérisée par la présence de leptynites à grain fin, roches claires à peine orientées, sans débit particulier. La pâte est essentiellement quartzo-feldspathique, parsemée de quelques paillettes d'un mica vert pâle, et de points d'oxyde pulvérulent, produit d'altération probable d'un carbonate qui emplissait également les fissures. De petites concentrations d'hématite crypto-cristalline y déterminent parfois des taches bleu-violacé. Cette formation n'a pas l'homogénéité qu'on lui connaît ailleurs. Certes, les leptynites dominant largement dans la moitié inférieure où les éléments étrangers se réduisent à quelques récurrences basales du faciès moyen ; mais dans la partie haute, elles alternent avec des matériaux très phylliteux dans lesquels on reconnaît quartz, albite, mica blanc, chlorite et carbonate.

### 3. Quartzites.

Ils affleurent sur 25 m environ et tiennent à leur base une grande quantité de mica vert pâle, disposé en cloisons entre des amygdales de quartz laiteux, légèrement ankéritiques. Par comparaison avec la première coupe, on a le choix entre trois solutions : incorporer cette assise micaschisteuse (3 m) au groupe des quartzites, la considérer comme l'équivalent d'un groupe d'Etache réduit, en faire l'extrême sommet du groupe d'Ambin. C'est en fait cette dernière hypothèse qui semble le mieux s'accomoder des observations de terrain et d'une ressemblance marquée avec les ultimes niveaux du groupe d'Ambin en France, récurrences de l'horizon moyen.

A l'approche des véritables quartzites, le mica blanc est réduit très rapidement au rôle de constituant secondaire. Corrélativement, la schistosité s'estompe ; le débit est alors guidé par le plan du litage et par les lithoclasses : il détermine des dalles ou des blocs parallélépipédiques portant toujours la trace d'une légère linéation E-W. En toute rigueur, les quartzites blancs si caractéristiques de cette formation s'accompagnent ici d'un faciès vert plus riche en phyllites. L'ensemble est semé de quelques grains ou galets de quartz blanc ou rose et entrelardé de lentilles quartzeuses d'exsudation.

#### 4. Ensemble calcaréo-dolomitique.

Il est sans aucun doute représenté par l'alternance de schistes fins et de calcaires phylliteux visible sur les quartzites entre le deuxième et le troisième virage de la route, et plus bas dans la pente.

L'identification des constituants est rendue impossible par les mauvaises conditions d'affleurement, le plissement aigu, et de rapides variations de faciès peut-être dues au métamorphisme. Par comparaison avec la série de Bellecombe, on doit cependant admettre une réduction considérable d'épaisseur (quelques mètres au total) et une lacune de la plupart des termes.

#### 5. Complexe salifère, et parautochtone briançonnais.

Entre la série briançonnaise normale et les schistes lustrés qui forment la calotte du Mont Pramand, s'intercale un puissant niveau carbonaté (60 m), équivalent manifeste des calcaires et dolomies triasiques de Bellecombe. Il est souligné par un liseré de cargneules, et surmonté par quelques mètres de gypse : c'est donc un élément parautochtone lié à un mince Trias salifère.

### C. LA SERIE PIEMONTAISE DES SCHISTES LUSTRES.

La stratigraphie des Schistes lustrés à ophiolites est encore inconnue. Aussi, en l'absence de repère, la description n'aura-t-elle pas d'autre but que de donner une idée d'ensemble de la lithologie, en dehors de toute considération chronologique.

C'est au contre-fort de Rochemelon, sur la rive gauche de la Cenischia, entre Novalesa et Susa, qu'on peut en faire l'échantillonnage le plus complet. Le faciès dominant est celui de calcshistes gris-ardoise, faciès à débiter suivant le plan d'une schistosité régulière, d'autant mieux marquée que le fond carbonaté souvent un peu gréseux est plus riche en mica blanc et chlorite ; ce sont les schistes lustrés proprement dits. Dans leur masse s'intercalent accessoirement en toute concordance des termes nettement différenciés par leur chimisme :

- acide en ce qui concerne les "gneiss du Charbonnel" de R. Michel, matériel surtout quartzo-albitique et discrètement folié, car mal pourvu en phyllites (mica blanc dominant) ;

- basique pour les faciès prasinitiques, assez bien caractérisés ici par la présence d'albite ocellaire sur un fond vert où dominant tour à tour la chlorite, l'amphibole et l'épidote ;

- ultra-basique enfin pour les serpentinites, représentées au Sud-Est de Novalesa par un petit massif lenticulaire.

Les Schistes lustrés, au sens le plus large du terme, gardent tout particulièrement l'empreinte de l'épisode tectonique de style isoclinal, sous la forme de linéations variées et de plis dont l'amplitude peut atteindre le kilomètre.

#### D. SCHEMA RECAPITULATIF.

La synthèse de ces diverses observations fait apparaître, de bas en haut, la succession schématique suivante :

- Série briançonnaise d'Ambin.

Groupe de la Clarea

Groupe d'Ambin

Groupe d'Etache

Quartzites

Ensemble calcaréo-dolomitique et salifère.

- Série piémontaise des Schistes lustrés.

### III. GROUPE DE LA CLAREA

#### A. GISEMENT.

##### 1. Extension.

En raison de sa position stratigraphique et de la structure en grossière coupole du massif, le groupe de la Clarea affleure surtout au centre, sur une épaisseur maximale apparente de quelques 1 400 m, exagérée par le plissement dans une mesure qu'il est impossible de préciser. Son plancher n'est pas visible, même dans la profonde vallée italienne de la Clarea à laquelle il doit son nom (Michel, 1956).

##### 2. Faciès constituants.

La formation consiste en une série homogène de micaschistes gris, riches en exsudats siliceux, dont les 100 à 200 derniers mètres se distinguent cependant de leur soubassement grâce en particulier à une teinte générale plus claire, à un mode d'expression différent de l'albite, et à l'abondance éventuelle de petites caries brunes, restes d'un carbonate oxydé. Cette limite, souvent trop subtile pour être représentée sur la carte, recoupe obliquement la stratification elle-même indiquée par une légère différenciation en faciès leptyniques et schisteux.

A la partie inférieure, des gneiss à deux micas et grenats constituent, au sein des micaschistes dans lesquels ils se fondent progressivement, des lits rares et peu épais (métriques à décamétriques).

Le groupe de la Clarea comporte enfin, sur le versant italien, des intercalations basiques à contact assez franc, concordant avec la stratification du fond continu indiquée par de légères variations lithologiques : ce sont surtout des amphibolites, dont les bancs peu nombreux (métriques à décamétriques) se groupent en un seul horizon, constant quoique discontinu, parfois répété par les plis. La limite nord de leur extension coïncide avec une ligne directrice de la structure, traversant le massif du Nord-Est au Sud-Ouest à peu près dans la région frontalière.

## B. PETROGRAPHIE.

### 1. Faciès micaschisteux et gneissiques.

a. Micaschistes albitiques de la partie inférieure du groupe.

Faciès-type : Ech. 2491 B (fig. 1 a) ; x = 955 450, y = 326 250.

#### Description macroscopique.

La teinte générale est gris-bleuté. L'abondance du mica blanc dans un fond saccharoïde dont on devine la richesse en quartz a pour conséquence une certaine fissilité ; la division se fait suivant des surfaces argentées, accidentées de légers gradins qui trahissent l'intersection aigue de deux familles de plans.

#### Composition modale en volumes.

quartz	25,9	grenat	2,4
albite	8,7	calcite	0,6
muscovite phengitique	41,3	rutile	1,9
chlorite	0,6	apatite	0,2
chloritoïde	0,6	zircon	< 0,1
glaucophane*	9,9	minerai	1,1
épidote**	6,8		

#### Micrographie.

L'albite, chargée de séricite (13,9 %) et d'épidote, dérive manifestement d'un ancien plagioclase dont on peut estimer à 34 % le volume initial, et qui constituait avec le quartz un fond granoblastique. La roche est cloisonnée par de grandes lames de muscovite phengitique (22,6 %), et par les fantômes d'une ancienne biotite (11 %) totalement transformée en un mélange de mica blanc (4,8 %) et de glaucophane, avec exsudats opaques. La chlorite joue un rôle accessoire dans cette altération, et d'une façon générale dans l'ensemble de la roche où elle corrode par ailleurs légèrement les grenats. Le minerai est pour une part en plages assez grandes (hématite), donnant naissance à du rutile comme les exsudats déjà

\* Le terme de glaucophane est employé dans un sens large pour désigner indifféremment le glaucophane et la crossite.

\*\* De la même façon, le terme d'épidote est appliqué à différents minéraux de la série épidote sensu stricto-clinozoïste.



notés, et pour une autre sous forme de minuscules cristaux dont les accumulations soulignent la foliation et confèrent sans doute au matériau sa couleur grise caractéristique. Le chloritoïde est assez bien représenté par de petites tablettes inégalement réparties et disposées sans orientation, tandis que les bavures de calcite n'ont aucune importance, de même que les cristaux d'apatite et de zircon.

b. Gneiss de la partie inférieure du groupe.

Faciès type : Ech. 2291 A (fig. 1 b) ; x = 955 600, y = 326 600.

Description macroscopique.

L'originalité est due à l'abondance de lames de biotite fraîche, régulièrement semées dans un fond felsitique clair, un peu bleuté, à grenats à peine distincts. Le débit, difficile, se fait suivant des plans discrètement argentés (mica blanc), marqués d'une vague linéation par suite de l'obliquité des cristaux de biotite disposés grossièrement en zone.

Composition modale.

quartz	41,5	épidote	1,9
albite + oligoclase	33,1	grenat	0,8
muscovite phengitique	12,4	rutile	0,6
biotite brune	5,9	apatite	0,3
chlorite	0,7	zircon	< 0,1
chlorite oxydée	1,4	minerai	1,4
glaucophane	< 0,1		

Micrographie.

Quartz et plagioclase se mêlent en un support granoblastique, sensiblement équi-granulaire, dont l'uniformité est rompue par des exsudats siliceux de cristallisation plus large. Le plagioclase est l'objet d'une très légère altération sériciteuse (4,4 % du mica blanc) et contient de petits amas de cristaux informes d'épidote, souvent parcourus d'un système de fins canalicules ; c'est pour une part de l'albite, pour l'autre de l'oligoclase. Les tablettes de biotite sont dans l'ensemble d'une remarquable fraîcheur et ne présentent qu'exceptionnellement des traces de chloritisation ; elles suivent, comme les minces lamelles de mica blanc, une orientation assez stricte, sans définir de joints marqués. Les grenats sont un peu

plus sensibles à l'altération chloriteuse, et le minerai marque pour sa part le début d'une évolution en rutile, au moins dans sa fraction grossière (hématite), car il est également représenté par une poussière de minuscules cristaux groupés en écharpes ou nuages. La roche tient encore des prismes d'apatite assez nombreux, de rares zircons, un peu de glaucophane colmatant les fractures de certains grenats, de la chlorite brune, produite par l'oxydation de la chlorite verte, banale.

c. Micaschistes albitiques de la partie supérieure du groupe.

Faciès-type : Ech. 5863 (fig. 1 c) ; x = 959 900, y = 330 000.

Description macroscopique.

Quartz et phyllites constituent une trame inégalement grêlée par des ocelles albitiques bleutées, mal définies, boursouflant les plans de schistosité, et tachetée de minuscules caries brunes d'ankérite oxydée. Le matériau résultant a une couleur grisâtre, plombée, un aspect granuleux, une faible cohésion.

Composition modale.

quartz	18,9	allanite	< 0,1
albite	14,5	ankérite	1,1
muscovite phengitique	36,7	rutile	1,3
biotite verte	8,3	zircon	< 0,1
chlorite	1,3	apatite	0,4
chlorite oxydée	6,7	minerai	3,1
glaucophane	7,7		

Micrographie.

Des lits à dominance quartzreuse alternent en une structure granolépido-blastique assez confuse avec des cloisons épaisses de mica blanc auxquelles le glaucophane s'associe de préférence. Les prismes épars de cette amphibole sont diversement épigénisés en biotite verte, et surtout en chlorite ultérieurement oxydée. Comme dans la partie basse du groupe, le minerai est à la fois sous forme de plages assez grandes et de traînées poussiéreuses, plus ou moins sineuses et continues conformément à la foliation ; il est assez généralement changé en rutile, massif ou aciculaire. Cette trame est envahie poeciloblastiquement par l'ankérite et l'albite ; le carbonate est en cristaux imparfaits, presque totalement oxydés, le plagioclase

en larges ocelles assez mal définies, incluant des reliques de tous les autres minéraux, et en particulier criblées de résidus quartzeux. La paragenèse comporte également de rares grains prismatiques d'allanite, un peu d'apatite, quelques zircons.

d. Relations entre ces différents faciès - Variations.

Les deux faciès présentés comme types de la partie inférieure sont liés par tous les intermédiaires possibles. L'un dérive de l'autre par une altération sélective dont les caractères essentiels ont déjà été indiqués : oligoclase, biotite et minerai se transforment ainsi progressivement ; la biotite, le glaucophane et le grenat dont les cristaux peuvent atteindre 1 cm de diamètre sont ultérieurement l'objet d'une chloritisation assez générale, mais légère ; le chloritoïde s'ajoute fréquemment aux produits de cette transformation en quantité accessoire, de même que les carbonates (ankérite et surtout calcite) ; la biotite verte reste rare. Il n'y a pas de modification sensible de la structure, de sorte qu'on peut reconnaître la paragenèse originale, même dans les termes les plus évolués.

A la partie supérieure, la filiation est encore indéniable. La réorganisation structurale est cependant plus complète, et les vestiges de l'état gneissique antérieur moins évidents (mica blanc, biotite plus ou moins décolorée, grenat sporadique, minerai remplacé par du rutile puis éventuellement du sphène). Le plagioclase (une albite) n'est plus incorporé au fond de la roche comme il l'était plus bas, mais s'exprime en poeciloblastes globuleux. L'amphibole bleue cristallise plus largement, indépendamment de toute espèce préexistante ; elle est dans l'ensemble fortement altérée en chlorite, chlorite oxydée, biotite verte. Le chloritoïde est présent dans les mêmes conditions, mais l'ankérite est plus abondante, et l'épidote fait place à l'allanite. La jadéite a pu figurer aux côtés du glaucophane comme en témoignent de rares reliques.

En définitive, les distinctions pétrographiques établies reflètent simplement l'évolution métamorphique complexe d'un matériel initialement homogène dont la seule différenciation se traduit à petite échelle par une légère variation de la teneur en quartz et feldspath dans les limites de pôles leptyniques et schisteux.

## 2. Faciès basiques.

### a. Amphibolites.

Faciès-type : Ech. 3992 (fig. 1 d) ; x = 961 900, y = 327 750.

#### Description macroscopique.

En raison de la finesse relative du grain, le seul minéral reconnaissable à l'oeil nu est l'amphibole, dont les prismes ont leurs axes C parallèles à un même plan. Cette disposition détermine, au sein d'une matière homogène, vert sombre, une foliation régulière sur laquelle ne se dessine aucune linéation.

#### Composition modale.

quartz	0,5	calcite	0,6
albite	10,7	sphène	5,6
mica blanc	0,4	rutile	< 0,1
chlorite	1,2	apatite	< 0,1
hornblende verte	59,7	pyrite	0,7
glaucophane	0,4	mineral	< 0,1
épidote	20,2		

#### Micrographie.

La lame mince confirme la stricte orientation planaire de l'amphibole, une hornblende verte dont quelques rares cristaux sont en partie remplacés par du glaucophane. Elle révèle en outre la présence d'une albite dans laquelle se concentre la majeure partie de l'épidote, sous la forme de prismes squelettiques étroitement enchevêtrés ; cette espèce est encore représentée par des grains plus largement cristallisés, sans localisation particulière. Les lits feldspathiques, plus ou moins lenticulaires, mal définis, s'étirent dans la direction déjà notée, au même titre d'ailleurs que les minces lentilles de quartz d'exsudation et les quelques bavures de calcite. Le sphène, dont les cristaux fuselés ont parfois un petit noyau de rutile, obéit lui aussi à ce contrôle structural. La chlorite et le mica blanc sont sans importance ; leurs fines lames sont prises entre les amphiboles ou dans leurs clivages. Les minerais jouent également un rôle très accessoire : pyrite xénomorphe et minuscules cristaux, peut-être d'hématite. L'apatite est exceptionnelle.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

b. Glaucophanites.

Faciès-type : Ech. 13 121 D (fig. 1 e) ; x = 956 000, y = 316 950.

Description macroscopique.

On ne distingue, dans un fond glaucophanique noirâtre, que des concentrations d'épidote uniformément allongées et aplaties, d'importance très variable, dont la juxtaposition éventuelle détermine des lits irréguliers. La linéation est fortement marquée.

Composition modale.

quartz	< 0,1	épidote	35,1
albite	0,6	calcite	0,4
mica blanc	2,0	sphène	4,7
chlorite	3,3	rutile	1,0
actinote	< 0,1	apatite	2,0
glaucophane	50,9	pyrite	< 0,1

Micrographie.

Glaucophane et épidote représentent l'essentiel du volume d'une roche de structure grano-nématoblastique. La ségrégation de l'épidote est moins nette qu'il n'y paraissait à l'oeil nu. Les deux minéraux forment un amalgame étroit auquel s'incorporent l'apatite, le sphène et le rutile ; l'apatite, abondante, est en sections isométriques ou un peu allongées, sans angles vifs, le sphène en plages compactes sans forme particulière, dont le rutile constitue généralement le noyau. Les autres espèces sont en position interstitielle : du quartz très rare, un peu de calcite, de pyrite, de petites concentrations de lames chloriteuses parfois manifestement dérivées de biotite, et surtout un fond albitique transparaissant sous un tissu assez serré de paillettes de mica blanc.

c. Prasinites.

Faciès-type : Ech. 2074 (prasinite amphibolique, fig. 1 f) ; x = 965 850,  
y = 330 350.

Description macroscopique.

Matrice verte très fine, grêlée de petites ocelles d'albite plus claires, à cassure miroitante, dont la répartition inégale dessine un litage mal défini suivant lequel la roche peut être assez facilement divisée ; les surfaces

ainsi mises en évidence doivent leur éclat soyeux au parallélisme de minuscules paillettes chloriteuses et de fibres d'amphibole.

Composition modale.

quartz	0,4	glaucophane	29,6
albite	42,5	épidote	2,1
mica blanc	0,4	grenat	0,1
chlorite	19,4	sphène	3,9
chlorite oxydée	0,2	rutile	0,1
actinote	29,6	apatite	0,8

Micrographie.

Tout se passe comme si l'albite avait remplacé sélectivement une trame préexistante de chlorite et d'amphibole. Ses ocelles compactes, à bord discrètement festonné, paraissent recouper à l'emporte-pièce le tissu chloriteux vaguement lépidoblastique, tout en respectant son armature d'aiguilles parallèles d'actinote. Incluses dans le plagioclase, celles-ci forment parfois des faisceaux dont l'allure générale évoque encore la forme prismatique d'un glaucophane initial, effectivement conservé sous forme de reliques. Ce dernier minéral témoigne d'un état antérieur, comme le grenat dont persistent quelques résidus. La teneur en épidote est faible, inférieure même à celle du sphène dont les cristaux fuselés, à rare noyau de rutile, sont uniformément distribués et se conforment à l'orientation générale. L'apatite est relativement abondante mais le quartz et le mica blanc sont typiquement réduits à l'état de traces. Enfin, quelques mouches de chlorite brune poussent sur la chlorite banale.

d. Marbres à silicates.

Faciès-type : Ech. 2192 (fig. 1 g) ; x = 962 400 ; y = 327 300.

Description macroscopique.

La pâte est de calcite blanche, assez largement cristalline. Les minéraux colorés y définissent par leur répartition un rubanement millimétrique discret mais régulier ; parmi eux, seule l'amphibole peut être reconnue avec certitude à un tel examen.

Composition modale.

quartz	0,3	grenat	0,2
albite	8,7	calcite	50,7
mica blanc	< 0,1	sphène	1,8
chlorite	1,7	tourmaline	0,5
hornblende bleu-vert	21,9	apatite	< 0,1
glaucophane	4,6	magnétite	< 0,1
épidote	9,3	pyrite	0,3

Micrographie.

Les lits colorés rassemblent dans un support carbonaté de structure diablastique tous les autres minéraux, ceux même qui constituent l'amphibolite encaissante ; l'apatite est seule ubiquiste. L'amphibole est un glaucophane largement auréolé de hornblende bleu-vert. Elle s'accompagne d'un cortège de minéraux variés : épidote en plages d'apparence granuleuse et sale : sphène sous sa forme la plus banale de cristaux fuselés ; albite dont les porphyroblastes amiboïdes, parfois faculés de quartz, sont spécialement liés aux amphiboles ; la hornblende, pour sa part, se résout dans le feldspath en faisceaux d'aiguilles. On note encore quelques lames chloriteuses, notamment sur le glaucophane, et quelques petits nids de mica blanc, de gros prismes de tourmaline fortement zonés, de rares et minuscules grenats automorphes, un peu de magnétite octaédrique et de pyrite corrodée.

## e. Relations entre ces différents faciès. Variations.

Amphibolites et glaucophanites passent de façon progressive aux gneiss et micaschistes respectivement, par l'intermédiaire de gneiss à deux micas et hornblende et de micaschistes riches en glaucophane et épidote. Leurs formes les mieux caractérisées ont les mêmes traits structuraux : litage fréquent tel celui qui résulte de la ségrégation du glaucophane et de l'épidote dans la glaucophanite-type, schistosité régulière accompagnée d'une orientation linéaire éventuelle de l'amphibole, variantes à gros grains parfois assez évocatrices d'un ancien matériau grenu. Du point de vue minéralogique, un certain nombre d'espèces se retrouvent de la même façon dans les deux types de roches : grenat, calcite, rutile et sphène associés ; le reste de la paragenèse est gouverné par la transformation de l'oligoclase et de la hornblende en albite, souillée de séricite aux premiers stades de l'altération,

en amphibole sodique, et en épidote progressivement mieux cristallisée et plus riche en fer. Il y a donc variation continue de faciès.

Le groupe des prasinites est fait des variétés habituelles : l'actinote, la chlorite et l'épidote y dominant tour à tour dans une trame recoupée par des poeciloblastes plus ou moins nombreux d'albite, et très largement envahie par la calcite le cas échéant. Ces irrégularités de la composition se traduisent localement par une vague texture litée, seule anisotropie structurale marquante. Les types bien caractérisés sont pourtant rares car le quartz et le mica blanc sont souvent en quantité notable, marquant ainsi la transition à des micaschistes albitiques ; la présence assez générale de glaucophane à divers stades d'une altération chloriteuse et amphibolique permet de voir dans les glaucophanites l'origine d'une partie au moins des prasinites.

Par leur extrême rareté et leur volume négligeable (lits centimétriques isolés), les marbres restent une simple curiosité. Ils peuvent avoir une composition minéralogique qualitative identique à celle des amphibolites auxquelles ils sont associés (c'est le cas du faciès-type), ou différente ; ainsi, dans un autre échantillon, un pyroxène calcique se mêle à la hornblende et à un peu de sphène, dans un liant de calcite granoblastique dont les lits alternent avec des lits de quartz fortement engrenés.

La diversité des faciès s'explique là encore par les transformations métamorphiques subies ; le litage est aussi, dans une large mesure, la conséquence de ces transformations sur une échelle plus petite. Les amphibolites, glaucophanites et prasinites proviendraient ainsi d'un matériau peu différencié qui se mêlait à sa bordure, sur une faible épaisseur, aux formations encaissantes.

## C. PETROCHIMIE

### 1. Faciès micaschisteux et gneissiques.

Le tableau 1 présente la liste des 16 analyses disponibles ; 10 sont nouvelles et viennent s'ajouter au 5 déjà présentées par S. Lorenzoni (1965) ; la dernière est celle des micaschistes de l'Arpont en Vanoise méridionale, étudiés par F. Ellenberger (1958).



Du point de vue chimique, ces roches constituent un ensemble homogène ; notamment, il ne semble pas y avoir de différence de composition entre la base et le sommet du groupe de la Clarea. La richesse en soude est leur caractère le plus remarquable : 11 échantillons ont en effet plus de soude que de potasse et les teneurs moyennes sont respectivement de 3,33 et 2,53 %. Parmi les roches sédimentaires, cette particularité distingue les grauwackes des grès et des schistes (Pettijohn, 1957) ; de fait, la moyenne de nos analyses (n° 17) est comparable à la composition moyenne de 23 grauwackes présentée par cet auteur et rappelée dans notre premier tableau (n° 18). Il importe enfin de noter que sur ce point les formations de la Clarea s'opposent à tous les matériaux carbonifères ou éopremiens (antesaaliens) de la Zone houillère, dont l'énorme majorité tient plus de potasse que de soude (J. Fabre, 1961 ; R. Feys, 1963).

## 2. Faciès basiques.

La figure 2 montre que les échantillons recueillis ont une composition chimique d'amphibolite, à l'exception de deux d'entre eux (n° 6 et 10) dont la richesse en épidote peut être une lointaine conséquence de la différenciation magmatique. Le problème de leur origine est donc posé dans les termes habituels et peut recevoir une des deux solutions classiques :

- transformation métasomatique d'un matériel quelconque ;
- recristallisation topochemique d'un matériel sédimentaire ou éruptif de composition appropriée.

P.M. Orville a expliqué (1969) comment une pélite riche en carbonate, prise dans un assez large éventail de composition, pouvait se transformer en une amphibolite par le jeu d'échanges limités avec une roche pélitique non carbonatée. Les indices d'un tel processus métamorphique indiqués par l'auteur font ici défaut :

- la présence de marbres ou de lits à silicates calciques est tout à fait exceptionnelle dans nos amphibolites, qui sont d'une façon générale relativement peu litées ;
- l'encaissant ne présente aucun indice apparent d'une modification chimique éventuelle ; il ne semble pas en particulier avoir été enrichi en calcium si l'on en juge à l'importance et à la nature du plagioclase ;

- la biotite semble plus fréquente et abondante à proximité des amphibolites, tandis que le mica blanc joue un rôle plus effacé ; mais il convient de se rappeler que le mica noir a été beaucoup plus largement répandu dans le groupe de la Clarea qu'il n'y paraît actuellement, et qu'il se développe par ailleurs abondamment en l'absence de toute amphibolite (vallée d'Ambin).

Il s'agirait donc plutôt d'un métamorphisme topochimique, le problème restant alors celui de la nature du matériel initial : roche sédimentaire argilo-carbonatée ou roche ignée basique ? L'indétermination ne saurait être levée grâce à une méthode du genre de celle proposée par B.E. Leake (1964), en raison du nombre trop faible d'analyses disponibles pour le massif d'Ambin (tableau 2) et les régions homologues voisines. Mais on peut avoir recours à un autre type de solution qui consiste à situer une analyse ou un petit groupe d'analyses par rapport à un niveau de concentration considéré comme discriminant :

- ainsi les teneurs en Ti, Cr et Ni sont significativement élevées dans les orthoamphibolites ; pour  $TiO_2$ , la valeur de 1 % peut être prise comme limite approximative entre les roches sédimentaires à composition d'amphibolite et les roches éruptives (voir à ce propos B.W. Evans et B.E. Leake, 1960 ; K.R. Walker et al., 1960) ; or, 7 des 10 échantillons examinés ont plus de 1 % de  $TiO_2$  et la moyenne est de 1,24 % ; pour ce qui est du Cr et du Ni, B.E. Leake, (1964) indique que des teneurs respectivement supérieures à 250 et 200 p.p.m. trahissent une origine probablement éruptive ; il en est précisément ainsi pour les sept analyses nouvelles (tableau 2) ;

- le paramètre k de Niggli est invoqué comme autre critère déterminant par B.W. Evans et B.E. Leake (1960) : les matériaux sédimentaires étudiés par ces deux auteurs ont tous un paramètre supérieur à 0,50, alors que les produits éruptifs sont caractérisés par des valeurs nettement plus basses que la limite ainsi suggérée ; appliqué aux formations de la Clarea, ce test est à son tour significatif d'une origine "ortho" (moyenne : 0,15 ; maximum : 0,27) ;

- B. Moine et H. de la Roche (1968) portent en coordonnées rectangulaires  $Al + Fe + Ti/3 - K$  en fonction de  $Al + Fe + Ti/3 - Na$  ; ce mode de représentation fait distinctement apparaître les champs des diverses roches-mères possibles ; nos roches se situent dans le domaine éruptif d'un tel diagramme (fig. 3).

#### D. CONCLUSION

Le groupe de la Clarea est un ensemble de micaschistes comportant à sa base quelques intercalations de gneiss rélictuels. Des amphibolites, mêlées à des glaucophanites et prasinites d'importance subsidiaire, y définissent sur le versant italien, un horizon concordant avec la stratification.

Ces roches ont subi une recristallisation intense et ne gardent de ce fait que de rares vestiges de leur état initial ; leur variété reflète essentiellement les diverses étapes d'une évolution dont l'examen pétrographique suggère le caractère polymétamorphique.

Les considérations d'ordre chimique permettent d'avancer l'hypothèse d'une série sédimentaire flyschöide, sans équivalent dans la Zone houillère non métamorphique ; les amphibolites représenteraient le produit d'un magmatisme basique, effusif ou explosif, témoignant par leur extension limitée de particularités paléogéographiques locales. S. Lorenzi (1965) interprète de la même façon le fond micaschisteux, mais propose pour les amphibolites une origine "para".

#### IV. GROUPE D'AMBIN

##### A. GISEMENT.

##### 1. Extension. Relations avec le groupe de la Clarea.

Le groupe d'Ambin, tel qu'il a été défini par R. Michel (1956), fait à celui de la Clarea une carapace rongée par l'érosion ; il forme ainsi une auréole presque continue dont la largeur est essentiellement contrôlée par des facteurs structuraux, et constitue au coeur de la région étudiée la plupart des sommets, notamment le mont d'Ambin. Son épaisseur, de l'ordre de 150 m en moyenne, est sujette à des variations importantes dans lesquelles on ne peut distinguer la part de la sédimentation de celle de la tectonique, de toute façon prépondérante.

Les deux groupes paraissent souvent en continuité stratigraphique. De bonnes conditions d'observation révèlent pourtant la brutalité de leur contact ; c'est en particulier le cas dans la vallée de Savine, au pied du saillant Bard-Giusalet. Ce contact a une origine stratigraphique indéniable, mais il a pu rejouer localement, comme dans les parois du Grand Cordonnier au Nord du glacier Sommeiller ; à cet endroit, il est en effet jalonné de paquets peu épais de véritables mylonites et souligné par une minéralisation sulfurée. La concordance est de règle à l'échelle de l'affleurement, mais elle n'est qu'apparente puisque la base du groupe d'Ambin n'est point parallèle aux amphibolites du groupe de la Clarea, conformes à la stratification ; la discordance angulaire est particulièrement évidente au Nord-Ouest de Salbertrand où les amphibolites peuvent même servir de substratum aux formations d'Ambin (région des Casses Blanches).

Au Nord-Est du noyau briançonnais, dans le lit de la Cenischia en amont de Moncenisio, les Schistes lustrés viennent au contact du groupe de la Clarea, et dans toute cette zone, jusqu'à l'aval de Novalesa, le groupe d'Ambin paraît manquer. Cette absence peut être la conséquence d'une lacune stratigraphique, ou d'une érosion du genre de celle invoquée par F. Ellenberger (en Vanoise, 1958) Le problème est lié à celui des Schistes lustrés avec lequel il sera discuté, mais

on peut dès à présent indiquer l'amincissement en direction de cette région de certains termes plus récents, et probablement du groupe d'Ambin lui-même.

#### A. Faciès constituants.

Le fond est micaschisteux, de teinte générale claire ; les lentilles d'exsudation y abondent, formées de diverses combinaisons des minéraux suivants : quartz, albite, chlorite, ankérite, hématite. Un examen plus attentif révèle, au delà d'une certaine homogénéité d'ensemble, l'importance des variations de faciès latérales ou verticales. La part prépondérante revient à des matériaux plutôt grossiers d'origine détritique souvent évidente (granoclassement parfois conservé, par exemple), diversifiés notamment par leur teneur en feldspath ; ils coexistent par endroits avec des produits plus fins d'importance mineure, dont les lits métriques à décamétriques nettement délimités doivent à l'abondance de la chlorite et/ou de l'hématite une teinte où dominant tour à tour le vert et le violet. Au sommet peut se développer, sur une épaisseur réelle n'excédant pas 25 m, un faciès sombre typique au col de la Vecchia, en contrebas du mont Giusalet vers le Sud. On peut suivre enfin de loin en loin, dans la région de Savine, presque au mur de la formation, un horizon dont le pigment noir tache les doigts ; la pyrite y abonde et s'altère rapidement à l'air, de sorte que la roche présente à l'affleurement une texture vacuolaire et une patine d'oxyde masquant des contacts francs avec l'encaissant ; l'épaisseur est le plus souvent de l'ordre du mètre.

Le dépôt a comporté quelques épisodes conglomératiques. Les galets sont surtout nombreux à la base, où ils constituent un niveau discontinu d'épaisseur très variable, mais on peut en trouver jusqu'au sommet de la formation, par exemple dans la vallée d'Etache. Dans un ciment très pauvre en feldspath, les éléments quartzeux sont l'écrasante majorité, accompagnés très localement et seulement à la semelle par des éléments schisteux noirs non émoussés, dans une proportion de 10 % ; les types pétrographiques suivants n'y sont qu'accidentellement représentés : granite possible, dolomie (deux échantillons), tourmalinite (deux échantillons). Les galets siliceux sont allongés et aplatis parallèlement à la schistosité, sans que le rapport de leurs dimensions extrêmes descende au dessous de  $1/3$  ; leur longueur peut atteindre 20 cm mais reste le plus souvent comprise en 1 et 4 cm ; ils sont imparfaitement arrondis et peuvent même présenter une forme anguleuse, comme dans les

éboulis et les murs de soutènement au carrefour des routes du mont Pramand et des grangie della Valle (versant italien). L'usure modérée ne s'accorde pas avec l'abondance des galets de quartz, signe de maturité ; pour expliquer cette apparente contradiction, on peut imaginer que l'érosion s'est exercée sur un matériel déjà soumis à une désagrégation mécanique, ou à une altération chimique, par exemple les gneiss du groupe de la Clarea, dont les sécrétions quartzieuses dégagées d'une gangue moins résistante pouvaient alors alimenter les conglomérats ; plus simplement d'ailleurs, on peut faire appel au jeu d'une abrasion sélective pendant le transport : les galets évoluent plus vite que les éléments fins et présentent parfois une maturité en désaccord total avec celle de leur ciment.

Dans ce fond continu s'intercalent des roches basiques : ce sont surtout des prasinites, plus particulièrement localisées dans le quart supérieur de la formation, particulièrement aux bordures nord et sud du massif. Elles déterminent des lits à bords francs, concordant avec la stratification, peu différenciés, de quelques millimètres à quelques mètres. Pour autant qu'on puisse en juger, ces lits sont peu nombreux ; leur répétition est une conséquence de plissement, comme la plupart des terminaisons en biseau. Elles sont liées à des roches leucocrates essentiellement quartzo-albitiques, de même gisement si l'on excepte une épaisseur plus faible (millimétrique à décimétrique). Les caractères de l'association sont les suivants :

- le terme leucocrate n'apparaît jamais indépendamment des prasinites, mais il est très inégalement développé et peut manquer totalement ;

- la juxtaposition est très fréquente sans être absolument générale ; dans une association simple, la disposition peut alors être symétrique (un lit blanc pris entre deux lits verts, ou vice versa) ou non ; les mélanges plus complexes de faciès micaschisteux, prasinitiques et leucocrates sont à l'origine d'un rubanement prononcé ;

- le volume global du matériel blanc est inférieur au dixième de celui des prasinites, mais dans les cas particuliers il n'y a aucune relation nécessaire (un lit blanc peut être plus épais, modérément d'ailleurs, que le lit vert auquel il est lié.

Un niveau leptynique homogène, sans structure interne marquée, s'encarte également dans les micaschistes du groupe d'Ambin (Gay, 1964). Il se limite au versant italien, sans dépasser l'altitude de 2500 m. Sa position stratigraphique est

identique à celle des prasinites qui le relaient latéralement mais peuvent aussi l'accompagner. Lorsqu'ils arrivent en contact latéral, par exemple au Nord-Est de Cels et au Nord-Ouest de Venalzio, de part et d'autre de la route du Mont-Cenis, les deux faciès se mêlent étroitement par le jeu d'alternances dans lesquelles on reconnaît généralement l'influence dominante des plis ; ils semblent même parfois se fondre l'un dans l'autre. En fait, le gisement est en quatre corps lenticulaires très aplatis, d'inégale importance, à limites franches mais souvent compliquées par les plis ; le plus volumineux, à l'amont de Susa, est puissant de 150 m environ. De rares galets de leptynite sont parfois repris dans les quelques mètres de micaschistes surincombants, comme à l'Est du mont Seguret, ou au Nord de la crête joignant les cimes Vallone et Quattro Denti.

## B. PETROGRAPHIE.

### 1. Faciès micaschisteux.

#### a. Micaschistes albitiques.

Faciès-type : Ech. 6 163 (fig. 4 b) ; x = 958 550, y = 331 750.

#### Description macroscopique

Schistosité et linéation, quoique grossières, sont clairement imprimées dans un fond très phylliteux (mica argenté et chlorite), ponctué des caries brunes d'un carbonate oxydé. L'albite s'y exprime en larges ocelles, nettement délimitées comme celles des prasinites, un peu allongées parallèlement à la linéation.

#### Composition modale.

quartz	42,2	ankérite	< 0,1
albite	9,9	rutile	1,4
phengite	36,4	zircon	0,1
chlorite	8,1	apatite	< 0,1
allanite	0,3	hématite	1,6

#### Micrographie.

Le fond granoblastique est beaucoup plus riche en quartz que le laissait prévoir l'examen à l'oeil nu : les phyllites sont en effet réduites à des cloisons assez continues, au sein d'une mosaïque quartzreuse de granulométrie homogène ;

les larges flocons chloriteux n'y sont pas uniformément mêlés aux lames musculeuses du mica blanc mais se groupent au contraire en petits amas plus ou moins bien définis. Pour une part d'ailleurs, la chlorite provient de l'altération d'une ancienne amphibole (probablement un glaucophane) dont les formes ont été parfaitement conservées. Les autres minéraux ont une importance très accessoire : allanite en cristaux sensiblement prismatiques, carbonate sous forme de plages dentelées ou de minuscules rhomboèdres inclus dans le quartz, apatite et zircon dont les sections à peu près automorphes ont pourtant des angles arrondis ; l'hématite est pour sa part en cristaux tabulaires parfois remplacés par un treillis de rutilite à maille triangulaire ou quadrangulaire ; quelques prismes ou aiguilles titanés se rencontrent également dans les lits de phyllosilicates. L'albite, à son habitude, paraît surimposée à tous ces minéraux dont elle inclut de nombreuses reliques ; elle forme des taches circulaires ou ovoïdes, polycristallines, souvent accompagnées de concentrations micacées et particulièrement riches en rutilite.

#### Variations.

La plupart des roches du groupe d'Ambin ont en commun :

- un fond quartzo-phylliteux légèrement carbonaté, grano-lépidoblastique ;
- la présence d'albite porphyroblastique, tardive relativement aux autres minéraux dont elle inclut des résidus non dérangés.

Il s'agit d'un ensemble de micaschistes très généralement albitiques dont le type ci-dessus est assez représentatif. Si l'on excepte le faciès accidentel décrit en second lieu, les variations minéralogiques ou structurales ne justifient pas la distinction de types pétrographiques ; elles déterminent simplement une hétérogénéité faite de nuances.

Le fond peut être encore plus riche en quartz qu'il ne l'est dans l'échantillon de référence ; son hétérogénéité granulaire indique parfois clairement une origine détritique ; souvent même, les éléments de la roche sédimentaire sont encore reconnaissables, individualisés par une taille, une structure interne ou une forme (esquilleuse ou globuleuse) particulières. Inversement, le quartz peut céder la place aux phyllites, parmi lesquelles la phengite domine, suivie par la chlorite. La chlorite oxydée est banale mais jamais abondante ; la biotite brune est exceptionnelle, limitée à des roches intermédiaires entre les micaschistes et les leptynites alcalines. L'albite est elle aussi un facteur d'hétérogénéité, par les



variations de sa teneur et par son habitus. L'éventail des teneurs va d'une absence totale, accidentelle toutefois, à une richesse exceptionnelle, et le faciès pétrographique oscille entre de véritables micaschistes spécialement favorables au développement du chloritoïde, et des roches très feldspathiques. La forme est dans l'ensemble celle d'ocelles monocristallines, mais elle est largement conditionnée par la nature du fond : dans les matériaux très quartzeux ou hétérogènes, les plages de feldspath sont mal individualisées, alors que dans les produits phylliteux elles sont pauvres en inclusions, compactes, à peine festonnées. Plus rarement, inscrite dans un contour vaguement géométrique, l'albite semble avoir remplacé un feldspath préexistant, probablement détritique.

Le fond comporte par ailleurs un certain nombre d'éléments généralement accessoires, mais susceptibles par leur concentration locale de communiquer à la roche une coloration originale. Ainsi l'hématite, régulièrement présente, se développe conjointement avec la chlorite dans des matériaux fins verts et violets qui restent d'ailleurs très riches en mica blanc. De même, les formations distinguées au sommet du groupe d'Ambin en France doivent leur teinte sombre à la présence d'un oxyde pulvérulent et du rutile qui en dérive ; par sa constance, le rutile est d'ailleurs comme l'hématite un élément caractéristique de la paragneèse, à la différence du sphène. Enfin, l'horizon noir riche en pyrite est coloré par un pigment amorphe (diffractogramme Debye-Scherrer) qui peut représenter 25 % du volume de la roche ; il est la preuve qu'il existait, au moment où les formations du groupe d'Ambin ont commencé à se déposer, une couverture végétale dont les débris ont pu être conservés à la faveur de conditions réductrices.

b. Micaschistes à jadéite.

Faciès-type : Ech. 23 121 (fig. 4 c) ; x = 955 200, y = 315 350.

Description macroscopique

La pâte est très fine, d'éclat un peu gras, marquée de marbrures imprécises dont la teinte violacée est celle d'une hématite très divisée. Elle englobe, outre de vagues linéaments d'un mica argenté révélant une foliation et une linéation discrètes, de nombreuses rosettes de chloritoïde et quelques prismes de glaucophane.

Composition modale

quartz	14,9	glaucophane	7,7
albite	10,1	épidote et allanite	0,3
phengite et muscovite	22,0	carbonate (calcite ?)	8,1
chlorite	10,3	rutile	9,0
chlorite oxydée	< 0,1	apatite	0,9
chloritoïde	8,4	magnétite	< 0,1
jadéite	1,1	hématite	7,2

Micrographie

Les sections de chloritoïde, en forme de gerbes plus ou moins ouvertes, se fondent à leur marge dans des enchevêtrements chloriteux ou micacés (muscovite). Les grands prismes de glaucophane sont de leur côté sujets à une altération chloriteuse assez générale. Ces deux minéraux sont régulièrement disséminés dans un fond de structure confuse, où la foliation n'est guère indiquée que par quelques cloisons fragmentaires et contournées de phengite. On y distingue deux phases assez clairement délimitées bien qu'étroitement mêlées. L'une est essentiellement quartzo-carbonatée, granoblastique, l'autre consiste en un support albitique transparaissant à peine sous la charge de ses inclusions : quartz; séricite en un tissu plus ou moins serré ; hématite en cristaux tabulaires, les uns de très petite taille et de transparence rouge, les autres plus gros et pour la plupart altérés en rutile ; magnétite octaédrique ; ces produits proviennent de la transformation du pyroxène sodique dont persistent quelques reliques ; ils ont hérité de sa répartition. La chlorite oxydée est à l'état de traces. L'épidote et l'allanite sont rares, plus encore que l'apatite dont les sections ont selon leur habitude une forme un peu arrondie.

## Variations.

Ce type pétrographique doit son originalité à la présence de jadéite. Le minéral n'est pas fréquent, mais il a pu être plus largement répandu à un stade antérieur de l'histoire métamorphique. On peut exceptionnellement en trouver des cristaux de plus de 1 mm, à peine altérés, mais le cas le plus général reste celui d'une épigénie totale ou presque. A la limite, on peut encore lui rapporter les albites à pigmentation hématitique bien délimitée de certains micaschistes par ailleurs banaux.

## 2. Faciès métaconglomératiques : galets

### a. Galets quartzeux

Faciès-type Ech. 393 (fig. 1 h) ; x = 958 350, y = 322 400.

#### Description macroscopique

Masse ovoïde de quartz laiteux, saccharoïde, incluant de petits rhomboèdres de carbonate brunissant ; la plus grande dimension est à peu près de 6 cm.

#### Composition modale

quartz	99,1
phengite	0,9
carbonate	< 0,1

#### Micrographie

La structure est granoblastique, le grain régulier. Quelques très fines lames de phengite sont prises entre les éléments de la mosaïque quartzreuse, dont un mince film de carbonate peut souligner le contact. La préparation n'a recoupé aucun des rhomboèdres vus à l'oeil nu.

#### Variations

Ces galets forment un groupe pétrographique remarquablement homogène. Le quartz en est le seul élément important, toujours accompagné d'un peu de mica blanc. Le carbonate (ankérite ou calcite) et l'hématite y figurent quelquefois, mais toujours en quantité négligeable. Le seul écart important par rapport au type choisi résulte d'une hétérogénéité granulaire éventuelle ou d'une structure plus fortement engrenée.

### b. Galets phylliteux

Faciès-type : Ech. 493 (fig. 1 i) ; x = 958 350, y = 322 400.

#### Description macroscopique

L'élément a la couleur d'une ardoise ; il est discrètement tacheté par de petits porphyroblastes globuleux d'albite noire. Non émoussé, très aplati parallèlement à la foliation de la roche suivant laquelle il mesure quelques 5 cm, il se clive suivant des surfaces satinées.

Composition modale

quartz	5,2	chlorite	0,3
albite	15,0	hématite	20,7
phengite	58,0	apatite	0,8

Micrographie

Les lamelles de mica blanc (et de chlorite) s'accolent en un tissu lépidoblastique strictement orienté. Elles enserrant quelques écharpes quartzieuses, de longs prismes d'apatite, et surtout des plaquettes d'hématite dont les sections allongées soulignent d'un épais pointillé noir le plan de la foliation. L'albite présente tous les signes d'une cristallisation tardive : dans ses ocelles à peine festonnées, la résorption du mica blanc est totale ; l'hématite au contraire persiste intégralement.

D'un échantillon à l'autre, ce schéma ne subit aucune modification essentielle.

## c. Galets quartzo-albitiques

Faciès-type : Ech. 5 163 (fig. 4 a) ; x = 959 000, y = 328 900.

Description macroscopique

Galet grossièrement sphérique de 7 à 8 cm de diamètre. Matériau laiteux, nuancé de vert, piqué de caries brunes. Malgré la finesse du grain, on y distingue quelques îlots de quartz transparent et l'éclat argenté de minuscules paillettes de mica blanc.

Composition modale

quartz	50,2	rutile	0,4
albite	33,3	zircon	0,4
phengite	8,0	apatite	< 0,1
chlorite	7,7	hématite	< 0,1
allanite	< 0,1	pyrite	< 0,1

Micrographie

L'albite imprègne une mosaïque quartzieuse hétérogranulaire, cloisonnée de rares et minces linéaments micacés et semée de quelques lames chloriteuses. Ses larges taches, formées de l'accolement de plages légèrement festonnées et très diversement maclées, ont en effet un contour mal défini, accidenté de multi-

ples prolongements entre les grains de quartz avoisinants. Dans la mesure où cette diffusion marginale reste limitée, on devine un périmètre vaguement rectangulaire ; l'hypothèse d'une épigénie ainsi suggérée est confirmée par la disposition des inclusions de mica blanc (lamelles xénomorphes de taille très variable), et plus précisément par leur orientation discrète suivant deux directions orthogonales, et le vague motif en damier de leurs concentrations. Le plagioclase noie encore de nombreux résidus quartzeux et des entrelacs chloriteux dont la forme générale et la structure interne indiquent clairement l'origine amphibolique. Les très rares granules d'allanite, les petites concentrations de rutile surtout aciculaire issues de l'hématite, l'habituelle apatite et les quelques cubes pyriteux profondément altérés constituent un cortège banal. Le zircon, par son abondance relative, ajoute au contraire une note originale à la paragenèse.

#### Variations

Tous les galets rattachés à ce type ont une minéralogie dominée par l'albite et le quartz. Le feldspath envahit plus ou moins largement la roche, en effaçant les structures précédentes. Il inclut des îlots quartzeux et des traces des éléments antérieurs dont il paraît avoir tiré sa substance : concentrations hématitiques et/ou accessoirement sériciteuses nettement individualisées et parfois inscrites dans un contour grossièrement rectangulaire. La variation des quantités de mica blanc et de chlorite, la présence éventuelle de carbonate, d'épidote à la place de l'allanite, d'un peu de sphène, ajoutent à ce schéma quelques traits sans importance. Au total, les modifications sont profondes et le matériel initial est difficilement reconnaissable : dans certains cas du moins, il pourrait s'agir de granite.

#### d. Galets dolomitiques

Faciès-type : Ech. 464 B ; x = 954 250, y = 331 550.

#### Description macroscopique

Cet élément a la forme d'une dragée de 3 cm de long. Il est fait d'une dolomie saccharoïde grossière (le grain en est un peu inférieur au demi-millimètre), de teinte mauve assez soutenue mais irrégulièrement répartie.

Composition modale

quartz	0,4	phengite	0,6
albite	< 0,1	dolomite (+ hématite)	99,0

Micrographie

La dolomite, presque pure, a une structure granoblastique parfaitement équi-granulaire. Sa couleur est due à une poussière d'hématite d'une grande finesse (de l'ordre de 5 microns). Le quartz y est en granules arrondis, l'albite en plages amiboïdes. Quant au mica blanc, ses lamelles sont prises entre les cristaux de carbonate et souvent groupées en nids.

Variations

Le seul autre galet dolomitique livré par les conglomérats du groupe d'Ambin diffère du précédent par une certaine richesse en quartz et en albite. Il est coloré de la même façon par une pigmentation d'hématite inégalement distribuée mais commune à tous les minéraux.

e. Galets quartzeux à tourmaline

Faciès-type : Ech. 464 ; x = 954 250, y = 331 550.

Description macroscopique

La forme est celle d'un allipsoïde très aplati (environ 10 cm de longueur pour 3 cm d'épaisseur). La matière en est si fine qu'on ne distingue, sur un fond vert foncé d'éclat un peu gras, rien d'autre que le miroitement des paillettes de mica.

Composition modale

quartz	42,7	tourmaline	52,0
phengite	3,8	zircon	< 0,1
rutile	1,5	apatite	< 0,1

Micrographie

La couleur s'explique par une exceptionnelle richesse en petits prismes de tourmaline dont le diamètre est de l'ordre de quelques millièmes de millimètre. Ils s'agglomèrent plus ou moins étroitement pour former, avec les minces lamelles de phengite, le ciment d'éléments quartzeux fortement étirés et un peu anguleux. L'absence ou la finesse de ces cloisons permet aux plages de quartz de s'engrener localement et de perdre ainsi leur individualité d'éléments

détritiques. Le rutile, en agglomérats granuleux hérissés de quelques prismes, est manifestement issu d'un ancien minéral. L'apatite et le zircon sont sans importance. La roche doit sa texture planaire marquée au parallélisme des cristaux de mica blanc et de tourmaline, des concentrations titanées, des individus quartzeux et du réseau qui les isole.

Variations.

Il n'a été trouvé que deux galets de ce type ; ils sont en tous points comparables.

### 3. Faciès basiques

#### a. Prasinites chloriteuses

Faciès-type : Ech. 4 861 (fig. 4 d) ; x = 955 200, y = 333 400.

#### Description macroscopique

L'échantillon consiste en une masse verte, satinée, uniformément piquetée de phénoblastes d'albite globuleux. Le débit se fait suivant le plan d'une schistosité assez fruste.

#### Composition modale

quartz	2,3	épidote	0,8
albite	31,0	calcite	14,9
phengite	0,3	sphène	7,3
biotite verte	0,4	apatite	0,4
chlorite	39,5	hématite	0,3
actinote	0,6	pyrite	1,4
glaucophane	0,8		

#### Micrographie

L'albite forme des ocelles à contour lobé, non jointives dans l'ensemble, prises dans une résille chloriteuse de structure lépidoblastique assez franche. Elle englobe quelques grains de quartz, de rares paillettes de mica blanc et la totalité des baguettes de glaucophane et d'actinote, sans parler du sphène ni des inclusions chloriteuses ou carbonatées. La calcite est d'ailleurs un élément majeur, puisqu'elle étale largement suivant la schistosité des plages mono- ou polycristallines assez compactes. Le sphène mérite lui aussi de figurer au

rang des constituants essentiels, tant ses cristaux sont nombreux ; sales et fuselés comme ils le sont généralement, ils s'orientent conformément aux autres minéraux. Par contre, l'épidote n'est représentée que par quelques grains à peine plus nombreux que ceux de l'apatite, et comme eux dispersés au hasard. Les minerais enfin sont figurés par des lamelles d'hématite couchées dans le clivage, et des amas ou traînées de pyrite oxydée.

b. Prasinites amphiboliques

Faciès-type : Ech. 293 (fig. 4e) ; x = 961 050, y = 321 900.

Description macroscopique

Dans un fond un peu schisteux vert sombre, satiné, on distingue uniquement les ponctuations bleutées de très petits prophyroblastes d'albite et quelques lenticules carbonatées.

Composition modale

quartz	1,1	épidote	15,1
albite	19,1	calcite	0,8
phengite	0,1	sphène	6,7
biotite verte	2,1	rutile	< 0,1
chlorite	17,5	apatite	0,4
chlorite oxydée	1,3	magnétite	< 0,1
actinote	35,4	pyrite	0,3
glaucophane	0,1		

Micrographie

Les lames chloriteuses se mêlent à un chevelu d'aiguilles d'actinote en un tissu lépido-nématoblastique assez régulièrement semé de granules d'épidote et de fuseaux de sphène grisâtre. L'albite semble avoir fait sa place aux dépens de la chlorite, respectant au contraire l'amphibole et l'épidote intégralement conservées dans les ocelles. Les autres constituants sont tout à fait accessoires : quartz et mica blanc inclus dans le plagioclase, chlorite oxydée, calcite dont les bavures sont très localisées, en particulier dans le clivage schisteux. On peut également négliger les traces de rutile, l'habituelle apatite, les rares octaèdres de magnétite, les restes de cristaux pyriteux totalement oxydés. La biotite verte est plus significative : ses mouches, fondues dans la chlorite et souvent concen-



trées, semblent issues d'un glaucophane dont persistent quelques résidus ; les deux phyllosilicates sont d'ailleurs à l'occasion tissés suivant les directions (110) de l'ancienne amphibole.

c. Glaucophanite

Faciès-type : Ech. 3 563 A (fig. 4 f) ; x = 962 150, y = 333 300.

Description macroscopique

Il s'agit d'un faciès sombre dont la teinte est à dominante verte. On y distingue le miroitement de lames chloriteuses, semées en particulier dans le plan d'une foliation peu marquée mais régulière, les taches roses de petits grenats, et de minces fuseaux blanchâtres, parallèles, formés de sphène.

Composition modale

quartz	5,8	épidote	28,4
albite	3,4	grenat	4,8
phengite	2,2	sphène	7,2
chlorite	18,2	apatite	< 0,1
hornblende bleu-vert	10,2	magnétite	< 0,1
glaucophane	19,2	pyrite	0,6

Micrographie

Le glaucophane mêle aux prismes de l'épidote des cristaux peu automorphes, partiellement transformés en amphibole bleu-vert. Il représentait à l'origine plus de 30 % du volume de la roche dont le nom est par conséquent justifié. Dans leur amalgame, l'amphibole et l'épidote enserrrent quelques lames de mica blanc et les concentrations déjà signalées de grains de sphène souvent fuselés. Les deux minéraux se fondent dans les nombreuses taches chloriteuses, ou s'écartent pour laisser transparaître en de fines lentilles ou en une dentelle irrégulière la mosaïque quartzreuse à laquelle s'associent manifestement les cristaux globuleux, morcelés, du grenat. L'albite reste en taches diffuses, chargées d'inclusions, La pyrite est en larges plages corrodées, oxydées, à la différence de la magnétite dont les petits cristaux sont très automorphes et frais ; d'ailleurs, au même titre que l'apatite, les minerais n'ont qu'un rôle très accessoire. La structure est grano-nématoblastique fine. La foliation résulte du développement dans un plan des diverses ségrégations minérales (quartz, chlorite, glaucophane,

épidote). A l'échelle du microscope, la linéation est nettement marquée par le parallélisme des éléments allongés : prismes de glaucophane ou d'épidote, concentrations de sphène ; elle est aussi axe de zone pour le plan (001) des épaisses tablettes chloriteuses.

d. Amphibolites

Faciès-type : Ech. 993 A (fig. 4 g) ; x = 961 500, y = 321 250.

Description macroscopique

C'est une roche compacte, assez sombre. Le trait structural dominant est une forte linéation due au parallélisme des prismes de hornblende. La foliation n'est guère marquée que par la présence de quelques lits leucocrates en forme de lentilles très aplaties, dans lesquels on reconnaît le quartz et on devine l'épidote.

Composition modale

quartz	5,0	calcite	< 0,1
albite	6,6	sphène	4,8
phengite	0,4	rutile	< 0,1
chlorite	5,0	apatite	< 0,1
hornblende verte	60,0	pyrite	0,4
épidote	17,8		

Micrographie

L'homogénéité est assez remarquable si l'on excepte quelques lentilles quartzo-épidotiques. La structure est typiquement nématoblastique, mais les prismes de hornblende ont une orientation moins uniforme qu'il y paraissait à l'examen macroscopique : leur grand axe est strictement parallèle au plan de la foliation, mais seulement grossièrement dirigé suivant la linéation. L'armature ainsi constituée laisse subsister de multiples vides dont la topographie est encore perturbée par une corrosion discrète. Divers éléments viennent s'y loger : le quartz, difficile à distinguer d'une albite non mâclée, le mica blanc en rares et minuscules paillettes, la chlorite très localisée et en relation plus ou moins lointaine avec des fissures discordantes, la calcite, l'épidote enfin dont les cristaux hypidiomorphes évoluent vers une forme finement granuleuse surtout marginale. Le sphène, comme l'apatite et la pyrite, n'a pas de situation définie ; ses cristaux disséminés obéissent à une orientation tout à fait comparable à celle de l'amphibole ; ils comportent parfois en leur coeur un noyau de rutile ou un résidu opaque.

e. Relations entre ces différents faciès. Variations.

Le groupe des glaucophanites est largement représenté par des produits où domine l'amphibole sodique, typiquement accompagnée d'une grande quantité d'épidote, de minéraux titanés (sphène ou rutile dérivant des minerais), de grenat sporadique. La trame de glaucophane peut se desserrer pour faire une place plus grande au quartz et au mica blanc interstitiels. L'albite imprègne alors plus abondamment la roche. Le carbonate est plus régulièrement et mieux développé ; c'est le plus souvent de la calcite, parfois de la dolomite. Le chloritoïde peut apparaître dans de tels faciès qui semblent traduire une contamination par le fond micaschisteux.

Par ailleurs, le glaucophane est systématiquement remplacé par d'autres amphiboles (hornblende bleu-vert et surtout actinote) ou par des phyllites (chlorite, puis biotite verte) ; corrélativement, l'albite prend un habitus ocellaire. Cette évolution conduit aux faciès prasinitiques, sensiblement dominants et plus ou moins caractéristiques comme les précédents. Parmi les minéraux colorés des prasinites les plus typiques, la chlorite tient un rôle si important que les variétés chloriteuses (ovardites) forment la plus grande partie de ce deuxième groupe pétrographique. L'actinote est toujours en déficit, sauf dans l'échantillon choisi comme type de prasinite amphibolique. L'épidote n'atteint pas des teneurs aussi élevées que dans les glaucophanites et ne prend jamais le pas sur ses deux compagnons. A côté de ces éléments spécifiques figure habituellement du glaucophane rélictuel et du sphène lié aux minerais ; le rutile ne joue plus qu'un rôle accessoire ; le grenat, peu résistant à la chloritisation, a presque complètement disparu. La calcite est spécialement abondante dans les ovardites.

Les amphibolites sont exceptionnelles dans le groupe d'Ambin et n'ont d'importance que dans le gisement d'Exilles où a été pris le type ; leur seule hétérogénéité y est d'ordre granulométrique. On peut admettre qu'elles sont comme les prasinites, le produit ultime d'une évolution métamorphique qui rend compte, dans sa complexité et son irrégularité, de la diversité pétrographique de la formation.

f. Micaschistes leptyniques à albite associés aux faciès basiques.

Faciès-type : Ech. 3 064 c (fig. 4 h) ; x = 955 550, y = 332 650.

Description macroscopique

La roche est franchement leucocrate. La chlorite, seul élément coloré, n'y intervient que pour une faible part ; inégalement répartie, elle détermine un litage discret dans un fond modérément schisteux de quartz, albite et mica blanc, où les caries brunes trahissent la présence d'un carbonate altéré.

Composition modale

quartz	43,9	épidote	< 0,1
albite	28,4	rutile	0,2
phengite	24,5	zircon	< 0,1
biotite brune	0,4	apatite	0,2
chlorite	2,2	hématite	0,2

Micrographie

L'albite semble avoir envahi une trame grano-lépidoblastique pré-existante intensément déformée. Ses poeciloblastes se différencient avec peine d'un tissu quartzeux fortement hétérogranulaire (détritique ?) dont ils digèrent mal les reliques. Ils épargnent dans leur croissance quelques nids chloriteux et des amas de mica blanc assez confusément distribués au gré de plis aigus et du clivage schisteux qui les accompagne. Ce mica blanc, dont quelques lames montrent très nettement en leur coeur une couleur et un pléochroïsme de biotite, est sujet à une recristallisation sériciteuse limitée. Quant au carbonate, il n'en reste que des traces ; sections en forme de parallélogrammes, dont le remplissage limoniteux n'a pas résisté aux opérations mécaniques mises en jeu dans la confection de la lame mince. Les autres composants sont quantité négligeable, sauf peut-être le rutile dont les aiguilles forment des concentrations en relation plus ou moins évidente avec les plages d'hématite.

Variations.

Le faciès-type illustre les caractères essentiels de ce groupe de roches claires, légèrement litées mais peu schisteuses : la paragenèse est dominée par le quartz, l'albite et le mica blanc ; elle comporte toujours un peu de chlorite irrégulièrement distribuée, de sphène ou de rutile, très peu de minerai. Les seuls écarts notables sont dus au développement très inégal de l'albite et aux

modifications structurales qui en résultent : tous les intermédiaires existent entre le motif grano ou grano-lépidoblastique des échantillons les plus pauvres en plagioclase, et la structure poeciloblastique confuse de ceux qui sont les plus feldspathiques. Dans ceux-là, plus particulièrement, l'hétérogénéité granulométrique de la trame quartzeuse et la présence de quelques éléments esquilleux semblent trahir une origine détritique. Les autres minéraux, par leur présence éventuelle ou les variations de leur teneur, n'ont qu'une influence accessoire : ainsi peuvent apparaître du grenat, de la calcite en plages dentelliformes, parfois largement étalées ; le glaucophane, d'autre part, a pu figurer en faible quantité dans un stade initial comme en témoignent quelques reliques et des pseudomorphoses chloriteuses ou actinotiques. L'épidote est assez générale mais très diversement représentée. Enfin, il est intéressant de noter que les variations modales de ces roches semblent prolonger celles du fond micaschisteux.

#### 4. Faciès leptyniques

Type (leptynite alcaline) : Ech. 15 104 A (fig. 4 i) ; x = 964 850, y = 323 850.

##### Description macroscopique

Le fond quartzo-feldspathique est d'une grande finesse, clair, confusément nuancé de vert et piqueté de taches limoniteuses. La disposition en zone de fines paillettes de mica blanc et de leurs rares cloisons y imprime une texture typiquement linéaire, mais discrète ; le matériel, très compact, n'a aucun débit particulier.

##### Composition modale

quartz	34,1	apatite	< 0,1
microcline	22,3	magnétite	< 0,1
albite	13,1	hématite	< 0,1
phengite	29,6	carbonate (et limonite)	0,9
zircon	< 0,1		

##### Micrographie

Le mélange assez homogène de quartz, microcline quadrillé, albite détermine une structure granoblastique fine. Le mica est en partie sous forme de lames épaisses, de section très découpée, exceptionnellement groupées en paquets

membraneux, pour le reste sous forme d'agrégats étoilés de petites paillettes étroitement enchevêtrées ; il ne manifeste aucune orientation particulière dans une lame mince parallèle au plan structural ac. Aux éléments précédents s'incorporent les restes d'un minéral qui représentait 20 % du volume de la roche, feldspath probable, totalement transformé en un mélange de quartz, albite et mica dans les proportions respectives de 12,5, 31,7 et 55,8 % ; l'albite, inscrite dans un contour parfois encore vaguement polygonal, constitue le fond de cette épigénie ; elle doit son aspect trouble à l'abondance des inclusions quartzieuses ; le mica, vert pâle, s'y développe dans une position surtout centrale en un tissu de fines lames sériciteuses orientées suivant une ou deux directions privilégiées. Il convient également de noter la présence accessoire d'un carbonate dont il ne reste plus que des sections losangiques généralement vidées de leur remplissage limoniteux lors de la réalisation de la lame mince. Quant aux autres minéraux, ils n'ont aucune importance, en dehors du zircon dont l'abondance relative est assez inhabituelle.

#### Variations.

Dans presque toute la masse de cet horizon leptynique, on retrouve des caractères structuraux et paragénétiques identiques à ceux du faciès-type, à quelques nuances près qui n'altèrent en rien l'homogénéité d'ensemble. Ainsi, dans la moitié des lames minces étudiées, une partie au moins des plus gros cristaux de mica blanc ont un coeur de biotite. Les phyllites sont rarement assez abondantes pour modifier sensiblement les propriétés mécaniques du matériel, et favoriser l'acquisition d'une schistosité. Le carbonate - une ankérite - a parfois en partie résisté à l'altération limoniteuse ; ailleurs il semble avoir manqué totalement. La chlorite, la biotite verte, l'épidote peuvent exister en quantité insignifiante.

Ce schéma général est pourtant susceptible d'un certain nombre de modifications, accessoires par la fraction volumétrique qu'elles représentent et généralement localisées à la périphérie. Le grain peut augmenter au point d'atteindre ou même dépasser le millimètre ; le contour des anciens feldspaths apparaît alors nettement à l'oeil nu ainsi que l'altération sériciteuse, verdâtre comme il est de règle dans toute concentration de ce type de mica ; elle se développe plus particulièrement au coeur, ou suivant un motif en bandes parallèles régulièrement espacées évoquant un jeu de macles polysynthétiques. Sur le plan particulier de la minéralogie, la teneur en feldspath potassique peut s'abaisser considérablement

ou même s'annuler ; corrélativement l'albite envahit la roche jusqu'à déterminer dans les échantillons les plus riches une structure poeciloblastiques, la chlorite réapparaît en quantité appréciable. Signalons enfin la présence très accidentelle de stilpnomélane et celle de jadéite dont une très faible part a échappé à l'altération en un mélange confus de quartz, albite et hématite : des taches bleues tout à fait caractéristiques trahissent, au simple examen macroscopique, la présence de ce dernier minéral.

### C. PETROCHIMIE.

#### 1. Faciès micaschisteux.

Ils ont fait l'objet de 9 analyses nouvelles, groupées dans le tableau 3, avec les 5 déjà publiées par S. Lorenzoni (1965) et avec l'analyse d'un matériau équivalent de Vanoise (Ellenberger, 1958).

Comparées à celles de la Clarea, les roches du groupe d'Ambin présentent les caractères suivants :

- elles ont en moyenne sensiblement plus de silice et moins d'alumine ; de ce point de vue d'ailleurs, la composition est très hétérogène, les deux oxydes variant inversement dans des limites assez larges ;

- la proportion de potasse y est plus forte, excédant une proportion de soude encore élevée : 12 échantillons sur 15 ont ainsi plus de  $K_2O$  que de  $Na_2O$ , et les moyennes respectives sont de 3,02 et 2,06 %.

Compte tenu de sa richesse en potasse, le sédiment devait être riche en orthose ou microcline (bien que ces espèces n'aient jamais été décelées dans les lames minces) et en mica blanc dont J. Fabre note la généralité dans le Houiller briançonnais (1961). La soude pour sa part, actuellement contenue dans l'albite, se trouvait plutôt dans des plagioclases que dans des phyllosilicates, puisque dans le groupe suivant d'Etache, les termes les plus fins sont à peu près dépourvus de cet oxyde, bien qu'ils soient presque uniquement constitués de quartz et des mêmes micas blancs que les micaschistes du groupe d'Ambin.

Ces particularités indiquent des sédiments plus mûrs que ceux qui les ont précédés, mais peu évolués encore, dont la composition chimique varie d'ailleurs entre celles des grès au sens large et des pélites, rappelant le plus souvent une composition d'arkose ou de subgrauwacke.

## 2. Faciès métaconglomératiques

La composition chimique du galet phylliteux décrit dans la partie pétrographique a été déterminée à partir de sa composition modale. Le calcul ne tient pas compte de la chlorite ni de l'apatite, et fait intervenir une phengite théorique proche de celles recueillies dans un même environnement géologique et analysées par R. Michel (1953) ainsi que par S. Caillère et A. Michard (1963) :  $\text{Si}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}} = 6,5/1,5$  ;  $\text{Fe}^{+2}/\text{Mg} = 2/3$ . Les résultats sont consignés dans le tableau 3 (analyse 16).

Les caractères morphologiques de ces galets indiquent que le matériel initial avait une structure planaire et qu'il a subi un faible transport. Il faut donc imaginer le remaniement sur place des fragments d'un sol ou de sédiments minces et localisés dont le dépôt aurait immédiatement précédé celui des conglomérats, marquant ainsi la reprise de la sédimentation. Les teneurs en Al et Fe pourraient être celles d'un sol latéritique, mais la richesse en Na et surtout en K ne permet pas d'envisager une telle solution. Il faut alors retenir la seconde hypothèse, en expliquant le mélange anormal de fer et d'une phyllite potassique, éléments qui constituaient manifestement l'essentiel du sédiment invoqué : une telle association est concevable en théorie, si l'on admet par exemple que les sols forestiers subsistant à cette époque libéraient des oxydes de fer, tandis que les parties déjà dénudées du socle cristallin fournissaient des micas blancs, ce qui impliquerait que le continent nourricier se trouvait déjà en période de rhexistase.

## 3. Faciès basiques et leptyniques.

Les micaschistes leptyniques à albite n'existent pas indépendamment des prasinites ; leur origine pose donc un problème accessoire susceptible de recevoir une solution particulière. Les caractères de gisement suffisent à interdire l'hypothèse d'une différenciation magmatique ou celle d'une transformation des



sédiments en adinoles. Ils seraient plutôt le produit de réactions métamorphiques mettant en jeu des échanges entre les prasinites et le fond sédimentaire servant de support. A ce propos, il est intéressant de rappeler la continuité des variations modales des micaschistes leptyniques et des micaschistes banaux.

Les différences de composition entre ces deux catégories de roches sont clairement indiquées par la comparaison de deux échantillons prélevés sur le même affleurement (tableau 4, n° 8 et tableau 3, n° 4) : les micaschistes leptyniques sont relativement plus riches en Si et Na et plus pauvres en Ca, Fe, Mg, K (et peut-être Al) ; la relation est parfaitement confirmée par l'examen des lames minces, notamment pour les alcalins.

L'apparition de ce faciès serait une conséquence parmi d'autres de la mobilité du silicium et du sodium, fixés au terme de déplacements modérés par des niveaux que leur composition, leur texture ou leur état de contrainte rendaient plus réceptifs. Le calcium, le fer et le magnésium expulsés trouvent sans doute leur place dans l'ankérite selon un processus déjà invoqué par J.P. Schaer (1959) ; le potassium serait pour sa part réutilisé dans les micas blancs de génération tardive, contemporains de l'albite. Le volume des échanges reste très limité compte tenu du faible volume relatif du matériel leucocrate, et ne saurait résulter en une modification sensible de la composition chimique des prasinites.

La question essentielle est celle de l'origine des leptynites alcalines et des métamorphites basiques intercalées dans le groupe d'Ambin.

L'application de tests individuels permet une première réponse. Ainsi, la teneur en titane et la valeur du paramètre k de Niggli (voir à ce propos l'étude chimique des amphibolites de la Clarea) sont en faveur d'une origine ortho des prasinites et glaucophanites étudiées. En effet, dans une seule des 7 analyses présentées (tableau 4, n° 1 à 7) la teneur en titane est inférieure à 1 %, de très peu d'ailleurs, et la moyenne est de 1,66 (valeurs extrêmes 0,90 et 2,80) ; quant au paramètre k, il est toujours bien inférieur à 0,50 (moyenne : 0,08, extrêmes : 0,03 et 0,19). Une distinction de ce type est également possible dans le cas des leptynites ; P. Davoine (1968) indique en effet que la teneur en alcalins de telles roches est significative d'une origine éruptive ou sédimentaire selon qu'elle est supérieure ou inférieure à 7 %. Deux analyses seulement sur les

cinq retenues dans le tableau 4 (n° 10 à 14) font apparaître un total  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  nettement supérieur à la limite proposée ; pour les autres, le chiffre obtenu est peu différent de 7 ; on peut aussi faire intervenir deux échantillons pour lesquels on dispose d'un dosage des alcalins (Fregolent et Lorenzoni, 1960) :  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,44$  et  $3,89$  %. En définitive, le test n'est pas déterminant.

Il est possible d'envisager un traitement global du problème en prenant en considération des roches qui présentent, dans les massifs internes voisins, la même position stratigraphique que celles du groupe d'Ambin ; on dispose alors de données supplémentaires :

- pour la Vanoise : analyses 8 à 10, 14 à 16 et 19 à 21 de F. Ellenberger (1958) ;
- pour le Grand Paradis : analyses Mu 1, 394, 183 et 356 de J.M. Bertrand (1968) ;
- pour la Dora Maira : analyses 4 à 8 et 12 à 14 de P. Vialon (1966) ;

Si l'on part du postulat d'une origine ortho, on peut aussi utiliser les analyses de roches éruptives de la Zone houillère :

- analyses 1 à 10, 12 à 22 et 24 de J. Fabre (1961) ;
- analyses 32 à 45 et 47 à 49 de R. Feys (1963) ;
- analyses I à III de R. Michel et D. Lonchamp (1963) ;

Le report sur un diagramme triangulaire AFM (figure 5) montre alors que tous les points s'intègrent dans un même schéma de différenciation. A ne considérer que les produits métamorphiques, les termes extrêmes de la différenciation sont les suivants :

- d'une part les prasinites et roches connexes (Gay et Lorenzoni : 1 à 7 ; Ellenberger : 14 à 16, 20 et 21) ;
- d'autre part les leptynites alcalines d'Ambin (Gay et Lorenzoni : 10 à 14), les gneiss du Sapey (Ellenberger : 3 à 10 ; Fabre : 1 à 3), les "gneiss à feldspath potassique" (Ellenberger : 19), les "porphyroïdes arkosiques" (Vialon : 4 à 8) (Bertrand : Mu 1, 394, 183, 356), les "porphyroïdes granophyriques" (Vialon : 12 à 14).

Les métamorphites du premier type ont pour équivalents magmatiques dans la classification de Lacroix essentiellement des plagioclases (basaltes et accessoirement andésites) ; elles se groupent sur le diagramme avec un ensemble de roches de la Zone houillère pétrographiquement mal défini, comportant une ro-

che filonienne et des matériaux affectés par le métamorphisme et présentant de ce fait des caractères prasinitiques (Fabre : 12, 20 à 22, 24 ; Feys : 45, 47, 48). Les roches du deuxième type ont en majorité une composition de rhyolite alcaline, ou accessoirement calco-alcaline ; leur aire de répartition, nettement étalée, se superpose à celle des microgranites de la Zone houillère (Fabre : 4 à 9 ; Feys : 32 et 33). La série métamorphique présente une discontinuité à laquelle correspond au contraire dans la Zone houillère le groupe pétrographique le plus important, celui des microdiorites (Fabre : 10, 13, 14, 16 à 19 ; Feys : 34 à 44, 49) auquel on peut rattacher l'andésite de la Ponsonnière (Fabre : 15) et les produits dacitiques de la vallée du Guil (Michel et Lonchamp : I à III).

Ainsi, les roches éruptives et métamorphiques considérées sont les éléments d'une même série magmatique. Leurs points représentatifs sur le diagramme AFM se situent pour la plupart dans le champ des séries calco-alcalines sensu stricto et alcalines. Les diagrammes représentant la variation des proportions de certains éléments en fonction de l'indice de solidification de Kuno ( $SI = 100 \text{ MgO/MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) jouent dans le même sens (figures 6 a et b) : la teneur en  $\text{SiO}_2$  y augmente régulièrement, tandis que la teneur en  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ , d'abord sensiblement constante, décroît aux derniers stades de la différenciation (Kuno, 1968). L'hypothèse d'une série tholéïtique peut ainsi être écartée ; mais il reste une alternative : série calco-alcaline au sens strict ou série alcaline ? (voir à ce propos M. Fontelles, 1967). La minéralogie n'apporte aucun argument décisif puisque les seuls minéraux magmatiques signalés sont la hornblende et la biotite. La pétrographie, par contre, est en faveur d'une série calco-alcaline puisque les microdiorites représentent l'essentiel des produits éruptifs de la Zone houillère. Les caractères normatifs renforcent cette supposition : dans les roches de la Zone houillère, l'hypersthène est à deux exception près toujours présent ; en corollaire, le néphéline manque presque totalement (une seule roche tient du feldspathoïde normatif) ; l'aégyrine est inconnue car l'alumine est toujours en excédent de la soude et permet de former dans les termes les plus basiques une quantité importante d'anorthite ; les termes acides sont, eux aussi, bien pourvus en alumine puisque le corindon figure dans leur norme, et ils doivent surtout à une faible teneur en CaO leur mode alcalin éventuel. Un dernier indice enfin : les courbes représentant sur le diagramme de Kuno (1959) les variations des teneurs en CaO

d'une part, en  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  de l'autre en fonction de l'indice de solidification se coupent à proximité du champ des roches calco-alcalines (figure 6 c). La teneur en alcalins n'en est pas moins assez élevée et permet plus précisément de conclure à une association alcalino-calcique, en accord d'ailleurs avec un indice de Peacock voisin de 54.

#### D. CONCLUSION.

Pour l'essentiel, le groupe d'Ambin est constitué de micaschistes variés, assez généralement albitiques, à horizons de métaconglomérats. Près du sommet s'intercalent en concordance des roches de deux types, qui normalement se relaient, mais peuvent aussi dans une certaine mesure coexister. Ce sont d'une part des prasinites, indissociables des glaucophanites qu'elles ont en partie remplacées ; elles gisent en lits d'extension latérale limitée, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, et connaissent un développement particulièrement important au Nord du massif, et au Sud, le long de la Doire ; les lits clairs surtout formés de quartz et d'albite qui les accompagnent fréquemment, sont interprétés comme le produit d'une différenciation métamorphique dont les effets sont globalement négligeables. Des leptynites alcalines déterminent d'autre part, sur le versant italien, un chapelet de corps lenticulaires d'inégale importance, de puissance décimétrique à hectométrique ; quelques galets en sont localement remaniés dans les micaschistes sus-jacents.

Ces matériaux n'ont subi qu'une partie des transformations métamorphiques mises en évidence dans les assises du groupe inférieur : les glaucophanites, par exemple, ne montrent à ce niveau aucune relique d'un état antérieur.

La présence de structures sédimentaires encore reconnaissables et les particularités chimiques identifient le fond micaschisteux à un ensemble détritique de type molassique, comparable en cela aux formations de la Zone houillère. Par contre, le groupe d'Ambin s'oppose nettement à son substratum, sur lequel il repose d'ailleurs en discordance ; ce dernier a même pu rester émergé, dans la région nord-est où il est directement surmonté par les Schistes lustrés. Les pélites avaient une importance mineure dans cet ensemble formé en grande partie de grès peu évolués et de conglomérats. Le caractère orogénique des dépôts est affirmé par la présence de matière carbonneuse indiquant un environnement continental, par le mauvais écoulé des galets, leur extension à toute la formation,

la puissance très variable et la discontinuité de leurs concentrations.

Les prasinites (ou glaucophanites) et les leptynites ne montrent pour leur part aucune structure palimpseste. Les arguments chimiques conduisent cependant à les considérer comme les termes d'une même série magmatique, alcalino-calciq<sup>ue</sup>, représentée dans les massifs voisins (Vanoise, Dora Maira, Grand Paradis) et comprenant aussi les roches éruptives de la Zone houillère. Les conditions de gisements suggèrent alors que les leptynites seraient d'anciens tufs rhyolitiques ; les prasinites proviendraient peut-être aussi d'anciens tufs, ou de sills étirés par la tectonique. Quoiqu'il en soit, ce sont les produits d'un volcanisme post-orogénique, dont la situation actuelle démontre la persistance de facteurs paléogéographiques déjà déterminants dans la localisation des amphibolites de la Clarea. Une telle conclusion s'oppose à celle de S. Lorenzoni (1965), partisan d'une origine sédimentaire.

## V. GROUPE D'ETACHE

### A. GISEMENT

#### 1. Extension. Relations avec le groupe d'Ambin.

Le groupe d'Etache témoigne d'une sédimentation localisée. C'est en France qu'il est le plus développé, puisqu'il s'étend sans discontinuité du col du Petit Mont-Cenis au col Sommeiller, avec une puissance effective de quelque 30 m. De là, il s'amincit rapidement dans toutes les directions pour n'être plus représenté que par des lambeaux épars. En France toujours, vers l'Est, les termes plus récents sont ainsi en contact stratigraphique avec le groupe d'Ambin ; c'est par exemple le cas des quartzites en contrebas du mont Giusalet, ou celui des calcaires dans leurs affleurements classiques de Gran Scala ; dans l'un de ces derniers, des faciès caractéristiques réapparaissent localement sur une épaisseur très réduite (1 m environ). En Italie, on retrouve la formation en place, d'abord à proximité du confluent des Doires Ripaire et de Bardonnechia, puis plus en aval dans la région d'Exilles, où persistent les débris de dépôts un peu plus étendus quoique très minces encore.

Le contact avec le groupe d'Ambin paraît concordant et progressif ; la limite cartographique choisie coïncide avec l'apparition des galets de quartz rose. Sur la crête de Quattro Denti, le groupe d'Etache constitue le recouvrement direct des leptynites alcalines.

#### 2. Faciès constituants

Deux faciès se mêlent en proportions variables, par le jeu d'alternances à l'échelle du décimètre ou du mètre et de passages latéraux :

- schistes sériciteux satinés dont la teinte vert pâle est due à l'abondance de la phengite dominant généralement sur le quartz, seul autre constituant

important ;

- métaconglomérats à petits galets de quartz rose ou laiteux, mal roulés, dans lesquels le phyllosilicate joue toujours le rôle accessoire.

Les lentilles d'exsudation sont moins abondantes, uniquement quartzieuses. La concentration accidentelle de l'hématite communique une teinte violacée à certains lits schisteux.

## B. PETROGRAPHIE

### 1. Faciès schisteux

Type (schiste sériciteux) : Ech. 5 061 (fig. 7 a) ; x = 955 150, y = 333 450.

#### Description macroscopique

La roche doit au mica sa teinte verte et son aspect satiné tout à fait caractéristiques. Elle est régulièrement schisteuse et très finement litée (alternance de lits phylliteux et quartzieux), piquetée de petites taches brunes limoniteuses. La linéation qu'elle porte semble une conséquence de l'intersection, sous un angle très aigu, du litage et de la schistosité.

#### Composition modale

quartz	33,6	zircon	< 0,1
phengite	65,5	apatite	< 0,1
rutile	0,9		

#### Micrographie

A l'échelle microscopique, la ségrégation est beaucoup plus confuse. Les lits quartzieux ont en fait la forme d'amygdales très allongées de structure granoblastique, étirées au sein d'une trame lépidoblastique constituée par l'accolement de tablettes assez épaisses de phengite. Parmi les autres constituants, seul le rutile intervient dans la composition modale, pour plus de 1 % : ses granules accompagnés de quelques aiguilles sont en effet nettement plus nombreux que les cristaux d'apatite ou de zircon, et que les quelques plages étoilées de limonite.

## 2. Faciès métaconglomératiques

Type : Ech. 852 (fig. 7 b) ; x = 951 950, y = 327 100.

### Description macroscopique

Tous les éléments visibles à l'oeil nu sont de quartz rose ou laitex ; ce sont des esquilles ou de petits galets mal émoussés, aplatis dans le plan d'une foliation grossière ; leur taille peut atteindre le centimètre. Le ciment doit son éclat un peu gras au quartz, et sa teinte verte aux minuscules paillettes de phengite qui y sont disséminées ; sur les surfaces altérées, il est souillé de brun et carié par la dissolution de l'ankérite.

### Composition modale

quartz	67,0	ankérite	5,8
microcline	3,1	zircon	< 0,1
phengite	24,1		

### Micrographie

Les éléments quartzeux (environ 50 % du volume de la roche) sont mono ou polycristallins, à extinction toujours onduleuse. Leur forme, déjà indiquée, est celle d'esquilles plates ou de grains dont les sections arrondies ou oblongues ont des angles assez vifs ; on y reconnaît encore quelques golfes de corrosion. L'examen micrographique révèle aussi la présence de quelques débris feldspathiques : fragments de cristaux de microcline pouvant atteindre 2 mm et présentant comme le quartz les indices d'une cataclase intense. Le ciment est de structure grano-lépidoblastique assez confuse. La foliation y est mal définie par les lames épaisses de phengite, irrégulièrement concentrées en amas ou travées flexueuses dans un fond de quartz de granulométrie hétérogène. Quant à l'ankérite, elle est figurée par des plages informes, limoniteuses, généralement groupées en constellations. Le zircon est accidentel.

## 3. Relations entre ces deux faciès. Variations.

Dans tous les échantillons examinés, le quartz et le mica blanc représentent plus de 90 % en volume. La paragenèse comporte encore assez fréquemment de l'ankérite, parfois un peu de microcline, mais l'albite n'y figure que par exception au point que l'absence de plagioclase est une caractéristique du groupe.



Les minéraux accessoires les plus fréquents sont le rutile, la tourmaline, le zircon, l'apatite et l'hématite.

Les variations de faciès sont déterminées par une modification de la granulométrie et des proportions des deux constituants majeurs et reflètent encore clairement les conditions de la sédimentation. On passe ainsi des schistes sériciteux à des micaschistes puis aux conglomérats, par augmentation du grain moyen, de l'hétérogénéité granulométrique, et du rapport volumétrique mica blanc/quartz ; la dimension maximale des galets est de 20 mm. Corrélativement, la foliation devient plus grossière et l'éventuel litage s'estompe. La continuité de ces variations ne doit pas faire oublier l'opposition marquée à l'échelle de l'affleurement entre les matériaux fins et grossiers, produits d'un tri assez élaboré.

En dehors du quartz et des rares fragments de microcline, la fraction détritique grossière peut comprendre des galets plus volumineux (quelques centimètres de longueur), de teinte violacée. Ces éléments sont généralement isolés ; pourtant, sous les deux ponts routiers superposés de la Doire, entre Exilles et Chiomonte, ils prennent une importance significative tout en restant très clairsemés. Les galets d'un premier type sont schisteux, essentiellement constitués de phengite et d'hématite (25 % environ) avec albite accessoire ; dans un second type, des grains de quartz sont isolés par un ciment albitique incluant de nombreux cristaux du même oxyde (35 % environ) et quelques lames de mica blanc ; un dernier type est représenté par un échantillon unique tenant 78 % d'aegyrine en grands prismes automorphes sur un fond de quartz, albite, muscovite, hématite.

Les quartz rhyolitiques sont en définitive les seuls éléments dont l'origine éruptive soit encore évidente.

### C. PETROCHIMIE

La discussion s'appuie sur 8 analyses (tableau 5, n° 1 à 8). La première est inédite. Les autres sont tirées des thèses de F. Ellenberger (1958), J. Fabre (1961), R. Feys (1963) ; leur utilisation est justifiée par une homologie stratigraphique indiscutable entre les formations ainsi rapprochées.

Comme dans le groupe précédent, les éléments les plus significatifs sont les suivants : silicium, aluminium, sodium et potassium. Les teneurs en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varient en sens inverse et reflètent la différenciation lithologique : les termes les plus grossiers sont aussi les mieux pourvus en silice ; les termes fins sont au contraire moins siliceux et plus alumineux car la phase argileuse ou mica-cée y tient une place plus importante. Ces derniers ont un peu plus de silice et d'alumine que les "shales" moyens dont on peut trouver des exemples dans F.J. Pettijohn (1957) et P.M. Orville (1969). La teneur moyenne en  $\text{K}_2\text{O}$  est encore plus élevée que dans les micaschistes sous-jacents (4,33 %) et la teneur en  $\text{Na}_2\text{O}$  encore plus basse (1,71 %), malgré la présence de deux échantillons de grès relativement peu potassiques (6 et 7) qui tiennent surtout une quantité de soude assez inattendue ; une telle composition est inconnue dans le massif d'Ambin pour autant qu'on puisse en juger sur un simple examen microscopique. Si l'on ne tient compte que des schistes, les valeurs respectives sont alors de 6,08 et 0,46 %. Le premier chiffre est anormal si l'on se réfère aux analyses déjà citées ; il ne peut s'expliquer que par la présence de muscovite, plus concentrée encore que dans le groupe d'Ambin par suite d'un meilleur tri. Le second traduit pour sa part la disparition des plagioclases, altérés à la faveur d'un relief très atténué ou d'un climat chaud et humide. Les schistes ont en définitive une composition minéralogique peu différente de celle qu'ils avaient à l'origine : sans doute étaient-ils essentiellement formés de mica blanc et de quartz, comme les grès et les conglomérats d'ailleurs, dont les particularités chimiques tiennent simplement à une plus forte dilution du constituant phylliteux.

#### D. CONCLUSION

L'examen microscopique permet à lui seul de reconstituer la lithologie originelle du groupe d'Etache : les schistes sériciteux et les métaconglomérats représentent d'anciens schistes pélitiques ou finement gréseux, et des conglomérats à petits galets de quartz, n'ayant subi que de faibles transformations minéralogiques ou structurales du fait du métamorphisme.

La formation était discontinue, bien qu'apparemment concordante, et fortement différenciée. La dominance des produits fins et la rareté des feldspaths détritiques, exclusivement sodi-potassiques d'ailleurs, témoignent encore de la maturité des sédiments, surtout comparés à ceux du groupe précédent. Le caractère potassique accusé est attribué à l'abondance initiale de la muscovite, élément essentiel avec le quartz.

On est ainsi conduit à l'hypothèse d'un climat semi-aride et d'une surface de faible relief, légèrement déformée par des mouvements épéirogéniques : ainsi conditionnée, la sédimentation consistait en des épandages torrentiels, limités à des bassins isolés d'importance très variable. Il convient de remarquer que la discontinuité du groupe d'Etache peut être la conséquence d'une érosion ultérieure, mais si un tel facteur est seul mis en cause, il faut admettre qu'il intervient avant le dépôt des quartzites puisque ceux-ci reposent parfois directement sur le groupe d'Ambin.

## VI. QUARTZITES

### A. GISEMENT

#### 1. Extension. Relations avec les groupes précédents

A la lisière occidentale du massif, les quartzites sont continus ; c'est en France que leur épaisseur est la plus grande (130 m) ; elle tombe rapidement à quelques mètres au delà du col Sommeiller pour augmenter à nouveau tout à fait au Sud (20 m environ). On peut aussi admettre la continuité des sédiments suivant sur axe médian de direction NE-SW, jalonné par les lambeaux synclinaux du mont d'Ambin (15 à 60 m de quartzites), et du col de la Vecchia, sur l'arête méridionale du mont Giusalet (20 m).

En s'écartant des zones précédentes, on constate une diminution d'épaisseur importante et rapide, sans pouvoir la définir avec précision par suite du petit nombre d'endroits où les quartzites ont encore leur toit. Moins de 2 km à l'Est de la puissante falaise de Bellecombe, la formation est déjà réduite à une soixantaine de centimètres (l'affleurement n'est pas représenté sur la carte au 1/50 000) ; c'est à peu près l'importance qu'elle a dans la région plus orientale de Gran Scala, où d'ailleurs les dépôts calcaires qui lui succèdent normalement sont le plus souvent en contact direct avec le groupe d'Ambin. Au Sud de la zone transverse, il n'y a que deux points où une telle couverture aît été conservée en position normale : immédiatement en contrebas du synclinal de la Vecchia sur le versant italien, et dans le lit de la Doire sur une certaine distance vers l'aval à partir d'Exilles. A la première station, les quartzites ont une épaisseur maximale de 2 m, dix fois plus faible par conséquent que celle qu'ils présentaient tout près de là ; à la seconde, ils manquent totalement. En dehors de ces lieux, on les retrouve sous les Schistes lustrés, dans la région comprise entre les basses vallées de la Clarea et de la Cenischia, et à la périphérie du massif Ferrant-Nible ; ils forment également deux petites raches dans la région d'Exilles, à quelque distance de la Doire, et sont généralement présents dans les écailles prises entre les séries briançonnaise et piémontaise.

A l'affleurement, les quartzites reposent en apparente concordance sur le groupe d'Etache ou sur celui d'Ambin. Dans tous les cas le passage est progressif mais rapide ; il met en jeu une homogénéisation, une diminution générale du grain, un enrichissement en quartz aux dépens des autres constituants et notamment de la phengite. Les groupes d'Etache et des quartzites, également discontinus, n'ont pas la même extension latérale ; la carte géologique montre également leur indépendance réciproque ; de plus, même là où la série est complète, les quartzites n'ont pas nécessairement une épaisseur constante : c'est le cas dans la région du Petit Mont-Genis.

## 2. Faciès constituants

Les quartzites, normalement blancs, ont une granulométrie et une composition minéralogique remarquablement homogènes. Cependant ils sont parfois semés de granules ou de petits galets dragéiformes de quartz rose ou laiteux, dont la longueur atteint exceptionnellement 3 cm. D'autre part, la phengite leur communique une couleur verte lorsqu'elle est assez abondante ; souvent même, l'inégale distribution de ses cristaux fait apparaître le litage, indépendamment des intercalations schisteuses rares et minces dans lesquelles elle s'accumule éventuellement. Au sommet de la formation, l'hématite peut se concentrer dans certains lits ; c'est le cas au col d'Etache, où sur 1 m, des traînées rouges d'épaisseur variable (de l'ordre de quelques centimètres) alternent au gré d'une stratification entrecroisée avec des quartzites normaux et des quartzites à aegyrine.

## B. PETROGRAPHIE

### 1. Faciès normaux

Type : Ech. 861 (fig. 7 c) ; x = 954 250, y = 333 600.

#### Description macroscopique

La pâte est blanche, fine et serrée, d'éclat un peu gras à la cassure. Le débit se fait suivant les joints de stratification, en plaquettes régulières dont la surface est parsemée de minuscules paillettes argentées de mica.

Composition modale

quartz	69,8	zircon	< 0,1
microcline	10,6	apatite	< 0,1
phengite	19,6		

Micrographie

Le fond quartzo-feldspathique est de structure granoblastique et de granulométrie homogène. Le microcline y est réparti de façon uniforme ; ses plages, légèrement engrenées avec celles du quartz, ne présentent aucun signe évident de leur origine détritique ; grossièrement rectangulaires, ou plus souvent arrondies, elles sont pigmentées de fines poussières brunes, sauf à leur bordure restée limpide. Les petites lames de mica, pour la plupart prises entre les grains de quartz et de feldspath, sont régulièrement semées et assez bien orientées, parallèlement à la direction des quelques joints qu'elles soulignent d'ailleurs discrètement. L'apatite automorphe et le zircon émoussé sont accidentels.

## Variations.

L'examen microscopique ne détruit pas l'impression d'homogénéité. Le quartz est toujours l'élément essentiel, accompagné d'une proportion variable de phengite. Le microcline est assez constant et peut être en partie remplacé par de l'albite ; la calcite et l'ankérite sont tout à fait accidentelles.

La recristallisation n'a pas toujours complètement effacé la structure initiale de la roche ; ainsi les grains de quartz ont pu garder leur individualité, isolés par un ciment micacé qui en a empêché la jonction ; le microcline n'est que rarement incorporé au tissu quartzeux : par ses formes généralement arrondies, comme émoussées, il fait figure de relique. D'ailleurs, même dans les faciès fortement recristallisés, le contour régulièrement circulaire des grains détritiques apparaît encore en filigrane, indiqué par un mince liseré de poussière d'hématite ou plus rarement de minuscules cristaux sériciteux, ou encore par une extension de l'oxyde de fer limitée au volume des anciennes cavités intergranulaires. Le diamètre moyen de telles particules est souvent inférieur à 0,1 mm, ce qui tendrait à indiquer, compte tenu de la forme bien arrondie, une origine éolienne (Twenhofel, 1950). Le mica blanc n'est responsable d'aucune variation structurale importante ; il est dans l'ensemble uniformément réparti ; les joints qu'il constitue n'ont jamais que l'épaisseur de un ou deux cristaux et n'intéres-

sent qu'un nombre limité d'individus.

L'abondance et la morphologie des grains de quartz prouvent une évolution poussée du sédiment. Pourtant, le rapport quartz/feldspath qui peut servir d'indice de maturité, est anormalement faible : il a, dans l'échantillon choisi comme type, une valeur de 6,6 qui peut être prise comme moyenne de nos roches.

## 2. Faciès aegyriniques

Type (quartzite à ciment d'aegyrine) : Ech. 382 B (fig. 7 d) ;  
x = 952 100, y = 326 000.

### Description macroscopique

On y reconnaît des grains de quartz globuleux et presque jointifs, souvent encore un peu roses, noyés dans un ciment jaune-vert de pyroxène.

### Composition modale

quartz	65,9	aegyrine	31,3
phengite	0,5	hématite	2,3

### Micrographie

En dépit d'une légère corrosion, les éléments quartzeux ont gardé leur forme arrondie. La plupart sont monocristallins ; quelques-uns semblent pourtant avoir recristallisé et présentent une structure granoblastique interne. Bien qu'ayant quelques points de contact, ils restent le plus souvent isolés par une trame d'aegyrine que le plan de la lame mince coupe suivant une dentelle de cristallisation irrégulière : certaines plages de pyroxène s'étalent en effet largement, englobant plusieurs grains de quartz, tandis qu'ailleurs les cristaux sont de petite taille, fortement enchevêtrés. A l'aegyrine se mêlent quelques lames d'une phengite de couleur verte et pléochroïsme nets, et de minuscules tablettes d'hématite à transparence rouge, formant des concentrations locales.

### Variations

Les proportions de quartz, aegyrine et hématite dans le ciment varient largement d'un échantillon à l'autre. Notons qu'on a retrouvé cette paragenèse dans un autre gisement, très éloigné de celui où a été recueilli l'échantillon qui sert de type, et que F. Ellenberger (1958) signale la fréquence de l'hématite au sommet de la formation, en Vanoise ("niveaux versicolores").

C. PETROCHIMIE

Les analyses 9 et 10 (tableau 5) donnent une idée suffisante de la composition chimique des quartzites sous leur faciès banal. Comme on pouvait le prévoir, ces roches sont très siliceuses, faiblement alumineuses, et totalement dépourvues de soude : elles présentent donc les indices chimiques d'une forte maturité. La teneur en potasse a notablement fléchi, par suite de l'élimination d'une grande partie de la muscovite, mais elle est encore soutenue par l'augmentation soudaine de la quantité de microcline.

La composition chimique du ciment des quartzites à aegyrine a été calculée en partant du mode (aegyrine, 91,8 ; hématite, 6,7 ; phengite, 1,5). Si l'on néglige le mica blanc et si l'on utilise une aegyrine correspondant à la formule théorique  $\text{NaFe}^{+3}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ , les résultats sont les suivants :

$\text{SiO}_2$	47 %
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	40,9
$\text{Na}_2\text{O}$	12,1

L'hématite est la source probable du fer : elle est particulièrement abondante dans l'environnement immédiat de la roche étudiée, sans atteindre d'ailleurs des teneurs très élevées. Une origine sédimentaire du sodium est également vraisemblable puisque l'aegyrine s'inscrit manifestement dans un tel contexte (position stratigraphique déterminée, gisement en lits parallèles à la stratification, association avec une structure de dépôt bien caractérisée) ; le sel est alors le seul élément qui puisse rendre compte d'une pareille teneur en soude (Waldschmidt (1958) signale la présence de ce minéral dans le ciment de grès dont il constitue de 1 à 22 % environ du volume total). Il n'est pas surprenant de trouver de l'hématite et du sel au sommet de la formation puisqu'on suppose que le dépôt des quartzites a été suivi par celui d'évaporites, mais la localisation géographique de ces deux minéraux n'a pas de raisons évidentes ; on conçoit que la précipitation du fer ait été favorisée par le milieu agité et par conséquent mieux oxygéné dont témoigne la structure entrecroisée, mais on ne s'explique pas de façon satisfaisante pourquoi les traces de sel sont si rares. Quant à la concentration, elle peut être le résultat d'un tri mécanique comme il s'en produit fréquemment dans les cas de stratification entrecroisée ;



de meilleures observations auraient sans doute permis de confirmer cette hypothèse.

Le métamorphisme a conduit à la formation de quartz, aegyrine et hématite dans des proportions qui reflètent l'équilibre du mélange initial de silice interstitielle, sel et oxyde de fer. Une transformation de ce genre a été décrite par F.F. Grout (1946) : l'action d'eaux sodiques chaudes sur un chert hématitique serait à l'origine de l'acmite des roches du district de Cuyuna.

#### D. CONCLUSION

La formation est faite de quartzites homogènes, peu modifiés par le métamorphisme, présentant les indices morphoscopiques, minéralogiques et chimiques d'une maturité exceptionnelle. Pourtant, les feldspaths alcalins y deviennent brusquement plus abondants, sans qu'apparaissent les plagioclases ; une telle particularité peut s'expliquer de deux façons, soit par un assèchement du climat réduisant l'altération chimique à un minimum compatible avec l'absence des feldspaths calco-alcalins, soit par une concentration purement mécanique sous un climat sec, à partir d'un matériel dont les plagioclases avaient déjà été éliminés au cours d'un cycle précédent.

Ces roches ont à la fois des caractères éoliens (qualité du tri, forme et dimension des grains de quartz) et marins (stratification régulière, ripple-marks symétriques) ; certaines, parmi les plus récentes, gardent la trace du sel qu'elles tenaient à l'origine. Leurs particularités de gisement suggèrent une légère déformation qui serait antérieure au dépôt des quartzites et épargnerait ou même accuserait certains traits paléogéographiques. Mais elles peuvent aussi s'expliquer par le jeu d'une érosion qui interviendrait immédiatement après le dépôt des calcaires triasiques : ceux-ci ont en effet toujours un substratum de quartzites, et, d'autre part, les éléments post-triasiques peuvent recouvrir les groupes d'Etache ou d'Ambin sans l'intermédiaire de Trias. Quoi qu'il en soit, le bassin le plus important est toujours situé au Nord-Ouest de l'actuel massif, là où les deux formations coexistent et présentent leur développement maximal ; il communique au Sud avec une gouttière d'orientation NE-SW qui semble avoir été esquissée dès la période précédente.

L'hypothèse choisie est celle d'une sédimentation d'abord éolienne puis marine. Elle est parfois invoquée pour expliquer de tels dépôts (F.J. Pettijohn, 1957), et admise depuis M. Gignoux et L. Moret (1938) dans le cas des quartzites briançonnais. Le tri aurait commencé à "l'époque d'Etache" : les particules les plus légères étaient mises en suspension par les vents et emportées au loin dans les bassins où elles se mêlaient à l'apport des oueds ; en raison de leur forme, les micas pouvaient contribuer dans une large mesure à cette charge ; le produit de ce vannage s'accumulait en dunes sur les terres émergées. Après des mouvements de faible amplitude, la mer envahit alors une surface arasée, et nivelle les sables éoliens en les redistribuant dans les dépressions persistantes ou nouvelles.

## VII. ENSEMBLE CALCAREO-DOLOMITIQUE ET SALIFERE

### A. AVERTISSEMENT

Cet ensemble constitue la partie terminale de la série briançonnaise. N'ayant été que modérément transformé, il présente encore la plupart de ses caractères originels : il apparaît ainsi formé d'une succession définie de termes bien distincts, représentant manifestement plusieurs étages. Cette particularité justifie un traitement global mais impose une forme d'exposé nouvelle, donnant la primauté à l'analyse stratigraphique : l'étude chimique devenue inutile est supprimée, tandis que l'étude pétrographique n'a plus d'autre but que de préciser la définition des principaux faciès.

### B. ANALYSE STRATIGRAPHIQUE

#### 1. Série de référence

C'est au Nord-Ouest du massif que la succession est la plus complète et l'exposition la meilleure. La coupe de la séquence carbonatée, prise à l'angle des rochers Carlina, est complétée par un bref commentaire de la figure 8 (carte géologique de la cuvette Bellecombe-Carlina). Le complexe salifère est défini d'après ses affleurements voisins, en contrebas de la pointe Clairy.

##### a. Séquence carbonatée

Elle est présentée en commençant par le terme inférieur.

- calcschistes et brèches noirs (5 à 6 m) : c'est une formation de grain fin, patinée de roux, localement très riche en une phyllite vert pâle et épisodiquement bréchique ; les éléments, très étirés, sont pour la plupart de dolomie noire, à patine grise ; cet horizon, en contact tranché avec les quartzites sous-jacents, est connu des indigènes sous le nom de "barre noire" ;

- calcaires et dolomies massifs (90 m) : les dolomies, fines, grises ou

jaunâtres, un peu bréchoïdes, alternent avec des calcaires saccharoïdes d'importance largement subordonnée, en un niveau régulièrement lité ;

- calcaires marmoréens phylliteux et brèches noirs (7 à 8m) : situés à la base, les calcaires ont une pâte noire de cristallisation large ; ils se débitent facilement en plaquettes irrégulières, sonores, recouvertes de paillettes ou même carrément d'un enduit croûteux de mica blanc ; ils sont interstratifiés avec des brèches dont l'importance augmente vers le haut ; le ciment des brèches est un calcaire cristallin noir, plus ou moins schisteux ; les éléments, de dolomie fine grise à noire, sont anguleux ou arrondis, rarement étirés ; ils ont 1 mm à 2 mm ; la patine est noire pour les calcaires, plus claire, nuancée de gris, jaune ou rose pour les éléments ;

- brèches blanches (10 à 12 m) : leur teinte, seule, permet de les distinguer des précédentes ; le ciment calcaire est en effet blanc un peu gris ; les éléments, tout aussi finement grenus que l'étaient ceux des brèches noires, sont blancs à gris clair, plus rarement gris foncé ou rosé ; ils comportent cependant quelques fragments d'une dolomie rosée, plus grossière, un peu gréseuse ; l'altération superficielle accentue les nuances de coloration ;

- marbres chloriteux (3 à 4 m) : leur litage régulier détermine un débit en dalles, plus rarement en plaquettes : la patine est jaunâtre, au même titre que la pâte de calcite, largement cristallisée, semée de paillettes d'une chlorite foncée et d'un mica argenté que l'érosion laisse en léger relief : les affleurements de marbre chloriteux ont de ce fait une surface rugueuse tout à fait caractéristique ; outre quelques intercalations bréchiques d'importance subsidiaire, il convient de noter la présence, au sommet, d'une croûte ferrugineuse discontinue ; on conservera le terme de "marbre chloriteux" consacré par l'usage, en soulignant toutefois que la chlorite n'est pas limitée à ce niveau, mais qu'elle y est simplement plus évidente et peut-être un peu plus abondante ;

- calcschistes noirs (1 à 2 m) : des linéaments phylliteux cloisonnent un fond de calcaire un peu cristallin de grain millimétrique, déterminant un débit assez facile suivant des plans à éclat ardoisé ; sous l'action d'une érosion différentielle les affleurements prennent un modelé particulier (les zones les moins riches en silicates sont déprimées en même temps que se développe une patine irrégulière d'oxyde de fer).

A défaut d'une étude nouvelle, les seules données paléontologiques dont on dispose sont celles fournies en 1889 par A. Portis : elles permettent de rapporter au Trias les calcaires et dolomies parautochtones situés sur la rive droite de la Doire en amont de Salbertand. Dans l'ensemble, les formations carbonatées sont d'ailleurs peu fossilifères, à l'exception des calcaires et dolomies massifs. En anticipant sur les conclusions (p. 125) on admettra cependant sur la foi de simples analogies de faciès, que les deux termes inférieurs sont triasiques et les suivants post-triasiques.

En considérant l'environnement de notre coupe, on peut préciser la nature des contacts. Un certain nombre d'observations témoignent de relations anormales avec les quartzites sous-jacents : ces derniers sont particulièrement plissotés à proximité de leur toit, tandis que la "barre noire" porte les traces d'un laminage intense se traduisant notamment par des variations d'épaisseur importantes, et par la formation de quelques bourrelets ; l'examen à la lunette de la face sud montre que le second terme (calcaires et dolomies triasiques) repose en discordance sur son substratum et s'aminçit vers l'Est où il finit même par disparaître ; l'amputation porterait sur la partie inférieure et serait la conséquence d'un rabotage basal comme on en connaît de nombreux exemples en Vanoise (impressions de F. Ellenberger et J. Galli au terme d'une brève course dans laquelle ils avaient bien voulu m'accompagner en 1964). Tous les autres contacts sont d'ordre stratigraphique mais la discontinuité des formations est telle qu'on peut avoir à peu près n'importe quelle séquence sur une transversale à la direction des couches. Par exemple, les calcschistes noirs terminaux ont successivement pour assise tous les autres termes carbonatés (fig. 8) ; ils peuvent même recouvrir directement les quartzites, mais cette superposition est une conséquence probable du rabotage déjà incriminé (intercalation d'un chapelet de petites lentilles de brèche).

#### b. Complexe salifère

On peut y distinguer quatre types de roches :

- gypses : ils n'affleurent guère que dans les entonnoirs de dissolution, avec un peu d'anhydrite dont ils se distinguent par une teinte plus blanche et une cristallinité moins régulière ; les relations sont inconnues ;

- schistes et grès : les roches de ce groupe sont comprises entre des schistes aphanitiques généralement noirs et des grès fins, plus clairs, souvent un peu verts ; le mélange suit divers rythmes ; à l'échelle de l'échantillon, il se traduit par une texture finement litée ; au cours de la sortie mentionnée plus haut, J. Galli devait y découvrir l'empreinte d'une gaine foliaire d'*Equisetum*, 1,5 km au Nord-Nord-Ouest de la pointe de Bellecombe, sur le sentier qui joint les chalets du même nom au col de l'Arella ;

- dolomies : la pâte en est claire et finement grenue, la patine grise, beige ou rosée ; un débit en plaquettes y est fréquent ;

- cargneules : leur teinte jaune ou rousse est aussi caractéristique que leur texture équante, plus ou moins largement vacuolaire ; un type bréchrrique (fragments de grès, schistes, calcaires ou dolomies pouvant atteindre plusieurs centimètres de longueur) s'oppose à un type à grain fin ou moyen, homogène.

Gypses, anhydrite et cargneules forment une masse confuse dont la stratification est néanmoins indiquée par les inclusions détritiques ou carbonatées : grès, schistes, calcaires et dolomies, généralement contigus, se disposent en effet en lits ou lentilles d'épaisseur métrique, sensiblement parallèles aux limites des grandes unités lithologiques ; les bancs de cargneules que l'on suit parfois au sein des gypses se conforment eux aussi à cette orientation. Le terme de complexe exprime l'impossibilité d'établir une stratigraphie.

Dans la région étudiée, l'ensemble constitue un simple bourrage entre le socle briançonnais déformé par les plis et la base des Schistes lustrés à peu près horizontale ; ce contrôle tectonique des variations d'épaisseur suggère une situation anormale pleinement confirmée par les arguments chronologiques : certaines assises de ce Keuper sont réputées post-triasiques. Selon l'expression de P. Termier, le Trias salifère a "changé d'étage" en réponse aux contraintes alpines, et l'on peut admettre comme en Vanoise que ce changement s'est opéré à la faveur d'un transport latéral : l'absence de tout contact anormal au sein de la séquence carbonatée ne permet pas en effet d'envisager une origine locale.

## 2. Modifications latérales

Des divisions stratigraphiques arbitraires vont apparaître à ce stade de l'analyse ; elles répondent simplement à un souci de clarté.

### a. Niveau inférieur du Trias carbonaté

On le retrouve dans le synclinal médian, plus précisément dans les deux lambeaux extrêmes, avec une épaisseur de même ordre mais plus régulière. Au col de la Vecchia, il est sous un faciès calcschisteux noir. Il est plus différencié au col Sommeiller, où le substratum consiste en une alternance de quartzites banaux présentant parfois une fine stratification entrecroisée et de micaschistes verts progressivement plus épais et plus riches en mica blanc. Il est lui-même formé de dolomies gréseuses blanches, à patine jaune, cloisonnées par des lits phylliteux très irrégulièrement développés, dans lesquels la chlorite se mêle à un mica blanc également semé dans le fond de la roche. Plus à l'Ouest, au pied de l'arête qui descend de la Rognosa, cette formation est à son tour surmontée par des calcschistes et brèches noirs. L'hématite est partout abondante.

On connaît ailleurs des faciès comparables à ceux du col Sommeiller, mais à défaut d'une séquence complète ou familière on hésite à les rapporter au Trias ; c'est par exemple le cas sous le déversoir du lac de l'Agnello (1 700 m environ à l'Est-Nord-Est de la pointe Nible) et un peu plus bas, ou en bordure de la Doire, immédiatement en aval d'Exilles.

### b. Niveau supérieur du Trias carbonaté

A la bordure occidentale du massif, il est continu de Bellecombe jusqu'à la latitude de la pointe du Clot ; sa disparition brutale à cet endroit ne peut être qu'un effet de la tectonique. On le retrouve ensuite, toujours en situation autochtone, dans la région col Sommeiller-lac Galambra, puis au Sud-Est du mont Pramand où il apparaît à nouveau avec un toit normal ; son épaisseur est alors de quelques mètres et varie de façon sensible à l'échelle de l'affleurement. Hors de cette li-sière, on ne le connaît en place qu'au col de la Vecchia où sa puissance est de 15 à 20 m.

On peut faire état d'une lacune stratigraphique de ce Trias en un certain nombre de points où des termes plus récents sont en contact normal avec le socle siliceux : c'est d'abord le cas d'une région située au front des Schistes lustrés entre la cuvette du Petit Mont-Cenis et Gran Scala, qui devait s'étendre vers le Sud au moins jusqu'au niveau de la cime de Bard comme en témoignent encore deux petits affleurements. Il en est également ainsi au mont d'Ambin, et immédiatement au Sud-Est du col de la Vecchia où l'on a déjà indiqué la présence d'une couverture calcaire au coeur de replis très aigus. Côté italien, une telle lacune est assez générale à l'Ouest, entre le col de l'Argentera et le village de Signols ; elle est de règle dans la région d'Exilles, et se manifeste enfin quelques 2,5 km au Sud-Sud-Est de la pointe Mulatera, au lieu-dit Pra Piano (voir plus loin).

Le Trias carbonaté affleure largement sur le versant italien où il devait même former avant érosion un recouvrement à peu près continu. Il y est cependant en situation anormale puisqu'il peut figurer deux fois sur une même verticale (Sud-Sud-Est du Mont Pramand) ou se superposer à des éléments post-triasiques (région Séguret-Pramand, bords de la Doire en aval d'Exilles). Il perd manifestement de son importance vers le Nord-Est : la masse de calcaires et dolomies de la zone Vallonetto-Séguret-Pramand est la plus importante de tout le massif et l'épaisseur y est sensiblement la même qu'à Bellecombe, compte tenu du plissement ; au contraire, entre la vallée de la Clarea et la basse vallée de la Cenischia, la formation ne joue plus qu'un rôle accessoire et peut même faire défaut dans une séquence par ailleurs complète.

L'origine de ces matériaux parautochtones peut se situer en France. L'analyse structurale montre en effet que le transport est pénécotemporain de la formation des grands plis transversaux comme le synclinal Sommeiller-Ambin-Vecchia. La direction de ce transport est donc vraisemblablement perpendiculaire à l'axe desdites structures, c'est-à-dire Nord-Sud ou Nord Ouest-Sud Est. Quant à son sens, il peut être déduit des constatations suivantes : le niveau triasique supérieur s'amincit vers l'Est ou le Nord-Est, aussi bien dans les écailles que dans la couverture autochtone ; dans cette dernière, il manque sur une partie du territoire français pour des raisons d'ordre tectonique. Dans une telle hypothèse, on peut imaginer qu'à l'emplacement du versant français se trouvait avant les événements alpins une formation calcaréo-dolomitique en biseau vers l'Est ; sa limite



devait coïncider grossièrement avec une ligne allant de Bellecombe à la région Bard-Guisalet-Vecchia, puis gagnant le lac Galambra après avoir contourné vers le Nord le mont d'Ambin. A l'emplacement du versant italien, on ne le retrouvait qu'à l'Ouest, très localement. Quoi qu'il en soit, l'extension de ces sédiments ne semble pas avoir dépassé celle des quartzites qui forment toujours leur substratum et sont même présents dans la plupart des écailles. L'homogénéité n'est guère altérée que par la présence de quelques brèches monogéniques et de rares accidents siliceux (Granges Valfredda).

c. Eléments post-triasiques

Voici la situation des affleurements post-triasiques autochtones (tous ne sont pas indiqués sur la carte au 1/50 000) :

- bordure nord : cuvette de Bellecombe et prolongement vers le Nord en direction du col de Sollières ; cuvette du Petit Mont-Cenis, 1 500 m à l'Est du col ; point situé à mi-chemin entre le précédent et le sommet du mont Malamot ; pied de la falaise de schistes lustrés entre Corne Rousse et Gran Scala (constellation de douze lambeaux distincts) ; contrefort est de la cime de Bard (deux affleurements voisins) ;

- synclinal médian : mont d'Ambin ; replis aigus accompagnant le tronçon de la Vecchia (Sud-Est) ;

- extrémité sud : pied de la ligne de falaises formée par les calcaires, dolomies et cargneules entre le col de l'Argentera et le mont Pramand ; débouché des gorges du rio Seguret au lieu-dit la Balme ; dos de l'anticlinal entre la Balme et Signols ;

- déversoir du lac de l'Agnello, 1 700 m à l'Est de la Nible, et lit du torrent en contrebas ;

- lit de la Doire à partir d'Exilles, sur 2 ou 3 km vers l'aval (trois affleurements distincts) ;

- proximité immédiate d'un large cône de déjection doucement abaissé vers le minuscule hameau de Pra Piano, 2 500 m au Sud-Sud-Est de la pointe Mulatera.

On doit joindre à cet inventaire la liste de quatre stations où les formations post-triasiques sont en situation parautochtone :

- talweg du haut vallon de Valfredda ;
- arête Vin Vert-Vallonetto qui limite ce vallon au Sud-Est ;
- pointe Mulatera ;
- basse vallée de la Clarea, peu avant le confluent avec la Doire.

Le substratum peut être constitué par n'importe laquelle des unités déjà étudiées, à l'exception du groupe de la Clarea. Dans l'ensemble, le contact paraît normal, en particulier à Gran Scala (Goguel et Gay, 1962) ; la cuvette de Bellecombe est le seul endroit où il semble avoir souffert d'un décollement (abstraction faite des écaillés italiennes).

Du point de vue des faciès, on distingue une région septentrionale correspondant aux affleurements de la bordure nord, du synclinal transverse et de la Mulatera, d'une région méridionale recouvrant tous les autres affleurements. Les coupes levées dans cette dernière échappent à toute tentative d'interprétation et n'ont entre elles que de vagues ressemblances ; certains termes y sont pourtant isolément reconnaissables. Un tel échec peut être imputable à la présence du niveau triasique inférieur, ajoutée à la brutalité des lacunes et à la généralité d'un plissement aigu ; ce Trias rendrait compte de la fréquence des faciès péli-tiques en alternance avec les faciès carbonatés. Dans la première région au contraire, les caractères définis à Bellecombe se retrouvent d'un affleurement à l'autre en dépit de quelques modifications de détail. C'est ainsi qu'à Gran Scala, la formation bréchiques blanche prend un faciès marmoréen justifiant son exploitation ; de minces lits charbonneux ont été découverts à son sommet, dans le lambeau principal décrit par J. Goguel et P. Laffitte (1952) ; quelques silex et des rocs d'un quartzite très pur y sont par ailleurs présents. Dans quelques cas, il y a passage latéral de l'un à l'autre type de brèche, la plus claire paraissant raviner l'autre. Dans les deux faciès les éléments, dont la taille atteint plusieurs décimètres, ont presque toujours une forme anguleuse et n'obéissent à aucun classement ; ils sont tous de nature carbonatée, sauf à Gran Scala où de nombreux fragments micaschisteux sont visibles dans les affleurements les plus proches de la route. Un étirement intense peut modifier profondément l'aspect de ces roches en déterminant une fibrosité grossière (Gran Scala). Pour sa part, le marbre chloriteux semble par endroits interstratifié dans les brèches blanches ; la chlorite y est irrégulièrement distribuée et fait éventuellement défaut dans la partie in-

férieure. Au mont d'Ambin, comme à Bellecombe, le sommet de cette formation est souligné par une croûte ferrugineuse ; ailleurs, c'est à la base que se situe le hard ground ; il consiste alors en une simple pellicule hématitique violacée, ou en une concentration de minéraux variés parmi lesquels l'aégyrine, l'amphibole bleue, la magnétite et l'hématite ; ces espèces ont été reconnues localement à Gran Scala ; elles sont par contre largement répandues au col de l'Arella, entre la cuvette de Bellecombe et le col de Sollières (affleurements signalés en 1952 par J. Goguel et F. Ellenberger). Quant aux calcschistes noirs par lesquels s'achève ordinairement la séquence, ils prennent parfois la forme de calcaires marbreux pauvres en phyllites, ou s'accompagnent de micaschistes albitiques d'origine indéterminée (quartz, albite, muscovite, chlorite, calcite). Signalons enfin qu'une dolomie claire, à patine jaune paraît à certains endroits (particulièrement à Gran Scala) se substituer à différents niveaux de la série.

#### d. Trias salifère

Ses principaux affleurements, au Nord du massif, sont un prolongement oriental des accumulations mauriennes ; dans cette région, le Trias salifère constitue d'abord le soubassement des Schistes lustrés, puis une intercalation que l'on suit sans discontinuité à une altitude voisine de 2 000 m jusqu'au Sud-Est de Rochemelon. Les faciès sont tous bien représentés, notamment les gypses dont les plus beaux entonnoirs de dissolution, maintenant recouverts par les eaux du barrage, se trouvaient en bordure même du lac ; on peut en voir une photographie dans le traité de géologie de E. Haug (1907, vol. 1, p. 34). On retrouve à l'extrémité sud un gros amas lenticulaire de gypse et d'anhydrite avec quelques satellites. Partout ailleurs, ce ne sont que des cargneules, si l'on excepte le petit lambeau dolomitique et schisteux qui fait localement le toit des leptynites alcalines sur la rive gauche de la Clarea.

L'allochtonie de ce Trias salifère est confirmée à l'échelle du massif par les variations d'épaisseur importantes et rapides, et par certains gisements en lames concordantes entre les écailles briançonnaises ou même au sein des Schistes lustrés (digitation du Mont-Cenis).

Comme le souligne F. Ellenberger (1958), le gypse semble bien être un produit secondaire : c'est en effet une formation superficielle relativement à l'anhydrite dont la stratification est d'ailleurs beaucoup plus nette en dépit

d'une certaine fragmentation (gorge du torrent d'Ambin en amont de Bramans). Quant aux cargneules, elles sont liées aux contacts anormaux et résultent manifestement du remplacement de matériaux carbonatés, surtout dolomitiques, suivant une règle clairement démontrée en Vanoise. Elles n'ont aucune signification stratigraphique précise puisqu'elles représentent ainsi selon les cas le Keuper lui-même, d'autres niveaux briançonnais autochtones ou parautochtones, enfin des brèches tectoniques aux éléments variés. On admettra sans la discuter l'hypothèse proposée par F. Ellenberger et appuyée par différents travaux théoriques, ceux de O.K. Yanat'eva en particulier (1956) : ces roches tirent leur origine d'une solution sélective du carbonate de Mg et de la dolomite par des eaux séléniteuses.

### C. PETROGRAPHIE

#### 1. Faciès dolomitiques

Type (dolomie calcifère) : Ech. 1 461 (fig. 7 e) ; x = 954 250,  
y = 333 750.

#### Description macroscopique

Le grain est extrêmement fin, la teinte beige. La cassure ne suit qu'exceptionnellement la direction d'une stratification à peine indiquée par les nuances de coloration ; elle est généralement conchoïdale et caractérisée par le miroitement d'une multitude de minuscules facettes.

#### Composition modale

quartz	< 0,1	dolomite	84,8
phengite	1,6	pyrite	< 0,1
calcite	13,6		

#### Micrographie

Les cristaux de dolomite s'accolent en une mosaïque isogranulaire, semée de très rares grains de quartz, de quelques granules pyriteux presque totalement hématitisés, et des paillettes d'un mica blanc révélant par leur orientation d'ensemble et leur alignement local la trace d'une surface -S discrète. La calcite cristallise assez largement, en taches de contour mal défini, allongées parfois dans la même direction que les micas, ou en filonnets discordants.

## Variations

Le groupe des dolomies est très homogène, presque uniquement formé de matériaux triasiques.

Les variations structurales s'y limitent à une modification de la taille du grain qui peut atteindre exceptionnellement 5/100 de millimètre ; les cristaux s'engrènent alors légèrement, mais rien ne permet d'affirmer que cette évolution est une conséquence du métamorphisme.

Les minéraux qui s'ajoutent éventuellement à la paragenèse de référence introduisent une certaine variété, sans jamais sortir du rang des constituants accessoires : albite automorphe, poecilitique ; chlorite en sections rectangulaires, parfois bordées sur leurs grands côtés d'un liseré de mica blanc ; amphibole dont les prismes épars sont totalement remplacés par diverses combinaisons de quartz, albite, mica blanc, chlorite, calcite ; ces éléments s'entourent assez fréquemment d'une couronne de calcite. La teinte sombre de certains échantillons est due à la présence d'un pigment de nature indéterminée, disséminé dans la pâte et surtout concentré en minces films au contact des grains de dolomite ; c'est lui qui conserve la plus souvent la trace des organismes par sa localisation à l'intérieur ou à l'extérieur d'un test généralement clair ; plus rarement c'est le test lui-même qui est souillé de noir.

## 2. Faciès bréchiques

Type (métabrèche calcaréo-dolomitique) : Ech. 2 961 A ;  
x = 955 050, y = 334 100.

### Description macroscopique

Les éléments, millimétriques à pluricentimétriques, sont anguleux, mal classés ; leur pâte très fine, d'un gris rosé plus ou moins foncé, se recouvre par altération d'une patine de teinte assez uniforme bris à beige un peu roux. Le ciment est très distinct à l'affleurement, en raison de sa patine claire ; il l'est beaucoup moins sur une cassure fraîche. Quelques surfaces très irrégulières, enduites d'une pellicule argentée de mica, déterminent un débit difficile et grossier.

Composition modale (entre parenthèses : fraction volumétrique à rapporter aux éléments).

quartz	3,9 (0,1)	calcite	75,8 (0,1)
albite	0,4	dolomite	15,4 (15,4)
phengite	3,1 (0,2)	sphène	0,3
chlorite	1,1		

Micrographie

Les éléments sont presque exclusivement formés de dolomite fine, susceptible de recristallisation locale ; le quartz et le mica blanc n'y interviennent jamais que pour une part négligeable. Le ciment est un marbre impur dont le fond de calcite granoblastique est parsemé des habituels grains de quartz, plus rarement d'ilôts polycristallins de structure en mosaïque, et recoupé à l'emporte-pièce par quelques taches amiboïdes d'albite. Quartz et calcite portent les traces d'une déformation intense que soulignent également les sinuosités de joints phylliteux minces mais assez continus. Ces derniers sont ponctués de cristaux de sphène dont la transparence n'apparaît qu'aux plus forts grossissements ou en lumière réfléchie ; le mica blanc, sujet par endroits à une recristallisation sériciteuse discrète, y domine sur la chlorite dont les lames se groupent parfois en amas de peu d'importance.

Variations

Les brèches se présentent sous deux faciès : noir et blanc ; cette différence de coloration est due à la présence d'un oxyde pulvérulent dans les roches du premier type, à la fois dans les éléments et le ciment.

Les autres caractères sont communs. A de rares exceptions près, les fragments sont faits d'une matière dolomitique sujette aux mêmes variations structurales ou minéralogiques que les dolomies massives déjà étudiées. Le ciment est un marbre un peu schisteux comme dans l'échantillon type, ou un calcschiste ; la calcite en est le carbonate habituel et le constituant majeur, bien que le quartz joue à l'occasion un rôle important par le nombre et la dimension de ses plages, recristallisées en un tissu granoblastique large ; la chlorite y est toujours subordonnée au mica blanc ; l'albite y pousse épisodiquement.

### 3. Faciès calcaréo-pélitique

Type (marbre phylliteux) : Ech. 3 461 (fig. 7 f) ; x = 954 850,  
y = 333 650.

#### Description macroscopique

La foliation est nette et régulière ; le litage n'est révélé que par une altération différentielle faisant ressortir certains lits relativement moins riches en carbonate et mieux pourvus en éléments silicatés : quartz, phengite et chlorite sont malgré tout assez uniformément répartis, aussi bien dans la pâte qu'à la surface des plans de foliation où les phyllites dessinent une linéation à peine marquée ; en relief sur fond de calcite, ces éléments confèrent aux surfaces altérées la rugosité du papier de verre.

#### Composition modale

quartz	4,8	épidote	0,2
albite	0,2	calcite	84,8
phengite	6,4	sphène	< 0,1
chlorite	3,6	pyrite, limonite	< 0,1

#### Micrographie

Le fond de calcite granoblastique est assez régulièrement semé de grains de quartz monocristallins probablement détritiques (contour anguleux plus ou moins adouci) et de lames de mica blanc dont la minceur contraste avec l'épaisseur des tablettes chloriteuses. Les cloisons restent rares et n'ont jamais que l'épaisseur d'un cristal ; c'est surtout l'orientation d'ensemble des phyllites qui détermine la schistosité parallèle au plan axial et aux flancs de plis dont quelques charnières se devinent encore à la disposition transversale d'une proportion notable d'individus. Les autres constituants n'ont qu'une importance mineure : porphyroblastes d'albite, épidote et sphène en granules informes, pyrite dont les sections automorphes sont parfois corrodées et toujours entourées d'une couronne d'hématite.

#### Variations

On peut rattacher à cet troisième type pétrographique tout un groupe de roches comprises entre des pôles carbonaté et pélitique. Les termes moyens ont un fond carbonaté assez largement cristallin, un peu gréseux, dans lequel la

phengite et la chlorite sont éparses ou concentrées en cloisons minces. D'un côté ils passent à des marbres calcaires et/ou dolomitiques ; de l'autre, par augmentation de la teneur en phyllites et accessoirement en quartz, ils évoluent vers des matériaux à schistosité et tendance pélitique plus accusées (niveaux basal et sommital de la séquence carbonatée).

Dans ces roches - les marbres mis à part en raison de leur rareté - la calcite fait place occasionnellement à la dolomite, ou s'accompagne d'un peu d'ankérite ; par exception, elle manque totalement. L'albite poeciloblastique est banale ; l'épidote est parfois présente, surtout dans les faciès les plus pélitiques où elle voisine avec le sphène. A la liste de ces constituants, il faut ajouter les fantômes surtout chloriteux de deux autres constituants : l'un était probablement une amphibole sodique comme en témoignent les formes et la présence éventuelle d'albite parmi les produits de remplacement ; l'autre était peut-être une lawsonite, à en juger sur les seuls critères morphologiques. La couleur ardoise ou franchement noire de certains échantillons est due à l'abondance, surtout dans les travées phylliteuses, d'un oxyde pulvérulent et du rutil qui en dérive manifestement. Par leur répartition, ces deux éléments trahissent une structure planaire ancienne, oblique sur la direction cristallographique de la plupart des minéraux actuels.

#### 4. Faciès marmoréens à silicates

Type (marbre à silicates) : Ech. 8 061 (fig. 7 g) ; x = 954 500,  
y = 335 200.

##### Description macroscopique

L'élément marquant est un pyroxène vert foncé, dont les larges cristaux, mêlés à quelques prismes de glaucophane, sont si étroitement enchevêtrés que la roche est de texture équante et ne montre aucun débit particulier ; la concentration de nombreux cubes pyriteux y définit cependant un vague litage. Le fond carbonaté laiteux ou un peu rose, localement ankéritique, se dissout par altération météorique en laissant à l'affleurement une croûte vacuolaire enrichie en pyroxène et amphibole.



Composition modale

quartz	1,9	dolomite	0,8
albite	0,7	magnétite	1,9
augite aegyrinique	35,7	hématite	4,3
glaucophane	7,1	pyrite	0,1
calcite et ankérite	47,5		

Micrographie

Augite aegyrinique et glaucophane zoné constituent l'armature d'un matériel carbonaté légèrement bréchique. Les prismes de l'amphibole sont étroitement enserrés et fortement corrodés par le pyroxène. Les sections de ce dernier ont par endroits la forme d'une dentelle dont les mailles larges et régulières incluraient quartz ou calcite ; le quartz y présente une orientation optique propre à chaque cellule, alors que la calcite s'étale beaucoup plus largement. Les deux inosilicates sont concentrés en lits mal définis, riches en minerais : magnétite et pyrite automorphe, hématite en amas ou traînées discontinues de cristaux sans forme. La gangue est de calcite dominante et d'ankérite, recristallisées l'une en plages festonnées, l'autre en cristaux idiomorphes. Certains détails du fond initial (stratification ?, organismes) apparaissent encore en filigrane par le jeu d'une pigmentation de petites tablettes hexagonales rouges d'hématite ; de la roche-mère persistent aussi quelques fragments dolomitiques dont la marge s'égrène et se fond rapidement dans la calcite environnante, et les éléments d'une mosaïque quartzreuse eux aussi dissociés par le carbonate, restes d'un ancien lit concordant. L'hématite est encore sous forme de baguettes, allongées conformément à la direction générale, peut-être pseudomorphiques d'une ancienne deerite. L'albite, pour sa part, est en plages dentelées manifestement surimposées.

Variations

A ce type se rapportent un certain nombre d'échantillons ayant en commun les caractères suivants : une pâte calcaire largement cristalline à éléments de dolomie rousse, une association pyroxène aegyrinique-glaucophane, une richesse assez exceptionnelle en minerais de fer (magnétite, hématite, pyrite), une même position stratigraphique (sommet des brèches blanches dont ils représentent vraisemblablement la surface durcie). L'albite et le quartz y sont toujours présents,

la phengite généralement, la chlorite et l'ankérite parfois, la biotite brune tout à fait accidentellement.

### 5. Faciès schisto-gréseux

Type (schiste sériciteux) : Ech. 5 461 E (fig. 7 h) ; x = 956 000, y = 335 400.

#### Description macroscopique

La roche est noire, finement schisteuse et litée. On n'y reconnaît à l'œil nu aucun constituant minéral.

#### Composition modale

quartz	14,0	ankérite (et limonite	1,0
albite	3,8	rutile (et <sup>dérivée</sup> minéral dont il dérive)	7,4
phengite	58,4	tourmaline	2,2
chlorite	0,6	zircon	< 0,1
chlorite oxydée	12,6	apatite	< 0,1

#### Micrographie

Il s'agit essentiellement d'un tissu orienté de phengite et de quartz esquilleux, semé de nombreux prismes de tourmaline, de cristaux automorphes d'ankérite le plus souvent réduits à un fantôme limoniteux, d'un peu d'apatite et de quelques zircons. Le litage y est déterminé par les variations discrètes des teneurs en quartz et mica blanc, et par la présence dans les lits phylliteux d'un produit opaque (ses grains sont à la limite de résolution de l'objectif le plus fort) et des minuscules aiguilles de rutile qui semblent en dériver. L'échantillon comporte en outre quelques taches imprécises d'albite et les restes d'un minéral ancien totalement remplacé par une phyllite brune (chlorite oxydée) accidentellement mêlée à un peu de chlorite verte ; les formes, parfaitement conservées, sont celles d'une amphibole qui aurait en partie échappé au contrôle de la structure planaire.

#### Variations

Le litage du faciès-type manifeste à l'échelle de la lame mince la différenciation initiale entre schistes et grès : d'une façon générale, le passage des schistes aux grès se fait par augmentation du rapport quartz/mica blanc et du

grain moyen qui ne dépasse guère cependant 1/10 de millimètre ; corrélativement, la teinte s'éclaircit, un peu de feldspath apparaît. Un granoclasement peut même affirmer le caractère détritique originel. Signalons enfin la taille et l'abondance relative des grains de zircon dans tous ces faciès.

Le métamorphisme n'est qu'un facteur accessoire d'hétérogénéité. Il est généralement discret, dans la mesure où les cristallisations restent ponctuelles (albite, amphibole supposée et ses altérations phylliteuses, ankérite éventuelle, tourmaline toujours abondante). Ce n'est qu'accidentellement que la roche recristallise dans son ensemble en un produit d'ailleurs très fin, où le chloritoïde peut se développer en larges tablettes, où l'amphibole sodique est parfaitement reconnaissable, totalement transformée en albite et chlorite.

## 6. Cargneules

Faciès-type : Ech. 152 ; x = 951 500, y = 328 500.

### Description macroscopique

Un ciment d'aspect un peu sableux enrobe les débris nacrés de schistes très fins (de 0,1 à plusieurs centimètres de longueur). La texture est équante, vacuolaire ; la couleur rousse est particulièrement accentuée sur les surfaces altérées.

### Composition modale

quartz	3,1	dolomite	19,2
albite	2,5	pyrite altérée	0,5
phengite	8,7	zircon	<0,1
chlorite	2,9	pores	6,0
calcite	57,1		

### Micrographie

Les éléments sont de deux types : les plus nombreux sont des fragments de schistes sériciteux rappelant certains faciès des schistes à Equisetum ; les autres, beaucoup plus rares, ont le grain fin de la plupart de nos dolomies mais une nature calcaire. La calcite est d'ailleurs l'élément essentiel du ciment ; elle a partiellement remplacé un tissu dolomitique de cristallisation large dont elle respecte la structure et englobe encore de nombreux résidus. Ce fond carbonaté

est parsemé de grains quartzeux corrodés, de granules à peu près automorphes de pyrite totalement oxydée, de lamelles de chlorite et de phengite, enfin de cristaux d'albite à peu près prismatiques. Dans la zone recoupée par la lame mince, le volume occupé par les éléments est égal au huitième de celui du ciment; mais ce chiffre n'est pas représentatif de l'ensemble de la roche ; il est trop faible, comme la valeur de 6 % calculée pour la porosité.

#### Variations

Les quelques lames minces disponibles montrent que les principaux facteurs de variété sont la porosité, la nature et la fréquence des éléments, l'importance des îlots dolomitiques. Elles révèlent également la présence accidentelle de fuchsite, et celle de glaucophane transformé en albite et chlorite. Elles prouvent surtout que les cargneules sont plus calcaires que dolomitiques, comme F. Ellenberger le souligne dans sa thèse en s'appuyant sur quelques analyses chimiques (1958).

#### D. CONCLUSION

Au socle siliceux s'oppose une couverture calcaire à peine défigurée par le métamorphisme alpin, mais localement décollée puis traînée ou même arrachée par la tectonique. La série la plus complète en est, de bas en haut, la suivante :

- |  |   |            |
|--|---|------------|
| - Schistes verts, dolomies gréseuses ; calcschistes et brèches noirs ; | ) | Trias      |
| - Calcaires et dolomies massifs ;                                      | ) |            |
| - calcaires marmoréens phylliteux et brèches noirs ;                   | ) | Post-Trias |
| - brèches blanches ;   | ) |            |
| - marbres chloriteux ;   | ) |            |
| - calcschistes noirs.  | ) |            |

Ces dépôts sont caractérisés par la fréquence des lacunes et l'extrême condensation de leur fraction post-triasique.

Le Keuper salifère qui les recouvre par endroits est constitué d'anhydrite superficiellement altérée en gypse, et comporte quelques intercalations schisto-gréseuses ou carbonatées fragmentées. Il est lié à d'énormes masses de

cargneules, résultant de l'action des eaux séléniteuses sur divers matériaux dolomitiques. Son origine étrangère ne fait pas de doute en l'absence de tout contact anormal au sommet du Trias calcaréo-dolomitique d'Ambin.

La seule trace d'évaporites dans notre région se trouve donc au sommet des quartzites ; elle date d'un épisode lagunaire auquel on peut encore rattacher le dépôt des dolomies gréseuses et schistes verts de la base du Trias carbonaté. La sédimentation prend ensuite un caractère délibérément marin, zoogène ou pélagique ; au Trias moyen (calcaréo-dolomitique), elle était peut-être localisée à l'emplacement de l'actuel versant français si l'on admet une telle origine pour les écaillés italiennes ; l'extension des dépôts correspondants témoigne de toutes façons d'une dissymétrie dont on a déjà relevé de nombreux indices. Les apports terrigènes sont devenus insignifiants par suite de l'éloignement du continent ou de son arasion. Une activité de cordillères, post-triasique, est la seule manifestation tectonique. On ne dispose pas d'arguments suffisants pour décider si les discordances sont le fait d'émersion ou de simples lacunes sous-marines.

VIII. SERIE DES SCHISTES LUSTRES

---

A. GISEMENT

---

1. Extension. Relations avec le substratum briançonnais

---

Les Schistes lustrés isolent presque le massif d'Ambin que seul un isthme étroit de Trias salifère relie vers le Nord à celui de Vanoise. Ils formaient avant l'érosion une carapace continue dont subsistent quelques témoins : au mont d'Ambin, des calcschistes sont ainsi pincés au coeur du synclinal médian, comme au col de la Vecchia où la présence d'un minuscule noyau serpentineux ne laisse planer aucun doute sur l'identité de la formation ; dans cette même région, la crête sinueuse qui joint la cime du Giusalet à celle de Bard porte également des restes du recouvrement initial ; en contrebas, sur le versant italien, l'ensemble Ferrant-Nible-Vallone constitue enfin un affleurement intermédiaire entre les "golfs" du plateau de Galambra et de la pointe Mulatera.

N'importe quel élément briançonnais peut servir de substratum aux Schistes lustrés. Au Nord-Est, dans la région de Moncenisio, c'est le groupe de la Clarea qui tient lieu d'assise. Une telle lacune est cependant exceptionnelle : là où il est visible, le contact est assez régulièrement jalonné par les lambeaux de la couverture calcaire d'Ambin, ou à défaut par des placages de quartzites. Un contact direct est en réalité tout à fait accidentel ; des matériaux étrangers s'intercalent généralement entre les deux unités dont ils démontrent le déplacement relatif. Les Schistes lustrés ont d'abord une semelle assez continue de Trias exotique proprement dit, ou de cargneules, dont les variations d'épaisseur sont contrôlées par des facteurs structuraux ; à Bellecombe par exemple ces roches forment manifestement un bourrage entre la base de l'unité piémontaise à peu près plane et la surface de l'unité briançonnaise déformée par les plis. Ils reposent même en Italie sur de larges copeaux arrachés au socle.

Si l'on admet que les Schistes lustrés ont une origine paléogéographique distincte et qu'ils ont été tardivement charriés sur le massif d'Ambin, on peut à la suite de F. Ellenberger (1958) expliquer le biseautage du socle par une érosion subaérienne antérieure au transport. Mais on peut invoquer plus simplement le jeu des ablations tectoniques, combiné à la discontinuité des sédiments briançonnais (groupe d'Etache, quartzites et dépôts carbonatés). L'absence du groupe d'Ambin à la bordure nord-est serait plutôt le fait d'une lacune stratigraphique puisque les formations d'Ambin et de la Clarea sont inconnues dans les écaillés. A l'appui d'une telle hypothèse, rappelons l'amincissement général dans cette direction ; le groupe d'Ambin lui-même paraît former un biseau si l'on en juge par la proximité du groupe de la Clarea et des termes post-triasiques dans la région de Gran Scala.

## 2. Faciès constituants

La série doit son nom à un fond de calcschistes dont la monotonie est rompue par des intercalations variées. Dans la région étudiée, l'association de ces différentes roches n'obéit pas à des règles stratigraphiques évidentes.

Il s'agit donc pour l'essentiel de calcschistes gris ou noirs, dont la schistosité est plus ou moins marquée suivant l'importance relative des phyllosilicates. Divers minéraux y sont exsudés, quartz, albite, calcite et carbonate brunissant, souvent accompagnés d'un peu de pyrite, parfois même de quelques mouches de chalcopryrite.

Des intercalations d'un premier type y sont constituées par des mica-schistes clairs, massifs, généralement albitiques ; ce sont les "gneiss du Charbonnel" de R. Michel (1953). Ils se disposent en lits concordants, décimétriques à décamétriques, bien délimités, sans présenter de variations granulométriques séquentielles, ou de granoclassement. En face des villages de Novalesa et Venalzio, à la base de Rochemelon, ils alternent avec les calcschistes sur une certaine épaisseur ; ailleurs, de tels horizons sont rares et restent le plus souvent isolés, même dans la région Ferrant-Nible où l'apparente multiplicité est une conséquence du plissement.

Suit un cortège de roches basiques très variées quant à leur pétrographie et à leur mode de gisement. A l'extrémité sud, dans l'environnement plus ou moins immédiat du massif serpentiniteux de la Sauze d'Oulx, affleurent des matériaux dont la nature éruptive est clairement indiquée par des structures palimpsestes, et même, le cas échéant, par des résidus de la paragenèse magmatique. Au Nord-Ouest d'Ulzio, un petit massif ayant déjà fait l'objet d'une description sommaire (M. Gay, 1968) recoupe ainsi les calcschistes apparemment sans les déranger. Un autre affleurement, situé au Sud du hameau de Signols, évoque plutôt une coulée de puissance décamétrique, interstratifiée dans les Schistes lustrés visiblement concordants au mur. Au Nord-Est de la Sauze, une formation chaotique coiffe les serpentinites à la manière d'un petit chapeau ; le recouvrement végétal marque le contact précis mais ne suffirait pas à cacher une zone de transition. Tous ces produits d'origine effusive ont subi les effets du métamorphisme alpin : à quelques rares exceptions près, ils ont entièrement recristallisé sans perdre toutefois leurs caractères structuraux essentiels. De ce point de vue, le gisement d'Ulzio est particulièrement intéressant : il est couronné par des laves en coussins reposant, par l'intermédiaire d'un épais matelas de hyaloclastites, sur une assise beaucoup plus homogène, localement porphyrique (pour plus de détails, se rapporter à la note citée plus haut). Quelques 1 700 m au Nord de la Sauze, sur la rive gauche du ravin, les serpentinites sont traversées par un dyke subvertical de dolérite, d'une largeur de 5 m. Enfin, sur le chemin forestier qui joint la Sauze à Salbertrand, c'est un gabbro qui affleure dans de mauvaises conditions, formant peut-être une masse lenticulaire d'importance hectométrique. Le pyroxène magmatique persiste dans ces deux dernières roches. Le cortège basique comprend enfin des prasinites, indissociables de glaucophanites préexistantes dont elles conservent de larges résidus. Leur répartition est analogue à celle des micaschistes et les relations avec les calcschistes encaissants sont les mêmes ; cependant, l'extension latérale est beaucoup plus faible, pour une puissance décamétrique.

Dernier type pétrographique lié aux Schistes lustrés, les serpentinites sont représentées par quelques petits amas, entre la rive occidentale de l'ancien lac du Mont-Cenis et le torrent de Crosiglione, au Sud-Ouest de Novalesa. Elles forment également le noyau des calcschistes dans les structures du col de la Vecchia et de la pointe Mulatera. Dans la région méridionale, elles sont connues



par un petit lambeau au Nord des granges de Valfredda et par le massif de dimensions kilométriques sur lequel est bâtie la station de la Sauze d'Oulx. En règle générale, ces masses serpentines ont une forme de lentille, particulièrement nette à la Sauze où l'érosion fait apparaître la convexité supérieure. Pour autant qu'on puisse en juger, elles sont localisées à la base même de la série piémontaise ou au moins à proximité de son contact avec le substratum Briançonnais. Elles s'entourent d'une bordure réactionnelle très irrégulière. On leur assimilera quelques accidents chloriteux de même gisement mais d'importance négligeable (quelques mètres).

## B. PETROGRAPHIE

### 1. Faciès calcaréo-pélimitiques

Type (calcschiste) : Ech. 871 (fig. 9 a) ; x = 965 200, y = 334 000.

#### Description macroscopique

Pâte calcaire dont la cohésion est diminuée par la présence de joints micacés tenus guidant un débit facile et régulier ; teinte générale : gris à bleu-ardoise.

#### Composition modale

quartz	15,5	tourmaline	0,1
phengite	7,5	apatite	< 0,1
chlorite	3,3	minerai	2,0
calcite	71,4	pyrite	0,2
rutile	< 0,1		

#### Micrographie

La structure est grano-lépidoblastique. La calcite forme un fond assez homogène, semé de quartz en granules arrondis comme s'ils étaient corrodés, ou en plages polycristallines ; une orientation discrète s'y manifeste par endroits. Mais c'est surtout au mica blanc que la roche doit sa texture planaire : cristaux de section rectangulaire, épars, ou cloisons plus ou moins continues, généralement très minces, localement épaissies en enchevêtrements de lames musculeuses. Les cristaux de chlorite, lorsqu'ils se groupent, ne constituent pas à proprement par-

ler de cloisons mais plutôt des amas. La teinte sombre est due à la présence d'un oxyde dont les concentrations dans les clivages et au pourtour des micas soulignent d'un trait noir la schistosité de la roche. La tourmaline, dont les prismes semblent suivre une linéation, la pyrite à couronne d'oxydation, l'apatite et le rutile interviennent en proportions très accessoires.

#### Variations

Les variations essentielles résultent de modifications de l'importance relative des trois constituants principaux : calcite (accompagnée parfois d'un peu de dolomite ou d'ankérite), phyllites et quartz ; les carbonates représentent entre 25 et 75 % du poids des roches étudiées. Les termes les plus calcaires, qui sont aussi les plus largement recristallisés, résistent mieux à l'érosion et restent en léger relief à l'affleurement, par rapport à ceux qui sont les plus riches en chlorite et surtout phengite, et sont de ce fait plus schisteux et plus vulnérables. La teneur en quartz est généralement voisine de celle de l'échantillon-type ; elle est cependant comprise entre des limites assez éloignées, et atteint notamment des valeurs élevées dans la mince zone de transition aux micaschistes ; l'albite peut apparaître dans de tels faciès. Certains individus quartzeux pourraient représenter d'anciens éléments détritiques anguleux ou subanguleux.

En définitive, on peut considérer que les sédiments initiaux étaient formés par le mélange en proportions variables d'une phase carbonatée et d'une phase terrigène pouvant comporter une fraction silteuse ou sableuse fine ; c'étaient essentiellement des marnes.

#### 2. Faciès micaschisteux

Type (micaschiste leptynique à albite) : Ech. 371 (fig. 9 b) ;  
x = 964 500, y = 333 600.

##### Description macroscopique

Roche de teinte claire, discrètement linée, se débitant difficilement suivant une foliation cependant régulière. Fond quartzo-micacé vert envahi par l'albite, dont les prophyroblastes légèrement aplatis dans le plan de foliation ont un contour flou.

Composition modale

quartz	40,0	calcite	0,2
albite	35,2	sphène	0,2
phengite	20,1	rutile	< 0,1
biotite verte	3,4	zircon	< 0,1
chlorite	0,7	apatite	< 0,1
épidote	0,2		

Micrographie

Quartz, mica blanc et chlorite constituent un fond grano-lépidoblastique. Les grains de quartz modérément engrenés, nettement allongés suivant la foliation, enserrent de très rares cristaux de chlorite et les lames épaisses, souvent tordues, d'un mica légèrement teinté de vert, assez régulièrement réparti mais mal orienté. En lumière simplement polarisée, le feldspath paraît former une trame continue, insinuée entre des amygdales polycristallines de quartz ou entre des individus qu'elle isole ou retient à l'état d'inclusions ; les joints albitiques ainsi constitués suivent assez fréquemment quoique "passivement" la direction générale ; l'albite recoupe à l'emporte-pièce les micas dont elle inclut encore quelques reliques. La lumière polarisée fait cependant apparaître dans ce tissu spongieux des zones d'orientation optique commune, porphyroblastes globuleux plus ou moins bien individualisés suivant le nombre et la taille de leurs inclusions, et qui tiennent aussi parfois de petits nids d'une séricite limpide, un peu verte, et des amas granuleux d'épidote. La biotite verte forme autour de certains micas une frange discontinue de petites paillettes. La calcite, insinuée entre les grains de quartz ou prise dans l'albite, est en plages amiboïdes. Le sphène noirâtre, le rutile, l'apatite en cristaux informes, le zircon sont peu abondants.

Variations

Le plagioclase est le principal facteur de variations, par les écarts assez larges de sa teneur surtout, et pas sa façon de s'exprimer. Une diminution de la quantité de feldspath favorise le quartz et les phyllosilicates ; une absence totale n'est pas rare et conduit à des roches dont le mica présente la forme particulière de minces lamelles. Dans les micaschistes les plus fortement albitiques, le remplacement des phyllosilicates a pour conséquence directe l'effacement plus ou moins prononcé de la schistosité et aussi semble-t-il de la linéation.

Dans ces mêmes roches, les tablettes de phengite voient également, quoique de façon moins nette, leur importance diminuer au profit de recristallisations sériciteuses.

La calcite joue un rôle particulier. Comme le remarque R. Michel, elle n'est jamais très abondante dans les échantillons prélevés au sein des horizons micaschisteux, mais peut intervenir notablement dans ceux provenant des bordures, et qui constituent alors, plus que des variantes, des faciès de transition aux calcschistes. Les autres minéraux ne déterminent jamais de modifications sensibles de faciès ; tout au plus peut-on relever l'importance accidentelle des aiguilles de rutile, communiquant aux joints micacés une teinte noirâtre ou gris-ardoise.

### 3. Faciès basiques

#### a. Métabasaites

Faciès-type : Ech. 4 113 A ; x = 953 350, y = 313 350.

#### Description macroscopique

Roche assez sombre, dont la pâte homogène de grain fin et serré est par endroits un peu plus claire, discrètement nuancée de vert. Pas d'orientation en dehors de zones d'aspect un peu soyeux ; pas de débit particulier. Aucun des constituants ne se reconnaît à l'oeil nu.

#### Composition modale

albite	4,8	lawsonite + épidote	10,8
chlorite	3,1	calcite	1,6
actinote et glaucophane	59,7	sphène	13,4
épidote	6,6		

#### Micrographie

Les prismes de glaucophane et les cristaux automorphes de lawsonite s'enchevêtrent en une charpente de structure nématoblastique, très vaguement orientée. Les deux minéraux sont l'objet de transformations qui n'altèrent en rien leurs formes ni la structure générale de la roche : les glaucophanes voient leur teinte bleue se fondre en bordure dans le vert léger d'une actinote (les deux amphiboles sont en proportions sensiblement égales) ; la lawsonite s'altère de son côté très localement et modérément en un minéral d'aspect vermiculé (épidote probable) ; le glaucophane, et très accessoirement la lawsonite sont encore remplacés par de gran-

des lames de chlorite. L'armature ainsi définie est noyée dans un fond associant confusément l'albite et la calcite. Quant à l'épidote, en petits granules, elle paraît surimposée au reste de la roche, au même titre que le sphène dont les grains xénomorphes, tout au plus fuselés, sont semés au hasard ou plus rarement groupés en amas de quelques individus.

#### Variations

L'examen de l'ensemble des échantillons permet de préciser l'évolution métamorphique dont le schéma vient d'être esquissé. Il révèle en outre l'existence de reliques d'un état initial.

De sa forme première, la roche conserve encore souvent une structure porphyrique. Les phénocristaux sont de deux types. Les premiers, d'une taille pouvant aller jusqu'au centimètre, ont un contour généralement bien défini à angles vifs, et présentant des sections en forme de parallélogrammes, exceptionnellement très allongés ; à l'oeil nu, ils sont blancs avec un coeur verdâtre ou des taches de même couleur réparties de façon quelconque ; le microscope montre qu'ils sont essentiellement formés de lawsonite plus ou moins altérée en mica blanc, à laquelle s'associent très accidentellement glaucophane, épidote, albite, chlorite. Les autres phénocristaux, moins gros, moins abondants, sont de teinte sombre ; leur contour est peu évident sur un échantillon macroscopique ; leur sections en lame mince sont allongées (1/12 au maximum) ou au contraire trapues, sans forme nette ; parmi les produits qui les ont remplacés dominant le glaucophane et la chlorite, éventuellement associés à calcite et/ou albite. De rares échantillons présentent encore les traces d'une structure microlitique : les albites, surimposées au fond chloriteux, y sont assez rarement inscrites dans une limite rectangulaire nette et se contentent le plus souvent de garder l'allure allongée des anciens microlites, dont le contour peut aussi être dessiné par la répartition des grains de sphène et/ou d'oxyde ; dans nombre de cas, les contours ainsi conservés sont d'ailleurs ceux de lawsonites ; l'interprétation des observations doit pour cela être très prudente.

Les premiers effets du métamorphisme sont assez uniformes ; dans les produits qui se sont figés prématurément, on peut tout au plus noter des variations dans la forme des cristaux de glaucophane, parfois aciculaires (le rapport largeur/longueur, généralement voisin de 1/7, peut alors atteindre 1/15), et dans leur dis-

position (ils suivent assez souvent une linéation discrète que peut même souligner la lawsonite).

L'évolution de la paragenèse à glaucophane-lawsonite conduit au développement d'albite, de chlorite, d'amphibole verte et de calcite ; le glaucophane et la chlorite sont des réactifs remarquablement sensibles, et l'on peut dire qu'une roche est d'autant plus profondément transformée qu'elle a plus complètement perdu sa couleur bleu-violet au profit d'une couleur verte. Deux échantillons choisis sur ce critère montrent, pour les minéraux les plus significatifs, les variations modales suivantes :

	échantillon bleu	échantillon vert
glaucophane	47,4	1,0
lawsonite	14,8	0,0
albite	0,5	34,9
chlorite	0,7	36,3
actinote	0,0	7,6
calcite	0,0	9,2

Corrélativement, on observe une modification de la texture : la roche perd de sa compacité, accepte beaucoup plus facilement de se débiter suivant une foliation grossière ; les porphyroblastes d'albite, globuleux, se détachent parfois avec une grande netteté sur ce fond vert. La transformation du glaucophane et de la lawsonite en mica blanc, l'épigénie des cristaux de lawsonite en épidote, les irrégularités de la teneur en autres minéraux n'ajoutent jamais que des variations mineures, décelables au seul examen microscopique. La formation de fissures et leur remplissage (calcite et albite le plus souvent, chlorite parfois) marquent le dernier stade de l'opération.

#### b. Coussins métamorphiques

Faciès-type : Ech. 4 113 H (fig. 9 d et e) ; x = 953 300,  
y = 313 200.

#### Description macroscopique

Le diamètre est de 30 cm environ. L'écorce, d'épaisseur régulière (4 à 9 mm), un peu schisteuse, est verte, souillée de taches diffuses de limonite, éclaircie par les porphyroblastes d'albite et par les cristaux de lawsonite, très évidents à la loupe sur une face dressée à la scie. La disposition de ces deux

minéraux détermine un rubanement discret. Le coeur paraît homogène ; de teinte sombre, violacée, il est piqueté de blanc (lawsonite) et comporte de rares phénocristaux clairs ou foncés ; sur une surface polie, on remarque pourtant l'existence d'une zone intermédiaire d'une épaisseur assez constante approchant le centimètre, en contact net avec l'écorce, mais fondue vers l'intérieur ; elle s'apparente plutôt à cette dernière zone, en dépit d'une teinte plus sombre, plus verdâtre, et d'un grain plus serré. Les deux zones internes sont parcourues d'un réseau de minces fissures à remplissage sombre (glaucophane) ou clair (calcite).

Composition modale

zones	:	corticale	intermédiaire	interne
albite		14,5	9,8	1,6
chlorite		52,3	29,8	5,8
glaucophane		1,6	34,6	52,3
épidote		0,5	2,6	22,5
lawsonite		12,6	6,6	12,0
calcite		4,8	0,0	0,0
sphène		8,9	3,2	0,1
rutile		4,8	3,6	4,8
tourmaline		< 0,1	0,0	0,0
hématite		0,0	9,8	0,9

Micrographie

Zone corticale

Le fond est constitué par un tissu chloriteux vaguement orienté suivant les bords du coussin, emballant des prismes de lawsonite dont les sections, très automorphes, pour la plupart rectangulaires, sont disposées n'importe comment. L'albite le recoupe à l'emporte-pièce : porphyroblastes globuleux, très localement jointifs, incluant partiellement ou totalement la lawsonite ainsi dégagée de sa gangue. Une proportion notable de leucoxène se mêle à la chlorite ; les granules sont dans l'ensemble régulièrement répartis, mais peuvent aussi se disposer en vagues traînées flexueuses, grossièrement parallèles au bord de l'oreiller ; ils font place, dans les porphyroblastes albitiques, à du rutile aciculaire et se résolvent dans la lawsonite en une poussière brune. Les plages de calcite, de contour irrégulier mais peu amiboïde, sont isolées, ou groupées en écharpes. Quelques

prismes de glaucophane sont noyés dans la chlorite et alors plus ou moins fortement corrodés, ou inclus dans l'albite et plus exceptionnellement la calcite, sans paraître attaqués. Cette paragenèse se complète par de l'épidote, paraissant imposer ses cristaux sans formes particulières le plus souvent, et par de rarissimes prismes de tourmaline.

#### Zone intermédiaire

On y retrouve les éléments de l'écorce disposés de la même façon : tissu chloriteux emballant des prismes de lawsonite, semé de sphène, et recoupé par des porphyroblastes d'albite, mêmes cristaux d'épidote ; dans le plagioclase, le sphène est encore remplacé par du rutile. Le glaucophane prend cependant une importance essentielle, formant de ses aiguilles une armature très légèrement orientée, et fortement altérée en chlorite hors du feldspath qui semble jouer un rôle protecteur. On note également l'altération poussée de la lawsonite (épidote ?, chlorite) et l'apparition d'un minéral (hématite).

#### Zone interne

L'ossature de glaucophane est encore le trait le plus frappant ; la structure est nématoblastique un peu orientée ; l'amphibole n'est plus aciculaire comme dans la zone intermédiaire mais prismatique. La place disponible entre ses cristaux conditionne dans une large mesure la forme des sections de lawsonite idéalement rectangulaires ou losangiques. Le dernier constituant important est l'épidote, sous un faciès vermiculé ou un peu fibreux ; elle se développe irrégulièrement aux dépens de la lawsonite et paraît même remplacer directement l'ancien fond feldspathique, là où elle joue le rôle de ciment entre les prismes assez serrés de l'amphibole qu'elle corrode d'ailleurs. A ces constituants majeurs s'ajoutent quelques taches de chlorite, produit d'altération du glaucophane, et des aiguilles ou prismes de rutile dans l'ensemble assez bien répartis quoique assez souvent groupés en amas ou traînées courtes. L'albite est réduite à quelques interstices ; le mica blanc n'est représenté que par de rares et très petites paillettes poussant sur le glaucophane et la lawsonite, l'hématite par des granules xénomorphes. De rares phénocristaux se devinent encore, remplacés par divers minéraux parmi lesquels le glaucophane domine largement.



## Variations

On décrira les variations de faciès dans les zones corticales puis dans les zones internes, sans établir de distinction entre les éléments de brèches et les pillows dont les caractères pétrographiques sont les mêmes.

Dans l'écorce, le sphène et le rutile peuvent révéler, avec beaucoup plus de netteté encore que dans l'échantillon-type, la présence d'une structure concentrique ancienne : ils se disposent en effet en traînées plus ou moins épaisses, grossièrement parallèles au bord de l'oreiller, recoupant les autres minéraux. Les éléments majeurs soulignent eux aussi parfois un rubanement d'origine peut-être identique. L'hétérogénéité de la composition actuelle doit être le produit de facteurs magmatiques et métamorphiques ; elle reste d'ailleurs modérée. Dans un fond toujours chloriteux, la lawsonite est généralement abondante, à la différence du glaucophane ; elle semble pourtant avoir manqué dans quelques cas, et peut souffrir d'une altération en mica blanc ou épidote ; un autre mica blanc en lames très fines, flexueuses, se développe par exception parallèlement au bord jusqu'à représenter une fraction importante du volume. Les teneurs en albite et calcite varient largement.

La partie centrale garde la trace de microlites et de phénocristaux. Les microlites se présentent comme dans les faciès massifs. Les phénocristaux sont pour leur part extrêmement nets et fréquents. S'ils sont parfois soulignés par un liseré de sphène granuleux, ils n'ont le plus souvent qu'un contour imprécis, et doivent simplement leur individualité à l'originalité des formes ou de l'association minérologique de remplacement. On distingue encore parfaitement les anciens cristaux ferro-magnésiens et feldspathiques. Les uns, dont la longueur atteint au maximum 5 mm, ont, au début du métamorphisme, été essentiellement transformés en glaucophane ; leur contour, lorsqu'il est encore reconnaissable, est rectangulaire, plus rarement losangique ou hexagonal. Les autres (jusqu'à 1 cm de longueur) ont été épigénisés presque uniquement par de la lawsonite ; ils présentent des formes géométriques plus ou moins nettes de rectangles ou de parallélogrammes. La variété actuelle n'est due qu'au degré et à la forme d'altération métamorphique subie. Un mica blanc pousse d'abord sur le glaucophane et sur la lawsonite qui peut aussi évoluer en épidote. L'ensemble est alors irrégulièrement envahi et corrodé par des mélanges divers d'albite, chlorite, calcite, amphibole verte. Les variations de faciès dues au métamorphisme consistent en l'altération tardive d'un matériel essen-

tiellement formé de glaucophane et de lawsonite dont le coeur de l'exemple-type représente un modèle idéal. Cette altération se fait suivant trois modes principaux :

- dans de très rares exemples, le glaucophane et la lawsonite font place à du mica blanc, et à de la chlorite en proportion subordonnée, mêlant étroitement leurs paillettes courtes ; l'ensemble est recoupé par des ocelles d'albite et semé de granules de sphène et de très nombreuses aiguilles de rutile dont l'inégale distribution indique encore le contour des minéraux anciens.

- le deuxième mode d'altération, plus fréquent, conduit à la réalisation d'une roche de type ovariditique : tissu chloriteux, ajouré par les porphyroblastes albitiques, clacite éventuelle, filigrane titané ;

- dans le dernier mode, fréquent lui aussi, la lawsonite est seule intéressée par une altération en épidote (deux générations successives parfois) tandis que l'ossature de glaucophane reste intacte.

Par leur combinaison dans une même roche, ces diverses transformations conduisent à une différenciation en zones internes concentriques, plus ou moins nettement limitées, dont l'épaisseur va de 0,2 à 1 ou 2 cm. Elles se distinguent très bien à l'oeil nu par leur différences de granulométrie, de structure et de teinte (violet, vert foncé ou vert jaune suivant la nature du minéral dominant : glaucophane, chlorite, épidote). La succession est quelconque mais en règle générale l'altération de type chlorito-albitique ne pénètre pas profondément et fait place vers l'intérieur à une altération du dernier type ; un matériel à glaucophane intact et lawsonite plus ou moins transformée constitue ainsi le coeur de tous les éléments de brèches et des coussins ; il est directement en contact avec l'écorce, ou séparé d'elle par un nombre de zones pouvant aller jusqu'à trois ; le contact entre la première zone interne et l'écorce est toujours bien défini.

Les fissures se limitent à peu près aux zones internes. Les unes, très courtes, sont essentiellement envahies de glaucophane parfois discrètement altéré en chlorite et toujours fortement orienté ; les autres, à remplissage d'albite, calcite et accessoirement chlorite ont un développement beaucoup plus important, une épaisseur variant de quelques centièmes de millimètre à plusieurs centimètres ; leur contact avec l'encaissant est tranché ou non : l'albite et surtout la calcite sont susceptibles de baver de part et d'autre sur une largeur variable, laissant derrière elles des enclaves intactes.

c. Matrice des coussins

Faciès-type : Ech. 1 124 A ; x = 953 850, y = 313 150.

Description macroscopique

La chlorite, par son abondance, communique à la roche une teinte générale vert sombre ; son orientation (sous des facteurs mécaniques) n'est jamais que locale, d'où un débit absolument quelconque. A la cassure, on distingue quelques aiguilles millimétriques de glaucophane éparses ou en nids, et le miroitement de cristaux de calcite un peu rose (diamètre moyen : 3 mm).

Composition modale

albite	9,8	calcite	20,4
chlorite	60,3	sphène	2,0
glaucophane	0,4	rutile	4,6
épidote	1,3	tourmaline	< 0,1
lawsonite	0,7	hématite	0,5

Micrographie

Les courtes lames chloriteuses s'amalgament en un tissu serré, très localement orienté, largement cristallisé au voisinage des plages carbonatées qui en incluent de nombreuses reliques. Ces plages ont un contour profondément festonné et s'entourent d'un liseré d'albite fort continu. Le plagioclase s'exprime encore sous forme de porphyroblastes amiboïdes. Les petits grains de sphène, opaques aux plus faibles grossissements, se concentrent en amas de forme fuselée ou quelconque, souvent hérissés de protubérances aciculaires ; ils cristallisent parfois un peu plus largement, et font régulièrement place, dans l'albite, à des aiguilles de rutile parfaitement formées. Les autres constituants ont une importance accessoire: glaucophane légèrement corrodé par le fond de chlorite, calcite ou albite sur lequel il se trouve indifféremment ; épidote xénomorphe, souillée par des impuretés qui lui donnent un aspect sale ; lawsonite rélictuelle, rares prismes de tourmaline ; hématite enfin, en cristaux épais de contour géométrique et minuscules tablettes hexagonales rouges colorant légèrement la calcite.

Variations

Dans les formations hyaloclastiques et les accumulations de coussins, le matériel interstitiel n'a jamais qu'une faible importance. Il est généralement mal défini et se rattache suivant les cas au type chloriteux ci-dessus ou à un type à glaucophane et lawsonite que ses caractères permettent d'assimiler aux faciès indifférenciés.

d. Métadolérite : Ech. 5 124 (fig. 9 f) ; x = 956 100, y = 314 250.

Description macroscopique

Dans un matériau gris, de texture équante et de composition homogène, on ne reconnaît que les aiguilles de glaucophane confusément enchevêtrées.

Composition modale

albite	0,4	glaucophane	28,9
séricite	6,2	lawsonite	13,9
chlorite	2,1	sphène	6,1
clinopyroxène	28,7	minerai	1,8
jadéite ?	11,9		

Micrographie

Le pyroxène est une relique magmatique indubitable. Il est noyé sans corrosion notable au sein d'une pâte fine qui remplace manifestement un treillis feldspathique de structure doléritique ; cette pâte est formée d'un mélange étroit des éléments suivants : cristaux automorphes de lawsonite, minuscules prismes d'un minéral indéterminé (jadéite ?), paillettes sériciteuses, nids chloriteux et albite interstitielle. L'ensemble est recoupé par des faisceaux de glaucophanes aciculaires, développés sans régularité ni orientation, et ponctué par de larges accumulations de leucoxène granuleux parfois émiettés à leur bordure en une poussière de cristaux mieux formés. Le minerai concentre par endroits ses plages dentelées, totalement indépendantes du sphène.

e. Métagabbro : Ech. 34 121 (fig. 9 g) ; x = 957 650, y = 315 800.

Description macroscopique

La roche est assez massive bien que grossièrement foliée. Elle est très sombre car essentiellement constituée par un mélange intime de chlorite et de glaucophane enrobant des résidus de pyroxène dont la longueur peut atteindre 1 cm. Elle est parcourue par un réseau complexe de veines grossièrement concordantes dont la teinte générale blanc-rosé se nuance par endroits du vert jaune de l'épidote.

Composition modale

albite	9,6	actinote	6,1
phengite	8,5	glaucophane	24,8
chlorite	13,8	épidote	20,5
chlorite oxydée	1,5	sphène	4,1
clinopyroxène	11,0	ilménite ?, pyrite	0,1

Micrographie

La phase colorée est de structure lépido-nématoblastique ; elle forme de très larges taches ou noyaux étirés, résultant de l'altération des pyroxènes dont les résidus persistent encore le plus souvent dans un fond de glaucophane et de chlorite grossièrement orienté, supportant quelques grandes plages de sphène sale et granuleux. La chlorite s'est légèrement oxydée comme en témoignent çà et là quelques filets bruns. La phase claire consiste en un support d'albite poeciloblastique, envahi de grains d'épidote et de paillettes limpides d'un mica blanc tour à tour concentrés. La zone intermédiaire où se mêlent les minéraux des deux groupes est toujours mince, marquée par un développement particulier de l'actinote aciculaire aux dépens de l'amphibole sodique. Les minerais sont les suivants : îlots résiduels au coeur des amas titanés (ilménite probable), débris pyriteux informes, fortement oxydés.

## f. Glaucophanites

Faciès-type : Ech. 1 452 B ; x = 951 250, y = 329 550.

Description macroscopique

Roche de texture grossièrement planaire, de pâte sombre (chlorite et glaucophane), éclaircie par la présence d'amas titanés, de cristaux d'épidote et d'albite, et par l'éclat d'octaèdres épars de magnétite.

Composition modale

quartz	1,2	glaucophane	25,3
albite	16,1	épidote	10,2
phengite	< 0,1	sphène	18,7
chlorite	15,0	apatite	1,4
chlorite oxydée et stilpnomélane	6,0	ilménite, magnétite	3,4
actinote	2,7		

### Micrographie

Une phase albitique de structure granoblastique, de grain relativement fin, mêlée de quartz, se développe en travées confuses sur le fond lépidoblastique à nématoblastique des minéraux colorés dont elle inclut de nombreuses reliques. Ce fond est constitué par du glaucophane (très localement et partiellement altéré en actinote), étroitement mêlé à un tissu chloriteux dans lequel ses prismes viennent s'estomper, et par des traînées épaisses, discontinues, de sphène granuleux enserrant des îlots d'ilménite résiduelle ; une foliation assez nette résulte de la disposition de tous ces minéraux. La magnétite est représentée par les sections d'octaèdres assez nombreux ; elle est accessoire, comme l'apatite en cristaux peu fréquents mais de taille exceptionnelle ; l'épidote au contraire, surtout liée à l'albite, se hausse presque au rang de constituant majeur. La transformation de la chlorite que l'on attribue à une oxydation est ici particulièrement prononcée. Le quartz et le feldspath incluent d'autre part un mica brun dont le faciès est tout à fait caractéristique du stilpnomélane. Toute distinction nette entre les deux phyllites est impossible.

### Variations

Les échantillons de ce type définissent un groupe de glaucophanites à épidote mal représenté dans la région étudiée, sinon par des reliques dans les prasinites. Compte tenu des observations réalisées dans ces dernières, on peut reconnaître deux faciès principaux. Le premier est caractérisé par la ségrégation des minéraux en deux phases conformément à la description ci-dessus ; la roche 1 452 B et le gabbro précédemment décrit ont d'ailleurs de nombreux points communs. Le second faciès est au contraire marqué par le mélange homogène des divers constituants, reflétant peut-être un grain plus fin à l'origine.

g. Prasinites : Ech. 10 102 (prasinite amphibolique, fig. 9 c) ; x = 968 200, y = 328 850.

### Description macroscopique

Roche assez compacte dont le débit difficile est commandé à la fois par un litage discret et une fibrosité marquée. Fond vert un peu soyeux de chlorite et d'amphibole, éclairci par de multiples ocelles d'albite de contour mal défini ; rares cristaux pyriteux.

Composition modale

quartz	0,9	épidote	14,6
albite	23,4	calcite	1,1
phengite	0,6	sphène	7,5
chlorite	21,2	apatite	0,3
actinote	30,4	hématite	< 0,1

Micrographie

Les tablettes chloriteuses sont en zone avec une linéation fortement marquée par la disposition d'une actinote aciculaire ou plus rarement prismatique. Les cristaux de sphène, sales, fuselés pour la plupart, dessinent des traînées vagues, sinueuses sur un plan perpendiculaire à la linéation. Quant aux grains d'épidote, dans l'ensemble automorphes, ils sont assez régulièrement semés, accolés parfois en amas polycristallins. A ces éléments s'ajoutent accessoirement quelques îlots de quartz et les paillettes d'une phengite. L'albite semble avoir surimposé à ce fond ses porphyroblastes globuleux à bords lobés : elle découpe en dentelle le tissu chloriteux, ménageant toutefois quelques minces travées parallèles responsables du rubanement ; elle inclut sans dérangement les autres minéraux. La calcite mêle localement au feldspath ses plages le plus souvent polycristallines, extrêmement déchiquetées, et souligne directement le litage. De rares cristaux d'apatite xénomorphe et quelques granules informes d'hématite complètent cette paragenèse.

Variations

Les prasinites forment comme à l'accoutumée un groupe varié mais bien caractérisé.

Parmi les minéraux colorés, la chlorite et l'actinote jouent tour à tour le rôle essentiel ; l'épidote ne domine que localement, presque accidentellement, en de minces lits signalés par leur couleur jaune. L'albite garde une importance à peu près constante ; ses porphyroblastes se distinguent mal dans les prasinites amphiboliques de teinte vert pâle, mais se détachent avec beaucoup de netteté du fond plus sombre des ovardites. Le sphène est uniformément présent à la différence de la calcite. A ces éléments normaux de la paragenèse s'ajoute fréquemment du glaucophane rélictuel, parfois des fantômes chloriteux de grenat et peut-être aussi de lawsonite ; le mica blanc apparaît sporadiquement. La linéation est inégalement marquée, de même que le litage dont l'origine métamorphique peut être également déduite des observations microscopiques ou de terrain.

Les prasinites sont manifestement le terme d'une évolution métamorphique des roches éruptives basiques dont le stade initial est caractérisé par l'abondance du glaucophane, associé ou non à de la lawsonite.

#### 4. Faciès ultra-basiques

Type (serpentinite à résidus) : Ech. 4 124 (fig. 9 h) ; x = 955 300, y = 313 050.

##### Description macroscopique

Larges reliques vert-clair de pyroxène dans un fond serpentineux homogène ; texture équante.

##### Composition modale

serpentine	57,6	calcite	10,1
clinopyroxène	4,1	magnétite	15,2
trémolite	13,0		

##### Micrographie

Le fond présente une structure maillée accentuée par la concentration des granules de magnétite suivant les cloisons. Les péridots y sont encore reconnaissables, surtout grâce à leur réseau de cassures emplies d'oxyde de fer. Ils ont pourtant subi une transformation totale, à la différence des pyroxènes dont les reliques sont recoupées par des fissures serpentineuses, et remplacées par divers mélanges de bastite, amphibole, calcite.

##### Variations

Les serpentinites étudiées sont toutes d'anciennes péridotites à pyroxène. Le massif de la Sauze est le seul à conserver des résidus, peut-être parce qu'il est le plus volumineux. Ailleurs, la serpentinitisation est totale, mais on reconnaît toujours à des indices subtils les anciens pyroxènes et péridots. On peut distinguer deux variétés de serpentine d'après la forme et le mode d'agencement des cristaux. La première est définie par l'enchevêtrement de minces lamelles de section musculieuse, et de tablettes plus épaisses ayant souvent la forme d'un accordéon légèrement ouvert ; la disposition entrecroisée qu'on y devine par endroits peut être une ébauche de la structure maillée caractéristique de la seconde variété. La magnétite est constamment présente, soulignant par sa répartition certaines



particularités structurales de la roche (vague schistosité, fractures). La paragenèse s'enrichit parfois d'un peu de chlorite se formant aux dépens de la serpentine, de dolomite et/ou calcite emplissant les fissures ou étalées à la manière d'un ciment dont les lames de serpentine constitueraient l'armature. Elle peut accidentellement comporter de la chromite, et même du grenat insinué dans un réseau de cassures irrégulières et dans les clivages d'anciens pyroxènes.

A la Sauze, la serpentinite est l'objet d'une transformation régulière, essentiellement marginale : elle est remplacée sur une épaisseur n'excédant pas quelques mètres par divers mélanges de dolomite, calcite, trémolite et talc. A proximité du contact, on relève alors localement dans l'encaissant des concentrations d'amphibole sodique, lawsonite, fuchsite.

## C. PETROCHIMIE

### 1. Faciès calcaréo-pélitiques

On dispose de six analyses chimiques (tableau 6, n° 1 à 6), assorties d'analyses modales au compteur de points ou calculées. Une de ces analyses est inédite ; les autres sont empruntées à R. Michel (1953) et A. Nicolas (1966).

Les teneurs en chaux et en silice varient de façon importante et sont inversement proportionnelles ; une relation de ce genre, mais moins évidente, existe encore entre la chaux d'une part, l'alumine, les oxydes de fer, la magnésie et la potasse de l'autre. Elle reflète les variations de la composition minéralogique, ou plus précisément de l'équilibre entre la phase carbonatée et la phase détritique dans laquelle le quartz joue le rôle essentiel.

On peut calculer la composition chimique de cette dernière, en retirant des analyses la part qui revient aux carbonates. L'homogénéité des résultats ainsi obtenus justifie le calcul d'une moyenne (tableau 6, n° 7) qui appelle toutefois une remarque : en toute rigueur, la teneur en MgO est sujette à caution car on ignore dans quelle mesure le magnésium entrerait à l'origine dans les carbonates ; la présence de dolomies dans des sédiments tels que les futurs schistes lustrés est cependant peu probable. Les teneurs en Al, Fe, Mg, K, indiquent l'importance de la chlorite et de l'illite, surtout compte tenu d'une éventuelle di-

lution des argiles par une fraction silteuse ou sableuse (examen microscopique). Ces argiles sont le produit d'un héritage direct et/ou de la transformation agrandante de montmorillonite ; les facteurs d'une telle transformation sont ici réunis : milieu marin et sédimentation peut-être lente bien que de type géosynclinal. La première hypothèse conduit à imaginer des reliefs naissants et/ou un climat peu propice à l'altération ; la seconde suggère un relief faible et un climat favorisant la formation de sols.

## 2. Faciès micaschisteux

Les possibilités d'une origine sédimentaire ou éruptive seront envisagées successivement.

Les trois échantillons dont les analyses sont présentées dans le tableau 7 (n° 1 à 3) ont une composition voisine de celle des grès les moins siliceux ; mais ils ne s'identifient à aucun des trois types principaux : des teneurs en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  également élevées les différencient déjà de l'ensemble de ces roches détritiques où les proportions des deux oxydes varient en sens inverse ; le fer et le magnésium sont peu abondants, comme dans les subgrauwackes et arkoses ; le rapport Na/K paraît cependant se tenir au dessus de 1, comme dans les grauwackes. De toute façon, les caractéristiques seraient celles d'un sédiment peu évolué : dans l'analyse nouvelle (n° 1) par exemple, la valeur du rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  est de 4,9, comparable à celle (4,8) donnée par F.J. Pettijohn pour les grauwackes (1957) ; le rapport quartz/feldspath a une valeur de 1,1 que l'on peut comparer à celles indiquées dans le même ouvrage pour les grauwackes (2,7) et les grès arkosiques (1,1) ; ce dernier paramètre est tiré de la composition normative suivante : quartz 39,9 ; orthose 10,0 ; plagioclase acide 27,1 ; séricite 15,9 ; chlorite 7,1.

Avant de rechercher un équivalent magmatique de nos micaschistes, on est en droit d'éliminer de l'analyse n° 3 l'anhydride carbonique ainsi que la chaux et la magnésie qui lui sont combinées ; en effet, l'échantillon correspondant à cette analyse a été recueilli à proximité des calcschistes et doit être de ce fait contaminé par de la calcite d'origine sédimentaire. Les paramètres CIPW-Lacroix calculés pour les roches 1 et 3 sont alors ceux de rhyolites alcalines. La roche n° 2 ne correspond pour sa part à aucun produit éruptif connu, mais se range dans la même catégorie que les deux précédentes lorsqu'on fait abstraction de la chaux. De fait,

la composition des micaschistes ressemble à la composition moyenne de rhyolite alcaline calculée par S.R. Nockolds (1954 ; tableau 7, n° 4) ; la comparaison fait cependant apparaître une teneur en  $Al_2O_3$  légèrement excessive.

Ainsi, l'étude pétrochimique n'est pas déterminante ; elle montre uniquement que les micaschistes présentent des affinités aussi bien avec certains sédiments détritiques qu'avec des roches éruptives acides.

### 3. Faciès basiques

Les roches vertes ont trop peu d'importance dans la frange des schistes lustrés examinée pour mériter une étude chimique systématique. Les analyses présentées dans le tableau 7 (n° 5 à 7) n'ont pas d'autre but que de situer quelques types essentiels : prasinite en gisement lenticulaire concordant, metabasalte associé aux laves en coussins d'Ulzio, dolérite en dyke dans les serpentinites de la Sauze.

Sur un diagramme AFM (figure 10) les points représentatifs de ces trois roches se groupent avec ceux des prasinites analysées par R. Michel (1953, n° 8 et 10) G.B. Dal Piaz (in R. Michel, 1953, n° 6 et 7) et A. Nicolas (1966, VII/1 à 4 et VIII/1 à 4). Ils occupent tous les trois des positions très voisines ; de fait, leurs paramètres sont ceux de basaltes malgré des compositions sensiblement différentes.

Tous ces produits sont riches en soude, comme le montre leur composition chimique moyenne (n° 8) comparée à celle des basaltes tholéïtiques (tholéïtes et tholéïtes à olivine) des îles Hawaï (Mac Donald et Katsura, 1964 ; tableau 7, n° 9). Compte tenu de cette particularité et du contexte géologique, on est assez tenté de chercher un équivalent dans les spilites, par exemple la moyenne calculée par T.G. Vallance (1960 ; tableau 7, n° 10) ; il convient cependant de ne pas oublier que cet auteur conclut à l'absence de toutes caractéristiques chimiques dans ce groupe pétrographique.

#### D. CONCLUSION

On appelle schistes lustrés des calcschistes en accumulations monotones, représentant pour la plupart d'anciennes marnes. Ils résultent d'une sédimentation surtout chimique, troublée cependant par un apport terrigène (argiles, silts et sables fins) dont la généralité s'explique par l'étroitesse du bassin ou la reprise de matériel littoral par les courants. Pour favoriser ainsi le transport en solution, le continent devait avoir un faible relief.

Ces formations piémontaises reposent en contact anormal sur le socle briançonnais compte tenu de l'intercalation entre les deux unités de matériaux indiscutablement exotiques. Rien ne permet cependant de préciser l'importance du déplacement relatif, ni de démontrer la prétendue allochtonie. On doit à ce propos remarquer qu'il est impossible de distinguer les calcschistes piémontais de ceux qui couronnent éventuellement l'édifice briançonnais.

Ce fond sédimentaire inclut accessoirement des roches d'origine éruptive plus ou moins évidente, de chimisme acide, basique ou ultrabasique.

Le premier type est représenté par des micaschistes albitiques en lits concordants d'épaisseur centimétrique à décimétrique. F. Hermann les considérait comme des lames arrachées au socle par le charriage des Schistes lustrés (1927). A cette hypothèse tectonique, R. Michel préférait en 1953 une explication métamorphique : les "gneiss du Charbonnel", seraient des micaschistes ou des calcschistes particulièrement affectés par la métasomatose sodique. P. Vialon (1966) et A. Nicolas (1966) sont les partisans d'une troisième solution qui consiste à invoquer la transformation topochimique d'un ancien matériel sédimentaire ou volcano-sédimentaire, et c'est bien une alternative de ce genre que suggèrent les considérations d'ordre chimique. Toutefois, les caractères de gisement ne sont pas en faveur d'une origine purement sédimentaire : on voit mal, en effet, quel facteur orogénique ou climatique pourrait expliquer une telle association de marnes et de niveaux détritiques grossiers ; des remaniements sous-marins paraissent également peu probables en l'absence de tout classement granulométrique. On admettra donc que les micaschistes albitiques sont d'anciens tufs rhyolitiques mélangés à des sédiments ; exception faite des faciès de bordure où la calcite prend une certaine importance,

la fraction sédimentaire pourrait y être réduite à un rôle très accessoire, celui d'une phase terrigène encore plus diluée que dans les calcschistes en raison de la brutalité du phénomène volcanique.

Malgré des compositions chimiques peu différentes, les roches du deuxième groupe sont pétrographiquement très variées, surtout en raison de la diversité des transformations métamorphiques qu'elles ont subies. On y reconnaît encore des gabros, des dolérites et des laves basiques, dont on peut suivre la modification au microscope, jusqu'à un faciès prasinitique, terme ultime qui ne garde aucune relique minéralogique ou structurale d'un état antérieur. Le gisement peut être d'un type discordant (petits massifs ou dykes) ou concordant (lentilles de puissance décamétrique évoquant des sills ou des coulées). Des pillows et des brèches témoignent d'une émission sous-marine, au moins dans la région d'Ulzio.

Les serpentinites, anciennes péridotites à pyroxène, constituent un troisième type pétrographique lié aux schistes lustrés. Elles sont en massifs lenticulaires, apparemment indifférenciés, localisés à la base de la série. Les plus petits d'entre eux ont une dimension de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, et sont probablement des fragments arrachés à la faveur d'un mouvement tangentiel. Le plus important affleure à la Sauze d'Oulx sur une longueur de quelques 3 km, en relation avec des laves en coussins ; une telle association est banale (Vuagnat, 1951) et suggère une mise en place "à la surface ou fort près de la surface de l'écorce terrestre" selon un processus qu'il est impossible de préciser.

Ces diverses roches éruptives forment le cortège ophiolitique des schistes lustrés. Les gisements orientaux se rattachent directement au complexe étudié par A. Nicolas ; les autres sont des satellites plus ou moins lointains de masses beaucoup plus volumineuses accumulées à la bordure occidentale de la Dora Maira.

## IX. RESUME ET CONCLUSION

### A. STRATIGRAPHIE

Elle est résumée dans la figure 11, et dans le tableau 8 qui anticipe un peu sur les conclusions dans la mesure où il indique également les attributions stratigraphiques proposées.

### B. PALEOGEOGRAPHIE

Sur un substratum de caractère flyschöide (grauwackes) repose une série positive à laquelle succède une série négative dont on n'a en fait que la base : des formations molassiques de plus en plus fines (conglomérats, grès pélites) sont surmontées par des dépôts carbonatés puis salifères, à leur tour suivis par des sédiments argilo-carbonatés. De bas en haut de la série positive, la teneur en  $\text{Na}_2\text{O}$  diminue, tandis que la teneur en  $\text{K}_2\text{O}$  augmente ; un tel comportement des alcalins est normal dans des matériaux progressivement plus évolués ; il traduit d'une part l'élimination des plagioclases, de l'autre la persistance des feldspaths alcalins et surtout la concentration du mica blanc. L'intercalation des quartzites dans une telle série est une anomalie dont l'interprétation tient compte d'un certain nombre de considérations indiquées dans les conclusions du chapitre correspondant : l'évolution sédimentaire normale a été en quelque sorte perturbée par une action éolienne dont le groupe d'Etache est lui aussi en partie le produit.

De nombreux éléments témoignent d'une longue interruption de la sédimentation entre le dépôt des grauwackes et celui de la molasse (caractère polymétamorphique de la série inférieure, présence d'un conglomérat d'orogénèse à la base de la série supérieure, forte discordance angulaire) : une phase orogénique majeure se place donc dans l'intervalle. La formation molassique, elle-

même, présente deux discordances mineures : les unités pélitique et quartziteuse sont en effet discontinues et indépendantes l'une de l'autre. La sédimentation carbonatée a été marquée elle aussi par de nombreuses interruptions.

On distingue trois périodes d'activité magmatique. Les deux premières, respectivement liées aux séries flyschöide et molassique, encadrent une orogénèse précoce ; la dernière, dont les produits sont associés aux sédiments argilo-carbonatés de la série négative, précède une orogénèse récente.

La paléogéographie de la région est ainsi conditionnée par l'enchaînement de deux cycles géosynclinaux. Les matériaux accumulés dans un premier géosynclinal ("flysch" et produits d'un magmatisme initial basique) sont métamorphisés et plissés à l'occasion d'une première orogénèse. La chaîne ainsi constituée est alors progressivement démantelée sous un climat de plus en plus sec : elle nourrit une sédimentation paralique à peine troublée par des mouvements épéirogéniques et accompagnée par les manifestations d'un volcanisme postorogénique (couverture post-orogénique de A. Amstutz) ; ce volcanisme met simultanément en jeu des produits sialiques (palingénétiques) et simiques dont l'hybridation serait à l'origine des microdiorites de la Zone houillère. Après une longue période de calme pendant laquelle le continent arasé ne fournit plus à une sédimentation géanticlinale que des éléments en solution, s'individualise un nouveau géosynclinal empli par les futurs schistes lustrés et par une deuxième série de roches vertes ; son évolution orogénique sera étudiée ultérieurement.

Une direction NE-SW semble avoir joué un rôle déterminant. Ainsi, la limite approximative des deux versants actuels, qui présente une telle orientation, paraît séparer deux secteurs paléogéographiques bien différents : c'est sur le versant français que le groupe d'Etache, les quartzites et les calcaires triasiques ont leur puissance maximale ; ces formations se seraient étendues successivement de plus en plus loin vers l'Est ; au contraire, les amphibolites de la Clarea et les leptynites d'Ambin sont strictement limitées au versant italien. De plus, cette zone médiane coïncide avec une ancienne gouttière dont le jeu intéresse au moins les quartzites et peut-être aussi les schistes et conglomérats du groupe d'Etache. Ajoutons enfin que l'abondance des prasinites du groupe d'Ambin au Nord du massif, et à sa bordure sud, suggère que les vallées de l'Arc et de la Doire pourraient représenter elles aussi de tels axes paléogéographiques NE-SW.

## C. ANALYSE COMPARATIVE

On envisagera successivement les problèmes posés par le groupe de la Clarea, l'ensemble formé par le groupe d'Ambin, celui d'Etache et les quartzites, l'ensemble calcaréo-dolomitique et salifère, la série des Schistes lustrés. Le cadre de la discussion est celui défini par les zones homologues, directement voisines du massif d'Ambin.

### 1. Groupe de la Clarea

On admet l'existence d'un socle polymétamorphique en un certain nombre de points de cette région des Alpes : dans la Zone houillère (massif du Rutor étudié par J. Fabre, 1961), la zone d'Acceglio (Michard, 1959), le massif du Grand Paradis (Michel, 1953 ; Bertrand, 1968), le massif de Dora Maira (Vialon, 1966 ; Michard, 1967). On s'accorde à y reconnaître une vieille série schisto-gréseuse accompagnée de roches vertes. L'infrastructure n'apparaît que dans les massifs cristallins internes au sens strict.

Les formations de la Clarea représentent probablement cette série cristallophyllienne ancienne. Une telle hypothèse est en contradiction avec celles défendues par la plupart des prédécesseurs : J. Goguel et P. Laffitte (1952), S. Lorenzoni (1965) sont en effet partisans d'une série compréhensive affectée par le seul métamorphisme alpin ; F. Ellenberger parvient en Vanoise (1958) aux mêmes conclusions qu'il étend au massif d'Ambin. Le rapprochement est effectivement justifié, au moins dans le cas de la Vanoise méridionale, par l'identité parfaite entre les "micaschistes de l'Arpont" et ceux de la Clarea.

Cette série est antérieure au Namurien, le plus vieux terrain non métamorphique daté des Alpes (Feys et Greber, 1952). Elle pourrait être dévono-dinantienne et aurait été transformée lors du paroxysme hercynien, selon une hypothèse généralement admise pour les "Schistes de Casanna inférieurs" au sens le plus large du terme (cristallin ancien du domaine pennique) (voir à ce propos R. Chessex et R. Laurent, 1968).



## 2. Ensemble formé par le groupe d'Ambin, celui d'Etache et les quartzites

On ne pourrait choisir de meilleur terme de comparaison que la Zone houillère, connue surtout par les travaux de F. Ellenberger (1958), J. Fabre (1961) et R. Feys (1963) : elle n'a été que légèrement touchée par le métamorphisme alpin ; la stratigraphie du Permien (totalement azoïque) y est douteuse, mais celle du Carbonifère est solidement établie grâce à de nombreux fossiles. En Savoie où la série est complète, un ensemble d'âge namurien à stéphanien inférieur est recouvert en discordance (phase asturienne) par du Stéphanopermien à semelle conglomératique ; suit un Néopermien lui aussi conglomératique (assise de la Ponsonnière) et discordant (phase saalienne) qui passe en toute continuité au Werfénien par l'intermédiaire d'une alternance de schistes rouges et verts et de quartzites blancs (absence de discordance palatine). Les roches éruptives y abondent ; les unes sont le résultat d'intrusions d'âge incertain ; les autres sont manifestement extrusives et de ce fait susceptibles de servir de repères : tel est le cas de la porphyrite de la Ponsonnière reposant sur le Stéphanopermien, et des porphyres quartzifères de la Ponsonnière interstratifiés dans le Néopermien. Tel est sans doute aussi le cas des "gneiss du Sapey" dont l'origine migmatique est d'autant plus discutable que leur situation correspond précisément à la période paroxysmale du volcanisme permien.

Par analogie, on est conduit à rapporter aux phases saalienne et palatine les discordances reconnues dans le massif d'Ambin de part et d'autre du groupe d'Etache. Celui-ci serait ainsi l'équivalent du Néopermien, et peut-être seulement de sa partie supérieure compte tenu des faciès (l'assise conglomératique de la Ponsonnière ferait ici défaut). L'effet des mouvements saaliens aurait été de restreindre l'alimentation jusqu'alors beaucoup plus uniforme, celui des mouvements palatins de modifier le schéma précédent sans en effacer les lignes directrices. Le groupe d'Ambin, pour sa part, représenterait le Stéphanopermien, les leptynites alcalines correspondant aux gneiss du Sapey ou à la coulée rhyolitique de la Ponsonnière. Il manquerait donc le Namurien, le Westphalien et le Stéphanien inférieur. Au Nord-Est où les Schistes lustrés sont en contact avec le groupe de la Clarea, il y aurait même lacune stratigraphique de toute la série monométamorphique si l'on en juge à l'amincissement général des couches (y compris le groupe d'Ambin) dans cette direction.

Dans le schéma stratigraphique accepté jusqu'à présent (Goguel et Laffitte, 1952 ; Ellenberger, 1958 ; Lorenzoni, 1965), et fondé, rappelons-le, sur l'absence de toute discontinuité de la sédimentation ou du métamorphisme, la fraction étudiée était rapportée au Permien et au Werfénien. Il faut d'ailleurs remarquer que la similitude entre Vanoise méridionale et Ambin impose là encore un traitement commun ; les choses sont moins évidentes en Vanoise septentrionale où la série grise peut être le socle ou l'équivalent stérile des terrains anthracifères de la Zone houillère ; les critères pétrographiques (mono ou polymétamorphisme) et chimiques ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  supérieur à 1 comme dans le groupe de la Clarea, ou inférieur comme dans l'ensemble de la Zone houillère) auront sans doute une importance déterminante dans la solution de ce problème. L'interprétation proposée ici est en harmonie avec les hypothèses formulées pour la zone d'Acceglio (Michard, 1959) et la Dora-Maira (Vialon, 1966) ; dans le Grand Paradis, dont la stratigraphie reste incertaine (Bertrand, 1968), le socle polymétamorphique apparaît sous un plastron volcanique ou volcano-détritique partiellement érodé.

### 3. Ensemble calcaréo-dolomitique et salifère

La stratigraphie de la couverture d'Ambin est connue (Goguel et Ellenberger, 1952 ; Goguel et Laffitte, 1952 ; Goguel, 1955) au point d'avoir contribué à la définition du "type Val d'Isère-Ambin" des séquences post-triasiques briançonnaises (Ellenberger, 1958). D'après les publications mentionnées, elle serait parautochtone et comprendrait de bas en haut une semelle calcaréo-pélimitique assimilée à un niveau salifère inférieur (Röt), un Trias moyen calcaréo-dolomitique, une série post-triasique condensée, lacunaire, riche en brèches, comportant Lias prépiémontais réduit, Malm, Crétacé supérieur-Paléocène et flysch éocène.

A défaut d'arguments paléontologiques, le travail effectué ne conduit pas à remettre en question les grandes lignes de ce schéma ; il permet simplement de mieux connaître l'extension des différents termes et de préciser quelques points de détail.

a. Là où elle était mince, spécialement lorsqu'elle était réduite à sa fraction post-triasique, la couverture est restée solidaire de son socle siliceux. Elle n'a été décollée et éventuellement écaillée lors de l'orogénèse alpine que là où elle présentait une épaisseur suffisante (Trias moyen bien développé). D'une façon

générale d'ailleurs, on peut attribuer aux efforts orogéniques toutes les amputations subies par le noyau briançonnais, sans avoir à recourir à une érosion alpine.

b. L'hypothèse d'un épisode salifère précoce (Röt) est confirmée par la découverte de traces de sel localement, au sommet des quartzites (ciment d'aegyryne). Par contre, il semble bien que le Trias supérieur ne se soit pas déposé dans notre périmètre.

c. Les éléments post-triasiques sont transgressifs jusque sur le groupe d'Ambin. Du fait de cette particularité, la région étudiée s'apparente à la zone d'Acceglio (Debelmas et Lemoine, 1957) et au massif de la Tsanteleina situé dans le prolongement nord-ouest de la Vanoise (Ellenberger, 1958). La discordance est-elle la conséquence de lacunes ou d'une érosion ? Dans la zone d'Acceglio, M. Lemoine défend l'hypothèse d'une dénudation entre le Trias et le Malm (1961, 1963, 1967), fondée sur les considérations suivantes : l'épaisseur du Trias calcaréo-dolomitique moyen et supérieur de part et d'autre (c'est-à-dire dans les domaines briançonnais et piémontais) rend une lacune peu probable ; il faut bien placer quelque part (dans le temps et l'espace) la zone de flexure entre le domaine géanticlinal briançonnais et le domaine géogynclinal piémontais ; les unités piémontaises externes et la zone d'Acceglio elle-même sont caractérisées par l'abondance de brèches dont les éléments sont empruntés à toutes les formations, depuis le socle antécarbonifère jusqu'au jurassique ; les brèches sont progressivement plus fines et mieux classées vers l'intérieur de la chaîne. L'auteur remarque cependant que "le volume, relativement modeste, des brèches (...) est sans rapport avec le volume énorme de Trias dolomitique qui aurait dû être enlevé à la zone d'Acceglio, si toutefois cette dernière possédait bien à l'origine un Trias calcaréo-dolomitique aussi épais que celui qui est connu dans les zones qui l'encadrent" (1963) ; ce qui le conduit à envisager une réduction ou une dissolution des calcaires et dolomies. Par ailleurs, A. Michard a porté un coup sérieux à cette théorie en repoussant vers l'Est la bordure du domaine briançonnais (1967). Compte tenu de ces réserves, compte tenu aussi du fait que sur la transversale d'Ambin le Trias est relativement peu puissant et qu'on ne connaît pas de formation bréchique d'affinités piémontaises, il semble préférable d'invoquer là encore le jeu de lacunes.

#### 4. Série des Schistes lustrés

Dans la région, on distingue deux ensembles de calcschistes à faciès de "schistes lustrés" (Lemoine et Michard, 1963) :

- calcschistes à niveaux de brèches, faisant normalement suite à des formations triasiques datées grâce aux découvertes paléontologiques de S. Franchi à la fin du siècle dernier, et à celles, plus récentes, de F. Ellenberger, A. Michard et C. Sturani (1964) ;

- calcschistes liés aux ophiolites ; ces dernières sont surtout abondantes à la base où elles s'associent localement à des marbres et à des radiolarites dont elles sont, pour une part au moins, contemporaines ; on n'a jamais trouvé de fossiles dans cette formation.

Les deux ensembles sont superposés et apparemment concordants. Le premier forme une assise discontinue mais assez étendue, affleurant surtout en marge : séries externes de la Grande Motte ? (Ellenberger, 1958) et du Gondran (Lemoine, 1951, 1963), séries internes de Susa ? et des vals Grana et Maira (Michard, 1967) ; il apparaît aussi dans la région de Sestrière (Caron, 1969), sans doute en fenêtre. L'incertitude des relations laisse subsister deux possibilités (Lemoine, 1963 ; Lemoine et Michard, 1963). Il pourrait s'agir de deux unités paléogéographiques distinctes, séparées par un contact anormal ; dans ce cas, l'âge des Schistes lustrés à ophiolites serait inconnu. Mais l'hypothèse la plus vraisemblable est celle d'une série continue (Michard, 1967), éventuellement clivée au niveau des ophiolites ; l'association marbres-radiolarites-(ophiolites) pourrait y représenter le Jurassique supérieur ou le Crétacé inférieur, compte tenu de sa position stratigraphique dans l'ensemble du domaine mésogéen ; les Schistes lustrés à ophiolites seraient alors crétacés. Il convient cependant de ne pas oublier que le repère en question peut figurer deux fois dans certaines coupes, sans raison évidente : répétition tectonique ou émissions successives (Lemoine, 1961 b).

On s'accorde à reconnaître un contact tectonique entre les Schistes lustrés au sens large et les formations briançonnaises ; et le massif d'Ambin ne fait pas exception à cette règle. Il est d'ailleurs normal qu'une unité de caractéristiques lithologiques, et par conséquent mécaniques, aussi originales ait été dissociée de son substratum. Mais quelle est l'importance du mouvement relatif : les

Schistes lustrés sont-ils allochtones ou simplement parautochtones sur la Zone Briançonnaise ? La nature de leurs relations avec les massifs plus internes devrait être une donnée importante du problème ; en effet, en admettant que les Schistes lustrés sont autochtones ou parautochtones sur ces massifs, on limite du même coup l'amplitude de leur éventuel charriage sur le domaine Briançonnais, si l'on suppose toutefois que le soubassement cristallin est enraciné ; P. Vialon pense qu'il en est ainsi de la Dora Maira (1966) mais A. Michard soutient que ce même massif a été charrié vers l'Ouest en même temps que sa couverture constituant d'ailleurs une nappe autonome (1967) ; A. Nicolas retient également l'hypothèse d'un déplacement du Grand Paradis (1966). Les données chronologiques sont moins ambiguës : à la marge occidentale de la zone piémontaise, et uniquement là, les séries de type Gondran incontestablement triasiques à leur base se superposent à des formations Briançonnaises datées du Crétacé supérieur-Paléocène : à cet endroit, le charriage est donc démontré.

Partant de ces quelques éléments, et replaçant le problème dans le cadre du massif d'Ambin, on peut adopter la solution classique, imposée par la prétendue nécessité de situer l'origine de la série géosynclinale des Schistes lustrés à l'Est de la zone où les séries post-triasiques ont un caractère géanticlinal (zone Briançonnaise au sens large, c'est-à-dire comprenant la zone d'Acceglio et la ride cottienne de A. Michard). Cela conduit à généraliser le charriage, en lui attribuant une amplitude qui est, sur la transversale considérée, de 20 à 30 km (distance entre le front de la zone piémontaise et les affleurements post-triasiques Briançonnais les plus internes, ceux de Gran Scala en l'occurrence). Encore faudrait-il prouver que le transport s'est bien fait suivant un rayon de l'arc de la chaîne, que la structure du couple géanticlinal-géosynclinal est aussi simple qu'on le suppose, enfin que les Schistes lustrés à ophiolites sont effectivement crétacés, et qu'ils le sont partout dès leur base ! Le choix se portera en fait sur la solution originale suivante : le faciès "schistes lustrés", parautochtone, apparaît à un niveau stratigraphique variable entre la base du Lias et l'Eocène, en réponse à une subsidence plus ou moins précoce ; dans la zone qui nous intéresse (Vanoise, Ambin, Acceglio), ce niveau est précisément celui de l'Eocène, et le "flysch noir" est une pellicule de schistes lustrés restés solidaires de leur substratum. Les particularités structurales s'expliquent par des mouvements rela-

tifs, à la faveur de surfaces de décollement dont M. Lemoine a clairement indiqué la position et l'influence (1961 a) ; mais il n'est pas nécessaire d'imaginer des déplacements très importants pour rendre compte de l'écaillage superficiel d'Am- bin, d'une disjonction éventuelle au niveau des ophiolites, ou du chevauchement de l'ensemble des Schistes lustrés sur la Zone houillère, au Sud de l'Arc, simple réaction marginale probablement guidée par une ancienne ligne de flexure.

GAY (M) A<sub>2</sub>  
Tome II

1

Numéro d'ordre A.O. 6347

Année 1971

THESE

*présentée*DEVANT L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD  
DE LYON*pour obtenir*

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

*par*

Marc GAY



21 NOV. 1980

LE MASSIF D'AMBIN ET SON CADRE DE SCHISTES LUSTRES

(ALPES FRANCO-ITALIENNES)

Tome II

Soutenue le 18 décembre 1971

devant la commission d'examen :

MM. J. FLANDRIN

Président

P. BEARTH

M. CHENEVOY

J. DEBELMAS

J. GOGUEL

R. MICHEL

Examineurs

P. Guen 1

- 130 -



21 NOV. 1980

Seconde Partie

ETUDE DES MINÉRAUX ET DE LEURS ASSOCIATIONS :

EVOLUTION METAMORPHIQUE

10448326



## I. INTRODUCTION

Cette seconde partie a pour objet de déterminer la nature et les facteurs des transformations minéralogiques et éventuellement chimiques occasionnées par le métamorphisme. Elle comporte ainsi deux chapitres, respectivement réservés :

- à une définition des espèces minérales et de leurs relations mutuelles dans l'espace et le temps ;
- à une interprétation basée sur la connaissance théorique ou expérimentale de certains équilibres.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 78 63 54 27 - Fax 04 78 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

## II. LES MINÉRAUX ET LEURS RELATIONS

### A. INTRODUCTION

Les diverses espèces sont considérées successivement dans un ordre arbitraire et étudiées du triple point de vue des caractères spécifiques, de la répartition dans l'espace et des relations avec les minéraux contemporains ou postérieurs.

Les propriétés optiques simples ont été déterminées à l'aide de la platine universelle, en lumière blanche ou monochromatique ( $\lambda = 589 \text{ m}\mu$ ), les indices de réfraction grâce à une technique appliquant le principe de la dispersion chromatique. Les investigations radiocristallographiques ont mis en jeu un appareillage Philips : diffractomètre à compteur de Geiger et chambre Debye-Scherrer de 114,8 mm de diamètre. Quant aux analyses chimiques, elles ont été réalisées suivant la méthode par voie humide en usage au laboratoire de Lyon (voir notamment P. Davoine, 1967), et parfois avec le microanalyseur à sonde électronique Cameca de l'Ecole des mines de Saint-Etienne (Davoine et Poyet, 1970) ; on peut considérer que le matériel utilisé dans le premier cas était pur, en dehors de quelques exceptions qui seront mentionnées le moment venu.

### B. QUARTZ

#### 1. Types et caractères spécifiques

##### a - Quartz détritique

Il subsiste dans toutes les formations sédimentaires depuis le groupe d'Ambin jusqu'aux calcschistes inclus. Sa présence peut se manifester par une hétérogénéité granulaire, spécialement lorsque les éléments mono ou polycristallins sont noyés dans une matrice plus fine ; elle peut encore être révélée par une forme esquilleuse ou arrondie, épargnée par la recristallisation, ou préservée en filigrane par un ciment de nature différente (phyllites, aegyrine, tourmaline, hématite).

Dans le groupe d'Etache, les golfes de corrosion de certains éléments quartzeux témoignent d'une origine rhyolitique.

b - Quartz de recristallisation métamorphique

La recristallisation se traduit par une jonction des individus qui restent en général modérément engrenés ; en outre, dans les termes les plus siliceux, le quartz est exsudé sous forme de minces lentilles concordantes avec la schistosité cristalloyllienne. La suite de ce chapitre montrera qu'il y a eu plusieurs générations successives de quartz métamorphique, mais il convient dès maintenant de noter qu'en dehors de quelques exceptions, le tissu formé dans une roche à un moment donné reste indifférent à l'évolution ultérieure ; lorsqu'il réagit, apparemment sous l'influence d'une déformation intense, c'est pour faire place à un matériau de grain plus fin et régulier.

c - Quartz des fractures tardives

2. Répartition

Le quartz est toujours abondant dans les paradérivés du groupe de la Clarea, dans ceux du groupe d'Ambin, dans le groupe d'Etache et les quartzites, enfin dans les leptynites alcalines, et dans les micaschistes de la série des Schistes lustrés.

Il est constamment présent dans les formations carbonatées, aussi bien dans les schistes lustrés, où ses grains sont toutefois clairsemés, que dans les termes de l'ensemble calcaréo-dolomitique où la teneur est assez variable.

Il est un constituant habituel mais accessoire de toutes les amphibolites, glaucophanites et prasinites ; dans ce groupe pétrographique, seuls les metabasaltes et métadolérites de la région d'Ulzio en sont totalement dépourvus, comme les serpentinites.

3. Relations avec d'autres minéraux

La plupart des relations observées sont le fait d'un remplacement plus ou moins poussé du quartz. Un autre minéral s'insinue dans les fissures créées par un éventuel éclatement des grains ou entre les éléments d'un tissu recrystal-

lisé, au point que ses sections ont en lame mince la structure d'une dentelle parfois très fine. C'est le cas de l'albite, de la calcite, et de l'ankérite, chaque fois qu'elles sont prises dans un fond siliceux, de l'aegyrine, accompagnée d'un peu d'hématite dans les croûtes ferrugineuses de l'ensemble calcaréo-dolomitique, de l'épidote et du sphène dans un échantillon de schiste lustré. Pour ces trois dernières espèces, la dentelle se dessine par endroits sur un fond carbonaté, mais les larges plages de calcite ont alors des limites totalement indépendantes de celles des cellules, preuve qu'elles se sont substituées au quartz initial (figure 12a). Ce type de relation peut également rendre compte de la forme de certains individus ou amas pyriteux, apparemment déterminée par des espaces intergranulaires (partie supérieure du groupe de la Clarea). Les éléments quartzeux isolés de la sorte sont progressivement arrondis par la corrosion et réduits au rôle de simples inclusions ; le processus est particulièrement net dans l'exemple des carbonates, et surtout du plagioclase. Finalement, le quartz est inclus dans des poeciloblastes variés : muscovite tardive (schistes lustrés), stilpnomélane dans les rares échantillons où ce minéral est largement cristallisé, amphibole sodique, épidote et lawsonite supposée (ensemble calcaréo-dolomitique), sphène, apatite (groupe de la Clarea). L'ordre de cristallisation peut être indiqué par l'allongement des inclusions parallèlement à une foliation à laquelle l'hôte s'est surimposé ou par l'orientation optique commune de plusieurs inclusions voisines ; ailleurs (ensemble calcaréo-dolomitique) la forme et la dimension des grains de quartz englobés par l'amphibole bleue et par la lawsonite présumée sont en harmonie avec les variations pétrographiques et granulométriques d'une matrice plus ou moins gréseuse.

Les relations avec le grenat sont en général du même type. Toutefois, elles sont souvent compliquées par une concentration anormale du quartz occupant les joints de la structure poecilitique, les vides laissés par des formes imparfaites ou polycristallines, les extrémités des lentilles déterminées par l'écartement des phyllites ; dans ces zones, le plagioclase et les micas n'ont plus qu'une importance accessoire, sans être totalement exclus. Il est impossible de dire si le quartz est contemporain des grenats, ayant profité des espaces créés par la croissance de ceux-ci, ou s'il représente l'ancien fond étiré et drainé d'une partie de ses composants ; il faudrait savoir si la déformation des phyllites est une conséquence de la cristallisation des grenats ou d'une compression ultérieure.

Le microscope a enfin montré que le quartz des fractures tardives peut être associé à de petites mouches de chlorite oxydée (groupe d'Ambin) ou pris entre deux générations de calcite (ensemble calcaréo-dolomitique).

### C. MICROCLINE

#### 1. Types et caractères spécifiques

##### a - Microcline détritique

Une telle origine est suggérée par la taille des individus, susceptibles en particulier de figurer parmi les éléments des conglomérats les plus fins, et par leur forme relativement globuleuse ou plus rarement esquilleuse. Ces microclines sont moirés ou quadrillés, et souvent troublés par une fine pigmentation brune.

##### b - Microcline de recristallisation métamorphique

Les plages en sont xénomorphes, parfaitement incorporées au tissu de la roche où elles s'engrènent avec le quartz. Lorsqu'il y apparaît, le quadrillage dû aux mâcles est d'une exceptionnelle netteté.

Pour les microclines des quartzites triasiques, 15 mesures de l'angle des axes optiques également réparties entre 5 échantillons ont donné les résultats suivants, sans faire apparaître de différence significative entre les grains recristallisés et ceux qui ne le sont pas :

2 VNg valeurs extrêmes : 82 et 114° (13 valeurs > 90°)  
moyenne : 98°

Les résultats obtenus de la même façon pour les leptynites alcalines sont tout à fait comparables :

2 VNg valeurs extrêmes : 82 et 104°  
moyenne : 98°

#### 2. Répartition

C'est dans les leptynites alcalines que le microcline est le plus significatif, en raison de sa fréquence et de son abondance; il se rattache alors au second type. On note encore sa présence parmi les éléments détritiques des quartzites et, tout à fait accessoirement, des conglomérats d'Etache; il y a en partie recris-

tallisé. Enfin, dans les galets quartzo-albitiques du groupe d'Ambin, certains fantômes pourraient être ceux d'un feldspath potassique.

### 3. Relations avec d'autres minéraux

Le microcline détritique est souvent l'objet d'une altération sériciteuse irrégulière ; corrélativement, il peut être remplacé en bordure, d'une façon plus ou moins confuse, par de l'albite. Les fractures ou clivages ouverts par la cataclase sont cicatrisés par du quartz.

Dans les leptynites alcalines, les lames de mica blanc prennent une forme singulière lorsqu'elles sont inscrites dans le contour des cristaux de microcline : elles sont profondément découpées, ajourées même, suivant les deux directions des mâcles de leur hôte ; dans ces conditions il est peu probable que le feldspath soit antérieur.

## D. PLAGIOCLASES

### 1. Types et caractères apécifiques

#### a - Plagioclase détritique ou magmatique

Son identification est souvent possible en dépit d'une décomposition totale de la substance initiale. Ainsi, certains produits d'origine éruptive gardent la trace d'une structure tout à fait significative (microlitique, porphyrique, doléritique) ; dans les leptynites alcalines, une structure interne (notamment des mâcles polysynthétiques) est encore indiquée par l'orientation et la distribution des paillettes sériciteuses d'altération.

#### b - Plagioclase granoblastique

On désigne ainsi un type de plagioclase dont les cristaux xénomorphes se mêlent à ceux du quartz pour former un fond granoblastique homogène.

Les mesures réalisées avec une platine universelle font en réalité apparaître deux variétés distinctes, susceptibles de coexister :

- albite An 0 à An 8 (moyenne de 35 mesures : An 3) ; 2 VNg compris entre 74 et 98° (moyenne de 20 mesures : 81°) ;

- oligoclase An 13 à An 25 (moyenne de 26 mesures : An 15) ; 2 VNg compris entre 82 et 102° (moyenne de 13 mesures : 88°).

La macle de l'albite est fréquente dans les deux variétés ; elle peut être exceptionnellement combinée à la macle de Carlsbad dans le plagioclase le plus sodique, et à celle de la péricline dans l'autre.

#### c - Albite poeciloblastique

Elle paraît toujours surimposée à un fond préexistant, mais avec plus ou moins de facilité si l'on en juge par la forme et par la charge d'inclusions très variables de ses cristaux ; on peut ainsi reconnaître quatre types morphologiques correspondant à des cristaux progressivement mieux individualisés, car plus compacts et mieux purifiés de leurs inclusions : interstitiel, amiboïde, ocellaire, et autoblastique. L'albite est du type interstitiel dans les formations amphiboliques ; elle prend une forme amiboïde lorsqu'elle se trouve sur un fond riche en quartz, ou au contraire dans un matériau de composition minéralogique hétérogène ; l'habitus ocellaire le plus caractéristique est lié aux supports phylliteux ; le type autoblastique ne se rencontre pour sa part que dans les roches carbonatées où il n'est d'ailleurs pas exclusif.

La teneur en anorthite (résultat de 142 mesures à la platine universelle) est comprise entre 0 et 9 % et reste inférieure ou égale à 6 % dans 96 % des cas ; elle est en moyenne de 2,5 %. L'angle des axes optiques, 2 VNg, varie de 72 à 88° ; il est compris entre 74 et 84° pour 92 % des mesures ; sa valeur moyenne est de 79°. D'une formation à l'autre, il n'y a pas de variation évidente de ces propriétés.

On peut grossièrement estimer à 50 % la proportion des individus qui présentent la macle de l'albite ; quelques uns sont simultanément ou indépendamment mâclés Carlsbad. Dans les calcaires et dolomies, on reconnaît également la macle du Roc Tourné et toutes les combinaisons possibles entre les trois types.

#### d - Albite des fractures tardives

Subautomorphe, éventuellement mâclée albite et/ou Carlsbad, elle est parfois le siège d'une pigmentation brune qui peut déborder légèrement les limites de la fracture pour envahir le plagioclase du fond.

## 2. Répartition

Le plagioclase résiduel se trouve dans des matériaux initialement détritiques (faciès micaschisteux du groupe d'Ambin) ou éruptifs (leptynites alcalines ; basaltes, dolérites et gabbros de la série des Schistes lustrés).

L'oligoclase et l'albite granoblastique sont localisés dans la zone profonde du groupe de la Clarea ; dans les faciès gneissiques, les deux variétés coexistent fréquemment, apparemment en équilibre ; dans les amphibolites, au contraire, la variété la plus calcique est seule présente.

L'albite poeciloblastique est très largement répandue et figure au rang des constituants majeurs dans les formations suivantes : micaschistes de la partie supérieure du groupe de la Clarea, du groupe d'Ambin, et des Schistes lustrés ; leptynites alcalines ; roches basiques de toutes natures et de tous niveaux. Elle est également présente, mais en quantité très variable, dans la majorité des roches de l'ensemble calcareo-dolomitique. A la base du groupe de la Clarea, elle est rare, au contraire, réduite à de simples festons autour des autres plagioclases. Le groupe d'Etache et les quartzites sont presque totalement dépourvus de ce minéral, de même que les schistes lustrés ; les serpentinites n'en ont pas du tout.

## 3. Relations avec d'autres minéraux

### a - Plagioclase détritique ou magmatique

L'albite et la lawsonite jouent tour à tour un rôle essentiel dans le remplacement de ces anciens plagioclases. Dans les micaschistes et les leptynites alcalines du groupe d'Ambin, c'est l'albite qui constitue le fond de l'altération ; elle est chargée de quartz et de paillettes sériciteuses dont l'orientation et la répartition sont dans une large mesure déterminées par les éléments de la structure cristalline antérieure (clivages et mâcles polysynthétiques). C'est encore elle qui domine dans les gabbros (série des Schistes lustrés) incluant cette fois du mica blanc et de l'épidote. Dans les formations doléritiques et basaltiques, la lawsonite est la substance fondamentale des feldspaths épigéniques ; glaucophane, épidote, albite, chlorite et mica blanc sont les principaux éléments de son cortège.



b - Plagioclase granoblastique

Il est l'objet d'une altération d'intensité très variable, souvent totale, à la faveur de laquelle se forment les minéraux suivants : albite, séricite, épidote. Cette dernière, peut-être un peu plus abondante dans les amphibolites que dans les gneiss, indique de toutes façons un plagioclase relativement calcique ; elle est sous forme de prismes ou de bourgeons kélyphitoïdes (page 175 et figure 12e,f). La séricite se trouve exclusivement dans les faciès gneissiques, seule ou en compagnie de l'épidote, sans qu'il y ait de relation quantitative évidente entre les deux minéraux ; ses paillettes envahissent indifféremment l'albite et l'oligoclase anciens, en commençant souvent par la bordure, et s'orientent grossièrement sur la direction des clivages ou des mâcles. Dans les amphibolites, l'albite nouvelle s'accommode de la place disponible entre les cristaux de hornblende et se distingue avec peine du plagioclase précédent ; dans les gneiss, où elle constitue cependant de simples festons autour de ce plagioclase, elle est plus facile à reconnaître en raison de son caractère poeciloblastique. Son importance n'est pas proportionnelle à celle de ses compagnons car le sodium libéré par l'altération peut trouver une place dans le glaucophane ; ainsi, la part de l'albite peut être réduite à presque rien dans des gneiss dont le feldspath a été pourtant totalement séricitisé.

c - Albite poeciloblastique

Certains minéraux semblent trouver au sein des cristaux d'albite des conditions uniques ou au moins particulièrement favorables à leur développement. Ces minéraux peuvent être apparemment indépendants de toute espèce préexistante. C'est le cas, peu fréquent, du mica blanc, essentiellement concentré dans le plagioclase sodique (faciès à tendance prasinitique du groupe d'Ambin), ou celui, peu différent mais tout aussi rare, de l'épidote, dont les granules recristallisent en une constellation de petits prismes chaque fois qu'ils sont pris dans l'albite (prasinites de la série des Schistes lustrés). Mais ce sont le plus souvent des produits d'altération qui présentent une telle particularité. Ainsi, la chlorite brune remplace plus facilement la chlorite banale incluse (partie supérieure du groupe de la Clarea et faciès basiques du groupe d'Ambin). Dans les laves en coussins, les trainées de sphène se transforment en rutile en traversant les ocelles feldspathiques. Généralement, lorsqu'elle recoupe une travée phylliteuse, l'albite

englobe simplement les aiguilles de rutile liées au mica, mais elle peut déterminer une augmentation considérable du nombre de celles-ci. L'exemple le plus frappant est celui des amphiboles dans quelques prasinites amphiboliques : l'actinote se développe de préférence, sinon exclusivement, aux dépens des cristaux de glaucophane qui se trouvent en contact avec l'albite, au point même de se limiter, dans les cas d'inclusion partielle, à une fraction du cristal ; elle est alors le seul, ou au moins le principal produit d'altération, et présente un faciès caractéristique : faisceau d'aiguilles plus ou moins serrées, respectant la forme antérieure (figure 12b) ; plus rarement, le rôle est tenu par de la hornblende bleu-vert. Toutes ces relations suggèrent une syncristallisation, ou à la rigueur une antériorité de l'albite.

Celle-ci est manifestement antérieure à la chloritisation (ou contemporaine) là où elle contient la totalité, ou presque, du glaucophane présent dans la roche, et où ce glaucophane est indemne de toute corrosion. Elle doit également précéder la biotite verte comme en témoigne l'observation suivante, faite dans les micaschistes albitiques de la série des Schistes lustrés : les porphyroblastes, indéniablement surimposés aux lames de mica blanc, n'interrompent pas la frange de biotite verte de ces dernières.

En règle générale, la calcite s'introduit dans les fissures et les cli-vages de l'albite (figure 12d) qu'elle peut même envahir plus largement ; la forme de ses plages est alors en partie déterminée par les directions cristallographiques de son hôte (figure 12c) ; plus rarement, c'est l'ankérite qui se comporte de cette façon. Dans deux échantillons dolomitiques, l'un du Trias, l'autre des brèches liasiques, le plagioclase est affecté par un système de fractures emplies de mica blanc.

Dans les filonnets, l'albite peut être accompagnée par un peu de chlorite brune, et coexiste fréquemment avec un des carbonates précédents, placé en position centrale.

## E. MICAS BLANCS

### 1. Types et caractères spécifiques

#### a - Muscovite phengitique

Il s'agit d'un mica parfaitement incolore, d'habitus lamellaire, du type

$2M_1$  si l'on en juge par le seul radiogramme de poudre disponible. Le tableau 9 donne la composition chimique et les propriétés optiques d'un échantillon de ce mica (valeur de  $2 VNp$  = moyenne de 6 mesures sur des cristaux différents).

Le terme de muscovite phengitique est justifié par la nécessité de marquer une différence entre ce type, et le suivant dans lequel une fraction plus importante de l'aluminium est remplacé par le silicium dans les sites tétraédriques, par le magnésium et le fer dans les sites octaédriques.

b - Phengite

Ce deuxième type est caractérisé par une couleur verte, parfois à peine distincte en lame mince, mais toujours évidente sur une masse de mica. Les cristaux sont en moyenne un peu plus épais que ceux du type précédent.

L'angle des axes optiques,  $2 VNp$ , a fait l'objet de 75 mesures dans 13 échantillons intéressant la presque totalité des faciès, à l'exception du groupe de la Clarea ; il est compris entre  $23^\circ$  et  $48^\circ$ , mais dans 88 % des cas se situe dans l'intervalle défini par les valeurs 29 et  $36^\circ$  ; il est en moyenne de  $33^\circ$ .

Les indices et la biréfringence ont été déterminés dans deux échantillons :

	Ech. 4263 (micaschiste albitique; groupe d'Ambin)	Ech. 5061 (schiste; groupe d'Etache)
$N_g$	$1,608 \pm 0,002$	$1,618 \pm 0,002$
$N_m$	$1,600 \pm 0,002$	$1,614 \pm 0,002$
$N_p$	$1,575 \pm 0,002$	$1,579 \pm 0,002$
$N_g - N_p$	$0,033 \pm 0,004$	$0,039 \pm 0,004$

Ces propriétés optiques concourent à indiquer (Deer, Howie et Zussman, 1965) une teneur en fer et magnésium plus élevée que celle de la phyllite étudiée plus haut, et une teneur en aluminium plus faible, c'est à dire une composition plus éloignée de celle de la muscovite idéale.

Dans les publications relatives à cette région des Alpes, on peut trouver 12 analyses tout à fait significatives à cet égard (Michel, 1953 ; Caillière et Michard, 1963 ; Nicolas, 1966 ; Chatterjee, 1968 ; Potenza et Morelli, 1968) : ce sont celles des phengites dans lesquelles  $Al^{IV}$  est compris entre 1,46 et 0,94 (moyenne : 1,28) et  $Al^{VI}$  entre 3,40 et 2,37 (moyenne : 2,91).

Deux de ces phengites sont des variétés chromifères tenant respectivement 1,50 % (Nicolas) et 1,75 % (Chatterjee) de  $Cr_2O_3$ , valeurs comparables à celle relevée par F. Ellenberger dans un échantillon de Vanoise (1,60 %); le chrome est également présent dans les micas du massif d'Ambin auxquels il communique une coloration verte très vive, bien visible en lame mince, ainsi que le pléochroïsme.

c - Autres micas blancs

On rangera dans cette catégorie 3 types, mal définis en raison de leur rareté relative.

Les micas du premier type, incolores, doivent leur singularité à leur disposition, à leur habitus et à la valeur de leur angle d'axes. Ils manifestent une totale indépendance à l'égard des éléments structuraux de la roche et recourent notamment la foliation et les phengites qui s'y conforment ; leurs cristaux sont aussi développés dans la direction perpendiculaire à (001) que dans la direction parallèle à ce plan. On a là en fait l'expression particulière d'une relation générale entre l'orientation et le faciès des micas blancs dont les lamelles sont d'autant plus épaisses qu'elles sont plus discordantes avec la foliation. L'angle d'axes,  $2 V_{Np}$ , est en moyenne de  $42^\circ$  ; les valeurs extrêmes sont  $27^\circ$  et  $47^\circ$ , mais 83 % d'entre elles se situent entre  $41^\circ$  et  $47^\circ$  (résultat de 24 mesures effectuées dans 7 échantillons pétrographiques provenant de toutes les formations qui contiennent ce type de mica). On admettra sans autre preuve qu'il s'agit de muscovites.

D'autres micas se distinguent par une couleur et un pléochroïsme d'une netteté exceptionnelle ( $N_g$  : vert olive,  $N_m$  : vert pâle,  $N_p$  : jaune très pâle) ; leur angle d'axes est comparable à celui des phengites, phyllites auxquelles ils s'apparentent vraisemblablement ( $33^\circ$  en moyenne dans un quartzite triasique riche en hématite, et tenant également de l'aégyrine ; dans ce cas particulier, il pourrait s'agir de ferriphengite, compte tenu des propriétés optiques et de la paragenèse (Kanehira et Banno, 1960)).

La sérécite constitue un dernier type dont il est impossible de déterminer les caractéristiques optiques (cristaux trop petits).

## 2. Répartition

La muscovite phengitique se trouve exclusivement dans le groupe de la Clarea, spécialement dans les gneiss et micaschistes dont elle est un élément essentiel.

Le domaine de la phengite s'étend à toutes les autres formations. Ce mica est significatif par sa généralité et son abondance dans tous les faciès arénacés, pélitiques ou calcaréo-pélitiques, dans les leptynites alcalines, et dans les micaschistes albitiques de la série des Schistes lustrés. Il est constamment présent, en petite quantité, dans les termes carbonatés de l'ensemble calcaréo-dolomitique, niveau où l'on rencontre plus particulièrement les variétés fortement colorées. Il est inégalement développé dans les faciès basiques ; les prasinites typiques en sont à peu près dépourvues, tandis que les glaucophanites sont irrégulièrement mais dans l'ensemble mieux fournies. Les gisements de phengite chromifère semblent se situer dans les Schistes lustrés, notamment à proximité de la serpentine d'Ulzio, ou dans les formations sous-jacentes et en particulier les cargneulles.

La muscovite transverse n'est présente que dans quelques échantillons du groupe d'Ambin, de l'ensemble calcaréo-dolomitique ou des schistes lustrés ; les considérations d'ordre chronologique conduisent cependant à lui assimiler les micas blancs déjà mentionnés, dont l'apparition est liée à celle de l'albite (ou postérieure), et d'autres qui seront étudiés plus loin avec les espèces dont ils dérivent. La séricite, enfin, est plus largement répandue ; elle est le produit d'une recristallisation locale et généralement modérée, ou de l'altération de différents minéraux parmi lesquels le plagioclase ancien du groupe de la Clarea (albite et oligoclase).

## 3. Relations avec d'autres minéraux

Dans les gneiss et micaschistes du groupe de la Clarea, les cloisons de muscovite phengitique semblent avoir été repoussées par le grenat ; mais une telle déformation peut aussi résulter d'une compression postérieure aux deux miné-

raux. L'apatite se met parfois en place dans ces cloisons, en englobant des résidus de la phyllite. La muscovite phengitique ne présente pas d'autre particularité et se trouve concernée au même titre que la phengite par la plupart des observations qui suivent.

Il peut y avoir transformation pseudomorphique. Dans toute la série, la biotite verte remplace ainsi les lames de mica blanc en respectant leur forme et leur orientation ; elle constitue le plus souvent une frange discontinue, pénétrant plus profondément à la faveur des clivages ; même lorsqu'elle est rigoureusement inscrite dans le contour des prismes de glaucophane dont elle procède, il lui arrive de s'orienter sur les tablettes de mica blanc environnantes (figure 12 g). Accidentellement, c'est la chlorite oxydée qui apparaît. Dans une prasinite de la série des Schistes lustrés, l'épidote peut ainsi prendre la place de la phengite. L'albite poeciloblastique elle-même se conforme de temps en temps aux lits phylliteux.

Le plus souvent, le minéral nouveau prend une forme quelconque, mais garde sous forme d'inclusions le cortège d'oxydes variés accompagnant le mica et des résidus de ce dernier ; de nouvelles aiguilles de rutile peuvent même se former aux dépens du phyllosilicate ; la disposition de tous ces éléments est en harmonie avec la géométrie extérieure. C'est ainsi que la muscovite se surimpose à la phengite (figure 12 h). Cependant, les plus beaux exemples de ce type de relation sont dus à l'albite dont les poeciloblastes recoupent presque systématiquement les phyllites (figure 12 l). La calcite et l'ankérite se développent également de cette façon. Les pseudomorphoses rencontrées dans l'ensemble calcaréo-dolomitique et les Schistes lustrés (lawsonite présumée) englobent des débris de phengite en continuité avec la foliation de la roche. La chlorite, enfin, peut être ajoutée à cette liste, bien que ses rapports habituels avec le mica blanc n'aient pas de signification chronologique évidente : les deux minéraux constituent fréquemment des cristaux mixtes résultant d'un accollement suivant le plan (001) ou même d'une alternance irrégulière ; dans les dolomies triasiques et les fragments des brèches liasiques, une tablette de chlorite (figure 12 j), ou plus rarement un tissu polycristallin (figure 12 i) est pris en sandwich entre deux minces lames de phengite fortement colorée, de façon à constituer un édifice compact aux limites régulières.

Les lamelles de phengite ou de muscovite phengitique imposent aux plages de quartz, calcite, ou ankérite qui leur sont juxtaposées une limite rectiligne, indépendante de la structure cristalline de celles-ci ; l'ordre de cristallisation peut encore être indiqué par l'absence de toute déformation au sein d'une plage dont le contour est en partie déterminé par un mica fortement tordu. Les carbonates s'insinuent dans les clivages où le sphène cristallise de son côté en granules serrés ou en lames (figure 12 k) ; les tablettes d'hématite obéissent elles-aussi en partie à ce contrôle.

## F. BIOTITES

### 1. Types et caractères spécifiques

En se basant sur la couleur, on peut distinguer à priori trois types de biotite : brun-rouge, brun, et vert.

#### a - Biotite brun-rouge

La couleur et le pléochroïsme sont tout à fait communs. Les cristaux sont fortement poecilitiques, et, comme ceux des micas blancs, d'autant plus épais que leur plan (001) fait un angle plus grand avec la foliation de la roche.

Le tableau 10 permet de se faire une idée plus précise des propriétés optiques et de la composition chimique des micas de ce groupe.

#### b - Biotite brune

Ce deuxième type de mica présente en lame mince une coloration et un pléochroïsme moins marqués que le précédent, et différents : brun clair suivant Ng et Nm, sans nuance particulière ou avec une légère pointe de vert olive ; incolore suivant Np. Le caractère poecilitique est moins affirmé. Les indices de réfraction et la biréfringence sont plus faibles que ceux de la biotite brun-rouge, et surtout, l'angle des axes optiques est très largement ouvert (comparer à ceux du tableau 10 les chiffres suivants qui se rapportent à un échantillon provenant des leptynites alcalines):

$$\begin{aligned}2 \text{ VNp} &= 31^\circ \text{ (moyenne de 9 mesures comprises entre } 30 \text{ et } 33^\circ) \\ \text{Ng} &= 1,613 \pm 0,002 \\ \text{Nm} &= 1,609 \pm 0,002 \\ \text{Np} &= 1,573 \pm 0,002 \\ \text{Ng} - \text{Np} &= 0,040 \pm 0,004.\end{aligned}$$

L'association étroite et systématique avec un mica blanc (voir plus loin, page 149) interdit de déterminer la composition chimique par la méthode habituelle. Par ailleurs, l'usage de la sonde électronique n'a pas conduit jusqu'à présent à des résultats concluants. Aussi, le terme de biotite, employé dans ces conditions, doit-il être pris dans un sens aussi vague que celui de mica noir, compte tenu de propriétés optiques aussi peu canoniques.

#### c - Biotite verte

Elle est toujours pseudomorphe, et très finement cristallisée ; son habitus varie toutefois légèrement d'un support à l'autre. Un échantillon moyen, pris dans un faciès à tendance prasinitique du groupe d'Ambin, présente le pléochroïsme suivant : Ng, vert olive avec une pointe de brun ; Nm, vert olive ; Np, vert olive très pâle ; l'angle d'axes,  $2 \text{ VNp}$ , est en moyenne de  $25^\circ$  (6 mesures comprises entre  $22^\circ$  et  $27^\circ$ ). En fait, la couleur varie du vert franc au brun, souvent même à l'échelle de la lame mince ; on peut citer à cet égard l'exemple particulièrement significatif d'un échantillon dans lequel la phyllite a une couleur suivant Ng vert d'eau, vert olive parfois un peu brun, ou brun-olivâtre à brun-jaune, selon qu'elle tire son origine du glaucophane, de la phengite ou de la chlorite verte. De ce fait, la distinction avec la chlorite oxydée est parfois difficile.

Les études de J. Bocquet (1969) et surtout de D. Bahezre, R. Michel et P. Vialon (1965) ont montré qu'il s'agissait effectivement de biotite.

#### 2. Répartition

La biotite brun-rouge se localise exclusivement dans le groupe de la Clarea. Élément d'une paragenèse ancienne, elle avait une importance limitée dans les faciès basiques, mais tenait un rôle essentiel dans ceux d'origine détritique.



Elle ne subsiste plus que dans les résidus amphiboliques et gnaissiques de la partie profonde, mais ses fantômes sont encore nombreux à ce niveau. Les traces sont beaucoup plus rares dans la partie supérieure de la formation en raison d'une évolution métamorphique plus poussée. Pour être complet, il faut signaler que cette biotite peut prendre une couleur verte, de façon tout à fait accidentelle, sans doute sous l'influence d'un contrôle chimique local. Par ailleurs, un mica brun rouge, assez pâle, s'associe à la phengite dans un calcschiste albitique provenant du Werfénien supérieur calcaréo-pélimitique de Bellecombe. Un autre se développe aux dépens du même mica blanc dans la croûte ferrugineuse du Malm de l'Arella ; il forme, parfois à cheval sur deux cristaux, des tâches circulaires dont la couleur et la biréfringence augmentent vers l'intérieur. La nature exacte de ces deux phylites est inconnue ; on peut d'ailleurs considérer qu'il s'agit d'accidents.

La biotite brune se rencontre pour sa part dans les leptynites alcalines ou à leur proximité. Sa fréquence en fait un élément caractéristique de ce niveau malgré une teneur d'ensemble très basse.

La biotite verte est largement répandue, mais reste au rang des constituants accessoires, même dans les formations où elle est la plus abondante (groupe de la Clarea dans son ensemble, faciès basiques du groupe d'Ambin, faciès acides et basiques de la série des Schistes lustrés) ; elle ne manque totalement que dans le groupe d'Etache et les quartzites, ainsi que dans les serpentinites.

### 3. Relations avec d'autres minéraux

#### a - Biotite brun-rouge

La biotite du groupe de la Clarea s'altère de deux façons différentes.

Elle peut subir une chloritisation banale, dont quelques particularités méritent cependant d'être signalées. Certains cristaux ne verdissent qu'à leur bordure et gardent au coeur une couleur et un pléochroïsme de biotite, alors que leur teinte de polarisation est partout celle d'une chlorite ; cette teinte est uniforme, ou change au contraire en passant d'une zone à l'autre ; le contact est progressif ou tranché. Le titane secrété lors de la transformation s'accumule

dans les clivages et parfois le plan axial de "kinks", en se localisant dans la zone altérée, de préférence là où persiste une couleur brune ; les cristaux qui apparaissent ont la forme de tablettes de section parallélogrammatique dont la dimension intermédiaire serait très variable et parfois si proche de l'épaisseur que la forme deviendrait celle d'une aiguille ; ces éléments s'orientent de telle sorte que leur plan soit parallèle au clivage de la chlorite, et s'ordonnent éventuellement suivant le motif triangulaire de la sagénite ; une cristallisation plus large conduit à des formes granuleuses, puis progressivement allongées et fuselées, caractéristiques du sphène ; la disposition devient alors plus confuse.

La biotite peut également faire l'objet d'une épigénie dans laquelle un mica blanc et du glaucophane jouent les rôles essentiels (planche 1:a). Le mica semble favorisé par un environnement phylliteux (lits de biotite et de muscovite phengitique) ; il est en cristaux aussi épais que larges, de contour irrégulier ; son petit angle d'axes le différencie nettement de la muscovite phengitique que l'on rencontre dans les mêmes roches : une seule des 13 mesures faites dans 4 lames minces excède 30° et la moyenne est de 28°. Le glaucophane domine à son tour lorsque la biotite se trouve dans des lentilles quartzeuses ; il est en prismes mal formés, faiblement colorés. Les deux minéraux sont étroitement enchevêtrés et rarement orientés sur le mica qu'ils remplacent ; l'amphibole peut franchir les limites de ce dernier pour constituer une auréole mal définie. Le titane de la biotite s'exprime de plusieurs façons : dans certains cas, une pellicule d'oxyde brun-violet se dispose dans les clivages des divers minéraux sous forme de paillettes ou de dendrites ; mais, le plus souvent, apparaissent aux dépens de l'oxyde des aiguilles de rutil (sagénite parfois), des fuseaux de sphène, ou des granules de nature incertaine. Ces produits ont une disposition révélatrice : ils font un liseré autour des anciens cristaux et se concentrent à l'intérieur, dans la zone altérée où la cristallisation est alors guidée par les directions cristallographiques des éléments en présence ; lorsque le contrôle de la biotite est déterminant, les alignements titanés et les traces des clivages des minéraux nouveaux discordent de façon tout à fait significative. Dans un échantillon, un carbonate se développe à l'intérieur ou à proximité des pseudomorphoses : il doit donc intervenir dans la réaction.

Les deux types d'altération coexistent mais trouvent des conditions optimales respectivement dans les amphibolites et les gneiss. Les espèces pseudomorphes se transforment à leur tour en biotite verte (mica blanc et glaucophane) ou en chlorite oxydée (chlorite et accessoirement mica blanc).

Le chloritoïde et l'épidote (figure 12 n) se surimposent aux fantômes en englobant sans dérangement les exsudats titanés. La calcite pénètre dans les clivages de la biotite et dans ceux de la chlorite ou du mica blanc qui en dérivent (figure 12 n) ; de même la pyrite et parfois aussi l'albite poeciloblastique ; le plagioclase et le carbonate peuvent alors jouer le rôle d'un coin en écartant les feuilletts, comme en témoigne la forme fuselée de certaines sections de biotite. D'autres relations sont équivoques et suggèrent de ce fait un synchronisme ; ainsi la biotite inclut des fragments de quartz mais détermine la limite rectiligne de nombreuses plages ; elle cicatrise les fractures de la hornblende et du grenat dans lesquels elle est pourtant souvent enfermée ; elle est associée à la muscovite phengitique dans les cloisons que le même grenat paraît repousser dans sa croissance.

#### b - Biotite brune

On ne peut définir ses relations avec le mica blanc sans passer en revue l'ensemble des phyllites de l'horizon leptynique. Celles-ci se présentent sous quatre formes essentielles :

- les cristaux les plus nombreux ont une couleur verte relativement très pâle, uniforme ;

- d'autres sont au contraire constitués par l'association d'un mica du type précédent avec la biotite, dont les plages de forme quelconque, souvent anguleuse, occupent assez régulièrement une position centrale (planche 1:b) ; le contact est progressif, ou tranché et alors marqué par une brusque augmentation centripète de l'absorption, de la réfringence et de la biréfringence ; les proportions des deux micas sont variables, mais dans la plupart des cas l'espèce brune n'est révélée que par un examen attentif, car elle est parfois très faiblement colorée et limitée à un petit nombre d'individus ; elle a quand-même été reconnue dans la moitié des lames minces disponibles ;

- dans un second type de cristaux mixtes, beaucoup plus rare, le mica presque incolore coexiste avec un autre dont la teinte (verte), la réfringence et

généralement la biréfringence sont un peu plus fortes ; de tels édifices sont comparables aux précédents, bien que la position du mica le plus coloré semble moins nettement déterminée ;

- enfin, les leptynites contiennent une autre phyllite verte, de faciès sériciteux le plus souvent, qui peut franger des cristaux du type 1 ou 2 (figure 12 m) et paraît remplacer aussi bien la biotite que l'espèce peu colorée ; toutefois, elle provient essentiellement de l'altération des feldspaths anciens.

Si l'on en juge par la couleur verte, toujours distincte, on se trouve en présence de plusieurs variétés de phengite, entre lesquelles les mesures de  $2V$  ne font apparaître aucune différence : 93 % des valeurs obtenues sont comprises entre  $28^\circ$  et  $38^\circ$  pour une moyenne de  $34^\circ$ . Tous ces micas sont susceptibles de se transformer partiellement en biotite verte, au même titre d'ailleurs que la biotite brune.

En ce qui concerne les rapports de cette dernière avec les feldspaths, il faut noter que les roches où la biotite est la plus abondante sont dépourvues de microcline, et que l'albite tient souvent des reliques orientées de la même façon que les lames extérieures. Dernière remarque : les clivages du mica enserrrent fréquemment des tablettes d'hématite.

#### c - Biotite verte

Peu de choses à dire à son sujet car c'est un des derniers minéraux à avoir cristallisé. Elle pourrait être contemporaine de la calcite si l'on en juge par l'observation unique suivante : les cristaux de chlorite qui se trouvent en contact avec des veines carbonatées sont plus fortement altérés en biotite verte.

### G. STILPNOMELANE

#### 1. Caractères spécifiques

Les quelques échantillons de stilpnomélane recueillis dans le massif d'Ambin ont en apparence les mêmes propriétés : cristaux poeciloblastiques dont les sections transversales ont fréquemment une forme de gerbe ; couleur brun foncé suivant Ng et Nm, jaune d'or suivant Np. Un de ces échantillons a fait l'objet

d'une étude (Gay, 1966) dont les principaux résultats sont rappelés dans le tableau 11.

## 2. Répartition

Le stilpnomélane est un élément accidentel dont on ne connaît qu'un gisement important, celui de Salbertrand où a été recueilli le spécimen analysé. A cet endroit, il est assez abondant et largement cristallisé dans un mince niveau quartziteux du groupe d'Ambin dont les autres constituants majeurs sont la crossite, la dœerite et des minéraux opaques. Il est également présent dans deux autres échantillons ramassés dans des éboulis, et provenant respectivement des leptynites alcalines du groupe d'Ambin et d'un gabbro fortement transformé de la série des Schistes lustrés.

## 3. Relations avec d'autres minéraux

On manque d'indices chronologiques en raison de la rareté du minéral ; l'absence de toute orientation suggère simplement un caractère tardif.

## H. TALC

Il est en fines paillettes, très légèrement teintées de vert et pléochroïques, cristallisant à la place d'autres minéraux, ou sous forme de petits amas. Il a été déterminé à l'aide d'un radiogramme Debye-Scherrer.

On le rencontre en petites quantités, à la périphérie des noyaux serpentineux dont il tire son origine.

## I. CHLORITE

### 1. Types et caractères spécifiques

#### a - Chlorite verte

Les cristaux sont dans l'ensemble épais, et marquent une tendance poecilitique plus ou moins affirmée. Toutefois, dans la mesure où cette chlorite est secondaire, elle peut être assez polymorphe, la variété des minéraux remplacés

conditionnant la variété des formes, au moins à certains stades figés de l'altération.

Le tableau 12 présente les résultats de deux analyses calculées sur la base de 28 atomes d'oxygène, sans tenir compte de l'eau, méthode qui conduit au nombre d'ions hexacoordonnés le plus proche de 12. Le choix a été guidé par les caractères optiques évidents permettant de penser que l'une des deux chlorites était parmi les plus magnésiennes, et que l'autre tenait sensiblement les mêmes quantités de fer et de magnésium ; de fait, les valeurs du rapport  $\text{Fe total} / \text{Fe total} + \text{Mg}$  sont respectivement de 0,23 et 0,55. Une troisième chlorite (échantillon 10101 A), susceptible d'après les mêmes critères de représenter le pôle ferrifère, a fait l'objet d'une analyse partielle à la sonde électronique ;  $\text{Fe} / \text{Fe} + \text{Mg}$  y est en effet égal à 0,80.

Afin de préciser les variations de la composition chimique, on a déterminé les caractères optiques de 10 spécimens, classés dans le tableau 13 d'après leur signe optique, et leur biréfringence telle qu'on peut l'estimer à l'aide d'une lame auxiliaire teinte sensible. La figure 14 indique une variation apparemment continue des teneurs en silicium et surtout en fer et magnésium ; sa comparaison avec le tableau 13 montre que l'effet chromatique résultant de l'emploi de la lame auxiliaire (il dépend à la fois du signe optique et de la biréfringence) est un reflet assez fidèle de la constitution. On est donc en droit d'utiliser cet effet pour apprécier la composition chimique et notamment la proportion de fer et de magnésium, et pour établir une classification grossière mieux adaptée aux réalités pétrographiques que la nomenclature en usage. Un tel procédé est inspiré par celui que conseille A.L. Albee (1962) ; cet auteur se base cependant sur le signe optique et les teintes de polarisation. On distinguera ainsi les types suivants :

1. jaune	)	)	)
2. orange, rouge	)	1er ordre	) chlorites tenant plus de Mg que de Fe
3. violet	)	)	- chlorites intermédiaires
4. bleu	)	)	)
5. vert, jaune	)	2ème ordre	) chlorites tenant plus de Fe que de Mg

Voici, à titre indicatif, les teintes de polarisation correspondantes :

1. normales (gris, blanc, jaune)
2. anormales (bronze, rouge-brun virant au mauve)
3. anormales (mauve)
4. anormales (bleu éventuellement nuancé de violet) ou plus rarement normales (gris)
5. extrêmement variables, le plus souvent anormales et délavées (gris ou bronze nuancé de mauve, bleu ou vert).

Les cristaux de chlorite sont fréquemment zonés, de façon plus ou moins régulière, mais presque toujours progressive ; dans le cas le plus général d'une zonation concentrique, la valeur du rapport  $Fe/Fe + Mg$  augmente plus souvent vers le centre que vers la bordure. Il n'y a pas de relation évidente entre ces variations et le matériel d'origine.

#### b - Chlorite brune

La chlorite verte se transforme par épigénie en une phyllite brune dont l'aspect microscopique est celui de la biotite et du stilpnomélane (pléochroïsme brun rouge à jaune d'or, biréfringence élevée) et qui est en fait identifié avec l'une ou l'autre des deux espèces dans tous les travaux antérieurs à 1966. A cette date, N.D. Chatterjee montre que dans les deux exemplaires qu'il a étudiés, la transformation en question est le résultat d'une simple oxydation n'entraînant aucune modification de la structure.

Il ne semble pas en être ainsi d'un spécimen du massif d'Ambin qui a été soumis à un examen radiocristallographique et à une analyse à la microsonde électronique après un tri au microscope. Le motif de diffraction est caractérisé par la présence de deux raies intenses et fines (14, 15 et  $7,07 \text{ \AA}$ ) que l'on retrouve de la même façon dans celui de la chlorite verte (pour cette dernière, se reporter au tableau 12 et à la figure 14, n° 9). Ces observations s'accorderaient avec celles de N.D. Chatterjee si l'on ne relevait dans la même région du spectre deux autres réflexions un peu moins intenses, plus larges, et difficiles à définir avec précision ( $15,9$  et  $8,2 \text{ \AA}$ ). Pas une seule raie ne peut être rapportée aux micas bruns banaux. La composition est pourtant voisine de celle du stilpnomélane (tableau 14) et se distingue fortement de celle des chlorites, ne serait-ce que par la richesse en silice et la pauvreté en alumine.

Les résultats obtenus sont trop ambigus pour permettre de revenir sur les conclusions de N.D. Chatterjee ; on admettra donc avec cet auteur que la phyllite brune est une chlorite oxydée, en soulignant simplement la probabilité d'une relation étroite avec le stilpnomélane d'ailleurs confirmée par l'examen microscopique : deux lames minces montrent en effet un passage parfaitement graduel entre la phyllite sous son faciès habituel et un stilpnomélane indubitable (ce qui avait conduit à assimiler provisoirement les deux minéraux : M. Gay, 1970). Ces observations rejoignent celles que J.M. Caron vient de faire dans la région de Sestrières (1970) où "le stilpnomélane [...] semble s'être formé aux dépens d'une chlorite par l'intermédiaire d'une oxychlorite".

## 2. Répartition

### a - Chlorite verte

Elle entre dans la constitution de tous les micaschistes du groupe de la Clarea, mais n'atteint qu'à la partie supérieure une importance notable ; elle appartient alors aux types 3 et surtout 4 (voir p. 152). Sans être tout à fait générale, elle est encore assez régulièrement présente dans les anciens matériaux détritiques du groupe d'Ambin où, cependant, l'éventail de composition est très largement ouvert du pôle magnésien au pôle ferrifère, sans fréquence dominante. Elle manque par contre totalement dans le groupe d'Etache et les quartzites.

Dans les formations carbonatées, sans être très abondante, la chlorite est uniformément répandue, notamment dans les Schistes lustrés dont elle est un élément significatif ; elle est presque toujours du type 1 et en tous cas rarement négative.

On la rencontre dans toutes les formations basiques, en quantité très variable. De ce point de vue, les amphibolites sont les moins abondamment et fréquemment pourvues ; à quelques exceptions près, leurs chlorites tiennent plus de magnésium que de fer et sont même le plus souvent du premier type ; dans les glaucophanites et les prasinites, la tendance est encore magnésienne (rares chlorites négatives) mais l'étalement plus prononcé ; dans les formations à glaucophane et lawsonite, on relève une écrasante majorité de chlorites du type 1. Le minéral



figure accessoirement dans un assez grand nombre d'échantillons de leptynites alcalines ; il est un peu plus abondant dans les micaschistes albitiques de la série des Schistes lustrés où il présente une composition très variable.

#### b - Chlorite brune

Son extension est comparable à celle de la biotite verte : irrégulièrement développée, relativement peu fréquente, la chlorite brune ne se hausse jamais au rang de constituant majeur. Elle est pourtant stable de bas en haut de la série puisque, à l'exception du groupe d'Etache et des quartzites, toutes les formations en contiennent : c'est le groupe de la Clarea qui est le plus riche, particulièrement à son sommet, puis le groupe d'Ambin.

### 3. Relations avec d'autres minéraux

#### a - Chlorite verte

La chlorite verte, l'albite et l'actinote sont étroitement associées dans l'évolution prasinitique des formations à glaucophane, mais leurs relations exactes sont incertaines. On a déjà indiqué que l'albite semblait, en l'incluant, protéger le glaucophane de l'altération chloriteuse : l'amphibole sodique persiste alors ou subit une transformation pseudomorphique en actinote qu'on n'observe guère que dans ces conditions. Ces relations permettraient de penser que la chlorite est postérieure à l'albite, ou qu'elle en est à la rigueur contemporaine, si l'on ne relevait les observations contradictoires suivantes : c'est dans les ovardites (prasinites à fond chloriteux) que le caractère porphyroblastique et poeciloblastique de l'albite est le plus marqué ; le plagioclase est généralement indemne de toute cataclase alors que le phyllosilicate est déformé ; la schistosité mécanique qui affecte ce dernier peut même déterminer la forme et l'orientation des plages feldspathiques ; enfin, au contact du plagioclase, la phyllite s'effrange parfois comme sous l'effet d'une corrosion, pour peu que son clivage soit perpendiculaire à l'interface.

La muscovite est en tous cas postérieure lorsqu'elle se surimpose à la chlorite verte en englobant des trainées d'oxyde parallèles aux clivages. De même certains micas qui poussent sur les lames chloriteuses : talc, dans l'auréole réactionnelle des serpentinites d'Ulzio, biotite verte, sporadiquement, et surtout

chlorite brune dont la généralité justifie une description particulière. Comme le remarque N.D. Chatterjee, les chlorites vertes sont d'autant plus sensibles à ce dernier type d'altération qu'elles sont plus riches en fer ; les variétés les plus magnésiennes (groupe 5) en sont totalement exemptes. La réaction procède à la faveur des clivages, de sorte que la chlorite secondaire se présente, dans un cristal en section transversale, sous forme de coins fréquemment réunis en une frange terminale, d'inclusions d'apparence fuselée, plus rarement de lames à faces parallèles traversant de part en part (planche 1:c). Il y a continuité optique et gradation de couleur entre les deux minéraux. La schistosité mécanique exerce un contrôle essentiel sur cette évolution : il est souvent manifeste que seuls les individus adjacents à une telle surface de discontinuité sont affectés ; J. von Raumer (1969) a pu observer une disposition analogue dans le granite du Mont Blanc.

Les relations avec les carbonates n'ont rien d'équivoque : la chlorite peut garder la trace d'une déformation intense, sans mesure avec celle de la calcite ou de l'ankérite qui l'environne ; elle se laisse pénétrer par ces dernières, ainsi que par la dolomite d'origine métamorphique dans les rares échantillons où cet élément est présent ; avec le clivage minéral, c'est parfois la schistosité de la roche, postérieure à la cristallisation du phyllosilicate, qui est soulignée par un film régulier de calcite ou d'ankérite. Le clivage de la chlorite contrôle également la forme et l'orientation de certaines plages de leucoxène et d'hématite, comme le fait celui des micas blancs. Il faut admettre que le rutile peut être lui aussi postérieur, si l'on reconnaît à l'albite porphyroblastique des écorces de coussins un caractère tardif relativement à la chlorite : l'oxyde, en effet, remplace systématiquement le sphène à l'intérieur du plagioclase, et seulement là. Notons enfin un développement inhabituel de la chlorite à proximité de concentrations sulfurées dans certains micaschistes profonds du groupe de la Clarea, sans pouvoir expliquer de façon satisfaisante un tel voisinage.

#### b - Chlorite brune

Elle est, avec les carbonates et la biotite verte, un des derniers minéraux à s'être formés.

## J. SERPENTINES

### 1. Types et caractères spécifiques

En se plaçant d'un point de vue morphologique, on peut distinguer deux types :

- certaines serpentines apparaissent au microscope comme un mélange généralement peu ordonné de sections minces, fusiformes, ou au contraire plus larges et alors fréquemment ouvertes à la façon d'une gerbe ou d'un éventail ; une orientation discrète s'y manifeste suivant deux directions orthogonales ;
- d'autres sont au contraire caractérisées par une structure maillée.

Une telle distinction est justifiée par l'étude aux rayons X. Suivant les indications de E.J.W. Whittaker et J. Zussman (1956), les deux échantillons du premier type ayant fait l'objet d'un examen présentent des caractères d'antigorite : la réflexion la plus intense correspond à une distance réticulaire de 2,52 (échantillon 1062 A) ou 2,53 Å (échantillon 6124) ; les réflexions à 1,56 et 1,54, également déterminantes, sont relevées dans les deux cas. Le spectre d'un dernier échantillon (1771), se rapportant cette fois au second type, est celui d'une lizardite ; raies moins bien définies en raison de leur largeur : 2,50 (intense), 1,54 et 1,50 Å ; rien à 1,56.

### 2. Répartition

Les serpentines se rencontrent exclusivement dans la série des Schistes lustrés. La lizardite et une des deux antigorites proviennent de deux lentilles de la région du lac du Mont-Cenis ; la seconde antigorite a été recueillie dans le massif de la Sauze d'Oulx.

### 3. Relations avec d'autres minéraux

La magnétite obéit le cas échéant à la même ordonnance que la serpentine : ses granules accentuent les structures réticulaires ou sont étroitement moulés par les mailles.

La trémolite, la calcite et la dolomite sont associées à la serpentine dans l'altération des pyroxènes magmatiques, mais elles se forment aussi plus ou

moins directement à ses dépens, en même temps que le talc (périphérie du massif de la Sauze) ; des lames minces en nombre trop faible ne permettent pas de préciser les étapes de cette dernière transformation. La chlorite est un autre produit de remplacement ; elle cristallise en petites mouches, ou en minces filets parallèles aux clivages, ou constitue des amas irréguliers d'aspect finement vermiculé.

## K. PYROXENES

### 1. Types et caractères spécifiques

#### a - Pyroxène magmatique

Les cristaux, de grande taille, ont un contour automorphe (abstraction faite de la recristallisation métamorphique) ; ils sont incolores ou légèrement colorés de brun et présentent tous le clivage supplémentaire (100). Dans une dolérite, il est possible de déterminer d'autres caractéristiques :  $2VN_g = 48^\circ$ ,  $Ng/C = 41^\circ$  (chacun de ces 2 chiffres représente la moyenne de 6 valeurs peu différentes).

En l'absence d'un diagnostic précis, on peut se référer aux travaux de A. Nicolas (1966) portant sur une région limitrophe ; les pyroxènes étudiés par cet auteur proviennent également de formations basiques et ultrabasiques de la série des Schistes lustrés ; sur le diagramme de Poldervaart et Hess, ils se situent dans le champ du diopside ou à proximité.

#### b - Pyroxène métamorphique calcique et ferro-magnésien

A ce type on rapportera des cristaux automorphes, incolores, dont les angles  $2VN_g$  et  $Ng/C$  ont respectivement des valeurs moyennes de  $55^\circ$  et  $41^\circ$  (4 mesures).

On admettra qu'il s'agit d'un pyroxène de la série diopside-hedenbergite, compte tenu de l'environnement (roche à fond quartzeux et carbonaté soumise à un métamorphisme de degré moyen).

#### c - Pyroxènes métamorphiques sodiques

Les particularités de quelques uns de ces pyroxènes sont indiquées dans le tableau 15 qui rappelle également les propriétés optiques de la jadéite signalée en 1963 par S. Lorenzoni (les valeurs de  $2VN_p$  et de  $Np/C$  données pour les six

premiers échantillons représentent les moyennes de 4 à 6 mesures en lumière monochromatique jaune). Les propriétés optiques donnent une idée grossière des espèces en présence ; l'espacement des plans (221) ne suffit pas à assurer la détermination, mais confirme au moins dans une certaine mesure les hypothèses formulées (voir à ce propos E.J. Essene et W.S. Fyfe, 1967).

On peut ainsi rapporter les 3 premiers échantillons à la série aegyrine-augite aegyrinique, et même préciser que 1 et 2 sont des aegyrines (contenant plus de 70 % de  $(\text{Si}_2\text{O}_6)\text{NaFe}^{+3}$ ), tandis que 3 est une augite aegyrinique (contenant moins de 70 % de  $(\text{Si}_2\text{O}_6)\text{NaFe}^{+3}$ ). Cette spécification est conforme à la nomenclature proposée par W.A. Deer, R.A. Howie et J. Zussman (1965) et s'appuie sur la relation établie par ces mêmes auteurs entre la composition chimique et les valeurs de l'angle d'axes et de l'angle d'extinction. La position de Np (bissectrice aigue ou obtuse des axes cristallographiques a et c) est également discriminante, mais il a été impossible de la définir en l'absence de tout clivage ou face (001). Ces pyroxènes sont toujours en agrégats de cristaux de taille assez grande, de forme prismatique ou quelconque.

Dans le pyroxène n° 4, la jadéite est le constituant essentiel, mais la part de l'aegyrine et de l'augite n'est pas négligeable ; les proportions pourraient notamment être celle d'une omphazite ; les cristaux sont aciculaires ou prismatiques, groupés en faisceaux ou en gerbes. Les échantillons 5 et 6 (gros cristaux prismatiques dont les sections s'ouvrent parfois légèrement en éventail) paraissent mériter le nom de jadéite ; le dernier libère toutefois dans son altération de nombreux granules de magnétite et d'hématite.

## 2. Répartition

### a - Pyroxène magmatique

Il ne subsiste, à l'état de résidu ou de simple trace, que dans les roches du cortège basique et ultrabasique des schistes lustrés. Dans la serpentinite de la Sauze d'Oulx, la dolérite qui la recoupe, et le gabbro voisin, il a en partie échappé à l'altération métamorphique. En dehors de ces gisements, on ne trouve plus que ses fantômes : dans les laves de la région d'Ulzio, les anciens phénocristaux ont généralement gardé leur forme ou au moins une individualité

marquée par un assemblage métamorphique singulier, différent de celui qui a remplacé le fond de la roche ; dans les serpentinites et les chloritoschistes, ce sont des particularités de la trame qui indiquent encore le contour ou la structure des anciens pyroxènes (et celle des péridots).

b - Pyroxène métamorphique calcique et ferro-magnésien

Il a été reconnu en un seul endroit, dans l'horizon amphibolique du groupe de la Clarea, au Sud-Sud-Est des Casses blanches sur le versant italien ; il y est associé à de la hornblende, et à un peu de sphène dans de minces lits dont le fond est alternativement quartzeux et carbonaté.

c - Pyroxènes métamorphiques sodiques

Les minéraux de la série aegyrine-augite aegyrinique se rencontrent dans des faciès accidentels des groupes d'Ambin et d'Etache, des quartzites et de l'ensemble calcaréo-dolomitique. Ils sont toujours accompagnés par des produits opaques en quantité inhabituelle (magnétite et hématite essentiellement) notamment dans la dernière formation où ils se localisent plus précisément au sommet du Malm, dans une croûte qui peut être considérée comme une ancienne surface durcie.

Les pyroxènes jadéitiques sont aussi rares. Les quelques découvertes qui en ont été faites intéressent le groupe de la Clarea (métagrauwackes), le groupe d'Ambin (micaschistes, leptynites alcalines et prasinites) et la série des Schistes lustrés (métabasaltes massifs, bréchiques ou en coussins formant un petit pointement à proximité de la localité d'Ulzio). Leur extension a pu être beaucoup plus large, notamment dans le groupe d'Ambin où l'on croit souvent reconnaître dans les ocelles albitiques les résidus d'un tel pyroxène.

3. Relations avec d'autres minéraux

a - Pyroxène magmatique

Un des échantillons recueillis dans la serpentinite de la Sauze contient un grenat de couleur verte dont la signification sera discutée plus loin ; ce minéral est à la fois disposé suivant un réseau de filonnets d'épaisseur très irrégulière, et inscrit dans le contour d'anciens pyroxènes dont les clivages ont guidé la cristallisation en fines lamelles.

D'une façon générale, les pyroxènes ont été profondément altérés. Dans les formations ultrabasiques, ceux qui ont partiellement échappé à la serpentinitisation se transforment en trémolite orientée sur leur réseau, et en carbonates exsudés dans les clivages ou les fractures ; ils sont peut-être l'origine des concentrations de calcite et/ou dolomite de certains faciès. Même dans les chloritoschistes, résultant d'une évolution ultérieure des serpentinites, on devine encore parfois le pyroxène. Dans les roches basiques, et spécialement dans la dolérite et le gabbro de la région d'Ulzio, le glaucophane est le produit d'altération dominant (planche 1:d) ; il tend à constituer des agglomérats sans forme définie et sans structure interne bien apparente, dans lesquels on a du mal à reconnaître l'élément initial lorsque la transformation est achevée ; à la faveur de cette altération cristallise également dusphène, totalement inclus dans le glaucophane, mais disposé conformément au clivage du pyroxène dont il ne reste pas d'autre trace. Dans les formations effusives, l'amphibole sodique fait place ensuite à la chlorite, au mica blanc, à l'albite et à la calcite, sans que la silhouette des anciens cristaux soit totalement effacée.

b - Pyroxène métamorphique calcique et ferro-magnésien

Ses relations avec les minéraux qui l'accompagnent sont peu significatives, si l'on excepte une partie du carbonate (ankérite ?) ; celui-ci apparaît d'abord dans les clivages, puis envahit plus largement les cristaux de pyroxène dissociés en multiples granules et progressivement remplacés ; la réaction est particulièrement évidente lorsque les deux minéraux sont dans un fond de quartz. Cependant, l'altération n'est pas assez forte pour rendre compte de tout le carbonate, présent dans la roche en quantité suffisante pour contribuer au litage.

c - Pyroxènes métamorphiques sodiques

Ceux de la série aegyrine-augite aegyrinique se transforment en un mélange d'albite, quartz et hématite. De petites gouttes de plagioclase se forment parallèlement au clivage puis, en se réunissant, finissent par constituer un assemblage ou un monocristal pseudomorphe, chargé de multiples granules de pyroxène de même orientation optique, de tablettes d'hématite en zone avec l'axe c du pyroxène, et d'inclusions de quartz (figure 13 p). Dans l'ensemble calcaréo-dolomitique, la calcite est manifestement plus récente que l'augite aegyrinique dont elle emplit

les clivages et dont elle inclut des cristaux tordus sans présenter elle-même la moindre trace de déformation. On a mentionné page 134 l'existence de sections de pyroxène semblables à de la dentelle, et indiqué que leur formation était liée à l'existence préalable d'une mosaïque de quartz ; lorsqu'une telle structure se détache sur un fond carbonaté, dont les éléments ont des formes et des dimensions sans rapport avec celles de ses mailles (figure 12 a), il faut nécessairement admettre un remplacement du quartz par la calcite postérieurement à la cristallisation de l'augite aegyrinique.

Les pyroxènes jadéitiques subissent, dans les groupes de la Clarea et d'Ambin, une altération comparable à celle des précédents (planche 1:e). L'albite en est le produit essentiel ; elle se présente sous la forme d'un cristal unique ou d'un agrégat de cristaux d'orientations voisines, ne respectant qu'imparfaitement la forme initiale ; lorsqu'elle est mâclée, c'est suivant la loi de l'albite, avec parfois un motif en échiquier. Les inclusions y tiennent une place importante : goutellettes de quartz, tablettes d'hématite (translucides ou opaques suivant leur taille) et octaèdres de magnétite alignés sinon orientés suivant les directions de leur hôte ; dans certains cas apparaît également un feutrage de séricite verte obéissant au même contrôle structural que les minerais (d'après l'examen cristallographique (Lefèvre et Michard, 1965), il pourrait s'agir de paragonite). Dans les matériaux volcaniques des environs d'Ulzio, la jadéite est corrodée par du mica blanc ou de la chlorite profitant de toutes les lignes de faiblesse ; elle est remplacée par des veinules d'épidote, et recoupée par la calcite (clivages) et l'albite des fractures tardives.

## L. AMPHIBOLES

### 1. Types et caractères spécifiques

#### a - Trémolite-actinote

Les amphiboles de coloration très faible ou nulle liées à la serpentinite de la Sauze sont probablement des trémolites. Rappelons qu'elles sont associées aux résidus pyroxéniques, ou dérivent de la serpentine elle-même ; dans le dernier cas elles sont accompagnées par de la calcite, de la dolomite et du talc. L'angle



d'axes élevé des deux échantillons étudiés (tableau 16, n° 1 et 2) est un indice supplémentaire.

Les variétés d'une couleur verte assez pâle sont beaucoup plus répandues ; elles sont généralement aciculaires, bien qu'une stricte épigénie du glaucophane conduise parfois à des formes prismatiques. Il est notoire que ces amphiboles se rapportent à la série trémolite-ferroactinote (à ce propos, voir par exemple les analyses de A. Nicolas, 1966). D'après la relation établie par W.A. Deer, R.A. Howie et J. Zussman (1965) entre les indices de réfraction et la composition des minéraux de ce groupe, la proportion moléculaire approximative de ferro-actinote serait de 30 à 40 % dans les trois échantillons étudiés (tableau 16, n° 3 à 5)

#### b - Hornblende verte

L'habitus est régulièrement prismatique. Le pléochroïsme d'ensemble est le suivant :

- Ng : vert, nuancé d'une pointe de bleu plus ou moins apparente
- Nm : vert, parfois mêlé d'un peu de jaune
- Np : jaune plus ou moins soutenu.

Dans tous les cas, l'absorption paraît plus forte suivant Nm que suivant Ng ; elle varie assez largement d'un échantillon à l'autre. Les tableaux 16 (n° 6 à 11) et 17 indiquent les propriétés optiques et la composition chimique de quelques spécimens de ce type d'amphibole.

#### c - Hornblende bleu-vert

Elle constitue, avec le glaucophane qui lui est toujours étroitement associé, des cristaux prismatiques dont elle peut franger les extrémités en prenant accidentellement un faciès aciculaire. Toute séparation, et par conséquent toute analyse chimique, est de ce fait impossible. Heureusement, ce type d'amphibole est bien caractérisé par ses propriétés optiques (tableau 16, n° 12) ; on peut donc étendre au massif d'Ambin les résultats d'un certain nombre de travaux dont J. Fabriès a fait le point en 1966 : il s'agirait "de hornblendes subcalciques ( $Ca < 1,5$ ), voisines de la formule idéale  $NaCaR_3^{2+}R_2^{3+}AlSi_7O_{22}(OH)_2$ , dans laquelle une certaine proportion de  $R^{3+}$  serait remplacée par  $(Na^A + R^{2+})$ ."

d - Amphibole sodique

Les amphiboles sodiques ont un habitus généralement prismatique, de temps en temps aciculaire, et tout à fait exceptionnellement fibreux. La plupart d'entre elles ont un pléochroïsme banal ; jaune suivant a, bleu lavande suivant b, bleu ciel suivant c : mais quelques unes se distinguent par une dominante bleue plus forte (outremer, Prusse). L'absorption est très variable ; la dispersion augmente grossièrement avec elle. Les variétés les plus colorées sont fréquemment zonées, et de façon très irrégulière ; l'absorption tend cependant à être plus importante au coeur des cristaux.

Quatorze amphiboles provenant des diverses formations basiques (groupes de la Clarea et d'Ambin, série des Schistes lustrés) ainsi que de l'ensemble calcaréo-dolomitique ont fait l'objet d'un examen à la platine universelle en lumière monochromatique. Elles se répartissent en deux groupes d'après l'orientation de leur indicatrice optique :

- huit ont le plan des axes optiques parallèle à (010) et  $N_g$  voisin de c ; 83 % des valeurs de  $N_g/c$  sont comprises entre 1 et  $6^\circ$ , et les moyennes (5 à 10 mesures suivant les échantillons) vont de  $3$  à  $7^\circ$  ; l'éventail des valeurs de 2  $V_{Np}$  est très large et les moyennes elles-mêmes (5 à 7 mesures) se situent entre  $29$  et  $55^\circ$  ;

- six ont le plan des axes optiques perpendiculaire à (010),  $N_g$  suivant b et  $N_m$  voisin de c ; dans 83 % des cas, l'angle entre les deux dernières directions mesure de  $2$  à  $8^\circ$  et il est en moyenne de  $4$  à  $10^\circ$  (4 à 8 mesures) ; l'intervalle des variations de 2  $V_{Np}$  est aussi important que dans le premier groupe :  $33$  à  $54^\circ$  pour les moyennes (3 à 6 mesures).

On sait que le premier type d'orientation se rencontre dans les glaucophanes et quelques crossites, le second dans les crossites et quelques magnésio-riebeckites. Les résultats de deux analyses chimiques (tableau 18) sont à cet égard satisfaisants. La première amphibole, faiblement colorée et moyennement dispersive, dont le plan des axes optiques est parallèle à (010), a une composition de glaucophane ; elle est associée dans la roche à de la lawsonite. La seconde, fortement colorée et dispersive, avec un plan des axes optiques perpendiculaire à

(010), est une crossite chimiquement très voisine de celle analysée par J. Bocquet (1969) ; ces deux dernières amphiboles proviennent d'ailleurs de gisements assez proches, carbonatés l'un et l'autre. On peut donc admettre que les amphiboles bleues du massif d'Ambin sont en majorité des glaucophanes et des crossites, en déplorant que l'examen microscopique ne soit pas déterminant, dans la mesure ou le changement d'orientation ne commande pas la nomenclature ; aussi, le terme de glaucophane est-il employé dans un sens large. Les quelques spécimens dont le pléochroïsme s'écarte du schéma habituel se rapportent peut-être aux magnésioriebeckites.

## 2. Répartition

### a - Amphiboles calciques

Elles sont en majeure partie localisées dans les roches basiques du groupe de la Clarea, du groupe d'Ambin et de la série des Schistes lustrés ; elles font totalement défaut dans les formations suivantes : leptynites alcalines, groupe d'Etache, quartzites, ensemble calcaréo-dolomitique, schistes lustrés et micaschistes albitiques qui leur sont liés.

L'actinote est générale dans les faciès basiques, et spécialement abondante dans les prasinites. Sa fréquence paraît y augmenter de bas en haut de la série. Comme elle se forme aux dépens du glaucophane, on la rencontre également, par accident, dans le fond continu des groupes de la Clarea et d'Ambin où ce dernier minéral est assez répandu. La trémolite, pour sa part, n'est guère connue qu'à la périphérie ou au sein du massif serpentineux de la Sauze.

Si l'on excepte les amphibolites d'Exilles, rapportées au groupe d'Ambin, la hornblende verte n'a pas d'autre gisement que l'horizon basique du groupe de la Clarea. Elle en est encore un élément essentiel, bien que son importance ait été considérablement réduite au cours des derniers événements métamorphiques.

La hornblende bleu-vert est accessoire, compte tenu du petit nombre d'échantillons qui en contiennent (amphibolites, glaucophanites et prasinites des deux formations inférieures).

### b - Amphiboles sodiques

Comme les précédentes, elles sont particulièrement développées dans toutes

les roches basiques, de façon très irrégulière d'ailleurs. Elles manquent totalement dans les leptynites alcalines, les schistes et conglomérats du groupe d'Etache, les quartzites, les calcschistes et les micaschistes albitiques de la série des Schistes lustrés. Mais, à la différence des amphiboles calciques, elles sont bien représentées, quoique souvent par de simples fantômes, dans quelques formations d'origine sédimentaire : micaschistes de la Clarea et d'Ambin, ensemble calcaréodolomitique (notamment les anciennes croûtes ferrugineuses).

Certaines particularités de forme méritent d'être signalées. C'est ainsi que l'amphibole bleue constitue à la partie inférieure du groupe de la Clarea des agglomérats de prismes courts, assez mal formés, contrastant avec les cristaux isolés, parfaitement automorphes, de la partie supérieure ; les formes aciculaires sont peut-être un peu plus fréquentes au niveau de la série des Schistes lustrés ; les masses fibreuses se présentent comme des accidents de la surface durcie du Malm de l'Arella. Les variations de couleur sont également liées dans une certaine mesure à la nature des formations : les types les moins colorés (probablement des glaucophanes) sont ceux qui accompagnent la lawsonite, et surtout ceux que l'on rencontre à la base du groupe de la Clarea ; les micaschistes de la partie supérieure de ce groupe et ceux du groupe d'Ambin sont caractérisés par des variétés nettement plus absorbantes ; dans les faciès riches en fer de l'ensemble calcaréodolomitique, les amphiboles ont une couleur encore plus foncée et souvent anormale (crossites et peut-être riebeckites) ; par contre, dans les amphibolites, glaucophanites et prasinites de toutes provenances, la gamme de coloration est très étendue.

### 3. Relations avec d'autres minéraux

#### a - Trémolite

Rappelons qu'elle est associée à un carbonate dans l'altération des résidus pyroxéniques de la serpentinite de la Sauze, à du talc, de la calcite et de la dolomite dans la transformation marginale de la serpentine elle-même. Dans ce dernier cas, elle est en toute rigueur antérieure à ses compagnons : la phyllite se développe dans les clivages et les fractures mais surtout à l'extrémité des prismes d'amphibole, dont il ne reste plus ailleurs que des débris ou une vague forme ; quant

aux carbonates, ils sont à leur habitude insinués dans les clivages.

b - Actinote

Elle est quelquefois partiellement remplacée par des phyllosilicates (mica blanc et biotite verte dont les lamelles se disposent parallèlement aux clivages), recoupée par la calcite des fractures tardives et par celle du fond qui profite de toutes les lignes de faiblesse. Elle est enfin souvent incluse dans l'épidote où elle dessine même de temps en temps des charnières de plis, mais cette relation est ambiguë puisque l'actinote peut être pseudomorphe d'une amphibole sodique.

c - Hornblende verte

Dans les amphibolites de la Clarea, elle est vraisemblablement contemporaine de la biotite qui, tour à tour, l'inclut dans ses porphyroblastes et encadre les fractures. Elle est tous cas antérieure au glaucophane qui forme assez souvent une couronne ou un réseau interne conforme aux clivages de son hôte (figures 12 o, p). L'amphibole sodique peut s'inscrire dans les limites exactes d'un cristal de hornblende tout en étant orientée sur le réseau d'un autre cristal environnant (figures 12 g, r) : une telle relation démontre la succession proposée. D'ailleurs, la réaction libère du calcium qui s'exprime sous forme de calcite ou d'épidote. Ces deux espèces peuvent cribler la hornblende de petites plages auréolées de glaucophane, parfois manifestement voisines des fractures. Dans les cristaux mixtes où les deux amphiboles sont en proportions sensiblement égales, elles se concentrent préférentiellement dans la partie sodique, ou à la limite entre les deux parties ; l'épidote est généralement en granules, tandis que la calcite exsude dans les fractures et surtout les clivages sous forme de minces films, de sections losangiques limitées par des plans (110), ou de tâches allongées suivant la même direction. Dans un échantillon, la transformation n'affecte que les hornblendes juxtaposées à de la calcite, et se limite même à la fraction de leur contour sur laquelle est réalisé le contact ; dans ce cas, le carbonate paraît d'ailleurs provenir du plagioclase et jouer simplement le rôle de catalyseur.

Quelques phyllosilicates cristallisent aussi aux dépens de la hornblende verte, de telle sorte que les clivages (001) et (110) respectifs soient parallèles ;

il peut se former ainsi de petites quantités de mica blanc ou de biotite verte, en liaison éventuelle avec des fissures de la roche, et surtout de la chlorite dont les lames s'ordonnent en un treillis régulier emprisonnant parfois un peu de calcite. Une altération de ce genre en mica blanc et chlorite est également connue dans les amphibolites du groupe d'Ambin.

Remarquons enfin que l'albite et la chlorite oxydée emplissent le cas échéant les fractures tronçonnant les prismes de hornblende parallèlement à leurs faces (001).

#### d - Hornblende bleu-vert

Dans le groupe d'Ambin, c'est toujours l'amphibole bleu-vert qui fait la couronne ou la frange terminale des sections d'amphibole bleue. Dans le groupe de la Clarea, les deux amphiboles font tour à tour figure de relique du fait de leur situation au cœur des cristaux mixtes. Un seul échantillon témoigne indiscutablement de la postériorité du glaucophane ; c'est une amphibolite à grain grossier, de structure diablastique, dans laquelle le glaucophane forme entre les cristaux de hornblende un liseré à partir duquel il pénètre plus profondément le long des clivages ; on y trouve également des exemples du type de relation décrit plus haut, où l'amphibole sodique pseudomorphe adopte l'orientation d'un autre cristal que celui qu'elle remplace.

Le seul autre minéral avec lequel la hornblende bleu-vert ait des rapports significatifs est la chlorite dont quelques lamelles sont prises dans le plan des clivages.

#### e - Amphiboles sodiques

Leur déséquilibre est systématique, quoique peu apparent à la base du groupe de la Clarea. Il se traduit d'une façon assez générale par une altération en chlorite ou actinote plus ou moins directement liées à de l'albite (planche 2:a) ; dans l'ensemble calcaréo-dolomitique, la réaction est un peu particulière et conduit notamment à la formation d'une quantité appréciable de mica blanc.

L'altération chloriteuse est commune à toutes les formations. Elle commence à la périphérie et progresse le long des clivages et des fractures ; l'amphi-

bole est ainsi remplacée par un fin tissu chloriteux noyé dans un fond d'albite granoblastique ou plus rarement monocristalline, mâclée, de temps en temps pigmentée de brun. Lorsque le quartz contenu dans ces fantômes est en grains plus petits que dans le fond de la roche et orientés de façons différentes, il est incontestablement un produit de la transformation, à fortiori s'il manque dans les individus restés indemnes. A ce stade, les formes sont encore parfaitement conservées, bien que l'albite déborde parfois légèrement. Elles s'estompent et le plagioclase disparaît à mesure que la phyllite cristallise plus largement (planche 1:f, g, h) ; dans les roches basiques où elle était abondante, l'amphibole fait place à un enchevêtrement confus, alors que là où elle était clairsemée, elle est encore longtemps indiquée par l'individualité des concentrations chloriteuses, leur forme allongée ou vaguement losangique, la persistance de quelques îlots de grain très fin. Le premier stade peut manquer, en particulier dans les formations basiques les plus profondes du groupe de la Clarea où la substitution se fait d'ailleurs d'une manière très ordonnée (planche 2:b) ; ce caractère est assez exceptionnel pour être noté, de telles pseudomorphoses ne gardant habituellement qu'un reflet très discret de la structure précédente. La chlorite verte peut évoluer en chlorite brune. Elle se mêle fréquemment à de la biotite verte, en proportion généralement accessoire cependant ; le lien entre les deux phyllosilicates est mal établi : dans certains cas le mica dérive manifestement de la chlorite mais il n'est pas certain qu'un tel intermédiaire soit indispensable ; ses cristaux restent le plus souvent de petite taille et se disposent sans ordre bien apparent au sein de l'amphibole ; ils s'orientent même parfois sur les phengites voisines (figure 12 g). Le mica blanc participe à cette épigénie de façon assez constante, mais peu évidente lorsqu'il est en petite quantité et que la transformation est déjà avancée. Dans les parties les plus profondes du niveau basique inférieur (groupe de la Clarea), il constitue certains piliers ou des pièces losangiques de la marquetterie chloriteuse. Son origine ne fait alors aucun doute, de même que dans les metabasaltes à glaucophane et lawsonite où quelques lames apparaissent dans les clivages ou en bordure des prismes d'amphibole sodique, indépendamment de la présence de chlorite. Dans l'ensemble calcaréo-dolomitique qui fait l'objet d'un développement à part, il se hausse même au rang de produit essentiel.

A de rares exceptions près, l'altération en actinote ne se rencontre que dans les roches basiques où elle est étroitement liée à la précédente. Le terme d'une évolution mixte de ce genre est une prasinite amphibolique, roche dans laquelle l'inosilicate est dans l'ensemble uniformément réparti dans un fond de chlorite et d'albite ocellaire. Sur fond chloriteux, l'actinote garde l'orientation des cristaux de glaucophane mais non leur forme ; sur fond d'albite, au contraire, elle est souvent pseudomorphe : les faciès de transition entre glaucophanites et prasinites montrent en effet que l'amphibole bleue se résout dans le plagioclase en un faisceau d'aiguilles peu serrées (planche 2:c) se formant d'abord à l'extrémité des cristaux. On peut interpréter comme le début de cette transformation un changement de couleur qui s'accompagne simplement d'une division plus fine, par des plans de clivage plus nombreux, et plus nets du fait de l'oxyde qui s'y dépose. Par accident, c'est la hornblende bleu-vert qui se développe ainsi aux dépens du glaucophane, mais les modifications structurales résultant de cet autre type de substitution sont généralement moins importantes.

Dans l'ensemble calcaréo-dolomitique (figures 12 s à w), l'amphibole sodique s'entoure d'une gaine de chlorite ou de mica blanc ; ce dernier a le même angle d'axes et une couleur aussi nette que celui qui s'accrole aux deux faces (001) de certains cristaux de chlorite, et se distingue au contraire du mica incolore généralement dispersé dans la pâte carbonatée. L'espace ainsi délimité est occupé par les deux phyllites, disposées confusément ou ordonnées suivant les clivages (110), ainsi que par du quartz et de l'albite ; les quatre minéraux s'y combinent en nombre et en proportions variés. La calcite peut s'y introduire, au point même que dans certains secteurs elle paraît chasser tous les autres éléments ; elle recristallise en outre sur une faible épaisseur autour des pseudomorphoses.

A ces diverses altérations qui traduisent clairement une déstabilisation, s'ajoutent de simples phénomènes de remplacement. Dans l'ensemble calcaréo-dolomitique, c'est l'augite aegyrienne qui se substitue ainsi à l'amphibole bleue (figures 13 a, b, c) ; les formes sont quelquefois conservées à défaut de l'orientation (un parallélisme des axes c est rare), mais il ne reste bien souvent pas d'autre trace des éléments anciens qu'un filigrane dû à la distribution du pigment d'hématite. Dans les metabasaltes d'Ulzio, ce sont les pyroxènes jadéitiques et l'épidote



qui tendent à envahir et à remplacer le glaucophane. Un peu partout, les carbonates s'inscrivent dans le contour de prismes plus ou moins altérés.

D'autres minéraux, porphyroblastiques, incluent le glaucophane sans corrosion notable ni dérangement. C'est le cas de l'épidote dans les glaucophanites, plus rarement de l'albite dans les prasinites, du grenat, de l'ankérite, et même de l'apatite lorsqu'elle est en cristaux assez gros.

Certaines espèces, enfin, cristallisent en minces lames dans les clivages de l'amphibole. L'albite et la calcite qui emplissent aussi les fractures tardives donnent les meilleurs exemples de ce type de relation. Le plagioclase fait également dans les metabasaltes un liseré mince et régulier autour du glaucophane altéré ou non qu'il isole du reste de la roche. Quant au carbonate, il ne saurait être confondu avec celui que libère l'amphibole calcique en se transformant en amphibole sodique, puisqu'on le rencontre de la sorte dans toutes les formations, même celles qui n'ont jamais tenu de hornblende. Le sphène, la pyrite et l'hématite se trouvent également dans les clivages, ou s'accommodent passivement des interstices entre les cristaux d'amphibole. Dans les faciès dérivés de croûtes ferrugineuses, la pigmentation hématitique des crossites (et magnésioriebeckites) révèle d'anciennes structures sédimentaires et notamment des organismes.

#### M. DEERITE

##### 1. Caractères spécifiques

La découverte de deerite dans le massif d'Ambin a fait l'objet d'une communication orale au meeting de Cambridge sur "la minéralogie et la pétrologie des schistes à glaucophane et roches associées" (1968) et d'une publication récente (Agrell et Gay, 1970). Auparavant, ce minéral était inconnu dans les Alpes.

La détermination aux rayons X en a été confirmée par une analyse chimique à la sonde électronique (tableau 19) : la composition est comparable à celle des échantillons originaux de Californie (Agrell, Bown et Mac Kie, 1965), malgré un total inexplicablement bas. Les cristaux aciculaires ou prismatiques,

de section losangique, ont une longueur moyenne de 1 mm ; ils sont très absorbants, presque noirs en lumière non analysée, et faiblement pléochroïques.

## 2. Répartition et relations avec d'autres minéraux

La deerite se trouve dans un mince niveau quartziteux discontinu (épaisseur inférieure à 5 cm), concordant avec les lits prasinitiques auxquels il est associé, et d'une façon générale avec la stratification du groupe d'Ambin. Elle y voisine avec le stilpnomélane analysé (tableau 11), une crossite ou magnésio-riébeckite, des minerais abondants, un peu de grenat et de calcite. Les deux minéraux allongés obéissent à une orientation linéaire ; ils seraient donc antérieurs au phyllosilicate qui échappe à tout contrôle structural, et peut d'ailleurs cristalliser aux dépens de l'amphibole.

La deerite subit une épigénie partielle en hématite.

Des aiguilles d'hématite qui pourraient avoir une origine semblable sont connues au sommet du Jurassique du col de l'Arella (ancienne surface durcie).

## N. CHLORITOÏDE

### 1. Caractères spécifiques

Les cristaux ont une forme et un contour variables. Les plus petits sont en minces tablettes, faiblement colorées. Les plus gros sont plus épais et prennent souvent en lame mince l'aspect d'une gerbe ou d'un éventail modérément ouverts ; ils sont aussi plus abondants, mais cette règle souffre quelques exceptions. Tous sont mâclés. Le tableau 20 indique, pour 3 chloritoïdes, certaines valeurs angulaires caractéristiques déterminées à la platine universelle en lumière monochromatique jaune (moyenne de 3 à 7 mesures) ; les trois échantillons choisis ont même pléochroïsme (Ng : incolore, Nm : bleu-vert pâle, Np : vert-bleu pâle) et sont également dispersifs (teintes délavées bronze, mauve, jaune) ; les deux premiers ont un faciès tubulaire (cristaux d'un diamètre moyen inférieur à 0,5 mm) tandis que le dernier tend à former des rosettes (diamètre moyen voisin de 2 mm).

Le fait qu'aucun des axes de l'indicatrice optique ne se trouve dans le

plan (001) suggère une symétrie triclinique. Un radiogramme de poudre du troisième échantillon est à cet égard satisfaisant puisqu'on y relève toutes les réflexions déterminantes : 3,24 ; 2,68 ; 2,29 ; 2,20 ; 2,08 Å (Halferdahl, 19-1). Une analyse chimique du même spécimen est donnée dans le tableau 21 ; elle fait apparaître une faible teneur en eau, susceptible de rendre compte du total insuffisant, et conduisant à calculer les proportions atomiques sur une base anhydre de 12 oxygènes.

## 2. Répartition

Il est présent, quoique de façon sporadique, dans le fond détritique des groupes de la Clarea et d'Ambin, et dans les faciès basiques de ce dernier groupe. Dans cet ensemble, la taille des cristaux paraît augmenter vers le haut, peut-être en liaison avec la granulométrie des roches.

En dehors de ces formations, deux gisements ont été découverts, le premier dans le "flysch" de la cuvette de Bellecombe, le second dans les schistes à Equisetum situés au Nord-Nord-Ouest de la pointe du même nom. Le chloritoïde est également connu dans les Schistes lustrés des régions voisines (Chatterjee, 1966 ; Nicolas, 1966).

## 3. Relations avec d'autres minéraux

Il paraît y avoir une incompatibilité entre l'albite et le chloritoïde : on trouve en effet ce dernier, d'une part dans des roches pauvres en feldspath ou même totalement dépourvues de ce minéral, d'autre part dans des faciès du groupe d'Ambin où l'albite ocellaire est particulièrement abondante, mais peut-être dérivée de la destruction tardive d'un pyroxène jadéitique.

L'altération du chloritoïde est systématique mais inégale ; elle est plus prononcée en présence d'albite. Au début, elle se localise à la bordure des cristaux, ainsi que dans les clivages et dans les fractures transversales ; lorsqu'elle est achevée, on ne reconnaît plus la forme de l'élément initial. Ses seuls produits sont le mica blanc et la chlorite verte (planche 2:d, e). Le mica se distingue facilement de celui du fond de la roche par son habitus, et son grand angle d'axes qui l'apparentent à la muscovite transverse (page 142) : ses tablettes,

très épaisses et fortement xénoblastiques, s'interpénètrent étroitement ; dans les deux échantillons pétrographiques du groupe d'Ambin où il a fait l'objet d'un examen à la platine universelle, le mica pseudomorphe est caractérisé par des valeurs moyennes de 2 V<sub>Np</sub> égales à 40 et 41°, contre 35 et 34° respectivement pour la phengite du fond. La chlorite peut appartenir à n'importe lequel des cinq types définis page 152, mais elle a dans la plupart des cas une composition intermédiaire (type 3); elle est accessoirement oxydée en chlorite brune.

Le chloritoïde peut être emprisonné dans les porphyroblastes d'ankérite. Dans une prasinite du groupe d'Ambin, il ne persiste plus qu'à l'état d'inclusion dans le grenat ; il y obéit à une orientation nette, également marquée par des files d'inclusions quartzieuses et titanées, mais différente d'un grenat à l'autre et sans relation évidente avec la foliation de la roche. Dans les micaschistes d'Ambin, du quartz cicatrice certains cristaux brisés ou simplement fissurés.

## 0. EPIDOTES

### 1. Types et caractères spécifiques

Toutes les épidotes rencontrées sont monocliniques (extinction oblique). La plupart se rattachent à la série épidote-clinozoïsite si l'on en juge par la coloration nulle ou jaune-vert ; certaines ont une proportion notable de terres rares (allanite) comme en témoignent leur teinte brune et les halos pléochroïques qui entourent les cristaux inclus dans l'albite, le mica blanc, la chlorite ; par contre, on ne relève jamais la moindre couleur rouge qui traduirait la présence d'une quantité appréciable de manganèse.

En se basant ainsi sur les propriétés optiques les plus évidentes, on peut distinguer trois groupes :

#### a - Epidotes incolores fortement dispersives

Les principales caractéristiques sont une absence de coloration et des teintes de polarisation anormales, dues à une forte dispersion (bleu dominant, mais aussi jaune, et accessoirement gris-blanc nuancé de bronze ou de brun).

Au demeurant, il existe une grande variété de formes : petits prismes,

masses bourgeonnantes, masses vacuolaires inscrites dans un contour vaguement tétragonal, cristaux compacts sinon automorphes dont l'analyse diffractométrique prouve l'identité.

Dans le groupe de la Clarea, ces épidotes ont fréquemment une structure kélyphitoïde (figure 12 e, f) : elles présentent de ce fait en lame mince, suivant l'orientation de la section considérée, un aspect ponctué ou fibreux.

b - Epidotes jaune-vert, modérément dispersives

La couleur et le pléochroïsme sont plus ou moins marqués mais toujours distincts. Les couleurs de polarisation, du deuxième ordre, se mêlent encore parfois à des teintes anormales jaunes et bleues.

Les cristaux tendent à des formes prismatiques dont la réalisation est favorisée par un environnement phylliteux. Ils sont fréquemment zonés, mais sans règle apparente, sauf dans les glaucophanites du groupe de la Clarea où une telle hétérogénéité de composition est tout à fait remarquable en raison de sa constance et de sa netteté : dans le cas le plus général, le grain d'épidote comporte une mince zone intermédiaire de couleur et de biréfringence plus fortes, nettement délimitée, située à une distance du centre sensiblement égale aux  $2/3$  du rayon, et présentant quelques prolongements internes le long de clivages ou de fractures ; l'absence de l'une ou de l'autre des trois zones concentriques ainsi définies, combinée à des variations d'épaisseur relative, suffit à rendre compte théoriquement de tous les types de cristaux observés. Une relation du même genre a été observée dans une prasinite de la série des Schistes lustrés : la variété la plus colorée est en position marginale ou en veinules coïncidant avec d'anciennes fractures de la roche.

c - Epidotes brunes (allanites)

Le pléochroïsme est très fort. La couleur d'absorption maximale est un brun nuancé de rouge, de vert ou de jaune ; elle est rarement uniforme et varie le plus souvent de façon concentrique en s'atténuant vers l'extérieur. La teinte de polarisation la plus fréquente est un jaune orangé plus ou moins voilé de gris.

Les cristaux sont généralement automorphes, très allongés par rapport à ceux du type précédent.

#### d - Relations entre ces différents types

Il est impossible de placer une frontière entre les deux derniers types, sauf dans les rares exemples de cristaux mixtes où le noyau d'allanite est précisément délimité, et seul mâclé parfois.

La confusion fréquente des couleurs et des formes permet de penser que les types 1 et 2 sont les éléments d'une série de clinozoïsites et d'épidotes. Cette hypothèse est pleinement confirmée par l'examen aux rayons X ; les metabasaltes de la région d'Ulzio sont à cet égard intéressants : les caractéristiques de leurs épidotes varient d'une façon importante et apparemment continue, comme les formes d'ailleurs. On sait que dans une telle série, l'angle des axes optiques, positif dans les termes les plus alumineux, prend une valeur neutre lorsque la proportion de molécule ferrifère est voisine de 15 %, et devient négatif au delà de cette limite (Deer, Howie et Zussman, 1965). La valeur de cet angle (moyenne de 5 à 10 mesures en lumière monochromatique jaune) a été déterminée dans une série de douze échantillons choisis de manière à recouvrir toute la gamme des formes, ainsi que des couleurs d'absorption et de polarisation. Les résultats, consignés dans le tableau 22, montrent que l'on a surtout des épidotes au sens strict des auteurs cités en référence ( $2V$  positif,  $Fe^{+3}/Fe^{+2} + Al > 15\%$ ), et que les propriétés optiques simples ne sont pas déterminantes car elles n'ont pas de relation précise avec la composition chimique ; c'est pourquoi, dans ce texte, le terme d'épidote est employé dans un sens large pour désigner tous les minéraux de la série clinozoïsite-épidote au sens strict. La composition chimique et les indices de réfraction de deux termes moyens de la série étudiée sont indiqués dans le tableau 23.

#### 2. Répartition

Les minéraux du groupe de l'épidote sont très répandus puisqu'ils ne manquent totalement que dans les quartzites et les serpentinites. Mais ils sont très inégalement développés : en dehors des formations basiques où ils tiennent une place essentielle, on peut les considérer comme accessoires, particulièrement dans le groupe d'Etache.

Les épidotes du premier type sont surtout liées au groupe de la Clarea.

Elles y sont d'abord représentées, dans les amphibolites, par des cristaux sensiblement automorphes, incorporés à la trame au même titre que la hornblende ; les masses de structure vacuolaire que l'on rencontre surtout dans les glaucophanites et prasinites en sont peut-être les résidus corrodés. Elles figurent en outre dans les amphibolites, ainsi que dans les gneiss et micaschistes les plus profonds, sous la forme déjà indiquée de petits cristaux prismatiques ou bourgeonnants, inclus dans le plagioclase et caractérisés par une structure kélyphitoïde. Les grains automorphes placés eux-mêmes au contact ou à l'intérieur du feldspath, s'entourent d'une auréole de ce genre.

L'allanite se trouve presque uniquement dans les micaschistes de la partie supérieure du groupe de la Clarea et dans le groupe d'Ambin où elle est surtout localisée dans les faciès à larges ocelles d'albite ; dans le premier gisement elle paraît exclusive.

Les épidotes du second type (jaune-vert et modérément dispersives) sont inconnues dans les gneiss et micaschistes du groupe de la Clarea ; elles restent exceptionnelles dans les amphibolites où la variété incolore est de loin la plus fréquente, mais se développent largement dans les glaucophanites et prasinites. Dans le groupe d'Ambin, elles voisinent éventuellement avec l'allanite ou s'associent à elle en cristaux mixtes. Dans toutes les autres formations, à l'exception des metabasaltes dont les particularités ont été mentionnées plus haut, elles dominent très largement. Les caractères morphologiques ne sont pas identiques dans les glaucophanites et les prasinites : dans ce dernier faciès pétrographique, l'épidote est généralement plus granuleuse, comme si elle avait subi une corrosion ; mais elle peut y être tout aussi automorphe que dans le premier.

### 3. Relations avec d'autres minéraux

Les considérations morphologiques suggéraient déjà le caractère ancien de l'épidote incolore, automorphe, des amphibolites du groupe de la Clarea. De fait, on connaît l'exemple de tels cristaux fracturés et cicatrisés par un mica blanc en apparence identique à celui qui naît de la destruction de l'oligoclase. La variété kélyphitoïde serait plus récente, puisqu'elle est produite par l'altération

du même plagioclase dans d'autres conditions ; elle est en tout cas contemporaine de l'albite qui l'entourne et emplit ses minuscules canaux.

L'épidote colorée peut se trouver en inclusions dans le grenat des glaucophanites du groupe d'Ambin, parfois même dans l'apatite. Ses clivages et fractures contiennent souvent des corps étrangers : albite, mica blanc (figure 13 d), chlorite (planche 2:f) et ses dérivés (chlorite brune et biotite verte), calcite, sphène. Les deux phyllites profitent de leur situation pour envahir plus largement l'épidote, mais cette dernière est particulièrement réfractaire, si bien que les exemples d'un tel remplacement sont rares, et qu'il reste toujours quelques grains de même orientation optique dans le fond pseudomorphe. L'allanite est sujette aux mêmes altérations.

D'autres observations témoignent de la postériorité de la chlorite : dans certains échantillons, le glaucophane ne subsiste plus que dans l'épidote qui l'a donc préservé de l'habituelle transformation ; le cas d'une pseudomorphose chloriteuse en partie moulée par une plage d'épidote est également significatif, compte tenu de la force de cristallisation de ce dernier minéral relativement aux phyllosilicates. Une lame mince taillée dans un schiste lustré éclaire également les relations avec la calcite : elle recoupe une fine dentelle d'épidote tantôt prise à la manière d'un ciment entre les éléments de plages quartzeuses polycristallines, tantôt englobée par de larges plages de calcite : la silice a donc été remplacée par le carbonate postérieurement à la cristallisation de l'épidote, suivant un processus déjà invoqué à propos de l'augite aegyrienne. De son côté, la pyrite ne saurait être postérieure, là où ses cubes sont isolés par une couche d'épidote d'épaisseur régulière.

## P. LAWSONITE

### 1. Caractères spécifiques

Dans les roches, les cristaux ont généralement moins de 1 mm de long, mais ils peuvent exceptionnellement atteindre 1 cm. Ils sont dans l'ensemble automorphes et, si l'on en juge à l'examen microscopique, ont le plus souvent une forme primitive ; des faces supplémentaires peuvent cependant apparaître suivant



la direction (101), également indiquée dans de nombreuses sections par la présence d'une macle polysynthétique (notation conforme à celle adoptée par Deer, Howie et Zussman). Le rapport des dimensions extrêmes ne descend pas au dessous de 1/3. Le minéral est parfaitement incolore ; son angle d'axes, 2 VNg, est de 81° (moyenne de 15 mesures, également réparties entre trois échantillons différents, et comprises entre 79 et 83°).

Dans les éboulis du petit massif volcanique d'Ulzio (Gay, 1968) a été découverte une masse de lawsonite presque pure de 100 à 150 cc, provenant d'une veine dont une éponte est visible dans l'échantillon. Elle est constituée par un enchevêtrement de faisceaux de prismes d'allongement très variable (valeur minimale du rapport entre les dimensions extrêmes : 1/10), d'éclat nacré, de couleur blanche très localement nuancée de rose (hématite très divisée) ou de vert (chlorite d'altération). Les constituants accessoires sont : quartz, albite, mica blanc, chlorite, calcite ; le glaucophane (tableau 18, analyse n° 1) est abondant mais concentré à part. En lame mince, les individus n'ont pas de contour géométrique régulier ; ils sont incolores, très légèrement dispersifs entre nicols croisés (couleur bleue pour les sections cycliques), et présentent parfois la macle polysynthétique (101) ; les indices de réfraction, la biréfringence et la valeur de l'angle des axes sont donnés dans le tableau 24 avec l'analyse chimique d'un échantillon très pur (plus de 99 % de lawsonite) (2 VNg = moyenne de 10 mesures sur des cristaux différents ; valeurs extrêmes : 76 et 86°).

On rapportera à cette espèce des pseudomorphoses assez fréquentes à certains niveaux, en se basant sur la forme parfaitement conservée, sur le mode d'altération et parfois sur la présence de nombreuses aiguilles de rutile dont la répartition reflète la structure interne de l'ancienne lawsonite (voir page 189).

## 2. Répartition

La lawsonite se rencontre d'abord dans certains faciès basiques de la série des Schistes lustrés. Elle est un constituant essentiel des metabasaltes et de la métadolérite affleurant aux environs d'Ulzio ; sa présence à cet endroit est connue depuis 1897 (Franchi, in Bearth, 1962). On la rencontre encore ailleurs,

de façon tout à fait accidentelle, dans quelques prasinites où la transformation est achevée. Les autres gisements sont tous en milieu calcaréo-pélimitique (ou carbonaté) et semblent répartis de façon quelconque. Deux régions méritent cependant une mention particulière : celle de la pointe de Bellecombe, en France, et celle du petit village de Gad-Ulzio, en Italie. Dans la première, les traces de lawsonite sont relativement abondantes à certains niveaux de l'ensemble calcaréo-dolomitique comme elles le sont en certains points de Maurienne (pseudomorphoses décrites par F. Ellenberger, 1960). Dans la seconde, elles se localisent dans les Schistes lustrés, au contact de la serpentinite, c'est à dire dans un environnement comparable à celui du gisement signalé près de Sestrières par J.M. Caron et P. Saliot (1969) ; à la chapelle San Domenico (1 km à l'Est-Sud-Est du hameau indiqué), les cristaux sont localement très bien conservés et peuvent atteindre 1 cm de longueur. De tels résidus sont exceptionnels dans des roches de cette nature ; on n'en connaît qu'un autre exemple, au contact des micaschistes albitiques sur l'arête du mont Vin Vert ; généralement l'épigénie est totale et la détermination hasardeuse.

### 3. Relations avec d'autres minéraux

Dans les metabasites, la lawsonite est dans l'ensemble bien conservée, comme son compagnon le glaucophane qu'elle peut d'ailleurs inclure, mais elle n'est pas exempte de toute altération. Elle se transforme souvent en épidote, de façon très irrégulière, même à l'échelle de l'échantillon ; la substitution s'accentue notamment vers le centre de certains éléments de brèche ou des coussins. Lorsqu'elle est achevée, on ne reconnaît plus que la forme générale des concentrations initiales. La variété la plus riche en fer paraît susceptible d'un remplacement direct, en veinules parfois. La lawsonite s'altère aussi en mica blanc, de façon tout à fait générale. Dans la plupart des cas elle est simplement frangée de courtes paillettes, mais elle peut être plus profondément atteinte et même subir une épigénie complète. La chlorite joue un rôle comparable ; elle s'introduit dans les clivages et de là s'étend plus ou moins largement ; on connaît l'exemple d'individus totalement remplacés par un tissu chloriteux imprégné par de l'albite. Les cristaux de lawsonite sont également recoupés par la calcite

et surtout l'albite (minéraux incorporés à la roche ou emplissant ses fractures), particulièrement lorsqu'ils sont tronçonnés par la cataclase ; leurs fragments sont alors progressivement réduits et arrondis. Certaines plages de sphène, de rutile ou d'hématite se moulent étroitement sur les prismes de lawsonite ; il s'en détache parfois de minces lames qui pénètrent plus ou moins profondément dans les clivages (figures 13 e, 1).

Les rares pseudomorphoses rencontrées dans les prasinites sont de nature chloriteuse ; toutefois, certaines concentrations d'épidote pourraient avoir la même origine.

Dans les faciès calcaréo-pélimitiques, l'altération est très forte et met surtout en jeu des phyllosilicates : mica blanc et chlorite pseudomorphes, généralement associés et tour à tour dominants. Le mica (planche 2:g) est en tablettes épaisses, incolores comme celles de la muscovite transverse (page 142) ; la chlorite est toujours optiquement positive et tient donc au moins autant de magnésium que de fer. Dans le périmètre ainsi défini se développent d'autres minéraux : quartz, albite, calcite et accidentellement épidote. Le quartz pourrait être un produit de la réaction, là où il est sous forme de gouttelettes, mais ses grains ne sont bien souvent rien d'autre que des inclusions sujettes aux mêmes variations quantitatives et granulométriques que le quartz de la roche. Dans certains cas, l'albite est en plages isolées dont la localisation paraît fortuite ; dans d'autres, il est au contraire manifeste qu'elle a trouvé à la place de la lawsonite des conditions particulièrement favorables à sa cristallisation : elle s'y concentre et constitue un fond ou plus rarement une simple couronne de structure diablastique. La calcite de son côté tient une place très variable ; elle est sans doute en partie d'origine épigénique, bien qu'elle ne se distingue pas toujours du carbonate extérieur avec lequel elle est même fréquemment en continuité optique.

#### Q. PUMPELLYITE

La pumpellyite n'a été reconnue dans aucune des formations étudiées ; elle avait été signalée dans le groupe de la Clarea (Lorenzoni, 1963), et dans certains faciès métavolcaniques d'Ulzio (Gay, 1968) où il s'agit en réalité de jadéite.

## R. GRENATS

### 1. Types et caractères spécifiques

La taille est très variable (quelques 1/100 à 10 mm). La forme en dépend dans une large mesure : en effet, les plus petits cristaux sont très compacts, sinon automorphes, tandis que les plus gros sont poecilitiques et peuvent même consister en de simples concentrations de grains plus ou moins indépendants les uns des autres. La couleur est rarement visible en lame mince.

L'analyse chimique d'un grenat antéalpin du groupe de la Clarea (ancien gneiss à deux micas) a permis de déterminer les proportions moléculaires suivantes : pyrope 14,2, almandin 57, spessartine 4,2, grandite 24,6 (tableau 25). Indiquons à titre de comparaison que le grenat également ancien, recueilli par P. Vialon (1966) dans le massif plus interne de Dora Maira, tient 71 % d'almandin ; il provient d'une roche de même nature, dont la transformation a dû cependant s'effectuer à une profondeur un peu plus grande.

Un grenat alpin a également été extrait d'un micaschiste albitique du groupe d'Ambin ; ses constituants essentiels seraient, par ordre d'importance, le spessartine et l'almandin, si l'on en juge par la relation établie par G.C.K. Sastri (1958) entre la composition d'une part, l'indice de réfraction et le paramètre  $a$  d'autre part (en l'occurrence 1,802 et 11,613 Å).

Il faut également signaler la présence de grenat (déterminé aux rayons X) dans un échantillon de serpentinite provenant du ravin au Nord-Est de la Sauze. Il peut s'agir d'une variété chromifère, compte tenu de la couleur verte et du gisement.

### 2. Répartition

Si l'on fait abstraction de la serpentinite, le grenat se localise dans les groupes de la Clarea et d'Ambin, où on le rencontre aussi bien dans les faciès d'origine détritique que dans les intercalations basiques. C'est à la partie inférieure de la première formation qu'il est le plus fréquent, le plus abondant et le mieux cristallisé : il est présent dans 75 % des échantillons recueillis

et peut atteindre 1 cm de diamètre. Ailleurs, il n'est que sporadique.

### 3. Relations avec d'autres minéraux

Dans le groupe de la Clarea, le grenat est vraisemblablement contemporain de la biotite : dans sa croissance, il paraît repousser les lits phylliteux en englobant toutefois quelques petites lames de mica noir, mais il est également cicatrisé par ce dernier. Par contre, il est manifestement antérieur au glaucophane : certaines de ses fractures contiennent en effet de petits cristaux d'amphibole, parfois mêlés à de l'épidote ; plus rarement, leur réseau est totalement envahi par un monocristal qui déborde éventuellement les limites de son hôte (figure 13 f).

D'autres relations ont un caractère plus général et concernent indifféremment les groupes de la Clarea et d'Ambin. Par endroits, les éléments quartzeux sont dissociés, isolés et corrodés par le grenat, mais le quartz occupe aussi les espaces ménagés par la cristallisation de ce minéral (formes vacuolaires, irrégulières ou polycristallines) et ceux déterminés par l'écartement des phyllites ; sans être exclusif, il y domine très largement et n'est pas plus déformé que dans le reste de la roche. De telles concentrations traduisent peut-être la recristallisation locale du fond après extraction des éléments nécessaires à la formation des porphyroblastes (Rast, 1965). Des amas pyriteux se constituent parfois dans ces zones (groupe de la Clarea). Les fractures peuvent être emplies d'albite (groupe d'Ambin) ou de calcite (groupe de la Clarea et d'Ambin). Les irrégularités structurales jouent dans l'altération un rôle important, dans la mesure où elles conduisent à une fragmentation du grenat : les débris épargnés par la corrosion se répartissent alors de façon quelconque ou se disposent suivant une couronne plus ou moins continue. La chlorite est le principal produit d'altération, sauf à la base du groupe de la Clarea où elle est dans l'ensemble peu développée ; elle respecte les formes (figure 13 g), mais dans les roches basiques ayant achevé leur évolution prasinitique, les pseudomorphoses ne sont plus qu'exceptionnellement reconnaissables ; ultérieurement, la chlorite est susceptible de s'oxyder ou de se transformer en biotite verte. Dans certaines roches, la dernière phyllite n'existe qu'à l'intérieur des grenats ; il faut donc admettre qu'elle a cristallisé

sans intermédiaire, ou au moins qu'elle s'est formée avant la fin de la chloritisation, dans la mesure où la chlorite dérivée du grenat ne semble pas avoir une composition particulière. Un mica blanc peut apparaître de cette façon dans le groupe d'Ambin, et surtout à la base du groupe de la Clarea où il est associé à du glaucophane (planche 2:h) ; les exemples d'une telle épigénie sont quand même rares. Le caractère relativement tardif de la chlorite et du mica blanc est encore démontré par le cas d'une roche basique du groupe d'Ambin, dont les seuls résidus de chloritoïde qui aient échappé à l'habituelle transformation (page 174) sont précisément inclus dans le grenat.

Dans le massif ultrabasique de la Sauze, le grenat est contemporain de la serpentinitisation. Il s'est substitué à des pyroxènes dont il conserve parfois remarquablement la structure : par exemple, il peut se présenter sous la forme d'une série de minces lames parallèles et régulièrement espacées représentant manifestement la trace d'un ancien clivage (110) dans une section de la zone (001). Mais ces pyroxènes étaient déjà réduits à l'état de résidus comme le suggère la disposition du grenat en un ou plusieurs îlots au sein de fantômes dont les limites sont encore bien définies. Grenat et serpentine sont d'ailleurs associés dans un réseau de fractures anciennes.

## S. CARBONATES

### 1. Types et caractères spécifiques

La distinction entre la calcite et les autres carbonates s'appuie sur les techniques suivantes :

- coloration au nitrate de cuivre de lames minces ou d'échantillons macroscopiques (faciès bréchiqes de l'ensemble calcaréo-dolomitique) ;
- examen diffractométrique de la roche totale (faciès carbonatés et calcaréo-pélitiques) ou d'un extrait (autres faciès pétrographiques).

Par contre, la distinction établie entre la dolomite et l'ankérite est arbitraire en l'absence de méthodes permettant de reconnaître rapidement les termes de cette série : elle est cependant justifiée par l'existence de deux carbonates

de ce type, nettement caractérisés par leurs conditions de gisement et leur apparence microscopique.

a - Calcite

Elle est toujours en plages xénomorphes, associées suivant une structure granoblastique ou diablastique. Les macles n'apparaissent que dans les individus d'une certaine taille, mais sont alors d'une façon générale largement développées. Une légère oxydation peut se manifester en lame mince.

b - Dolomite

Dans l'ensemble calcaréo-dolomitique, une partie de la dolomite initiale a été épargnée par le métamorphisme ; le grain en est très fin, et les détails structuraux du sédiment sont parfaitement conservés, notamment les organismes. La recristallisation conduit à des roches de structure plus grossière où les anciens tests ne sont plus indiqués que par un filigrane d'hématite, ou par la forme circulaire ou annulaire de certains éléments cristallins. Dans les autres formations, la dolomite est le produit de réactions plus complexes.

D'une façon générale, les cristaux sont parfaitement automorphes lorsqu'ils sont isolés au sein d'une autre substance ; en s'accolant pour constituer le fond de la roche, ils perdent généralement leur forme mais gardent leur individualité du fait d'un contour polygonal. Même les plus grandes plages restent pauvres en macles, contrairement à ce qui se passe dans la calcite. Un pigment brun est assez fréquent, uniformément réparti ou au contraire localisé, soit au coeur des cristaux, soit à leurs interfaces ; la calcite en est totalement dépourvue lorsqu'elle coexiste avec l'autre carbonate.

c - Ankérite

Ses cristaux restent isolés ou constituent de très petits groupes. Ils tendent à être fortement autoblastiques, mais se chargent d'inclusions dès qu'ils atteignent une certaine taille dépendant de la granulométrie de la roche ; aussi les formes rhomboédriques régulières sont-elles l'apanage des plus petits individus. L'ankérite est encore plus pauvre en macles que la dolomite. Elle est enfin le siège d'une altération très variable mais à peu près générale, se tradui-

sant à l'oeil nu par l'apparition d'une patine brune, puis par la dissolution des cristaux, remplacés par un oxyde pulvérulent et plus ou moins profondément cariés. Le microscope montre que l'altération se localise au début en bordure des plages et dans les clivages ; lorsqu'elle est totale, il ne subsiste qu'un fantôme limoniteux, parfois entouré de minuscules rhomboédres, probablement de calcite.

L'analyse présentée dans le tableau 26 est celle d'un carbonate brunissant provenant d'une lentille concordante.

#### d - Carbonates des fractures tardives

La calcite et l'ankérite contribuent l'une et l'autre au remplissage des fractures de distension.

## 2. Répartition

Mises à part les diverses intercalations de la série des Schistes lustrés et du Trias salifère, les formations superposées aux quartzites briançonnais sont le produit d'une sédimentation essentiellement carbonatée : la dolomite y est localisée dans les faciès les plus purs de l'ensemble calcaréo-dolomitique ; les faciès à tendance pélitique sont à base de calcite, et tiennent parfois un peu d'ankérite.

Dans les autres formations, à quelques exceptions près, le carbonate n'est plus qu'un élément parmi les autres ; sa généralité est cependant assez remarquable. La calcite est présente partout, et tient une place particulièrement importante dans les roches basiques ; au sommet du groupe de la Clarea et dans les leptynites alcalines, elle cède le pas à l'ankérite, qui est, d'une façon générale, aussi largement répandue mais bien moins abondante. La dolomite est accidentelle ; on ne la rencontre que dans quelques galets du groupe d'Ambin, dans certains lits associés aux glaucophanites et prasinites de la même unité, et en liaison avec les serpentinites.

## 3. Relations avec d'autres minéraux

La formation de l'albite a précédé celle des carbonates comme en témoi-



gnent, par leur nature même et leur généralité, les relations précédemment définies (page 140). Pourtant, les périodes de cristallisation relatives à chacun de ces deux éléments ont dû se chevaucher légèrement, si l'on en juge par les observations suivantes, dont il faut d'ailleurs souligner le caractère accidentel. L'albite occupe parfois des espaces rhomboédriques ; elle forme ainsi dans la calcite des inclusions de section parallélogrammatique, ou bien se substitue à des cristaux d'ankérite parfaitement automorphes dont elle englobe des résidus limoniteux, et ceci dans des roches où elle est par ailleurs systématiquement xénoblastique. Le plagioclase peut également former une couche mince et régulière entre le carbonate et les minéraux qui l'entourent : c'est le cas de plages de calcite isolées dans un fond chloriteux, ou de rhomboèdres d'ankérite pris dans un tissu de quartz granoblastique. On connaît aussi l'exemple d'un lit phylliteux remplacé par l'albite sans dommage pour l'ankérite qui s'était auparavant introduite dans le clivage schisteux. Enfin, le feldspath peut désagréger la dolomie, recristallisée ou non, en pénétrant entre ses éléments dont le contour s'arrondit alors sous l'effet de la corrosion.

Dans les cargneules, la calcite remplace la dolomite sous toutes ses formes : dolomie à grain fin ou gros rhomboèdres témoignant qu'une recristallisation s'est déjà produite. L'exemple de ces derniers est particulièrement démonstratif car il permet de suivre la transformation : leur volume diminue peu à peu et leur contour s'altère de plus en plus à mesure que les golfes de corrosion s'approfondissent et s'élargissent (figure 13 h) : au terme de la substitution, la silhouette et les clivages des anciens cristaux de dolomite sont encore indiqués par le dépôt de la petite quantité de fer que devait contenir le premier carbonate.

Dernière remarque : dans certaines fractures, le quartz s'est mis en place le dernier puisqu'il occupe une position centrale entre deux veines de calcite.

#### T. SULFATES

Le gypse et l'anhydrite n'ont fait l'objet d'aucune étude particulière.

## U. SPHÈNE ET RUTILE

### 1. Caractères spécifiques

Le sphène dérive en partie de minerais ; dans ce cas il paraît sale ; souvent, même, sa transparence n'est révélée que par les objectifs les plus forts ou par un éclairage frontal favorisant les réflexions internes. Certaines plages ont gardé la forme quelconque du minerai préexistant, mais le plus souvent les cristaux sont fuselés, sinon automorphes.

Le rutile se présente sous deux faciès différents. Il est, pour l'essentiel, finement cristallisé et parfaitement autoblastique ; suivant l'allongement, l'habitus est alors aciculaire à prismatique. Les mâcles en genou sont rares ; par contre, les groupements du type sagénite sont assez courants. Mais il peut être aussi en masses plus importantes dont la forme quelconque est là encore celle du minerai remplacé ; leur surface est parfois hérissée d'aiguilles.

### 2. Répartition

Le sphène est un élément à peu près constant des faciès basiques de toutes natures et de tous niveaux. Dans les autres formations, il est peu fréquent et presque toujours en proportion négligeable, sauf peut-être dans le groupe de la Clarea où il tire essentiellement son origine de la biotite.

Le rutile est toujours en quantité insignifiante, mais il a une extension beaucoup plus large puisqu'il ne fait totalement défaut que dans les quartzites triasiques et les serpentinites ; dans l'ensemble calcaréo-dolomitique, il est cependant relativement rare en dehors de faciès pélitiques. Les masses xénomorphes ont une importance particulière dans l'ensemble du groupe de la Clarea, alors qu'elles jouent ailleurs un rôle plus effacé.

### 3. Relations avec d'autres minéraux

Le sphène et le rutile aciculaire sont en inclusion dans presque tous les minéraux de métamorphisme, exception faite de ceux qui constituent les gneiss et les amphibolites de la Clarea. Une telle situation n'entraîne le plus souvent

aucune modification. Mais il arrive que les trainées de sphène perdent de leur importance en traversant certaines substances ; les grains ont une taille plus petite ou sont réduits en poussière. Inversement, la teneur en rutile peut augmenter, particulièrement dans les minéraux qui se sont mis en place au détriment des lits de mica ; dans certains cas, l'oxyde n'apparaît que dans une circonstance de ce genre. Il peut enfin y avoir transformation minéralogique (voir page 139 l'exemple de chapelets de sphène se transformant en rutile lorsqu'ils quittent le fond chloriteux pour pénétrer dans les porphyroblastes d'albite).

La distribution et l'orientation de ces inclusions reflètent la structure de la roche ou celle du minéral dans lequel elles se trouvent. La répartition des aiguilles de rutile définit, à l'échelle de l'échantillon ou du minéral, un litage parallèle à la stratification ou à une schistosité ; les cristaux de sphène se disposent en trainées ou en chapelets lorsqu'ils se concentrent. Les individus peuvent avoir une orientation quelconque, mais généralement leur grand axe est sensiblement parallèle au plan du litage ou de la schistosité, et oblique sur les directions cristallographiques de l'hôte ; ils suivent le cas échéant la linéation. Le rutile est fréquemment sous forme de sagénite. La répartition se conforme également parfois à la structure cristalline, comme c'est le cas dans la lawsonite des calcschistes, au contact du massif serpentineux de la Sauze : les minuscules aiguilles de rutile s'ordonnent suivant des zones de concentrations différentes, concentriques, dont les limites sont rigoureusement parallèles aux faces des prismes ; elles n'en suivent pas moins la direction d'une surface S de la roche (figure 13 i). Eventuellement, c'est l'orientation qui se calque sur les directions cristallographiques de l'hôte. Certes, le parallélisme habituel entre l'axe c des cristaux de rutile et le plan (001) des micas est surtout dû au fait que les deux éléments obéissent au même contrôle structural ; en effet, les discordances de détail sont nombreuses, et tout à fait évidentes lorsque les phyllites sont réglées avec moins de rigueur. Il n'en reste pas moins que dans certains cas, l'orientation des aiguilles de rutile est proportionnelle à celle des tablettes de mica et disparaît complètement dans les zones ou celles-ci sont enchevêtrées indépendamment de toute déformation, ou dans les amas sériciteux de recristallisation. Le rutile peut également se disposer suivant les deux direc-

tions du clivage du glaucophane.

L'ensemble de ces observations peut s'expliquer de la façon suivante. Dans certaines circonstances, le titane entre dans le réseau des silicates (sans parler des minerais), notamment des micas. Mais il a également la possibilité de cristalliser sous forme de sphène ou de rutile. La formation de la première espèce serait soumise à des conditions beaucoup plus strictes ; le sphène est en effet localisé dans les faciès basiques, et paraît caractériser une période initiale de l'évolution métamorphique, tandis que le rutile aciculaire est presque ubiquiste et continue à se développer par la suite chaque fois qu'un minéral tenant du titane est remplacé par un autre qui n'accepte pas cet élément dans son réseau. Quoi qu'il en soit, la distribution est le reflet plus ou moins fidèle de celle qui existait déjà à l'origine : beaucoup plus régulière dans les produits volcano-sédimentaires et surtout volcaniques que dans les sédiments dont les lits les plus argileux étaient aussi les plus riches en titane. L'orientation est essentiellement déterminée par la structure dominante dans la roche au moment de la cristallisation. La structure des substances congénères exerce un contrôle beaucoup plus discret. Par la suite, le sphène peut être détruit, mais généralement les deux minéraux se laissent englober sans réagir.

La forme ou la disposition des cristaux de sphène trahit également la présence d'anciens constituants dont il ne resterait sans cela guère de traces. Dans les faciès métavolcaniques de la région d'Ulzio, l'emplacement de prismes de glaucophane ou de lawsonite totalement altérés est encore indiqué par des cha-pelets de petits grains, ou par l'empreinte laissée dans une plage plus importante (figures 13 j à m) ; les produits d'altération (albite, mica blanc, chlorite, actinote, épidote) sont par conséquent postérieurs au sphène ; la lawsonite doit l'être aussi puisqu'elle remplace des plagioclases magmatiques dont le contour est marqué de la même façon. Dans une prasinite du groupe d'Ambin, l'albite s'est substituée à un mica blanc sans dommage pour les lames de sphène qui emplissaient certains clivages ; dans un schiste lustré, c'est la calcite qui a pris la place de grains de quartz entre lesquels le sphène s'était auparavant insinué : elle imprègne une dentelle dont on ne pourrait expliquer autrement la formation. On connaît un seul exemple de ce type de relation concernant le rutile : des trainées

de minerai silhouettent les fantômes de lawsonite (albite + épidote) ; les aiguilles qui les hérissent sont exclusivement dirigées vers l'extérieur. Ajoutons que le sphène fracturé est parfois cicatrisé par du mica blanc ou de la biotite verte.

Les rapports entre le sphène et le rutile sont assez ambigus. Le rutile en masse, provenant de minerai, peut s'entourer d'une couronne de sphène granuleux, bourgeonnant, parfois insinué dans les clivages ; il finit ainsi par se réduire à un ou plusieurs noyaux arrondis ; on rencontre même de tels résidus dans les cristaux de sphène automorphes. Cette tendance est si générale dans le groupe de la Clarea qu'on peut la considérer comme une caractéristique de la formation, bien qu'elle se manifeste accessoirement à d'autres niveaux ; elle est d'ailleurs beaucoup moins évidente au sommet où l'oxyde prend un faciès plus aciculaire. Au demeurant, le rutile présente de temps en temps des formes fuselées ou losangiques qui suggèrent une épigénie ; ses aiguilles hérissent d'ailleurs certains amas de sphène et remplacent dans l'albite les grains de ce dernier minéral (page 189).

L'interprétation des diverses observations repose sur le postulat suivant : le titane s'est exprimé directement sous forme de sphène ou de rutile. En réalité, les deux minéraux tirent partiellement leur origine de minerais, dans une mesure qu'il est souvent impossible de préciser ; on est donc conduit à restreindre la portée des arguments présentés.

## V. MINERAIS

### 1. Types et caractères spécifiques

L'examen en lumière transmise permet de distinguer trois types principaux :

- tablettes dont les sections ont idéalement une forme d'hexagone ou de parallélogramme étroit, suivant leur orientation par rapport au plan de la lame mince, mais dont le contour est en fait le plus souvent irrégulier, profondément découpé ; sous une épaisseur très faible, de l'ordre du micron, ce minerai est translucide et présente une couleur rouge ;

- cristaux octaédriques éventuellement corrodés ;

- masses généralement cubiques, sauf dans le groupe de la Clarea où

elles sont au contraire rigoureusement xénoblastiques ; sous un éclairage frontal, elles sont caractérisées par leur éclat jaune et leur bordure d'altération à réflexions internes brunes.

On identifie sans difficulté ces produits avec l'hématite, la magnétite et la pyrite respectivement, minerais que l'on reconnaît d'ailleurs à l'oeil nu dans de nombreux échantillons. L'examen en lumière réfléchie de six préparations-témoins confirme cette détermination ; il révèle en outre la présence d'autres espèces dont on ne peut définir les caractères compte tenu de leur variété et du petit nombre de sections polies : ilménite, chalcopryrite, pyrrhotine.

Il faut enfin noter, dans certaines formations détritiques qui ont alors une couleur sombre, la présence d'une poussière opaque de nature minérale, trop fine et peu abondante pour être déterminée par les moyens habituels (hématite possible).

## 2. Répartition

L'hématite est le minerai le plus important en raison de son ubiquité et de la régularité avec laquelle elle est répartie dans chaque faciès. La magnétite et la pyrite sont elles aussi largement répandues, mais de façon beaucoup plus irrégulière en dehors de gisements particuliers comme les anciennes surfaces durcies, où l'oxyde est toujours abondant, et l'horizon carboné du groupe d'Ambin, riche en sulfure.

L'ilménite a été reconnue dans deux roches basiques d'origine probablement éruptive : une amphibolite du groupe de la Clarea et une glaucophanite de la série des Schistes lustrés ; dans la première, elle est en amas de grains xénomorphes ; dans la seconde, elle constitue avec de l'hématite des masses informes dont la structure témoigne d'une exsolution.

La pyrrhotine se trouve pour sa part dans les deux échantillons du groupe de la Clarea ayant fait l'objet d'un examen au microscope métallographique : l'amphibolite déjà mentionnée et un micaschiste. Dans les deux cas, elle est accompagnée d'une petite quantité de chalcopryrite dont on relève également la présence dans la glaucophanite.

### 3. Relations avec d'autres minéraux

#### a - Hématite

La distribution et l'orientation des cristaux d'hématite dans certains paradérivés peut encore indiquer quelques particularités du sédiment. Dans un premier cas, l'élément métamorphique qui inclut l'oxyde ainsi disposé paraît avoir le même déterminisme que celui-ci ; il en est donc vraisemblablement contemporain. Ainsi, les tablettes d'hématite contribuent à définir le litage et la schistosité cristallophyllienne parallèle à la stratification, comme la phengite qui les englobe fréquemment (figure 13 n) ; cette dernière obéit par conséquent au même contrôle, mais avec moins de rigueur, sans doute en raison de la taille plus grande de ses cristaux ; c'est ce qui expliquerait les discordances locales. Les relations avec le quartz sont du même genre ; celles avec le chloritoïde le sont peut-être aussi. Dans un second cas, le fond ne présente aucune structure particulière à la différence de l'hématite qui s'y trouve, et dont la cristallisation est de ce fait antérieure, ou à la rigueur contemporaine ; il en est ainsi des porphyroblastes d'albite (13 n), des plages de calcite, et peut-être du tissu chloriteux où la direction du plan de stratification est matérialisé comme elle l'est à l'intérieur du mica blanc ; c'est également la présence d'une poussière d'hématite qui permet de reconnaître dans les quartzites triasiques, malgré la recristallisation, la forme arrondie des anciens grains détritiques (page 132 ; figure 13 o), et de distinguer la silhouette de micro-organismes dans les amphiboles sodiques de certains niveaux carbonatés (voir à ce propos page 92, et F. Ellenberger, 1958). Parfois, ce sont les détails d'un état métamorphique précédent qui sont indiqués de cette façon : par exemple, dans les lames minces recoupant la surface durcie du Jurassique de l'Arella, un défaut de pigmentation délimite au sein de l'augite aegyrienne la surface des prismes d'amphibole bleue remplacée (page 170).

Certains plages d'hématite gardent l'empreinte de minéraux épigénisés ; leur cristallisation a donc précédé celle des éléments pseudomorphes : albite, chlorite, actinote, calcite prenant la place du glaucophane (figures 13 q, r) ; albite encore, née de l'altération de l'aegyryne (figure 13 p), épidote se substituant à la lawsonite.

Dans les galets mous d'Ambin, des filonnets quartzeux interrompent le fond phylliteux riche en minerais.

L'hématite se transforme en rutile, bien que le microscope métallographique n'ait pas révélé la présence d'une exsolution d'ilménite. Une telle évolution est systématique dans le groupe de la Clarea : au début, la substance devient vaguement translucide en certains endroits, particulièrement en bordure, comme on peut s'en rendre compte à l'aide d'un microscope ordinaire équipé d'un objectif très grossissant ; un éclairage frontal fait alors apparaître des réflexions internes ponctuelles, jaunâtres ; puis la transformation s'étend progressivement à toute la masse qui peut bourgeonner, se hériser d'excroissances prismatiques ou aciculaires ; des résidus opaques subsistent parfois. Ultérieurement, se développe une couronne de sphène (page 191). Dans les formations superposées au groupe de la Clarea, le remplacement de l'hématite par l'oxyde de titane présente un caractère sporadique ; il se fait généralement selon le processus qui vient d'être décrit ; toutefois, il peut prendre dans le groupe d'Ambin une forme particulière (figure 13 s) : la structure du minerai est révélée par un squelette de rutile (aiguilles disposées suivant des motifs grossièrement rectangulaires ou hexagonaux paraissant correspondre à des orientations différentes par rapport au plan de la lame mince). Le sphène peut encore apparaître secondairement, mais il est le plus souvent un produit d'altération directe, au même titre que le rutile.

#### b - Magnétite et pyrite

Les indices qui les concernent sont peu nombreux et du même genre. Certains octaèdres de magnétite sont isolés de leur environnement par un fin placage chloriteux, d'autres par une mince couche de calcite. Quelques cubes de pyrite sont de la même façon enrobés d'albite ou d'épidote.

Le sulfure peut en outre être fissuré et recoupé par la calcite. Il subit une oxydation qui n'a peut-être pas toujours une origine météorique : bordure régulière de limonite ou d'hématite, dont l'épaisseur n'est pas nécessairement proportionnelle à la fraîcheur de l'échantillon.



## W. MINÉRAUX ACCESSOIRES

### 1. Types et caractères spécifiques

#### a - Tourmaline

La forme est régulièrement prismatique. Le pléochroïsme d'ensemble est le suivant : Ne, vert-bleu et parfois même franchement bleu, vert-olive, vert-brun, ou rose (teintes classées par ordre de fréquence décroissante) ; Ne, rose plus ou moins foncé, avec diverses nuances de mauve, bleu, vert, jaune. La couleur n'est pas toujours uniforme ; elle peut varier de trois façons différentes : quelconque, progressive le long de l'axe c entre deux pôles chromatiques, ou concentrique. Dans le dernier cas, le cristal présente deux ou plusieurs zones de compositions différentes ; sa bordure tend à être plus riche en fer si l'on en juge par un pléochroïsme généralement plus intense, ainsi que par un relief et une biréfringence plus élevés dont on ne peut d'ailleurs que rarement déterminer les valeurs relatives.

#### b - Zircon

Il est en prismes bipyramidés, de taille très variable, plus ou moins émoussés. Il paraît toujours sale et présente parfois une légère coloration jaune ou verte.

#### c - Apatite

Dans l'ensemble ses cristaux sont de petite taille (quelques 1/100 mm), mais ils peuvent atteindre accidentellement 1 mm de longueur. La forme la plus générale est celle de prismes assez courts dont les angles sont souvent arrondis. Certains échantillons présentent une pigmentation uniforme ou uniquement centrale de minuscules granules ou tablettes d'un oxyde brun ; ces dernières sont disposées parallèlement, vraisemblablement suivant le clivage.

### 2. Répartition

#### a - Tourmaline

Elle est tout à fait exceptionnelle dans les termes basiques des groupes de la Clarea et d'Ambin, et paraît manquer totalement dans les leptynites alcalines

ainsi que dans les gabbros et les serpentinites. Dans toutes les autres formations, on la rencontre de façon sporadique mais relativement fréquente, notamment dans le groupe d'Ambin et les faciès à tendance pélitique de l'ensemble calcaréo-dolomitique.

b - Zircon

Banal dans les fonds pélitiques et arénacés, il est évidemment beaucoup plus rare dans les matériaux carbonatés. Les roches basiques sont très pauvres ou totalement dépourvues de ce minéral ; par contre, les leptynites alcalines en contiennent une quantité assez remarquable.

c - Apatite

Elle est très largement répandue, plus spécialement abondante à la base du groupe de la Clarea où les teneurs sont même parfois exceptionnelles, très clairsemée dans les Schistes lustrés et encore plus dans l'ensemble calcaréo-dolomitique.

### 3. Relations avec d'autres minéraux

a - Tourmaline

L'albite poeciloblastique et la calcite incluent fréquemment les cristaux de tourmaline, sans modifier une disposition acquise antérieurement sous le contrôle de diverses surfaces-S ; elles cicatrisent également les prismes tronqués, comme le fait de son côté la chlorite. Pour sa part, l'ankérite paraît exercer une action corrosive.

b - Zircon

C'est apparemment un élément rélictuel, au moins en dehors du groupe de la Clarea.

c - Apatite

Les fractures transversales, et plus rarement les clivages, sont envahis par l'albite, la phengite, la chlorite et ses produits d'altération (chlorite brune et biotite verte) ; à cette occasion se développe parfois une légère corrosion.

Dans un échantillon, le plagioclase forme en outre un mince liseré autour du phosphate qu'il isole ainsi du quartz environnant.

Il convient de remarquer qu'il est impossible de déterminer la part de l'apatite détritique ou magmatique : une telle origine est probable lorsque les sections arrondies ont une anisotropie notable, tandis que d'autres, allongées, ont une extinction permanente en lumière analysée ; la concentration relevée dans quelques veimules de quartz du Trias siliceux est au contraire l'exemple d'une origine métamorphique certaine.

#### X. RESUME ET CONCLUSION

Le tableau 27 résume les observations qui précèdent, en présentant une liste récapitulative des espèces rencontrées, et un schéma de leur répartition dans l'espace et le temps. Du point de vue chronologique, si l'on excepte les reliques sédimentaires ou magmatiques (dont on ne trouve aucune trace dans le groupe de la Clarea), deux ensembles apparaissent distinctement :

1 - Le premier est constitué d'éléments métamorphiques rigoureusement localisés dans le groupe de la Clarea. Cette formation est la plus ancienne que l'on connaisse dans le massif d'Ambin ; elle est recouverte en discordance par des sédiments détritiques de caractère molassique, d'âge probablement stéphanopremien (page 124) ; les paragenèses suivantes, qui la caractérisent, sont donc probablement hercyniennes :

- formations arénacées : quartz, oligoclase, muscovite phengitique, biotite  $\pm$  albite, grenat almandin\* ;

- formations basiques : plagioclase, hornblende, épidote  $\pm$  biotite, grenat almandin ;

- l'assemblage de quartz, diopside, hornblende et calcite est également significatif, quoique tout à fait accidentel (le carbonate y est pour une part d'origine alpine, mais pour l'essentiel contemporain des autres constituants).

Le plagioclase le plus répandu dans les faciès méta-arénacés (gneiss) a une composition d'oligoclase (An 18 en moyenne) ; il peut coexister avec une

---

\* Le signe  $\pm$  signifie avec ou sans

albite (An 3). De telles associations ont été décrites par S. Tsuji (1966) et par M.L. Crawford (1966) ; elles pourraient résulter de l'immiscibilité existant dans la série des plagioclases pour des températures correspondant au domaine des schistes verts et à une partie du domaine des amphibolites. Dans les faciès métabasiques (amphibolites), l'altération interdit toute détermination précise, mais le plagioclase devait être basique, compte tenu de la quantité d'épidote qui a cristallisé à ses dépens lors du métamorphisme alpin. Le seul mica blanc analysé est formé d'environ 88 % de muscovite et 12 % d'une céladonite dont les sites octaédriques seraient surtout occupés par du magnésium et du fer trivalent dans les proportions de 2/1 ; il est du type  $2M_1$ . La biotite étudiée tient pour sa part 0,29 atome de titane pour 24 (O,OH). La hornblende a une couleur verte, ou exceptionnellement bleu-vert ; sa teneur en alumine ne doit pas descendre au dessous de 11 % compte tenu des propriétés optiques et des quatre analyses disponibles. Le grenat, provenant d'un gneiss, est défini par les proportions moléculaires suivantes : 57 % d'almandin, 24,6 % d'andradite et de grossulaire, 14,2 % de pyrope, 4,2 % de spessartine. Enfin, dans l'épidote analysée, le rapport  $Fe^{+3}/Fe^{+2}+Al$  est voisin de 22 %.

Ces particularités indiquent un métamorphisme dans les conditions du faciès amphibolites, et plus précisément de sa partie supérieure.

2 - Contrairement aux précédents, les minéraux du second ensemble sont dispersés dans toute la série, et se rencontrent notamment dans une niveau rapporté à l'Eocène. Ils témoignent donc d'une recristallisation générale d'âge alpin, tout à fait progressive comme le montrent le tableau 27 et l'analyse des déformations microscopiques (page ) ; cette dernière permet en effet de préciser la chronologie, et en particulier d'établir l'ordre de cristallisation des minéraux précoces qui paraîtraient sans cela contemporains. L'analyse structurale révèle en outre que le métamorphisme s'est produit pendant une période bien déterminée, extrêmement courte, de l'histoire tectonique. Il est donc permis de penser qu'il n'y a pas eu d'équilibre intermédiaire, mais une évolution continue vers un équilibre final défini par les associations ci-dessous (dans celles-ci, il est fait abstraction de la biotite verte, du stilpnomélane, et de la chlorite oxydée, considérés comme les produits d'une altération tardive par la phase fluide) :

- formations arénacées ou pélitiques (fond des groupes de la Clarea et d'Ambin) : quartz, albite, phengite, chlorite (rutile  $\pm$  épidote, calcite, ankérite\*); dans les sédiments plus évolués du groupe d'Etache et dans les quartzites, les assemblages respectifs sont : quartz, phengite ( $\pm$  ankérite, rutile) et quartz, phengite  $\pm$  microcline ;

- formations calcaréo-pélitiques (ensemble calcaréo-dolomitique, en partie, et schistes lustrés) : quartz, phengite, chlorite, calcite ( $\pm$  albite, épidote, ankérite, rutile) ;

- formations carbonatées (ensemble calcaréo-dolomitique, en partie) : calcite  $\pm$  dolomite (quartz, phengite  $\pm$  albite, chlorite) ;

- formations éruptives acides (leptynites alcalines) : quartz, albite, phengite  $\pm$  microcline, biotite ( $\pm$  chlorite, ankérite, épidote) ; le microcline et la chlorite sont incompatibles ; en dessous d'une certaine valeur du rapport K/Al (correspondant à une certaine teneur en céladonite du mica blanc), le microcline et la biotite ne sont plus stables et la chlorite apparaît ; il en est ainsi parfois dans l'horizon leptynique, et toujours dans les faciès micaschisteux de la série des Schistes lustrés, caractérisés par la présence de quartz, albite, phengite  $\pm$  chlorite ( $\pm$  épidote, calcite) ;

- formations éruptives basiques (intercalées dans les groupes de la Clarea et d'Ambin, et dans la série des Schistes lustrés) : albite, chlorite, épidote, sphène  $\pm$  actinote, calcite (quartz, phengite  $\pm$  ankérite) ; l'actinote et l'ankérite sont incompatibles ; la hornblende bleu-vert accompagne accessoirement l'actinote dans les groupes de la Clarea et d'Ambin ;

- formations éruptives ultrabasiques : serpentine  $\pm$  chlorite ; ou : calcite, dolomite, trémolite  $\pm$  talc remplaçant localement l'amphibole.

Ainsi l'équilibre final s'est établi dans les conditions de stabilité des minéraux suivants : quartz, albite, phengite, chlorite, actinote, épidote, calcite, ankérite, sphène, rutile. Ces conditions sont celles du faciès schistes verts qui n'est cependant pas uniformément réalisé dans l'espace considéré, en ce sens que toutes les roches n'ont pas subi une transformation complète.

---

\* Les éléments mis entre parenthèses sont accessoires.

Dans le groupe de la Clarea, le quartz et le mica blanc hercyniens persistent à l'état métastable.

### III. L'EVOLUTION METAMORPHIQUE ALPINE ET SES FACTEURS

#### A. INTRODUCTION

Dans la mesure où les conditions de stabilité sont connues par des calculs thermodynamiques ou par des expériences, la cristallisation des minéraux, et leur altération éventuelle, sont les indices d'un certain climat de métamorphisme. Dans le cas du métamorphisme alpin, les indices sont assez nombreux pour qu'on puisse espérer reconstituer ce climat ; à cet effet, on considérera successivement les grandes familles de minéraux.

#### B. ALBITE

Si elle fait défaut dans les formations calcaréo-péelitiques de la série des Schistes lustrés, on la trouve dans les divers faciès de l'ensemble calcaréo-dolomitique, et notamment dans les calcaires et dolomies massifs du Trias, où les cristaux idioblastiques peuvent atteindre 1 cm de longueur. Des gisements de ce genre sont fréquents en Maurienne. J. Yajima, J.C. Touray et J.T. Iiyama (1967) signalent, à la suite de A. Lacroix, la présence de halite dans les inclusions fluides primaires de ces albites ; l'étude thermométrique les conduit à envisager, pour certaines des inclusions, une température de formation supérieure ou égale à 300 ° C. Dans un tel milieu, le sodium est clairement d'origine étrangère, vraisemblablement lié à la présence d'évaporites à ce niveau de la série, et plus précisément à la transformation précoce du gypse primaire en anhydrite libérant de grandes quantités d'eau (page 217). La cristallisation du plagioclase en question ne peut être datée en l'absence de tout indice chronologique, mais elle pourrait s'être produite au début du métamorphisme, et la température indiquée serait alors un repère précieux.

Dans toutes les autres formations, l'albite est le fruit d'une recristallisation tardive dont on s'accorde aujourd'hui à reconnaître le caractère topochimique : tous les matériaux analysés ont en effet la composition de roches

sédimentaires ou éruptives banales (lère partie). Le plagioclase, dont la teneur en anorthite dépasse rarement 6 %, coexiste le plus souvent avec l'épidote. Une telle association a, dans les conditions du métamorphisme régional, un domaine de stabilité bien défini comme le montrent les études de terrain (par exemple, celles de D. de Waard, 1959). D'après les estimations de H. Ramberg (1952) ou de T.F.W. Barth (1962), elle ne peut exister à une température de plus de 400 à 500° C. Mais on ne dispose d'aucune donnée expérimentale ou théorique pour situer précisément cette limite qui est en fait celle du faciès schistes verts au sens le plus large ; selon F.J. Turner (1968), le domaine thermique correspondant à ce faciès prendrait fin entre 400 et 450° C.

### C. PHYLLOSILICATES

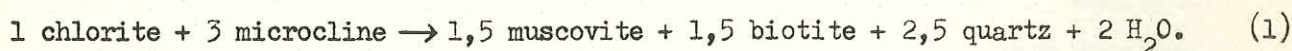
B. Velde a déterminé expérimentalement (1965) la limite supérieure de stabilité d'une phengite du Grand Paradis, dont R. Michel avait publié l'analyse en 1953 : elle est comprise entre 340 et 350° C pour une pression totale ( $\approx P_{H_2O}$ ) de 2 kb, et entre 400 et 500° C pour une pression de 4,5 kb. Le mica en question peut être considéré comme un mélange d'environ 65 % de muscovite et 35 % d'une céladonite dont les sites octaédriques seraient surtout occupés par de l'aluminium et du magnésium ; il a une composition moyenne par rapport aux spécimens étudiés dans cette région des Alpes (références page 141). De ce fait, les résultats obtenus par B. Velde peuvent être pris en considération : ils définissent une limite de température qui n'a probablement pas été atteinte au cours du métamorphisme alpin, puisque la phengite, formée très tôt, ne présente aucune trace de déséquilibre.

La pression et la température limitent la proportion de céladonite susceptible d'entrer en solution solide dans la muscovite (Velde, 1965, 1967), ou en d'autres termes la composition du mica blanc dans lequel le rapport K/Al et la somme Fe + Mg ne peuvent notamment dépasser certaines valeurs.

Quand le rapport K/Al a dans la roche une valeur inférieure ou égale à celle qu'il peut prendre dans le mica blanc ainsi défini, tout le potassium trouve sa place dans le réseau de ce dernier. Si la teneur globale en fer et

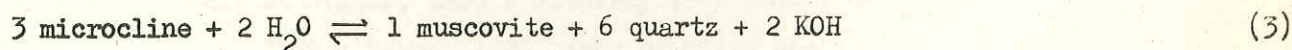
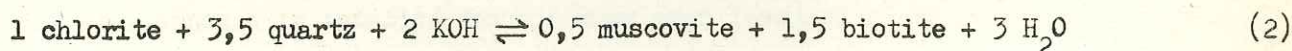
magnésium est alors plus basse que la limite indiquée, le mica blanc a une composition plus proche de celle de la muscovite idéale, et peut s'accompagner d'une petite quantité de microcline ; ces conditions sont rarement réalisées, et dans des roches très leucocrates (certains niveaux des leptynites alcaalines et peut-être des mica-schistes albitiques de la série des Schistes lustrés). Si, au contraire, le fer et le magnésium sont en excès, le mica est aussi phengitique que possible, et un autre minéral apparaît à ses côtés, une amphibole sodique généralement ; il en est le plus souvent ainsi dans les formations étudiées.

¶ Quand la valeur du rapport K/Al est supérieure à la limite théorique définie plus haut, comme c'est le cas dans la plus grande partie de l'horizon leptynique, une autre phase relativement moins riche en aluminium et mieux pourvue en potassium doit se former. Pour un déficit de fer et de magnésium, c'est en fait du microcline qui se développe aux côtés d'une phyllite de composition intermédiaire entre la muscovite et la phengite "maximale". Un excès entraîne la cristallisation d'une espèce ferromagnésienne supplémentaire ; pour une raison qui n'apparaît pas clairement, l'amphibole sodique est exclue des leptynites ; la chlorite, qu'on s'attendrait à trouver à sa place, n'intervient qu'accessoirement car il se produit en réalité la réaction suivante (Mac Namara, 1966) :



Les associations les plus caractéristiques des leptynites alcalines (abstraction faite du quartz et de l'albite toujours présente) sont effectivement : microcline-phengite, chlorite-phengite-biotite et microcline-phengite-biotite ; ces deux dernières traduisent respectivement un excès de chlorite et de microcline dans la réaction 1. Remarquons que la chlorite serait précoce à ce niveau de la série.

M.J. Mac Namara considère en fait les deux réactions ci-dessous, dont le jeu, commandé dans un système fermé par les activités relatives des ions  $\text{K}^+$  et  $\text{H}^+$ , peut expliquer les zonations observées (page 149) :



On ne connaît malheureusement pas de façon précise les conditions d'équilibre de ces deux réactions, et de la précédente qui en est la combinaison ; on est simplement



en droit de supposer (Weisbrod, 1970) que la présence de biotite dans les formations riches en potassium annonce les conditions dans lesquelles ce minéral est stable dans des formations pélitiques, de composition moins favorable. D'après les estimations de F.J. Turner (1968), la température d'apparition de la biotite dans de telles roches serait comprise entre 300 et 400° C, sous une pression d'eau de quelques kilobars.

La biotite verte est répandue dans des matériaux si variés que sa cristallisation n'est certainement pas contrôlée par la composition chimique, contrairement à l'une des hypothèses envisagée par W.G. Ernst (1963 c). Elle pourrait alors traduire, selon la seconde hypothèse, également retenue par D. Bahezre, R. Michel et P. Vialon (1965), des conditions intermédiaires du domaine des schistes verts ; s'il en était ainsi, la température n'aurait guère varié entre le début du métamorphisme (biotite brune dans les leptynites) et sa fin (biotite verte). On peut encore invoquer l'influence de solutions qui tireraient l'essentiel de leur potassium, de leur fer et de leur magnésium du remplacement de la phengite et de la chlorite par les poeciloblastes d'albite ; cette hypothèse paraît justifiée par le caractère tardif de la biotite verte, qui est, au moins en partie, contemporaine des fractures de tension.

Le stilpnomélane trouvé dans les leptynites est associé à la phengite et à la biotite dans un échantillon sans microcline. Il paraît assez commun dans les formations de ce genre : F. Ellenberger (1958), J. Fabre (1961) et A. Michard (1967) signalent sa présence dans des roches de même composition et de même position stratigraphique, sans indiquer toutefois la paragenèse exacte. On pourrait donc penser que ce mica prend la place de la chlorite dans la réaction 1, pour des compositions un peu moins alumineuses. Mais là encore, comme dans le cas de la biotite verte, on doit plutôt envisager l'action des solutions résiduelles (Hutton et Turner, in Deer, Howie et Zussman, 1965 ; Gay, 1966 ; Streckeisen, 1969 ; Von Raumer, 1969) car le stilpnomélane est lui aussi un élément tardif, postérieur à toute déformation et à la plupart, sinon à la totalité des minéraux avec lesquels on le rencontre (Ellenberger, 1958 ; Niggli et Niggli, 1965 ; Michard, 1967 ; Gay, 1966 ; Dal Piaz et Govi, 1968 ; Von Raumer, 1969 ; Caron, 1970, pour ne citer que les travaux relatifs aux Alpes occidentales).

En se plaçant du point de vue génétique, on peut rapprocher l'oxydation de certaines chlorites de la cristallisation de la biotite verte ou du stilpnomélane. Cette altération, étudiée par N.D. Chatterjee (1966), affecte les variétés tenant une certaine quantité de fer ; elle est donc assez variable d'un faciès à l'autre dans la mesure où la composition de la chlorite dépend de celle de la roche ; mais elle est systématique à l'échelle de la région considérée, dans les milieux de composition appropriée. C'est un phénomène tardif : comme le remarque N.D. Chatterjee, elle intervient en effet dans une paragenèse ultime dont tous les éléments paraissent en équilibre ; elle est en outre favorisée par les discontinuités mécaniques (schistosités et lithoclasses). Il s'agit plus vraisemblablement d'un processus métamorphique que d'une action météorique, compte tenu des remarques suivantes : la formation de la chlorite brune est parfois liée à celle du stilpnomélane ; son développement est comparable à celui de la biotite verte ; le minéral est apparemment spécifique d'un certain type de métamorphisme. L'altération de la chlorite verte traduit donc à son tour l'influence d'une phase fluide résiduelle ; d'ailleurs, les trois phyllosilicates dont il vient d'être question (biotite verte, ferristilpnomélane et chlorite brune) témoignent des mêmes conditions oxydantes.

#### D. PYROXENES

La réaction albite  $\rightleftharpoons$  jadéite + quartz a fait l'objet de nombreuses recherches, notamment celles de R.C. Nexton et J.V. Smith (1967), T. Hlabse et O.J. Kleppa (1968), A.L. Boettcher et P.J. Wyllie (1968b) ; les courbes calculées ou déterminées expérimentalement par ces auteurs coïncident sensiblement dans la région des basses températures qui nous intéresse : elles indiquent que l'assemblage jadéite + quartz ne saurait être stable à moins de 8,5 et 12,5 kb respectivement pour des températures de 200 et 400° C (10,5 kb à 300° C).

Cet équilibre dépend de la composition du pyroxène et de la structure du plagioclase.

Pour un pyroxène tenant 20 % de diopside en solution solide, on peut concevoir un abaissement maximal de la limite de l'ordre de 1 kb dans l'intervalle de température compris entre 200 et 400 ° C (Kushiro, 1965 ; Essene et Fyfe, 1967).

Pour une même proportion d'aegyrine, la modification est inférieure à 1 kb dans le même domaine de température (Newton et Smith, 1967 ; Essene et Fyfe, 1967); lorsque la quantité d'aegyrine augmente au point de devenir dominante, la limite inférieure de stabilité est rapidement déplacée vers les basses pressions ; en d'autres termes, les pyroxènes aegyriniques sont stables à des pressions (ainsi d'ailleurs qu'à des températures) beaucoup plus basses que les pyroxènes jadéitiques, et sont très sensibles à la présence de constituants "étrangers" (jadéite et sans doute aussi diopside).

T. Hlabse et O.J. Kleppa (1968) ont montré que l'on devait passer d'une albite de structure désordonnée à l'assemblage jadéite + quartz, à une pression nettement inférieure à celle requise par la transformation d'une albite du type structural de basse température (chiffres mentionnés plus haut). L'abaissement ainsi réalisé pourrait atteindre 2,5 kb à 300° C. Il n'est pas impossible que des plagioclases de structure désordonnée persistent à l'état métastable dans la nature (Christie, 1962).

Il convient enfin de noter qu'en l'absence de quartz la jadéite peut se former aux dépens de l'albite à des pressions nettement moins élevées que celles qui contrôlent l'équilibre albite  $\rightleftharpoons$  jadéite + quartz : en présence d'eau, elle pourrait cristalliser dans un intervalle d'environ 2 kb sous la courbe théorique (Boettcher et Wyllie, 1968).

La présence de pyroxène jadéitique dans les metabasaltes de la région d'Ulzio n'est pas nécessairement l'indice de pressions très élevées, puisque le quartz fait défaut dans ces roches. Mais on rencontre également le minéral dans des formations où la silice est en excès ; compte tenu des considérations précédentes, il faut donc admettre qu'au début du métamorphisme alpin, au moment où cristallise le pyroxène dont on ne connaît d'ailleurs pas la composition précise, la pression ne pouvait être inférieure de beaucoup à 6 kb ; ce chiffre suppose même une température très basse, de l'ordre de 200° C.

Les gisements de pyroxène jadéitique ont une extension limitée ; il est donc permis de se demander s'ils n'ont pas simplement une signification locale. A cette échelle, une variation de température est difficilement concevable, mais on peut très bien imaginer des variations de la résistance des roches et/ou de la pression fluide, et en définitive de la pression totale. Une surpression tectonique déter-

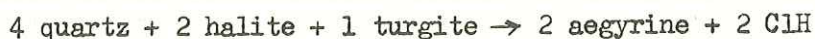
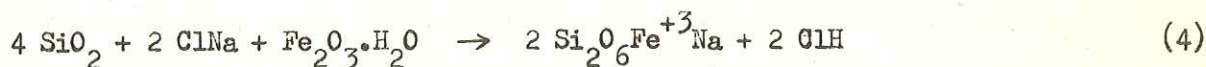
minée par une augmentation de la résistance est peu probable : à pression lithostatique et température uniformes, elle peut dépendre, d'une part de la nature des matériaux, d'autre part de la différence des contraintes ou de la vitesse de déformation ; or le pyroxène est irrégulièrement développé au sein même des faciès basiques ou quartzo-feldspathiques, et dans des zones qui n'ont aucune particularité structurale. Quant à la pression d'eau, elle ne peut avoir dépassé la pression lithostatique que dans le cas du gisement d'Ulzio, peu éloigné d'une masse d'anhydrite ; il faut d'ailleurs remarquer que cet effet aurait eu pour contrepartie une diminution de la résistance. Pour expliquer le caractère épisodique de ces cristallisations, il faut donc envisager d'autres facteurs.

La pression partielle d'oxygène joue sans doute un rôle important dans la mesure où elle peut déterminer la proportion d'aegyrine susceptible d'entrer en solution solide dans la jadéite.

On peut encore imaginer une hétérogénéité des matières premières portant sur l'état structural du plagioclase : à des produits d'origine volcanique plus ou moins directe, mais de haute température, s'opposeraient les produits d'un volcanisme spilitique et kératophyrique, voire même des roches éruptives de semi-profondeur, ainsi que les schistes cristallins hercyniens ; dans les matériaux de ce dernier groupe, le plagioclase serait de la forme "basse température" et se prêterait mal à une transformation en pyroxène sodique.

Apparemment, la composition chimique n'exerce aucun contrôle sur la cristallisation des pyroxènes jadéitiques, puisque celle-ci se produit inégalement dans des formations (basiques ou quartzo-feldspathiques) qu'on ne peut au demeurant distinguer. Par contre, ce facteur est déterminant dans le cas des pyroxènes aegyriniques. D'après A. Miyashiro (1967), l'aegyrine ne peut se former que dans un milieu persodique ; comme les roches de cette composition sont rares, l'aegyrine métamorphique est le plus souvent le fruit d'une recristallisation métasomatique. On peut sans doute expliquer de cette façon les concentrations de pyroxène (et d'amphibole) sodique dans les croûtes durcies du Malm, à un niveau de la série où se placent également les évaporites, et où, de ce fait, ont dû se produire des circulations abondantes (page 217). Mais il est inutile de recourir à un tel processus pour rendre compte de la présence d'aegyrine dans certains quartzites triasiques ; ceux-ci

ne doivent leur composition minéralogique qu'à leur caractère peralcalin originel ; c'est ce qu'exprime la relation ci-dessous :



Ainsi, la localisation des gisements de pyroxène jadéitique n'a pas de raisons évidentes. Toutefois, la pression totale paraît hors de cause ; on doit donc admettre que le seuil de 6 kb proposé plus haut a été uniformément atteint au début du métamorphisme, si l'on se fie aux considérations théoriques et expérimentales.

L'altération ultérieure traduit pour sa part une diminution de pression à température constante, ou une augmentation de température à pression constante, en tout cas une modification telle que certains pyroxènes aegyriniques se sont trouvés eux-mêmes en déséquilibre, tandis que d'autres, plus proches du pôle aegyrinique, ne sortaient pas de leur champ de stabilité. Les inclusions quartzieuses mêlées aux produits d'altération représentent plutôt les restes du tissu de la roche ayant pris part à la réaction, que des inclusions plus anciennes de la jadéite.

#### E. AMPHIBOLES

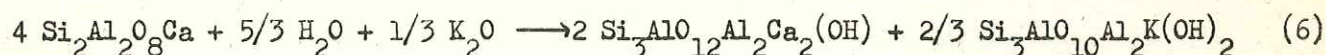
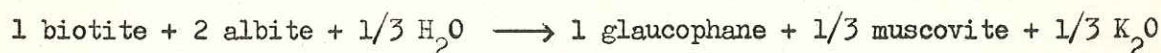
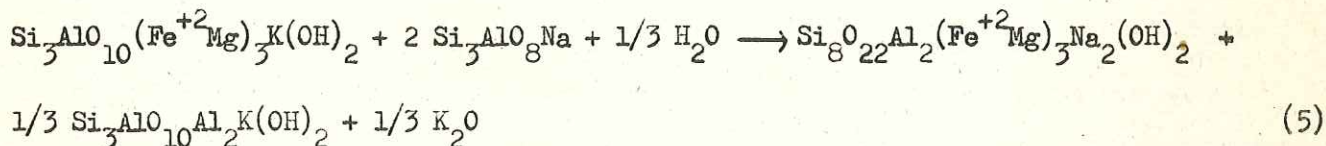
Le glaucophane se trouve dans des roches de faciès très variés (arénacés, pélitiques, basiques...) et de compositions chimiques banales : sa présence est donc en elle-même significative de conditions physiques particulières ; selon toutes probabilités, il s'agit de la forme II, dont le domaine de stabilité est limité vers les basses pressions et les hautes températures par une courbe passant notamment par les points suivants : 200° C et 1 kb, 300° C et 4 kb, 400° C et 7 kb (Ernst, 1963a). Egalement symptomatique à cet égard est l'association de l'amphibole sodique avec la calcite, l'épidote et la lawsonite, impossible dans les conditions du faciès schistes verts (Ernst, 1963b).

La répartition de l'amphibole est néanmoins contrôlée, dans une certaine mesure, par la composition chimique globale : ainsi, le minéral est exclu des formations dépourvues de soude telles que les sédiments détritiques évolués et les sédiments calcaréo-pélitiques de la série des Schistes lustrés. La composition elle-même dépend

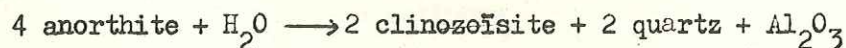
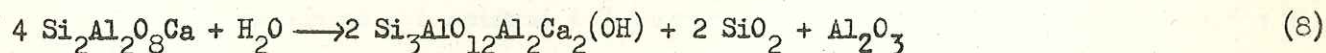
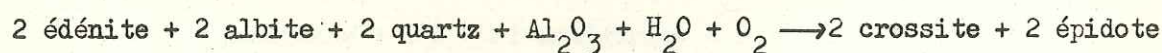
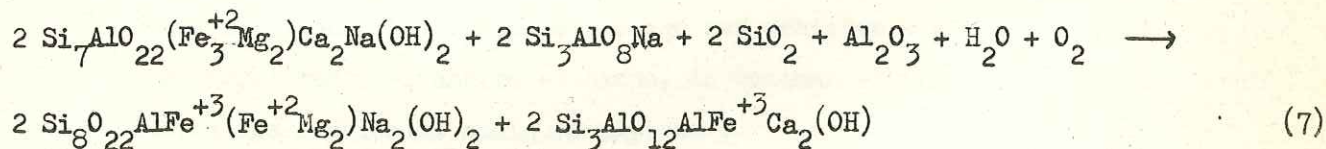
de celle de la roche : l'amphibole est une crossite, sinon une magnésioriebeckite, dans tous les matériaux pauvres en aluminium, sans que la teneur en fer paraisse jouer un rôle important ; on trouve en effet ces espèces aussi bien dans les calcaires et dolomies triasiques que dans les croûtes ferrugineuses jurassiques, ou dans un quartzite à stilpnomélane, deerite et minerais ; le facteur déterminant est donc vraisemblablement le caractère persodique, comme le suppose A. Miyashiro (1957, 1967) et comme on l'a déjà admis dans le cas de certains pyroxènes aegyriniques, en acceptant également l'hypothèse d'un apport de sodium. Cet apport intéresse l'ensemble calcaréo-dolomitique tout entier, comme en témoignait déjà la présence d'albite (page 200).

Dans les formations du groupe de la Clarea, le glaucophane cristallise aux dépens des éléments hercyniens : biotite et hornblende d'une part, plagioclase de l'autre. Les relations observées au microscope entre ces différents minéraux suggèrent le mécanisme suivant :

- faciès arénacés (grauwackes) :



- faciès basiques :



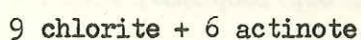
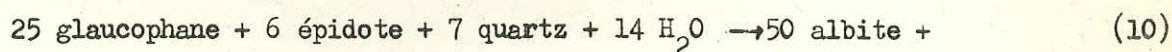
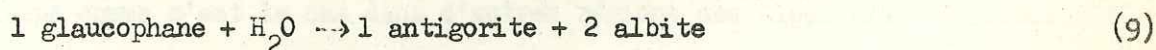
L'excès de potasse produit en principe par la réaction 5 est dû au fait que le rapport K/Al est trois fois plus élevé dans la biotite que dans la muscovite. Il est en réalité moins important parce que le mica noir naturel est plus riche en aluminium que la biotite théorique (tableau 10), tandis que le mica blanc (phengite probable) est moins alumineux que la muscovite idéale. Par contre, si l'on en juge par ses propriétés optiques, l'amphibole sodique est proche du pôle glaucophane, c'est à dire qu'une petite partie seulement de son aluminium est remplacée par du fer ; par conséquent, elle ne contribue que de façon négligeable à compenser le déséquilibre entre les rapports K/Al dans les deux couples mica noir + plagioclase et amphibole + mica blanc.

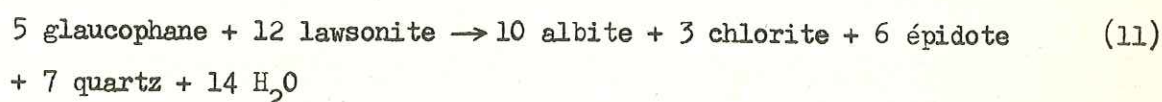
Dans la réaction 7, on considère l'édénite car c'est le constituant essentiel des hornblendes analysées.

La transformation de l'anorthite en zoïsite suivant un processus classique (8) libère de la silice et de l'alumine. Dans les formations arénacées, ces oxydes se combinent à une partie du potassium de la biotite pour donner du mica blanc, conformément à la réaction 6 qui explique la séricitisation des plagioclases hercyniens.

Dans tous les cas, il se produit une hydratation. L'eau a donc un rôle essentiel dans la transformation des matériaux hercyniens. C'est peut-être pour cette raison que les effets du métamorphisme alpin sont particulièrement marqués, quoique de façon irrégulière, dans la partie supérieure du groupe de la Clarea, plus directement perméable. A ne considérer que les minéraux formés, ces effets sont cependant à peu près uniformes sur toute l'épaisseur des formations rencontrées : on ne peut de ce fait expliquer l'altération moins intense des parties profondes du socle par une diminution d'hétérozonalité des deux métamorphismes.

Les réactions traduisant le passage des schistes à glaucophane aux schistes verts (De Roever, Ernst, Miyashiro et Banno, in Coleman et Lee, 1963) rendent compte de l'évolution des amphiboles sodiques alpines :





Ces réactions peuvent se produire sous l'effet d'une diminution de la pression totale à température constante ou d'une élévation de la température à pression constante (Coleman et Lee, 1963) ; en utilisant les données recueillies par W.G. Ernst (1963b), on peut effectivement calculer qu'elles procèdent vers la droite avec une augmentation de volume et d'entropie. Si l'on n'a aucune preuve en ce qui concerne la température, on a quelques raisons d'admettre l'influence de la pression. Les considérations théoriques exposées un peu plus loin (page 212) montrent en effet que la transformation relativement précoce de la lawsonite en épidote suivant la réaction 11 est probablement due à une diminution de la seule pression d'eau. L'évolution générale qui conduit un peu plus tard à des assemblages du faciès schistes verts, par le biais des réactions 9 et 10, serait pour sa part déterminée par une baisse de la pression solide, puisqu'elle est synschisteuse, c'est à dire contemporaine du relâchement des contraintes ; son caractère irrégulier refléterait les fluctuations de la pression d'eau, devenue à ce stade un simple facteur d'hétérogénéité, en raison de variations de perméabilité dues au développement inégal de la schistosité, et de la présence d'autres constituants dans la phase fluide. La réaction 10, s'appliquant aux formations basiques, est aussi vraisemblablement contrôlée par les pressions partielles de  $\text{CO}_2$  et  $\text{H}_2\text{O}$  déterminant les conditions de stabilité de l'actinote (voir à ce propos page 215). Les prasinites amphiboliques indiqueraient ainsi une pression partielle de  $\text{CO}_2$  plus faible que les prasinites chloriteuses, d'ailleurs régulièrement plus riches en carbonates. Un excès d'épidote dans la réaction conduirait aux variétés épidotiques. La hornblende bleu-vert figure accessoirement aux côtés de l'actinote dont elle paraît contemporaine : suivant l'hypothèse proposée par F. Shido et A. Miyashiro (1959), l'association doit donc résulter d'une lacune de miscibilité dans des conditions un peu plus sévères que celles qui favoriseraient la présence d'actinote seule, et non d'une modification "climatique" du métamorphisme dans le temps comme c'est le cas dans d'autres régions des Alpes (Van der Plas, 1959 ; Kienast, 1964).

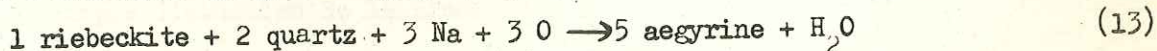
On doit remarquer que la réaction 9 n'est pas satisfaisante, dans la mesure où c'est la chlorite qui se forme en réalité aux côtés de l'albite ; l'utilisation



à sa place d'une molécule d'antigorite exprime un déficit en aluminium encore aggravé par le fait que l'amphibole sodique naturelle est moins alumineuse que le glaucophane idéal (le rapport Na/Al y est plus élevé que dans l'albite). Dans les formations arénacées ou pélitiques auxquelles cette réaction convient plus particulièrement, l'alumine nécessaire tire probablement son origine des phengites remplacées par les poeciloblastes d'albite qui se forment au même moment.

En milieu carbonaté, le mica blanc prend une importance particulière dans l'altération des amphiboles bleues, peut-être là où une pression d'eau plus basse favorisait, à ce stade de l'évolution, son développement par rapport à celui de la chlorite. Quoiqu'il en soit, pour passer d'une molécule d'amphibole à une molécule de mica, il faut ajouter une quantité d'aluminium d'autant plus forte qu'à ce niveau le remplacement de l'aluminium par le fer trivalent dans l'inosilicate est important ; d'ailleurs, si l'on se fie à une couleur très marquée, la phyllite est sans doute relativement peu alumineuse. Compte tenu de la pauvreté en aluminium des matériaux considérés et de la faible mobilité de l'élément, la réaction doit libérer un certain nombre de produits, notamment de la silice que l'on retrouve effectivement dans le fantôme des amphiboles. Cette hypothèse est également confirmée par le fait que le volume de ces dernières est souvent imparfaitement occupé par les phyllosilicates et le plagioclase, auxquels se mêle alors de la calcite.

Il existe, entre la riebeckite d'une part, et l'assemblage quartz-aegyrine-magnétite-hématite de l'autre, un équilibre peu influencé par la pression totale mais très sensible à la température, en présence d'un excès d'eau (Ernst, 1963). Or, dans les croûtes ferrugineuses, un pyroxène aegyriquinique remplace précisément une amphibole sodique à composition de crossite ou de magnésioriebeckite dans des roches également caractérisées par la présence de quartz, de magnétite et d'hématite. En réalité, cette transformation n'est certainement pas déterminée par une variation de température, car les minerais n'interviennent pas, et surtout la réaction paraît consommer du quartz au lieu d'en libérer (remplacement systématique des grains de quartz détritiques par de la calcite). Dans ces conditions, les relations entre les deux inosilicates s'expliquent plutôt par la réaction 13 ; celle-ci est en particulier contrôlée par le potentiel chimique du sodium (Miyashiro, 1967), élément probablement apporté de l'extérieur au système (page 200).



## F. SILICATES D'ALUMINIUM ET DE CALCIUM

L'épidote est largement répandue aux côtés du glaucophane dans toutes les formations de composition appropriée ; la lawsonite est au contraire accidentelle. Mais les deux minéraux se rencontrent dans les mêmes faciès et dans le même contacte structural ; leur développement n'est donc pas contrôlé par la composition chimique globale, ni par la pression solide, suivant un raisonnement déjà tenu à propos des pyroxènes sodiques. De son côté, la température n'est certainement pas en cause, car il est difficile d'admettre des variations aussi locales de ce paramètre. Seule la pression d'eau paraît susceptible de changer assez rapidement dans l'espace : dans les conditions de pression solide et de température qui régnaient au début du métamorphisme alpin, la lawsonite, plus hydratée que l'épidote, n'aurait cristallisé que là où la pression d'eau atteignait une certaine valeur. Il est à cet égard significatif que tous les gisements de lawsonite se localisent à proximité d'une discontinuité mécanique majeure, et de masses d'anhydrite probablement secondaires ; l'un d'entre eux est en outre lié à la bordure d'altération (déshydratation) d'un massif serpentineux.

Sous une pression d'eau égale à la pression solide, la lawsonite se forme entre 200° C (Nitsch, 1968) et 400 à 450° C (Newton et Kennedy, 1963 ; Crawford et Fyfe, 1965). A la suite des deux derniers auteurs, on admet généralement une pression minimale de l'ordre de 5 kb ; mais ce chiffre est peut-être excessif : en effet, d'après K.H. Nitsch, 3 kb suffiraient. Le champ de stabilité de l'épidote est moins bien connu ; le fait qu'elle coexiste avec l'albite suppose néanmoins une température inférieure à 400 à 500° C (page 201) ; dans le groupe de la Clarea, une telle association est d'ailleurs le fruit d'un métamorphisme rétrograde (réactions 5 à 8) ; les éléments dont elle dérive avaient auparavant cristallisé dans les conditions du sommet du faciès amphibolites, limité selon F.J. Turner (1968) à une température de 400 à 450° C.

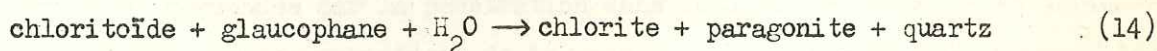
L'altération de la lawsonite en épidote, fondamentale dans les faciès basiques, paraît conforme à la réaction 11 ; elle pourrait donc être le fait d'une élévation de la température ou d'une diminution de la pression solide (page 210) ; cependant, compte tenu des arguments présentés au début de ce paragraphe, elle est due plutôt à une simple diminution de la pression d'eau, réduisant le domaine de stabilité

de la lawsonite au profit de celui de l'épidote. Cette dernière ne pourrait toutefois se former sous une certaine pression partielle de  $\text{CO}_2$ , le calcium s'exprimant sous forme de carbonate ; c'est pour cette raison que le mica blanc et/ou la chlorite prendraient une place essentielle dans les faciès calcaréo-pélitiques. Rappelons enfin que l'épidote intervient dans la transformation du glaucophane en actinote ; son rôle est défini par la réaction 10 dont le déterminisme a déjà été exposé.

#### G. CHLORITOÏDE

S'il se développe parfois en milieu basique, le chloritoïde est surtout fréquent dans les formations arénacées ou pélitiques, spécialement à un certain niveau du Stéphano-permien. Comme en d'autres points des Alpes cottiennes (Vialon, 1966 ; Michard, 1967) ou dans les Alpes ligures (Bloch, in Michard), où les gisements sont localisés dans des sédiments d'un type bien particulier, sa cristallisation dépend par conséquent de la composition chimique. Il est à cet égard intéressant de noter qu'un des échantillons du groupe d'Ambin dont les analyses sont rassemblées dans le tableau 3 tient accessoirement du chloritoïde ; il ne paraît se distinguer que par sa forte teneur à la fois en alumine et fer total. L'examen des lames minces montre que certains schistes à chloritoïde sont très pauvres en sodium, ou même dépourvus de cet élément, conformément aux observations de J.P. Bloch ; mais cette condition ne paraît pas indispensable puisqu'au demeurant le chloritoïde accompagne souvent le glaucophane, et même le pyroxène jadéitique ; l'association quartz-phengite-pyroxène jadéitique-glaucophane-chloritoïde paraît notamment caractériser un certain stade de l'évolution métamorphique. Par contre, le chloritoïde serait incompatible avec l'albite.

La transformation (mica blanc et chlorite) est vraisemblablement contemporaine de celle du pyroxène et de l'amphibole sodique ; elle peut donc se faire de la façon suivante (Beath, 1963)



On sait uniquement que la courbe représentant l'équilibre de cette réaction dans un domaine P solide/T a une forte pente négative (Hoschek, 1969). L'altération pourrait être ainsi la conséquence d'une diminution de pression solide à température constante, ou de température à pression solide constante ; en tout cas, elle ne pourrait se pro-

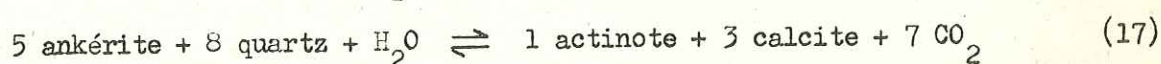
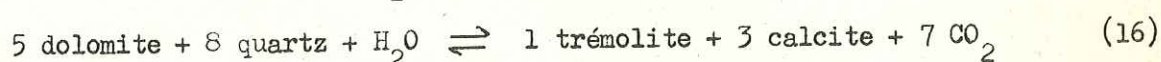
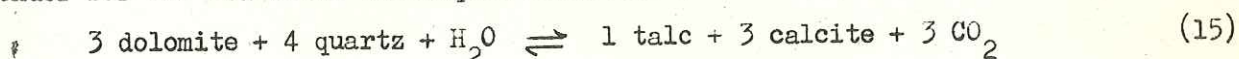
duire à pression décroissante qu'avec une faible augmentation, sinon une diminution de la température. Selon G. Hoschek, on doit tenir compte aussi des valeurs relatives de la pression d'eau et de la pression solide : le domaine de stabilité de l'assemblage glaucophane-chloritoïde est d'autant plus réduit que ces valeurs sont plus voisines. L'hypothèse d'une baisse de pression est en fait celle qui s'accorde le mieux avec l'ensemble des conclusions ; la chute de température invoquée par P. Bearth n'est justifiée dans la région étudiée que par de très rares observations ; quant à la pression d'eau, rien ne permet de supposer qu'elle était à l'origine inférieure à la pression solide dans les faciès à chloritoïde.

#### H. GRENAT

L.C. Hsu (1968) a défini expérimentalement les conditions de stabilité des grenats spessartine et almandin, relativement aux assemblages chlorite + quartz et chlorite + quartz + magnétite, dans un domaine  $P. \text{ fluide}/P_{O_2}/T$ . Au dessus de 2 kb, l'équilibre est peu sensible à la pression totale, mais il est légèrement déplacé vers les hautes températures par une augmentation de la pression partielle d'oxygène dans le cas de l'almandin. Inversement (Yoder, 1955), le champ du grenat doit s'étendre vers les basses températures quand la pression d'eau diminue relativement à la pression solide, selon un processus déjà invoqué à propos de l'épidote et du couple chloritoïde-glaucophane. En l'état actuel des connaissances théoriques et expérimentales, et en l'absence de données analytiques suffisantes, on ne peut connaître les circonstances précises de la cristallisation du grenat. Mais on peut théoriquement interpréter sa chloritisation comme la conséquence d'une diminution de température, ou d'une augmentation de la pression d'eau et/ou de la pression d'oxygène par rapport à la pression solide. Une influence de la température est difficilement concevable, comme on l'a vu au paragraphe précédent, si ce n'est dans le cas des grenats hercyniens dont l'altération peut être également commandée par la pénétration dans le socle de l'eau de la série monométagmorphique. Seules des variations de la pression fluide paraissent susceptibles d'expliquer le déséquilibre : le grenat alpin, élément tout à fait sporadique, ne s'est peut-être formé que là où la pression d'eau était à l'origine anormalement basse ; il se serait ensuite transformé dans les conditions plus uniformes résultant du développement de la schistosité.

## I. CARBONATES

Dans certaines des formations étudiées, il ne se produit aucune réaction entre la dolomite et le quartz. Il en est ainsi dans la séquence carbonatée, et plus rarement dans la séquence arénacée et pélitique (accidents dolomitiques comme certains galets du groupe d'Ambin) ; dans cette dernière, l'association ankérite-quartz est banale. Dans les formations basiques, en revanche, on rencontre alternativement le couple ankérite-quartz et l'actinote. L'analyse de ces relations doit par conséquent se fonder sur les réactions classiques suivantes :

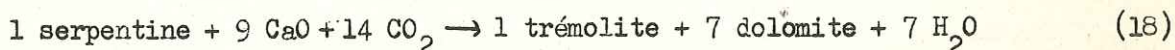


On connaît assez bien les conditions d'équilibre de la réaction 15 (voir par exemple P. Metz et D. Puhan, 1970). La température à laquelle le talc commence à se former dépend de la pression et de la composition de la phase fluide. Pour d'égales proportions de  $\text{H}_2\text{O}$  et  $\text{CO}_2$  et des pressions totales de 2 et 5 kb, les températures sont respectivement de 460 et 580° C. Quand la fraction moléculaire de  $\text{CO}_2$  est réduite à 20 %, la limite thermique se place, sous les mêmes pressions, à 425 et 550° C. La réaction 16 n'a pas fait l'objet de recherches expérimentales, mais les considérations théoriques permettent de penser que la trémolite cristalliserait de cette façon à peu près dans les mêmes conditions que le talc (Winkler, 1967 ; Turner, 1968). Quant à la réaction 17, elle se produirait dans le même sens à une température significativement plus basse que la précédente (Hellner et Schürmann, 1966 ; Turner, 1968).

L'irrégularité constatée plus haut est une conséquence des variations de composition de la phase fluide, ou en d'autres termes des pressions partielles d'eau et d'anhydride carbonique. Sous le régime de pression et de température caractéristique du faciès schistes verts, le quartz n'a réagi avec le carbonate que là où la pression de  $\text{CO}_2$  était assez basse, en l'occurrence dans une partie des formations basiques (prasinites amphiboliques, dont l'ankérite est exclue). Partout ailleurs, l'assemblage est stable, notamment dans une autre partie des mêmes formations (prasinites chloriteuses, qui tiennent effectivement de l'ankérite et sont relativement plus riches en quartz, et d'une façon générale en carbonates). Il n'est pas possible d'estimer

les valeurs relatives des pressions partielles, mais il est permis de penser que dans les formations arénacées ou pélitiques, la pression de  $\text{CO}_2$  était très faible (teneur en  $\text{CO}_2$  de la phase fluide probablement inférieure à 20 %) ; les indications fournies par ces roches sont donc les plus significatives : la température ne saurait avoir dépassé 400 à 500° C compte tenu des résultats expérimentaux brièvement résumés dans ce texte.

L'altération marginale des serpentinites est, elle aussi, contrôlée par les pressions de deux principaux fluides : dans le massif de la Sauze, particulièrement intéressant de ce point de vue, la roche ultrabasique se transforme en effet, sur une épaisseur de l'ordre du mètre, en un mélange de dolomite (largement dominante), de calcite et de trémolite ; le talc y figure de façon très accessoire. Le processus métamorphique est sans doute conforme à la réaction 18, pour laquelle on ne dispose malheureusement d'aucune donnée numérique (Greenwood, 1962) :



Selon P. Metz, D. Puhan et H.G.F. Winkler (1968), sous une pression de 1 kb, l'association dolomite-calcite-trémolite ne serait stable qu'en présence d'une phase fluide riche en  $\text{CO}_2$ , et à une température supérieure à 490° C. Cette valeur ne s'accorde absolument pas avec les indications thermométriques obtenues par ailleurs, surtout si l'on remarque que le chiffre de 1 kb pris en considération est, dans le cas présent, sûrement très éloigné de la réalité.

Avant de clore cette rubrique, il faut noter d'abord que l'aragonite paraît faire défaut, notamment dans les roches basiques à glaucophane et lawsonite où elle a été recherchée par des méthodes radiocristallographiques. Si la calcite de ces formations est primaire, c'est à dire si elle n'est pas le produit d'une inversion, on peut, en se basant sur les travaux de A.L. Boettcher et P.J. Wyllie (1968a) et de J.R. Goldsmith et R.C. Newton (1969), admettre une limite supérieure de pression d'environ 5,5 à 8,5 kb dans l'intervalle de température de 200 à 400° C (environ 7 kb à 300° C).

## J. SULFATES

Bien que la précipitation directe d'anhydrite soit théoriquement possible et observée effectivement dans la nature, on admet généralement que la plus grande

partie du sulfate de calcium des évaporites se dépose sous forme de gypse (voir par exemple L.A. Hardie, 1967). Compte tenu des conditions de stabilité des deux minéraux (Yamamoto et Kennedy, 1969), un tel dépôt ne peut manquer de se transformer sous l'effet d'un métamorphisme même léger, en libérant une énorme quantité d'eau.

Il semble bien que les choses se soient passées ainsi dans le cas présent, si l'on en juge par les particularités déjà notées à proximité des masses sulfatées : la présence de sodium dans des sédiments carbonatés parfois très purs (amphibole sodique, albite dont les inclusions fluides emprisonnent des cristaux de halite), la concentration de cet élément à certains niveaux de composition manifestement anormale, peralcaline (pyroxène aegyrinique, amphibole à composition de crossite ou de magnésio-riebeckite) témoignent de circulations intenses à un stade précoce du métamorphisme alpin (pages 200, 206, 211) ; la localisation des gisements de lawsonite dans le même environnement est un autre indice, puisque ce minéral est favorisé par de hautes pressions d'eau, relativement à l'épidote partout ailleurs banale (page 212).

On peut même se demander si, en présence d'une telle phase aqueuse, la transformation des dolomies en cargneules n'aurait pas débuté plus tôt que ne le pense F. Ellenberger (1958), c'est à dire avant les dernières cristallisations hydrothermales ; aucun argument structural ne permet malheureusement de dater ce phénomène.

#### K. SPHÈNE, OXYDES DE FER ET DE TITANE

Il convient de noter la généralité de l'hématite, et le fait que ce minéral tient en solution solide une proportion notable d'oxyde de titane puisqu'il tend à s'altérer en rutile ; c'est un élément précoce, comme le sphène qui se forme surtout dans les faciès basiques. Le rutile, pour sa part, trouve à tous moments et dans un large éventail de composition, des circonstances favorables à sa cristallisation.

Au demeurant, ces minéraux sont peu significatifs, car on connaît mal leurs conditions de stabilité.

## L. CONCLUSION

### 1. Intervalle des températures

La température initiale était vraisemblablement supérieure à 200° C (limite inférieure de stabilité de la lawsonite). Celle de l'équilibre final n'a probablement pas dépassé 500° C (coexistence de l'albite et de l'épidote, limite supérieure de stabilité de la phengite du Grand Paradis sous une pression totale de 4 kb, et de l'assemblage dolomite (ankérite)-quartz sous la même pression et pour une proportion moléculaire de CO<sub>2</sub> dans la phase fluide égale à 20 %). Le premier chiffre est précisé-ment la limite thermique inférieure du domaine des schistes à glaucophane proposée par H.P. Taylor et B.G. Coleman (1968) sur la foi d'analyses isotopiques. Le second est voisin de la température maximale du faciès schistes verts d'après F.J. Turner (1968) : 400 à 450° C.

L'intervalle est peut-être encore plus étroit : si l'albite des formations carbonatées a cristallisé très tôt, la température était à l'origine d'au moins 300° C ; par ailleurs, l'absence de biotite de la paragenèse définitive des formations péliti-ques conduit à envisager un maximum de 300 à 400° C (Turner, 1968).

La figure 15 illustre ces considérations et celles qui vont suivre.

### 2. Intervalle des pressions

On ne peut que situer grossièrement cet intervalle, parce que la plupart des équilibres sont très sensibles à la température : dans l'hypothèse de faibles variations de ce dernier paramètre (300 à 400° C), il serait compris entre une limite supérieure de 7 à 8,5 kb (inversion calcite  $\rightleftharpoons$  aragonite) et une limite inférieure de 1,5 à 3 kb (phengite du Grand Paradis). La présence de glaucophane parmi les premiers minéraux formés permet toutefois de supposer que la pression était à l'origine d'au moins 4 kb.

La limite supérieure pose un problème : dans le domaine thermique considéré, le pyroxène jadéitique ne devrait pas coexister avec la calcite (mais avec l'aragonite) même en se plaçant dans les conditions les plus favorables à ce point de vue. Devant cette anomalie, on est tenté de mettre en doute la valeur des courbes de certains



équilibres (albite  $\rightleftharpoons$  jadéite + quartz notamment). On remarquera à ce propos que, dans les séries métamorphiques étudiées, le pyroxène est en réalité le seul indice de pressions élevées. A la température de 300° C, il suffit en effet d'une pression totale de 4 kb pour que le glaucophane (variété de haute pression) soit stable. Quant à la lawsonite, elle paraît avoir une signification purement locale ; à en croire des expériences récentes, elle pourrait d'ailleurs se former dans des conditions moins sévères qu'on ne le pense généralement (à partir de 3 kb).

### 3. Variations de température et de pression

A défaut de leur importance exacte, on peut au moins déterminer le sens de ces variations. L'altération du pyroxène et de l'amphibole sodique, de la lawsonite en épidote, du chloritoïde présentent à cet égard un intérêt particulier. Ces diverses transformations peuvent se produire sous l'influence d'une diminution de la pression totale, les autres variables de tension gardant une valeur constante. Une augmentation de température peut aussi bien être mise en cause dans les trois premiers cas, mais elle est inconcevable dans le dernier (chloritoïde), même en admettant une pression totale décroissante. Ainsi, l'évolution minéralogique serait essentiellement déterminée par une baisse de pression, d'autant plus qu'elle est liée à l'apparition de la schistosité, possible indice d'une diminution des contraintes.

### 4. Rôle de la phase fluide

La phase fluide intervient en raison de son volume, de sa composition et de ses mouvements.

Le volume détermine la pression fluide totale dans un matériau soumis à une pression solide et à une température données. Une telle pression, celle d'un fluide essentiellement aqueux en l'occurrence, commande la rétro-morphose du socle hercynien (effets irréguliers, s'atténuant en profondeur). Portée localement à un maximum par la déshydratation du gypse, elle favorise accidentellement la cristallisation de lawsonite dans une région où c'est généralement l'épidote qui est stable aux côtés de l'amphibole sodique. Ce sont également des variations de cette pression qui expliquent de la façon la plus satisfaisante que l'équilibre n'ait pas été atteint uniformément, de

telle sorte qu'une paragenèse à glaucophane persiste souvent à l'état métastable. Le caractère sporadique des gisements de glaucophane pourrait refléter les mêmes fluctuations.

La composition de la phase fluide, ou en d'autres termes la nature et la valeur des pressions fluides partielles, contrôle dans une certaine mesure l'évolution métamorphique. L'équilibre entre les pressions d'eau et d'anhydride carbonique paraît avoir une influence sur l'altération de la lawsonite, puisque le minéral réagit de façon spécifique dans les roches carbonatées, comme son compagnon le glaucophane d'ailleurs. Il conditionne surtout le développement des amphiboles calciques alpines, notamment dans les prasinites dont les variétés actinotiques traduisent une pression de  $\text{CO}_2$  particulièrement basse, comparées aux variétés chloriteuses et même à l'ensemble des formations considérées. La pression d'oxygène joue de son côté un rôle important dans la phase ultime, comme en témoignent l'oxydation de la chlorite, la formation de biotite verte et de stilpnomélane, et peut-être aussi la transformation de la deerite en hématite.

Le mouvement ne joue dans les processus cristalloblastiques que dans la mesure où la phase fluide transporte des éléments en solution : une telle influence se manifeste par l'apparition précoce de minéraux sodiques dans les calcaires et dolomies (plagioclase, pyroxène, amphibole), et leur concentration éventuelle pour former des roches de composition anormale. D'une manière générale pourtant, surtout en dehors de cet exemple, la métasomatose reste limitée compte tenu de l'amplitude du transport, de la quantité de matériel déplacé, et du caractère local de ses effets.

En définitive, la phase fluide est essentiellement un facteur d'hétérogénéité d'abord régionale, puis locale lorsqu'avec la schistosité apparaissent des variations de perméabilité à l'échelle de l'affleurement. Ces conclusions sont en accord avec celles de P. Bearth (1959, 1966) et de A. Nicolas (1966).

#### IV. RESUME ET CONCLUSION

##### A. LE METAMORPHISME HERCYNIEN

Dans le massif d'Ambin affleure une série cristallophyllienne ancienne, probablement hercynienne (groupe de la Clarea), irrégulièrement transformée par le métamorphisme alpin. Dans sa partie la plus profonde, l'altération est parfois si faible que les éléments de la première paragenèse sont intégralement conservés ; ils indiquent que la transformation s'est opérée dans les conditions du faciès amphibolites, et plus précisément même, du sommet de ce faciès.

Ce socle s'étend vers le Nord, au moins en Vanoise méridionale : la "série grise des micaschistes de l'Arpont" est en effet identique à celle de la Clarea ; le microscope y révèle des restes de biotite, à côté d'un grenat largement développé. Ainsi, le soubassement hercynien apparaît très largement entre les massifs cristallins externes et ceux du Ruitor, du Grand Paradis, et de Dora Maira.

##### B. LE METAMORPHISME ALPIN DANS LE MASSIF D'AMBIN

C'est un métamorphisme essentiellement toposchimique, dont les effets sont uniformes dans l'espace considéré mais traduisent une modification progressive dans le temps : l'équilibre tend à s'établir dans les conditions du faciès schistes verts, après une période initiale caractérisée par la généralité de l'assemblage glaucophane-épidote (ce dernier minéral pouvant cependant faire place accidentellement à de la lawsonite). Les connaissances théoriques et expérimentales ne permettent pas de définir précisément le climat du métamorphisme alpin, mais simplement de penser que l'évolution minéralogique est principalement commandée par une baisse de la pression solide, et par le comportement des fluides. Il importe à cet égard de souligner, en anticipant sur les conclusions de la troisième partie, que la recristallisation se produit à un moment de l'évolution structurale où commence

probablement la déformation plastique (plis isoclinaux et schistosité qui les accompagne), et où, par conséquent, la contrainte la plus élevée est susceptible de diminuer, après avoir passé par une valeur maximale.

### C. LE METAMORPHISME ALPIN DANS LES ALPES FRANCO-ITALIENNES

Les auteurs s'accordent à distinguer deux stades essentiels dans l'évolution métamorphique de cette région des Alpes (Bearth, 1959, 1966 ; Ellenberger, 1960 ; Lefèvre et Michard, 1965 ; Nicolas, 1966 ; Vialon, 1966 ; Gay, 1966 ; Michard, 1967 ; Bertrand, 1968). P. Bearth insiste cependant sur le fait que les assemblages initiaux sont métastables, et sur le caractère progressif du phénomène, suivi par P. Vialon, et dans une certaine mesure par R. Lefèvre et A. Michard. En effet, comme le montre la présente étude, la continuité du processus cristalloblastique est telle qu'il paraît impossible de définir un état intermédiaire, si ce n'est en le considérant comme un instantané. La distinction indiquée est donc tout à fait arbitraire ; elle n'est justifiée que par les besoins de l'exposé.

Ces modifications dans le temps se superposent en quelque sorte à des variations dans l'espace principalement dirigées suivant un rayon de la chaîne ; ces dernières se manifestent par une disposition en zones concentriques à peu près parallèles aux limites des grandes unités paléogéographiques (Bearth, 1962 ; Bocquet, 1971).

C'est à l'extérieur de l'arc alpin que le métamorphisme est le plus faible ; il se traduit par la présence de laumontite dans la couverture des massifs externes (Martini et Vuagnat, 1965), de prehnite dans la masse de produits volcano-sédimentaires intercalés dans le complexe ophiolitique du Chenaillet (Pusztaszeri, 1969) où l'on trouve également de la pumpellyite, et fréquemment de l'épidote ; la prehnite est encore signalée dans la Zone houillère (Fabre, 1961). Si l'on peut dès à présent esquisser les limites de cette première zone (Kienast et Velde, 1970), on ignore encore son histoire métamorphique et notamment l'ordre de cristallisation ; On peut cependant admettre que les minéraux ne sont pas contemporains, comme c'est le cas plus au Nord vers la Suisse : dans cette dernière région, J. Martini et M. Vuagnat pensent que des éléments du faciès métagrauwackes à pumpellyite et prehnite

ont succédé à d'autres, symptomatiques du faciès zéolites.

Le glaucophane caractérise un domaine plus interne, dont on connaît la zonéographie grâce aux travaux fondamentaux de P. Bearth (1959, 1962, 1966) et aux cartes de répartition établies par J. Bocquet (1971). Il est généralement accompagné d'épidote, sauf dans une région dont l'extension serait à peu près celle des Schistes lustrés en avant des massifs d'Ambin et de Dora Maira, et qui comprendrait également la bande d'Acceglio ; la lawsonite peut cristalliser à côté de l'amphibole sodique dans cette région en quelque sorte intermédiaire où se localisent tous les gisements de jadéite connus à ce jour (Lorenzoni, 1963 ; Lefèvre et Michard, 1965 ; Caron et Saliot, 1969). Dans la partie la plus interne, les schistes à glaucophane sont liés à des éclogites résiduelles (Bearth, 1959, 1962, 1966 ; Nicolas, 1966) dont les clinopyroxènes tiennent une proportion de jadéite de plus en plus faible vers le Nord (Kienast et Velde, 1970). Comme les minéraux précoces, seuls envisagés jusqu'alors, les éléments de l'équilibre final définissent une zonation dont le caractère essentiel est l'apparition de la biotite brune dans les massifs du Grand Paradis (Michel, 1953 ; Bertrand, 1963) et de Dora Maira où l'almandin se développe également en profondeur (Vialon, 1966) (voir également J. Bocquet, 1971). On peut également remarquer que la hornblende bleu-vert paraît prendre une importance croissante vers l'intérieur de la chaîne (Vialon, 1966). La biotite verte et le stilpnomélane ne sont pas pris en considération en raison de leur caractère probablement tardif.

On peut définir ces variations du degré de métamorphisme dans l'espace à l'aide de deux séries de faciès. La première, se rapportant au stade initial, comprendrait sous sa forme la plus complète les faciès zéolites (?), schistes à glaucophane, et éclogites ; la seconde, représentant le stade final, serait constituée par le faciès métagrauwackes à pumpellyite et prehnite (?) et par l'ensemble du faciès schistes verts jusqu'à sa limite avec le faciès amphibolites. Compte tenu des domaines assignés aux différents faciès métamorphiques (Turner, 1968) et de la disposition des principaux isogrades, de telles séries traduisent une augmentation transversale de la pression totale et de la température vers les unités structurales les plus internes. La répartition de la lawsonite et le changement de composition des pyroxènes d'éclogites témoignent cependant d'une variation longitudinale accessoire, peut-être un simple renforcement du gradient de métamorphisme vers le Nord. On pour-

rait interpréter la disparition du glaucophane dans le domaine lépontin (Niggli et Niggli, 1965) comme l'indice d'un gradient encore plus fort, mais c'est plus probablement l'effet d'une phase tardive (phase lépontine de P. Bearth), car l'amphibole sodique est présente de part et d'autre de ce domaine, notamment sous forme de reliques à sa marge occidentale (Bearth, 1958). Cette partie des Alpes suisses a bien été portée à une température plus élevée que les Alpes franco-italiennes (staurotide, disthène, sillimanite) mais rien ne prouve qu'il y a une variation continue entre les deux régions.

L'évolution minéralogique exprime, pour sa part, une diminution du rapport pression totale/température.

#### D. CAUSES DU METAMORPHISME ALPIN

Pour pouvoir préciser la part des composantes verticale et horizontale dans les variations du degré de métamorphisme, il faudrait en toute rigueur connaître les relations géométriques exactes entre les isogrades et les limites géologiques. En se basant simplement sur le parallélisme superficiel, on peut toutefois considérer que le métamorphisme alpin est essentiellement déterminé par l'accumulation d'une certaine épaisseur de matériaux. Partant du principe que l'évolution implique une élévation de température, certains auteurs envisagent l'influence d'une source latérale, suivant le modèle de la culmination lépontine (Bearth, 1962 ; Chatterjee, 1963 ; Bederke, 1963) ; cette hypothèse ne s'accorde pas avec le fait que les isogrades sont concordants, ou en d'autres termes que la répartition des derniers minéraux se conforme à celle des minéraux précoces. De ce point de vue, la possibilité d'une remontée des isogéothermes, éventuellement conditionnée par un effet de socle (Vialon, 1966), ne peut être tout à fait exclue. Cependant, une simple baisse de la pression solide liée à une disparition des contraintes tectoniques paraît suffisante pour expliquer le déséquilibre des premiers assemblages.

En supposant que la sédimentation briançonnaise s'achève avec le dépôt de l'ensemble calcaréo-dolomitique, on doit admettre que la charge invoquée plus haut a une origine étrangère : les termes de l'ensemble en question sont en effet transformés au même titre que le substratum. Un tel raisonnement conduit F. Ellenberger

(1952) au concept de "géosynclinal de nappes", fosse dans laquelle le métamorphisme aurait été produit par l'accumulation tectonique des Schistes lustrés, arrivant sur le Briançonnais au Friabonien supérieur - Sannoisien. Contre cette théorie, aujourd'hui généralement acceptée, on peut retenir à la suite de P. Vialon (1966) le fait que le glaucophane apparaît dès le Sannoisien dans les sédiments du bassin de Barême, ce qui laisse bien peu de temps à l'érosion pour atteindre des formations aussi profondes. De plus, l'analyse structurale montre que le métamorphisme est antérieur aux grandes structures ; par conséquent, il ne peut être dû à l'empilement de nappes, à moins d'imaginer comme le fait F. Ellenberger (1958) que la tectonique tangentielle présumée n'a laissé aucune trace (le seul indice de ce genre a été relevé par A. Nicolas, 1966). Ces considérations justifient l'hypothèse proposée dans la première partie : les Schistes lustrés représenteraient la couverture parautochtone de la série "briançonnaise" au sens classique du terme.

Quoi qu'il en soit, les pressions très élevées requises par la présence de l'assemblage jadéite + quartz imposent théoriquement un recouvrement d'une épaisseur considérable et un gradient géothermique initial anormalement faible. Le problème, qui se pose partout où affleurent des roches du faciès à glaucophane-lawsonite, n'a pas encore trouvé de solution satisfaisante. Pour réduire l'épaisseur, on peut évidemment invoquer l'action de pressions tectoniques, s'ajoutant à celle de la pression lithostatique. Les expériences de W.F. Brace et al. (1970) montrent à cet égard que dans les conditions de température et de pression lithostatique du métamorphisme californien, apparemment peu différentes de celles du métamorphisme alpin, la surpression n'a pas dû dépasser 1 kb dans la série de grauwackes et de shales. Ce résultat n'est pas directement applicable au cas présent, compte tenu du nombre de facteurs mis en jeu, ne serait-ce que la vitesse de déformation qui doit varier largement d'une orogénèse à l'autre. Il indique simplement que l'importance des pressions orientées n'est pas négligeable, comme on le supposait, mais qu'elle n'est pas assez grande pour réduire la charge à une valeur acceptable. Dans ces conditions, l'équilibre albite  $\rightleftharpoons$  jadéite + quartz paraît suspect. En faisant abstraction du pyroxène, on peut en effet envisager dans les Alpes une pression totale modérée et par conséquent un recouvrement d'une épaisseur raisonnable ; de ce fait, il n'est pas nécessaire d'envisager une forte dépression des isogéothermes.

Troisième Partie

ETUDE DES DEFORMATIONS :

EVOLUTION STRUCTURALE



## I. INTRODUCTION

L'objet de cette étude est double : présenter un inventaire descriptif des structures, analyser statistiquement leurs relations géométriques et chronologiques. On entend par structures les manifestations tectoniques élémentaires, et on distingue selon l'usage trois catégories, abstraction faite des lithoclasses, traitées séparément :

- les structures microscopiques (ou microstructures) sont classiquement celles dont l'observation exige l'emploi d'un microscope ; elles seront examinées les dernières comme elles le sont en réalité au cours des recherches ; à cette occasion seront discutés les rapports entre la tectonique et le métamorphisme ;

- les structures mésoscopiques ou mésostructures seront, pour nous, d'une taille suffisante pour se prêter à l'observation et à la mesure directes sur le terrain, mais assez petite relativement aux dimensions du domaine considéré pour offrir un intérêt statistique éventuel ;

- les structures mégascopiques (ou mégastructures) sont celles dont la définition se fait en quelque sorte à l'échelle du massif.

## II. STRUCTURES MESOSCOPIQUES

### A. INTRODUCTION

Un certain nombre de caractéristiques permettent de rapporter sans difficulté les plis de la région à l'un des deux types suivants : isoclinal ou ouvert. Parmi tous les critères de distinction possibles, le style est en effet, sinon le plus efficace, du moins le seul qui permette d'éviter toute ambiguïté.

La plupart des surfaces - S et linéations interviendront dans la définition de ces plis et leur description d'ordonnera ainsi tout naturellement. Les autres structures élémentaires seront étudiées à part.

### B. PLIS ISOCLINAUX

#### 1. Style et symétrie

Suivant un usage assez général, nous qualifierons d'isoclinaux des plis dont les flancs, sans être toujours rigoureusement parallèles comme le voudrait l'étymologie, forment un angle aigu, surtout lorsqu'on les compare à ceux de la seconde catégorie. La planche 3 et la figure 16 (a à i) en donnent quelques illustrations.

Toujours sous le rapport du style, il s'agit essentiellement de plis semblables. Les faciès schisteux dominant en effet largement les faciès massifs que leur compétence incline plutôt à se déformer suivant un mode concentrique. Ce dernier cas est, par exemple, celui des micaschistes albitiques encartés dans les schistes lustrés, ou encore des leptynites alcalines dans leurs intercalations marginales avec les micaschistes du groupe d'Ambin. En toute rigueur d'ailleurs, il est bien rare, même dans les cas les plus favorables, que le style ne soit pas un compromis entre ces deux modèles classiques.

La symétrie d'un domaine plissé exempt de déformations ultérieures (sur-

face axiale restée plane, axe rectiligne) est typiquement orthorhombique.

## 2. Surfaces plissées

Les plis résultent de la déformation d'une foliation, c'est à dire d'une surface déterminée à la fois par la juxtaposition de lits de caractères minéralogiques et structuraux différents (litage) et par l'orientation des minéraux phylliteux au moment de leur cristallisation (schistosité cristallophyllienne).

Presque tous les faciès énumérés dans l'analyse pétrographique contribuent au litage mésoscopique : les plus beaux exemples en sont probablement ceux des prasinites du groupe d'Ambin (planche 3 : c ; figures 16 d et e). Mais cette anisotropie s'exprime aussi dans une infinité de nuances de détail (différentiations schisteuses et leptyniques du groupe de la Clarea ; légères variations de la composition des schistes lustrés : figures 16 h et i). L'érosion et l'altération peuvent souligner cette hétérogénéité, particulièrement dans les faciès carbonatés de la série des Schistes lustrés et de l'ensemble calcaréo-dolomitique où les lits les plus riches en phyllites sont mis en relief (planche 3 : e ; figure 16 f). La fixation sélective des lichens sur les quartzites révèle de la même façon d'infimes différences qui autrement passeraient tout à fait inaperçues.

La différenciation métamorphique joue un rôle qu'il est difficile d'apprécier en dehors de cas indubitables tels que l'alternance souvent observée de lits quartzo-albitiques et de lits de mica blanc, chlorite, épidote. Il n'en reste pas moins que le litage est essentiellement d'origine sédimentaire, comme en témoigne la nature même de certains horizons, et la présence éventuelle de structures de dépôt : joints de stratification normale ou oblique, parfaitement conservés par endroits, dans le Trias calcaire ou siliceux (planche 3 : d), variations granulométriques (conglomérats et "graded-bedding" dans le groupe d'Ambin, alternances régulières dans le groupe d'Etache), "ripple-marks" enfin dans les quartzites.

L'étude de la schistosité cristallophyllienne relève surtout des méthodes microscopiques ; on se contentera donc de noter ici que l'examen à l'oeil nu ou à la loupe de matériaux modérément déformés montre à l'évidence le parallélisme des principaux phyllosilicates (mica blanc, chlorite, biotite) et leur déformation par

les charnières des plis isoclinaux.

Les lentilles d'exsudation soulignent le litage et la schistosité cristallophyllienne ; elles sont même souvent le seul indice de l'anisotropie initiale de la roche (planche 3 : a et b ; figures 16 b et c).

### 3. Surface axiale

Elle peut n'être marquée par aucune discontinuité : c'est le cas, peu courant d'ailleurs, de niveaux d'une certaine compétence, tels que les quartzites triasiques (planche 3 : d).

Le plus souvent se développe pourtant une schistosité de fracture ou de flux. Rappelons que dans la schistosité de fracture la rupture ne s'accompagne d'aucune réorientation des constituants, ou seulement d'une réorientation négligeable, limitée à la surface des compartiments ainsi déterminés dans la roche ; dans la schistosité de flux, au contraire, les plans de clivage sont beaucoup plus rapprochés ; leur espacement est à l'échelle des minéraux, en partie guidés par la direction nouvelle, au même titre que le litage.

Cette réorganisation est essentiellement conditionnée par la nature du matériel et par la répartition des contraintes. Le premier facteur est essentiel puisqu'il détermine directement le comportement du matériel engagé dans le plissement. Dans les roches de grain très fin, très phylliteuses et relativement homogènes, comme les calcschistes, ou encore les micaschistes du groupe de la Clarea, on pourrait croire parfois à une foliation banale. Pourtant, il est bien rare qu'un examen attentif ne révèle pas le mécanisme d'orientation : sur toute surface proche du plan structural bc brillent les micas transverses ; la moindre différenciation pétrographique fait apparaître les plis (planche 3 : c ; figure 16 h) ou au moins une structure significative en lentilles très allongées ; le doute n'est plus permis dès que se développent les lentilles d'exsudation, plissées puis tronçonnées en fragments qui sont entraînés dans le clivage (planche 3 : a et b ; figure 16 b) ; en limitant localement la contraction, elles permettent aux phyllites de garder à leur voisinage quelque chose de leur orientation première.

Il en va tout autrement des produits grossiers et/ou hétérogènes, notamment

des formations détritiques du groupe d'Ambin, et de ceux qui sont riches en quartz et pauvres en phyllites tels que les quartzites du Trias ou les leptynites alcalines. La schistosité y apparaît avec un certain retard par rapport aux horizons moins compétents. Ainsi, à la base de Rochemelon, les micaschistes albitiques déformés suivant un mode concentrique, et à peine clivés, contrastent avec les calcschistes où le plissement aigu s'accompagne d'une stricte schistosité de flux. Dans le Trias calcaire ou siliceux, c'est le litage sédimentaire qui paraît s'opposer localement au développement de mésostructures plissées et schisteuses, dans la mesure où il est grossier, comme à Bellecombe-Carlina.

Le second facteur semble pour sa part négligeable. Rien, dans les observations de terrain, ne permet en effet de supposer que la valeur des contraintes variait de façon sensible avec la profondeur ou sur une transversale à la direction régionale de la chaîne : les plis isoclinaux ont partout le même style.

#### 4. Axe

Il est directement visible dans les roches les moins strictement réglées où le débit suit encore en partie la surface de foliation initiale ; il est alors indiqué par les charnières, particulièrement dans les assises compétentes (micaschistes albitiques de la série des Schistes lustrés, leptynites alcalines), ou par des "rods", là où les exsudats sont nombreux (groupes d'Ambin et de la Clarea).

Pourtant, c'est le plus souvent l'intersection entre les plans de foliation et de schistosité qui marque la direction axiale. En matériel homogène et très phylliteux (certains faciès des groupes de la Clarea ou d'Ambin, schistes verts du groupe d'Etache, calcschistes de la série des Schistes lustrés), cette intersection se traduit de façon presque indéfinissable par un miroitement particulier du plan de schistosité. Si les phyllites sont peu abondantes et uniformément disséminées, leurs paillettes, disposées en zone, présentent sur le plan de schistosité des sections surtout allongées, parallèles ; il en est ainsi du mica blanc de certains quartzites ou calcaires triasiques et des leptynites alcalines, de la biotite des gneiss ou des amphibolites de la Clarea, des concentrations chloriteuses au sein des micaschistes du groupe d'Ambin. Lorsque le matériel était à l'origine non seulement schisteux

mais aussi hétérogène, le clivage recoupe les différents lits suivant autant de bandes rectilignes et parallèles. C'est le cas des niveaux amphiboliques du groupe de la Clarea où l'épidote est souvent concentrée en lits lenticulaires ; c'est aussi le cas de toutes les formations où les phyllosilicates constituent des cloisons plus ou moins épaisses ; la biotite est un révélateur spécialement efficace, dans tous les milieux où elle s'élève au rang de constituant majeur (groupe de la Clarea et leptynites alcalines du groupe d'Ambin). La figure 16 a illustre, parmi d'autres, l'exemple d'une telle linéation, due cette fois à l'existence des lentilles quartzieuses concordantes du groupe de la Clarea.

Cette disposition structurale particulière a souvent pour conséquence un débit en éléments allongés, canelés, de section d'autant plus aplatie que le matériel est plus incompetent. Certains éboulis de schistes lustrés sont ainsi remarquablement constitués de baguettes dont la longueur peut, dans les cas les plus favorables, atteindre 3 dm et dix fois la plus grande dimension transversale. Le "flysch", et certains schistes fins du groupe d'Ambin, sont aussi sujets à un débit de ce genre. Dans les leptynites alcalines ou les quartzites werféniens, les éléments sont plus lourds, grossièrement cylindriques.

#### 5. Signes conventionnels

La désignation des éléments structuraux envisagés fera l'objet des conventions suivantes :

- S : surface de foliation initiale (litage sédimentaire ou métamorphique et schistosité cristallophyllienne) ;
- $S_1$  : surface de la schistosité contemporaine des plis isoclinaux ;
- $L_1$  : axe des plis et linéations congénères.

### C. PLIS OUVERTS

#### 1. Style et symétrie

Relativement à ceux de la première catégorie, les plis ouverts (planche 4 et figure 16 j à p) sont essentiellement caractérisés par un angle important entre des flancs inégalement développés ; une forme en chevron n'est pas rare.

Ils sont, en raison de leur dissymétrie, de type monoclinique.

En règle assez générale, le style est semblable, les structures concentriques sont rares et toujours limitées à des matériaux très compétents.

## 2. Surfaces plissées

Ces structures intéressent

- le litage, la schistosité cristallophyllienne, et les exsudats quartzeux qui s'y conforment (S) ;

- la schistosité contemporaine des plis isoclinaux ( $S_1$ ).

Elles sont donc postérieures aux structures isoclinales.

La première proposition est clairement justifiée par les illustrations. La seconde est plus difficile à démontrer en raison de la coïncidence assez générale entre S et  $S_1$ . En matériel phylliteux relativement homogène, on n'a, dans le cas le plus favorable, pas d'autre indice que la présence d'une linéation discordante sur l'axe des plis ouverts. Si la roche est plus compétente, mieux différenciée, si elle comporte des éléments étrangers, les meneaux ou rods de la phase isoclinale persistent sous forme de cannelures plates sur les flancs des plis (planche 4 : f ; figure 16 o). Une intersection antérieure peut donner lieu à un débit particulier sous l'effet d'un nouvel épisode tectonique : c'est le cas pour les micaschistes de la photographie f, planche 4 ; certains calcaires sans hétérogénéité apparente se divisent de la même façon en lanières régulièrement ondulées, dès qu'ils sont affectés par des plis nouveaux. Quelques affleurements donnent une image encore plus claire des relations invoquées : ainsi, la photographie d, planche 3, représente une des structures isoclinales engagées dans le pli de la photographie correspondante, planche 4 ; quant à la figure 16 p, elle montre la géométrie d'une lentille de quartz successivement soumise à l'action des deux phases : un tel exemple indique sans ambiguïté la reprise par les plis ouverts des plis isoclinaux et de la schistosité qui les accompagne.

## 3. Surface axiale

De ce point de vue les plis ouverts présentent les caractéristiques suivantes :

- ils ne s'accompagnent pas nécessairement d'une schistosité (planche 4 : b, d, e, f ; figures 16 k et n) ;
- la plupart d'entre eux sont cependant combinés à une schistosité de fracture absolument typique (planche 4 : a ; figures 16 j, l, m) ;
- le stade de la schistosité de flux n'est atteint que tout à fait exceptionnellement.

La nature du matériel explique dans une certaine mesure l'irrégularité de ces manifestations. Les niveaux dont on a déjà souligné la compétence restent, lorsqu'ils sont engagés dans les plis ouverts, tout aussi réfractaires à l'acquisition de la schistosité (planche 4 : c et d). Un autre exemple est à ce propos tout à fait significatif : à Gran Scala (planche 4 : e), les brèches calcaires reposent sur des micaschistes ; l'ensemble est intensément et régulièrement plissé mais la schistosité est strictement limitée au substratum micaschisteux où elle est cependant particulièrement développée.

Il n'en reste pas moins qu'un matériel donné, placé dans une situation déterminée, peut réagir de façons tout à fait différentes aux sollicitations tectoniques : le groupe d'Ambin, par exemple, se montre très irrégulièrement affecté, même dans des domaines restreints. Un tel comportement peut s'expliquer par une hétérogénéité structurale : les roches ont en effet acquis, lors du premier plissement, des propriétés mécaniques nouvelles, susceptibles de modifications très rapides suivant l'échelle et/ou le degré d'aplatissement des structures admises. La variation du champ de forces dans l'espace est un facteur d'hétérogénéité supplémentaire dont il est difficile de définir le jeu : sa réalité est cependant démontrée par la rareté des structures ouvertes dans le groupe de la Clarea et la série des Schistes lustrés, relativement à leur fréquence dans les autres formations. Quoi qu'il en soit, le style ne paraît pas dépendre du niveau structural.

#### 4. Axe

Le style très ouvert explique la fréquence des meneaux ou rods, et celle des gaufrages. Il favorise l'obliquité des surfaces déformées ( $S$  et  $S_1$  généralement concordantes) sur le plan de la schistosité nouvelle : les linéations portées



par ce dernier sont donc particulièrement nettes du fait de l'importance relative de l'angle d'intersection, mais assez rares par suite du développement inégal de la schistosité, et de son caractère embryonnaire peu propice à une division particulière de la roche. Le débit en éléments allongés est, pour les mêmes raisons, peu courant, mais tout à fait remarquable par sa régularité.

#### 5. Signes conventionnels

On conviendra des symboles suivants :

- $S_2$  : surface de la schistosité contemporaine des plis ouverts ;
- $L_2$  : axe de ces plis et linéations congénères.

#### D. AUTRES STRUCTURES MESOSCOPIQUES

Il reste à définir un certain nombre de structures qui, sans être tout à fait indépendantes des plis, n'interviennent pas directement dans leur définition.

##### 1. Linéations déterminées par le parallélisme de cristaux allongés

Bien que généralement visibles à l'oeil nu, elles seront traitées avec les structures proprement microscopiques.

##### 2. Linéations déterminées par le parallélisme d'agrégats cristallins allongés

Les éléments détritiques grossiers des brèches et des conglomérats représentent de tels agrégats.

Dans le cas des brèches (ensemble calcaréo-dolomitique) l'allongement peut atteindre un taux de 400 % (à Gran Scala par exemple) et varier de façon importante sans règle évidente. Il se fait parallèlement à l'axe des plis isoclinaux, en réponse à un étirement. Aucun aplatissement ne l'accompagne, de sorte que les éléments ainsi déformés acquièrent une symétrie axiale.

Les galets ont au contraire la symétrie orthorhombique d'ellipsoïdes

biaxes dont les deux dimensions principales seraient dans un rapport assez constant, exceptionnellement inférieur à  $1/2$ . Leur orientation est alternativement calquée sur celle des plis isoclinaux et ouverts : le grand axe du galet est parallèle à la direction de la charnière et compris, avec l'axe intermédiaire, dans le plan de la schistosité. Cette disposition, si éloignée de celle des éléments de brèche, est une conséquence probable des différences de propriétés mécaniques entre les galets et leur matrice, et en définitive de réactions particulières, indépendantes, aux efforts mécaniques : en raison de leur rigidité, les galets se comportent comme des éléments étrangers, entraînés passivement dans l'écoulement d'une matrice beaucoup plus plastique.

### 3. Stries

Exceptionnelles dans le groupe de la Clarea, plus abondantes dans la série des Schistes lustrés, en dehors peut-être des horizons micaschisteux, elles sont largement répandues dans toutes les autres formations et semblent trouver au niveau du groupe d'Ambin des conditions particulièrement favorables à leur développement. Elles sont assez discrètement marquées dans la roche elle-même, et d'autant plus difficiles à définir qu'elles coïncident généralement avec l'intersection de S et de  $S_1$  ; les "rods" quartzeux portent au contraire une trace profonde sous forme de sillons guidant parfois la cristallisation de la chlorite.

Ces stries témoignent à leur tour d'un étirement suivant l'axe des plis isoclinaux. Elles se confondent parfois avec des stries de glissement représentant le jeu relatif de plans engagés dans des structures subconcentriques de la deuxième phase ; ceci se produit, en particulier, dans le cas assez fréquent où les directions axiales sont orthogonales.

### 4. Boudins

Ces structures ont la même répartition verticale que les précédentes : elles sont inconnues dans le groupe de la Clarea, peu fréquentes dans la série des Schistes lustrés, banales partout ailleurs dans les formations compétentes (prasinites, leptynites alcalines, quartzites). Leur répartition horizontale ne donne aucun renseignement particulier.

La longueur des boudins, sur un plan perpendiculaire à leur axe, est de l'ordre du mètre ; l'étranglement peut aller jusqu'à la rupture ; quartz, albite ou carbonate cristallisent alors entre les fragments suivant la nature du matériau affecté.

La direction des constrictions n'a souvent aucun rapport simple avec la direction des plis, mais elle peut être parallèle à l'axe des plis ouverts, ou très exceptionnellement à celui des plis isoclinaux. Le cas le plus fréquent reste cependant celui d'une orientation à 90° des structures  $L_1$ , significative de l'étirement déjà signalé.

#### 5. Signes conventionnels

Les diverses linéations porteront, suivant les cas, le symbole  $L_1$  ou  $L_2$  du type des plis avec lesquels elles s'accordent. Les stries de glissement et les boudins ne feront l'objet d'aucune désignation particulière.

#### E. CONCLUSION

La déformation semble avoir procédé en deux phases successives, nettement distinguées par leurs manifestations et notamment les plis .

Ce sont d'abord des plis isoclinaux  $L_1$ , semblables ou accessoirement concentriques, orthorhombiques. Ils reprennent une foliation  $S$  résultant de la coïncidence de la stratification, du litage métamorphique et de la schistosité cristallophyllienne. Leur plan axial est marqué par une schistosité de fracture ou de flux  $S_1$ . Leur direction axiale est aussi celle d'un étirement, discret dans les Schistes lustrés, plus marqué dans le socle briançonnais (et surtout le groupe d'Ambin), à l'exclusion du groupe de la Clarea. Ils s'étendent à l'ensemble des formations étudiées.

Les plis de la deuxième génération,  $L_2$ , sont ouverts, semblables ou accessoirement concentriques, monocliniques. Ils naissent de la déformation de  $S$  et de  $S_1$ , et s'accompagnent éventuellement d'une schistosité de fracture  $S_2$ , disposée suivant leur plan axial. Leur extension verticale est irrégulière : rares dans le groupe de la Clarea et les Schistes lustrés, ils sont ailleurs abondants, comme les traces d'étirement signalées plus haut.

### III. STRUCTURES MEGASCOPIQUES

#### A. INTRODUCTION

Les plis sont encore à la base de cette discussion car ils restent, à l'échelle mégascopique, les structures les plus évidentes. C'est leur orientation qui permet ici de distinguer deux catégories, à défaut du style, moins nettement caractérisé qu'à l'échelle inférieure : les plis transversaux seront ceux dont l'axe est grossièrement perpendiculaire à la direction régionale de la chaîne, par opposition aux plis longitudinaux, de direction sensiblement méridienne.

#### B. PLIS TRANSVERSAUX

##### 1. Extension

Le massif d'Ambin est traversé par un grand pli en S, déversé vers le Sud, dont il reste trois tronçons à peine érodés au col Sommeiller, au mont d'Ambin et au mont Giusalet (ou plus précisément au col de la Vecchia). Ce pli limite deux domaines :

- un domaine septentrional d'où les plis transversaux sont absents, à l'exception d'un petit secteur au Nord-Est ;
- un domaine méridional où leur développement est général et coïncide avec l'accumulation de masses écaillées de matériel briançonnais.\*

Le massif d'Ambin, dans son ensemble, peut donc être considéré comme un vaste pli à flancs dissymétriques : le versant français correspond à un flanc à peu près monoclinale, dont le pendage modéré se fait schématiquement au Nord-Ouest, le versant italien à un flanc accidenté de structures mineures, et plus fortement penté, en gros vers le Sud-Est.

---

\* Dans l'hypothèse de Schistes lustrés parautochtones proposée dans les conclusions de la première partie, la distinction entre formations briançonnaises et piémontaises n'a plus de raison d'être ; toutefois, les deux termes sont conservés pour des raisons de commodité.

## 2. Style

Les coupes montrent qu'il n'est pas uniforme et se modifie à la fois dans la direction axiale et dans une direction perpendiculaire, par accentuation progressive de l'aplatissement. Une telle évolution conduit du lambeau synclinal déversé du col Sommeiller à celui nettement couché du mont Guisalet (planche IV\*, coupes d et b), et des plis de la vallée de la Doire à ceux du coeur du massif, plus franchement déversés (coupe c). Elle se retrouve au niveau des Schistes lustrés, comme on peut s'en convaincre sur le terrain en comparant, sous le rapport du style, les plis que l'on distingue au contrefort de Rochemelon, en face de Venalzio, à ceux qui sont exposés dans les parois de la Nible et du Ferrant.

Les structures sont moins évidentes dans le groupe de la Clarea, porté à une altitude relativement faible, et de ce fait peu saillant ; dans les reliefs entre le lac Galambra et le mont Chabrières, les niveaux amphiboliques dessinent cependant des plis hectométriques couchés.

## 3. Surfaces plissées

Dans la série briançonnaise, toutes les limites lithologiques sont clairement engagées dans les plis. Une dysharmonie joue cependant entre le groupe de la Clarea et l'ensemble des autres formations, au moins au niveau de la structure médiane. La carte et les coupes montrent en effet que dans cette zone la surface de contact entre Clarea et Ambin est peu déformée : certes, dans la région centrale, en rive droite du torrent d'Ambin, elle est relevée de quelques 400 m ; mais au Sud-Ouest, en aval du glacier Sommeiller, et au Nord-Est, dans la région des lacs Giaset, la déformation n'est marquée que par une simple ride. Dans le premier de ces deux secteurs d'ailleurs, et notamment dans les parois du Grand Cordonnier, la présence d'un décollement est indiquée par une discordance angulaire à l'échelle de l'affleurement et par un écrasement intense sur quelques décimètres ; une légère minéralisation sulfurée (pyrite) souligne, en s'oxydant, le contact. A la retombée italienne, par contre, la dysharmonie semble disparaître ou s'atténuer, sans doute en raison du style plus ouvert des structures.

---

\* Les chiffres romains sont réservés aux planches non reliées.

La surface de contact entre la série d'Ambin proprement dite et la série des Schistes lustrés est, elle aussi, affectée par le plissement, au même titre que les intercalations de matériel briançonnais parautochtone. On peut en trouver la preuve dans la présence de schistes lustrés pincés en minces linéaments dans les plis aigus du Trias autochtone, entre la pointe Sommeiller et le lac Galambra, ou pris au coeur du synclinal médian à Ambin, et au Giusalet où subsiste même un petit noyau serpentineux. On peut également souligner l'importance des structures transverses dans les Schistes lustrés du versant italien, en avant de chacun des trois lambeaux-témoins ; celles-ci sont très apparentes en présence de niveaux-repères prasinitiques ou micaschisteux, par exemple dans le massif Ferrant-Nible et à la base de Rochemelon.

Cela n'exclut pas pour autant les dysharmonies éventuelles entre le substratum briançonnais d'une part, les Schistes lustrés ou les écailles intermédiaires de l'autre. La coupe k (planche V) suggère une telle dysharmonie dont l'évidence apparaît plus au Sud, dans la ligne de falaises successivement dominée par les sommets du Vallonetto, du Seguret et du Pramand ; la semelle du bloc parautochtone coïncide avec le pied des falaises ; elle est ondulée, et par conséquent presque indifférente aux déformations des deux éléments en présence, l'un et l'autre fortement plissés, et dans le même style. Il en est de même à la pointe Mulatera où les replis de détail de l'ensemble charrié n'intéressent pas le soubassement, et vice versa. Quoi qu'il en soit, Schistes lustrés et parautochtone sous-jacent réagissent solidairement comme en témoignent par exemple la coupe k (planche V), et mieux encore les observations de terrain : à la base de la pyramide du Ferrant, la pellicule de Trias siliceux parautochtone est déformée en replis aigus à coeur de calc-schistes ; des relations similaires sont encore évidentes dans la masse essentiellement calcaire qui s'étend entre Ulzio et Salbertrand sur la rive droite de la Doire.

#### 4. Surface axiale. Problème d'une tectonique tangentielle contemporaine du plissement

Le modèle cinématique proposé pour les mésoplis isoclinaux n'a pas d'équivalent mégascopique exact. En d'autres termes, aucune discontinuité comparable à une schistosité ne marque le plan axial des grands plis transverses. La carte et

les coupes reflètent cette évidence de terrain.

Mais un mécanisme de ce genre peut aussi rendre compte des mouvements dont témoignent à l'échelle du massif diverses surfaces de discontinuité.

Le socle briançonnais présente ainsi deux zones de discontinuité notables. La première, entre Clarea et Ambin, a déjà reçu une explication particulière (page 239). La seconde sera examinée avec les structures longitudinales auxquelles elle est génétiquement liée.

Les choses ne sont pas aussi claires dans la série piémontaise, dont la cartographie est insuffisante et la stratigraphie totalement méconnue. La probabilité de mouvements tangentiels au sein des Schistes lustrés est cependant indiquée par la digitation des gypses et cargneules de la cuvette du Mont-Cenis ; horizon concordant de puissance décamétrique, assez continu vers l'Est au flanc des montagnes de la Nunda, de Ronce, Lamet et Rochemelon, cette digitation isole une unité inférieure de Corne Rousse (Goguel) que sa lithologie distingue, au moins localement, de la masse des calcschistes sus-jacents.

La surface de contact entre les séries briançonnaise et piémontaise, pour sa part, paraît engagée passivement dans les plis transverses, comme nous l'avons montré. Certains de ses caractères suggèrent toutefois une signification mécanique plus complexe qui mérite d'être précisée.

Le socle est biseauté à son toit : n'importe quel terme peut servir de substratum aux Schistes lustrés. Par exemple, dans la zone de la pointe Mulatera, le soubassement est tour à tour constitué par les groupes de la Clarea et d'Ambin ; dans la région Vallone-Quattro Denti, ce sont divers niveaux du groupe d'Ambin, puis le groupe d'Etache ; le long des falaises joignant la cime du Vallonetto au mont Pramand, le groupe d'Ambin, les quartzites puis les calcaires triasiques, les termes calcaires post-triasiques enfin, arrivent successivement au contact. Dans l'ensemble, cependant, la lacune n'est pas très importante : en effet, en dehors du secteur nord-est d'Ambin, des éléments triasiques, sinon plus jeunes, sont généralement présents. Il est difficile de préciser dans quelles mesures ce biseautage est dû à la tectonique et à la sédimentation. A cet égard, il convient cependant de rappeler l'importance des discontinuités stratigraphiques (Première partie), confirmée par

l'absence d'écaillés de matériel profond.

En l'absence de repères stratigraphiques, il est impossible de dire si la série des Schistes lustrés est biseauté à sa base. Quoi qu'il en soit, et c'est là le fait important, des écaillés briançonnaises s'intercalent entre les deux séries en un matelas dont l'extension horizontale est sensiblement la même que celle des plis transversaux ; il devait être dans l'ensemble assez continu, en dépit d'une épaisseur irrégulière, et même de quelques interruptions (0 à 200 m environ). Après érosion, on peut actuellement y distinguer quatre ensembles formés par :

- l'accumulation Vallonetto-Seguret-Pramand et ses satellites ;
- la semelle du massif Ferrant-Nible et la calotte de la crête Clopaca-Vallone ;
- le bloc de la Mulatera ;
- les jalons des bords de la Doire.

Du point de vue stratigraphique, il s'agit essentiellement de Trias, surtout calcaréo-dolomitique, daté par fossiles ; d'autres niveaux de la série calcaire figurent accessoirement dans le premier ensemble, plus précisément dans le haut ravin de Valfredda et sur l'arête qui le limite au Sud ; de même dans le second ensemble où le groupe d'Etache, lui aussi, semble représenté par quelques mètres de schistes verts, à la base du Trias siliceux. L'allochtonie du matériel est démontrée par des superpositions anormales, par exemple à la base des falaises Seguret-Pramand, ou dans le lit de la Doire en aval d'Exilles : le Trias calcaréo-dolomitique repose sur des éléments autochtones dont l'âge post-triasique est suffisamment établi par la stratigraphie locale, aussi imparfaite soit-elle ("flysch" dans le premier cas, Lias ou Malm dans le second). Dans le premier et le dernier ensemble où les deux exemples ont été choisis, la série triasique a d'ailleurs été complètement retournée puisque ce sont les quartzites, apparemment solidaires des calcaires et dolomies sous-jacents, qui servent de semelle aux Schistes lustrés. La couverture, ainsi décollée au niveau du Trias siliceux, semble avoir gardé une certaine cohésion : les différents blocs ne sont en effet que rarement subdivisés ; la preuve d'un écaillage interne existe en un seul endroit (ravin d'un petit torrent, affluent de la rivière de Bardonnechia entre les villages de Savoulx et Signols) où les schistes



verts du groupe d'Etache surmontent en apparente concordance les dolomies triasiques ; elle est encore suggérée, dans le même ensemble, par la présence d'un liseré assez continu de cargneules au sein des calcaires et dolomies (Nord-Ouest du col de l'Argentera).

On peut ainsi conclure que le plissement est lié à une tectonique tangentielle dont la principale manifestation est un mouvement relatif entre les séries briançonnaise et piémontaise. Plus précisément, tectonique tangentielle et plissement sont deux expressions différentes d'un même dynamisme. On est alors en droit de penser que les matériaux parautochtones ont été transportés suivant une direction grossièrement Nord-Ouest-Sud-Est, et qu'ils viennent du versant français, compte tenu des arguments suivants, déjà développés dans la première partie. F. Ellenberger et J. Galli avaient retiré d'une visite en 1964 l'impression que le Trias carbonaté est complet à l'Ouest de Bellecombe, et au contraire amputé d'une partie de ses termes inférieurs à l'Est ; de fait, il diminue très rapidement d'épaisseur dans cette direction ; en outre, depuis la roche d'Etache qui fait face aux falaises de Bellecombe, on voit les strates reposer en discordance sur les quartzites par l'intermédiaire d'un Werfénien supérieur calcaréo-pélimitique alternativement réduit, ou épaissi en brusques accumulations ; les quartzites eux-mêmes sont fortement plissotés à leur sommet, et localement écrasés. Dans la vallée d'Etache, le Trias carbonaté disparaît même brutalement. Ainsi l'ensemble calcaréo-dolomitique s'est dissocié de sa semelle siliceuse, puis il a été traîné et même arraché sur une partie du versant français qui pourrait s'étendre vers l'Est jusqu'au méridien du mont Bard. Il est également significatif que le Trias carbonaté s'amincisse de la même façon dans les écaillés et dans la couverture autochtone. C'est sans doute au même moment que se produit l'extrusion des gypses, chassés vers les ensellements de Maurienne et de la Doire où se situent encore leurs accumulations principales, ou injectés à divers niveaux comme ils le sont au sein des calcshistes du Mont-Cenis.

Il convient de remarquer que l'hypothèse qui vient d'être envisagée s'accorde avec un déplacement modéré des Schistes lustrés.

##### 5. Axe

L'axe du synclinal médian suit un tracé en S très ouvert, parallèle aux

vallées de la rivière de Bardonnechia et de la Doire Ripaire : d'abord Est-Ouest, il s'infléchit au Nord-Est dès le col Sommeiller, pour reprendre dans la région du Giusalet sa direction initiale. Seule, la branche occidentale a un léger plongement vers l'Ouest ; ailleurs, l'axe est sensiblement horizontal, comme en témoignent les altitudes comparables des trois lambeaux principaux.

Ces particularités se retrouvent dans les plis des principales surfaces de contact, y compris celle des groupes d'Ambin et de la Clarea. Les amphibolites de ce dernier groupe dessinent pourtant des structures dont la direction axiale diffère, au moins dans les reliefs entre Galambra et Chabrières où elle est sensiblement méridienne.

### C. PLIS LONGITUDINAUX

#### 1. Extension

Les plis longitudinaux sont localisés à la bordure occidentale, en une zone correspondant grossièrement à celle des affleurements de Trias autochtone ou non. Leurs caractéristiques imposent la distinction de trois secteurs d'étude : français, italien et intermédiaire.

#### 2. Style

En France, on peut reconnaître trois styles différents.

Le premier est celui des plis que révèle une coupe du flanc gauche de la vallée d'Etache, par exemple celle du ravin situé en face de la chapelle Saint-Barthélémy, légèrement au Nord des chalets du même nom : la succession groupe d'Etache-quartzites s'y répète en effet, au-dessus d'une zone d'éboulis surmontant elle-même les micaschistes du groupe d'Ambin ; de plus, le niveau de quartzites inférieur dessine une antiforme que l'on voit encore mieux plus au Sud. La structure d'ensemble a pu être précisée grâce à l'aménagement hydro-électrique du Mont-Cenis, et plus précisément grâce à une galerie en charge de direction Ouest-Nord-Ouest qui passe entre les coupes g et h (planche V), à une altitude légèrement inférieure à celle du talweg ; elle a recoupé, sous un pendage moyen à l'Ouest, entre le groupe d'Ambin et les Schistes lustrés :

groupe d'Etache, sur 45 m environ	
quartzites	85 m
groupe d'Etache	170 m
quartzites	620 m
groupe d'Etache	160 m
quartzites	730 m
horizon d'anhydrite intercalé entre deux liserés de matériel carbonaté	150 m

Le premier niveau quartziteux est masqué en surface par les éboulis, à l'exception de deux petits affleurements : l'un est indiqué sur la carte au Nord-Nord-Ouest des chalets ; l'autre (1 km plus au Sud) n'a pas pu être représenté à cette échelle. Ce niveau avait dans la galerie un pendage assez constant, à la différence des deux autres, manifestement traversés dans la zone de charnière ; leurs épaisseurs apparentes, ainsi d'ailleurs qu'un plissement local intense, étaient à cet égard significatifs. Ces diverses considérations conduisent en définitive au dessin de structures à tête plongeante, assez serrées (planche V, coupes f à i).

Le grand pli qu'on voit dans les falaises de Bellecombe, depuis le hameau du Planey, est d'un autre style : c'est un anticlinal très ouvert, légèrement déjeté, déformant la série néopermienne et triasique normale au dessus du niveau quartziteux inférieur que l'on retrouve au pied de la muraille (planche V, coupe f). Il s'accompagne de quelques ondulations moins bien caractérisées.

Le dernier style, enfin, est représenté par des structures d'amplitude mineure relativement aux précédentes, assez serrées, déjetées ou déversées. Elles sont bien développées au pied de la paroi orientale de Bellecombe, là où la série briançonnaise s'envoie sous les gypses et cargneules du Petit Mont-Cenis, et rendent compte des linéaments de schistes verts du groupe d'Etache figurés par la carte entre le col Sommeiller et le lac d'Etache.

En Italie, les structures longitudinales les mieux caractérisées sont situées à l'extrémité sud du massif : ainsi, en aval du confluent Bardonnechia-Doire, les quartzites triasiques et parfois même des éléments calcaires ont échappé à l'érosion à la faveur de petits synclinaux ; plus à l'Ouest, c'est un pli de la même génération qui fait ressortir le groupe d'Ambin et les leptynites intercalées,

en un vaste dôme à carapace de quartzites. A la bordure occidentale, dans la zone des écailles, les plis longitudinaux sont encore largement développés, mais ils apparaissent mal, en raison de leur interférence avec les plis transversaux : les schistes lustrés sont alors mêlés à la masse de calcaires et de dolomie sous-jacente en un édifice de géométrie très complexe.

Ces plis du versant italien, dont l'amplitude est assez variable, sont déjetés ou déversés vers l'Est. Leur serrage et leur déversement sont plus importants dans le matériel parautochtone que dans le socle où ils s'atténuent d'ailleurs progressivement vers le Nord (planche V, coupes j à n).

Le secteur intermédiaire correspond assez exactement à la région frontalière, où les quartzites affleurent en un large massif déformé par la tectonique transverse dont les échos, rapidement atténués en direction de la France, sont encore visibles dans les falaises joignant la Rognosa au Grand Bec d'Etache ; la dernière manifestation importante vers le Nord est celle qui détermine le jaillissement du Bric Mezzodi, lame très aérienne presque isolée par les éboulis. A cet endroit, les structures longitudinales consistent en de simples boursouflures sans forme définie, et semblent de ce fait superposées aux précédentes ; la rigidité des quartzites, à leur maximum d'épaisseur et déjà plissés, aurait constitué un facteur défavorable. Le léger saillant vers l'Ouest que forme en ce point le massif est à cet égard significatif.

### 3. Surfaces plissées

A l'aplomb de Bellecombe, le groupe d'Ambin n'est pas intéressé par les structures à tête plongeante, ni par le pli très ouvert qui les accompagne (planche V, coupe f) ; mais vers le Sud il participe à leur dessin (planche V, coupe i). De leur côté, en dépit d'une homogénéité peu propice aux observations structurales, les Schistes lustrés semblent à peu près indifférents. C'est au moins ce que suggère la réduction progressive vers le Sud des affleurements de gypse, anhydrite et carnéoles, comme si ce matériel, propre à absorber les contraintes, s'était accumulé d'autant plus abondamment que le socle était plus intensément plissé. La dysharmonie est évidente au Nord de Bellecombe où les plis du socle briançonnais, amortis par

le Trias salifère, ne se marquent plus à la base de la série piémontaise pour sa part à peu près plane et horizontale. La déformation s'est donc surtout localisée au niveau du groupe d'Etache, des quartzites, et de l'ensemble calcaréo-dolomitique.

Les plis déjetés ou déversés vers l'Est ont, en France comme en Italie, une extension verticale importante. Ils mettent d'abord en jeu une bonne partie de la série briançonnaise, y compris, semble-t-il, la limite Clarea-Ambin, et affectent également la série piémontaise, chaque fois qu'on peut en juger : à la pointe sud d'Ambin, un bourrage de Trias salifère a limité la déformation à des ondulations assez molles ; mais plus au Nord, dans la zone des écailles, les calc-schistes ont été fortement plissés, comme le Trias parautochtone auquel ils adhèrent étroitement. Ce dernier est d'ailleurs en dysharmonie manifeste avec son substratum, par exemple dans la région des coupes j et k (planche V) où la déformation interne contraste avec l'attitude presque plane de la surface de contact.

#### 4. Surface axiale

Le pli de Bellecombe a un plan axial fortement penté à l'Est (environ 60°). Il se distingue en cela des autres structures dont tous les plans axiaux pendent à l'Ouest, avec une valeur moyenne pour les plis déjetés ou déversés du socle, plus faible (une trentaine de degrés) pour ceux des écailles, et pour les plis à tête plongeante.

Ces derniers sont accidentés de surfaces de discontinuité dont on peut relever les indices sur la rive gauche de la vallée d'Etache, spécialement dans la zone définie, en face des chalets Saint-Barthélémy, par l'affleurement principal de l'horizon quartziteux moyen (planche V, coupe h) : l'écrasement des quartzites, le plissement extrême des schistes, les discordances angulaires conduisent à placer deux contacts anormaux concordants d'inégale importance, exprimant, comme le fait la schistosité à l'échelle mésoscopique, un cisaillement tangentiel des plis. Le cisaillement principal semble avoir, au Nord, une amplitude maximale de 3 à 4 km, distance entre les quartzites situés au coeur du pli de Bellecombe, et les derniers affleurements du Trias à l'Ouest, dans la gorge du torrent d'Ambin. Ses effets s'atténuent assez rapidement vers le Sud comme en témoignent les travaux souter-

rains et comme le suggère la réduction du Trias exotique dans cette direction.

#### 5. Axe

En dehors du secteur médian du massif, où l'interférence déjà signalée (page 246) interdit toute détermination précise de l'orientation, les plis longitudinaux ont une direction axiale sensiblement méridienne ; c'est d'ailleurs ce qui leur a valu leur qualificatif. Mais les plongements diffèrent, de part et d'autre de la frontière, en raison de la structure anticlinale du massif et de sa dissymétrie : ils sont plus faibles en France qu'en Italie, et se font respectivement vers le Nord et le Sud.

Un élément supplémentaire doit être ajouté à la définition des structures à tête plongeante. Compte tenu d'un axe Nord-Sud, les quartzites qui affleurent en contrebas de la falaise principale constituent trois corps indépendants échelonnés sans régularité : le premier correspond à l'affleurement de Bellecombe, sans équivalent sur la rive gauche du torrent d'Ambin ; le second est visible 1,5 km au Sud-Sud-Ouest du Planey ; le dernier s'allonge en face des chalets Saint-Barthélémy puis disparaît brutalement au Sud, sans raison apparente puisque l'orientation de la surface topographique interdit d'envisager un ennoyage. On a ainsi l'impression que le compartiment inférieur (relativement à la principale surface de contact anormal) a été divisé en un certain nombre de segments, déplacés parallèlement, sur une distance de moins en moins grande vers le Sud. Cependant, le groupe d'Ambin ne montre aucune trace de telles discontinuités mécaniques ; la réaction est donc uniquement celle d'une couverture décollée au niveau du groupe d'Etache dont l'amin-cissement traduit précisément le laminage ; le décollement s'atténue vers le Sud, et le groupe d'Ambin participe à son tour à la déformation.

#### D. CONCLUSION

A cette échelle, on peut également reconnaître deux épisodes successifs de déformation ; les plis sont encore les structures essentielles, mais sont alors mieux caractérisés par leur orientation que par leur style.

Une première catégorie est celle des plis transversaux, c'est à dire grossièrement perpendiculaires à la direction régionale de la chaîne ; ils sont en fait orientés conformément au S très ouvert des vallées de la Doire de Bardonechia puis de la Doire Ripaire, et suivent par conséquent des directions Est-Ouest ou Nord-Est-Sud-Ouest. Leurs axes sont à peu près horizontaux. Le déversement se fait vers le Sud ou le Sud-Est et s'accroît vers l'intérieur perpendiculairement à la direction axiale, et vers le Nord-Est parallèlement à celle-ci.

Le massif, dans son ensemble, a la forme d'un vaste anticlinal transverse, dont le flanc sud est plus fortement penté et seul accidenté de replis de dimensions mégascopiques ; la charnière en est située dans la zone col Sommeiller - mont d'Ambin - mont Giusalet.

Toutes les limites lithologiques prennent part à ces déformations. Des dysharmonies se manifestent cependant entre le groupe de la Clarea et celui d'Ambin, entre l'autochtone et le parautochtone briançonnais ou piémontais. Les Schistes lustrés n'en sont pas moins indiscutablement engagés dans les structures transversales.

Au plissement est liée une tectonique tangentielle dont le principal effet est un déplacement des Schistes lustrés relativement à leur substratum : la preuve en est l'intercalation d'éléments briançonnais étrangers dans toute la zone d'extension de ces plis ; ce matériel, essentiellement triasique, transporté suivant une direction Nord-Ouest-Sud-Est, paraît provenir du versant nord-occidental du massif. Cette tectonique semble avoir eu pour autres conséquences une division interne de l'unité piémontaise, et l'accumulation de gypses dans les dépressions de l'époque (vallées de l'Arc et des Doires).

Les plis longitudinaux forment la deuxième catégorie ; ils suivent une direction parallèle à celle de la chaîne, toujours sensiblement méridienne donc, et plongent faiblement au Nord sur le versant français, plus fortement au Sud sur le versant italien. Ils sont localisés à la bordure occidentale et s'atténuent progressivement, en approchant de part et d'autre du secteur médian de la Rognosa d'ailleurs en légère saillie vers l'Ouest.

L'orientation du plan axial est variable, comme le style, et sous ce

rapport, on doit distinguer les trois types suivants :

- plis déjetés à plan axial fortement penté vers l'Est ; le seul exemple en est situé en France, dans la région de Bellecombe ;
- plis à tête plongeante, dont le plan axial pend faiblement vers l'Ouest, caractéristiques de la bordure occidentale en France ;
- plis déjetés ou déversés de telle façon que leur plan axial soit penté vers l'Ouest d'une valeur moyenne ; à ce titre, ils sont identiques aux plis mésocopiques ouverts ; on les rencontre sur toute la bordure occidentale.

Les plis des deux premiers types sont ceux d'une couverture décollée au niveau du groupe d'Etache : ils laissent les Schistes lustrés relativement indifférents, et n'intéressent le groupe d'Ambin que dans la mesure où les effets du décollement perdent de leur importance, vers le Sud. Les autres mettent en jeu la totalité des formations en présence, avec une réserve pour le groupe de la Clarea, inaccessible à l'observation dans le domaine des structures longitudinales ; ils se compliquent d'une première dysharmonie entre les Schistes lustrés et leur soulèvement, conséquence d'un bourrage inégal de Trias salifère, et d'une autre entre le Trias parautochtone et son substratum.

Des surfaces de discontinuité tangentielle accidentent les plis à tête plongeante, traduisant un cisaillement dont l'amplitude décroît rapidement vers le Sud.



#### IV. ETUDE STATISTIQUE DE L'ORIENTATION

##### A. INTRODUCTION

La base de cette étude est la mesure systématique, sur le terrain, de l'orientation des mésostructures. L'exploitation des données ainsi recueillies se conforme aux règles suivantes.

Les types de structures distingués sont ceux qui ont fait l'objet des conventions du chapitre II : S, S<sub>1</sub> et S<sub>2</sub> d'une part ; L<sub>1</sub> et L<sub>2</sub> de l'autre.

Le volume rocheux considéré a été divisé en un certain nombre de volumes élémentaires, par un découpage à priori basé sur le respect d'une certaine homogénéité structurale. Les limites verticales sont ainsi celles de trois secteurs qui correspondent sensiblement au flanc nord (secteur 1), à la zone axiale (secteur 2), et au flanc sud (secteur 3) du massif d'Ambin considéré comme un grand pli. Les limites horizontales font intervenir trois niveaux structuraux : groupe de la Clarea (niveau inférieur), Briançonnais autochtone moins le groupe de la Clarea (niveau moyen), Briançonnais parautochtone et série piémontaise des Schistes lustrés (niveau supérieur).

Les résultats sont exprimés sous forme de stéréogrammes (canevas de Schmidt, projection de l'hémisphère supérieur ; % des pôles pour 1 % de la surface totale de la projection) groupés de la façon suivante :

- à chaque élément structural correspond une planche comportant trois colonnes verticales (une par niveau) ; toute colonne se compose à son tour de quatre stéréogrammes (chacun des trois premiers est propre à un secteur particulier, le quatrième est collectif) ;

- la synthèse est présentée sur une autre planche dont les six premières figures illustrent les relations, aux différents niveaux (colonnes verticales), des surfaces - S et linéations se rapportant à l'une et l'autre phase (colonnes horizontales) ; chacune des figures regroupe à cet effet les renseignements essentiels

contenus dans les stéréogrammes correspondants : aires où le pourcentage des pôles de surfaces - S est le plus élevé, allure moyenne des surfaces - S construites à partir de ces maximums, aires où le pourcentage des pôles de linéations est le plus fort ; les trois figures suivantes montrent, pour chaque secteur, les rapports entre  $S_1$  et  $L_2$  ; les trois dernières, enfin, indiquent le motif de dispersion des  $L_1$ ,  $S_2$  et  $L_2$  pour l'ensemble du massif.

Le commentaire met en jeu les éléments structuraux successifs, en s'appuyant sur les deux cartes (surfaces - S et linéations, planches II et III).

## B. DISTRIBUTION DES SURFACES S et $S_1$ (figure 17)

Dans les stéréogrammes, il n'est fait aucune distinction entre S et  $S_1$  ; ces surfaces coïncident en effet le plus souvent, en raison de l'aplatissement assez général des plis. Seules des formations compétentes telles que les quartzites triasiques ou les leptynites alcalines permettraient de différencier les comportements de S et de  $S_1$ , mais leur importance est largement subordonnée à celle des formations schisteuses, et leur répartition trop inégale pour justifier la distinction.

### 1. Niveau inférieur

Les pôles y sont relativement concentrés.

Le groupement du secteur 1 traduit l'allure monoclinale du flanc nord d'Ambin ; la position du maximum s'explique par la prédominance des mesures dans la vallée d'Ambin où le pendage est à l'Ouest (conséquence probable de la deuxième phase). Les secteurs 2 et 3 montrent un étalement suivant des fragments de ceintures larges et mal définies, d'axe Nord-Est-Sud-Ouest.

C'est ce même axe qui commande d'ailleurs la dispersion d'ensemble, et les pôles du secteur 1 s'intègrent naturellement au stéréogramme collectif. 14 % seulement des plans mesurés ont un pendage supérieur à 50°.

## 2. Niveau moyen

La dispersion est plus importante ; elle se fait suivant des ceintures encore larges mais mieux définies par un étalement plus grand, dont les maximums indiquent, là aussi, des particularités de l'orientation régionale de  $S_1$  ou de la distribution des mesures.

L'intérêt porté à la bordure occidentale française explique, pour le secteur 1, la position du maximum et l'existence d'une ceinture d'axe Nord-Sud dans laquelle il faut voir une manifestation de la tectonique longitudinale. Pour les deux autres secteurs, l'influence est celle des structures transverses : l'axe de ceinture est Est-Nord-Est-Ouest-Sud-Ouest pour le secteur 2, où intervient une combinaison des deux directions axiales en présence suivies en particulier par les grands plis dans leur double inflexion ; il est Nord-Est-Sud-Ouest pour le secteur 3, comme pour le stéréogramme d'ensemble, d'ailleurs. Le pourcentage des plans pentés à plus de  $50^\circ$  est ici de 26.

## 3. Niveau supérieur

Dans toutes les figures élémentaires et collectives, les pôles se concentrent en un nuage à peu près centré. Les nuages relatifs aux secteurs 1 et 2 présentent quand-même deux appendices vers le Nord et le Sud (axe Est-Ouest) qui rendent compte, presque à eux seuls, des 13 % de surfaces  $S_1$  qui, à ce niveau, sont inclinées de plus de  $50^\circ$ .

## 4. Relations entre niveaux

L'influence déterminante est celle des structures transverses, et plus particulièrement des structures Nord-Est-Sud-Ouest.

Les trois niveaux manifestent une certaine indépendance du fait que leurs différences de propriétés mécaniques commandent dans une large mesure la réaction. C'est ainsi que l'étalement est plus marqué au niveau moyen où les termes compétents, spécialement développés, constituent une armature rigide qui limite l'aplatissement.

## C. DISTRIBUTION DES LINEATIONS $L_1$ (figure 18)

### 1. Niveau inférieur

L'étalement, plus ou moins évident, se fait suivant un grand cercle de la sphère commun à tous les secteurs. C'est dans le premier secteur qu'il reste le plus discret et dans le second qu'il est le plus marqué. Or, celui-ci correspond précisément à une zone d'inflexion de part et d'autre de laquelle les linéations ont des orientations différentes : pour l'essentiel, elles plongent faiblement au Nord-Nord-Ouest dans le secteur 1, au Sud-Sud-Ouest dans le secteur 3, dessinant ainsi sur la carte un V largement ouvert du côté de l'Ouest (planche III).

Ce niveau comporte une autre génération de structures linéaires, indiquées sur la carte correspondante par un symbole particulier, mais insuffisamment nombreuses et surtout définies pour avoir fait l'objet d'une représentation stéréographique. Leur groupement se fait suivant une gerbe assez serrée d'azimut Est-Ouest ; leur position chronologique est inconnue.

### 2. Niveau moyen

Les linéations s'y distribuent encore suivant un même grand cercle. Elles sont faiblement étalées dans le secteur 1, caractérisé par un maximum à faible plongement Ouest, plus largement dans les secteurs 2 et surtout 3, où apparaît une deuxième concentration à regard Sud-Ouest. On retrouve ainsi la même inflexion, mais suivant un V beaucoup plus aigu.

Le collectif montre la très large dominance de la direction Est-Ouest.

### 3. Niveau supérieur

La dispersion est ici particulièrement faible. L'habituelle ceinture ne se marque que dans le secteur 3. Elle se dessinerait sans aucun doute aussi dans le secteur 2 si les affleurements de Schistes lustrés et d'éléments briançonnais parautochtones étaient plus uniformément répartis, au lieu de se localiser pour l'essentiel aux extrémités du secteur, là où les structures Est-Ouest sont de règle.

Il n'en reste pas moins que ce niveau s'oppose au précédent par l'importance relative des empreintes Est-Ouest, discordant même fortement, tout au long de la Doire, sur celles du substratum (planche III).

#### 4. Relations avec $SS_1$

Les stéréogrammes a à c de la figure 21 regroupent, par niveau, les plans perpendiculaires aux maximums de  $SS_1$  dans les divers secteurs (tirés de la figure 17), et les maximums  $L_1$  correspondants (tirés de la figure 18).

Ils montrent que chaque grand cercle ainsi obtenu passe par le maximum  $L_1$  qui lui correspond et représente de ce fait, et compte tenu de la remarque préliminaire à l'étude des  $SS_1$ , une projection cyclographique de l'attitude régionale moyenne de  $S_1$ . Tous ces grands cercles ont des orientations légèrement différentes et sont en zone avec un axe Nord-Est-Sud-Ouest faiblement incliné vers le Sud-Ouest :  $S_1$  est donc reprise par un plissement ultérieur qui semble d'ailleurs plus marqué au niveau moyen.

Les plans perpendiculaires aux divers maximums de  $L_1$ , tels qu'ils sont indiqués sur la figure 18, sont les grands cercles suivant lesquels devrait théoriquement se faire la dispersion des  $SS_1$  (figure 17), en des ceintures d'autant plus nettes que la part de la foliation initiale dans les mesures de  $SS_1$  serait plus importante. Une telle relation est clairement établie pour les secteurs 3 des niveaux inférieur et moyen, et pour le secteur 2 du niveau supérieur ; mais il n'en est pas toujours ainsi : dans certains cas, en effet, les surfaces - S restent concentrées en regard d'un fort maximum des linéations (niveau inférieur, secteur 1 ; niveau supérieur, collectif) ; il peut même y avoir discordance entre le motif théorique suggéré par la linéation dominante et le motif réel ; ce dernier cas est celui du niveau moyen, considéré dans son secteur médian, et encore plus dans son ensemble. Ces remarques conduisent à penser que l'étalement des pôles  $SS_1$  n'est pas le fait des plis d'échelle mésoscopique mais plutôt des grandes structures déjà définies, dont l'axe ne coïnciderait pas nécessairement avec la direction régionale de la linéation.

## 5. Relations entre niveaux

La discussion de ces relations doit tenir compte des éléments suivants :

- la dispersion des linéations se fait sur un grand cercle commun à tous les niveaux ; elle est relativement moins prononcée dans le secteur 1 ;
- leur répartition le long de ce grand cercle n'est pas la même pour tous les niveaux ; elle fait apparaître la singularité des directions dans le groupe de la Clarea, et une différence de susceptibilité entre les niveaux moyen et supérieur ; le seul trait commun est la présence de deux maximums, reflet plus ou moins net du motif en V de la carte.

L'explication de ces faits peut faire appel à des arguments d'ordre géométrique ou chronologique.

L'hypothèse géométrique est que chaque direction résulte de la déformation d'un plan d'orientation initiale particulière. Dans une telle éventualité, les linéations sont automatiquement situées dans un même plan, le plan cinématique  $ab$  ; leur position exacte est définie par l'intersection de ce plan avec les surfaces initiales, et peut varier considérablement pour un angle de quelques degrés entre ces dernières ; leur étalement est d'autant plus important que les surfaces antétectoniques avaient des orientations plus différentes. Pour expliquer la duplicité des directions, on peut alors admettre que le grand pli d'Ambin était préfiguré, au stade embryotectonique, par une structure en forme de toit légèrement incliné, dont chaque flanc correspondrait maintenant à un domaine d'orientation particulière. Cette façon de voir trouve une confirmation dans la dissymétrie stratigraphique des deux versants du massif, affirmée notamment par la localisation des leptynites alcalines. Le groupement du secteur 1 indiquerait que le flanc nord de cette structure était à l'origine monoclinal, alors que l'étalement plus prononcé des deux autres secteurs serait la conséquence d'une géométrie plus complexe. Compte tenu de la discordance angulaire entre les groupes d'Ambin et de la Clarea, qui est même visible à l'affleurement, une telle hypothèse rend parfaitement compte de l'originalité du niveau inférieur. Pour leur part, les Schistes lustrés, où les empreintes Nord-Est-Sud-Ouest sont rares et localisées (comme le montrerait un découpage en secteurs plus petits et nombreux) se seraient déposés après l'individualisation de ce relief précocé.

On peut encore supposer que l'étalement des linéations est la conséquence d'une dispersion par des déformations ultérieures. C'est là un argument chronologique justifié par certains aspects de la cinématique des plis : dans un plissement de type semblable, la dispersion se fait sur un grand cercle passant par la position initiale de la linéation et recoupant le plan axial suivant l'axe cinématique  $a$ . Mais on voit mal comment un tel processus pourrait rendre compte de la diversité des concentrations, et en particulier de la dysharmonie entre le niveau inférieur et les autres. Celle-ci serait de toutes façons, antérieure aux éventuelles déformations, et si l'on accepte ce postulat, on doit admettre, compte tenu du théorème énoncé ci-dessus, que le plan de l'actuelle ceinture contenait à l'origine les différentes linéations et l'axe  $a$ . Le niveau supérieur, quant à lui, devrait son comportement à une indépendance mécanique dont on a déjà indiqué les effets.

La réalité d'une action dispersive est pourtant prouvée par une relation directe entre le plongement des linéations  $L_1$  et le pendage des surfaces  $SS_1$ . Les stéréogrammes "par points" ont en effet révélé que la proportion des linéations plongeant de plus de  $30^\circ$  était respectivement de 11, 21 et 10 % dans les niveaux inférieur, moyen et supérieur, et rappelons que les  $SS_1$  manifestent un comportement identique. Ce lien peut être plus clairement démontré encore, lorsqu'on porte en coordonnées rectangulaires les fréquences cumulées des valeurs de plongement des linéations du niveau moyen, en regard de celles des surfaces  $SS_1$  correspondantes. Une telle relation ne saurait recevoir une explication de type géométrique. Théoriquement, certes, les linéations résultant de l'intersection de deux surfaces de générations successives, respectivement courbe et plane, plongent dans le cas général d'autant plus fortement que la première surface est plus inclinée, mais leur plongement a pour limite la valeur du pendage de la deuxième surface. Cette limite serait, dans le cas présent, de quelques  $15^\circ$ , chiffre qui ne s'accorde absolument pas avec les observations. Ce genre de relation ne pourrait d'ailleurs exister qu'entre  $S$  et  $L_1$  ; or nous avons indiqué la part prépondérante revenant à  $S_1$  dans les mesures de surfaces -  $S$ . Il semble en définitive s'agir d'une dispersion verticale, en ce sens que l'effet est une augmentation du plongement des linéations, et par conséquent un élargissement plutôt qu'un étalement de la ceinture. Elle est plus marquée au niveau moyen, sans doute en raison de l'importance des

horizons compétents qui limitent d'abord l'aplatissement, et déterminent, en se plissant suivant un style concentrique, un autre mode de dispersion dont les effets s'ajoutent à ceux du premier et vont précisément dans le sens indiqué ; ce dernier fait est confirmé par les analyses locales, notamment celle du lambeau synclinal du mont d'Ambin. Même à ce niveau, la dispersion est pourtant mal définie par les stéréogrammes présentés, à peine suggérée par quelques apophyses et satellites du motif principal. Dans l'ensemble, elle reste donc modérée dans l'intensité sinon dans l'extension de ses manifestations. Les études de structures isolées montrent que l'agent dispersif est probablement le plissement mégascopique, comme le laissait déjà prévoir l'axe de l'éventail  $S_1$ .

On pourrait développer un autre argument chronologique, en partant de la proposition suivante : les diverses empreintes mésoscopiques sont les traces de déformations successives. Il semble impossible d'appliquer ce raisonnement aux niveaux moyen et supérieur, en imaginant par exemple que la direction Nord-Est-Sud-Ouest est contemporaine des mégastructures de même axe, et comme elle postérieure aux linéations Est-Ouest ; aucune observation de terrain ni particularité des stéréogrammes n'autorise une telle hypothèse. Par contre, les traits structuraux majeurs du niveau basal pourraient dater d'un épisode antérieur au dépôt des formations sus-jacentes. Ce point de vue est justifié par l'âge antéalpin du groupe de la Clarea désormais bien établi, et par la présence de linéations supplémentaires qui seraient l'expression, discrète par suite d'une importante dysharmonie, d'un événement plus tardif (alpin), et de ce fait commun à l'ensemble. Remarquons que ce troisième argument subit dès l'abord le même handicap que le précédent : la présence d'une ceinture unique implique une certaine coïncidence entre les processus cinématiques hercynien et alpin.

#### D. DISTRIBUTION DES SURFACES $S_2$ (figure 19)

L'orientation statistique est sensiblement la même dans tous les secteurs et à tous les niveaux structuraux. La concentration des pôles correspond à un pendage moyen vers l'Ouest, et indique que la schistosité  $S_2$  date d'une phase ultime de déformation. Le léger étalement des maximums témoigne tout au plus de l'influence de réajustements tardifs.



La distribution verticale est, par contre, loin d'être homogène, puisque 82 % des mesures se rapportent au niveau moyen, contre 12 % seulement au niveau profond, et 6 % au plus élevé. Cette constatation sera discutée plus loin.

## E. DISTRIBUTION DES LINEATIONS $L_2$ (figure 20)

### 1. Niveau inférieur

Même là où l'on dispose de quelques mesures, l'étalement est assez mal défini ; une ceinture se dessine quand-même dans le secteur 2, et mieux encore sur le stéréogramme collectif. Les maximums sont respectivement au Nord et au Nord-Est des stéréogrammes relatifs à 2 et 3.

### 2. Niveau moyen

La ceinture, à peine esquissée dans le secteur 1, est clairement marquée dans tous les autres, et pour l'ensemble du niveau. Le premier secteur est singularisé par un fort maximum de linéations plongeant au Nord-Ouest ; le dernier par un maximum dédoublé de linéations inclinées vers le Sud et le Sud-Ouest ; le motif de dispersion du secteur intermédiaire tient des deux précédents et ne comporte pas de groupement aussi net.

On retrouve ainsi dans le comportement des  $L_2$  une particularité déjà soulignée à propos des  $L_1$  : le secteur médian est une zone d'inflexion où les linéations changent à la fois d'azimut et de plongement ; à l'échelle du massif, elles suivent essentiellement deux orientations différentes, comme le montrent la carte (planche III) et le collectif général (figure 21 1).

### 3. Niveau supérieur

En dépit du petit nombre des mesures, on retrouve ici les mêmes caractéristiques : étalement, position des maximums (celui du secteur 1, au moins, est bien marqué), inflexion.

#### 4. Relations avec $SS_1$ et $S_2$

Les stéréogrammes collectifs (figures 21 d à f et surtout k et l) montrent que les linéations  $L_2$  sont distribuées suivant un grand cercle perpendiculaire au maximum des  $S_2$ , ou en d'autres termes qu'elles sont contenues dans le plan de  $S_2$ . Les figures 21 g à i précisent leur situation : elles se rassemblent aux intersections de  $S_2$  avec les attitudes moyennes locales de  $SS_1$  (tirées de la figure 17). Le flanc nord d'Ambin rend compte ainsi des maximums à plongement nord-ouest du secteur 1 ; le flanc sud des maximums à plongement sud du secteur 3 ; quant à la zone de charnière, elle contribue à l'une et l'autre concentration, tout en se caractérisant par un meilleur étalement, par un effacement des maximums. C'est donc l'architecture d'ensemble du massif qui détermine la géométrie des  $L_2$ .

Un tel motif est significatif de la superposition à un édifice déjà plissé d'une nouvelle et dernière phase de déformation, suivant un mécanisme déjà invoqué dans l'argument géométrique développé plus haut.

#### 5. Relations avec $L_1$

Rappelons que dans l'actuelle répartition des  $L_1$ , il convient de faire la part de l'étalement suivant un grand cercle, et de la dispersion "verticale".

L'étalement peut s'expliquer de trois façons différentes, et en particulier se concevoir comme un aspect cinématique de la déformation par des plis semblables. A ce titre, on pourrait y voir une conséquence de la tectonique longitudinale dont la postériorité est dès à présent démontrée. La discussion de cet argument a fait état d'un certain nombre d'objections que vient aggraver la constatation suivante : l'étalement est moins prononcé au niveau moyen qu'au niveau inférieur ; le premier garde pourtant de la dernière phase une empreinte profonde, sans commune mesure avec les traces discrètes du second.

Par conséquent, les plis longitudinaux ne peuvent guère rendre compte que de la dispersion "verticale" (Gay, 1964), dans une mesure qu'il est d'ailleurs difficile de préciser, puisque leur action éventuelle se superpose à celle des mégaplis transverses.

## 6. Relations entre niveaux

L'expression qualitative des déformations ultimes est la même aux trois niveaux : la coïncidence des maximums et l'identité des modes de dispersion sont évidentes, malgré le nombre souvent faible des mesures.

Par contre, comme on l'a déjà souligné à diverses reprises, l'intensité de ces déformations varie verticalement dans de larges limites. Les mesures de  $L_2$ , comme celles de  $S_2$ , sont plus nombreuses au niveau moyen (78 %, contre 12 % et 10 % aux niveaux inférieur et supérieur). En considérant la répartition des stations dans les trois volumes distingués (58 %, contre 22 % et 26 %), on peut se faire une idée grossière de la pondération à apporter à ces chiffres pour les rendre plus représentatifs. Et l'on doit alors admettre que le déséquilibre indiqué est une réalité objective qui confirme l'indépendance mécanique du niveau moyen.

## F. CONCLUSION

Le schéma qui paraît s'imposer au terme de cette analyse est le suivant. La position des linéations est prédéterminée à tous les niveaux et à chacune des deux phases (dont la succession est ici confirmée) par une structure Nord-Est-Sud-Ouest. Cette structure existe sous forme de toit dès le stade embryotectonique, et conditionne ainsi d'abord l'orientation des  $L_1$  ; accentuée lors de la première phase en un grand pli d'Ambin, elle joue alors sur la position des  $L_2$ . Dans chaque cas, les linéations se situent plus précisément à l'intersection des surfaces existantes avec le plan cinématique  $ab$  (plan de la schistosité) : intersection de  $S$  avec  $S_1$ , puis de  $S$  et  $S_1$ , pratiquement confondus et déformés par les grands plis transversaux, avec  $S_2$ . Cette dernière surface, seule, restera plane.

Les particularités directionnelles des premières structures linéaires s'expliquent par des discordances angulaires entre les niveaux distingués : une telle discordance était déjà connue entre les groupes de la Clarea (niveau inférieur) et d'Ambin (semelle du niveau moyen) ; une autre est suggérée à la base des Schistes lustrés (niveau supérieur). Ce facteur ne joue plus lors de la deuxième phase : engagées dans des structures plus accentuées, les discordances cessent en

effet d'avoir une importance déterminante, et les déformations laissent une empreinte uniforme.

D'après ce schéma, les trois niveaux auraient subi une même évolution structurale et devraient simplement leurs dysharmonies à des différences de propriétés mécaniques, le niveau moyen jouant notamment un rôle privilégié en raison de son armature de matériel compétent. En réalité, même à ce stade intermédiaire du raisonnement, l'explication proposée ne paraît pas tout à fait satisfaisante ; en effet, dans la mesure où certains niveaux du socle ne sont que faiblement altérés par le métamorphisme alpin, les structures du groupe de la Clarea pourraient bien être résiduelles.

S'ajoutant à une certaine analogie de style, une identité d'orientation nous permet d'assimiler à chaque catégorie de mésostructures, une catégorie de mégastructures : linéations  $L_1$  et plis transversaux d'une part, linéations  $L_2$  et plis longitudinaux de l'autre. On a cependant indiqué la dispersion des  $L_1$  par les plis transversaux, et on a quelques raisons de penser qu'il existe une relation du même genre entre certaines catégories de plis longitudinaux. On peut dès lors poser le postulat suivant : les grandes structures représentent le paroxysme d'événements tectoniques dont les petites sont le frissonnement annonciateur. Il est certes logique de penser que le dynamisme d'un tel événement est continu, c'est-à-dire que les forces mises en jeu, si elles ne gardent pas la même intensité, conservent au moins une orientation inchangée dans les limites de l'espace et du temps considérés. Mais rien n'interdit de supposer que le mécanisme se modifie au cours de la déformation, ou lorsqu'on change d'échelle, ce qui permet de concevoir une action des structures tardives sur celles qui les ont précédées, de même que la coïncidence de leurs domaines respectifs. De fait, les manifestations de la seconde phase présentent une telle discontinuité à la bordure ouest française : les mésoplis de cette zone relèvent d'un mécanisme totalement différent de celui responsable des mégaplis à tête plongeante, pourtant nés dans un même acte tectonique ; leurs directions axiales sont différentes (comparer les figures 20 b et 17 b) ; d'une façon générale, les premières ont une extension assez large contrastant avec la stricte localisation des secondes (cartes géologique et des linéations). L'hypothèse doit aussi pouvoir s'appliquer à la première phase : en effet, le domaine des grands

plis d'axe Nord-Est - Sud-Ouest chevauche manifestement celui des linéations Est-Ouest ; par ailleurs, le processus invoqué pour expliquer l'orientation des  $L_1$  ne saurait rendre compte de l'inflexion progressive de l'axe des mégastuctures, probablement contemporaine du plissement. Quoi qu'il en soit, en dehors du cas particulier énoncé tout d'abord, le lien entre petite et grande tectonique est mal établi ; il ne saurait l'être qu'au prix de mesures plus nombreuses et serrées.

## V. LITHOCLASES

### A. ORIENTATION

Elle est définie d'après la couverture aérienne d'une partie du massif (missions Lanslebourg-Col Saint-Martin 1952, Névache-Briançon 1952, Modane-Lanslebourg 1953). La zone non couverte est à peu près limitée, à l'Ouest et au Nord, respectivement par le méridien et le parallèle de la pointe Nible ; elle ne représente pas plus de 10 % de la surface étudiée.

Les fractures mises en évidence par l'examen stéréoscopique ont été reportées sur un fond topographique au 1/25.000 où leur azimut a été mesuré tous les 5 mm. L'erreur commise en négligeant ainsi l'inclinaison est peu importante, car cette dernière est très forte comme en témoigne la faible déviation de part et d'autre des crêtes ou des vallées, et comme on peut s'en convaincre sur le terrain.

Les résultats sont finalement présentés sous la forme d'un histogramme circulaire (figure 22) qui fait apparaître trois directions (Nord 55 Est, dominante ; Nord 55 Ouest, un peu moins marquée ; Est-Ouest, accessoire), et une disposition parfaitement symétrique par rapport au plan méridien, à ne considérer que l'orientation.

### B. TYPE

Sur le terrain, on peut établir une distinction entre des lithoclases sans jeu, généralement ouvertes, et d'autres dont les compartiments se sont déplacés ; dans le second cas, la déformation peut se manifester par une simple torsion en forme de "kink" ; lorsqu'il s'est produit une rupture, la surface de discontinuité, parallèle au plan axial, porte des stries de glissement. L'espace éventuellement créé par l'écartement des deux lèvres est quelquefois occupé par des dépôts hydrothermaux.

L'étude de terrain n'a pas permis de déterminer si chaque type de fractures avait une orientation particulière, si le remplissage était lié à un type défini, ni de caractériser le mouvement le cas échéant.

### C. RELATIONS AVEC LES PLS

Quel que soit leur type, les lithoclasses n'ont subi aucune déformation qui permette de les considérer comme antérieures aux plis ; elles sont toujours parfaitement planes. Elles présentent toutefois une relation géométrique évidente avec les structures longitudinales : l'axe de celles-ci est la bissectrice obtuse des deux directions les plus marquées, et la perpendiculaire à la troisième direction. Il convient pourtant de remarquer que la fracturation est générale et ne se limite pas seulement au domaine des grands plis Nord-Sud, et que les divers systèmes n'ont aucune localisation géologique particulière.

### D. CONCLUSION

La fracturation est la dernière manifestation tectonique ; elle traduit la disparition définitive des contraintes également responsables du plissement méridien. Si l'on admet que la direction de la contrainte maximale était perpendiculaire à l'axe des plis, on peut imaginer que les lithoclasses dont elle est la bissectrice aigüe sont des joints de cisaillement, alors que les autres, parallèles, sont des joints de tension ; une telle disposition est banale. La localisation des plis serait commandée par des facteurs lithologiques, plutôt que par une anomalie du champ de contraintes.

## VI. STRUCTURES MICROSCOPIQUES

### A. INTRODUCTION

L'examen microscopique ne fait apparaître aucune structure nouvelle. Mais il permet de définir l'orientation et/ou la déformation des cristaux par rapport aux plis isoclinaux et ouverts, et au clivage schisteux qui les accompagne éventuellement ; il révèle en outre de façon précise le contenu des fractures de tension. Les principaux éléments des assemblages antéalpains et alpins seront successivement examinés de ce point de vue, dans le but essentiel d'intégrer dans un même schéma d'évolution les événements tectoniques et métamorphiques.

### B. RELATIONS ENTRE LES PLS ISOCLINAUX ET LES MINÉRAUX ANTEALPINS

Les cristaux de quartz et de plagioclase sont souvent un peu aplatis suivant le plan de la schistosité, hors de l'influence des phyllosilicates. Toutefois, les lentilles d'exsudation siliceuses sont dans le plan de la stratification ; et, dans les charnières, leur tissu s'étire parallèlement au clivage en prenant une extinction fortement onduleuse.

Les minéraux de faciès tabulaire (muscovite phengitique, biotite, hématite) ont cristallisé sous le double contrôle de la stratification et de la schistosité. Dans les roches relativement peu déformées, l'orientation est ainsi déterminée à la fois par le plan axial, et par la charnière des plis (arcs polygonaux) ; dans cette dernière, les cristaux sont étroitement enchevêtrés. Dans les matériaux où la transposition de schistosité est presque achevée, l'examen des lames minces révèle encore des structures en X sur le plan structural ac, et une linéation sur le plan ab. Au demeurant, les déformations individuelles sont modérées ; par exemple, les phyllosilicates présentent rarement des sections fusiformes.

Les minéraux de forme allongée (hornblende et, dans une moindre mesure,



épidote prismatique) sont généralement couchés dans la schistosité, parfois dans la stratification, et plus ou moins parallèles à l'axe des plis ; leur réseau est peu déformé.

Le grenat, pour sa part, a fréquemment une structure hélicitique ; certains de ses monocristaux et de ses amas sont aplatis suivant la schistosité, ou allongés suivant la linéation.

Les plis isoclinaux du groupe de la Clarea et la schistosité qui les accompagne sont donc contemporains de la paragenèse initiale, et par conséquent antéalpines.

### C. RELATIONS ENTRE LES PLIS ISOCLINAUX ET LES MINÉRAUX ALPINS

#### 1. Minéraux antérieurs aux plis

Les lits et lentilles de quartz sont concordants avec la stratification et plissés. Les individus ont normalement une forme quelconque, si l'on fait abstraction de l'influence des phyllites dont la juxtaposition impose à certains d'entre eux des faces à peu près planes et parallèles ; sous l'influence du plissement, ils s'aplatissent conformément à  $S_1$  et/ou s'étirent selon la direction de  $L_1$ , le plus souvent sans recristalliser ; leur extinction est d'autant plus onduleuse que leur forme est plus modifiée.

Les éléments en forme de lamelle ou de tablette (phengite, biotite brune, hématite) se sont développés dans le plan de la stratification et ont été déformés avec lui. On peut ainsi faire état d'une transposition quasi générale de la schistosité cristalloyllienne, selon un processus familier (voir par exemple P. Vialon, 1963) dont on suit parfaitement les étapes dans certains matériaux phengitiques, bien lités, du massif d'Ambin. Il se produit d'abord un microplissement, puis un cisaillement des flancs de plis dont la conséquence est une réorientation mécanique d'une fraction de plus en plus importante des cristaux ; mais les charnières subsistent longtemps sous forme de nodules de micas fortement tordus ou même brisés. Dans les roches les plus fortement réorganisées, seuls les lits les moins plastiques

c'est-à-dire les moins phylliteux, gardent des traces de la transposition ; à ce stade, la linéation est difficile à distinguer à l'oeil nu de celle qui résulterait d'une cristallisation syncinématique ; toutefois, les individus ont toujours en lame mince une apparence musculeuse. Les choses sont moins évidentes dans le cas de la biotite brune et de l'hématite ; en effet, la première est en tablettes beaucoup plus épaisses que celles du mica blanc et clairsemées dans un matériau assez homogène (leptynite), moins sévèrement plissé que les formations encaissantes ; quant à la seconde, ses cristaux sont dans l'ensemble petits et peu nombreux.

La règle selon laquelle les espèces précédentes sont antérieures au plissement souffre quelques exceptions. Ainsi le quartz peut accidentellement recristalliser le long du clivage schisteux, en un tissu plus fin, dont les éléments sont plus fortement engrenés. On peut également citer l'exemple d'un quartzite où la cristallisation du quartz et de la phengite est guidée par le plan axial des plis, alors que la stratification commande uniquement les proportions relatives des deux constituants. La biotite et l'hématite sont également susceptibles d'une telle disposition.

La plupart des aiguilles de rutile se trouvent dans un fond de phengite. Elles y sont réparties et orientées parallèlement à la stratification, sans ordre apparent en dehors de quelques édifices de type sagénite ; elles révèlent ainsi, à une échelle inférieure à celle du litage mésostructural, des détails structuraux dont il ne reste aucune autre trace. Dans ces conditions, le rutile est pour une part essentielle contemporain du mica blanc, et comme lui antérieur aux plis ; d'ailleurs, les aiguilles sont fréquemment tordues, et même réorientées le long des plans de cisaillement, de façon purement mécanique comme en témoigne également leur concentration. Mais l'oxyde de titane est en partie d'origine tardive, puisqu'il peut apparaître à l'occasion du remplacement de la phengite par l'albite, elle-même manifestement syn - ou - postcinématique, à ne considérer que les plis isoclinaux.

## 2. Minéraux contemporains des plis

Les cristaux de glaucophane, d'épidote et de sphène sont parfois parallèles à S, mais plus fréquemment à S<sub>1</sub>, avec une linéation très variable. Ils sont

éventuellement déformés par les plis, mais pas assez pour qu'on puisse attribuer leur orientation à un processus purement mécanique ; celle-ci est due principalement à une cristallisation sous tension. On doit remarquer que les prismes d'amphibole sodique sont disposés de façon quelconque dans certaines formations dont la structure est au demeurant isotrope à l'échelle de la lame mince ou de l'échantillon macroscopique : calcaires et dolomies, faciès métabasiques de la région d'Ulzio ; dans ces derniers, l'amphibole suit cependant une linéation discrète en certains points de la roche, et très nette dans les fractures primaires des coussins de lave.

Les tablettes de chloritoïde sont de leur côté dans le plan de S ou de  $S_1$  ; de ce fait, elles soulignent, lorsqu'elles sont assez abondantes, la linéation résultant de l'intersection des deux surfaces. Elles sont dans quelques cas manifestement tordues ou même bisées, particulièrement lorsqu'elles sont en travers de la schistosité et prises entre deux lits phylliteux qui se déforment à leur contact. En revanche, certains cristaux, généralement en forme de rosettes, scellent le clivage et sont par conséquent tardifs.

Les porphyroblastes de lawsonite en milieu calcaréo-pélitique ont des rapports tout à fait significatifs avec les éléments structuraux de la roche : ils gardent souvent une trace du litage sédimentaire plissé, et même parfois clivé ; dans le premier cas, ils sont eux-mêmes généralement cisailés et ont une forme d'amande ; dans le second, ils conservent un contour polygonal.

Le grenat présente une structure hélicitique révélée par des inclusions variées, et notamment des plages de quartz très allongées à la différence des grains externes, isométriques.

On sait que les pyroxènes sodiques se sont formés à peu près à la même époque que les minéraux dont il vient d'être question, mais ils sont trop peu abondants pour qu'on puisse préciser leurs relations exactes avec les structures isoclinales.

### 3. Minéraux postérieurs aux plis

Tous les minéraux alpins considérés dans le groupe de la Clarea sont postcinématiques, ne serait-ce que parcequ'ils dérivent incontestablement d'espèces plus anciennes dont on a déjà établi le synchronisme avec les structures (p. ). On peut en voir la confirmation dans le fait que leur réseau est exempt de défor-

mations, et que leur orientation est nulle ou manifestement héritée. Ainsi, les ocelles d'albite ont cristallisé sans ordre apparent, comme la plupart des produits d'altération : mica blanc et épidote issus du plagioclase, glaucophane remplaçant la biotite, chlorite provenant de l'amphibole sodique. Dans les faciès basiques, le glaucophane adopte l'orientation de la hornblende verte au terme d'une rigoureuse épigénie ; de même, une partie de la biotite se transforme directement en chlorite. Au sommet de la formation, la plupart des prismes de glaucophane se sont disposés conformément à la schistosité, mais en quelque sorte passivement, par simple mimétisme, car un grand nombre d'entre eux sont fortement inclinés sur ce plan. Il en est sans doute également ainsi de l'allanite au même niveau, et du chloritoïde dans l'ensemble du groupe, mais leurs cristaux sont trop petits par rapport à ceux qui les entourent pour permettre des observations concluantes.

Dans les formations qui n'ont subi que le métamorphisme alpin, certains minéraux sont postérieurs aux plis isoclinaux, au moins pour l'essentiel. Ainsi l'albite inclut de nombreuses reliques déformées individuellement ou collectivement, sans montrer elle-même d'autre trace d'effort qu'une extinction onduleuse accidentelle et dans l'ensemble modérée. L'exemple le plus remarquable à ce point de vue est celui d'un lit phylliteux remplacé par le plagioclase sans dommage pour l'ankérite qui s'était auparavant insinuée dans le clivage schisteux. Des détails structuraux de ce genre sont souvent révélés par les trainées de rutile, et dans une moindre mesure par les inclusions de quartz, phyllosilicates, sphène, hématite. Dans ces conditions, on est en droit de considérer comme un effet de la beltéropore l'aplatissement et/ou l'allongement assez fréquents des porphyroblastes selon le plan axial et/ou l'axe des plis. Pourtant, certains éléments sont englobés sous une forme et/ou avec une disposition différentes de celles qu'ils présentent à l'extérieur ; c'est l'indice d'une croissance syncinématique du feldspath. Par exemple, les aiguilles de rutile et les tablettes d'hématite se placent, à l'intérieur des ocelles d'albite, dans une surface de même génératrice que les charnières externes mais de rayon de courbure beaucoup plus grand ; de la sorte, elles forment, dans une lame mince perpendiculaire à l'axe structural b, des arcs de direction grossièrement orthogonale à celle de la schistosité avec laquelle ils se raccordent plus ou moins progressivement. Les grains de quartz, qui sont le plus souvent isométriques,

peuvent prendre à l'intérieur de l'albite la forme de lanières allongées suivant  $L_1$  et aplaties suivant S ; dans une préparation perpendiculaire à b, ils définissent alors par leur arrangement des arcs tout à fait comparables aux précédents. Puisque la chlorite est essentiellement pseudomorphe, on ne peut tirer aucun argument du fait que ses lames sont le plus souvent enchevêtrées sans aucun ordre apparent, ou qu'elles sont parfois concentrées le long de la schistosité et/ou de la linéation. Mais on peut remarquer que le tissu chloriteux est à la fois traversé par des files sinueuses d'inclusions titanées, et affecté de loin en loin par le clivage schisteux. Sous l'effet du cisaillement, les cristaux prennent une forme amygdalaire et s'orientent pour constituer des cloisons au sein d'une masse dont la structure reste ailleurs équante. Cette réorganisation est plus locale, moins profonde que celle des micas blancs.

D'autres minéraux prennent la place et éventuellement l'orientation d'espèces préexistantes : c'est le cas de l'actinote, toujours formée aux dépens du glaucophane dont elle a hérité la disposition plane ou linéaire ; c'est aussi celui du mica blanc tardif, de la biotite verte et de la chlorite brune, au moins partiellement dérivés d'éléments dont on a déjà démontré le caractère syn - ou - post-tectonique relativement aux structures isoclinales (amphibole sodique, chloritoïde, chlorite). Le mica blanc est d'ailleurs également représenté par des cristaux indépendants de toute pseudomorphose, surimposés aux surfaces plissées et au clivage ; il est donc manifestement tardif, comme la chlorite brune, fruit d'une oxydation de la chlorite verte qui a bénéficié dans une large mesure des mouvements tectoniques, puisqu'elle est souvent localisée le long des plans de cisaillement. Le stilpnomélane échappe de son côté à tout contrôle structural ; son habitus est à cet égard significatif (sections transversales en forme de gerbe).

A cette liste, il faut enfin ajouter les carbonates. Les cristaux isolés de calcite et d'ankérite et leurs agrégats sont aplatés conformément à  $S_1$  le plus souvent ; par exception, ils suivent même la linéation. Une telle disposition est sans doute simplement commandée par l'anisotropie de la roche, car la déformation est dans l'ensemble très modérée ; de plus, c'est dans certains cas un film de carbonate mince et continu qui souligne les plans de clivage, parfois de façon systématique.

#### D. INFLUENCE DES PLIS OUVERTS

Il est souvent manifeste que les plis ouverts et la schistosité  $S_2$  qui en est contemporaine déforment les minéraux hercyniens, les minéraux alpins précoces, et certains minéraux alpins postérieurs aux plis isoclinaux, comme l'albite, la chlorite, l'actinote. Par contre, on ne dispose pas d'indices suffisants pour établir une relation chronologique entre ces structures et les phyllosilicates tardifs (muscovite, biotite verte, stilpnomélane et chlorite oxydée).

#### E. MINÉRAUX ALPINS EN RELATION AVEC LES FRACTURES

Le quartz, l'albite, la calcite et l'ankérite sont les principaux minéraux à s'être déposés dans les fractures ; les filonnets qui se sont formés de cette façon recouper aussi bien le groupe de la Clarea que les unités sus-jacentes. La biotite verte et la chlorite oxydée sont parfois spécialement abondantes, sinon exclusivement présentes, à leurs épontes.

#### F. CONCLUSION

L'étude microscopique montre d'abord que les plis isoclinaux du groupe de la Clarea sont contemporains de la paragenèse antéalpine, et qu'ils sont par conséquent les vestiges d'une tectonique ancienne. Ce résultat confirme l'hypothèse formulée plus haut, et conduit ainsi à préciser le schéma présenté dans les conclusions du chapitre IV, en ajoutant que l'évolution cinématique comporte une discontinuité majeure. Au demeurant, le mécanisme proposé reste valable ; en particulier, on peut toujours considérer que les plis mésoscopiques sont produits par la déformation de surfaces déjà courbes, même dans le socle où la schistosité, plan axial des plis isoclinaux, est unique en son genre, de telle sorte qu'il est difficile d'envisager la dispersion d'une linéation initialement rectiligne. Dans ces conditions, et compte tenu des particularités déjà soulignées (p. 256), il faut admettre que les plans cinématiques ab relatifs aux deux orogénèses avaient la même orientation, et qu'il existe au niveau du socle une structure régionale ancienne de même axe que le grand pli d'Ambin. On retrouve ainsi dans la tectonique alpine le fidèle

reflet d'une tectonique précédente, vraisemblablement hercynienne.

Cette étude fait également apparaître les relations chronologiques entre déformations et cristallisations alpines. Le quartz et les principaux micas (phengite et biotite) sont antérieurs aux plis isoclinaux et à la schistosité régionale ; les amphiboles et sans doute aussi les pyroxènes sodiques, la lawsonite, l'épidote, le chloritoïde et le grenat en sont à peu près contemporains ; l'albite, la chlorite, l'actinote, les carbonates sont en majeure partie postérieurs aux mêmes structures mésostructurales, mais précèdent les mégaplis transversaux. La muscovite (mica blanc transverse), la biotite verte, la chlorite oxydée et le stilpnomélane n'ont pas pu être situés avec précision, mais pourraient avoir cristallisé beaucoup plus tard, en relation avec les dépôts hydrothermaux de quartz, albite et carbonates dans les fractures. Ce schéma s'accorde parfaitement avec l'ordre de cristallisation établi par d'autres moyens (tableau 27) ; il n'est toutefois qu'une image grossière de la réalité, dans la mesure où il masque en grande partie la continuité du processus. Il indique que le métamorphisme alpin, pour l'essentiel (c'est-à-dire abstraction faite des phyllosilicates tardifs), se produit pendant une période bien déterminée et très courte de l'évolution structurale, avant la grande tectonique.

## VII. RESUME ET CONCLUSIONS

### A. SYNTHÈSE STRUCTURALE

Le massif d'Ambin est un anticlinal dont l'axe est tordu conformément au cours des Doires Ripaire et de Bardonnechia ; sa direction est donc variable mais grossièrement transversale à celle de la chaîne (Nord-Est-Sud-Ouest dans la partie centrale, entre le col Sommeiller et le mont Giusalet, Est-Ouest de part et d'autre). Le flanc nord de cet anticlinal est moins incliné que son flanc sud ; il est monoclinal, alors que l'autre est accidenté de replis hectométriques ou kilométriques déversés vers le Sud. A l'Est, la structure s'ennoie sous les Schistes lustrés en raison d'un brusque plongement axial. A l'Ouest, elle est engagée dans des plis longitudinaux (méridiens) dont la présence explique la limite à peu près rectiligne des formations briançonnaises de ce côté du massif, et dont le style et l'orientation permettent de définir deux types essentiels, caractéristiques de chaque versant : en France, il s'agit de plis à tête plongeante, à plan axial légèrement penté à l'Ouest, à charnière faiblement inclinée vers le Nord ; en Italie, ce sont des plis déjetés ou déversés de telle sorte que leur plan axial ait un pendage moyen à l'Ouest, et leur charnière une inclinaison également moyenne au Sud. Les uns et les autres ont une amplitude d'autant plus grande qu'ils sont plus éloignés du secteur médian de la Rognosa où la déformation consiste en de simples ondulations. Vers le Nord se produit ainsi, au niveau du groupe d'Etache, un décollement de plus en plus important, tandis que se développent des cisaillements parallèles aux plans axiaux.

Toutes les unités stratigraphiques prennent part à ces déformations, avec une certaine dysharmonie qui se manifeste par des décollements ; de telles surfaces de discontinuité sont situées entre les groupes de la Clarea et d'Ambin, au sein du groupe d'Etache, à la base de l'ensemble calcaréo-dolomitique là où il est assez épais, enfin à la base des Schistes lustrés. La dernière est la plus importante si l'on en juge par la présence d'une semelle de matériaux parautochtones sous les



calcschistes. Un Trias salifère (gypse, anhydrite et cargneules) d'origine étrangère, indéterminée, s'est en effet accumulé dans les synclinaux transversaux ou longitudinaux et dans les ombilics formés à leur intersection ; le bourrage résultant a atténué la réaction des Schistes lustrés. De plus, sur une grande partie du versant italien se sont mises en place des écailles, essentiellement constituées par des calcaires et dolomies triasiques probablement arrachés au versant français.

Les principaux éléments mésoscopiques sont les plis, dont on distingue deux types. Les plis isoclinaux, dont le plan axial est marqué par une schistosité de fracture ou de flux, ont une extension générale ; il en existe deux générations, hercynienne et alpine. Les plis ouverts, d'âge alpin, ne sont que localement combinés à une schistosité de fracture ; ils sont spécialement abondants dans un niveau structural moyen, compris entre le mur du groupe d'Ambin et le toit de l'ensemble calcaréo-dolomitique. Les plis de chaque catégorie se trouvent à l'intersection de la stratification régionale et d'une schistosité. La stratification en question est engagée dans le grand pli d'Ambin, calqué sur un anticlinal hercynien. La schistosité hercynienne et la schistosité alpine contemporaines de chaque génération de plis isoclinaux sont sensiblement concordantes ; on peut définir leur orientation d'ensemble, bien qu'elles aient été l'une et l'autre déformées : c'est celle d'un plan qui serait faiblement penté à l'Ouest-Sud-Ouest. Pour sa part, la schistosité alpine qui apparaît en même temps que les plis ouverts est restée plane ; elle présente un pendage modéré à l'Ouest.

La région est hachée par des fractures dont la disposition paraît régulière sur des photographies aériennes : en effet, la direction des méridiens est bissectrice obtuse de deux systèmes majeurs, et perpendiculaire à un troisième système, d'importance accessoire. Compte tenu de la symétrie d'un tel réseau par rapport à l'axe des plis longitudinaux, on est tenté d'assimiler respectivement ces discontinuités à des joints de cisaillement et de tension, suivant un schéma classique. Les observations de terrain ont en effet montré que les deux mécanismes avaient réellement joué, mais elles n'ont pas permis, en raison de leur insuffisance, de reconnaître si chaque type de fractures avait une orientation déterminée.

Des considérations purement géométriques conduisent à la chronologie

suiuante : plis isoclinaux, plis transversaux, plis ouverts, plis longitudinaux, lithoclases.

## B. INTERPRETATION CINEMATIQUE

Il semble au premier abord que les mouvements alpins commencent par un plissement à l'échelle mésoscopique, généralisé, lié à l'apparition d'une schistosité. Cependant, pour expliquer la disposition des linéations, il faut admettre que le grand pli d'Ambin était déjà ébauché sur le modèle d'une structure hercynienne dont il reproduit les traits essentiels. Quoi qu'il en soit, les éléments mésoscopiques précoces de la structure alpine sont repris par les plis transversaux. A son paroxysme, le plissement fait apparaître une dysharmonie entre le groupe d'Ambin et celui de la Clarea, et surtout entre les Schistes lustrés et leur substratum animé d'un mouvement relatif vers le Nord-Ouest. Le jeu de ces deux dernières unités a pour première conséquence le décollement local de l'ensemble calcaréodolomitique favorisé par la présence d'un niveau salifère inférieur, son écaillage et son transport apparent vers le Sud-Est. Il détermine en outre l'expulsion des évaporites d'un niveau salifère supérieur (non représenté dans la région étudiée) vers les dépressions où elles s'accumulent en accentuant la dysharmonie (vallées de l'Arc et de la Doire de Bardonnechia). En réalité, le mouvement des Schistes lustrés a probablement débuté au moment où le gypse se transformait en anhydrite sous l'effet du métamorphisme alpin (p. 217), c'est-à-dire avant la formation des structures transversales majeures. Le résultat d'une telle réaction est en effet d'augmenter la pression fluide, et de diminuer de ce fait la résistance aux efforts de cisaillement (voir par exemple à ce propos J. Goguel, 1969, H.C. Heard et W.W. Rubey, 1966).

Ensuite se forment des plis déjetés ou déversés, accompagnés par une nouvelle schistosité, plus grossière que la précédente, et irrégulièrement développée. Le plissement à petite échelle est particulièrement important au sein du niveau structural moyen, par suite du rejeu des deux discontinuités majeures. En se déplaçant une nouvelle fois, les Schistes lustrés peuvent entraîner sur une faible dis-

tance leur semelle de calcaires et dolomies autochtones ou parautochtones, et occasionner une remise en mouvement du Trias salifère vers les dépressions nouvelles. Les mégaplis se localisent à l'emplacement de l'actuelle bordure occidentale, sans doute parce que le brusque épaissement de certaines formations vers la Zone houillère crée à cet endroit des conditions spécialement favorables. Toutefois, la réaction n'est pas uniforme : il se produit en particulier, dans la région actuellement située en France, un décollement dont l'importance augmente vers le Nord et qui permet au Trias et à ceux des schistes permien qui en sont restés solidaires de se plisser indépendamment des formations encaissantes. Cette diversité est due en partie au fait que la variation d'épaisseur mise en cause est inégale, et notamment plus grande dans la zone la plus septentrionale ; mais elle est surtout une conséquence de l'hétérogénéité structurale résultant des déformations précédentes : en raison de sa forme monoclinale, le flanc nord de la grande structure transversale est moins rigide que la zone de charnière et que le flanc sud, plissé dans le détail.

Finalement, une fracturation générale conduit à la disparition totale et définitive des contraintes, sans jeu important de l'édifice.

### C. RELATIONS ENTRE LA DEFORMATION ET LE METAMORPHISME ALPINS

Les plis isoclinaux et la schistosité régionale se forment pendant le métamorphisme, et plus précisément dans les conditions provisoires du faciès schistes à glaucophane, peu de temps avant que l'équilibre ne s'établisse dans les conditions du faciès schistes verts. Ces structures marquent un stade critique de la déformation, probablement le début de la déformation plastique. Mais on ignore l'état précis des contraintes pendant la période correspondante ; on peut seulement admettre que la valeur de la contrainte la plus grande diminue, après avoir passé par une valeur maximale. Cette hypothèse aurait le mérite d'expliquer l'évolution métamorphique, compte tenu des régimes de pression caractéristiques des deux états métamorphiques successifs. Dans cette éventualité, la présence d'un stade éclogitique initial dans la zone la plus interne des Alpes pourrait être due à une pression

lithostatique plus forte permettant aux contraintes d'atteindre des valeurs plus élevées.

#### D. CRITIQUE DES THEORIES CLASSIQUES

Tous les auteurs contemporains admettent que les Schistes lustrés ont été charriés très tôt vers l'extérieur de la chaîne, c'est-à-dire vers l'Ouest sur la transversale du massif d'Ambin ; certains considèrent même que le substratum est lui aussi allochtone. On s'attendrait donc à trouver des plis Nord-Sud anciens, empreintes de l'axe cinématique b. Pourtant, les indices structuraux de ce genre sont rares : linéation discrète, à peu près méridienne, dans une région située au Sud et au Sud-Ouest du massif d'Ambin (Chatterjee, 1964) ; grand pli couché dans la masse ophiolitique comprise entre Grand-Paradis et Dora Maira (Nicolas, 1966). Cette anomalie, déjà soulignée par P. Vialon (1966), a conduit F. Ellenberger (1965) et ses élèves (Bloch, 1965 ; Michard, 1965) à remplacer les nappes souples d'Argand par des nappes-écailles. On doit cependant tenir compte du fait que dans la moitié nord de l'arc alpin, les plis les plus anciens forment en réalité un système d'orientation Nord-Est-Sud-Ouest ; les éléments majeurs en sont d'une part les massifs de Vanoise septentrionale, de Vanoise méridionale et d'Ambin, d'autre part le synclinal transverse de Vanoise, la vallée de l'Arc et celle de la Doire. C'est dans une direction perpendiculaire à l'axe de ces plis qu'on doit chercher avec P. Vialon la trace d'une tectonique tangentielle initiale ; si l'on en croit l'hypothèse formulée page 243, les Schistes lustrés pourraient en effet avoir subi un déplacement relatif vers le Sud-Est d'une amplitude modérée, comprise entre 5 et 10 km.

Le déversement centripète des structures de la partie interne des Alpes franco-italiennes est incompatible avec la notion de charriages centrifuges. Si l'on accepte cette dernière, on doit alors imaginer un mouvement de reflux ; mais cette théorie ne s'accorde pas avec les observations que l'on peut faire par exemple à la bordure occidentale du massif d'Ambin (planche V, coupes f à i), ou à la marge interne de la zone du Roure (Le Guernic, in Vialon, 1966) ; on n'a d'ailleurs

jamais pu expliquer de façon satisfaisante le mécanisme des rétrocharriages, pour employer l'expression consacrée. Si l'on refuse au contraire l'idée d'un charriage préalable, on peut, en anticipant sur les conclusions générales, proposer une interprétation dynamique assez simple. Les déformations observées sont dues à la contraction d'un socle, qui peut se réduire à un déplacement vers l'Ouest à la verticale de la région étudiée. Sous cette action, la couverture se divise, par le jeu de décollements, en unités entraînées d'autant moins loin vers l'extérieur qu'elles ont une position stratigraphique plus élevée. Il se forme en même temps des fronces (plis transversaux) dont l'emplacement et l'orientation sont déterminés par d'anciens axes tectoniques et paléogéographiques, et ne dépendent pas nécessairement de la direction du mouvement profond ; il convient d'insister, à la suite notamment de J. Fabre, R. Feys et Ch. Greber (1955, et de P. Vialon (1966), sur l'importance de cet héritage hercynien. Mais les relations mécaniques entre socle et couverture se modifient peu à peu, ne serait-ce que parce que la couverture devient plus rigide en se plissant ; les nouvelles contraintes conduisent à de nouvelles déformations (plis longitudinaux à leur tour commandées par des surfaces de décollements et par une limite paléogéographique ; il se produit ainsi un chevauchement dont l'amplitude augmente rapidement vers le Nord pour atteindre déjà 3 à 4 km à la latitude de Bellecombe. Cet accident a probablement son homologue dans la Vanoise méridionale, et paraît en tous cas correspondre au charriage beaucoup plus considérable du massif de Vanoise-Mont Pourri sur la Zone houillère, contrairement à l'opinion de F. Ellenberger selon laquelle ce dernier est précoce (Ellenberger, 1958 ; Ellenberger et Saliot, 1967).

On fait parfois état d'un bombement des massifs internes qui marquerait le terme de l'évolution structurale (voir par exemple S. Lorenzoni, 1965). Il importe à ce propos de remarquer que le massif d'Ambin ne saurait être comparé à un dôme ; il présente une forme beaucoup plus complexe qu'il a prise progressivement au cours du plissement, et qui était presque définitive au moment où celui-ci s'est achevé ; la fracturation finale ne s'est accompagnée d'aucun réajustement notable comme on l'a déjà indiqué. Le seul trait qui ne se rapporte pas clairement à la phase paroxysmale est l'ennoyage nord-est.

D'après la théorie formulée par F. Ellenberger (1952) et devenue classique

au moins en ce qui concerne la zone briançonnaise, le métamorphisme alpin aurait été déterminé par la charge de matériaux accumulés dans un "géosynclinal de nappes". Rien ne s'oppose à ce schéma si l'on admet, compte tenu des considérations qui vont suivre, que les charriages sont antérieurs aux plis et n'ont laissé aucune trace. Mais si la tectonique tangentielle est exclusivement contemporaine du plissement, suivant les conclusions du présent travail, le métamorphisme n'a pu se produire que sous la charge normale des sédiments, en l'occurrence celle de schistes lustrés autochtones. En effet, la recristallisation est antérieure aux plissements majeurs (qui mettent en jeu aussi bien les Schistes lustrés que leur substratum) : les méso-plis isoclinaux (grossièrement Est-Ouest) et la schistosité régionale, dont le caractère à peu près symmétamorphe est reconnu par de nombreux auteurs (El enberger, 1958 ; Chatterjee, 1962 et 1964 ; Bearth, 1966 ; Vialon, 1966 ; Michard, 1967), sont indéniablement repris par les mégastructures. Il n'est même pas nécessaire de démontrer cette relation tant elle est évidente sur le terrain : le pendage que l'on mesure sur le flanc des grands plis, en particulier transversaux, est en fait celui de la schistosité, plan axial des petits plis.

CONCLUSIONS GENERALES

En guise de conclusion, on s'efforcera de dégager les principaux aspects géodynamiques et les résultats essentiels de ce travail. Le lecteur trouvera à la fin de chaque grande partie (pages 121, 221 et 274) le résumé et les conclusions détaillées dont il pourrait avoir besoin.

## I. ASPECTS GEODYNAMIQUES

La stratigraphie conduit à distinguer deux périodes d'accumulation séparées par une longue interruption ; dans la région du massif d'Ambin affleurent en effet deux séries fortement discordantes.

La série ancienne, dont on ne connaît que la partie supérieure, indique un milieu géosynclinal : elle est formée par des matériaux détritiques à faciès Culm.

La série récente est le résultat d'une sédimentation d'abord continentale ou paralique, puis franchement marine, successivement épicontinentale et géosynclinal : elle comprend, à la base des formations détritiques de plus en plus fines, débutant par un conglomérat, au sommet un ensemble de formations essentiellement carbonatées ; celles-ci ont à l'origine un faciès pélagique, et voisinent alors avec des formations lagunaires ; elles prennent ensuite un caractère profond, pélagique en dépit d'une fraction terrigène accessoire annonçant probablement le dépôt d'un flysch.

On peut reconnaître trois périodes d'activité magmatique.

La première correspond aux produits volcaniques basiques liés aux sédi-



ments géosynclinaux anciens.

La seconde est caractérisée par un volcanisme intermédiaire, postorogénique, contemporain des dépôts détritiques continentaux (matériaux sialiques palinogénétiques, simiques et hybrides).

La dernière période, enfin, est marquée par la mise en place des ophiolites au sein du géosynclinal alpin : noyaux ultrabasiques, et intercalations basiques variées pouvant notamment résulter d'épanchements sous-marins.

Les deux ensembles pétrographiques ainsi définis peuvent être considérés comme deux séries cristallogénétiques distinctes.

L'ensemble inférieur est en effet polymétamorphique : avant de recristalliser partiellement au cours de l'orogénèse alpine, il avait subi un métamorphisme régional, probablement de moyenne pression, synchronique.

L'ensemble supérieur porte les traces du seul métamorphisme alpin. Ce dernier est essentiellement déterminé par la charge des matériaux accumulés normalement dans le géosynclinal. Il évolue de façon très progressive, d'un type de haute pression (si l'on accorde une telle signification à l'amphibole sodique et à ses compagnons habituels) vers un type plus banal de moyenne pression ; une telle modification semble principalement contrôlée par la diminution des contraintes orientées ; elle est toutefois antérieure au paroxysme tectonique.

Deux cycles orogéniques ont laissé leur empreinte dans le secteur étudié.

Les déformations anciennes, dont le mécanisme est inconnu, sont localisées dans la série profonde. Elles commandent dans une large mesure la stratigraphie des formations postorogéniques (sédiments, dont le dépôt est par ailleurs épisodiquement perturbé par des réajustements isostatiques, et produits du volcanisme intermédiaire).

Les déformations alpines se calquent étroitement sur les précédentes. A l'échelle régionale, ce sont essentiellement les fronces d'une couverture décollée de son socle, et divisée par un certain nombre de discontinuités mécaniques. Les

déplacements tangentiels qui se produisent à la faveur de ce rétrécissement sont de deux types : mouvement relatif de deux unités entraînées à des vitesses différentes ; chevauchement vers l'extérieur d'une unité qui se plisse indépendamment de son substratum. La direction du mouvement profond pourrait être la bissectrice de la virgation mise en évidence par P. Vialon dans le massif de Dora Maira ; son sens serait opposé au sens de déversement des plis. Selon ce principe, on peut imaginer que l'éventail briançonnais traduit l'affrontement du bloc de socle dont on vient de définir le jeu, avec un autre qui aurait été immobile ou animé d'un mouvement inverse.

## II. RESULTATS ESSENTIELS

Dans la zone interne des Alpes à laquelle est rattaché le massif d'Ambin, on distingue classiquement deux séries sédimentaires superposées. La série inférieure, qualifiée de briançonnaise, serait continue du Permo-carbonifère au Paléocène. La série supérieure, connue sous le nom de série piémontaise, ou série des Schistes lustrés, représenterait le Jurassique et une fraction du Crétacé ; elle aurait donc été charriée sur la précédente et aurait recristallisé en même temps qu'elle, au fond d'un "géosynclinal de nappes" ; mais elle est en grande partie dépourvue de fossiles, notamment dans la région étudiée où la stratigraphie et la tectonique sont par conséquent discutables. Un mouvement de reflux aurait déterminé un renversement ultérieur des structures vers l'intérieur de la chaîne.

En confrontant les conclusions du présent mémoire et le schéma classique dont les grandes lignes viennent d'être rappelées, on est conduit à mettre l'accent sur un certain nombre de points essentiels.

Il y a une discontinuité majeure au sein des formations "briançonnaises" : dans le massif d'Ambin comme en Vanoise, un socle polymétamorphique, probablement hercynien, affleure sous une série monométamorphique, discordante, dont le dépôt a vraisemblablement commencé au Stéphano-permien.

Les sédiments épicontinentaux qui couronnent la série "briançonnaise" ont recristallisé en même temps et de la même façon que les Schistes lustrés. Si l'on suppose que ces derniers ont une origine paléogéographique distincte, on doit inévitablement considérer que le métamorphisme alpin est postérieur à leur charriage. Il est en tous cas, de l'avis unanime, contemporain de l'empreinte mésoscopique la plus marquée. Or, l'analyse structurale, objet de la 3ème partie de ce mémoire, montre que l'empreinte en question est antérieure à toutes les grandes structures. Dans ces conditions, on ne peut rejeter l'hypothèse que les Schistes lustrés sont les restes d'une couverture parautochtone, à moins d'admettre un chevauchement dont il ne resterait aucune trace. Il en résulte que les transformations minéralogiques ont dû se produire essentiellement sous la charge normale des sédiments.

Diverses considérations permettent de penser que l'évolution tout à fait progressive du métamorphisme alpin est commandée par une simple disparition des contraintes tectoniques, et qu'il n'est peut-être pas nécessaire d'envisager une élévation de température comme on le fait généralement. Quoi qu'il en soit, les schistes à glaucophane des Alpes posent un problème d'ordre général : les connaissances thermodynamiques qui les concernent imposent un recouvrement d'une épaisseur inadmissible.

Finalement, l'hypothèse de Schistes lustrés parautochtones s'accorde avec une interprétation cinématique originale qui ne met en jeu que des mouvements centrifuges. Les unités structurales définies par les principales surfaces de décollement sont entraînées vers l'extérieur, et se plissent suivant des directions anciennes, Nord-Est-Sud-Ouest dans la région étudiée ; elles subissent un transport et sans doute une contraction d'autant plus faibles qu'elles occupent une position plus élevée dans l'édifice. En vertu de ce principe, les Schistes lustrés semblent s'être déplacés en sens inverse de leur substratum, vers le Sud-Est en l'occurrence. De véritables chevauchements se produisent alors, comme par le jeu d'une inertie de l'unité supérieure. Le mouvement se fait toujours vers l'extérieur, mais selon une direction Est-Ouest ; l'axe des plis est méridien et coïncide avec une nouvelle ligne paléogéographique qui se trouve à son tour favorisée par une nouvelle répartition des contraintes régionales.

BIBLIOGRAPHIE (147 références)

- AGRELL S.O., BOWN M.G. et MAC KIE D. (1965) - Deerite, howieite and zussmanite, three new minerals from the Franciscan of the Laytonville District, Mendocino Co., California (résumé). *Amer. Mineralogist*, vol. 50, n° 1 et 2, p. 278.
- AGRELL S.O. et GAY M. (1970) - De la deerite dans les Alpes franco-italiennes. *B. Soc. franç. Minér. Cristallogr.*, t. 93, n° 2, p. 263-264.
- ALBEE A.L. (1962) - Relationships between mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. *Amer. Mineralogist*, vol. 47, n° 7 et 8, p. 851-870.
- AMSTUTZ A. (1966) - Caractères essentiels du Permocarbonifère alpin. *C.R. Acad. Sci.*, t. 262, n° 24, p. 2439-2442.
- BAHEZRE D., MICHEL R. et VIALON P. (1965) - Etude de quelques phyllites colorées des schistes cristallins des Alpes piémontaises à la microsonde électronique de Castaing. *B. Soc. franç. Minér. Cristallogr.*, t. 88, n° 2, p. 267-272.
- BARTH T.F.W. (1962) - *Theoretical Petrology* (2<sup>e</sup> édition). John Wiley and Sons, Inc., édit., New York, 416 p.
- BATTEY M.H. (1956) - The petrogenesis of a spilitic rock series from New-Zealand. *Géol. Mag.*, vol. 93, n° 2, p. 89-110.
- BEARTH P. (1959) - Über Eklogite, Glaucofanschiefer und metamorphe Pillowlaven. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, vol. 39, fasc. 1 et 2, p. 267-286.
- BEARTH P. (1962) - Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, vol. 42, fasc. 1, p. 127-138.
- BEARTH P. (1963) - Chloritoid un Paragonit aus der Ophiolith-Zone von Zermatt-Saas Fee. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, vol. 43, fasc. 1, p. 276-285.
- BEARTH P. (1966) - Zur Mineralfaziellen Stellung der Glaucofangesteine der Westalpen. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, vol. 46, fasc. 1, p. 13-24.
- BEDERKE E. (1963) - Densité, anomalies de gravité et métamorphisme dans les Alpes occidentales. M. collectif Groupe Et. Explosions alpines, Centre nat. Rech. sci., sér. 12, fasc. 2 (Séismologie), p. 37-41.

- BERTRAND J.M. (1968) - Etude structurale du versant occidental du massif du Grand-Paradis (Alpes graies). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 44, p. 55-87.
- BLOCH J.P. (1965) - Nappe de cisaillement et érosion précoce dans les Alpes ligures. C.R. Acad. Sci., t. 260, n° 14, p. 4.016-4.019.
- BOCQUET J. (1969) - Sur les minéraux de métamorphisme du Roc du Bourget, près de Modane (Savoie). C.R. som. Soc. géol. France, fasc. 2, p. 50-52.
- BOCQUET J. (1971) - Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. Eclogae geol. Helvetiae, vol. 64, n° 1, p. 71-104.
- BOETTCHER A.L. et WYLLIE P.J. (1968 a) - The calcite-aragonite transition measured in the system  $\text{CaO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . J. Géol., vol. 76, n° 3, p. 314-330.
- BOETTCHER A.L. et WYLLIE P.J. (1968 b) - Jadeite stability measured in the presence of silicate liquids in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 32, n° 9, p. 999-1.012.
- BRACE W.F., ERNST W.G. et KALLBERG R.W. (1970) - An experimental study of tectonic overpressure in franciscan rocks. Geol. Soc. Amer. B., vol. 81, n° 5, p. 1.325-1.338.
- CAILLERE S. et MICHARD A. (1963) - Etude de quelques muscovites phengitiques provenant des Alpes cottiennes sud-orientales. C.R. 87<sup>e</sup> Cong. nat. Soc. savantes, Poitiers (1962), Sect. Sci., p. 567-571.
- CARON J.M. (1969) - Sur les brèches polygéniques chaotiques intercalées dans les Schistes lustrés piémontais au Monte Banchetta près de Sestrières (Alpes cottiennes, Italie). C.R. som. Soc. géol. France, fasc. 4, p. 112-114.
- CARON J.M. et SALIOT P. (1969) - Nouveaux gisements de lawsonite et de jadéite dans les Alpes franco-italiennes. C.R. Acad. Sci., t. 268, n° 26, p. 3.153-3.156.
- CHATTERJEE N.D. (1962) - Zur Achsenkarte des inneren Westalpenbogens. II. Petrographische Auswertung des Probenmaterials. Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh, fasc. 11, p. 587-606.
- CHATTERJEE N.D. (1963) - Time and place of progressive metamorphism : a discussion Geol. Rdsch., vol. 52, fasc. 2, p. 819-824.
- CHATTERJEE N.D. (1964) - Zur Tektonik der penninischen Zone in der weiteren Umrahmung des nördlichen Dora-Maira-Massivs, italienische Westalpen. Geol. Rdsch., vol. 53, fasc. 2, p. 536-550.
- CHATTERJEE N.D. (1966) - On the widespread occurrence of oxidized chlorites in the Pennine zone of the western italian Alps. Contr. Miner. Petrol., vol. 12, n° 4, p. 325-339.

- CHATTERJEE N.D. (1968) - Chromian phengite in an ankerite marble from the Susa valley, western Italian Alps. *Neues Jb. Miner., Mh., Fasc. 3 et 4*, p. 103-109.
- CHRISTIE O.H.J. (1962) - Feldspar structure and the equilibrium between plagioclase and epidote. *Amer. J. Sci.*, vol. 260, n° 2, p. 149-153.
- COLEMAN R.G. et LEE D.E. (1963) - Glaucophane-bearing metamorphic rock types of the Cazadero Area, California. *J. Petrol.*, vol. 4, n° 2, p. 260-301.
- CRAWFORD M.L. (1966) - Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, U.S.A., and South Westland, New Zealand, with inferences about the peristerite solvus. *Contr. Miner. Petrol.*, vol. 13, n° 3, p. 269-294.
- CRAWFORD M.L. et FYFE W.S. (1965) - Lawsonite equilibria. *Amer. J. Sci.*, vol. 263, n° 3, p. 262-270.
- DAL PIAZ G.V. et GOVI M. (1968) - Lo stilpnomelano in valle d'Aosta. *B. Soc. geol. ital.*, vol. 87, fasc. 1, p. 91-108.
- DAVOINE P. (1967) - L'analyse chimique des roches silicatées. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, n° 21, p. 1-60.
- DAVOINE P. (1969) - La distinction géochimique ortho-para des leptynites. *B. Soc. franç. Minér. Cristallogr.*, t. 92, n° 1, p. 59-75.
- DAVOINE P. et POYET P. (1970) - Etude des micas biotites de la série métamorphique du mont Pilat (Massif central) à l'aide de la microsonde. I. Technique analytique. *Trav. Lab. Géol. Ec. nat. sup. Mines Saint-Etienne*, n° 1, 57 p.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1957) - Calcschistes piémontais et terrains à faciès Briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita (Alpes cottiennes, Italie). *C.R. som. Soc. géol. France*, fasc. 3, p. 38-40.
- DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN J. (1965) - *Rock-forming minerals*. Longmans, Green and Co. Ltd., édit., Londres, 5 vol.
- ELLENBERGER F. (1952) - Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise. *C.R. som. Soc. géol. France*, n° 15, p. 318-321.
- ELLENBERGER F. (1958) - Etude géologique du pays de Vanoise. *M. Carte géol. France*, 561 p.
- ELLENBERGER F. (1960) - Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute-Maurienne (Savoie). *B. Soc. géol. France*, sér. 7, t. 2, n° 2, p. 190-194.

- ELLENBERGER F. (1965) - Le "style pennique" : rhéomorphisme ou cisaillements ?  
Application au Grand Paradis. C.R. Acad. Sci., t. 260, n° 14, p. 4.008-4.011.
- ELLENBERGER F., MICHARD A. et STURANI C. (1964) - Découverte d'ammonites et observations stratigraphiques dans les "Schistes lustrés" du val Grana (Alpes cottiennes). C.R. Acad. Sci., t. 259, n° 18, p. 3.047-3.050.
- ELLENBERGER F. et SALIOT P. (1967) - Tectonique "pennique" à découvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures de détail surimposées. C.R. Acad. Sci., t. 264, n° 12, p. 1.569-1.572.
- ERNST W.G. (1963 a) - Polymorphism in alkali amphiboles. Amer. Mineralogist, vol. 48, n° 3 et 4, p. 241-260.
- ERNST W.G. (1963 b) - Petrogenesis of glaucophane schists. J. Petrol., vol. 4, n° 1, p. 1-30.
- ERNST W.G. (1963 c) - Significance of phengitic micas from low-grade schists. Amer. Mineralogist, vol. 48, n° 11 et 12, p. 1.357-1.373.
- ERNST W.G. (1968) - Amphiboles. Springer Verlag, édit., Berlin, 125 p.
- ESSENE E.J. et FYFE W.S. (1967) - Omphacite in californian metamorphic rocks. Contr. Miner. Petrol., vol. 15, n° 1, p. 1-23.
- EVANS B.W. et LEAKE B.E. (1960) - The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland. J. Petrol., vol. 1, part 3, p. 337-363.
- FABRE J. (1961) - Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). M. Bur. Rech. géol. min., n° 2, 315 p.
- FABRE J., FEYS R. et GREBER Ch. (1955) - Sur l'importance de l'orogénèse hercynienne dans les Alpes occidentales. B. Soc. géol. France, sér. 6, t. 5, fasc. 1 et 3, p. 233-242.
- FABRIES J. (1966) - Sur la nature des hornblendes dans le métamorphisme de type glaucophane-jadéite. C.R. Acad. Sci., t. 263, n° 10, p. 749-752.
- FEYS R. (1963) - Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes-Alpes). M. Bur. Rech. géol. min., n° 6, 387 p.
- FEYS R. et GREBER Ch. (1952) - Note préliminaire sur la présence probable de Namurien dans le Houiller briançonnais. C.R. som. Soc. géol. France, n° 3, p. 36-37.
- FONTEILLES M. (1967) - Appréciation de l'intérêt métallogénique du volcanisme de Madagascar à partir de ses caractères pétrologiques. B. Bur. Rech. géol. min., n° 1, p. 121-154.

- FREGOLENT G. et LORENZONI S. (1960) - Relazione preliminare sul rilevamento geologico del versante italiano del massiccio d'Ambin (Alpi cozie). B. Soc. geol. ital., vol. 79, fasc. 1, p. 207-226.
- GAY M. (1964 a) - Les leptynites alcalines du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes) C.R. som. Soc. géol. France, fasc. 4, p. 170-171.
- GAY M. (1964 b) - A propos de certaines écailles du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). C.R. som. Soc. géol. France, fasc. 5, p. 183-184.
- GAY M. (1966) - Etude d'un stilpnomélane des Alpes franco-italiennes. B. Soc. franç. Minér. Cristallogr., t. 89, n° 3, p. 344-347.
- GAY M. (1968) - Brèches et "pillow-lavas" métamorphiques dans les Schistes lustrés du Haut-Val de Suse (Italie). C.R. som. Soc. géol. France, fasc. 8, p. 285-286.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1938) - Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 21, p. 1-295.
- GOGUEL J. (1955) - Précisions nouvelles sur les écailles de la couverture du massif d'Ambin. B. Soc. géol. France, sér. 6, t. 5, fasc. 1 et 3, p. 65-76.
- GOGUEL J. (1969) - Le rôle de l'eau et de la chaleur dans les phénomènes tectoniques. R. Géogr. phys. Géol. dyn., sér. 2, vol. 11, fasc. 2, p. 153-164.
- GOGUEL J. et ELLENBERGER F. (1952) - La série mésozoïque de la couverture du massif d'Ambin. C.R. som. Soc. géol. France, n° 13, p. 262-264.
- GOGUEL J. et GAY M. (1962) - Interprétation des témoins internes de la couverture du massif d'Ambin. C.R. som. Soc. géol. France, fasc. 4, p. 123.
- GOGUEL J. et LAFFITE P. (1952) - Observations préliminaires sur le massif d'Ambin. B. Soc. géol. France, sér. 6, t. 2, fasc. 7 et 9, p. 575-595.
- GOLDSMITH J.R. et NEWTON R.C. (1969) - P-T-X relations in the system  $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$  at high temperatures and pressures. Amer. J. Sci., vol. 276-A, p. 160-190.
- GREENWOOD H.J. (1962) - Metamorphic reactions involving two volatile components. Carnegie Inst. Yearb., n° 61, p. 82-85.
- GROUT F.F. (1946) - Acmite occurrences on the Cuyuna Range, Minnesota. Amer. Mineralogist, vol. 31, n° 3 et 4, p. 125-130.
- HALFERDAHL L.B. (1961) - Chloritoid : its composition, X-ray and optical properties, stability and occurrence. J. Petrol., vol. 2, n° 1, p. 49-135.
- HARDIE L.A. (1967) - The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. Amer. Mineralogist, vol. 52, n° 1 et 2, p. 171-200.



- HEARD H.C. et RUBEY W.W. (1966) - Tectonic implications of gypsum dehydration. *Geol. Soc. Amer. B.*, vol. 77, n° 7, p. 741-760.
- HELLNER E. et SCHÜRMAN K. (1966) - Stability of metamorphic amphiboles : the tremolite-ferroactinote series. *J. Géol.*, vol. 74, n° 3, p. 322-331.
- HERMANN F. (1927) - Conceptions nouvelles sur la tectonique des Alpes franco-italiennes. *C.R. Acad. Sci.*, t. 185, p. 1.204-1.206.
- HEY M.H. (1954) - A new review of the chlorites. *Miner. Mag.*, vol. 30, n° 224, p. 277-292.
- HLABSE T. et KLEPPA O.J. (1968) - The thermochemistry of jadéite. *Amer. Mineralogist*, vol. 53, n° 7 et 8, p. 1.281-1.292.
- HOSCHEK G. (1969) - The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Miner. Petrol.*, vol. 22, n° 3, p. 208-232.
- HSU L.C. (1968) - Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H : a model for garnet equilibria. *J. Petrol.*, vol. 9, n° 1, p. 40-83.
- KIENAST J.R. (1964) - Signification d'une paragenèse à hastingsite dans le métamorphisme alpin. *C.R. som. Soc. géol. France*, fasc. 9, p. 393-394.
- KIENAST J.R. et VELDE B. (1970) - Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes : mise en évidence d'un gradient de température et de pression. *C.R. Acad. Sci.*, t. 271, n° 7, p. 637-640.
- KUNO H. (1959) - Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *B. volcanologique*, sér. 2, n° 20, p. 37-76.
- KUNO H. (1968) - Differentiation of basalt magmas. In "Basalts". *The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*, Interscience Publishers, New-York, vol. 2, p. 623-688.
- KUSHIRO I. (1965) - Clinopyroxene solid solutions at high pressures. *Carnegie Inst. Yearb.*, n° 64, p. 112-117.
- LAURENT R. et CHESSEX R. (1968) - Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. *Eclogae geol. Helvetiae*, vol. 61, n° 1, p. 1-18.
- LEAKE B.E. (1964) - The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. *J. Petrol.*, vol. 5, n° 2, p. 238-254.
- LEFEVRE R. et MICHARD A. (1965) - La jadéite dans le métamorphisme alpin, à propos des gisements de type nouveau, de la bande d'Acceglio (Alpes cottiennes, Italie). *B. Soc. franç. Miner. Cristallogr.*, t. 88, n° 4, p. 664-677.

- LEMOINE M. (1951) - Stratigraphie des terrains post-triasiques à l'Est du Briançonnais. C.R. Acad. Sci., t. 232, p. 86-88.
- LEMOINE M. (1961 a) - La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. R. Géogr. phys. Géol. dyn., sér. 2, vol. 4, fasc. 3, p. 163-180.
- LEMOINE M. (1961 b) - Le Briançonnais interne et le bord de la zone des Schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye (Hautes et Basses-Alpes) (Schéma structural). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 37, p. 97-119.
- LEMOINE M. (1964) - Le problème des relations des schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes cottiennes. Geol. Rdsch., vol. 53, fasc. 1, p. 113-132.
- LEMOINE M. (1967) - Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. Geol. Rdsch., vol. 56, fasc. 1, p. 320-335.
- LEMOINE M. et MICHARD A. (1963) - Sur le problème stratigraphique et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes. C.R. Acad. Sci., t. 256, n° 19, p. 4.050-4.053.
- LORENZONI S. (1963) - Metagrovacche, in facies epimetamorfica, a giadeite e gastal-dite affioranti nel gruppo montuoso d'Ambin (Alpi cozie). Ric. sci. ann. 33, ser. 2, part 2-A, vol. 3, n° 8, p. 1.059-1.066.
- LORENZONI S. (1965) - Studio geo-petrografico del versante italiano del massiccio d'Ambin. M. Istit. Geol. Miner. Univ. Padova, vol. 25, 88 p.
- MAC DONALD G.A. et KATSURA T. (1964) - Chemical composition of hawaiian lavas. J. Petrol., vol. 5, n° 1, p. 82-133.
- MAC NAMARA M.J. (1966) - Chlorite-biotite equilibrium reactions in a carbonate-free system. J. Petrol., vol. 7, n° 3, p. 404-413.
- MARTINI J. et VUAGNAT M. (1965) - Présence du faciès à zéolites dans la formation des "grès" de Taveyanne (Alpes franco-suissees). Schweiz. miner. petrogr. Mitt., vol. 45, n° 1, p. 281-293.
- METZ P. et PUHAN D. (1970) - Experimentelle Untersuchung der Metamorphose von kieselig dolomitischen Sedimenten. I. Die Gleichgewichtsdaten der Reaktion  $3 \text{ Dolomit} + 4 \text{ Quartz} + 1 \text{ H}_2\text{O} \rightleftharpoons 1 \text{ Talk} + 3 \text{ Calcit} + 3 \text{ CO}_2$  für die Gesamtgasdrucke von 1 000, 3 000 und 5 000 Bar. Centr. Miner. Petrol., vol. 26, n° 4, p. 302-314.
- METZ P., PUHAN D. et WINKLER H.G.F. (1968) - Equilibrium reactions on the formation of talc and tremolite by metamorphism of siliceous dolomite. Naturwiss., ann. 55, fasc. 5, p. 225-226.

- MICHEL R. (1953) - Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). *Sci. Terre*, t. 1, n° 3 et 4, 287 p.
- MICHEL R. (1956) - Premiers résultats de l'étude pétrographique des schistes cristallins du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *C.R. som. Soc. géol. France*, fasc. 9, p. 121-123.
- MICHEL R. et LONCHAMPT D. (1963) - Le gisement volcanique permien du Guil (Hautes-Alpes). *C.R. 88<sup>e</sup> Cong. nat. Soc. savantes, Clermont-Ferrand (1963), Sect. Sci.*, p. 131-141.
- MICHARD A. (1959) - Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la Haute Varaita (Alpes cottiennes, Italie). *B. Soc. géol. France*, sér. 7, t. 1, n° 1, p. 52-61.
- MICHARD A. (1965) - Une nappe de socle dans les Alpes cottiennes internes ? Implications paléogéographiques et rôle éventuel des mouvements cratacés. *C.R. Acad. Sci.*, t. 260, n° 14, p. 4.012-4.015.
- MICHARD A. (1967) - Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. Editions Centre nat. Rech. sci., Paris, 447 p.
- MIYASHIRO A. (1957) - Chemistry, optics and genesis of the alkali-amphiboles. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sect. 2, vol. 11, part 1, p. 57-83.
- MIYASHIRO A. (1967) - Chemical compositions of rocks in relation to metamorphic facies. *Jap. J. Geol. Geogr.*, vol. 38, n° 2 à 4, p. 149-158.
- MOINE B. et LA ROCHE H. DE (1968) - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C.R. Acad. Sci.*, t. 267, n° 25, p. 2.084-2.087.
- NEWTON R.C. et KENNEDY G.C. (1963) - Some equilibrium reactions in the join  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$ . *J. geophys. Res.*, vol. 68, p. 2.967-2.983.
- NEWTON R.C. et SMITH J.V. (1967) - Investigations concerning the breakdown of albite at depth in the earth. *J. Geol.*, vol. 75, n° 3, p. 268-286.
- NICOLAS A. (1966) - Le complexe ophiolites-schistes lustrés entre Dora Maira et Grand-Paradis (Alpes piémontaises). *Tectonique et métamorphisme. Thèse Doct.*, Nantes, t. 2, p. 183-299.
- NIGGLI E. et NIGGLI C.R. (1965) - Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). *Eclogae geol. Helvetiae*, vol. 58, n° 1, p. 335-368.
- NITSCH K.H. (1968) - Die Stabilität von Lawsonit. *Naturwiss.*, ann. 55, fasc. 8, p. 388.

- NOCKOLDS S.R. (1954) - Average chemical compositions of some igneous rocks. *B. geol. Soc. Amer.*, vol. 65, n° 10, p. 1007-1.032.
- ORVILLE P.M. (1969) - A model for metamorphic differentiation origin of thin-layered amphibolites. *Amer. J. Sci.*, vol. 267, n° 1, p. 64-86.
- PETTIJOHN F.J. (1957) - Sedimentary rocks (2<sup>e</sup> édition). Harper and Brothers, edit., New-York, 718 p.
- PLAS L. VAN DER (1959) - Petrology of the northern Adula region, Switzerland. *Leidse geol. Meded.*, vol. 24, n° 2, p. 415-599..
- PORTIS A. (1889) - Nuove località fossilifere in val di Susa. *B. reale Com. geol. Ital.*, sér. 2, vol. 10, fasc. 5 et 6, p. 141-183.
- POTENZA M.F. et MORELLI G. (1968) - Le paragenesi delle metamorfite a fengite 3 T e muscovite 2 M<sub>1</sub> in val Chiusella - Zona Sesia - Lanzo (Alpi piemontesi). *Atti Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Stor. nat. Milano*, vol. 107, fasc. 1, p. 5-36.
- PUSZTASZERI L. (1969) - Etude pétrographique du massif du Chenaillet (Hautes-Alpes, France). *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, vol. 49, fasc. 3, p. 425-466.
- RAMBERG H. (1952) - The origin of metamorphic and metasomatic rocks. The University of Chicago Press, edit., 317 p.
- RAST N. (1965) - Nucleation and growth of metamorphic minerals. Controls of metamorphism, Oliver and Boyd, edit., Edimbourg, p. 73-102.
- RAUMER J.F. Von (1969) - Stilpnomelan als alpinmetamorphes Produkt im Mont-Blanc Granit. *Contr. Miner. Petrol.*, vol. 21, p. 257-271.
- SCHAER J.P. (1959) - Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes. *Arch. Sci.*, vol. 12, fasc. 4, p. 473-620.
- SHIDO F. et MIYASHIRO A. (1959) - Hornblendes of basic metamorphic rocks. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sect. 2, vol. 12, part 1, p. 85-102.
- STRECKEISEN A. (1968) - Stilpnomelan im Kristallin der Ostkarpathen. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, vol. 48, fasc. 3, p. 751-780.
- TAYLOR H.P. Jr. et COLEMAN R.G. (1968) -  $O^{18}/O^{16}$  ratios of coexisting minerals in glaucophane-bearing metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. B.*, vol. 79, n° 12, p. 1.727-1.755.
- TSUJI S. (1965) - Possible effect of peristerite solvus in plagioclase of the Higo metamorphics, Kyusyu, Japan, *J. geol. Soc. Japan*, vol. 72, n° 2, p. 63-68.
- TURNER F.J. (1968) - Metamorphic petrology. Mac Graw-Hill Book Company, edit., New-York, 403 p.

- TWENHOFEL W.H. (1950) - Principles of sedimentation (2<sup>e</sup> édition). Mac Graw-Hill Book Company, édit., New-York, 673 p.
- VALLANCE T.G. (1960) - Concerning spilites. Proc. linnean Soc. New South Wales, vol. 35, part 1, p. 8-52.
- VELDE B. (1965) - Phengite micas : synthesis, stability and natural occurrence. Amer. J. Sci., vol. 263, n° 10, p. 886-913.
- VELDE B. (1967) - Si<sup>+4</sup> content of natural phengites. Contr. Miner. Petrol., vol. 14, n° 3, p. 250-258.
- VIALON P. (1963) - Sur la genèse de certains micaschistes des Alpes cottiennes piémontaises et ses conséquences. C.R. som. Soc. géol. France, fasc. 4, p. 132-133.
- VIALON P. (1966) - Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira (Alpes cottiennes internes, Italie). Thèse Doct., Grenoble, 282 p.
- VUAGNAT M. (1951) - Le rôle des roches basiques dans les Alpes. Schweiz. miner. petrogr. Mitt., vol. 31, p. 309-382.
- WAARD D. DE (1959) - Anorthite content of plagioclase in basic and pelitic schists as related to metamorphic zoning in the Usu massif, Timor. Amer. J. Sci. vol. 257, n° 8, p. 553-562.
- WALDSCHMIDT W.A. (1958) - Halite as cementing mineral in sandstone. B. amer. Ass. Petroleum Geologists, vol. 42, n° 4, p. 871-875.
- WALKER K.R., JOPLIN G.A., LOVERING J.F. et GREEN R. (1960). Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the Precambrian of north-western Queensland. Geol. Soc. Australia J., vol. 6, p. 149-177.
- WASHINGTON H.S. (1917) - Chemical analyses of igneous rocks. U.S. geol. Surv. prof. Pap., n° 99, 1.021 p.
- WEISBROD A. (1970) - Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (Massif central français). Thèse Doct., Nancy, t. 2, 124 p.
- WHITTAKER E.J.W. et ZUSSMAN J. (1956) - The characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction. Miner. Mag., vol. 31, n° 233, p. 107-126.
- WINKLER H.G.F. (1967) - Petrogenesis of metamorphic rocks (2<sup>e</sup> édition). Springer Verlag, édit., Berlin, 237 p.
- YAJIMA J., TOURAY J.C. et IIYAMA J.T. (1967) - Les inclusions fluides d'albites de la région de Modane. B. Soc. franç. Miner. Cristallogr., t. 90, n° 3, p. 394-398.

- YAMAMOTO H. et KENNEDY G.C. (1969) - Stability relations in the system  $\text{CaSO}_4\text{-H}_2\text{O}$  at high temperatures and pressures. Amer. J. Sci., vol. 267-A, p. 550-557.
- YANAT'EVA O.K. (1956) - The nature of the solubility of dolomite in water and in calcium sulfate solution at different partial pressures of  $\text{CO}_2$ . Zhur. Neorg. Khim. Trans., vol. 1, n<sup>o</sup> 7, p. 1.473-1.478.
- YODER H.S. Jr. (1955) - Role of water in metamorphism. Geol. Soc. Amer., special Pap. 62 (The crust of the earth), part 3, p. 505-524.

### REMERCIEMENTS

Je remercie tous ceux qui m'ont aidé, particulièrement MM. M. CHENEVOY, J. FLANDRIN et R. MICHEL à qui je tiens à exprimer ici ma profonde reconnaissance, ainsi que MM. P. BEARTH, J. DEBELMAS, F. ELLENBERGER, J. GOGUEL et M. VUAGNAT.

Je dois au Centre national de la recherche scientifique et au Service de la carte géologique les subventions qui m'ont permis d'accomplir les missions sur le terrain.

UNIVERSITE CLAUDE BERNARD

LYON

Président : M. le Professeur J. BOLDIN.

1er Vice-Président : M. R. TOURAINE, Maître de Conférences agrégé.

2ème Vice-Président : M. P. PONCET, Maître-Assistant.

3ème Vice-Président : M. D. SETTELEN, Etudiant.

UNITES D'ENSEIGNEMENT ET DE RECHERCHE

UNITES

DIRECTEURS

U.E.R. médicale Grange-Blanche

M. le Professeur D. GERMAIN

U.E.R. médicale Alexis-Carrel

M. le Professeur C. GIROD

U.E.R. médicale LYON-Nord

M. le Professeur A. BERTOYE

U.E.R. médicale LYON-Sud-Ouest

M. le Professeur L. TOLOT

U.E.R. des Sciences pharmaceutiques

M. M. CARRAZ, Maître de Conférences agrégé

U.E.R. des Techniques de Réadaptation

M. le Professeur P. MOUNIER-KÜHN

U.E.R. de Biologie humaine

M. J.C. CZYBA, Maître de Conférences agrégé

Institut Régional d'Education Physique  
et Sportive

M. J. SAPIN, Professeur E.P.S.

U.E.R. de Mathématiques

M. le Doyen J. BRACONNIER

U.E.R. de Physique

M. le Professeur M. DUFAY

U.E.R. de Chimie et Biochimie

M. le Professeur D. GAUTHERON

U.E.R. des Sciences de la Nature

M. le Professeur L. DAVID

U.E.R. de Biodynamique et Psychopédagogie

M. le Professeur J. CHANEL

U.E.R. de Physique nucléaire

M. le Professeur A. SARAZIN

Institut Universitaire de Technologie I

M. le Professeur L. FEUVRALS

Institut Universitaire de Technologie II

M. J. GALLET

Observatoire

M. le Professeur J.H. BIGAY

Secrétaire Général : M. P. IZAUTE