

---

# CONTRIBUTION A L'ÉTUDE ZONÉOGRAPHIQUE DES SCHISTES CRISTALLINS DE LA ZONE DU PIÉMONT

## PALÉOZONÉOGRAPHIE DES MASSIFS CRISTALLINS INTERNES

par Robert MICHEL

---

L'étude pétrographique et zonéographique<sup>1</sup> des schistes cristallins du massif du Grand Paradis [R. MICHEL, 1953] m'a permis de distinguer, dans ce secteur de la zone du Piémont, deux séries cristallophylliennes superposées. A la base, la série cristallophyllienne antéalpine (série Grand Paradis - Sesia - Lanzo) est polymétamorphique : elle a été affectée par un métamorphisme général d'âge antéhouiller indéterminé, puis rétromorphosée dans son ensemble par le métamorphisme général d'âge alpin. Au-dessus vient la série cristallophyllienne alpine (série des schistes lustrés) affectée par le seul métamorphisme général d'âge alpin. J'ai en outre montré qu'une étude pétrographique et pétrochimique détaillée permettait de reconstituer la zonéographie de la série cristallophyllienne antéalpine, telle qu'elle se présentait à l'issue du premier cycle de métamorphisme, avant l'empreinte du métamorphisme général d'âge alpin, bien que ce dernier ait été accompagné d'une intense métasomatose sodique ayant conduit à l'albitisation généralisée de la majeure partie des deux séries cristallophylliennes. Dans cette région des Alpes Occidentales on peut donc aborder l'étude zonéographique de deux façons : sous l'angle de la *zonéographie récente*, telle qu'elle résulte du métamorphisme général d'âge

---

<sup>1</sup> Pour tout ce qui concerne les méthodes d'étude et la terminologie de la Zonéographie des schistes cristallins, voir : J. JUNG et M. ROQUES [1952].

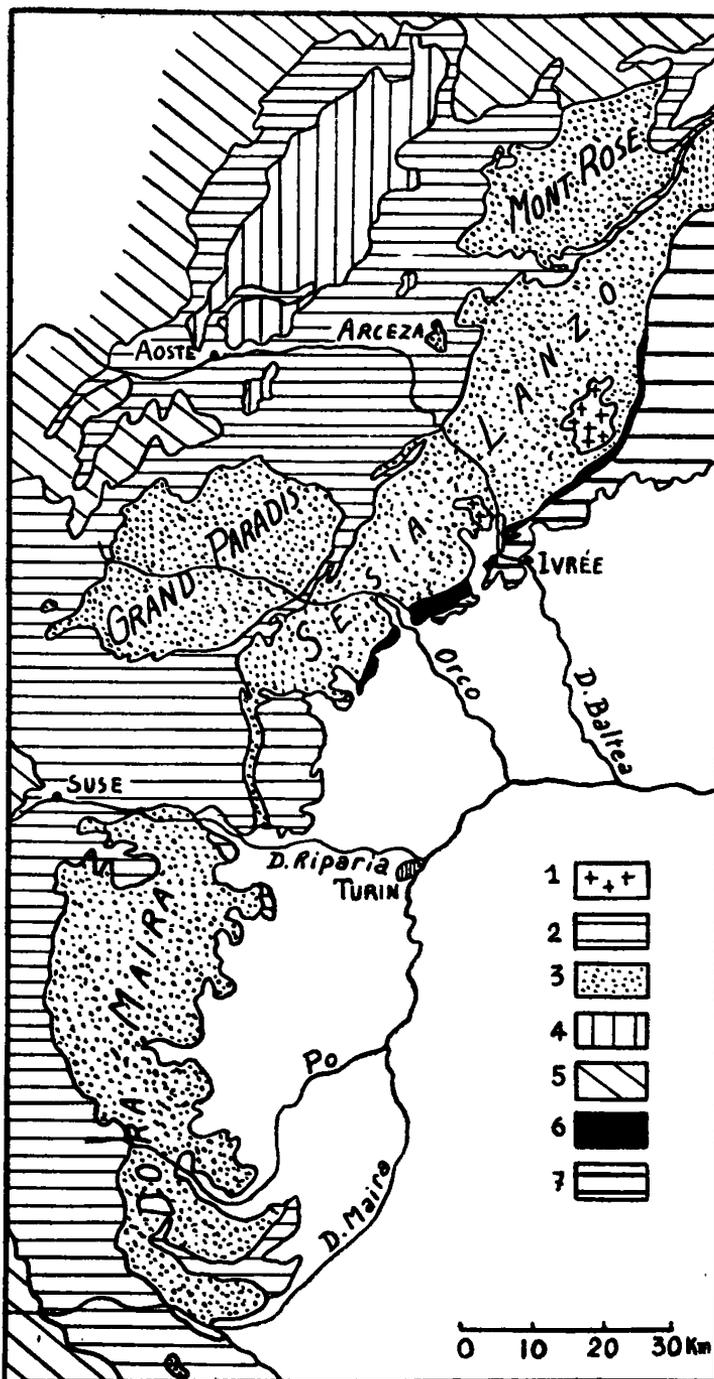


Fig. 1. — Carte structurale schématique de la zone du Piémont.

- 1 : Roches plutoniques acides (Tertiaire). — 2 : Schistes lustrés et roches vertes (Série cristallophyllienne alpine). — 3 : Zone du Mont Rose (Série cristallophyllienne antéalpine). — 4 : Zone de la Dent Blanche. — 5 : Zone du Saint-Bernard. — 6 : Zone du Canavese. — 7 : Zone d'Ivrée.

alpin et, en ce qui concerne le vieux socle cristallophyllien, sous l'angle de la « paléozonéographie » ou zonéographie ancienne, antérieure à la phase métamorphique alpine.

A la suite de ces recherches, il était logique de se demander si les résultats obtenus du point de vue zonéographique pouvaient être étendus à l'ensemble de la zone du Piémont. Les structures géologiques reconnues à la latitude du Grand Paradis se retrouvent en effet tout au long de cette zone alpine constituée, comme on le sait, par un axe de « massifs cristallins internes » (du Nord au Sud : Mont Rose, Grand Paradis, Dora-Maira) pointant au sein de la série des schistes lustrés (fig. 1). Il était cependant prématuré, jusqu'à présent, ainsi que je l'ai déjà souligné [R. MICHEL, 1953, p. 264], d'essayer d'établir des corrélations zonéographiques dans l'ensemble de la zone du Piémont, en raison de l'ancienneté ou de l'insuffisance des études pétrographiques. C'est là — conjointement au rôle beaucoup trop important attribué par certains auteurs aux actions tectoniques — la raison principale pour laquelle les timides et anciens essais de « répartition des zones bathymétriques des schistes cristallins », la plupart d'ailleurs se rapportant aux seuls schistes lustrés, n'avaient pas donné de résultats satisfaisants dans cette région des Alpes. Il me suffira de rappeler, sans les analyser en détail, les quelques pages consacrées à ce sujet par les auteurs suivants : A. STELLA [1905, p. 39-40], C. SCHMIDT [1907, p. 519-520], E. ARGAND [1916, p. 196-197], R. STAUB [1920, p. 30-37; 1924, p. 240-246].

Actuellement, la situation se présente d'une manière différente. D'une part, j'ai étendu mes recherches pétrographiques et zonéographiques au massif de Dora-Maira, dans le Sud de la zone du Piémont [R. MICHEL, 1955]. D'autre part, on dispose maintenant d'une remarquable et récente étude pétrographique du massif du Mont-Rose [P. BEARTH, 1952]; j'ai d'ailleurs pu, soit sous l'aimable conduite de P. BEARTH, soit au cours d'assez nombreuses courses personnelles, prendre contact avec la difficile géologie de la région septentrionale de la zone du Piémont. Seuls, le petit pointement de migmatites d'Arceza, à mi-chemin entre les massifs du Grand Paradis et du Mont-Rose, et le secteur du massif de Sesia-Lanzo situé au Nord du Val d'Aoste, restent à étudier de façon détaillée; encore dispose-t-on, pour la dernière région, d'une ancienne mais excellente étude pétrographique [E. ARTINI et G. MELZI, 1900].

J'estime donc possible, à l'heure actuelle, de tenter un essai de répartition des zones d'isométamorphisme, à la fois dans le vieux socle cristallophyllien et dans la série cristallophyllienne alpine de la zone du Piémont. Mais il reste bien entendu qu'une telle étude

doit être considérée comme provisoire et qu'elle devra être plus ou moins retouchée par la suite, au fur et à mesure que les travaux de détail apporteront de nouvelles précisions à propos des secteurs encore insuffisamment connus.

Dans cette première note, je me limiterai à l'étude paléozonéographique du vieux socle cristallophyllien de la zone du Piémont. Mais avant d'esquisser cet essai de coordination, je rappellerai le plus brièvement possible la constitution lithologique et paléozonéographique des massifs du Mont-Rose, du Grand Paradis, de Sesia-Lanzo et de Dora-Maira (fig. 1).

### 1. Paléozonéographie du massif du Mont-Rose

Alors que dans le massif du Grand Paradis les phénomènes de rétro-morphose et de métasomatose liés au métamorphisme général d'âge alpin prennent un développement régional à peu près total, ce qui complique sérieusement l'étude du problème paléozonéographique, on peut distinguer dans le massif du Mont-Rose des zones où ces phénomènes sont strictement localisés, « tandis qu'entre ces zones les éléments provenant d'un métamorphisme plus ancien ont été conservés » [P. BEARTH, 1952, p. 5]. Il semblerait donc que la paléozonéographie du vieux socle soit ici très facile à reconstituer. Il n'en est rien à cause des complications tectoniques considérables introduites dans l'architecture du massif par l'orogénèse alpine et de la présence, dans la région du Mont Rose proprement dit, de puissantes intrusions granitiques d'âge probablement tardihercynien.

Néanmoins, dans le secteur italien du massif, les hautes vallées de la Lys, de la Sesia, de l'Anza et de l'Antrona, permettent d'étudier assez facilement les formations cristallophylliennes qui paraissent être les plus profondes de la série. Il s'agit de migmatites faiblement rétro-morphosées. On peut y distinguer les textures d'anatexites, roches assez peu développées, et surtout d'embranchites œillées (Gneiss de Macugnaga). Ces roches renferment des septa plus ou moins puissants de gneiss à biotite et sillimanite où les phénomènes de rétro-morphose sont encore très faibles.

Si on fait abstraction des zones de discontinuité où les phénomènes tectoniques, rétro-morphiques et métasomatiques ont leur développement maximum (voir pour plus de détail à ce sujet le mémoire cité de P. BEARTH), on est amené à penser que la couverture d'ectinites de la région migmatitique de Macugnaga est représentée, au Nord-Ouest, par un complexe de gneiss où dominent,

d'une part les gneiss à biotite et sillimanite et les gneiss à biotite, d'autre part les gneiss à deux micas. Ces formations sont dans l'ensemble fort peu affectées par le métamorphisme d'âge alpin. Bien mieux, l'étude pétrographique détaillée de certains horizons de gneiss à sillimanite et biotite a montré à P. BEARTH que ces roches devaient renfermer autrefois de la cordiérite; l'auteur en déduit l'existence d'un polymétamorphisme antéalpin (voir plus loin). Enfin la série d'ectinites se termine par un assez puissant complexe de gneiss albitiques à phengite et biotite (plus ou moins transformée en chlorite), tout à fait comparables aux « gneiss minuti » de Pessinetto du massif du Grand Paradis, non seulement par leur faciès mais encore par leur rétro-morphose et leur albitisation. Comme pour les gneiss de Pessinetto, on est conduit à admettre que ces gneiss albitiques dérivent d'anciens micaschistes à deux micas, rétro-morphosés et albitisés dans la zone de métamorphisme alpine des Micaschistes supérieurs. Au Mont Rose d'ailleurs, comme le note P. BEARTH, l'albitisation est moins généralisée et il existe, dans ce complexe, des passages progressifs à de nombreuses intercalations de véritables micaschistes à deux micas (biotite plus ou moins chloritisée), qui confirment bien la genèse proposée ci-dessus.

Les termes supérieurs de la série cristallophyllienne (Micaschistes supérieurs), normalement développés dans les massifs du Grand Paradis et de Dora-Maira, n'existent plus dans le massif du Mont-Rose.

Il est intéressant de noter qu'une série d'ectinites fort analogue prend un développement considérable dans le massif de Sesia-Lanzo [E. ARTINI et G. MELZI, 1900; carte géologique d'Italie au 1/100 000° : feuilles Monte Rosa (1912) et Varallo (1927)], au Sud-Est de la région migmatitique de Macugnaga, dont elle n'est séparée que par la mince bande de schistes lustrés d'Alagna. On retrouve là une disposition tout à fait comparable à celle que j'ai décrite à la latitude du massif du Grand Paradis [R. MICHEL, 1951]; mais ce secteur nord du massif de Sesia-Lanzo est encore trop mal connu pour qu'on puisse être pleinement affirmatif à ce sujet, et il serait prématuré de parler dès maintenant d'une série cristallophyllienne unique « Mont Rose - Sesia-Lanzo ».

Quoi qu'il en soit, l'étude paléozonéographique du vieux socle du massif du Mont-Rose permet de reconstituer la série cristallophyllienne antéalpine suivante :

Faciès pétrographiques repères	Zones d'isométagmorphisme
Micaschistes à deux micas .....	Z. des Micaschistes inf. .... Y <sup>1</sup>
Gneiss à deux micas .....	Z. des Gneiss supérieurs .... Z <sup>2</sup>
Gneiss à biotite, gneiss à biotite et sillimanite .....	Z. des Gneiss inférieurs .... Z <sup>1</sup>
Embréchites œillées .....	} Z. des Migmatites ..... M <sup>1</sup>
Anatexites .....	

On en déduit facilement que le front des migmatites se situe, dans cette région, dans la zone des Gneiss inférieurs (fig. 3).

Il s'agit là d'une reconstitution peut-être trop simpliste et il se pourrait, si l'on s'en rapporte à certaines idées de P. BEARTH, déjà évoquées plus haut, que les choses soient beaucoup plus compliquées. Selon notre collègue suisse [1952, p. 63, 84, 93], les gneiss à biotite et sillimanite auraient déjà été rétrotransformés avant la mise en place, probablement tardihercynienne, des granites intrusifs du Mont Rose; il y aurait donc, non pas une seule, mais bien deux phases métamorphiques antéalpines pouvant se rapporter soit à deux orogénèses successives, soit à deux phases de métamorphisme d'une même orogénèse. Ces conclusions, même si on les tient pour certaines, n'empêchent point d'ailleurs de considérer comme valable, au moins pour la dernière phase métamorphique antéalpine, notre schéma paléozonéographique.

## 2. Paléozonéographie du massif du Grand Paradis

La série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia-Lanzo [R. MICHEL, 1953] peut être aisément étudiée le long des vallées de l'Arc et de l'Orco qui entaillent d'Ouest en Est les deux massifs correspondants (fig. 2). On peut ainsi reconnaître une succession de groupes cristallophylliens qui sont les suivants :

*Groupe des Scalari.* — Entre Ceresole et Noasca, aux Scalari, affleurent les formations les plus profondes de la série, principalement représentées par un granite d'anatexie fondamentale.

*Groupe du Grand Paradis.* — Ce granite passe progressivement aux migmatites qui le surmontent et dont l'épaisseur est de l'ordre de 2 000 m. Le faciès dominant dans ce groupe cristallophyllien est celui d'embréchites œillées à microcline. A la périphérie du massif du Grand Paradis, ces roches passent localement à des embréchites rubanées; par ailleurs elles renferment de nombreux

septa de gneiss albitiques à deux micas et, plus rarement, des septa de micaschistes à deux micas (biotite plus ou moins chloritisée dans les deux cas). On y rencontre encore quelques puissantes lentilles de granite porphyroïde en gisement stratoïde (granite d'anatexie locale).

L'étude pétrographique du groupe du Grand Paradis montre que tous ses faciès constituants ont été rétromorphosés et plus ou moins albitisés, ces phénomènes étant indiscutablement en liaison avec le métamorphisme général d'âge alpin. Néanmoins, les textures et les paragenèses anciennes sont encore parfaitement reconnaissables. Par contre les faciès du groupe des Scalari ont été pratiquement préservés de ces transformations diverses.

*Groupe de Sparone.* — Au-dessus des migmatites du Grand Paradis, on passe de toutes parts et de façon progressive à des gneiss à grain fin, appelés « gneiss minuti » par les géologues italiens et que j'ai englobés dans le groupe des gneiss minuti de Sparone. Le faciès dominant qui donne son unité à ce groupe cristallophyllien est celui de gneiss finement lités, très riches en petits phénoblastes d'albite pure.

Parmi les faciès accessoires, je signalerai : les gneiss minuti de Bonneval, à rares porphyroblastes de microcline, qui forment localement une zone de transition entre les embréchites sous-jacentes et les gneiss minuti typiques; les embréchites œillées à microcline, analogues à celles du Grand Paradis, mais qui se trouvent en gisement lenticulaire stratoïde au sein des gneiss minuti; enfin les embréchites œillées à albite qui dérivent de l'albitisation intensive de gneiss minuti.

Les gneiss minuti de Sparone forment une ceinture à peu près continue autour du massif migmatitique du Grand Paradis; mais alors que leur épaisseur est tectoniquement réduite à 2 ou 300 m sur le versant français, par exemple dans la région de Bonneval, ces gneiss prennent un développement considérable sur le versant italien où ils constituent, outre l'auréole du massif du Grand Paradis, la majeure partie du massif de Sesia-Lanzo.

L'étude pétrographique du groupe de Sparone permet de distinguer deux niveaux superposés : le niveau de Pessinetto qui surmonte directement les migmatites et dont le faciès dominant est celui de gneiss albitiques à deux micas (biotite plus ou moins chloritisée) et le niveau de Pont-Canavese principalement représenté par des gneiss albitiques à phengite et chlorite. De plus, on peut constater que tous ces gneiss ont subi eux aussi deux métamorphismes successifs, la dernière phase ayant été accompagnée d'une intense albitisation. Si on fait abstraction de ces transformations

récentes, on est conduit à admettre que les gneiss de Sparone étaient, à l'issue de la phase métamorphique ancienne, des mica-schistes phylliteux comportant, à la base, des mica-schistes à deux micas, analogues à ceux qu'on rencontre en septa dans les migmatites du Grand Paradis et, au sommet, des mica-schistes à chlorite et muscovite.

*Groupe de Cuornè.* — Au-dessus du groupe de Sparone se situe l'horizon le plus élevé de la série : le groupe de Cuornè. Il est principalement représenté par des mica-schistes à phengite et glaucophane entrelardés de glaucophanites.

L'étude pétrographique montre que ces faciès sont, comme les précédents, polymétamorphiques et que leur richesse en glaucophane est due à un apport métagénétique de soude qui s'est fixé électivement sur d'anciennes amphiboles. On doit donc admettre qu'à l'issue de la phase métamorphique ancienne, ce groupe était constitué par des alternances de mica-schistes à amphibole et de para-amphibolites.

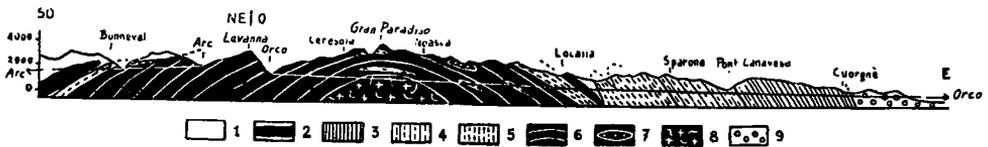


Fig. 2. — Coupe géologique le long des vallées de l'Arc et de l'Orco. (Longueur de la coupe : 60 km environ.)

- |                                 |   |   |
|---------------------------------|---|---|
| Série des Schistes lustrés      | { | 1. Trias, calcschistes, prasinites, gneiss du Charbonnel. |
|                                 |   | 2. Roches vertes.   |
| Série Grand Paradis Sesia-Lanzo | { | 3. Micaschistes à glaucophane de Cuornè.                  |
|                                 |   | 4. Gneiss albitiques de Pont Canavese.                    |
|                                 |   | 5. Gneiss albitiques de Pessinetto.                       |
|                                 |   | 6. Embréchites œillées du Grand Paradis.                  |
|                                 |   | 7. Granite d'anatexie locale.                             |
|                                 |   | 8. Granite d'anatexie fondamentale.                       |
|                                 |   | 9. Zone du Canavese.                                      |

Finalement, en faisant abstraction du métamorphisme récent et des phénomènes métagénétiques qui l'ont accompagné, on peut établir la paléozonéographie de la région du Grand Paradis de la façon suivante :

Faciès pétrographiques repères	Zones d'isométagénisme
Micaschistes à amphibole, amphibolites.	Z. des Micaschistes sup. .... Y <sup>2</sup>
Micaschistes à muscovite et chlorite ....	
Micaschistes à muscovite et biotite ....	Z. des micaschistes inf. .... Y <sup>1</sup>
Embréchites œillées .....	Z. des Migmatites .....
Granite des Scalari .....	Z. des Granites d'anatexie ... G <sup>1</sup>

On en conclut immédiatement que le front des migmatites s'est élevé dans cette région de la zone du Piémont jusqu'au sein de la zone des Micaschistes inférieurs (fig. 3).

### 3. Paléozonéographie du massif de Dora-Maira.

Bien que ce vaste complexe de schistes cristallins (fig. 1) nécessite encore de nombreuses recherches de détail, bien qu'il soit affecté dans son ensemble par de vastes ondulations axiales qui gênent parfois les corrélations à longue distance, on peut d'ores et déjà y distinguer deux régions nettement différentes pour notre propos [R. MICHEL, 1955].

Dans la *partie nord* du massif, entre le Val de Suse au Nord et la vallée du Pô au Sud, la série cristallophyllienne est dans l'ensemble fort analogue à celle du Grand Paradis. Elle comporte en effet de bas en haut :

- Granite d'anatexie plus ou moins recristallisé<sup>2</sup>;
- Embréchites ceillées à deux micas, rétromorphosées et albitisées. Cette formation renferme d'assez nombreuses et puissantes lentilles stratoïdes de granite d'anatexie locale et elle passe localement, à sa partie supérieure, à des gneiss rubanés à microcline et albite (Gneiss de Luserna) tout à fait analogues, par leur faciès et leur position, aux « gneiss minuti de Bonneval » du massif du Grand Paradis.

- Au-dessus des migmatites précédentes, se développe le groupe des « gneiss minuti » qui représentent ici l'équivalent des gneiss de Pessinetto du Grand Paradis; comme ces derniers, ils dérivent d'anciens micaschistes à deux micas rétromorphosés et albitisés.

Les principales différences, qui confèrent à la série cristallophyllienne de cette partie du massif de Dora-Maira une certaine individualité par rapport au massif du Grand Paradis, sont les suivantes :

a) La partie supérieure de la vieille série cristallophyllienne (gneiss albitiques de Pont-Canavese et micaschistes à glaucophane de Cuorgnè) qui forme, comme on l'a vu ci-dessus, la partie orientale du massif de Sesia-Lanzo à la latitude du Grand Paradis, n'est plus visible à l'Est du massif de Dora-Maira : les alluvions de la plaine du Pô masquent tout affleurement.

---

<sup>2</sup> J'admets actuellement qu'il s'agit d'un granite d'anatexie fondamental; mais des recherches plus détaillées, en particulier dans la région de Coazze, sont encore nécessaires pour étayer cette manière de voir.

b) Dans la formation des gneiss minuti on rencontre, beaucoup plus fréquemment que dans le Grand Paradis, des lentilles d'embranchites ocellées en gisement stratoïde et des septa de mica-schistes à deux micas rétro-morphosés (biotite plus ou moins chloritisée) mais non albitisés. Ce dernier phénomène prend une réelle importance vers le Sud de la partie septentrionale du massif, où il annonce les faciès micaschisteux des ectinites de la partie sud.

c) Enfin, dans ce même groupe cristallophyllien, une formation, connue seulement à l'état de traces dans la série Grand Paradis - Sesia-Lanzo [R. MICHEL, 1953, p. 202-204], prend un développement considérable, en particulier dans la basse vallée du Chisone: c'est la « formation graphitique de Pignerol ». Cette formation demande encore des études minutieuses, mais on peut noter dès à présent que les mica-schistes graphiteux, qui en constituent le faciès le plus représentatif au point de vue zonéographique, sont intimement liés à l'extrême base de l'horizon des gneiss minuti et qu'ils sont, comme ces derniers, rétro-morphosés et localement albitisés<sup>3</sup>.

Ces différences mises à part, la partie nord du massif de Dora-Maira est absolument identique, en ce qui concerne la paléozonéographie, au massif du Grand Paradis. On y retrouve en effet :

Faciès pétrographiques repères	Zones d'isomé-tamorphisme
Micaschistes à deux micas .....	Z. des Micaschistes inf. .... Y <sup>1</sup>
Embranchistes ocellées .....	Z. des Migmatites .....
Granite d'anatexie (?) .....	Z. des Granites d'anatexie .... G <sup>1</sup>

Dans cette partie du massif, le front de migmatisation s'est donc élevé, comme à la latitude du Grand Paradis, jusque dans la zone des Micaschistes inférieurs (fig. 3).

Dans la *partie sud* du massif de Dora-Maira, entre les vallées du Pô et de la Maira, on assiste à deux phénomènes importants :

<sup>3</sup> Ces observations, notons-le au passage, conduisent à admettre que la formation graphitique de Pignerol fait partie intégrante de la vieille série cristallophyllienne. Il s'ensuit d'une part que l'âge de cette formation (tenue jusqu'ici pour carbonifère) doit être reculé, d'autre part qu'elle n'appartient pas, comme l'avait suggéré E. ARGAND, à la « nappe du St-Bernard ». L'apparition en fenêtre de cette nappe, sous les gneiss de Dora-Maira, rapportés par E. ARGAND à la « nappe Mont Rose - Grand Paradis », n'a donc jamais existé que dans l'imagination de cet auteur.

a) Les embréchites œillées forment toujours l'ossature de la série cristallophyllienne, mais la rétro-morphose et l'albitisation dues au métamorphisme alpin y deviennent sporadiques, puis cessent pratiquement vers le Sud. Il en est de même dans la couverture d'ectinites où, par rapport à la partie nord, les rôles sont renversés : ce sont en effet les gneiss albitiques qui forment les septa, de moins en moins importants vers le Sud, alors que les micaschistes se développent de plus en plus largement dans la même direction. On en déduit facilement que notre vieille série cristallophyllienne apparaît ici à peu près telle qu'elle était, du point de vue zonéographique, à la fin du cycle métamorphique ancien, les effets du métamorphisme d'âge alpin diminuant progressivement vers le Sud.

b) Les ectinites surmontant les embréchites œillées sont principalement représentées par des micaschistes à muscovite et chlorite.

Ainsi, en allant vers le Sud, on constate que le front des migmatites s'élève progressivement jusqu'à atteindre la zone des Micaschistes supérieurs (fig. 3), comme en témoigne la succession zonéographique suivante :

Faciès pétrographiques repères	Zones d'isométamorphisme.
Micaschistes à muscovite et chlorite ..	Z. des Micaschistes sup. .... Y <sup>2</sup>
Embréchites œillées .....	Z. des Migmatites .....

### Conclusions

Le tableau ci-dessous et le diagramme de la figure 3 résument les observations paléozonéographiques précédemment exposées.

MONT ROSE	GRAND PARADIS, DORA-MAIRA (Nord)	DORA-MAIRA (Sud)
(Erodé) Micasch. inf. Gneiss sup. Gneiss inf. Embréchites Anatexites Granite d'anatexie (?)	Micasch. sup. Micasch. inf. Embréchites Granite d'anatexie	Micasch. sup. Embréchites Granite d'anatexie (?)

On constate immédiatement que le front de migmatisation lié au cycle métamorphique antéalpin s'est élevé du Nord au Sud, depuis le massif du Mont-Rose jusqu'à l'extrémité méridionale du massif de Dora-Maira. Autrement dit, du Sud au Nord de la zone du Piémont, on voit apparaître, dans le vieux socle cristallophyllien, des zones d'ectinites de plus en plus profondes, phénomène dont on ne connaît d'ailleurs pas encore l'exacte signification. Quoiqu'il en soit on ne peut manquer d'être frappé du parallélisme qui existe ainsi, du point de vue zonéographique, entre la région étudiée et le Massif Central où le même phénomène, se produisant dans la même direction, a été signalé à maintes reprises par J. JUNG et M. ROQUES (voir, par exemple : 1952, fig. 25, p. 55).

Dans la zone du Piémont, cette montée du front des migmatites présente un caractère de progressivité manifeste dès l'étude sur le terrain, si on ne tient compte que du secteur comprenant les massifs du Grand Paradis et de Dora-Maira. Par contre, si on considère les séries cristallophylliennes du Grand Paradis et du Mont Rose, massifs d'ailleurs relativement peu distants l'un de l'autre, on a l'impression d'un profond hiatus. On peut donc se demander s'il s'agit bien de la même série cristallophyllienne ou si la région du Mont Rose ne constitue pas un domaine cristallophyllien particulier.

En faveur de la première manière de voir, je rappellerai que les observations faites dans la partie septentrionale du massif du Grand Paradis m'ont permis de montrer [R. MICHEL, 1953, p. 159-161] que le front de migmatisation présente là une disposition tout à fait particulière dite « épibolique » ; le passage, toujours très progressif dans le détail, des migmatites aux ectinites s'effectue en effet par coïncement mutuel des couches. Cette structure, développée à l'échelle du massif, rappelle, toutes proportions gardées, les imbrications latérales de deux faciès dans une série stratigraphique. Ces gigantesques biseaux de migmatites au sein des ectinites présentent en outre dans cette région un assez fort plongement vers le Nord. Tout cela permettrait d'expliquer un abaissement rapide, mais non discontinu, du front des migmatites depuis la bordure nord du massif du Grand Paradis jusqu'au massif du Mont Rose. C'est cette conception qui a été adoptée schématiquement sur le diagramme de la figure 3. Il est malheureusement impossible d'en préciser l'exactitude, le vaste ensellement des schistes lustrés du Val d'Aoste empêchant de vérifier si cette structure épibolique du front des migmatites se poursuit réellement en direction du massif du Mont Rose.

D'un autre côté, même en admettant l'hypothèse de l'unité de la série cristallophyllienne antéalpine, on peut cependant penser que le massif du Mont Rose est à mettre à part dans le vieux socle cristallophyllien de la zone du Piémont. La comparaison entre ce dernier et les formations cristallophylliennes des massifs hercy-

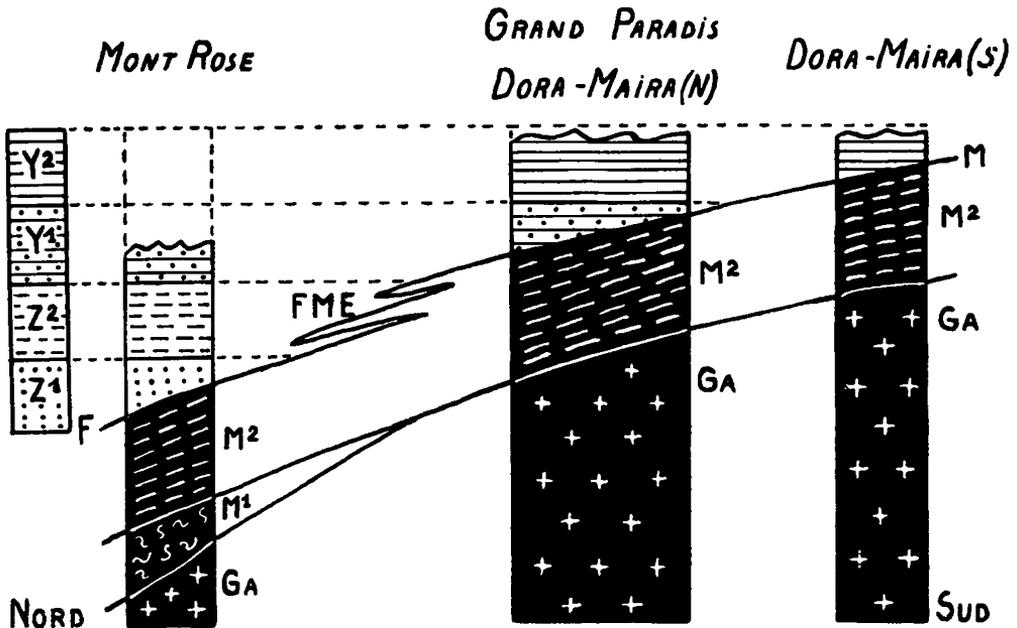


Fig. 3. — Schéma des relations entre les zones d'isométagmatisation et les zones de migmatisation dans le vieux socle cristallophyllien de la zone du Piémont (métagmatisation antéhouiller).

- |   |  |
|---|--|
| Y <sub>2</sub> : Zone des Micaschistes sup. | M <sub>2</sub> : Embréchites.          |
| Z <sub>2</sub> : Zone des Gneiss sup.       | M <sub>1</sub> : Anatexites.           |
| Y <sub>1</sub> : Zone des Micaschistes inf. | GA : Granite d'anatexie.               |
| Z <sub>1</sub> : Zone des Gneiss inf.       | FME : Front des migmatites épibolique. |
|   | F-M : Front des migmatites.            |

niens français s'avère encore très fructueuse à ce sujet. J. JUNG, dans son récent essai de coordination zonéographique [1953], vient en effet de distinguer en France deux types de séries cristallophylliennes (voir en particulier : fig. 2, p. 336). Le premier type, appelé « arverno-vosgien » (séries de l'Auvergne, du Lyonnais, du Morvan, des Vosges et de la Forêt-Noire) est caractérisé, entre autres, par l'abrasion considérable affectant les ectinites et par la position profonde du front des migmatites. Nous retrouvons là les carac-

tères essentiels de la série cristallophyllienne du Mont Rose, qui ne diffère des séries arverno-vosgiennes que par le développement à peu près normal de ses embréchites. Les autres séries cristallophylliennes françaises (Bretagne, Limousin, Montagne-Noire, Pyrénées, Maures, Cévennes, Massifs cristallins externes des Alpes à l'exception du Mercantour<sup>4</sup>) sont caractérisées par la présence d'une couverture d'ectinites complète et par la position élevée ou très élevée du front des migmatites; de toute évidence les séries cristallophylliennes du Grand Paradis et de Dora-Maira peuvent être rattachées à ce type.

S'appuyant en outre sur des arguments d'ordre stratigraphique, en particulier sur la présence d'une couverture non métamorphique concordante pour le second type de séries cristallophylliennes, J. JUNG [1953, p. 338-339] conclut que l'ensemble des vieilles séries cristallophylliennes françaises appartient à un cycle de métamorphisme ayant débuté très tôt dans l'Infra-Cambrien, mais dont l'évolution au cours du Paléozoïque a pu être stoppée plus ou moins tôt par les diverses phases de plissements, lors de la phase cadomienne, probablement, pour le « bloc arverno-vosgien », lors de la phase hercynienne pour les autres séries. Bien qu'il soit impossible d'utiliser à ce sujet des arguments d'ordre stratigraphique pour la zone du Piémont, ces considérations évoquent inmanquablement les observations de P. BEARTH sur l'histoire plus complexe du vieux socle cristallophyllien du Mont Rose, et d'après lesquelles (voir plus haut, p. 100) on retrouve là des traces de deux phases métamorphiques en liaison avec deux phases d'une orogénèse plus ancienne que l'orogénèse alpine; le même auteur [1952, p. 93] pense d'ailleurs qu'on peut esquisser un parallèle entre les séries cristallophylliennes du Mont Rose d'une part et des Vosges et de la Forêt-Noire d'autre part.

Ainsi, dans l'état actuel de nos connaissances, il est possible, tout en admettant que le vieux socle cristallophyllien de la zone du Piémont dépend dans son ensemble d'un même grand cycle de métamorphisme paléozoïque antéhouiller, de réserver une place spéciale à la série du Mont Rose et de l'adjoindre au « bloc arverno-vosgien » de J. JUNG.

---

<sup>4</sup> A propos de ce massif, que J. JUNG rattache, par ses caractères zonéographiques, au type arverno-vosgien, on notera que la présente étude conduit à lui attribuer une position tout à fait isolée au sein de la série cristallophyllienne des Massifs cristallins externes des Alpes. En effet, les caractères paléozonéographiques de la zone du Piémont, à la latitude de ce massif, ne permettent pas d'envisager une extension possible vers l'Est, comme le suggérait J. JUNG [1953, fig. 2, p. 336, p. 338].

Tel est le schéma d'ensemble qui peut être provisoirement esquissé en se basant sur les études pétrographiques les plus récentes concernant les Massifs cristallins internes de nos Alpes Occidentales.

## BIBLIOGRAPHIE

- ARGAND (E.) (1916). — Compte-rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse à Zermatt (*Ecl. Geol. Helv.*, 14, p. 192-204).
- ARTINI (E.), MELZI (G.) (1900). — Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia (*Mem. R. Ist. Lombardo Sc. Lett.*, 18, p. 220-390).
- BEARTH (P.) (1952). — Geologie und Petrographie des Monte Rosa (*Mat. Carte Géol. Suisse* (Nouv. sér.), 96, XII + 94 p.).
- JUNG (J.) (1953). — Zonéographie et âge des formations cristallophylliennes des massifs hercyniens français (*B.S.G.F.* (6), 3, p. 329-344).
- JUNG (J.), ROQUES (M.) (1952). — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes (*B.S.C.G.F.*, 235, 62 p.).
- MICHEL (R.) (1951). — Relations zonéographiques entre le massif de Sesia-Lanzo et le massif du Grand Paradis (Alpes piémontaises) (*C.R.A.S.*, 233, p. 1470-1471).
- MICHEL (R.) (1953). — Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes) (*Sciences de la Terre*, Nancy, 1, n° 3-4, XII + 288 p.).
- MICHEL (R.) (1955). — Note préliminaire sur les schistes cristallins du massif de Dora-Maira (Alpes piémontaises) (*C.R.S.G.F.*, p. 99-101).
- SCHMIDT (C.) (1907). — Ueber die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen (*Ecl. Geol. Helv.*, 9, p. 484-584).
- STAUB (R.) (1920). — Ueber Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden (*Vierteljahrsschrift Nat. Ges. Zürich*, 55, p. 1-54).
- STAUB (R.) (1924). — Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese (*Mat. Carte Géol. Suisse* (Nouv. sér.), 52, VI + 272 p.).
- STELLA (A.) (1905). — Il problema geo-tettonico dell'Ossola e del Sempione (*Boll. R. Comit. Geol. Ital.*, 36, p. 5-41).
-