

Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 15 (1962)
Heft: 1

Artikel: Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques autres espaces au sud d'Aoste
Autor: Amstutz, A.
Kapitel: Nappe Emilius
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-738653>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 22.01.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

se dire qu'ici le passage SB/MR est à l'intérieur de la masse calcoschisteuse. C'est là que les sédiments mésozoïques SB, renversés et entraînés sous les masses permocarbonifères SB, ont glissé sur les sédiments mésozoïques de la fosse MR lors de la Première phase tectogène.

Nappe Emilius

Nous avons vu que la N.Emilius repose sur du Mésozoïque Saint-Bernard et qu'elle provient de la Zone Sesia. Voyons maintenant les principaux types de roches paléozoïques et mésozoïques qu'elle comporte; puis nous en verrons les structures et particularités locales.

Roches paléozoïques :

a) Gneiss albitiques à grain fin (gn.minuti) faits de quartz, albite généralement poeciloblastique, muscovite, chlorite avec ou sans biotite résiduelle, épidote et/ou clinozoïsite ou zoïsite, sphène, souvent grenatifères (almandin) et parfois avec hornblende actinotique ou glaucophane. Ces gneiss constituent la majeure partie de la nappe. Par endroits, ils contiennent des lits de micaschistes muscovitiques à chlorite, grenat, épidote, sans albite. C'étaient à l'origine des roches volcaniques, en majeure partie des cinérites ou ignimbrites, émanant de magmas granodioritiques, et naturellement, en intercalations, tous les divers produits d'altération, de remaniement et de mélange que peuvent donner des tufs.

b) Gneiss albitiques de même paragenèse que les précédents mais à texture beaucoup moins fine sinon grossière, parfois avec noyau d'orthite dans l'épidote, et parfois très peu schisteux, avec biotite orientée dans tous les sens (comme un palimpseste de structure panidiomorphe grenue) et peu chloritisée (probablement parce que la texture massive de la roche l'a protégée du délavement et perte de potasse dans l'épizone et en surface). Au N de l'A.Tsesère, près de l'A.Grauson-vieux et dans le cirque Arbole-Emilius. Ce sont des granodiorites subvolcaniques diaphtorisées, analogues à celles que nous avons vues dans le ravin de Lessert, etc. (lames détachées tectoniquement du pluton subvolcanique, ou restes d'apophyses ou cheminées d'appareil volcanique).

c) Schistes albitiques à chlorite, grenat, zoïsite ou clinozoïsite-épidote, muscovite, sphène, avec trop peu de quartz pour être gneiss; englobant des lits de quartzites muscovitiques. Entre Pra di Ler et T.Vareri. Ces

schistes correspondent vraisemblablement à des tufs remaniés comportant des éléments marneux, avec lits sableux.

d) Schistes albitiques à épidote et glaucophane, avec chlorite et sphène. Au M.Grauson et au M.Emilius. A l'origine, des roches andésitiques peu fémiques.

e) Glaucophanites épidotiques avec grenat, albite, muscovite, chlorite, actinote, sphène. Sur l'arête Coppi et dans le cirque de Lussert. Vraisemblablement des roches andésitiques diaphtorisées sous stress et augmentation locale de pression.

f) Schiste glaucophanique et muscovitique très peu quartzeux, avec albite, grenat, épidote, chlorite, sphène. Au S du M.Grauson. Vraisemblablement une andésite-dacite diaphtorisée sous forte pression locale.

g) Roches rubannées faites de lits glaucophanites et de lits mica-schisteux, les premiers contenant glaucophane, albite, épidote, muscovite, chlorite, grenat, et les seconds, quartz, muscovite, chlorite, glaucophane et grenat. Sur l'arête Coppi et dans le cirque Arbole-Emilius. Les premiers lits correspondent vraisemblablement à du matériel andésitique tufacé, tandis que les seconds comportent aussi du matériel détritique.

h) Quartzites avec albite, zoïsite, grenat, sphène; contenant quelques galets de roche albitique à zoïsite, muscovite et très peu de quartz. Au S du M.Emilius. Ex-grès avec galets dérivant probablement d'andésite ou diorite à grain fin, peu fémique.

i) Quartzites plus ou moins muscovitiques et micaschistes très quartzeux à muscovite et chlorite, grenatifères, avec tourmaline et apatite. En intercalations, un peu partout dans la nappe. D'ex-grès argileux.

j) Schistes à muscovite, chlorite, trémolite, grenat, épidote, quartz, albite, apatite. Dans les cirques de Lussert et d'Arbole-Emilius. Vraisemblablement d'ex-argiles marneuses.

k) Schistes quartzeux actinotiques et muscovitiques, grenatifères, avec chlorite, très peu d'albite, sphène et oxyde de fer. Au S du M.Grauson et dans le cirque Arbole-Emilius. A l'origine, vraisemblablement des mélanges de sables et de matériel volcanique.

Des mylonites, des roches provenant de jets de laves et des blocs projetés (xénolithes et autolithes) que nous examinerons plus loin, s'ajoutent aux roches précédentes.

Roches mésozoïques :

a) Quartzites triasiques, avec muscovite, zoïsite, grenat. En lentilles dans les gneiss albitiques du flanc septentrional de P.Rossa.

b) Marbre triasique légèrement dolomitique, avec très peu de quartz, muscovite, trémolite. En une lentille près de l'A.Grauson-vieux (et en un bloc morainique près de l'A.Tsesère).

c) Calcaires cristallins avec quartz et nodules faits de diopside et grenat (prob. andradite). En lentilles dans les gneiss du flanc N de P.Rossa. Ex-calcaires dolomitiques et gréseux, triasiques, pyrométamorphosés au contact de venue basaltique.

d) Mylonites mixtes recristallisées faites de mélanges des quartzites et des calcaires cristallins précédents.

e) Roches hétérogènes faites d'amas irréguliers de glaucophane, épidote, calcite pure et carbonate ferrifère; et schiste à actinote et chlorite avec calcite, albite et sphène. Sur l'arête Coppi, en intercalation dans des prasinites adjacentes aux gneiss Emilius. Vraisemblablement des calcaires dolomitiques et marneux englobés et métamorphosés par une venue basaltique.

f) Prasinites ordinaires, prasinites particulièrement amphiboliques, amphibolites, élogites plus ou moins ouralitisées, prasinites provenant de différenciations à tendances trachyandésitiques. En une énorme masse sur le flanc septentrional du M.Emilius, aux bords W de la nappe, et probablement aussi dans le vallon de Saint-Marcel, et en fragments résultant de morcellement et d'éparpillement à l'intérieur des strates permocarbonifères. Ex-basaltes Sesia, tendant parfois vers les trachyandésites.

g) Serpentes connexes des prasinites précédentes.

h) Schistes lustrés Sesia entraînés, en proportion restreinte, par l'écoulement des ophiolites et gneiss précédents.

Les roches paléozoïques envisagées ci-dessus sont tout-à-fait analogues à celles qui constituent la « couverture postorogénique hercynienne » des zones Mont-Rose et Saint-Bernard. En très grande majorité leurs paragenèses sont les mêmes, et les associations de gneiss albitiques et de roches originellement détritiques sont également concordantes. Il faut donc leur appliquer aussi le raisonnement qui a été énoncé dans les deuxième et quatrième chapitres, et se dire que les gneiss albitiques à grain fin de l'Emilius sont des roches monométamorphiques * dérivant directement d'éruptions volcaniques permocarbonifères ou provenant du remaniement de tufs.

* monométamorphiques, par opposition aux gneiss orthosiques dimétamorphiques qui constituent le substratum des coupes Gr.Paradis et Mont-Rose.

Le rôle de ces roches dans le cycle hercynien, leurs liens de causalité avec les magmas granodioritiques de ce cycle et, partant, leurs relations avec les migmatites sous-jacentes, leur association avec le permocarbonifère détritique continental, et leur évolution métamorphique pendant l'alpin, tout cela a été considéré dans les pages qui traitent des zones Mont-Rose et Saint-Bernard, et tout ce qui a été dit là est également valable pour les éléments Sesia de la N.Emilius puisque les roches y sont tout-à-fait analogues. Il n'y a donc pas lieu d'y revenir ici. Mais il importe, par contre, de bien noter ici les particularités de « blocs projetés » et de structures pipernoïdes qui me sont apparues dans la N.Emilius et qui corroborent pleinement mes conclusions sur l'origine volcanique des gneiss albitiques dans les Alpes.

L'un de ces blocs est un xénolithe ayant la grandeur d'une tête d'homme. C'est une roche plissotée faite de lits micaschisteux et de lits prasinitiques peu fémiques; les premiers consistant en muscovite, biotite partiellement chloritisée, épidote, quartz, et dérivant vraisemblablement d'argile légèrement marneuse; tandis que les seconds sont faits d'albite poeciloblastique, hornblende actinotique, épidote, chlorite, muscovite, sphène, apatite, pyrite, et proviennent vraisemblablement de cendres andésitiques. La roche encaissante constitue un grand bloc glaciaire, noté sur la carte, 400 m à l'WNW de l'A.Tsesère, et ne peut provenir que des parois du cirque de Lussert, faites entièrement de gneiss albitiques et de roches connexes précitées. C'est un gneiss albitique à épidote et orthite en noyaux, muscovite, biotite, sphène, dont le grain est fin et qui dérive sans doute d'une cinérite rhyodacitique; car, préservée de déformation et schistosité, la roche présente une structure litée et, au point de chute, sous l'ancienne base du bloc, une incurvation des lits.* Tout démontre donc qu'il s'agit là d'un xénolithe, d'un morceau de roche arraché par une explosion aux parois du conduit volcanique, projeté et tombé sur des cendres rhyodacitiques; la structure litée et très plissotée, et la solidité qu'avait alors ce fragment, montrant que la roche était une métamorphite antécarbonifère.

* Une autre conséquence de la chute apparaît sur la figure 3. Les cendres ont été tassées, comprimées contre le bloc lors de la chute, tandis que les cendres postérieures à celle-ci n'ont évidemment pas subi une telle compression et ont donc beaucoup moins adhéré au bloc; d'où, une circulation hydrothermale limitée à la surface de contact de ces dernières, et la demi-enveloppe, la demi-couronne de quartz blanc que l'on distingue nettement sur la figure.

Des enclaves d'un autre type apparaissent dans les gneiss albitiques minuti affleurant entre l'A.Grauson-nouveau et l'A.Tsesère, à l'endroit noté sur la carte par un astérisque. Elles consistent en une dizaine de fragments de roche en partie finement vacuolaire, plus fémique que la roche encaissante, à bords nets et tranchés, et de grandeur variant de 3 à 20 cm, répartis à quelques m les uns des autres. Lorsque je les remarquai, elles me parurent provenir d'un xénolithe brisé pendant la chute, et lorsqu'Alf. Rittmann, certes le plus compétent des pétrographes pour une telle question, voulut bien étudier d'une manière détaillée l'un de ces fragments* je fus évidemment très heureux de voir cette interprétation corroborée avec certitude. Ci-dessous, une récapitulation de ses conclusions.

Deux espèces de trainées fluidales (*schlieren*) caractérisent l'enclave. Dans la première, le métamorphisme n'est que partiel, et des phénocristaux d'augite sont répartis dans une masse fondamentale finement grenue faite d'albite avec un peu de séricite et quartz et quelques micro-lites d'augite. Tandis que dans la deuxième, une épimétamorphose a transformé l'augite en actinote avec création simultanée de sphène, etc. et le feldspath originel en albite avec clinzoisite et muscovite. Des vacuoles, dont les dimensions varient de quelques dixièmes de mm à quelques mm, sont nombreuses dans la roche, qui était vraisemblablement une *lave pantelleritique*, c.à.d. une lave rhyolitique sodique très fémique. Le mode du faciès volcanique, déduit de l'analyse chimique et des restes de minéraux originels, se trouve ci-dessous dans la colonne de gauche; tandis que la colonne de droite indique le mode du faciès épimétamorphique:

| | | | |
|---|----|---------------------|----|
| quartz | 7% | quartz | 6% |
| anorthose (Or ₁₁ Ab ₇₇ An ₁₂) . . . | 39 | albite | 32 |
| augite | 45 | muscovite | 6 |
| titanomagnétite et similaires . . . | 8 | épidote | 4 |
| apatite | 1 | actinote | 40 |
| | | sphène | 6 |
| | | apatite | 1 |
| | | calcite | 5 |

* A.RITTMANN — *Sur une enclave volcanique trouvée par A.Amstutz dans les Pennides*. Bul. de l'Association de volcanologie, 1955.

La roche encaissante est un gneiss fait de quartz, albite poeciloblastique parfois maclée, muscovite, épidote, amphibole, chlorite avec biotite résiduelle, sphène. L'amph. est du plus grand intérêt; en majeure partie c'est de la hornblende actinotique sodifère, mais dans les parties centrales de petits phénoblastes prismatiques, le métamorphisme a épargné l'amph. originelle, qui était une hornblende catophorique, caractéristique des roches magmatiques alcalines mais inconnue jusqu'ici dans les roches métamorphiques. Ce minéral s'ajoute donc à toutes les raisons formulées dans les pages précédentes, et à la plasticité considérée ci-dessous, pour montrer que ce gneiss albitique dérive d'un *tuf rhyodacitique*. Modalement, selon l'analyse chimique, les faciès volcanique et épizonal suivants:

| | | | |
|---|-----|---|-----|
| quartz | 29% | quartz | 39% |
| sanidine (Or ₆₇ An ₃₃) | 28 | albite | 31 |
| oligoclase (Ab ₈₀ An ₂₀) | 35 | muscovite | 20 |
| biotite, amphibole | 5 | épidote | 4 |
| magnétite | 2 | actinote | 4 |
| apatite et sphène | 1 | chlorite, sphène, magné- tite, apatite | 2 |

Pour que l'enclave précédente se soit conservée d'une manière aussi étonnante, pour que la structure fluidale et vacuolaire soit presque intacte en dépit du long cheminement de la nappe Emilius, il a évidemment fallu que le milieu enrobant soit très plastique durant tout ce cheminement. Or, des cendres rhyodacitiques et même des tufs ignimbristiques pouvaient fort bien continuer à remplir cette condition durant leur épimétamorphisme; car la création en abondance de muscovite facilite naturellement beaucoup les glissements et déformations, et la forte tendance de l'albite à recristalliser donne aussi une certaine malléabilité à la roche. Les queues de quartz que comportait l'enclave à ses extrémités, dans les ombres de pression, étaient d'ailleurs une manifestation de cette plasticité continue du milieu enrobant.

Des structures pipernoïdes admirablement conservées apparaissent aussi dans des gneiss albitiques que l'on peut observer près de l'A. Tsesère en gros blocs morainiques provenant du cirque de Lussert. Je les ai montrées en 1954 à A. Rittmann, qui les a considérées comme suit dans les pages précitées: « Aucun volcanologue n'hésiterait à reconnaître dans ces gneiss la texture typique des tufs pipernoïdes formés par l'accumulation de cendres et de lambeaux de lave encore visqueuse au moment de

la chute. Pareils dépôts se trouvent dans la plupart des régions volcaniques actives caractérisées par des éruptions explosives de magmas acides ou intermédiaires. » Il est donc indubitable que ces gneiss albitiques dérivent de cendres rhyodacitiques et de lave comagmatique projetée hors du cratère par des explosions. Dans leur trajectoire ces masses liquides se sont refroidies et se sont tordues pendant qu'elles étaient encore visqueuses, acquérant ainsi des formes très irrégulières, comme celles que représente la photographie hors-texte. Une température moins élevée ne leur a pas permis de s'aplatir à terre comme les bouses des pipernos proprement dits.

Tels sont les xénolithes et jets de lave que l'on peut observer près de l'A.Tsesère. Ailleurs dans la nappe, les uns et les autres ne sont apparemment pas fréquents, peut-être parce qu'une très grande partie de la nappe est faite d'ignimbrites exemptes de projections, et peut-être parce que les diastrophismes en ont détruit le plus grand nombre. Mais dans les gneiss albitiques des cirques de Lussert et d'Arbole-Emilius, en place ou dans des blocs morainiques, j'ai cependant rencontré maintes enclaves de petite taille dérivant vraisemblablement de lapilli et maintes enclaves plus grandes (15 à 20 cm) rappelant les blocs projetés précédents, et aussi maintes structures dérivant apparemment de pipernos, de jets de lave. La difficulté de les détacher de la roche et le manque de temps m'ont aussi maintes fois empêché d'en emporter des spécimens; et ceci d'autant plus qu'il me semblait être superflu d'accumuler encore des preuves sur l'origine volcanique des gneiss albitiques.

Les caractères essentiels des roches paléozoïques et mésozoïques de la N.Emilius ayant été ainsi passés en revue, voyons maintenant les structures et particularités locales de la nappe, en passant des parties méridionales aux parties septentrionales.

Entre le cirque d'Arpisson et le torrent de Grauson, nous avons vu avec quelques détails le mésozoïque SB constituant le substratum de la nappe et nous avons vu aussi, à la p.58, comment ce mésozoïque SB passe à des ophiolites qui sont vraisemblablement Sesia et qui englobent un peu de trias calcaréodolomitique métamorphosé. Je ne reproduits donc pas ici ce qui a été dit sur ce mésozoïque Sesia, et, sur l'arête Coppi-Arpisson, je reprends la nappe à l'endroit où nous l'avons laissée, c.à.d. au contact mésozoïque-paléozoïque.

Ce contact apparaît ainsi sur la même coupe: a) prasinite (albite, amph.actinotique presque incolore, chlorite, clinozoïsite, sphène, calcite

en un nid) analogue aux précédentes; *b*) gneiss albitique à muscovite, chlorite, clinozoïsite, grenat et sphène, dérivant vraisemblablement d'une rhyodacite; avec une zone de passage relativement mince entre ces deux roches.

Les strates sont ici, à ce contact, redressées et dirigées NNW-SSE. Elles participent donc en plein au plissement transversal du bord occidental de la nappe.

A 1 m du contact, c'est un gneiss albitique à muscovite et chlorite, avec épidote, grenat, glaucophane, sphène, oxyde de fer, et quelques résidus de biotite dans la chlorite; ex-rhyodacite. Tandis qu'à 2 m du contact, c'est une glaucophanite épidotique à grenat, avec albite, chlorite, sphène et un peu de quartz; ex-andésite, le faciès glaucophanique correspondant vraisemblablement à un métamorphisme sous stress et pression locale.

Jusqu'à 4 m, encore des glaucophanites grisâtres. Puis 30 ou 40 cm de roches feuilletées, intensément laminées. Puis un gneiss albitique à muscovite, chlorite avec biotite résiduelle, épidote avec orthite en noyau, grenat et sphène; ex-rhyodacite. Dans ce gneiss, un lit de micaschistes muscovitique à chlorite, grenat, épidote, sans albite; ex-argile légèrement marneuse.

Encore des gneiss apparemment analogues au précédent sur une vingtaine de m. Puis, une roche rubannée comportant deux genres de lits: *a*) glaucophanite épidotique à albite, muscovite, chlorite et grenat, ressemblant beaucoup à celles que nous avons vues à quelques m du contact, et dérivant aussi de matériel andésitique; *b*) micaschiste muscovitique à glaucophane et grenat, avec chlorite et sphène, dérivant d'un mélange de tuf et de matériel détritique.

A 50 m au NE du contact, une glaucophanite épidotique à grenat partiellement chloritisé, avec albite chlorite, actinote, sphène et un peu de quartz; pareille aux glaucophanites proches du contact. A env. 75 m de celui-ci, une roche rubannée faite de lits glaucophanitiques et de lits micaschisteux, analogue à la roche rubannée précédente. A env. 100 m du contact, un gneiss albitique à muscovite, chlorite avec biotite résiduelle, grenat, clinozoïsite et sphène; ex-rhyolite ou rhyodacite. Au premier petit col, à 120 ou 130 m du contact, une roche à muscovite, glaucophane et grenat, d'origine problématique; et un gneiss albitique à muscovite, biotite intacte ou partiellement chloritisée, grenat, amph. intermédiaire entre trémolite et glaucophane, sphène, dérivant d'une

rhyodacite. Au sommet qui est à env. 100 m avant la P.Coppi (alt.3270 et non 3170) un gneiss albitique et muscovitique très glaucophanique, avec chlorite, grenat, sphène et oxyde de fer; ex-rhyodacite; les strates étant là redressées et orientées NS, avec des replis.

Nous avons déjà vu, sur l'arête Arpisson-Coppi, dans le mésozoïque SB passant au mésozoïque Sesia, une écharde de la N.Emilius comportant un gneiss albitique à muscovite, chlorite, clinozoïsite et sphène; ex-rhyodacite; tracée sur la carte.

D'autres écharde gneissiques, d'autres lames basales paléozoïques englobées dans le substratum mésozoïque, sont aussi indiquées sur la carte, entre l'arête Arpisson-Coppi et les Alpes Grauson.

Celle qui affleure entre la P.Arpisson et le pt.2711, est faite de gneiss albitique à muscovite, biotite partiellement chloritisée, grenat et sphène; ex-rhyodacite.

Celles qui s'étendent *au pied méridional du M.Grauson* sont beaucoup plus épaisses. La plus éloignée de la masse principale comporte, entre le chalet 2242 et l'A.Grauson-vieux, ces quatre roches: *a)* Schiste glaucophanique et muscovitique, très peu quartzeux, avec albite, grenat, épidote, chlorite et sphène; ex-andésite ou dacite. *b)* Schiste très quartzeux, actinotique et muscovite, grenatifère, avec chlorite, sphène, oxyde de fer, l'actinote étant un peu sodifère et tendant vers le glaucophane; dérive probablement d'une tufite ou d'un tuf remanié avec apport de sable. *c)* Gneiss albitique à muscovite, épidote avec orthite en noyau, chlorite avec biotite résiduelle, sphène; dérive probablement d'une granodiorite ou sinon d'une rhyodacite. *d)* Micaschiste très quartzeux, grenatifère, mi-muscovitique et mi-chloriteux, avec tourmaline et apatite; ex-grès argileux.

A l'ENE de Grauson-vieux, entre les schistes lustrés et les ophiolites, ces roches-ci; *a)* Gneiss albitique grenatifère à muscovite, chlorite avec résidus biotitiques, très peu de sphène et d'épidote, le tout laminé, broyé; probablement un remaniement de tuf avec matière argileuse. *b)* Schiste albitique à chlorite, clinozoïsite-épidote, grenat, avec sphène et très peu de quartz; traversé par un lit quartzito-muscovitique; ex-tuf andésitique avec intercalation sableuse. *c)* Roche comportant des lits micaschisteux et des lits faits de quartz, actinote sodifère, muscovite, grenat, chlorite et sphène, dérivant probablement d'un remaniement de tuf. *d)* Schiste quartzeux actinotique et muscovitique, avec grenat, chlorite, clinozoïsite, albite, poeciloblastique, sphène; probablement un grès avec

un peu de matériel volcanique; en une lame dans le Mésozoïque à 200 m au SW de Grauson-nouv.

A 50 m au N du chalet 2242, coincés entre deux écailles basales paléozoïques, des schistes lustrés très laminés, écrasés, amincis, englobent une masse lenticulaire de calcaire cristallin un peu dolomitique (10,8% $MgCO_3$; avec très peu de quartz, muscovite, trémolite) et quelques minces lits de prasinite particulièrement amphibolique (actinote, albite, chlorite, sphène). Le calcaire ne dépasse pas 1 m en épaisseur mais s'allonge sur une certaine distance dans la paroi surplombant la rivière. Ce n'est apparemment pas un calcaire intraformationnel dans les schistes lustrés; c'est vraisemblablement un calcaire dolomitique triasique provenant de la Zone Sesia, comparable au calcaire lagunaire de Cantoira par exemple. Il s'est trouvé pris, en une lame, entre deux écailles basales de la nappe lors de la subduction ou de l'écoulement consécutif.

Entre les alpes Grauson et la P.Leppe, l'arrière de la nappe Emilius est caractérisé par le grand pli en S surbaissé (vu de l'W) qu'Em.Argand a si bien reconnu et dessiné sur son profil au 400.000. Ce pli résulte évidemment de glissements différentiels et d'avancées plus rapides des parties supérieures de la nappe. Il est comparable, bien que de taille un peu moindre, à celui du M. Leone et Wasenhorn. Et les strates mésozoïques de la P.Leppe sont naturellement ce qui subsiste de plus caractéristique pour représenter ce pli et le renversement du substratum SB au-dessus de gneiss Emilius.

Ces strates ont été considérées dans le chapitre précédent, car, au pourtour de la nappe, on ne peut pas en tout lieu discriminer avec certitude les éléments mésozoïques Sesia et les strates SB, et, dans ces conditions, tout ou presque tout le substratum mésozoïque qui est à l'arrière des gneiss Emilius a été envisagé dans ce chapitre. J'ai donc indiqué, à la p.63, les particularités des prasinites, serpentines et schistes lustrés de la P.Leppe, et dès lors, sans revenir ici sur ces ophiolites marginales, passons ci-dessous aux particularités structurelles et pétrographiques d'éléments internes de la nappe.

Dans le cirque de Lussert, on voit que des plissements transversaux se sont en d'innombrables endroits surimposés aux plis longitudinaux, et les structures des strates paléozoïques y sont naturellement très variables. Au col des Laures, par exemple, les gneiss albitiques sont redressés et dirigés NS, avec quelques ondulations restant subverticales. A la P.Laures et dans l'arête qui s'allonge à l'E du col Laures, des plis transversaux

sont aussi prédominants. De même, entre les deux lacs supérieurs de Lussert, sur l'arête sommitale et sur le flanc E du M.Grauson, et sur l'arête Grauson-Garin, la plupart des strates gneissiques sont dirigées NS ou approx.NS, avec des pendages très variables. Tandis qu'en s'approchant de la P.Leppe et du bord méridional de la nappe, ce sont des plis longitudinaux qui prédominent.

A 3-400 m au N de l'A.Tsesère, une roche intéressante s'intercale dans les gneiss albitiques minuti et roches détritiques connexes de cette zone. C'est un gneiss albitique à muscovite, biotite peu chloritisée, épidote et sphène, dont la schistosité est extrêmement faible et dont les lamelles de biotite sont orientées dans tous les sens, comme un palimpseste de structure panidiomorphe grenue originelle; une granodiorite subvolcanique diaphorisée, notée sur la carte.

Entre les lacs 2800 et 2925, dans des strates paléozoïques plissées transversalement, à l'endroit noté par un trait vert: des intercalations boudinées d'éclogites en majeure partie ouralitisées, les agrégats aciculaires entourant les restes d'omphazite étant faits d'actinote sodifère; vraisemblablement des intrusions basaltiques alpines diaphorisées sous forte pression locale.

*Dans le cirque compris entre le lac d'Arbole, la P.Garin et le M.Emilius, on retrouve constamment une surimposition de plis transversaux sur les déformations longitudinales. En effet, le plissement transversal de la N.Emilius a sa plus grande intensité sur le bord occidental du lambeau de recouvrement et il a là une direction moy. N30°W, mais on en trouve des manifestations très importantes plus à l'E et à l'W, jusqu'au cirque de Tzasetze d'une part, jusque dans la pyramide du M.Emilius et dans le cirque de Lussert d'autre part, avec des directions variant de NW-SE à NS. Les structures qui en résultent apparaîtront suffisamment sur les coupes à paraître et à joindre à la présente carte, pour qu'il ne soit pas nécessaire de les décrire en mots dans ces pages-ci. Rappelons simplement ici la conclusion énoncée au premier chapitre à propos de ce plissement transversal: comme le pli transversal d'Antronapiana, il résulte d'un débordement latéral connexe d'ajustement isostatique, postérieur aux déformations longitudinales de la nappe, et il ne s'agit pas ici de la *giration* de plis longitudinaux que concevait et soulignait Argand dans son Mémoire de 1911 (p. 22).*

Que la nappe de l'Emilius ne soit pas faite d'un seul tenant, et qu'elle doive être subdivisée en son milieu,* c'est un fait qui est démontré par la

présence de calcaires cristallins et quartzites vraisemblablement triasiques sur le flanc septentrional de la P.Rossa, entre la P.Garin et le M.Emilius. Il y a là, en effet, dans les gneiss albitiques, une série de lentilles de ces roches sédimentaires, qui correspondent évidemment à des écailles, et dont la direction des replis varie autour de WSW-ENE. Les quatre lentilles jaunes de la carte figurent quatre groupes de ces lentilles mésozoïques, plus ou moins mylonitisées, dont les épaisseurs varient de quelques dm à quelques m. Leur calcaire est cristallin et contient un peu de quartz, diopside et grenat; la majeure partie de ces silicates constituant de petits nodules disséminés dans la roche et résultant vraisemblablement de pyrométamorphisme au contact de basaltes. Les quartzites purs paraissent être très subordonnés; mais il y a là beaucoup de mélanges de calcite, quartz, etc. qui dérivent soit de calcaires gréseux, soit de mylonites mixtes.

Avant de trouver les roches précédentes, un petit bloc morainique fait de calcaire cristallin, remarqué près de l'A.Tsesère et provenant donc du cirque de Lussert, m'avait fait pressentir l'existence d'une grande discontinuité au milieu de la N.Emilius, mais je n'ai malheureusement pas pu retrouver cette roche en place.

Au col d'Arbole, entre la P.Rossa et le M.Emilius, affleure un quartzite particulièrement clair, visible de loin, qui constitue une masse lenticulaire, épaisse d'env. 5 m, intercalée dans des gneiss albitiques ordinaires. La direction des strates est là transversale (approx.NNW-SSE, avec des variations comprises entre NS et NW-SE) et des ondulations font varier les pendages de 70-80° ENE à 40° WSW; avec de nombreux plissements de l'ordre du dm et cm dirigés parallèlement à la lentille. Ce quartzite contient un peu d'albite, calcite, grenat, zoïsite, sphène, et quelques galets d'une roche albitique à zoïsite, clinozoïsite, muscovite, quartz, calcite, qui dérive probablement d'une andésite ou diorite à grain fin, peu fémi-que. Peut-être avons-nous là une intercalation tectonique triasique, ou peut-être un simple quartzite intraformationnel permocarbonifère.

Au col des 3 capucins (qui ne sont que 3 gendarmes) une quinzaine de lentilles amphibolitiques s'intercalent dans les gneiss albitiques. Ces lentilles sont là juxtaposées, plus ou moins tordues ou déchirées, et leurs épaisseurs varient de 1 ou 2 dm à 2 ou 3 m. Leur ensemble s'allonge dans le sens NS, comme je l'ai figuré par un trait vert sur la carte, mais dans

* Cf. coupure du M.Mary.

leurs multiples replis il n'y a guère de direction prédominante. Le type apparemment le plus répandu de ces amphibolites est fait d'albite, hornblende légèrement sodique, analogue à celle des prasinites (ng vert bleuâtre, nm vert herbe, np jaune verdâtre), biotite, chlorite, muscovite, sphène. Mais on y trouve aussi une amphibolite épidotique contenant des parties éclogitiques; l'amphibolite étant faite de hornblende lég. sodique avec noyaux glaucophaniques, épidote et albite, avec muscovite et sphène; et les parties éclogitiques, plus ou moins allongées, étant faites d'omphazite (diopside jadéitique) et grenat (almandin et pyrope). Plus que probablement, ces lentilles amphibolitiques résultent du morcellement d'un dyke ou autre intrusion basaltique alpine dans les tufs rhyodacitiques permocarbonifères, lors des premières déformations alpines. Car, dès les premiers diastrophismes, des dykes ou sills basaltiques ont évidemment dû se briser facilement et se disséminer, se disperser en fragments dans le milieu ambiant peu cohérent, relativement fragile, que devaient constituer des tufs rhyodacitiques, mêmes diagénéisés, avant leur transformation en gneiss albitiques.

Par un morcellement du même genre s'expliquent les enclaves ophiolitiques qui apparaissent dans les gneiss albitiques de l'arête comprise entre le col des 3 capucins et le sommet de l'Emilius. Ces enclaves sont de formes très irrégulières, trapues ou aplaties, parfois tordues ou plissées, avec des bords nets et tranchés, généralement grandes de quelques cm, mais atteignant parfois 40 cm. Elles sont faites d'amphibolites (hornblende actinotique sodifère avec noyaux glaucophaniques, albite, épidote, chlorite, sphène) et d'éclogites partiellement ouralitisées (grenat, omphazite, actinote, perowskite); c.à.d. d'ex-basaltes du géosynclinal alpin.- Je n'ai pas rencontré là de serpentines parmi ces enclaves; tandis qu'on en remarque quelques-unes entre le pt.2844 et le lac Gelato.

Au sommet de l'Emilius ce sont des gneiss albitiques à muscovite, glaucophane, chlorite, grenat, sphène, et des schistes albitiques à épidote, glaucophane, chlorite, sphène et oxyde de fer. Les plissements transversaux qui règnent le long des arêtes descendant vers le S, l'W et l'E, donnent aux strates du sommet des pendages de 40 à 70° W; tandis que plus loin la surimposition de plis transversaux aux plis longitudinaux donnent des pendages éminemment variables.

Telles sont les principales particularités pétrographiques et tectoniques des parties de la nappe Emilius figurées sur la carte. Voyons maintenant celles des parties qui sont *hors du périmètre de la carte*, en reprenant pour

cela les bords W de la nappe, puis en passant de là au flanc N et au bord E.

Dans le vallon de Comboe prédomine le plissement transversal, dont la direction moy. N30°W apparaît nettement dans les parois qui dominent le haut de ce vallon et le séparent de l'alpage d'Arbole; le pendage étant de 80° vers W dans les strates lenticulaires de sl. intercalées dans les pras. près des gneiss albitiques minuti, et guère différent dans ces derniers près du contact avec les ophiolites.

Sur les pentes E du cirque de Comboe, en amont de la transversale C.Fenêtre-B.Nona, les ophiolites n'ont pas du tout l'extension figurée sur la carte 100.000. Elles n'apparaissent en contact avec les gneiss paléozoïques que sur une centaine de m, dans la langue inférieure d'une paroi, entre la chapelle de Comboe et le plan Valè, env. 500 m à l'E de la chapelle. On est là dans la partie inférieure du Z figurant le pli transversal principal, à l'E et au-dessous de l'axe d'Arbole, et au contact les pendages sont faiblement inclinés vers NE mais avec des irrégularités, des ondulations. Le Mésozoïque consiste là en prasinites faites d'albite, actinote, zoïsite et clinozoïsite-épidote, chlorite et sphène, qui dérivent évidemment de basaltes. Entre elles et la masse des gneiss paléozoïques sus-jacents, quelques alternances, quelques petites imbrications, et apparemment une mylonite mixte dont j'ai malheureusement perdu le spécimen. Aux gneiss albitiques pc. voisins du contact s'ajoutent des schistes faits de quartz, actinote, muscovite, grenat, zoïsite, chlorite, albite, sphène, répartis en lits quartzeux avec peu de fémiques, et lits actinotiques avec grenat; prob. un mélange de sable et de matériel volcanique pc. mésométamorphosé.

Au sommet de la Becca di Nona, les strates plongent approx. 30° vers W, mais ce n'est qu'un pendage local dû à un plissement (à 20 ou 30 m du sommet, sur le flanc SW, il y a une charnière dirigée approx. NS). Ces strates consistent en un quartzite muscovitique et grenatifère, avec albite et zoïsite, et en un gneiss albitique leucocrate, à muscovite, zoïsite, chlorite et sphène: ex-rhyodacite.

Entre Plan-Val et la B.Nona, dans les strates gneissiques, qui sont par endroits plissées mais généralement inclinées vers NNE, s'intercalent plusieurs masses lenticulaires d'ophiolites, qui dérivent probablement, comme les lentilles du col des 3 capucins, du laminage et morcellement de dykes ou autres intrusions basiques alpines. L'une d'elles consiste en une amphibolite grenatifère faite de hornblende actinotique, albite, chlorite,

sphène passant à perowskite, c.à.d. ex-basalte; et la plupart des autres lentilles paraissent analogues; mais il s'y trouve aussi une serpentine antigoritique avec très peu de magnétite.

Sur l'autre versant du vallon de Comboe, du col de Chamolé au col Plan-Fenêtre, ce sont en majeure partie des schistes lustrés (au Segn. Sismonda: quartz, mésitine, muscovite, chlorite, mat.charbonneuse et limonite) avec quelques intercalations quartziteuses et prasinitiques, notamment au pt.2357; mais dans le bas des parois affleurent des prasinites qui appartiennent à la grande masse mésozoïque venue de la zone Sesia. Entre ces deux cols, les strates plongent soit vers W, soit vers N, l'influence du plissement transversal étant plus ou moins marquée. Au col Plan-Fenêtre, on passe des schistes lustrés (plongeant env.30°N mais un peu disloqués) aux prasinites, mais le contact n'est pas clair, prob. à cause d'affaissement, d'écroulement partiel de pras. sur sl. De là, les prasinites forment une croupe jusqu'au pt.2033, et s'étendent dans le fond du grand ravin de Comboe jusqu'en aval de Barmes, avec une intercalation de serpentines entre Barmes et le pont 1186. Plus bas, dans la gorge surmontant Chenaux, au-dessus du cône torrentiel, ce sont des schistes lustrés ordinaires et des micaschistes muscovitiques et chloritisés avec grenat, calcite, épidote et clinozoïsite, albite et matière charbonneuses, qui plongent env. 30° vers N et constituent là le substratum Saint-Bernard des prasinites Emilius.

Dans le grand ravin d'Arpisson, qui descend du cirque gneissique s'étalant au pied N de l'Emilius, ce sont des prasinites ordinaires qui prédominent. Mais dans les alentours de Plan-Croix il y a des roches peu fémiques, très albitiques, qui paraissent dériver de différenciations andésitiques et peut-être trachyandésitiques du magma subcrustal. Et dans les hauts du ravin, près de l'A.Arpiison, il y a apparemment un régime d'écailles qui donne des alternances d'ophiolites et de gneiss albitiques pc.

Au M.Père-Laurent notamment, on a les alternances suivantes, du S au N: gneiss albitique à muscovite, chlorite, actinote, grenat, zoïsite, sphène, apatite, ex-rhyodacite; amphibolite grenatifère à hornblende actinotique, albite, sphène passant à perowskite, ex-basalte alpin; sl. fait de quartz, calcite et muscovite; quartzite avec calcite et muscovite; gneiss albitique à muscovite, clinozoïsite-épidote, chlorite, sphène, ex-rhyodacite; prasinite à albite, chlorite, zoïsite, actinote, perowskite et sphène, ex-basalte géosynclinal; les pendages étant là très irréguliers. Ces alternances de gneiss minuti et d'ophiolites, ces inclinaisons diverses,

ces importantes ondulations, ne sont d'ailleurs pas exceptionnelles en ces lieux; on en remarque d'autres près de l'alpage d'Arpisson.

Au bas du grand ravin d'Arpisson, à 100 ou 150 m en amont du hameau dénommé Moulin, affleurent des prasinites massives et sans stratification mais fracturées, qui sont faites d'albite, chlorite, clinozoïsite-épidote, actinote, grenat, sphène, et qui dérivent évidemment de basaltes. Entre elles et les maisons, apparaissent quelques roches claires qui sont presque aussi massives que les ophiolites et qui sont: 1) des gneiss albitiques finement grenus faits d'albite, quartz, muscovite, épidote, chlorite, sphène, c.à.d. d'ex-rhyodacites; 2) des mylonites mixtes faites de lits cataclasés contenant en prédominance soit des éléments gneissiques, soit des éléments prasinitiques. Du permocarbonifère affleure donc à côté des ophiolites de Moulin et se raccorde probablement à la masse pc. qui m'est apparue dans le ravin de Pallu, 1.½ km à l'E.

Dans ce ravin de Pallu, les roches qui affleurent dans la partie inférieure sont massives ou peu schisteuses et se ramènent à deux groupes: 1) granodiorites cataclasées et peu gneissifiées, avec cristaux brisés de quartz et hornblende actinotique, lamelles de biotite et sphène en gros grains, nageant dans une pâte séricitique et albitique; c.à.d. ex-tonalites, homologues des ex-granodiorites permocarbonifères vues et revues dans les pages précédentes; 2) granites cataclasés, peu gneissifiés, montrant en général: quartz brisé, orthose séricitisé et plus ou moins étiré, oligoclase, chlorite très subordonnée, apatite; et montrant sur l'une des coupes: du microcline et, surtout de la myrmékite (quartz vermiculaire dans plag. acide, en remplacement métasomatique de l'orthose) qui fait ressortir l'origine migmatitique de cette roche, évidemment antécarbonifère (d'où la dernière case rouge de la légende).

Plus haut dans le ravin, à env. 200 m au NW de Grand-Brissogne, une granodiorite cataclasée mais peu gneissifiée, faite de quartz, oligoclase maclé, non albitisé, amas séricitiques avec restes d'orthose, biotite en voie de chloritisation, apatite et oxyde de fer; analogue aux précédentes.

Dans le vallon des Laures, qui descend d'un vaste cirque gneissique et morainique où la beauté de trois lacs fait une vive impression, la transition gneiss/ophiolites se fait aux alentours de Tramail (gn-oph de carte 100.000 est à déplacer vers S) avec quelques complications. Près du sentier et du torrent, entre les alt. 1770 et 1800, on observe notamment des imbrications gneissiques et prasinitiques à schistosité plongeant faiblement SSE qui montre l'existence d'ondulations et prob. d'un genou

à convexité NNW. Les roches que j'ai recueillies là sont : gneiss albitique à muscovite, chlorite, grenat; gneiss albitique leucocrate à zoïsite, muscovite, chlorite; gneiss albitique à muscovite, chlorite, grenat, perowskite et sphène; gneiss albitique à muscovite, grenat un peu chloritisé, actinote, sphène; gneiss albitique à muscovite, chlorite, grenat, sphène; micaschiste muscovitique grenatifère; schiste à quartz, muscovite, actinote, grenat légèrement chloritisé, albite; et deux roches sur la même coupe, avec un contact net, presque sans mélange: 1) amphibolite à hornblende actinotique, albite, grenat (ex-basalte) et 2) micaschiste muscovitique un peu grenatifère et albitique.

Parmi les ophiolites sous-jacentes aux gneiss paléozoïques, notons: a) entre le chalet 1623 et les imbrications précédentes: avec une schistosité plongeant 60° NNW, prasinite à albite, épidote, actinote, muscovite, grenat, chlorite, sphène, provenant de magma basaltique subcrustal mais avec tendance à une différenciation trachyandésitique pendant la montée du magma dans le dyke;

b) au bord du sentier, à l'alt.env.1560, avec schistosité plongeant $40-50^\circ$ NNW: prasinite du même genre mais avec plus de muscovite, tendant encore plus à une différenciation trachyandésitique (cf. certaines ophiolites du grand ravin d'Arpisson);

c) à 1 km au S de Brissogne, près du pt.1115: prasinite à albite, zoïsite, épidote, actinote, muscovite, chlorite;

d) à mi-chemin des pt.1115 et pt.1047: prasinite à albite, zoïsite, hornblende actinotique, clinozoïsite, muscovite, sphène (la schistosité entre ces deux dernières roches étant irrégulière et plongeant plus ou moins vers N avec ondulations et subhorizontalité par endroits).

Près de Brissogne, au débouché du vallon des Laures, existe une masse de roches qui se raccordent probablement aux granodiorites que nous avons vues dans le ravin de Pallu. Cette masse est très fracturée en sens divers, avec une schistosité ondoyant autour de l'horizontale, et elle est probablement un peu glissée, affaissée. L'une des roches prélevées là est une granodiorite cataclasée et peu gneissifiée; quartz et albite finement grenus et intimement mélangés, anorthose en grains plus grands, séricite en amas étirés provenant d'orthose, chlorite, épidote, sphène. L'autre est un gneiss albitique à grain fin (gn.minuti) à muscovite, épidote, chlorite, apatite, sphène et oxyde de fer; une ex-rhyodacite.

Les dernières roches entaillées par le torrent des Laures, dans une petite gorge surmontant le cône de déjection, sont des granodiorites pc.

analogues à celles de Brissogne et Pallu (l'épidote contient ici un peu d'orthite). Du pont et des quelques maisons de Moulin/Neyran jusqu'à env. 300 m en amont, ces roches ont une très faible schistosité sub-horizontale (variant de 10-20° N à 20°S). Il n'y a pas plus d'ophiolites ici qu'il n'y en a à Pallu; dans ces parages la carte géologique 100.000 confond gneiss pc. et ophiolites.

Dans le vallon de Saint-Marcel, sur le versant W, les gneiss Emilius sont superposés à des schistes lustrés et à des ophiolites qui sont soit des éléments Sesia, soit du Mésozoïque Saint-Bernard. On ne peut guère faire de discrimination entre ces derniers, mais il appert d'une part que les ophiolites attenantes aux gneiss sont bien peu de chose en comparaison de l'énorme masse du flanc septentrional de l'Emilius, et il appert d'autre part que les gneiss reposent sur le Mésozoïque.

A Echezen notamment, à 2 km au S de St.Marcel, des gneiss albitiques minuti à muscovite, épidote, chlorite, actinote, sphène, et des schistes à muscovite, quartz, actinote avec glaucophane en noyau, chlorite avec biotite résiduelle, albite, grenat, sphène, s'appuient sur des prasinites de type banal qui plongent comme les gneiss 40-50° NW; et le tout est sus-jacent à des schistes lustrés plongeant NW avec des pendages variant de 30 à 70°, une petite lame de serpentine s'intercalant dans le haut. On est ici hors de la zone de plissement transversal et hors des directions EW résultant du soulèvement Grand-Paradis, et la direction NE-SW qui règne ici peut correspondre à des plis longitudinaux. De toute façon, le Mésozoïque s'enfile ici sous les gneiss paléozoïques et ceci s'accorde parfaitement bien avec les structures des bords W, N et S de la nappe Emilius.

Quant au métamorphisme qui règne en cette zone de St.Marcel, il est spécifié par la paragenèse de ces quelques roches. Sl. du sentier d'Echezen: calcite, quartz, muscovite, chlorite, zoïsite, oxyde de fer, pas de méssitine. Sl. de Villefranche-Quart: analogue mais avec mat.charbonneuse. Serp. d'Echezen: antigorite, avec magnétite, calcite ou magnésite, et quelques rares restes de pyroxène. Pras. sous-jacente aux sl. d'Echezen: albite, actinote, zoïsite, chlorite, sphène et traces de muscovite; basalte épimétamorphosé. Pras. de St.Marcel, au SE de l'église: albite, chlorite avec biotite résiduelle, épidote, hornblende bleutée, sphène et perowskite, calcite infiltrée; basalte mésométamorphosé puis diaphtorisé. Pras. de Plantaz, près du pont (dans la carrière, bel exemple de fauchage): albite, chlorite, épidote, actinote, sphène; basalte épimétamorphosé.

Près d'Aoste, quelques roches sont intéressantes à considérer pour mieux établir la jonction entre la nappe de l'Emilius et celle du Mont-Mary.

Au SE du château Jocteau, près du pt.569, dans la carrière et sur le talus de la route; avec une schistosité plongeant env. 30°S mais comportant des irrégularités:

1) gneiss à orthose perthitique peu séricitisé, albite subordonnée, muscovite et très peu de chlorite; ex-granite (car distribution irrégulière des minéraux et quelques restes de compénétration de quartz, orthose et plag. typique des plutonites);

2) gneiss à orthose très séricitisé, albite en phénoblastes et en grains fins, avec chlorite, épidote, pyrite; ex-rhyolite (étant donné la structure fine et la distribution homogène de la pâte dans laquelle nagent les phénocristaux).

Au portail du château Jocteau: encore un ex-granite, analogue au précédent mais plus cataclasé, avec schistosité plongeant aussi env. 30° S.

800 m à l'E du château Jocteau, au bord du chemin de fer: une granodiorite cataclasée faite de quartz, orthose plus ou moins séricitisé, albite, hornblende verte en partie chloritisée, épidote, sphène; la roche étant sur cet affleurement soit massive, soit avec une schistosité qui plonge env. 60° WSW et qui est évidemment connexe du plissement transversal de l'Emilius.

Tels sont les faits que j'ai observés et les coordinations que j'ai effectuées dans la Nappe Emilius. Pour conclure, je rappelle ici comment je conçois la formation de cette nappe:

Subductions cisailantes dans la zone Sesia lors d'une Deuxième phase tectogène, paléocrétacée, créant la superposition des gneiss paléozoïques aux basaltes mésozoïques qui affleurent aujourd'hui en une si grande masse sur le flanc septentrional de la nappe; puis écoulement, glissement en bloc du complexe Emilius sur le sédimentaire mésozoïque du complexe SB/MR, avec retroussement d'écailles SB (le glissement étant évidemment facilité par la nature éminemment plastique des marnes mésozoïques en train de se transformer en schistes lustrés).

Les caractères pétrographiques du Paléozoïque et du Mésozoïque de cette nappe, l'énumération systématique des types de roches, leur âge, leur genre de métamorphisme et leur rôle dans les cycles hercynien et alpin, l'origine volcanique des gneiss albitiques alpins, inconnue auparavant, les « blocs projetés » particulièrement significatifs et les structures

pipernoïdes, le morcellement et la dispersion des basaltes alpins dans les tufs permocarbonifères, les structures longitudinales et transversales, leur mode de formation par subductions et écoulement consécutif, les déformations transversales résultant d'ajustement isostatique, toutes ces données pétrographiques et tectoniques, nous avons vu qu'elles s'accordent parfaitement entre elles, spatialement et chronologiquement, qu'elles s'interpénètrent et se complètent les unes les autres, et que, tout en comportant encore, évidemment, une multitude de lacunes, elles permettent de se faire dès maintenant une image claire et nette de la nappe Emilius.

* * *

En appendice à ce chapitre, j'indique ci-dessous les traits essentiels de roches recueillies dans les vallées de l'Orco et de son tributaire, la Soana. Ils contribueront à établir des rapports entre la N.Emilius et son lieu d'origine, et notamment la fréquence, de part et d'autre, de faciès glaucophaniques, fréquence d'autant plus remarquable qu'elle n'a apparemment pas lieu dans les zones Mont-Rose et Saint-Bernard sur la même transversale.

Entre Salto et Pont-Canavese: Schistes à glaucophane, muscovite, épidote, grenat, albite, quartz, sphène; cf. catégories *e* et *f* de l'Emilius, andésites et andésites-dacites pc. diaphtorisées.

A côté de l'église de Pont: Calcschistes quartzeux et muscovitiques, avec sphène, graphite, pyrite et oxyde de fer, et pseudomorphoses de plagioclase en saussurite.

Au bord W de Pont: Lits ou bancs faits de: a) schiste à amphibole chloritisée contenant des noyaux résiduels de glaucophane entourée de hornblende actinotique sodifère, avec épidote, albite, quartz, sphène pyrite; b) épidosite à quartz, albite, chlorite, grenat, pyrite; c) mica-schiste muscovitique avec épidote et grenat. A l'origine, des lits ou bancs basaltiques, marneux, argileux.

Entre Sparone et Bardonetto: Gneiss albitiques minuti à muscovite, biotite chloritisée, épidote, sphène; ex-rhyodacites.

Entre Pont et Configlie: Gneiss albitique à chlorite, épidote, muscovite, avec grenat partiellement chloritisé et sphène relativement abondant, en gros cristaux brisés; et gneiss albitique à muscovite et épidote, avec orthose, actinote, sphène, apatite; ex-granodiorites sub-volcaniques. Et glaucophanite épidotique et muscovitique, avec chlorite, albite, sphène, pyrite; catégorie *e* de l'Emilius.

A Configlie: Calcaire cristallin avec un peu d'albite, zoïsite, trémolite, sphène, résultant vraisemblablement d'un métamorphisme au contact de basalte, prob. décollé.

Entre Configlie et Ingria: Gneiss albitique à chlorite, muscovite, épidote, sphène; et gneiss albitique à muscovite, biotite un peu chloritisée, épidote, hornblende actinotique sodifère, grenat, sphène, apatite; rhyodacites diaphtorisées de la «couverture postorogénique hercynienne».

Quaternaire

La destruction continuelle des montagnes par l'action conjointe de la gravité et de l'eau ou de la glace, se manifeste dans le périmètre de la carte par:

- 1) des restes de surface wurmienne et quelques résidus de moraines lessivées;
- 2) une première phase d'entaille dans cette surface et des restes de moraine de fond, que nous dénommerons Gimillian et qui correspondent peut-être au Buhl;
- 3) une deuxième phase d'entaille et de dépôts morainiques, que nous dénommerons Champlong et qui correspond peut-être au Gschnitz;
- 4) une troisième phase glaciaire, que nous dénommerons Valnontey et qui correspond peut-être au Daun;
- 5) les phénomènes glaciaires récents et actuels;
- 6) les phénomènes alluvionnaires, remaniements de glaciaire, cônes de déjection, et les abrasions torrentielles;
- 7) les masses glissées, écroulées, éboulées, aussi diverses que nombreuses;
- 8) les éboulis, avalanches, etc.

Voyons donc, dans l'ordre ci-dessus, ces divers éléments quaternaires.

Restes wurmiens

Pendant la grande extension wurmienne, lorsque la glace s'étalait au débouché du Val d'Aoste dans le vaste amphithéâtre d'Ivrée (15 km de largeur) il est probable que le fond de la vallée de Cogne correspondait à la terrasse de Taverone et à quelques surfaces analogues des alentours de Cogne, et il est probable aussi qu'au méridien d'Aoste la Doire n'était qu'à une faible différence d'altitude au-dessous de Bettères (qui est à