

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.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-738653>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 22.12.2025

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

NOTICE POUR UNE CARTE GÉOLOGIQUE DE LA VALLÉE DE COGNE ET DE QUELQUES AUTRES ESPACES AU SUD D'AOSTE

PAR

A. AMSTUTZ

Avant-propos — *Structure et chronologie*, p.3 —
Coupoie Grand-Paradis, p.18 — *Mésozoïque Grivola*, p.31 —
Paléozoïque Saint-Bernard, p.41 — *Mésozoïque Saint-Bernard*, p.52 —
Nappe Emilius, p.66 — *Quaternaire*, p.86 — *Conclusions*, p.95

Avant-propos

Pour discerner la structure de la chaîne alpine et pour comprendre le mécanisme orogénique qui l'a créée, la vallée de Cogne est certes l'une des régions les plus importantes et probantes de cette chaîne. Grâce aux entailles faites par la vallée dans les trois complexes géologiques que l'on distingue dans les parties médianes des Alpes et que l'on dénomme habituellement Mont-Rose, Saint-Bernard et Sesia-Dent-Blanche, et grâce à l'heureuse juxtaposition de ces complexes en ces lieux, on est certainement là dans des conditions particulièrement favorables à l'analyse de la structure des parties les plus internes des Alpes, et, partant, on peut y retracer fort bien la succession des mouvements de l'écorce terrestre qui ont créé cette structure, cette architecture.

Il était donc du plus grand intérêt de scruter ce magnifique exemple d'orogénèse et de considérer là un ensemble de faits qui permet de mieux comprendre le mode de formation des montagnes. Mais il fallait évidemment, pour un tel but, relever tous ces faits par un travail cartographique détaillé; il fallait s'imposer un travail de longue haleine, en examinant très attentivement un territoire suffisamment étendu et en ne redoutant pas les innombrables problèmes de tectonique et de pétrographie qu'une telle entreprise comporte.*

* Lors de son travail dans la vallée de Cogne, le très bon géologue qu'était Novarese entrevoyait là une « enorme complicazione tettonica » (*Bol.Com. geol.It.*, 1909, p.516).

Ceci était d'autant plus nécessaire que les données géologiques existant alors sur la vallée de Cogne et ses abords n'envisageaient ce territoire que d'une manière préliminaire ou fragmentaire. Elles consistaient, en effet, en :

- a) une petite fraction de l'immense travail que représente la Carte au 100.000 faite au début du siècle, dans toutes les Alpes occidentales italiennes, par Mattiolo, Novarese, Franchi et Stella; travail d'ensemble pour lequel j'ai maintes fois dit ou écrit ma vive admiration;
- b) tout ce qu'implique pour cette région la découverte par Argand (1905-11) de la Nappe Emilius, connexe de la Nappe Dent-Blanche, l'une des plus grandes découvertes faites en géologie;
- c) des remarques très judicieuses de Novarese (1909) sur la géologie de la région dans quelques pages accompagnant un profil sommaire (au 1/100.000) de l'arête Grivola-Nomenon; et une étude de Novarese (1894) sur les diorites intrusives de Valsavaranche;
- d) une étude des alentours de la Grivola par GB. Dal Piaz (1926-27) qui amène l'auteur à considérer le *Synclinal de la Grivola* comme appartenant à la *Nappe Dent-Blanche*;
- e) une étude des abords du Col Lauson par Cornelius (1934) dont nous verrons plus loin les caractéristiques.*

Tels étaient, dans les grandes lignes, l'intérêt géologique que présentait la vallée de Cogne, et le nombre relativement restreint des travaux existants, lorsque j'entrepris d'une part la Carte au 1/25.000 à laquelle est destinée cette Notice-ci, et d'autre part les Coupes également au 1/25.000 qui paraîtront bientôt avec un texte contenant beaucoup de détails dont je n'ai pas voulu charger cette Notice.

La carte reproduit, synthétise l'essentiel du travail. Elle représente un espace d'env. 240 km² et s'étend de Dégioz-Valsavaranche à l'W, au col d'Invergneux à l'E, du Gran-Sertz et Bardoney au S, à l'Emilius et Chamolé au N (c.à.d. 20 km de l'E à l'W, et env. 12 km du S au N).

* Ces travaux ont paru dans :

ARGAND: *Mat.carte géol.Suisse*, 31, et *carte spéc.* 64;
NOVARESE: *Bol.R.Com.geol.Italia*, 1894 et 1909;
GB. DAL PIAZ: *Mem.Ist.geol.Univ.Padova*, 1928;
CORNELIUS: *Mit.Geol.Ges.Wien*, 1934 et 1936.

Plus tard sont venues: quelques-unes de mes publications préliminaires, une étude de R.Michel sur les schistes cristallins Gr.Paradis et Sesia-Lanzo, que nous examinerons plus loin, et une note sur des diorites Cogne-Valsavaranche, parue en 1959, qui ne présente pas d'intérêt géologique.

Elle représente donc la majeure partie de la vallée de Cogne et de ses vallons subsidiaires, le versant oriental du Valsavaranche jusqu'aux alpages de Leviona, et l'espace compris entre l'Emilius et la vallée de Cogne; les altitudes variant dans ces trois zones de 1000 à 3500 m (3970 pour la Grivola).

Le fond topographique de cette carte provient des six feuilles au 25000: Grivola, Cogne, Gr.Paradis, T.Gr.S.Pietro, Aosta et Emilius, qui sont dans leur ensemble très bien faites et à propos desquelles je remercie le Général Rossi et le Colonel Marchese, directeurs de l'Istituto Geografico Militare, le Colonel Roggero, secrétaire de la Direction, qui m'ont très aimablement procuré les films de ces feuilles, et Mr.E.Beneo, directeur du Servizio Geologico d'Italia, qui m'a mis en rapport avec la Direction de l'Istituto Geografico Militare.

Structure et chronologie

Voir en un premier coup d'œil la disposition générale des diverses unités géologiques, retracer la succession des mouvements qui l'ont créée, puis reprendre avec quelques détails pétrographiques et tectoniques ces diverses unités, en des chapitres particuliers, telles sont les trois étapes qui nous permettront, avec la Carte comme base, d'avoir une vue claire de la vallée de Cogne et des régions avoisinantes.

Voyons donc ci-dessous les premières distinctions à faire sur la Carte, du S au N:

a) Gneiss paléozoïques du flanc nord de la coupole granito-gneissique qui culmine au Grand-Paradis et qui est ici l'équivalent géologique du massif Mont-Rose; c'est-à-dire le substratum paléozoïque de la Zone Mont-Rose, cette zone qui constituait la grande fosse du géosynclinal alpin.

b) Mésozoïque sédimentaire et ophiolitique constituant la couverture normale des gneiss précédents et appartenant donc à la Zone Mont-Rose; nous l'appellerons dans cette région-ci Mésozoïque Grivola.

c) Gneiss albitiques des parties basses de la vallée de Cogne et du Valsavaranche; ils appartiennent au substratum paléozoïque de la Zone Saint-Bernard et sont déversés sur le Mésozoïque Grivola.

d) Mésozoïque sédimentaire et ophiolitique de la Zone Saint-Bernard, également déversé sur le Mésozoïque Grivola, puis retroussé par endroits vers le N.

e) Roches paléozoïques et mésozoïques des alentours de l'Emilius, reposant en nappe sur le Mésozoïque Saint-Bernard et provenant de la Zone Sesia.

Et voyons maintenant les traits principaux de ces unités:

A) Les parties internes de la coupole Grand-Paradis présentent tous les caractères de roches granitisées par ultramétamorphisme, avec venues sporadiques de magma résultant d'anatexie; autrement dit, l'intérieur de cette masse bombée est essentiellement fait de migmatites, avec quelques intrusions probablement diapiriques du magma sous-jacent; on peut s'en rendre compte dans la vallée de l'Orco, qui traverse complètement la coupole de l'E à l'W.

Tandis que les bords de la coupole sont très différents, tant pétrographiquement que tectoniquement. Non seulement ils ont été très schistifiés et très écaillés par les diastrophismes alpins, à l'encontre des parties internes; mais ils se distinguent aussi de celles-ci par la présence continuelle de gneiss albitiques à grain fin (gneiss minuti) accompagnés d'une part de granodiorites plus ou moins diaphorisées, et d'autre part d'arkoses, de quartzites et de micaschistes contenant parfois des lits graphiteux et des intercalations conglomératiques. Or, comme je l'ai mis en évidence dès 1951, ces gneiss albitiques ne proviennent pas de micaschistes métamorphosés allochimiquement; ils dérivent d'éruptions volcaniques permocarbonifères; les granodiorites sont des subvolcanites et les roches détritiques associées sont de nature continentale. Tout l'ensemble constitue donc une « couverture postorogénique hercynienne, permocarbonifère » qui, sur les bords de la coupole, représente la dernière phase du cycle hercynien: érosion et, dans des conditions continentales, longue activité volcanique; activité dérivant de la très lente montée des magmas granodioritiques qui ont dû naître de la fusion partielle du bourrelet infracrustal à la fin de la tectogénèse hercynienne, et qui ont dû s'infiltrer sans cesse dans les fissures qu'ont provoquées continuellement, dans les parties supérieures de l'orogène, les ajustements isostatiques concomitants de l'érosion.

L'origine de ces roches, leur rôle dans le cycle hercynien, leur métamorphisme et leurs caractères actuels, leurs relations probables avec les migmatites, sont attentivement considérés plus loin, dans les pages qui traitent particulièrement des gneiss Grand-Paradis.

B) La couverture mésozoïque de la coupole Grand-Paradis, dénommée ici Mésozoïque Grivola, est essentiellement faite de: calcaires plus

ou moins dolomitiques, cargneules et gypse triasiques, de « schistes lustrés » triasiques et jurassiques, et d'ophiolites qui dérivent évidemment d'éruptions sous-marines ou d'intrusions laccolitiques de magma basaltique subcrustal.

Les principales remarques à faire à propos de ce Mésozoïque sont :

1) Le trias calcaréo-dolomitique est en général d'épaisseur restreinte, considérablement ou du moins notablement moindre que dans la Zone Saint-Bernard. En beaucoup d'endroits, particulièrement au NE et SW des massifs Grand-Paradis et Mont-Rose, c'est-à-dire au milieu de la fosse géosynclinale, ce trias néritique n'existe même pas; il est remplacé à la base de la série mésozoïque par des ophiolites; on en verra la raison plus loin.

2) Le passage du trias calcaréo-dolomitique aux schistes lustrés sus-jacents est toujours brusque; contrairement à ce que l'on observe dans la Zone Saint-Bernard, où des calcaires gris micacés constituent en général une transition plus ou moins graduelle.

3) Les proportions de quartz, micas et calcite des schistes lustrés, c.à.d. les proportions originelles de sable, argile et calcaire organogène ou chimique, sont naturellement très variables, et expliquent les innombrables quartzites, micaschistes et lentilles calcaires que l'on trouve en intercalations dans les schistes lustrés de type banal, facilitant souvent les décollements.

4) Aucun conglomérat n'a été découvert dans ces schistes lustrés, ni par moi, ni par autrui; probablement parce qu'il n'y en a pas et que les déversements SB/MR ont été sous-marins.

5) La proportion d'ophiolites par rapport au sédimentaire détritique et calcaire est ici très grande, beaucoup plus grande que dans la Zone Saint-Bernard; on en verra plus loin la raison, qui s'associe pleinement à celles des deux premiers paragraphes.

6) Le métamorphisme des schistes lustrés et ophiolites est méso- ou épizonal, et les éclogites qu'on y trouve (catazonales pour certains auteurs) ne résultent que de stresses locaux. Fréquemment, entre s.l. et ophiolites, un certain métamorphisme de contact subsiste au travers du métamorphisme régional.

7) Les multiples digitations ou écailles que l'on observe entre gneiss Grand-Paradis et mésozoïque sur le bord septentrional de la coupole, ou à l'intérieur de ce Mésozoïque, s'enracinent au N; *c'est-à-dire exactement en sens contraire des enracinements conçus par Argand, Staub, etc.*

C) Les gneiss Saint-Bernard du bas des vallées de Cogne et Valsavaranche sont déversés sur le Mésozoïque Grivola et comportent plusieurs digitations ou écaïlles. Ils sont faits: d'une part, de gneiss albitiques à grain fin (gneiss minuti) de même nature et origine volcanique que les gneiss permocarbonifères du Grand-Paradis, avec le même accompagnement de roches détritiques continentales; et d'autre part, de granodiorites, qui ont été plus ou moins gneissifiées et diaphtorisées par les déformations alpines et qui représentent évidemment le foyer magmatique des volcanites acides devenues gneiss minuti.

D) Dans le périmètre de la carte, le Mésozoïque Saint-Bernard diffère stratigraphiquement, ou du moins lithologiquement, du Mésozoïque Grivola, par les caractères suivants:

1) Epaisseur plus grande et sporadicité moindre du trias calcaréodolomitique.

2) Très fréquemment, entre ce trias néritique et les schistes lustrés sus-jacents, des calcaires gris se chargeant de micas de bas en haut, et constituant une transition plus ou moins graduelle (en violet sur la carte).

3) Quelques brèches ou conglomérats, en intercalations dans les schistes lustrés, et aussi quelques lits graphiteux.

4) Une proportion d'ophiolites beaucoup moindre que dans le Mésozoïque Grivola; autrement dit, un volcanisme géosynclinal beaucoup moindre.

Ces différences lithologiques entre Mésozoïques SB et MR sont très importantes pour s'expliquer l'embryogénèse du cycle alpin et l'évolution de son géosynclinal; on le verra plus loin.

Tandis que pour les phases ultérieures du cycle, pour la compréhension des grands diastrophismes alpins, ce sont les retroussements des digitations Saint-Bernard déversées sur la zone Mont-Rose qui sont particulièrement significatifs. Ces retroussements apparaissent dans les alentours de la mine de Cogne et dans les masses comprises entre les vallées de Cogne et Valasavaranche, et seront décrits plus loin. Ils résultent évidemment du cheminement des masses Sesia vers le nord, et mettent en évidence l'antériorité des déversements SB/MR, qui ont une telle extension et une telle importance dans les Alpes.

E) Les gneiss Emilius, Dent-Blanche et Mont-Mary reposent en nappe sur des schistes lustrés Saint-Bernard et proviennent de la Zone Sesia. C'est ce qu'Em. Argand sut découvrir en 1905-06 et c'est la

première chose à se dire à propos de gneiss Emilius, car cette admirable découverte constitue la meilleure partie de l'œuvre d'Argand et représente certainement l'un des plus grands progrès faits en géologie alpine, *l'une des plus belles découvertes de la science.*

Cet hommage rendu à Em. Argand, voyons une série de faits qu'il fallait encore déceler dans la nappe Emilius:

1) Les gneiss Emilius sont en majeure partie des roches volcaniques permocarbonifères émanées de magmas rhyodacitiques, dacitiques ou andésitiques, et diaphtorisées en gneiss albitiques à grain fin (gneiss minuti), avec tous les produits d'altération, de remaniement et de mélange que peuvent donner des tufs. Ces gneiss sont accompagnés d'une part de granodiorites subvolcaniques diaphtorisées aussi en gneiss albitiques mais d'un type différent, et sont accompagnés d'autre part de roches détritiques devenues micaschistes ou quartzites. Tout cet ensemble correspond évidemment à la « couverture postorogénique hercynienne » qui ne s'étend pas seulement dans les Zones Mont-Rose et Saint-Bernard, mais aussi dans la Zone Sesia, au S et à l'E du Grand-Paradis.

2) Des blocs projetés et des structures pipernoïdes merveilleusement conservées s'ajoutent aux raisons d'ordre chimique et minéralogique (déjà suffisantes à elles seules) pour mettre en évidence l'origine volcanique des gneiss albitiques.

3) Le morcellement d'ophiolites sans doute alpines et la dispersion des fragments montrent aussi qu'à l'origine les roches encaissantes de ces intrusions basaltiques étaient des tufs. Des dykes basaltiques alpins devaient, en effet, se briser et se disséminer facilement, dès les premiers diastrophismes, dans le milieu ambiant peu cohérent que constituaient les tufs avant leur consolidation par le métamorphisme alpin.

4) Des calcaires triasiques découverts en plein milieu des gneiss de la nappe; des copeaux de calcaires triasiques remarqués sous la nappe; l'énorme masse ophiolitique constituant la base de la nappe et provenant aussi de la Zone Sesia; des lames gneissiques détachées de la masse principale et englobées dans les schistes lustrés à faible distance de la base; autant de données primordiales pour connaître la structure interne de la nappe et comprendre son glissement sur les schistes lustrés, éminemment plastiques.

5) Le repli qui est au bord S de la nappe et celui qui est au bord W avaient été très bien remarqués par Argand entre 1905 et 1911, mais il

ne faut pas les réunir par une « giration » et s'imaginer qu'ils sont connexes. Il faut simplement se dire qu'au bord méridional se trouve un pli longitudinal datant de l'écoulement de la nappe, tandis qu'à l'W il s'agit d'un pli transversal résultant vraisemblablement d'un ajustement isostatique. A l'intérieur de la nappe on observe d'ailleurs toute une série de plis transversaux qui sont évidemment postérieurs aux replis longitudinaux.

6) Dans la nappe de l'Emilius on observe aussi des choses extrêmement intéressantes à propos de schistosité et d'écoulement par gravité. A certains endroits, près de surfaces de glissement, des schistosités sont extrêmement accentuées, tandis que, dans le voisinage, des paquets de roches ont été transportés presque sans déformations durant tout l'écoulement et montrent des structures paléozoïques intactes (stratifications plus ou moins tordues provenant de jets de lave, enfoncement de tuf par la chute d'un bloc projeté, etc.).

La disposition générale des diverses unités géologiques étant ainsi tracée dans ses grandes lignes, considérons maintenant l'évolution géosynclinale et le mécanisme orogénique dont cette disposition résulte. Et distinguons pour cela les périodes ou épisodes suivants:

- 1) Phase géosynclinale simple, de l'Eotrias au Mésojurassique.
- 2) Première phase tectogène: déversements Saint-Bernard/Mont-Rose, vers la fin du Jurassique.
- 3) Deuxième phase tectogène: déversements Sesia, éocrétacés, avec écoulements jusqu'au Néocrétacé.
- 4) Ajustements isostatiques, soulèvements et plis transversaux.

Phase géosynclinale simple

Nous avons vu plus haut (B1, D1) que le trias calcaréo-dolomitique, lagunaire ou néritique, est d'épaisseur restreinte dans la zone Mont-Rose et qu'il fait même défaut dans la partie médiane de cette zone, remplacé à la base de la série par des ophiolites; tandis que ce trias est au contraire bien développé dans la zone Saint-Bernard. Nous avons vu aussi (B5, D4) que la proportion d'ophiolites est beaucoup plus grande dans le Mésozoïque Mont-Rose que dans le Mésozoïque Saint-Bernard; et l'on peut ajouter ici que les venues basaltiques de la zone Sesia sont apparemment moindres que celles de la zone Mont-Rose.

Or, la proportion d'ophiolites correspond évidemment à l'importance du volcanisme basaltique géosynclinal, qui est lui-même fonction directe

de l'intensité des fissurations de l'écorce terrestre que créent des distensions ou étirements de cette écorce. Et il appert donc, dans ces conditions, que non seulement la zone Mont-Rose s'est affaissée et immergée d'une manière relativement rapide, dès le début du cycle alpin, mais qu'elle s'est en même temps étirée et fissurée intensément, de bas en haut de l'écorce terrestre, en livrant passage au magma subcrustal.

Autrement dit, c'est dans la zone Mont-Rose que s'est rapidement établie la fosse principale du géosynclinal alpin, avec un fort volcanisme basaltique; tandis que régnaient des conditions épicontinentales dans l'avant-pays, des conditions intermédiaires dans la zone Saint-Bernard, et, dans la zone Sesia, un affaissement et un volcanisme apparemment moindres que dans la zone Mont-Rose.

Comment concevoir la cause d'un tel phénomène, la création de telles conditions bathymétriques et volcaniques, si ce n'est par un déplacement latéral de magma subcrustal, une convection horizontale ou subhorizontale, amorçant une dépression et conjointement une distension sous la zone Sesia, créant un maximum de dépression et d'étirement sous la zone Mont-Rose, et s'amortissant graduellement, dès la zone Saint-Bernard, vers l'avant-pays?

Seule, cette notion de déplacement latéral de magma subcrustal, qui se déduit logiquement des différences lithologiques que l'on observe entre zone Mont-Rose et zone Saint-Bernard dans les vallées de Cogne et Valsavaranche, et des caractères de la zone Sesia et d'autres zones dans les Alpes, seule cette notion de courant subhorizontal peut expliquer rationnellement, complètement et sans aucune contradiction, la genèse et l'évolution ultérieure du géosynclinal alpin. Toute autre explication, qu'il s'agisse de courants ascendants ou descendants (toujours d'origine plus ou moins mystérieuse) ou d'autres causes encore, se heurte rapidement à des contradictions et à des non-sens que je relèverai dans un autre travail pour ne pas trop charger ce texte-ci.*

* Ici, par contre, il faut bien se rendre compte du très grand progrès qui a été réalisé par Rittmann dans la connaissance de l'orogénèse en général lorsqu'il a étudié la distribution des températures dans l'écorce terrestre et qu'il en a déduit l'inclinaison de la sous-face près du bord des continents; car ce travail devait lui permettre d'appliquer d'heureuse façon le principe de Pekeris sur le sens des courants magmatiques dérivant de l'inclinaison des géoisothes, et devait ainsi l'amener aux notions de courant primordial créateur de géosynclinal et de courant secondaire s'adjoignant ultérieurement au premier pour produire une « phase d'engloutissement », suivie d'arrêt des courants et de « phase de surrection ». D'où, les bases d'une théorie thermo-

Terminons ces considérations sur la phase géosynclinale des Pennides par deux constatations qui s'accordent fort bien avec ce qui précède.

D'une part, le passage toujours brusque des calcaires dolomitiques aux schistes lustrés dans la zone Mont-Rose; tandis que des calcaires gris se chargeant de micas de bas en haut s'intercalent très fréquemment entre le trias calcaréo-dolomitique et les schistes lustrés de la zone Saint-Bernard, constituant un passage plus ou moins graduel qui témoigne d'un enfouissement plus lent de cette zone.

D'autre part, l'absence de conglomérats dans le Mésozoïque de la zone Mont-Rose; et la présence de brèches ou conglomérats dans les calcschistes de la zone Saint-Bernard, s'accordant bien avec la coexistence de rides émergées et de sillons marins durant le Jurassique, selon Argand, l'école de Grenoble, etc.

Première phase tectogène *

Contrairement à toutes les explications énoncées auparavant sur la formation des nappes alpines, j'ai compris en 1947 et publié dès 1949 que les recouvrements Saint-Bernard/Mont-Rose représentent les premiers grands mouvements de la tectogénèse alpine. Ils sont antérieurs aux déversements Sesia et ce ne sont donc pas, comme on l'a cru pendant des dizaines d'années et comme tant de géologues se l'imaginent encore, les derniers déversements des Pennides.

dynamique qui fait comprendre rationnellement les causes de l'orogénèse et qui est, dans les grandes lignes, confirmée par les Alpes. (Je dis: dans les grandes lignes, car je ne vois pas dans les Alpes de « phase d'engloutissement » et de « phase de surrection ». Ce sont d'autres phases qu'il faut distinguer; mais, à part cela, la théorie de Rittmann est sans doute une coordination qui constitue un immense progrès, et c'est évidemment pour cela que je l'ai incité, en 1950, à la publier dans ces *Archives*.)

Il faut aussi rappeler ici qu'Em. Argand avait très bien compris l'enfoncement relativement rapide de la zone Mont-Rose. S'il ne s'est pas rendu compte du rôle des ophiolites et du volcanisme qu'elles impliquent, il a cependant très bien conçu l'enfoncement de la zone MR, et il est donc regrettable que la *Reliefumkehrung* de Jenny, prônée par Wegmann et Ellenberger, se soit opposée pendant si longtemps à la partie juste de son œuvre.

* Dans le CR.Ac.sc. du 2 juillet 1956, l'emploi du mot *tectogène* est condamné. Mais pour que cette décision puisse être réellement fondée, il faudrait, ce me semble, que les mots *thermogène*, *électrogène*, *cancérigène*, etc. ne soient pas français. Or, ils le sont bel et bien, et *tectogène* est un adjectif trop utile et pratique pour que la géologie s'en prive.

Leur antériorité par rapport aux déversements Sesia est démontrée par les retroussements des digitations Saint-Bernard qui apparaissent près de la mine de Cogne et dans les masses comprises entre les vallées de Cogne et Valsavaranche, et qui sont tracées d'une manière précise sur les coupes connexes de la présente carte.

Mais, avant même que soient découverts ces retroussements, la géologie alpine ne serait pas restée en stagnation pendant des dizaines d'années sur l'idée fausse d'un recouvrement SB/MR tardif, postérieur à celui des masses Sesia, si l'on avait considéré un peu mieux le mécanisme que doit inévitablement invoquer une telle conception. Jamais, en effet, on n'a reconnu ou sérieusement conçu d'éléments Sesia coincés entre Saint-Bernard et Mont-Rose*, et jamais non plus on n'a attribué cette absence à une érosion qui aurait eu lieu entre les deux périodes de déversements et qui n'aurait raclé que les parties Sesia susceptibles d'être ensuite engagées entre SB et MR; c'eût été trop invraisemblable. Il a donc fallu, pour justifier la conception contre nature d'un recouvrement SB/MR tardif, que le système Argand-Staub imagine cet encapuchonnement en profondeur, cette tête de nappe MR plantée dans des masses SB (ou Mischabel, ce qui revient au même). Or, la structure approximativement isoclinale des strates sur le flanc septentrional du Grand-Paradis et du Mont-Rose, leur étirement, l'absence de toute compression NS dans ces strates, montrent bien que la formation d'un tel encapuchonnement (par coup de charrue, a-t-on dit) est en réalité impossible. Il suffit d'un sens élémentaire de la mécanique pour s'en rendre compte, et il fallait bien les deux principes directeurs erronés du système Argand-Staub: *l'enracinement collectif des nappes dans une zone dite des racines, et le déversement généralisé des nappes vers l'avant-pays*, pour maintenir pendant si longtemps la géologie alpine dans une impasse.

On ne pourrait d'ailleurs s'expliquer sérieusement les structures de l'Ossola (où la complexité des diastrophismes est une chose extrêmement heureuse pour vérifier le bien-fondé, la validité d'une explication de la formation des Alpes) si l'on ne considérait les déversements SB/MR comme primordiaux dans la tectogénèse alpine.

Ceci dit, essayons de discerner l'origine de ces déversements SB/MR, cherchons des liens de cause à effet entre la géologie directement visible et ce qui s'est vraisemblablement passé en profondeur, et nous verrons

* Si ce n'est MM. Dal Piaz et Hermann.

en même temps que la première phase tectogène découle normalement de la phase géosynclinale.

Nous avons vu plus haut qu'il faut suivre Rittmann lorsqu'il attribue le phénomène géosynclinal à un courant subcrustal dirigé vers l'avant-pays et naissant sous le géosynclinal lui-même; car le fort volcanisme basaltique et l'enfoncement connexe de la zone Mont-Rose ne pourraient s'expliquer autrement que par un courant s'effectuant dans ce sens.

Or, d'une manière générale, il appert qu'un courant crée des entraînements par adhérence dans la zone de passage graduel, visqueuse, qui doit exister entre croûte terrestre et magma sous-jacent; et il s'ensuit qu'après les étirements dont dérive le volcanisme géosynclinal, ces entraînements ont tendance à augmenter l'inclinaison de la sous-face et à donner ainsi d'autant plus de vigueur au courant. Des parties sises sous la fosse principale, tout en continuant à s'étirer, doivent alors s'enfiler sous des parties basales plus proches de l'avant-pays et, ce faisant, elles doivent imprimer à des couches sus-jacentes un mouvement analogue, un mouvement cependant tempéré, amorti par des déformations plastiques dans ces couches. Tandis que les parties supérieures de l'écorce terrestre, en étant moins plastiques et en s'appuyant à leur arrière sur des masses plus consistantes, ne se prêtent pas à ces entraînements. Il y a là une forte résistance, et celle-ci constitue en quelque sorte la réaction au phénomène actif qui se passe au-dessous.

Entre ces parties supérieures relativement rigides et calées latéralement contre l'avant-pays, et les parties inférieures continuellement sollicitées, entraînées par le courant subcrustal, ce sont alors des cisaillements qui doivent réduire les tensions, soit sous forme de glissements impliquant de franches ruptures dans les hauts de l'écorce terrestre, soit par des déformations plastiques correspondant au même déplacement relatif dans les bas. Et ces cisaillements doivent normalement se faire suivant des surfaces descendant obliquement de la fosse ou du voisinage de la fosse jusqu'à des parties basses sises sous l'avant-pays ou du moins plus proches de l'avant-pays. Car la résistance aux entraînements et translations qu'offrent les parties supérieures de l'écorce terrestre, par leur appui sur l'avant-pays et leur rigidité, doit naturellement diminuer en direction de la fosse et, partant, c'est en forme de coin que doivent se terminer ces parties supérieures relativement résistantes; c'est obliquement que les cisaillements doivent se faire au travers de la croûte terrestre. Le jeu des forces qu'indique un peu de mécanique

élémentaire et qu'il n'est pas nécessaire d'examiner analytiquement ici, le fait bien ressortir.*

Tout ceci implique évidemment des étirements par laminage dans les parties basses soumises aux entraînements par adhérence, et en même temps des compressions dans la zone terminale des parties supérieures, qui doit céder d'autant plus à ces compressions et, partant, à des rétrécissements, qu'elle est en forme de coin et qu'elle s'amincit de plus en plus vers la fosse. D'où, dans cette zone, des plissements et des imbrications, avec écailles ou digitations représentant chacune une cession aux efforts de translations sous-jacents, et probablement faites successivement les unes à côté des autres, par une migration des points faibles, une variation des lieux de moindre résistance. Mais de tels ajustements ne peuvent suffire indéfiniment à ce qui se passe en profondeur, et lorsque une accélération du courant subcrustal provoque un entraînement par adhérence beaucoup plus important que les précédents, il doit évidemment se produire un cisaillement majeur et ce qu'il convient d'appeler (car le terme est juste et pratique) une *subduction*, c'est-à-dire un entraînement en profondeur impliquant un cisaillement, avec tendance à la compression au-dessus de la surface principale de cisaillement, et au-dessous: laminage, étirement et schistosité parallèle à cette surface, intense près d'elle mais s'amortissant avec l'éloignement.**

Ce genre de diastrophisme comporte inévitablement un prolongement; il doit être suivi d'un écoulement par gravité. La géométrie l'impose; elle impose ce phénomène additionnel; et il est vraiment étonnant que ce lien de cause à effet, cette origine des écoulements par gravité, ait échappé à la géologie alpine pendant si longtemps, ou du moins n'ait jamais été noté avant mon travail sur l'Ossola en 1954.

En effet, pendant une subduction, le déplacement des masses tirées plus ou moins obliquement en profondeur ne peut manquer de créer une

* N'est-ce pas aux mêmes causes et à un phénomène analogue qu'il faut attribuer, autour du Pacifique, les séismes profonds dont le lieu des hypocentres peut être représenté schématiquement par une surface s'enfonçant sous le continent et traversant obliquement la croûte terrestre? N'y a-t-il pas là une *première phase tectogène (SB/MR)* d'un *cycle orogénique actuel*?

** Etirements d'une part, compressions d'autre part, se compensent en grande partie dans l'évolution ultérieure des distances transversales du géosynclinal; et les 480 km de rétrécissement, de contraction transversale, découverts par M. Cadisch dans le plissement alpin (*Geologie der schweizer Alpen*, p.287) montrent ce qui se passe lorsque ces étirements sont au-delà de l'intelligence du géologue; et que l'amplification des nappes par l'écoulement l'est aussi.

dépression importante à l'avant des masses non déplacées, une dépression qui atteint son niveau le plus bas immédiatement à l'avant de ces masses. Et celles-ci, préalablement comprimées, plissées, écaillées et d'autant plus surélevées, vont évidemment fluer, glisser, s'écouler dans cette dépression; en acquérant naturellement de nouvelles structures, en s'involuant par endroits, en maintenant ailleurs des paquets de roches non déformées et, surtout, en amplifiant considérablement la nappe créée à son début par la subduction.

D'où, cette distinction fondamentale à ne jamais omettre, à bien avoir en tête, lorsqu'on considère la formation des nappes, qu'il s'agisse des déversements SB/MR ou tout aussi bien, en passant du cas particulier au général, qu'il s'agisse de toutes ou presque toutes les nappes alpines: d'une part le phénomène *primordial* que constituent les subductions résultant d'entraînement par les courants subcrustaux, et d'autre part le phénomène *complémentaire et amplificateur* que représentent les écoulements par gravité dans les dépressions créées ou accentuées par les subductions elles-mêmes (CR.Ac.sc., 13 mai 1957).*

Tel est le raisonnement qu'il faut suivre et tel est le mécanisme qu'il faut concevoir pour s'expliquer rationnellement les déversements de masses Saint-Bernard dans la fosse Mont-Rose.** Si, en considérant la croûte terrestre dans toute son épaisseur, je ne m'en suis pas tenu à ce que l'on dit habituellement dans une Notice explicative de Carte géologique, je ne me suis écarté qu'apparemment de ce qu'il faut envisager dans la vallée de Cogne et ses abords, car les recouvrements SB/MR ne peuvent se comprendre complètement que par le mécanisme précédent et par ces causes profondes.

Ceci posé, datons les événements et disons-nous que les déversements *sous-marins* de masses Saint-Bernard dans la fosse Mont-Rose se sont vraisemblablement faits *à la fin du Jurassique*, peu avant les subductions Sesia, qui sont, nous le verrons plus loin, éocrétacées; les sédiments marneux que comportait la fosse MR se prêtant particulièrement bien au glissement des masses sus-jacentes.

* C'est l'évidence même, pourrait-on dire; et il est d'autant plus curieux qu'en géologie alpine ce mode de formation des nappes, cette distinction de causes et d'effets, n'aient pas été compris et énoncés plus tôt.

** Par le même mécanisme mais avec une inversion de sens dont nous verrons plus loin les causes, s'explique clairement la formation des autres nappes penniques, des nappes préalpines et des nappes helvétiques.

Deuxième phase tectogène

Les déversements de masses Sesia sur le complexe SB/MR se sont faits en sens inverse des déversements de la première phase tectogène, mais ils n'en résultent pas moins du même genre de mécanisme: subductions + écoulements subséquents. Tout le montre dans les parties radicales et dans les parties antérieures des nappes valdotaines et des nappes homologues grisonnes.

L'inversion de sens ne peut provenir que de la formation d'un bourrelet infracrustal sous l'ensemble SB/MR lors de la première phase tectogène. Pendant celle-ci, en effet, les entraînements par adhérence ont dû accumuler là beaucoup de matières simatiques et sialiques, et créer une saillie longitudinale, un bourrelet, dont le flanc septentrional n'a pu être qu'accentué et rendu plus abrupt par le cisaillement final SB/MR. Sous ce flanc fraîchement formé et relativement abrupt, le magma s'est alors trouvé dans des conditions inverses de celles de la première phase tectogène, et il s'est donc forcément produit dans ce magma un courant subcrustal de sens contraire à celui du courant primordial créateur de géosynclinal et de déversements SB/MR. D'où, de nouveaux entraînements par adhérence et de nouveaux cisaillements au travers de la croûte terrestre, se traduisant en surface par de nouvelles subductions et de nouveaux écoulements subséquents, en sens inverse des diastrophismes de la première phase tectogène.*

Les subductions de cette phase se sont faites en série pendant l'Eocène, successivement et côte à côte; d'où la pluralité des nappes que l'on peut distinguer dans les déversements de masses Sesia du segment valdotain-valaisan et du segment grison. Dans le premier de ceux-ci les données manquent pour dater avec certitude ces diastrophismes; mais dans les Grisons la stratigraphie donnée par Staub et Cornelius pour les nappes Margna, Sella-Platta, Err et Bernina, apparemment homologues et à peu près contemporaines des nappes Emilius, Mont-Mary et Dent-Blanche, permet de dater approximativement ces subductions; et de

* Ceci a pu se faire sans même que cesse complètement le courant primordial; car c'est la résultante des forces d'entraînement des deux courants qui devait déterminer le sens et l'inclinaison des cisaillements, ou simplement le sens et l'intensité des déformations plastiques; et il suffisait évidemment de la prépondérance de l'un des courants, et d'alternances de cette prépondérance, pour faire osciller cette résultante. Plusieurs alternances et oscillations ont, en effet, eu lieu après la deuxième phase tectogène.

même on peut le faire en considérant la tectogénèse de l'Ossola-Tessin, comme on le verra dans un travail à paraître prochainement.

Les écoulements consécutifs ont beaucoup amplifié les débuts de nappes créés par les subductions et ont amené des masses Sesia à des dizaines de km de leur emplacement originel. Le substratum paléocène des nappes du Schams, et les calcaires du Barrhorn, s'ils sont bien néo-crétacés, mettent en évidence la longue durée d'une partie de ces écoulements.

Telles sont les quelques considérations générales qu'il fallait énoncer pour situer la nappe Emilius dans la tectogénèse alpine. Revenons maintenant dans la vallée de Cogne et, d'une manière très succincte, énumérons ci-dessous quelques particularités, quelques conséquences du glissement de cette nappe et de son action sur le substratum, en laissant leur description aux pages qui traitent particulièrement de la Nappe Emilius et du Mésozoïque SB.

Tout d'abord, les retroussements et cisaillements de digitations SB, et les nombreux replis du substratum mésozoïque entre les gneiss Emilius et la crête Montzalet-Invergneux.

Puis, le grand pli longitudinal qui apparaît à l'arrière de la nappe et qui ramène le substratum mésozoïque au-dessus des gneiss à la P. Leppe; évidemment dû à des glissements différentiels et à un cheminement plus rapide des parties supérieures de la nappe.

Les lames de calcaires triasiques et d'ophiolites qui sont accolées aux gneiss inférieurs et qui proviennent sans doute aussi de la zone Sesia; et l'énorme masse ophiolitique du flanc septentrional de la nappe, sans doute de même origine.

Les lames de calcaires triasiques de la P. Rossa, en plein milieu de la nappe; montrant que la partie gneissique de celle-ci doit être subdivisée.

Les copeaux de gneiss détachés de la nappe et englobés dans les schistes lustrés du substratum, à faible distance de la base.

Le contraste de schistosités très accentuées près de surfaces de glissement, et de masses glissées en blocs presque sans déformations dans le voisinage de ces schistosités; montrant les variations possibles dans les effets de la surcharge sur la schistosité.

Ajustements isostatiques

Dans le domaine de la carte, les ajustements isostatiques qui ont fait suite à la tectogénèse se manifestent par deux effets principaux: la for-

mation de la coupole Grand-Paradis, jumelle de la coupole Mont-Rose; et le plissement transversal du bord W de la nappe Emilius.

1) Au soulèvement qui a formé la coupole Grand-Paradis, est due l'inversion de pendage des recouvrements SB/MR. Au lieu des inclinaisons qui ont permis aux masses SB de fluer dans la fosse MR, on a aujourd'hui ces pendages vers le N qui caractérisent les vallées de Cogne et de Valsavaranche.

2) Le plissement transversal du bord W de la nappe Emilius a une direction variant de N30°W à NW-SE. Il atteint là, sur ce bord W, sa plus grande intensité; mais on en trouve des manifestations très importantes plus à l'E et à l'W, jusque dans le mésozoïque SB du cirque de Tzasetze d'une part, et jusque dans les gneiss du M.Emilius, du cirque de Lussert et du M.Grauson d'autre part; avec des directions comprises entre NS et NW-SE.

Ces plis transversaux sont évidemment postérieurs aux plis EW ou WSW-ENE concomitants de l'écoulement des gneiss Emilius, et il n'existe certainement pas de « giration » (op.cit.) pour les relier les uns aux autres.

Il faut donc les attribuer à un débordement latéral provenant d'ajustement isostatique, ou, plus exactement, à un glissement latéral provenant du soulèvement que montre le paléozoïque du bas de la vallée de Cogne, disposé là en quelque sorte comme un appendice de la coupole GP. La plasticité des schistes lustrés et le poids des masses gneissiques aujourd'hui érodées qui se trouvaient là en surplomb, ont fait fluer la matière vers l'E ou NE et ont créé là des structures d'écoulement transversal. Il n'y a, quant à moi, pas d'autre origine possible, pas d'autre explication plausible pour cette déformation transversale. (Cf. le pli transversal d'Antronapiana, à l'E du Mont-Rose, beaucoup plus grand mais similaire.)

Telles sont les principales modifications de structure par ajustements isostatiques que montre la vallée de Cogne; telles sont les surimpositions qu'ont subies ici les formes résultant des Première et Deuxième phases tectogènes lorsqu'ont cessé les courants subcrustaux.

On pourrait sans doute épiloguer longuement quant à leurs actions plus ou moins déterminantes sur l'hydrographie et l'évolution du modelé en cette zone des Alpes; mais ces questions de géographie physique ressortent suffisamment de la Carte et de remarques faites dans les pages suivantes pour qu'il n'y ait pas lieu d'allonger cette Notice à leur propos.

Coupole Grand-Paradis

Dans le Paléozoïque Grand-Paradis il faut avant tout distinguer ces deux complexes de roches :

1) les migmatites précarbonifères et roches connexes qui occupent la majeure partie de la coupole et qui sont probablement hercyniennes, avec peut-être des restes de cycles antérieurs ;

2) les gneiss albitiques dérivant de volcanites permocarbonifères et les roches détritiques connexes, qui ne sont très répandus que sur les bords de la coupole et qui constituent une « couverture postorogénique hercynienne ».

Voyons donc les particularités pétrographiques de ces deux complexes d'une manière générale, puis nous examinerons leurs structures dans le périmètre de la carte et ailleurs dans la coupole.

Complexe migmatitique

Dans les vallées de l'Orco, de la Soana et de la Stura, et sur le flanc septentrional de la coupole, les roches de ce complexe montrent une diaphtorèse alpine faite dans des conditions chevauchant l'épi- et la mésozone. Mais, en se basant sur les types qui ont le moins souffert des cataclases et recristallisations caractérisant cette diaphtorèse, on peut définir comme suit ce que devait être la majeure partie de ces roches (en répétant ici une page parue dans ces Archives en 1951) « des gneiss à phénoblastes idiomorphes d'orthose atteignant fréquemment plusieurs centimètres, répartis dans une masse fondamentale grano-lépidoblastique faite de quartz, plagioclase acide et biotite, avec parfois de l'apatite et du zircon. Par endroits ces roches devaient naturellement tendre à une granitisation encore plus poussée.* »

* Par endroits ce métamorphisme allochimique d'anciens sédiments est, en effet, particulièrement accentué ; la schistosité des migmatites s'atténue et il apparaît une tendance à l'anatexie. Mais je n'ai pas rencontré en place de pur granite, de granite massif qui puisse vraiment être considéré comme ayant atteint le stade magmatique. Il en existe cependant ; car dans les alluvions d'Erfault, dans le Valnontey, et parmi les blocs erratiques du Val Soana, j'ai remarqué de véritables granites, correspondant probablement à des pointements de masses qui sont montées diapiriquement à la fin de la tectogénèse hercynienne et qui peuvent bien avoir constitué des foyers magmatiques d'éruptions permocarbonifères, comme les granites de Cuorgne ou les grano-diorites des vallées de Cogne, etc.

Selon l'intensité des broyages, laminages, étirements et recristallisations du remaniement alpin, on observe les effets suivants, avec les gradations qu'ils impliquent.

Les phénoblastes d'orthose sont étirés en lentilles de plus en plus allongées, entourées de trainées finement grenues de quartz avec un peu d'orthose broyés. Aux extinctions onduleuses qu'acquiert l'orthose, s'ajoute une certaine microclinisation, d'abord vaguement en quelques plages, puis nettement et dans tout le cristal. Des perthites s'y trouvent aussi. Dans les cataclases accentuées l'orthose est broyée et disséminée parmi le quartz, etc.

Le plagioclase originel est complètement altéré. Dans quelques roches peu diaphtorisées, des amas étirés, à grain très fin, faits de séricite, d'albite et d'épidote, correspondent sans doute à la saussuritisation du plagioclase préexistant, et montrent par la faible proportion d'épidote que ce plag. était peu calcique (oligoclase?). Dans les types plus diaphtorisés, recristallisés, ce sont des trainées de muscovite accompagnée de grains de quartz, d'albite et d'épidote; l'albite recristallisant parfois en cristaux de taille moyenne, généralement maclés, qui prouvent par l'absence de tout broyage qu'il s'agit bien d'albite secondaire.

Le quartz montre naturellement des extinctions onduleuses, puis il est broyé et finalement réduit à des amas généralement lenticulaires de très petits grains, parfois mélangés à des grains d'albite, d'orthose et de muscovite, plus ou moins recristallisés. La biotite originelle subsiste ou est chloritisée, souvent. Du grenat s'y trouve parfois, subsistant vraisemblablement du catagneiss.

Tels sont les caractères essentiels de ces roches dimétamorphiques. Dans la plupart d'entre elles le métamorphisme allochimique, probablement hercynien, paraît avoir diffusé assez uniformément les apports, mélangeant intimement le néosome au paléosome, ne laissant pas subsister de trame, et leur donnant un aspect relativement homogène, dans la mesure naturellement où l'on peut faire abstraction de la diaphtorèse.

Ces migmatites sont plus que probablement hercyniennes. En effet, tant que des déterminations d'âge par radioactivité n'auront pas été faites d'une manière systématique, sans être trop infirmées par la diaphtorèse, on n'en aura pas la preuve, mais il y a dès maintenant, pour attribuer ces roches au cycle hercynien, un critère tellement net, tellement caractéristique, qu'il n'est guère possible de les concevoir raisonnable-

ment dans un cycle orogénique antérieur. Ce critère, c'est l'intensité du volcanisme permocarbonifère, rhyodacitique et dacitique, qui a recouvert d'un vaste manteau ces migmatites et qui est mis en évidence dans les pages qui suivent.

Car, d'une part un volcanisme acide d'une telle importance, typiquement postorogénique, ne pouvait avoir sa source que dans la fusion partielle des parties profondes d'un orogène de grande envergure, et d'autre part une migmatisation telle que celle du Gr.Paradis ne pouvait naître que d'un ultramétamorphisme orogénique impliquant une anatexie au-dessous des migmatites et, partant, des magmas (probablement hybridés par un peu de sima) qui avaient forcément tendance à monter et à engendrer des éruptions acides (ces éruptions étant, évidemment, subaériennes et une ample érosion ayant eu lieu dès la fin de la tectogénèse hercynienne).

Il serait donc illogique de disjoindre ces deux phénomènes, qui s'expliquent d'une manière parfaite l'un avec l'autre, tandis que leur origine serait pour ainsi dire inexplicable si l'un était conçu sans l'autre, et il faut donc considérer les migmatites GP comme hercyniennes. Elles résultent vraisemblablement du métamorphisme de sédiments *dévonien*s ou *siluriens* vers la fin de la tectogénèse hercynienne.*

Couverture permocarbonifère

Pendant l'émersion qui a fait suite à la tectogénèse hercynienne, alors que l'érosion agissait sur des zones élevées de l'orogène et les décapait intensément, les magmas granodioritiques engendrés par la fusion partielle du bourrelet infracrustal sont montés diapiriquement au travers des strates susjacentes et se sont vraisemblablement maintenus comme tels à l'intérieur de la croûte terrestre pendant des temps très longs, les parties profondes d'un orogène d'aussi grande envergure ne pouvant se refroidir que très lentement. Et tout au long de leur existence, ces magmas ont évidemment trouvé des exutoires dans les distensions et fissures qu'ont dû continuellement provoquer, dans les parties supérieures de l'orogène, les ajustements isostatiques concomitants de l'érosion.

* Dans son travail sur la *Discordance hercynienne dans la zone pennique et ses conséquences quant à l'histoire géologique des Alpes* (1939) GB. Dal Piaz considère ces roches comme *précambriennes*.

Le volcanisme rhyodacitique et dacitique qui en est résulté, a naturellement dû être très explosif, et dans ces éruptions ce sont sans doute des tufs et ignimbrites (welded tufs) qui ont été fortement prédominants, les laves ne jouant probablement qu'un rôle restreint. Or, des tufs se désagrègent facilement et, dans les conditions continentales qui régnaient là, de multiples formations détritiques (argiles, grès, conglomérats, avec débris végétaux) ont dû naître de cette désagréation et s'associer intimement à toutes ces éjections volcaniques; tandis que d'autres formations détritiques trouvaient leurs éléments sur le substratum précambrien érodé (arkoses, etc.). Ainsi a dû naître, ainsi est né, en même temps que se développait l'orogène hercynien, tout cet ensemble de formations volcaniques et détritiques permocarbonifères qu'il convient d'appeler « couverture postorogénique hercynienne ».

Dans le Pennique, comment apparaît aujourd'hui cette couverture permocarbonifère, si ce n'est sous la forme des gneiss albitiques à grain fin et des roches associées d'origine déritique (micaschistes, quartzites, avec intercalations conglomératiques ou charbonneuses, graphiteuses) qui subsistent en maints espaces des zones Saint-Bernard, Mont-Rose et Sesia, et qui constituent ici, autour de la coupole Grand-Paradis, l'auréole mentionnée plus haut? Dans ces zones penniques, une gamme de roches comprises entre rhyolites et andésites devait, en effet, se transformer en gneiss albitiques lors du métamorphisme alpin. Car, dans les conditions épi- et mésozonales qui ont prévalu durant ce métamorphisme dans les niveaux où se trouvait cette couverture permocarbonifère, les minéraux originels de telles roches devaient forcément évoluer comme suit.

La sanidine devait donner de la muscovite, de l'albite et du quartz; l'oligoclase ou l'andésine, de l'albite généralement poeciloblastique et de l'épidote, clinozoïsite ou zoïsite; la biotite, la hornblende originelle et l'augite éventuelle, de la chlorite et accessoirement de l'épidote, de la hornblende actinotique ou du glaucophane (celui-ci accaparant le Na et Al de l'albite et autres éléments, et résultant vraisemblablement d'une recristallisation à faible température mais haute pression créée par stress, par compression locale).

Or, ce sont précisément des paragénèses de ce genre que présentent les gneiss albitiques à grain fin en question. Et ce sont aussi des paragénèses tout à fait analogues que présentent certaines masses lenticulaires de gneiss albitiques à structure beaucoup moins fine sinon grossière, qui accompagnent parfois les gneiss albitiques à grain fin précédents

(dans le bas des vallées de Cogne et Valsavaranche, sur les bords de la coupole Grand-Paradis, dans l'Emilius, dans le Val Chisone, etc.) et qui dérivent sans doute de granodiorites subvolcaniques; probablement des apophyses de foyer magmatique ou des cheminées d'appareil volcanique, rabattues et étirées en lentilles par les diastrophismes alpins.

Il s'avère donc que dans le Pennique les volcanites permocarbonifères sont devenues des gneiss à grain fin (gneiss minuti des cartes italiennes) faits de quartz en proportion variable, d'albite généralement poeciloblastique, et de muscovite, chlorite avec ou sans biotite résiduelle, épidote et/ou clinozoïsite ou zoïsite, sphène, parfois avec hornblende, actinote ou glaucophane, et souvent du grenat. Mais dans ces éruptions les tufs étaient évidemment prédominants et nombre d'entre eux, peu cohérents, ont dû se prêter à des remaniements par les agents atmosphériques (pluies, vents, cours d'eau), s'altérer sur place avec formation d'argile et quartz grenu, ou se mélanger avec des produits éluviaux tels qu'arkoses, sables, boues. D'où, ce qu'on observe souvent dans les gneiss albitiques minuti: des proportions particulièrement grandes de quartz, muscovite et grenat, et des structures rubannées correspondant à des alternances de matériel volcanique et de matériel argilogréseux.

A toutes ces particularités, pour mettre en évidence le caractère volcanique des gneiss albitiques à grain fin, s'ajoute encore ce que montre les gneiss de l'Emilius: des blocs projetés (avec un enfoncement du tuf au point de chute) et des tufs pipernoïdes (faits de cendres et de lambeaux de lave visqueuse tordus pendant la chute); décrits plus loin.

Telle est la façon de voir, basée sur des faits précis et une coordination simple, qui permet de comprendre d'une manière générale l'origine et la grande extension des gneiss albitiques dans les Alpes occidentales (l'albitisation de sédiments dans les alentours de venues basaltiques mésozoïques n'étant presque toujours qu'un phénomène très restreint). Et, partant, telle est la possibilité de retrouver dans les Pennides les équivalents des éruptions permocarbonifères postorogéniques qui les entourent (éruptions des lacs italiens et du Canavese, volcanites glaronaises, quartzporphyres de Courmayeur, andésites du Guil, bésimaudites, etc.).

Cette façon de voir, je l'ai énoncée de 1951 à 1955 * et elle s'est trouvée depuis lors continuellement corroborée par des faits nouveaux.

* Arch.sc. 18 oct. 1951, Arch.sc. déc. 1954, Arch.sc. 20 oct. 1955, CR.Ac.sc. 24 oct. 1955.

Il était opportun, assurément, qu'elle écarte les explications pétrographiques de Bearth, Michel, Vallet et Gysin, etc. pour qui ces gneiss albitiques paléozoïques résultent du métamorphisme allochimique de sédiments, c'est-à-dire de venues métamorphosantes sodiques, alpines ou hercyniennes.

* * *

Voyons maintenant comment sont disposés ces gneiss orthosiques antécarbonifères et ces roches permocarbonifères dans le périmètre de la carte, sur le flanc septentrional de la coupole GP.

Dans le Valsavaranche, entre Maisonasse, la P.Leiser (en dehors mais tout près du bord de la carte) et l'arête Gr.Serz-C.Lauson, les strates paléozoïques plongent en moyenne approx. 30° NNW, avec des ondulations qui créent de grands écarts par rapport à cette orientation générale et ne rendent évidemment celle-ci qu'approximative.

Un peu au N de Maisonasse, des gneiss orthosiques supportent des gneiss albitiques qui sont recouverts à leur tour de schistes lustrés; apparemment sans trias calcaréo-dolomitique entre sl. et gneiss. Peut-être un tel trias n'a-t-il jamais recouvert ces gneiss albitiques-ci, ou peut-être a-t-il disparu par un laminage connexe de l'écaillage qu'implique le gneiss granitique à muscovite, microcline et plagioclase acide, avec très peu de chlorite, grenat, épidote, qui affleure au-dessous de Cleietta, et qui n'est pas une arkose comme on pourrait le supposer à première vue.

De l'autre côté de la Riv.Savara, au-dessus de Buatta, affleurent aussi des gneiss orthosiques recouverts de gneiss albitiques et de schistes lustrés, mais ici il y a un peu de cargneules et calcaires dolomitiques; ce mésozoïque appartenant probablement au synclinal pincé qui traverse vers l'alt.2800 l'arête descendant de la P.Leiser.

Au-dessus de ce synclinal pincé, encore des gneiss orthosiques et des gneiss albitiques, sur l'arête descendant de la P.Leiser, dans le cirque de Leviona, dans le vallon de l'Inferno, et sur l'arête Gr.Serz - P.Tuf; puis tout le mésozoïque Grivola.

Ces derniers gneiss ont servi de base à la théorie de GB. Dal Piaz sur la *Discordance hercynienne dans la zone pennique et ses conséquences quant à l'histoire géologique des Alpes* (1939) mais hélas la discordance qu'ils devraient présenter en ces lieux pour les besoins de cette théorie, n'existe que sur la merveilleuse carte de cet auteur. Il n'y a, en effet, rien de tel entre strates triasiques et gneissiques dans la crête qui descend de la

P.Inferno vers l'W et borde au N le vallon du même nom. Comme le montre ma carte, une bande de gneiss albitiques permocarbonifères se poursuit sans discontinuité entre trias et gneiss orthosiques tout le long de la crête, et se retrouve encore dans les mêmes conditions au N des chalets de Leviona di mezzo, à la base des parois.

Sous le pt.2988 par exemple, cette bande intermédiaire est faite de gneiss albitiques à biotite partiellement chloritisée, muscovite, épidote, grenat, sphène (prob. une roche rhydacitique) et de gneiss albitiques peu quartzeux à hornblende actinotique sodifère, biotite, épidote, grenat, muscovite, sphène, calcite (prob. une roche andésitique). Tandis que sous cette bande, épaisse d'une demi-douzaine de mètres, ce sont des gneiss orthosiques et albitiques à muscovite et biotite un peu chloritisée, les phénoblastes d'orthose étant partiellement microclinisés. Un peu d'arkose au-dessus de ces gneiss; mais pas de quartzite à la base du trias.

Et au N du chalet de Leviona di mezzo, à la base des parois, entre trias et gneiss orthosiques, ce sont: gneiss albitique peu quartzeux à muscovite, biotite chloritisée, clinozoïsité-épidote, actinote, grenat, sphène (prob. une roche andésito-dacitique) et gneiss albitique peu quartzeux, relativement fémique, à biotite chloritisée, épidote, muscovite, grenat, calcite, sphène (prob. une roche andésitique). De même, sur la Costa delle Chaud, à l'alt.2550, entre gneiss orthosique et trias: un gneiss albitique à biotite en voie de chloritisation, muscovite, épidote, sphène, et un peu de hornblende sodique dans l'albite poeciloblastique.

On ne voit là aucune discordance et l'assertion de GB. Dal Piaz, qui sert de base à sa théorie précitée, est donc complètement erronée. Celle-ci est d'ailleurs monumentale par rapport à l'erreur que cet auteur reproche à Novarese en ces parages (Ac.Lincei, 15 janv.1928, p.153).

Au Gran-Serz ce sont des gneiss œillés orthosiques et albitiques, à muscovite et biotite en voie de chloritisation, épidote et grenat, avec un début de microclinisation de l'orthose. Un peu plus au N ils s'enfoncent sous les gneiss albitiques permocarbonifères de la P.Leviona, qui contiennent quelques schistes lustrés du synclinal de l'Inferno et qui s'enfoncent à leur tour sous des gneiss orthosiques analogues aux précédents, recouverts eux-mêmes de gneiss albitiques.

Dans le cirque du Lauson, s'étendent les mêmes strates de gneiss granitiques et de roches permocarbonifères, également inclinées vers N, avec des ondulations. En plus des gneiss albitiques habituels, ex-roches rhyodacitiques ou dacitiques, on y rencontre les roches suivantes.

Gneiss albitique très quartzeux à muscovite, actinote et oxyde de fer, au Gran Vallon; sans doute un grès avec éléments dérivant de volcanites acides. Gneiss albitique à muscovite, biotite et orthose, à 700 m à l'ENE du Ref.Lauson, entre gneiss orthosique et trias; la périphérie des grains d'orthose est tout à fait limpide, recristallisée, mais la partie centrale, légèrement altérée, trouble, est originelle du gneiss granitique dont provient partiellement ce mélange d'arkose et cinérite. Sous le trias de Roccia Gialla, il y a surtout des gneiss albitiques à muscovite, biotite chloritisée, hornblende-actinote, clinozoïsite, grenat et sphène: ex-rhyodacites; mais on a aussi: un gneiss albitique très quartzeux à muscovite, chlorite, grenat, calcite, sphène, qui dérive probablement d'un mélange de sable et d'éléments volcaniques; et une amphibolite peu albitique à hornblende légèrement sodique, épidote, biotite chloritisée, sphène, qui peut être soit une intrusion basaltique alpine, soit un produit de différenciation du magma dacitique. Et au SE du petit lac 2656, dans les gneiss minuti, une lame de gneiss albitique à muscovite, chlorite avec biotite résiduelle, épidote, sphène, à structure beaucoup moins fine, qui paraît avoir été une granodiorite subvolcanique, probablement en une apophyse ou cheminée rabattue et étirée lenticulairement lors des diastrophismes alpins.

Dans le Valnontey, de l'agglomération de maisons qui porte le même nom jusqu'au bivouac Martinotti, tout au fond de la vallée, 6 ou 7 km plus au sud, ce sont surtout des gneiss albitiques permocarbonifères entrelardés de gneiss orthosiques précambriens en écailles résultant de subductions cisailantes faites côte à côte pendant la Première phase tectogène.

La première digitation de gneiss orthosique enserrée entre gneiss albitiques, descend de la P.Inferno, traverse le cirque du Lauson, est subdivisée à La Pascieu par un synclinal permotriasique, passe sous l'agglomération de maisons précitée, et occupe sur l'autre versant de la vallée toute la crête comprise entre la P.Fenilia et la Testa di Moncuc, coupée cependant par la continuation du synclinal permotriasique de la Pascieu.

La deuxième digitation descend du Gran-Serz, passe dans le ravin Gran-Val et au SE du Bec Vallon, traverse le fond de la vallée à l'A. Fiechelin N, monte au Plan della Turnetta et traverse la crête sus-jacente entre la P.Valmiana et le col Granzetta.

Trois autres digitations de gneiss orthosiques sont visibles sur la carte

entre l'A.Valmiana, le bivouac Martinotti et l'A.Money, et ne nécessitent pas de commentaires.

Ces éléments précambriens sont essentiellement faits de gneiss fréquemment œillés à orthose souvent microclinisée, albite, biotite plus ou moins chloritisée, muscovite, épidote, grenat, apatite, zircon. Par endroits ils contiennent des enclaves très biotitiques qui dérivent probablement de fragments basaltiques partiellement respectés par l'ichor lors de la migmatisation des strates encaissantes, en raison de leur perméabilité moindre. 300 m à l'W du pont de Valnontey, une lentille aplitique, à orthose légèrement microclinisée, albite maclée, quartz cataclasé, muscovite. Et près du pont de l'Erfault, dans les alluvions du torrent, de nombreux blocs d'un granite massif, sans aucune schistosité, souvent avec de grands cristaux maclés d'orthose, montrant SM: quartz broyé, orthose un peu séricitisée, oligoclase en voie de saussuritisation, mais biotite fraîche; probablement un granite d'anatexie, monté diapiriquement à l'intérieur des migmatites, affleurant quelque part au sud de la carte et représentant l'un des foyers magmatiques des éruptions permocambriens.

Les gneiss albitiques minuti, eux, sont faits de quartz en proportion variable, d'albite généralement poeciloblastique, muscovite, biotite plus ou moins chloritisée, épidote et/ou clinozoïsite ou zoïsite, sphène, parfois avec hornblende ou actinote provenant de sa recristallisation, et souvent du grenat. Avec ces gneiss, ex-rhyodacites ou dacites, coexistent des roches dérivant d'arkoses, de grès argileux, de conglomérats, et de mélanges d'éléments cinéritiques et détritiques. Notamment, les roches suivantes. La plupart des gneiss du synclinal de La Pascieu, délimité sur la carte, qui proviennent d'arkoses* et se distinguent par la coexistence de microcline et d'orthose non stressée, par des grains de quartz conservant une forme élastique, ou dépourvus d'extinctions onduleuses grâce à la nature peu cohérente des arkoses, et par la présence de graphite, sporadiquement. Près du Ref.Herbetet, dans les gneiss albitiques, des interstratifications quartziteuses et arkosiques (points noirs sur la carte). Sur le plateau de l'A.Money, des quartzites muscovitiques avec grenat, quelques grains d'albite et un peu de biotite chloritisée, ex-grès

* C'est probablement à ces arkoses que Cornelius attribuait un *aplitische Randfazies* lorsqu'il est allé au Lauson et qu'il considérait les roches granitiques du Grand-Paradis et du Mont-Rose comme alpines (Mit.Geol.Ges.Wien, 1936) suivi dans cette idée par Bearth (Bul.S.Min.Pétr.1945).

légèrement argileux, dans lesquels se trouvent des lentilles quartzeuses correspondant à des galets étirés de quartz pur, originellement gros comme des pois. Tandis que dans les affleurements qui sont à env. 400 et env. 600 m au SE des chalets de l'A. Money, ce sont des gneiss albitiques très quartzeux, qui résultent probablement de mélanges d'éléments volcaniques et détritiques, et qui contiennent, en dehors mais tout près du bord de la carte, des galets ovoïdes variant de quelques mm à 2 cm, faits de granite aplitique: quartz, orthose légèrement séricitisée, plagioclase acide et traces de chlorite. De même, dans les gneiss albitiques très quartzeux qui sont à 400 m au N du pont de l'Erfaulet, à la base des parois, apparaissent quelques petits galets, étirés, mais ceux-ci ne sont que quartzeux et non granitiques.

De plus, dans ce paléozoïque doivent exister des restes de dykes basaltiques connexes du volcanisme géosynclinal mésozoïque. Le permocarbonifère de l'Emilius en recèle un certain nombre, on le verra plus loin. Mais ici, dans ce paléozoïque GP, il semble que les diastrophismes alpins ont laminé et ruiné ces racines de venues basaltiques de telle façon qu'il n'en subsiste guère de traces. La lentille ophiolitique de Penna Sengia, au NE du Bec Vallon, est donc d'autant plus intéressante. SM, c'est une prasinite très amphibolique, avec albite, épidote-clinozoïsite, sphène, à structure granoblastique très fine. Elle est notée sur la carte.

A *Valeille*, ce vallon rectiligne qui s'allonge au sud de Lillaz, on retrouve une grande partie des digitations précédentes, mais avec des irrégularités, de nouvelles subdivisions et des écaïlles secondaires, qui apparaissent nettement sur la carte et qu'il n'est donc pas nécessaire de décrire avec des mots.

Les gneiss orthosiques sont ici analogues à ceux de Valnontey et Valsavaranche; et les gneiss albitiques à grain fin gardent aussi les mêmes caractères pétrographiques et le même accompagnement de roches détritiques continentales. Je n'ai pas rencontré là de roches méritant une mention particulière, si ce n'est une roche permocarbonifère recueillie à l'E de l'A. Fenilia, qui présente deux lits sur la même coupe et qui est significative à propos d'albitisation régionale allochimique ou d'origine volcanique du plagioclase: d'une part, un gneiss albitique à muscovite, biotite chloritisée, épidote, grenat, sphène; et d'autre part, d'une manière tranchée, un quartzite muscovitique.

Dans le vallon de Bardoney et dans le vallon latéral d'Eaux-rousses, ce sont encore des gneiss granitiques alternant avec des gneiss permocarbonifères.

carbonifères, en strates plongeant fortement au N ou NNE. Les premiers sont fréquemment œillés et dans leur ensemble ne diffèrent pas de ceux qui s'étendent de Valsavaranche à Valeille. Le faciès des gneiss albitiques à grain fin, ex-volcanites permocarbonifères, ne varie pas non plus; ni l'accompagnement d'arkoses, quartzites et roches mixtes: mélange de matériel cinéritique et de matériel détritique. Ce qui diffère le plus dans le paléozoïque de ce secteur-ci, c'est l'inclinaison des strates, qui est plus forte, au gré des irrégularités du soulèvement GP.

* * *

Voyons maintenant, pour compléter ce qui précède, quelques roches typiques que j'ai recueillies dans les vallées entaillant la coupole GP au sud de la carte.

Dans la vallée de l'Orco, qui traverse la coupole de l'E à l'W, les roches suivantes:

300 m à l'W de Locana. Gneiss albitique à hornblende sodique, muscovite, zoïsité, épidote, grenat, sphène, avec quelques noyaux glaucophaniques dans la hornblende. A l'origine, des dacites permocarbonifères.

1 km à l'W de Locana. Gneiss albitique à muscovite et biotite chloritisée, épidote, sphène et pyrite, avec amas lenticulaires de quartz broyé correspondant apparemment à des galets étirés gros de 1 à 2 cm. A l'origine, un conglomérat à ciment tufacé.

A 1,1 km à l'W de Locana. Gneiss albitique à chlorite, muscovite, épidote, sphène. Probablement une ex-rhyodacite.

A Perebecche, 50 m à l'E du pont sur R.Piantonetto. Gneiss orthosique diaphtorisé; quartz broyé, orthose plus ou moins microclinisée et étirée, albite, biotite en voie de chloritisation, muscovite, épidote, apatite, hématite.

A Fornolosa, au bord de la rivière. Gneiss orthosique diaphtorisé; quartz broyé, orthose un peu microclinisée, oligoclase-albite maclé, albite secondaire non maclée et poeciloblastique, épidote, muscovite, chlorite avec biotite résiduelle, apatite et oxyde de fer.

A Pra, rive droite de l'Orco, presque en face de Grusiner. Gneiss orthosique diaphtorisé; quartz broyé, orthose microclinisée et perthitisée en phénoblastes plus ou moins étirés, muscovite, biotite chloritisée, épidote, grenat.

Au-dessous de Borno, sur la rive droite, à côté du pont. Gneiss diaphtorisé avec tendance vers granite; quartz broyé, orthose microclinisée et

perthitisée, biotite peu chloritisée avec fines inclusions et halos pléochroïques, muscovite, peu d'albite et zoïsite-épidote, apatite.

A 2,2 km de Noasca, 50 m au N de la route, env. 300 m à l'W de Balmarossa di soto, en face de Piani. Gneiss orthosique diaphtorisé; quartz broyé, orthose généralement presque intact, ni microclinisé, ni perthitisé, séricite, peu de chlorite et chlorite.

A 4,2 km de Noasca, 30 m avant le tunnel, à côté du S de Scalari sur la carte au 1/100.000. Gneiss orthosique diaphtorisé; quartz broyé, orthose plus ou moins microclinisé et perthitisé, biotite presque pas chloritisée, albite secondaire et épidote, apatite.

A Ceresole. Gneiss orthosique diaphtorisé; quartz broyé, orthose très onduleuse, parfois microclinisée, broyée et mélangée au quartz, chlorite, clinozoïsite-épidote et albite en petits grains.

A Chiapili di sotto. Gneiss orthosique diaphtorisé, fortement laminé; quartz broyé en traînées, orthose microclinisée, parfois cassée, albite maclée non poecilitique probablement originelle, albite secondaire en grains poecilitiques mélangés au quartz, muscovite, peu de biotite, ni chlorite ni épidote, apatite. Ces gneiss contiennent des enclaves biotitiques qui correspondent probablement à des fragments de basalte morcelé, moins perméables à l'ichor que les strates encaissantes (cf.p.26).

A Chiapili di sopra. Gneiss orthosique diaphtorisé; quartz broyé, orthose microclinisée par endroits mais indemne ailleurs, muscovite et biotite chloritisée, albite et épidote.

A l'A.Vacceria et à l'A.Pilocca. Gneiss orthosiques diaphtorisés analogues à ceux de Chiapili di sopra.

Dans les alentours du lac Agnel et du Nivolet, sur le flanc occidental de la coupole, les gneiss albitiques minuti sont analogues à ceux du flanc septentrional.

Au fond du Val Soana et dans le Val Forzo, sur le flanc NE de la coupole, les roches suivantes:

400 m à l'WNW du confluent Forzo-Soana. Gneiss albitiques à biotite plus ou moins chloritisée et muscovite, avec épidote, grenat, sphène, apatite, tourmaline. Ex-dacites ou rhyodacites.

En amont dans le Val Forzo. Des gneiss albitiques minuti de même genre. Des gneiss orthosiques diaphtorisés. Et un granite peu diaphtorisé; quartz broyé, orthose partiellement microclinisée, avec perthites fines et régulières, plagioclase saussuritisé, biotite brun-rouge plutôt fraîche, zircon, apatite; que je n'ai pas observé en place mais en blocs

morainiques; probablement un granite monté diapiriquement au travers des migmatites après la tectogénèse hercynienne.

A $\frac{3}{4}$ km au NW de Campiglia, à 50 m du pont qui traverse la Soana; et à 300 m plus en amont. Gneiss minuti faits de quartz, plagioclase saussuritisé, quelques débris d'orthose, biotite plus ou moins chloritisée, épidote, sphène, tourmaline, apatite; provenant vraisemblablement de mélanges de tufs et d'arkoses.

Dans la vallée de la Stura septentrionale, ces quelques roches:

A Valnera près Chialamberto. Gneiss albitique à muscovite et biotite chloritisée, avec un peu d'orthose; dérivant probablement de mélange, comme ceux de Campiglia, ci-dessus.

200 m à l'W de l'église de Groscavallo. Gneiss orthosique diaphthorisé; quartz broyé, phénoblastes d'orthose microclinisée et perthitisée, trainées lenticulaires de séricite, quartz, albite, épidote, biotite avec zircon et halos pléochroïques, apatite, limonite. Et une aplitite à tourmaline, cataclasée, à grain fin; quartz, orthose, tourmaline.

A Forno Alpi Graje, 150 ou 200 m au N du cimetière. Gneiss orthosique diaphthorisé; quartz broyé, orthose microclinisée et broyée, albite en grains maclés, muscovite, biotite et chlorite, clinozoïsite-épidote. Avec ce gneiss affleurent des lentilles de même composition mais d'aspect différent parce que très cataclasées.

En un bloc erratique près de Groscavallo. Conglomérat polygénique, permocarbonifère, à galets étirés faits de granite aplitique (quartz, orthose, plagioclase, muscovite et chlorite) et de quartz (provenant prob. de pegmatite ou quartz filonien); ces galets étant cimentés par une pâte à grain très fin faite d'épidote, biotite chloritisée, muscovite et quartz.

* * *

Terminons ces pages sur la coupole Grand-Paradis en relatant les étranges conclusions du travail que R. Michel a consacré à la pétrographie et à la tectonique de cette zone (*Les schistes cristallins des massifs Grand-Paradis et Sesia-Lanzo*, Thèse Clermont 1953, et Trav.Lab.Grenoble 1952, et CR.Ac.sc.1951) puisque c'est une obligation du point de vue de la bibliographie.

Pour R. Michel, il n'y a pas là deux complexes tels que je les ai définis au début de ce chapitre, mais il y a *une* série cristallophyllienne faite de migmatites passant à des micaschistes dont un niveau, celui des micaschistes inférieurs, aurait été albitisé allochimiquement, par des venues

sodiques alpines, et transformé ainsi en gneiss albitiques à grain fin; avec un passage continu, dans la coupe de l'Orco, entre migmatites et gneiss albitiques.

De plus, pour cet auteur, il ne faut plus dissocier les zones Mont-Rose et Sesia comme on l'a fait jusqu'à présent, mais il faut considérer le Mésozoïque qui les sépare comme « une bande synclinale très superficielle » et voir là « une série cristallophyllienne Grand-Paradis-Sesia-Lanzo formant une unité géologique homogène ».

De même, la formation des Pennides est expliquée d'une manière extrêmement simple (avec un dessin). Au début, un Gr.Paradis émergé, à la façon de Jenny; puis un évanouissement de cette protubérance et la sédimentation mésozoïque; suivie d'un retour de protubérance et d'un écoulement de Mésozoïque sur les deux côtés; les nappes Emilius, etc. étant sans doute indésirables dans cet amusant système.

Et, pour compléter ces explications, dans les Trav.Lab.Grenoble, 1952, p.9: « Les prasinites, qu'on rencontre sur le pourtour du Grand-Paradis..., sont des gneiss amphiboliques et chloriteux, riches en petits phénoblastes globuleux d'albite d'origine métasomatique et pauvres en quartz. L'étude pétrographique et pétrochimique montre que ces faciès dérivent de l'ectinisation et de l'albitisation d'argiles, de marnes et de schistes argileux, et non, comme on l'admettait jusqu'à présent, de roches éruptives basiques. »

Mésozoïque Grivola

Voyons tout d'abord les divers types de roches que comporte la couverture mésozoïque de la zone Mont-Rose dans le périmètre de la carte; puis nous verrons les structures de cette couverture, que nous dénommons ici, par commodité, Mésozoïque Grivola.

Sédiments triasiques et jurassiques :

- a) Quartzites triasiques légèrement muscovitiques, parfois avec un peu de magnétite et de graphite; sporadiquement à la base de la série, peu répandues.
- b) Gypses; et c) cargneules banales; englobant parfois des fragments de permocarbonifère et de mésozoïque calcoschisteux ou ophiolitique introduits mécaniquement. (La cargneulisation a été très bien expliquée par W.Brückner en 1941, *Eclogae*, fasc.1: à l'origine, calc.dol. + anhy-

drite, 1 cm³ de cet anhydrite devenant ensuite 1,65 cm³ gypse, emmené par les eaux superficielles.)

d) Calcaires plus ou moins dolomitiques, parfois légèrement quartzeux, muscovitiques, chloriteux, ou avec phlogopite.

e) Schistes lustrés de type banal, faits de calcite, quartz, muscovite, biotite et/ou chlorite, parfois avec grenat, albite, apatite, tourmaline, rutile, oxyde de fer, matière charbonneuse, et souvent avec mésitine, donnant par limonitisation la patine légèrement rougeâtre ou brunâtre de ces roches; c.à.d. d'anciennes marnes plus ou moins gréseuses, jurassiques ou triasiques.

f) Schistes lustrés particulièrement calcaireux.

g) Calcaires cristallins, termes extrêmes des sl. précédents.

h) Schistes lustrés particulièrement quartzeux.

i) Quartzites légèrement micacés, termes extrêmes des sl. précédents.

k) Schistes lustrés particulièrement micacés.

l) Micaschistes, termes extrêmes des sl. précédents.

m) Les types précédents ne dérivent que d'un métamorphisme méso- ou épizonal. Mais très souvent des sédiments mésozoïques ont été fortement métamorphosés au contact d'intrusions basaltiques ou péridotiques, en donnant des roches de contact de types très divers (sédiments albitisés, surtout au toit des laccolites basaltiques; roches à diopside, trémolite, wollastonite; nodules biotitiques; etc.) que le métamorphisme régional n'a guère modifié. Un certain nombre de ces roches, difficiles à classer en catégories bien définies, bien tranchées, sont décrites dans les pages suivantes, en même temps que les particularités locales.

Ophiolites (éruptions sous-marines ou intrusions subvolcaniques):

a) Prasinites ordinaires, faites d'albite généralement poeciloblastique, hornblende légèrement sodique ou parfois actinotique, chlorite (parfois avec restes de biotite), épidote, clinozoïsite ou zoïsite, avec sphène et parfois glaucophane, grenat, muscovite, apatite, magnétite, perowskite, en association grano-lépidoblastique.

b) Prasinites particulièrement amphiboliques.

c) Prasinites particulièrement chloriteuses (ovardites).

d) Prasinites particulièrement épidotiques ou zoïsitiques.

e) Eclogites et amphibolites grenatifères associées (provenant de stress, d'augmentation locale de pression, et démontrant que la formation d'éclozite n'implique pas forcément, comme certains auteurs l'imaginent, une température catazonale).

f) Serpentes, parfois chloriteuses, et parfois avec pseudomorphoses de chrysotile ou antigorite selon olivine ou pyroxène.

g) En maints endroits le magma basaltique a subi un certain endomorphisme au contact de sédiments. Quelques unes des roches très diverses qui en résultent sont intéressantes et sont décrites plus loin, avec les particularités locales des diverses zones de la carte.

Voyons maintenant, de Valsavaranche à Bardoney, la disposition des strates sédimentaires et ophiolitiques de la couverture mésozoïque Mont-Rose, en envisageant successivement: le versant oriental du Valsavaranche, le flanc méridional de la vallée de Cogne entre Traje et Valnontey, la partie comprise entre Valnontey et le méridien d'Invergneux.

Sur le versant oriental du Valsavaranche, de la rivière Savara jusqu'aux crêtes qui séparent cette vallée des vallons subsidiaires de la vallée de Cogne, on a de bas en haut, de la coupole Grand-Paradis aux gneiss Saint-Bernard de la P.Nomenon:

Une écaille basale, faisant apparaître un synclinal de trias calcaréodolomitique + schistes lustrés, pincé entre gneiss GP, dans le ravin débouchant à Buatta, sur la crête descendant de P.Leiser (entre alt. 2720 et 2850), à Leviona di mezzo et dans le vallon de l'Inferno, où des prasinites s'ajoutent au mésozoïque sédimentaire.

Sur les gneiss GP surmontant le synclinal pincé précédent, des calcaires dolomitiques + cargneules et des schistes lustrés recouvrant normalement ces gneiss. Mais au-dessus, des écailles secondaires faisant apparaître d'autres niveaux de trias calcaréodolomitique enserrés dans des schistes lustrés. L'un d'eux affleure à 500 m au NE de Dégioz et se retrouve à 700 m au SE. Trois niveaux apparaissent dans le grand ravin du T.Leviona près de Tignet. Deux d'entre eux traversent vers 2500 m la crête qui descend de la P.Leiser, et se retrouvent dans les parois qui sont au N de Leviona di mezzo. Et trois niveaux traversent la crête comprise entre la P.Inferno et le C.Lauson vers 3300 m.* Dans tous ces

* Très bonne concordance entre ma carte et le profil donné par Cornelius pour l'arête qui s'allonge au sud du col Lauson (*Das Profil des Col Lauson*. Mitteilungen der Geol. Gesellschaft in Wien, 1934, p.132). En effet, à partir du col, Cornelius indique: serp, pras, serp, sl, pras, sl, pras, sl, > 1 m dol + cargn, sl, cargn, 2 m serp, sl, cargn, sl, cargn + gypse + dol + cargn, sl, quelques m d'amph, dol + cargn + quartzite + marbre, micaschistes grenatifères et albitifères avec amphibolites, omission du synclinal mésozoïque, orthogneiss. Suivent quelques comparaisons entre séries penniques des Alpes occidentales et orientales.

niveaux coexistent des calcaires dolomitiques et des cargneules généralement sous-jacentes; je n'y ai vu que très peu de quartzites.

Au-dessus de ces schistes lustrés et de ce trias calcaréo-dolomitique, jusqu'aux gneiss et trias Saint-Bernard, s'étage une multitude d'alternances de prasinites et de calcschistes en strates irrégulières, d'épaisseur très variable, comportant de petits replis longitudinaux, et plongeant en général NNW mais aussi N et NW, avec quelques ondulations dans les pendages.

Ces strates sont fidèlement représentées sur la carte. Elles viennent au jour près de Rovenaud et forment quelques escarpements dans le bas du cirque de Mésoncles-Charbonnière. De là, elles s'élèvent et occupent tout l'espace compris entre Dégioz et le cirque de Belleface, avec de grandes parois entrecoupées de vires inclinées. Puis elles continuent vers le S et l'E en formant la magnifique pyramide à trois faces qu'est la Grivola (3969 m). Entre celle-ci, la P.Bianca (3793) et le cirque de Leviona, elles montrent leurs alternances dans d'immenses parois plus ou moins ravinées. De même, dans l'espace compris entre ces sommets, ce cirque, Dégioz et Tignet, où la différence de dureté entre calcschistes et laccolites prasinitiques est encore mieux marquée par des parois abruptes et des terrasses.

En grande majorité, ces schistes lustrés et les prasinites intercalées sont de types banals, de types moyens, et les roches qui s'en différencient nettement ne sont pas fréquentes. Parmi celles-ci il faut pourtant remarquer les schistes lustrés particulièrement micacés qui occupent une partie des parois E et W de la Grivola et qui sont circonscrites sur la carte. Il faut aussi mentionner, près de Boconère, à côté de venues basaltiques, des calcschistes avec nodules faits de muscovite, clinozoïsite, lawsonite, mésitine, quartz, grenat et tourmaline, qui peuvent résulter soit d'un morcellement de roches de contact lors de diastrophismes (comme des fragments d'ophiolites dans les gneiss Emilius) soit de fragments basaltiques englobés dans la boue marneuse lors d'un glissement. Et encore, au sud du col Lauson, de part et d'autre de l'arête, des schistes lustrés avec lentilles quartziteuses, plus ou moins muscovitiques, dont quelques unes ont incorporé de l'actinote et de la zoïsite, en phénocristaux, probablement par des circulations hydrothermales connexes de venues basaltiques.

A côté des prasinites remarquons des lentilles de serpentine près du col des Rayes-noires, au col Lauson, dans le cirque de Leviona, près de

la Tour et près du sentier Dégioz-Boconère. Et au col des Rayes-noires (3430) des amphibolites à biotite, épidote, grenat, albite, sphène, la hornblende contenant quelques noyaux de glaucophane.

Et notons quelques métamorphismes de sédiments mésozoïques au contact de venues magmatiques.

A env. 500 m au NNE de Dégioz, dans le ravin, quelques lames alternantes de schistes lustrés et prasinites avec une roche de contact faite d'épidote, biotite vert-brun, albite poeciloblastique, actinote, muscovite, chlorite, calcite, quartz, sphène.

Entre Tignet et Leviona inférieur, une lentille encaissée entre prasinites et tracée sur la carte, est faite de calcschiste et de quartzite muscovitique chargé de grenat, d'amphibole verte très pléochroïque, de biotite verdâtre et de chlorite très pléochroïques aussi, d'épidote avec quelques noyaux d'orthite, et d'apatite, sphène, mésitine et oligiste. Le grès, plus poreux, plus perméable que la marne contigüe, a absorbé plus de substances émanées du magma.

Près du chalet en ruine de la Tour, une lentille originellement gréseuse, également tracée sur la carte, montre aussi un fort métamorphisme de contact. Le quartzite muscovitique est chargé de grenat, de chlorite avec restes de biotite brun-verdâtre, d'épidote avec noyaux d'orthite, et d'apatite, sphène, tourmaline, calcite. Cette lentille est incluse, en surface du moins, dans des calcschistes de type banal, mais elle est dans le prolongement d'une lentille de serpentine, et elle devait être plus perméable que les sl. encaissants. Dans le voisinage, une seconde lentille de serpentine englobe une lame de marbre saccharoïde à silicates: zoïsite, clinozoïsite, phlogopite, avec un peu de quartz.

Ce sont probablement ces roches mésozoïques de la Tour et du ravin Tignet-Leviona que GB. Dal Piaz considère comme des éléments prétriasiques, englobés dans un Mésozoïque Grivola appartenant à la nappe Dent-Blanche.*

Dans la vallée de Cogne, entre les vallons du Traje et de Valnontey, voyons maintenant la continuation des strates mésozoïques du Valsavaranche, en les examinant encore de bas en haut, c.à.d. de la coupole

* F.Hermann aussi attribue le Mésozoïque Grivola à la N.Dent-Blanche. Il l'expliquait ainsi, sous forme d'une perle, dans les *Eclogae*, 1928, p.320: « Le pli en retour de Valsavaranche est transformé en un complexe d'écaillés, par l'emboutissement derrière lui d'une partie de la nappe des schistes lustrés ou de la Dent-Blanche. Celle-ci constitue tout le « synclinal de la Grivola » qui est en réalité un anticlinal d'une violence unique ». (sic)

Grand-Paradis aux masses paléozoïques et mésozoïques Saint-Bernard sous lesquelles elles s'enfoncent.

Dans le cirque du Lauson et plus bas dans le Valnontey, se retrouvent les écailles basales considérées dans le Valsavaranche. Un synclinal pincé entre gneiss granitiques précambriens apparaît dans le ravin qui descend du cirque, près du chemin, et comporte là des calcaires dolomitiques et cargneules sous-jacentes, associés à des arkoses et autres roches permocambriens. Tandis que les duplications de trias calcaréo-dolomitique, au-dessus des calcaires et cargneules recouvrant normalement les gneiss GP, n'apparaissent à l'intérieur du cirque Lauson que par les quatre affleurements figurés sur la carte.

Au-dessus de ces petites complications basales, jusqu'aux gneiss et trias Saint-Bernard du Traje, s'étage l'imposante série mésozoïque où alternent schistes lustrés et ophiolites, avec des pendages variables mais oscillant le plus souvent autour de 35° N, par suite du soulèvement de la masse GP.

De l'arête comprise entre la P.Nera (3683 m) et le col Lauson (3296) les strates de calcschistes et ophiolites continuent vers l'E et occupent une partie du versant N du cirque Lauson et du flanc SE de la P.Rossa (3630). Sur l'arête qui descend de la P.Rossa et se prolonge vers l'E par la Cresta del Lauson, la carte reporte une trentaine de ces alternances de schistes lustrés (sl.ordinaires, sl.très micacés, sl.très quartzeux, sl.albitisés), prasinites et serpentines. De là, ces strates s'étendent dans les vallons jumeaux du Pousset et de Vermiana (bordés par les arêtes P.Rossa-P.Pousset et Erban-Ouille, et séparés par la croupe descendant de Testa del Gavio) et continuent vers l'E jusqu'à la Riv.Valnontey en gardant les mêmes inclinaisons vers N et les mêmes particularités pétrographiques.

Plus au NW, affleurent les strates les plus élevées du Mésozoïque Grivola: les schistes lustrés du vallon du Traje et des parties hautes du vallon de Nomenon, et les prasinites de l'arête Grivola-Grivoletta-P.Crevasse, qui se relie sous le glacier du Traje à celles de l'arête P. Rossa-P.Pousset et qui ont donc été taillées dans une énorme masse lenticulaire. Vers la fin de l'arête, entre la P.Crevasse et le col du Traje, la surface prasinites-calcschistes montre un important repli, en S vu de l'W, qui résulte de déformation du substratum lors des écoulements de masses Sesia consécutifs aux subductions de la Deuxième phase tectogène, et qui appartient donc aux retroussements mentionnés dans le premier

chapitre. D'autres replis résultant sans doute de la même cause apparaissent dans les strates calcoschisteuses et prasinitiques du flanc SE de la P.Rossa; mais ils sont là plus petits et de forme aigüe; au lieu de S (vu de l'W) ce sont plutôt des Z aplatis (vu de l'E). Tandis qu'à la base de cette série mésozoïque, au-dessous de T.Crocheneuglie par exemple, il y a de petits replis en sens inverse, qui dérivent probablement de la première phase tectogène.

Entre les vallons du Traje et de Valnontey, et de même dans le vallon du Nomenon, les schistes lustrés sont en majeure partie de types banals et les prasinites le sont également; mais quelques types particuliers doivent être remarqués. Pour les premiers, ce sont: les schistes lustrés très micacés et les micaschistes, par endroits grenatifères, de la bande relativement épaisse venant de la Grivola et passant aux Ors; les lentilles quartziteuses, intraformationnelles, du M.Erban et du col Vermiana, intercalées dans des sl.ordinaires et tracées sur la carte (quartzites à muscovite et chlorite contenant quelques restes de biotite, avec grenat, albite, mésitine, tourmaline et apatite); des schistes lustrés avec lentilles calcaires entre l'alpe et le col du Traje, et à l'W de l'Ouille. Parmi les secondes: prasinites avec glaucophane et grenat sporadiquement à la Testa del Gavio; prasinites sans chlorite au sommet de l'Ouille et près de l'A.Traje; prasinites particulièrement chloriteuses (ovardites) à patine rougeâtre, limoniteuse, en un banc figuré sur la carte près du col Pousset; prasinite très épidotique dans le mamelon de Cretaz. Et ces roches de contact: marbres à diopside, wollastonite, chlorite, magnétite, près du Refuge Lauson, sur les bords du banc calcaire enserré dans les serpentines surmontant les pt. 2719 et 2769. Et encore: schistes lustrés albitisés par circulations hydrothermales, avec muscovite, biotite partiellement chloritisée, épidote, actinote, sphène, apatite, pyrite, en deux bancs traversant la Cresta Rossa, sous le col (ces deux bancs sont actuellement inclus dans des sl.ordinaires, mais, avant les nombreux décollements qu'ont sans doute subis ceux-ci, ils pouvaient bien être en contact de venues basaltiques métamorphosantes); lentilles du même genre dans les schistes lustrés du Traje.

Entre le Valnontey et le débouché de Valeille, la couverture mésozoïque Mont-Rose forme toute la croupe du Montzecco, de Bovaz à Champlong, et apparaît aussi au S de la Testa di Moncuc sous forme de synclinal pincé entre gneiss GP. De l'autre côté du cours d'eau principal de la vallée de Cogne, que l'on dénomme Grande Eyvia ou T.Urtier, cette

couverture mésozoïque occupe la base du versant septentrional de la vallée, de Molina et des bâtiments de la mine jusqu'à Fassette.

Le synclinal pincé qui passe au S de Moncuc est principalement fait de calcaires dolomitiques et cargneules triasiques avec des bandes de schistes lustrés et une lentille de serpentine; il est écaillé, comporte des gneiss à son intérieur, et se dédouble plus à l'E en deux fines bandes de trias calcaréo-dolomitique.

Dans le Mésozoïque de Montzecco, ce sont les prasinites qui prédominent très fortement. A la base il n'y a que très peu de quartzite, cargneule, calcaire dolomitique et schistes lustrés; et au-dessus les masses prasinitiques ne sont séparées que par une demi-douzaine de bandes calcoschisteuses, relativement minces, avec quelques serpentines. Le tout plonge en moyenne env. 30° vers N, par suite du soulèvement GP.

Sur l'autre rive de la Grande Eyvia, la proportion des ophiolites est moindre et les strates sont un peu moins inclinées. Au-dessus de Fassette et près de Moline, ce Mésozoïque Grivola s'enfonce sous les schistes lustrés Saint-Bernard qui occupent la Costa del Pino et qui comportent des intercalations calcaréodolomitiques et permocarbonifères.

A noter qu'au-dessus de Lillaz la série mésozoïque MR n'a qu'env. 1000 m d'épaisseur; les ophiolites étant ici en abondance moindre et la sédimentation gréso-marneuse ne pouvant être aussi importante dans une fosse géosynclinale que dans la zone SB.

Du Valnontey à Champlong et Fassette, schistes lustrés et ophiolites sont en grande majorité de types tout-à-fait banals. Mais en quelques endroits les schistes lustrés sont particulièrement micacés ou contiennent de petites lentilles entièrement calcaires. Et dans le ravin de Sylvenoire, les schistes lustrés affleurant entre prasinites et serpentines, sont à un certain endroit albitisés, et un peu plus loin transformés en épidosite à albite, partiellement par pyrométamorphisme.

Quant à la lentille de gneiss paléozoïques indiquée par la feuille Gr.Paradiso 100.000 sur le flanc septentrional du Montzecco, c'est une erreur qui doit être relevée pour éviter de malencontreuses interprétations tectoniques. Il s'agit en réalité d'une accumulation de blocs morainiques gneissiques, probablement wurmiens.

Du débouché de Valeille au vallon de Bardoney, les strates mésozoïques sont analogues à celles de la croupe Montzecco, tant par leur inclinaison que par la proportion pras/sl, mais, entre Boc et le lac Loie, il s'y ajoute de grandes masses serpentineuses, également inclinées vers le nord. En

face, sur l'autre versant de la vallée principale, entre Boc et le bord du plateau de Taverone, les strates Mont-Rose rappellent celles des alentours de Fassette, mais les masses lenticulaires de prasinites sont ici plus grandes.

Reprenons maintenant cette série mésozoïque de bas en haut. Cargneules, calcaires dolomitiques et schistes lustrés, relativement minces, au-dessus de Lillaz, près de Loie, au S du pt. 2710 et près de l'A. Bardoney; avec petite écaille au NE de Bardoney; et apparemment pas de quartzites. Au-dessus, alternances de calcschistes et prasinites, avec prédominance de celles-ci. Puis une très grande masse lenticulaire de serpentines, dont la partie supérieure contient d'innombrables sédiments mésozoïques englobés en lames dans le magma et métamorphosés à des degrés divers. Puis encore des alternances de schistes lustrés et prasinites, avec des lentilles prasinitiques de grande dimension autour de Testa Goilles et sous Taverone.— Apparemment pas de mésozoïque, simplement du permocarbo, dans la continuation du synclinal pincé passant au S de Moncuc.

Dans ce secteur-ci, schistes lustrés et prasinites sont en majorité de types banals, mais les roches suivantes s'en différencient.

Schistes lustrés grenatifères à l'E de Boc et au N de Pianasse; avec quelques lentilles interstratifiées faites de quartzites à muscovite et biotite partiellement chloritisée; quelques unes de ces lentilles ayant été chargées d'albite par des circulations hydrothermales connexes de venues basaltiques. De même, à côté des chalets supérieurs de Gollie, et au-dessus du cône d'éboulis contigu, les schistes lustrés ordinaires contiennent des lentilles de même genre et sans doute de même origine.

Sous les serpentines de Loie, dans le grand ravin descendant du lac à Lillaz, les schistes lustrés ex-marnes montrent un métamorphisme de contact plus ou moins accentué et contiennent: trémolite, zoïsite, grenat, etc. Au-dessus de Boc, entre Loie et Bardoney, et ailleurs, les lames de schistes lustrés englobées dans le magma péridotique comportent des marbres à silicates: diopside hedenbergitique, trémolite, épidote, chlorite, etc. quartzifères ou non, comme les schistes lustrés du substratum dans le ravin.

Parmi les prasinites qui s'écartent des types moyens ou banals, citons: prasinites particulièrement épidotiques ou zoïsitiques dans le cirque de Loie; prasinites sans chlorite sous la Testa Goilles, tandis qu'au sommet même la prasinite est banale, avec cependant quelques restes de biotite dans la chlorite; id. pras. sans chlorite dans l'éperon qui

est à 500 m au SE du lac Loie, au-dessus des serpentines; prasinites avec glaucophane entre Gollie et Taverone.

Une éclogite dont l'omphazite est partiellement ouralitisée en amphibole actinotique et trémolite, affleure au NW de la Testa Goilles; et une éclogite où une amphibole zonée, glaucophanique au centre, moins sodique au bord, s'ajoute au grenat et à l'omphazite, entre le lac Loie et le pt. 2710.

A l'E du torrent de Bardoney, jusqu'au bord de la carte, la couverture mésozoïque Mont-Rose diffère de celle des secteurs précédents par: une réduction à zéro ou réduction extrême du trias calcaréodolomitique basal, un plus grand développement d'éclogites, des ondulations plus accentuées dans les inclinaisons vers N et des pendages fréquemment plus forts.

De la P.Acque Rosse à la Costa di Piemonte, schistes lustrés ordinaires et schistes lustrés grenatifères, prasinites, serpentines, éclogites et prasinites grenatifères sont bien délimités sur la carte et il n'est pas nécessaire d'ajouter beaucoup de commentaires. Notons simplement que les plis ou plis-failles déversés vers SE lors de la première phase tectogène, doivent avoir, après la surrection Gr.Paradis, une forte inclinaison axiale vers NE. Et voyons les roches spéciales suivantes.

Schistes lustrés très micacés et grenatifères des parties basses du vallon de Bardoney, versant oriental. Prasinite très amphibolique, peu chloriteuse (amph.zonée: trémolite-actinote au centre, hornblende sodifère au bord, passant localement à glaucophane) à la base du mésozoïque dans le cirque d'Acque Rosse. Prasinite sans chlorite à l'E de l'A.Bardoney, et à la Costa di Piemonte. Prasinites particulièrement épidotiques ou zoisitiques près de Cret et à la Costa di Piemonte. Prasinites grenatifères résultant vraisemblablement d'endomorphisme, car il s'y trouve des trainées comportant muscovite et quartz, qui correspondent sans doute à des éléments sédimentaires englobés par le magma basaltique; la largeur de l'affleurement dérivant partiellement d'un repli. Eclogites à omphazite plus ou moins ouralitisée (l'amph. variant de la hornblende sodique au glaucophane) dans les masses lenticulaires notées sur la carte et, un peu en dehors de celle-ci, dans la masse plissée de la P.Nera; quelques unes de ces éclogites ayant tendance à passer à la prasinite banale en comportant épidote, chlorite et albite. Et, au N du vallon Acque Rosse, à env. 200 m au SSW du pt.2601, une lame de gneiss albitique à muscovite, biotite partiellement chloritisée, épidote, sphène, apatite, avec quelques restes d'orthose et quelques restes d'un plagio-

clase acide à macles polysynthétiques qui a échappé à la diaphtorèse albitisante, à la diaphtorèse créatrice d'épidote et d'albite poeciloblastique; cette lame de gneiss dérivant sans doute d'une granodiorite permocarbonifère, intercalée tectoniquement dans la couverture mésozoïque.

Tels sont les caractères principaux du Mésozoïque Grivola entre Valsavaranche et Bardoney.

Remarquons bien qu'il s'en dégage ces quatre particularités, ces quatre traits essentiels:

- 1) la proportion très élevée d'ophiolites par rapport au sédimentaire détritique et calcaire;
- 2) l'épaisseur relativement faible, et même nulle en certains endroits, du trias calcaréo-dolomitique;
- 3) le passage brusque de ce dernier aux schistes lustrés ou ophiolites;
- 4) l'absence de conglomérats dans ces schistes lustrés.

Et constatons, pour conclure, que ces traits essentiels mettent en évidence la justesse de ce qui a été dit dans le premier chapitre à propos de la nature sous-marine des déversements SB/MR et à propos de l'enfoncement et de la distension relativement rapides de la Zone Mont-Rose, cette zone qui constituait la grande fosse du géosynclinal alpin.

Paléozoïque Saint-Bernard

Dans les parties inférieures des vallées de Cogne et de Valsavaranche, s'étendent des masses paléozoïques Saint-Bernard déversées dans la fosse Mont-Rose lors de la Première phase tectogène, vers la fin du Jurassique. Elles sont essentiellement faites de:

- 1) gneiss albitiques à grain fin (gneiss minuti) dérivant de rhyodacites, etc. permocarbonifères et constituant une « couverture postorogénique hercynienne » tout-à-fait analogue à celle de la coupole Grand-Paradis, avec le même accompagnement de roches originellement détritiques;
- 2) gneiss albitiques à structure moins fine sinon grossière, dérivant de granodiorites subvolcaniques, roches-mères des volcanites précédentes;
- 3) roches diverses telles qu'aprites, roches de contact volcanites-granodiorites, ophiolites, etc. également diaphtorisées par le métamorphisme alpin.

Tout ce qui a été dit dans les pages précédentes pour l'origine, le métamorphisme et la nature pétrographique actuelle des gneiss albitiques à grain fin de la coupole Gr.Paradis, est également valable pour les roches de la première catégorie. Il est donc inutile de répéter ici leurs caractères généraux, mais nous verrons, dans les pages qui suivent, leurs particularités locales et les roches détritiques qui les accompagnent.

Pour les gneiss albitiques provenant de la diaphtorèse de granodiorites, relevons d'emblée que leurs paragenèses sont tout à fait analogues à celles des ex-volcanites sus-jacentes et qu'elles ne diffèrent de celles-ci que par des structures moins fines. Ce sont donc aussi des gneiss faits de quartz en proportion variable, d'albite poeciloblastique, et de muscovite, chlorite avec ou sans biotite résiduelle, épidote et/ou clinozoïsite ou zoïsite, sphène, parfois avec hornblende ou actinote, et souvent du grenat. Ils dérivent évidemment des magmas granodioritiques engendrés par la fusion partielle du bourrelet infracrustal à la fin de la tectogénèse hercynienne. Pendant de longues périodes, en effet, ces magmas sont montés diapiriquement au travers des strates sus-jacentes et ils ont sans doute constitué, dans les parties supérieures de l'orogène, de nombreux foyers magmatiques; créant de là, au travers des distensions et fissures résultant d'ajustements isostatiques, ce long volcanisme permocarbonifère. Et si l'on trouve aujourd'hui, dans le bas des vallées de Cogne et Valsavaranche, leurs produits de consolidation au contact même des volcanites qu'ils ont engendrées, si ces dernières montrent par endroits un métamorphisme de contact que n'a pas complètement effacé le métamorphisme alpin, c'est évidemment parce que l'un de ces foyers magmatiques a continué à s'élever diapiriquement après même qu'il ait fonctionné comme réservoir d'éruptions volcaniques.

La nature pétrographique de ce paléozoïque Saint-Bernard étant ainsi reconnue, voyons les traits principaux de sa structure, puis nous en verrons les particularités locales.

Le paléozoïque Saint-Bernard déversé sur la zone Mont-Rose n'est pas le simple pli couché à charnière arrondie des coupes schématiques classiques. Sans doute y a-t-il là un flanc inverse, avec trias calcaréodolomitique et calcaires gris accolés au permocarbo, que l'on peut observer dans le vallon du Traje et sur le versant E du Valsavaranche; mais la masse principale comporte de grandes écailles et des parties terminales très effilées, avec des digitations se prolongeant dans le mésozoïque, dont trois niveaux sont bien visibles à l'ENE et NE de Cogne.

Par suite des ajustements isostatiques qui ont fait la coupole Grand-Paradis et qui ont soulevé aussi, comme un appendice de cette coupole, la zone où affleure le paléozoïque Saint-Bernard que nous considérons ici, les strates de ce paléozoïque plongent aujourd'hui vers le N, avec des ondulations et des pendages très variables. Mais, bien entendu, lors du déversement des masses Saint-Bernard dans la fosse Mont-Rose, les plis avaient plus que probablement une direction approx. SW-NE, qui était celle de l'arc alpin dans ce segment, et qui se retrouve d'ailleurs dans quelques replis du trias près de Mésoncles et dans les replis du permocarbo volcanique.

Malheureusement, dans cette région-ci, ce n'est que sur une distance d'à peine 3 km, entre le col de Belleface et les ravins qui passent au N de Mésoncles, qu'est visible la surface SB/MR (calc. dol. et calc. gris et prob. quelques sl. SB / ophiolites et sl. MR) transversalement à la direction SW-NE des plis précités; et ce n'est aussi que sur une distance transversale restreinte, 8 ou 9 km, qu'apparaît ici le paléozoïque SB. Il n'est donc guère possible, dans les conditions d'érosion que nous avons ici, de faire la part des plis, plis-failles ou écaillés qui datent de la subduction MR sous SB, et celle des déformations qui proviennent de l'écoulement subséquent dans la fosse MR; alors qu'au contraire ceci est en très grande partie possible dans le cas des nappes simploniques et des nappes provenant de la zone Sesia, que l'on peut observer transversalement dans toute leur extension (voir *Subductions et nappes simploniques*, CR.Ac.sc. 13 mai 1957).

On peut, par contre, distinguer dans ce paléozoïque des déformations secondaires provenant de l'écoulement de masses Sesia qui a suivi les subductions de la Deuxième phase tectogène. Ce sont: des replis constituant des débuts de retroussements dans les gneiss du Gran-Nomenon, des schistosités secondaires se surimposant aux schistosités primordiales près des P.Traje et P.Lavincusse, et une inflexion de la surface SB/MR épousant approximativement la forme de celle que j'ai relatée dans le chapitre précédent à propos du mésozoïque MR compris entre la P.Crevasse et le col du Traje*, tous ces phénomènes étant figurés dans

* Une inflexion de ce genre apparaît dans le profil au 100.000 de l'arête Grivola-Poignon qu'a donné Novarese en 1909 (op.cit.), mais, tant que les Première et Deuxième phases tectogènes n'ont pas été comprises, personne n'a pu, évidemment, donner une explication simple et logique de la cause de cette inflexion.

les coupes au 25.000 à paraître. Ces déformations secondaires du substratum lors du déversement des masses Sesia, ces retroussements résultant d'entraînement des parties supérieures du substratum par les masses pesantes glissant sur elles, ont d'ailleurs pu se faire d'autant plus facilement ici que les gneiss SB, détachés de leur socle primitif, reposaient sur des sédiments mésozoïques éminemment plastiques.

La structure de ce paléozoïque étant ainsi reconnue, voyons comment se présentent dans le périmètre de la carte les ex-volcanites permocarbonifères, les granodiorites diaphtorisées et les autres roches envisagées plus haut.

Dans le *Valsavaranche*, lorsqu'on y pénètre par le bas, les premiers gneiss albitiques à grain fin que l'on rencontre, sont ceux qui supportent le trias calcaréodolomitique et les schistes lustrés du M. Poignon (en dehors mais tout près du bord septentrional de la carte). Ils plongent en moyenne approx. 45° N, mais avec des replis très aigus entre mésozoïque et gneiss. Entre ce contact et le bord de la carte, et au NE de Chevrère, au bord de la carte, notons les synclinaux de calcaires dolomitiques et schistes lustrés pincés dans les gneiss minuti; et quelques intercalations quartziteuses et micaschisteuses dans ces derniers.

A 600 m au S de Chevrère, sur les bords de la Savara, les gneiss albitiques à grain fin, plongeant env. 30° N, contiennent une lame faite d'ex-granodiorite au mur, et d'ex-plagioplite au toit. La première consiste en un gneiss albitique à chlorite, muscovite, sphène en gros cristaux brisés; et la seconde, en un gneiss albitique leucocrate à muscovite, avec traces d'orthose, biotite chloritisée, sphène et tourmaline.

Au SE de Molère, les gneiss albitiques minuti passent aux grandes masses de granodiorites diaphtorisées en gneiss albitiques qui descendent avec des ondulations du M. Favret et du Gran-Nomenon, tantôt très schistifiées, tantôt à peine gneissiques; gneiss albitiques à biotite plus ou moins chloritisée, muscovite, épidote, sphène, grenat, l'un d'eux avec noyaux d'orthite dans l'épidote.

Puis, les gneiss albitiques à grain fin du flanc inverse, analogues à ceux du bas de la vallée, et les cargneules, calcaires dolomitiques et calcaires gris, qui sont restés attachés au permocarbo mais qui s'amincissent rapidement de Belleface à Mésoncles et qui montrent des replis de l'ordre du m et dm, dirigés SW-NE, ces replis datant probablement de la Première phase tectogène, car s'ils dériveraient du soulèvement GP, leur direction serait plutôt EW ou WSW-ENE.

Dans la vallée de Cogne, tout en présentant quelques complications, le paléozoïque SB se prête à l'observation d'une manière plus complète que sur le versant E du Valsavaranche. Reprenons donc son étude en l'examinant transversalement et en partant du débouché de la vallée.

Au sud du M.Poignon se retrouvent les synclinaux mésozoïques pincés dans les gneiss albitiques minuti que nous avons vus dans le Valsavaranche; et de Pont d'El à la P.Valetta, s'étendent les mêmes gneiss, avec les mêmes plongements vers N, entrecoupés de quartzites et de micaschistes, parfois graphiteux. Sur l'autre versant de la vallée, de Syrignan à la P.Vadaille, ce sont aussi des gneiss minuti analogues, mais avec des pendages en général moindres. Tandis qu'entre Grand-Bois et Vieyes, apparaissent trois grandes écailles dont les contours peuvent être suivis sur la carte.

Alors que la majeure partie de ces écailles ne créent là que des alternances de gneiss minuti dérivant de volcanites et de gneiss albitiques provenant de granodiorites subvolcaniques, la première d'entre elles comporte des gneiss à orthose et microcline, biotite plus ou moins chloritisée et muscovite, avec un peu d'albite, épidote englobant de l'orthite, sphène, apatite, zircon, qui ne peuvent raisonnablement s'expliquer en ce lieu que par deux hypothèses: soit une lame anticlinale de substratum migmatitique homologue de celui du Grand-Paradis, soit une lame détachée d'un pluton de granite permocarbonifère lié génétiquement aux granodiorites. Etant donné la présence relativement abondante d'orthite et de sphène, et l'importance qu'on donne de plus en plus aux minéraux accessoires dans les apparentements de roches magmatiques, on pourrait pencher pour la seconde de ces origines plutôt que la première, mais pour l'instant on ne peut exclure que ce ne soit des migmatites précambriennes qui aient été amenées là par le cisaillement alpin constituant cette écaille.

Des gneiss granitiques analogues aux précédents apparaissent en une autre masse lenticulaire à env. 1.½ km à l'ESE de Vieyes, et sont aussi délimités sur la carte. Sans doute s'agit-il là d'une lentille de même origine que la précédente, accolée à une autre surface de cisaillement de la Première phase tectogène, qu'on ne peut cependant suivre dans les éboulis Senayet-Nouva ou le ravin Ronc. Un peu de mylonite mixte recristallisée sur le bord de la lentille, et des pendages vers N variant de 30° près du canal à 80° près de la chute, en aval du pont menant à Senayet.

A env. 1 km au NW de Vieyes, entre les alt. 1220-1250, une belle série de replis en cascade apparaît dans les gneiss albitiques minuti, avec cinq charnières atteignant 2 à 5 m, empilées les unes sur les autres. Dans le voisinage les gneiss montrent encore des charnières, de l'ordre du m et du dm, avec des orientations à peu près parallèles. Si ces replis datent des subductions de la Première phase tectogène, ils s'accordent bien avec les contractions (plissement ou imbrication) qui doivent normalement se faire au-dessus des surfaces de cisaillement; mais peut-être dérivent-ils de l'écoulement consécutif aux subductions.

Autour de Vieyes et dans les ravins dénommés Creton et Beligny, la carte indique la disposition des grandes écailles précitées; tandis que dans le vallon du Nomenon se retrouve une partie du flanc inverse envisagé dans le Valsavaranche. Inutile de les commenter, mais pour compléter ce qui a été dit plus haut sur la nature pétrographique du paléozoïque SB, voyons quelques types de roches caractéristiques et quelques roches spéciales de cette partie-ci de la vallée.

Les roches qui prédominent de Pont d'El à la P.Valetta et de Chevril à la P.Vadaille, sont des gneiss minuti faits de quartz, albite généralement poeciloblastique, muscovite, chlorite avec ou sans biotite résiduelle, épidote, sphène, souvent avec hornblende ou actinote, clinozoïsite ou zoïsite, grenat, calcite, apatite, tourmaline, matières charbonneuses, pyrite, oxyde de fer. En intercalations, des quartzites et des micaschistes contenant souvent en accessoires quelques uns des minéraux précédents, et parfois charbonneux ou graphiteux. Autour de Vieyes, entre le R.Creton et le Senayet, les ex-volcanites et les roches originellement détritiques qui les accompagnent, sont tout à fait analogues. De même, celles du flanc inverse, dans le vallon du Nomenon.

Les granodiorites diaphtorisées en gneiss albitiques sont, dans le bas de la vallée de Cogne et dans le vallon du Nomenon, tantôt très schistifiées, tantôt à peine litées. Elles sont faites de quartz, albite, muscovite, chlorite avec ou sans biotite, épidote, hornblende actinotique légèrement sodique, sphène, apatite, et orthite dans l'épidote. Mais dans le ravin du Lex j'ai prélevé une granodiorite à grain moyen qui n'a guère souffert de cataclase et recristallisation, et qui est donc très significative. Au lieu d'être très brisé et recristallisé, le quartz n'est qu'onduleux; le plagioclase n'est altéré qu'en une saussurite banale, très fine; la biotite, originelle, n'est presque pas chloritisée, et la hornblende, également originelle, n'est que partiellement transformée en actinote légèrement sodique.

Tandis qu'à l'opposé de cette conservation exceptionnelle, un banc de mylonite recristallisée du genre phyllonite montre, au SE de la P.Valetta, vers l'alt.2480, ce que peut devenir une granodiorite intensément laminée puis recristallisée : des lits muscovitiques, des glandules quartzeuses très étirées et, dans les zones micacées surtout, de l'albite à peine poecilitique, de la biotite chloritisée, de l'actinote et du sphène, ces minéraux ne montrant aucune cataclase et le quartz n'étant pas du tout onduleux.

Quelques roches basiques apparaissent en intercalations dans ce paléozoïque Saint-Bernard, mais il ne semble pas qu'elles soient très nombreuses. Celles qui sont notées sur la carte au N de Tsantel et sur le flanc NW du ravin Creton, entre gneiss minuti et granodiorites diaphthorisées, sont des amphibolites faites d'actinote avec albite, biotite, sphène et restes de hornblende dans l'actinote ; probablement des produits de contact et différenciation du magma tonalitique, avec pneumatolyse, quelques phénocristaux d'amphibole étant très grands ; les deux lentilles de la carte correspondant en réalité à un complexe d'écailles d'amphibolites, de granodiorites et de gneiss minuti, atteignant une dizaine de m d'épaisseur. Tandis que les dalles prasinitiques qui affleurent le long du canal à l'WSW de Vieyes, au-dessus de roches quartziteuses, paraissent être des intrusions ophiolitiques alpines, car elles sont faites d'albite, chlorite, épidote, amphibole et sphène (pas de quartz).

Voyons maintenant, plus à l'E, dans le ravin de Lessert, entre Tavayillon et la route, un relevé transversal complet du permocarbonifère compris entre les granodiorites et le mésozoïque SB sous-jacent. Sur plus de 300 m d'épaisseur, de la base au sommet, la série de roches que j'ai prélevées là montre d'une manière détaillée ce qu'est en ces lieux le permocarbonifère volcanique et détritique de la zone SB. Elle est particulièrement significative, et, bien qu'elle ait été indiquée en 1955 dans ce périodique-ci, je la reproduis ci-dessous pour compléter ce qui précède.

Entre la route (alt.1380) et l'alt.1650, ce ne sont que des granodiorites diaphthorisées en gneiss albitiques, tout à fait analogues à celles des alentours de Vieyes.

Entre les alt. 1650 et 1675, on observe des imbrications de granodiorites diaphthorisées et de gneiss à grain beaucoup plus fin, à amphibole, épidote, biotite chloritisée, muscovite, sphène, qui dérivent vraisemblablement de tufs.

Vers l'alt.1675, à quelques m les unes des autres, ces quatre roches :
a) gneiss albitique à amphibole, à grain moyen, ex-granodiorite ;

b) gneiss albitique à grain très fin, avec grenat en phénoblastes, et biotite tendant à former des nodules, vraisemblablement par suite d'un pyrométamorphisme au contact d'intrusion tonalitique; la coupe contient en outre une petite enclave originellement gréseuse, de forme arrondie, la roche dérivant probablement d'un tuf remanié;

c, d) analogues à b, mais la biotite a une tendance encore plus marquée à former des nodules.

Gneiss albitiques fins jusqu'à l'alt. 1700, où se trouve aussi un micaschiste à grain fin, plissé, à muscovite et biotite chloritisée.

Vers l'alt. 1725, importante lame de tonalite et roches de contact:

a) gneiss albitique à épidote, muscovite, biotite partiellement chloritisée, chlorite en pseudomorphoses d'après l'amphibole, sphène; dérive d'une tonalite écrasée;

b) roche pyrométamorphique diaphorisée: nodules de biotite caractéristiques, phénoblastes de grenat partiellement chloritisés, phénoblastes séricitisés qui pouvaient bien être de l'andalousite à l'origine, le tout dans une pâte faite d'albite poeciloblastique, quartz et séricite;

c) autre roche pyrométamorphosée au contact de tonalite: hornblende, grenat, quartz, albite; probablement une argile marneuse à l'origine.

Encore des gneiss albitiques à grain fin, puis, à l'alt. 1750, une intercalation d'ex-tonalite laminée.

Dans l'intervalle 1775-1800, encore une intercalation tonalitique importante, dont ces deux spécimens:

a) tonalite ayant en partie échappé aux laminage et métamorphisme alpins; l'oligoclase-andésine est fortement saussuritisé mais peut cependant être déterminé en quelques endroits, biotite et amphibole plus ou moins chloritisées, épidote avec noyau d'orthite, sphène;

b) gneiss albitique dérivant de la tonalite précédente, avec un laminage relativement fort.

A l'alt. 1825: micaschiste muscovitique avec albite, épidote, biotite et actinote, ces derniers minéraux étant localisés en lits; à l'origine, une argile gréseuse et marneuse, peut-être avec un peu de matériel tufacé.

De 1830 à 1840 approximativement: injections aplitiques devenues des lames d'épaisseur variable avec de nombreuses digitations épaisses de quelques dm et des lits de schistes enclavés. Deux spécimens sont des aplites plagioclasiques en voie de saussuritisation, avec un peu de biotite partiellement chloritisée. L'une des enclaves est un micaschiste très quartzeux avec albite et biotite chloritisée.

Vers l'alt. 1850, ces deux spécimens:

- a) gneiss albitique peu quartzeux à chlorite, muscovite, clinozoisite, grenat, sphène, à grain très fin; c'était vraisemblablement un tuf andésitique;
- b) gneiss analogue au précédent, mais avec des lits quartziteux, apparemment des intercalations sableuses.

Vers l'alt. 1875: une hornblendite avec très peu d'albite et sphène, l'amph. étant vert-brunâtre, analogue à celle qui se trouve dans les rares spécimens de tonalites qui ont échappé au laminage et à la diaphtorèse; vraisemblablement un produit fémique de différenciation gravitative du magma tonalitique.

Vers l'alt. 1900: encore une ex-tonalite.

Vers l'alt. 1925, ces deux roches:

- a) gneiss albitique à grain très fin, à chlorite, muscovite, grenat, sphène; dérive d'un tuf dacitique;
- b) gneiss albitique à grain fin, à muscovite, avec un peu de clinozoisite-épidote, grenat et sphène; tuf rhyodacitique.

Des aplites injectent les roches précédentes, en lentilles ou veines dont l'épaisseur varie de quelques cm à 20 ou 30 cm. Ce sont des aplites plagioclasiques avec muscovite et très peu de biotite chloritisée, traces de sphène, l'albite dérivant d'un plagioclase très acide et ne contenant que très peu de saussurite.

Vers l'alt. 1950:

- a) gneiss albitique à grain très fin, peu quartzifère, à biotite partiellement chloritisée, muscovite, grenat, avec calcite, sphène; vraisemblablement un tuf remanié;
- b) gneiss analogue mais plus quartzifère.

Vers l'alt. 1975:

- a) gneiss albitique à grain fin, à chlorite et muscovite, avec zoisite, sphène, oxyde de fer, la texture étant rubannée; à l'origine, un tuf avec quelques intercalations gréseuses;
- b) gneiss analogue mais encore plus rubanné.

Vers l'alt. 2000, à env. 8 m sous le sentier de Tavaillon, immédiatement au-dessous des quartzites: gneiss albitique à grain fin, à muscovite, chlorite avec résidus de biotite, grenat, sphène, un peu rubanné; analogue aux deux précédents et apparemment même origine.

Au-dessus, 3 ou 4 m de quartzites, avec un peu de séricite et pyrite, laminés. Puis, entre ces quartzites et les cargneules sus-jacentes, quel-

ques m de gneiss albitiques à grain fin, avec des proportions variables de muscovite, chlorite avec biotite résiduelle, sphène, parfois tourmaline et infiltrations de calcite; d'anciens tufs plus ou moins remaniés, qui peuvent bien être intercalés tectoniquement.

Telle est la série de roches permocarbonifères comprise entre granodiorites et mésozoïque dans le ravin de Lessert. Remarquons, dans cette série, la prépondérance des ex-volcanites par rapport aux roches originellement détritiques, et la fréquence des intercalations granodioritiques, qui paraissent correspondre non seulement à des lames détachées tectoniquement du pluton subvolcanique, mais aussi à des apophyses ou cheminées d'appareil volcanique, le pyrométamorphisme de certaines roches le montrant bien.

Et ajoutons que les roches prélevées un peu à l'W du ravin de Lessert, entre le Plan des Suches et la Comba di Tomba, sont de types tout à fait analogues aux précédents. De même, l'intercalation aplitique du pont de Laval consiste en une plagiaplite diaphtorisée à muscovite, chlorite, épidote, analogue à celles du ravin de Lessert.

Quittons maintenant le paléozoïque du bas de la vallée de Cogne et voyons comment on en trouve des prolongements plus haut dans la vallée, à l'intérieur du mésozoïque Saint-Bernard.

A la base des parois calcaréodolomitiques qui s'élèvent entre les bâtiments de la mine et le Plan de Montzalet, s'allonge une bande permocarbonifère faite de gneiss albitiques à muscovite, chlorite, épidote, sphène, et de micaschistes muscovitiques avec albite, chlorite, calcite, sphène, tourmaline, matières charbonneuses. Comme l'indique la carte, cette bande est accolée à l'importante masse de trias calcaréodolomitique et chevauche des calcschistes bréchoïdes et cargneules. Les roches qui la composent sont tout à fait analogues aux plus communes des roches permocarbonifères qui viennent d'être passées en revue, et il appert donc, tant par les caractéristiques pétrographiques que par la disposition structurelle, qu'il s'agit là d'une lame permocarbonifère accompagnant les éléments calcaréodolomitiques, serpentiniteux et calcschisteux de l'une des principales écailles du mésozoïque SB déversé dans la fosse MR pendant la Première phase tectogène. Cette écaille est ici en position normale et montre de bas en haut: permocarbo, trias, serpentinite, schistes lustrés (les lourds amas de magnétite dans la serpentinite s'étant localisés dans les parties inférieures de celle-ci lors de la consolidation, et correspondant donc à la superposition normale des autres

éléments). Le glacière qui masque sur un grand espace les formations SB entre Epinel et le torrent Grauson, ne permet pas de déceler avec précision le raccordement de cette écaïlle avec celles que nous avons envisagées dans le paléozoïque du bas de la vallée, mais les orientations des quelques strates mésozoïques qui apparaissent sporadiquement dans cette zone intermédiaire, et les alignements de celles qui bordent cette zone au N et au S, permettent cependant de circonscrire assez étroitement la partie douteuse, et montrent bien que la surface de cisaillement correspondant à l'écaïlle rejoint le paléozoïque du bas de la vallée. Si ce n'est à la mince bande synclinale mésozoïque (trias+sl.) qui s'amorce dans ce paléozoïque entre Epinel et le ravin de Lessert (voir carte) c'est sans doute à peu de distance à côté.

A l'ENE de Molina affleurent deux autres lentilles de gneiss albitiques à grain fin (voir carte) qui appartiennent, avec les lames calcaireodolomitiques voisines, à des digitations inférieures à celle de la mine, et qui se raccordent aussi à la masse paléozoïque du bas de la vallée.

A 2 km au N de la lame permocarbonifère accolée aux calcaires dolomitiques de la mine, affleure une grosse lentille de gneiss albitiques minuti à épidote, muscovite, chlorite avec biotite résiduelle, sphène, qui sont analogues à des types communs du bas de la vallée de Cogne et qui sont sans doute aussi permocarbonifères (une albitisation de sédiments mésozoïques au contact de venue basaltique n'aurait pu faire une masse de gneiss aussi importante, et il se trouve d'ailleurs quelques schistes lustrés ordinaires entre gneiss et prasinites voisines). Comme le montre la carte, cette lentille se retrouve dans le cirque Grauson, entre M.Creya et lac Money d'une part, P.Coupé et lac Testa d'autre part, et les gneiss ont là les mêmes caractères pétrographiques. Tandis qu'à l'W, entre Ecloseur et Tsaplane, la continuation de la lentille a lieu sous forme de granodiorites diaphtorisées: gneiss albitiques à épidote, muscovite, biotite chloritisée, sphène en grands cristaux brisés, et orthite dans l'épidote (notamment une magnifique orthite maclée, entourée d'une zone d'épidote relativement mince). Ce complexe lenticulaire résulte vraisemblablement de cisaillement fait au N de celui du permocarbonifère de la mine lors de la Première phase tectogène, et il se pourrait bien que l'on ait ici un phénomène analogue à celui de la N.Lebendum, que j'ai dessiné dans les CR.Ac.sc. du 13 mai 1957: deux cisaillements faits côte à côte mais se coupant avec un faible angle et créant une masse lenticulaire détachée de la zone radicale.

Terminons cette analyse du paléozoïque Saint-Bernard dans le périmètre de la carte en rendant hommage au travail de Novarese sur le massif granodioritique qui s'étend là (*Dioriti granitoidi e gneissiche della Valsavaranche*. Bol.R.Com.geol.It.,1894). Car, non seulement Novarese a circonscrit ce massif sur la feuille Gr.Paradis 100.000, mais il a étudié soigneusement et décrit avec beaucoup de détails une roche recueillie à Silvenoire, une autre près de Mésoncles et d'autres sous la P.Bioula; sans distinguer le rôle de ces roches dans le cycle hercynien, mais en faisant très bien ressortir leur paragenèse originelle et leur diaphtorèse.

Que la parenté de ces roches et des gneiss minuti sus-jacents n'ait pas été discernée à cette époque, il y a d'autant moins lieu de s'en étonner qu'il a fallu attendre jusqu'à 1951-55 (op.cit). pour que soit expliquée sérieusement l'origine des gneiss albitiques dans les Alpes et pour qu'apparaisse ainsi l'extension du volcanisme permocarbonifère dans les Pennides.*

Mésozoïque Saint-Bernard

Tous les genres de sédiments et d'ophiolites que comporte le Mésozoïque Grivola (je les ai énumérés aux pages 31-32) se retrouvent dans le Mésozoïque Saint-Bernard de la carte. Mais ici les proportions respectives sont différentes, et deux genres de sédiments que je n'ai rencontrés nulle part dans la zone Mont-Rose existent par contre ici:

- 1) des calcaires gris se chargeant progressivement de micas+quartz de bas en haut et constituant très fréquemment un terme de transition entre calcaires dolomitiques triasiques et schistes lustrés, alors que ce passage est toujours brusque dans le Mésozoïque Grivola;
- 2) des schistes lustrés conglomératiques et bréchoïdes, correspondant soit à un démantèlement sur les bords de rides émergées pendant le Trias ou le Jurassique, soit à des glissements sous-marins.

* Un métamorphisme peu commun, un métamorphisme très abstrait, paraît se dégager des 5 ou 600 p. consacrées par Fr. Ellenberger à la géologie de la Vanoise (Thèse, 1958) et contribue à montrer la grande extension du volcanisme permocarbonifère dans les Alpes. Les « *Migmatites permienes* » découvertes par Fr. Ellenberger dans ses rétrocharriages du Sapey, etc. paraissent bien, en effet, devoir se rétro-métamorphoser en ignimbrites et confirmer ce que j'ai noté dans ces *Archives* en 1959 (p.675).

Pour les proportions respectives et l'importance des divers genres de sédiments, ce sont surtout ces deux constatations qui doivent être mises en évidence :

- 1) le Trias calcaréo-dolomitique est ici plus développé que dans la zone Mont-Rose et n'est pas sporadique;
- 2) la proportion d'ophiolites par rapport aux sédiments est ici beaucoup moindre que dans la zone Mont-Rose.

Ces différences de sédimentation et de volcanisme géosynclinal entre zone SB et zone MR résultent évidemment d'un approfondissement plus lent et d'une distension moindre de la zone SB. Une explication rationnelle, en rapport avec le courant subcrustal créateur de géosynclinal, en a été donnée à la page 9, et il n'est évidemment pas nécessaire de la reprendre ici.

De même, il n'y a pas lieu de répéter ici ce qui a été dit dans le premier chapitre à propos de déversement SB/MR lors d'une Première phase tectogène; mais il faut par contre bien remarquer, dans le périmètre de la carte, que le Mésozoïque SB s'est écaillé encore plus que le Paléozoïque SB lors de son déversement dans la fosse MR. Les sédiments grésomarneux devenus schistes lustrés étaient, en effet, très plastiques et particulièrement propices à la formation de plis-failles et d'imbrications, tant pendant les écoulements que pendant les subductions préalables. Et il n'est donc pas étonnant qu'aujourd'hui nombre de lentilles et de bandes calcaréodolomitiques, accompagnées souvent de cargneules et de calcaires gris micacés, parfois de gneiss permocarbonifères, s'intercalent dans les schistes lustrés SB qui s'étagent sur le Mésozoïque MR, chacune de ces lentilles ou bandes correspondant évidemment à une écaille.

Quelques-unes de ces écaillles ont été retroussées par les écoulements de masses Sesia consécutifs aux subductions de la Deuxième phase tectogène. Car les pesantes masses Emilius, Mont-Mary et Dent-Blanche n'ont évidemment pas glissé sur le Mésozoïque SB sans entraîner d'une manière plus ou moins accentuée les parties sus-jacentes de ce Mésozoïque et sans transmettre jusqu'à une certaine profondeur, avec un amortissement graduel, les translations des parties supérieures. D'où, les retroussements et autres déformations, par endroits très complexes, qui caractérisent le Mésozoïque SB dans le périmètre de la carte; ces diastrophismes ayant eu lieu d'autant plus facilement que le Mésozoïque SB était en majeure partie fait de marnes plus ou moins gréseuses et que le

métamorphisme de celles-ci en schistes lustrés n'a vraisemblablement guère modifié la plasticité relativement grande des strates.*

Ces principes posés, voyons systématiquement de l'W à l'E les particularités locales du Mésozoïque SB de la carte.

Entre le bas de la vallée de Cogne et la nappe Emilius, c.à.d. entre le M.Poignon et les cirques d'Arpisson et d'Arbole, on a de bas en haut :

- 1) quartzites plus ou moins micacés du début de la transgression triasique, sporadiques; à la P.Vadaille et à Tavaillon;
- 2) cargneules et calcaires plus ou moins dolomitiques, tantôt lités, tantôt massifs; les cargneules étant généralement à la base de ce trias, mais se retrouvant parfois dans les calcaires dolomitiques par imbrication; sous les sl. du M.Poignon et dans les synclinaux pincés de l'A.Poignon, entre Ozein et Syrignan, de la P.Vadaille à Tavaillon, avec intercalations serpentineuses;
- 3) calcaires gris parfois légèrement dolomitiques et généralement avec matière charbonneuse, se chargeant de quartz, muscovite, phlogopite, chlorite, d'une manière plus ou moins croissante de bas en haut; sporadiques; à Aymavilles, de la P.Vadaille à Tavaillon et jusqu'à mi-chemin d'Epinel;
- 4) schistes lustrés avec intercalations subordonnées de prasinites et serpentines; pluralité d'écailles de la P. du Drinc à la Piatta di Grevon et au torrent d'Arpisson, créant toutes les lames de trias calcaréo-dolomitique figurées sur la carte; sl. en grande majorité de types banals, mais sl. particulièrement calcaireux au S et au N de la P.Valetta; quartzites muscovitiques avec chlorite, grenat, mésitine, en masses lenticulaires intraformationnelles (épisodes de sédimentation simplement grésioargileuse) dans les sl. au N du C.Chamolé, dans le cirque qui est au SW de T.Nera, sous la P.Mompers et à l'W de celle-ci; prasinites et serpentines presque partout de types banals; pas remarqué d'éclogites; par endroits un peu de métamorphisme de contact visible entre sl. et ophiolites, tandis qu'ailleurs il a pu disparaître par décollement et translation, pour autant qu'il ne s'agit pas du toit d'une coulée.

* La fameuse digitation vermiculaire du système Argand-Staub (Wurmli inférieur et supérieur) présente, structurellement, quelque analogie avec les écailles retroussées précédentes. Elle part, en effet, vers le S et revient vers le N. Mais la genèse imaginée pour cette digitation est en réalité impossible, et il suffit pour s'en rendre compte, de considérer les coupes de ces auteurs avec un peu plus de sens de la mécanique qu'elles n'en comportent.

Dans l'espace compris entre le bas du Valsavaranche, Vadaille-Tavaillon, le ravin de Tzasetze et la Doire Baltée, la plupart des strates sont inclinées vers N ou à peu près N, par suite du soulèvement GP, mais avec quelques plis approx. EW (Mompers, etc.) et beaucoup d'ondulations, créant des variations de pendages longitudinales et transversales importantes. Tandis qu'entre le ravin de Tzasetze et le bord de la N.Emilius, ce sont les plissements transversaux à direction variant de NS à NW-SE qui prédominent, dus au soulèvement postérieur de l'appendice septentrional du dôme GP (on les distingue sur la carte en attendant qu'ils apparaissent plus explicitement sur les coupes). Dans cette seconde zone, on ne rencontre évidemment pas de plis approx. EW aussi nets que dans la partie occidentale précitée, mais quelques structures ne s'expliquent que par la surimposition de plissements transversaux sur des plissements EW.

Entre les torrents d'Arpisson et de Grauson, les strates sont de même nature que celles du secteur précédent, et sont disposées comme suit.

Au-dessus de la limite SB/MR, qui est masquée d'Epinel à Cogne par du glaciaire, des alluvions et des éboulis, s'étage une série d'écaillés faites de schistes lustrés englobant des lames de trias calcaréodolomitique et de permocarbonifère. On voit quelques-unes de ces lames au-dessus d'Epinel dans le ravin du torrent d'Arpisson, et d'autres plus à l'E, au Plan-François, dans le ravin de Terrembé, au-dessus de Cretaz, dans le lit de l'Eyvia près de Cogne, dans le ravin qui s'élève un peu plus au N, et dans le ravin du torrent de Grauson, au S et au N de Mont-Roz. Elles sont toutes notées sur la carte.

Plus haut, jusqu'à la base de la nappe Emilius, s'étendent d'épaisses strates de schistes lustrés avec intercalations de prasinites et serpentines, apparemment écaillées aussi. Elles affleurent du ravin Terrembé à l'A.Arpiisson, de Gimillian à Coste-Lava, et sur les trois crêtes qui convergent à P. Arpiisson. Jusqu'au niveau de Tsaplane ce sont les pendages N qui prédominent, avec des plis approx. EW, tandis que plus près de la N.Emilius des plis transversaux se surimposent aux précédents.

La croupe Tsaplane - P.Arpiisson et l'arrête P.Arpiisson - P.Coppi fournissent une bonne coupe des niveaux supérieurs du Mésozoïque SB. Voyons donc la succession des strates que l'on rencontre là.

Dans les schistes lustrés à tendance micaschisteuse de Tsaplane (avec biotite résiduelle dans la chlorite) s'intercale un banc vertical de quartzite à muscovite et chlorite, épais de 5 ou 6 m, noté sur la carte.

Au-dessus, des strates affaissées, puis encore des schistes lustrés, et, à env. 300 m de Tsaplane, des prasinites ordinaires, divisées en leur milieu par un mince banc (quelques m) de sl. apparemment exempts de métamorphisme de contact mais probablement par suite de décollement. A la base des prasinites, mét.cont. des sédiments grésomarneux sur env. 50 cm. Au toit, un banc quartziteux d'env. 1 m, puis encore des schistes lustrés.

A l'alt. 2750, un banc de serpentine avec magnétite, puis jusqu'à près de 2800, des prasinites banales. Au mur des serpentines, métamorphisme de contact: schiste fait de trémolite en gros prismes dans une masse très fine de chlorite et talc. Au toit des prasinites, encore des schistes lustrés mais le contact est masqué.

Entre les alt. 2830 et 2870, prasinite ordinaire, et prasinite grenatifère, et ophiolite mixte consistant en une prasinite grenatifère passant graduellement, sur la même coupe, à une amphibolite grenatifère qui dérive vraisemblablement de l'ouralitisation d'une éclogite (cette dernière zone contenant, en effet, des agrégats aciculaires de hornblende actinotique sodique et de glaucophane subordonnée qui paraissent résulter de la diaphtorèse de cristaux d'omphazite). Au mur de ces ophiolites, le contact avec sl. est masqué. Au toit, sl. sans mét.cont., un décollement l'ayant probablement fait disparaître, s'il s'agit d'un laccolite et non d'une coulée.

Entre les alt. env. 2900 et 2930, prasinites avec grenat et un peu de glaucophane en plus de l'amph. verte légèrement sodique, présentant quelque analogie avec les prasinites grenatifères précédentes et pouvant dériver aussi de la diaphtorèse d'éclogites créées par pression locale. Dans les sl. du mur, quelques dm de mét.contact. Au toit, sur une dizaine de m, imbrications et roches de contact: sl. avec phénoblastes d'albite englobant quartz, carbonate ferrique, muscovite, épidote; et masses prasinitiques avec petits amas lenticulaires de sédiment mésozoïque en voie de résorption.

Dans les schistes lustrés compris entre ces dernières prasinites et la P.Arpiison, un banc intraformationnel de quartzite chlorito-muscovitique, noté aussi sur la carte.

De la limite supérieure des strates affaissées de Tsaplane jusqu'au pt. 2978, les schistes lustrés et ophiolites plongent au NNE, le fauchage ne permettant cependant pas d'estimer les pendages. Tandis que de pt. 2978 à P.Arpiison et un peu au-delà, les sl. sont orientés NW-SE,

mais avec tassements, affaissements, fauchages, empêchant encore l'estimation des pendages.

Sur l'arête P.Arpiison - P.Coppi, jusqu'aux gneiss de la N.Emilius, la succession est la suivante, les épaisseurs étant indiquées sur la carte.

Schistes lustrés ordinaires, avec un banc de quartzite chlorito-muscovitique à grenat partiellement chloritisé, plongeant approx. 80° N60°E. Prasinite banale et prasinite très albitique avec résidus de sédiment marneux (carbonate, muscovite et biotite un peu chloritisée). Schistes lustrés. Prasinite ordinaire, avec quelques mouches de chalcopyrite.

Complexe très laminé plongeant fortement N 60° E et comportant trois espèces de roches: a) gneiss albitique à muscovite, chlorite, clinozoïsite et sphène, vraisemblablement une rhyodacite permocarbonifère plutôt qu'une adinole ou autre sédiment mésozoïque métamorphosé par ophiolite, étant donné la structure et les proportions de K et Ca; b) albitite à chlorite, calcite, clinozoïsite, muscovite et quartz, apparemment une marne albitisée au contact d'une intrusion basaltique; c) mélange tectonique des roches précédentes, presque sans recristallisation subséquente. C'est l'une des échardes gneissiques que l'on observe dans le substratum mésozoïque à la base de la nappe Emilius.

Schistes lustrés, plongeant 70° N60°E. Prasinite riche en sphène mais normale quant aux proportions des autres constituants (épaisseur 12 m). Schistes lustrés (20 m). Prasinite, plongeant 80° N60°E (avec un petit peu de calcite distribuée sporadiquement et pouvant bien provenir du remplissage de vacuoles du basalte, car si elle provenait d'endomorphisme il y aurait probablement d'autres minéraux aussi) (12 ou 15 m).

Ensuite, env. 7 m de strates imbriquées faites de:

- a) schistes à actinote et chlorite, avec calcite, albite et sphène, à structure lépido-nématoblastique très plissotée, dérivant vraisemblablement d'un sédiment calcaireux, prob. dolomitique, métamorphosé avec un certain allochimisme au contact du basalte précédent puis retransformé par le métamorphisme régional;
- b) roches hétérogènes consistant en amas irréguliers de glaucophane, épidote, calcite pure et carbonate ferrifère, avec très peu d'albite, chlorite, actinote, oxyde de fer, et dérivant vraisemblablement de calcaire marneux métamorphosé en même temps que la roche précédente par le même basalte. Ces deux espèces de roches peuvent, en effet, fort bien appartenir, malgré leurs différences, à la même zone de contact, car de grandes variations sont évidemment communes dans de telles zones; et

il est très probable qu'elles dérivent de trias calcaire déposé sur le permocarbonifère Emilius puis englobé par une intrusion basaltique de la zone Sesia. Il y a d'ailleurs, du côté ENE de ces roches de contact, encore 2 m de prasinite tout à fait analogue à la précédente (également avec un petit peu de calcite répartie sporadiquement).

Puis, le contact mésozoïque-paléozoïque. Il apparaît ainsi sur la même coupe: *a*) prasinite (albite, amph. actinotique presque incolore, chlorite, clinozoïsite, sphène, calcite en un nid) analogue aux prasinites 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. (Au-delà de ce contact, sur cette arête Arpisson-Coppi, j'ai recueilli encore une série de gneiss Emilius, dont la description est donnée dans le chapitre suivant.)

La carte montre la continuation des strates mésozoïques précédentes sur le flanc W du vallon de Grauson, avec des plis EW repris par le plissement transversal.

Parmi les roches un peu spéciales qui s'y trouvent, remarquons les schistes lustrés avec petites lentilles calcaires intraformationnelles (calcite avec très peu de quartz, muscovite, chlorite, grenat) variant de quelques cm à 3 dm, notés en cinq endroits sur la carte; et les bancs quartziteux également intraformationnels (avec un peu de muscovite, chlorite et biotite résiduelle, grenat, épidote, tourmaline, apatite, oxyde de fer) notés aussi sur la carte; et quelques roches de contact sur les bords d'ophiolites; et l'écharde de gneiss albitique Emilius, ex-rhyodacite analogue à celle de l'arête Arpisson-Coppi, tracée à l'W du pt. 2711; et la granodiorite diaphorisée, voisine du pt. 2299, entre Ecloseur et Tsaplane, que nous avons considérée à la fin du chapitre précédent.

Et signalons, plus à l'W, les schistes lustrés graphiteux et les schistes lustrés avec lentilles calcaires de Terrembé, Molina, etc.; et les petites lentilles de schistes lustrés albitisés voisines des pt. 2251 et 2047, produits de métasomatose hydrothermale probablement liée à des intrusions basaltiques (calcite en cristaux corrodés, albite souvent maclée, en gros cristaux idiomorphes ou en masses pénétrant dans la calcite, chlorite en amas ou traînées de lamelles, quartz en petits grains inclus dans les éléments précédents, et sphène); et des serpentines pyrrhotinifères près du Plan-François.

Du torrent de Grauson au col d'Invergneux, qui est au bord E de la carte, les strates mésozoïques SB sont dans l'ensemble inclinées vers N,

mais avec des ondulations ou plis leur donnant localement des inclinaisons en sens inverse. Elles occupent la majeure partie du massif M.Creya-P.Blanche, la base du versant méridional de ce massif étant faite de strates mésozoïques MR également inclinées dans l'ensemble vers N, par suite du soulèvement GP.

La limite SB/MR ne peut pas être repérée d'une manière parfaitement nette et précise, puisqu'il s'agit ici de masses mésozoïques SB déversées sur la couverture mésozoïque MR et qu'il y a beaucoup d'analogies entre les schistes lustrés et les ophiolites qui sont de part et d'autre de cette surface-limite, celle-ci étant d'ailleurs compliquée par les imbrications et autres déformations qu'ont dû créer les glissements SB/MR. Mais, s'il n'est pas possible de démarquer cette limite avec précision, on peut cependant la situer d'une manière suffisamment approximative entre les lames calcaréo-dolomitiques de Taverone et Coste del Pino, et les grandes masses prasinitiques surmontant Gollie et Coste di Piemonte, car ces dernières sont dans le prolongement de masses MR plus occidentales, et les premières sont accompagnées de calcaires gris qui non seulement sont caractéristiques de la zone SB, nous l'avons vu plus haut, mais sont pour ainsi dire inexistants dans la zone MR. Il appert donc que la limite SB/MR passe dans les schistes lustrés près de Fassette, sur les bords du plateau de Taverone et près de l'A.Gueula.

Au-dessus d'elle s'étagent une série d'écailles, créant les lames triasiques et permocarbonifères que montre la carte : lames de gneiss albitiques, de quartzites, de cargneules et calcaires dolomitiques, de calcaires gris, et pp. d'ophiolites. L'une de ces écailles met bien en évidence, près du pt.2731, au SW d'Invergneux, les replis très complexes qu'ont créés les première et deuxième phases tectogènes et que montreront les coupes à paraître. Une autre écaille comporte la serpentine et les ségrégations de magnétite que l'on exploite par foudroyage et que l'on traite dans les aciéries d'Aoste. Comme le montre la carte, elle est faite ici d'une mince lame permocarbonifère (voir dans le chapitre précédent la nature des gneiss albitiques et des micaschistes constituant cette lame), d'un banc épais de trias calcaréo-dolomitique, d'un gros laccolite de serpentine, et de schistes lustrés ; les amas de magnétite résultant évidemment d'une différenciation du magma péridotique (lors de son ascension dans le dyke) et se trouvant dans les parties inférieures du laccolite, conformément à la gravité et à la superposition normale des autres éléments de l'écaille.

Entre les bâtiments de la mine et le Plan de Montzalet, le permocarbonifère précédent repose sur des schistes lustrés, des calcaires gris et des conglomérats et brèches faits de galets ou fragments calcaires enrobés dans un ciment formé de calcite, clinochlore (variété sheridanite), quartz et séricite; la calcite des fragments étant à grain plus fin que celle de la pâte, sans doute parce que la compacité de ceux-ci s'est moins bien prêtée aux circulations hydrothermales; et le clinochlore montrant que la boue calcaire dans laquelle ont été englobés les fragments, était un peu magnésienne, probablement lagunaire. Il y a donc plus de probabilité pour qu'il s'agisse ici de démantèlement sur le bord d'une ride émergée plutôt que de simple glissement sous-marin; et ceci s'accorde évidemment bien avec la notion de fonds moindres dans la zone SB que dans la zone MR. Ajoutons que quelques-unes de ces roches, chevauchées par le permocarbonifère de l'écaille sus-jacente, paraissent avoir été fortement écrasées, et que ces conglomérats et brèches stratigraphiques sont ainsi devenues par surcroît des brèches de friction.

La charnière complexe que montrent les calcaires dolomitiques et cargneules affleurant au SW de Testa Money, constitue l'un des retroussements de la Deuxième phase tectogène, ou plus exactement l'un des retroussements dérivant de l'écoulement des masses Sesia. Car les calcaires dolomitiques de cette charnière appartiennent à la grande écaille qui comporte la serpentine avec magnétite de la mine, tandis que les cargneules se raccordent à celles du Plan de Montzalet, c.à.d. à l'écaille sous-jacente; et, avant d'être ainsi ployé vers le N, tout ce trias était évidemment dans la position normale qui est celle de ces deux écailles et qui est aussi celle des strates SB sous-jacentes, imbriquées lors de leur déversement dans la fosse MR. Le ploiement et la tendance au renversement de ces calcaires dolomitiques et cargneules ne peuvent donc provenir que du cisaillement et de l'entraînement des parties terminales des écailles par la translation vers N des strates mésozoïques sus-jacentes, entraînées elles-mêmes par le cheminement des lourdes masses Sesia. La courbure des calcaires dolomitiques est comparable au crochon des mineurs, et l'on comprend immédiatement que la surface de rupture, en l'occurrence la surface de décollement et glissement des strates mésozoïques, se trouve au-dessus de la charnière, soulignée par la mince bande de calcaires dolomitiques + cargneules qui aboutit au-delà des éboulis au col compris entre M.Creya et T.Money. Tandis que sur l'autre versant du cirque, cette importante surface de décollement et glissement se

trouve sous les calcaires dolomitiques et cargneules de Montzalet; d'où elle se poursuit vers N en sortant de terre à 300 m au SW de M.Creya mais en y revenant 200 m plus loin, à la base du trias néritique qui forme une dalle triangulaire sous ce sommet et qui occupe la crête à quelques centaines de m au NW.

Telle est la structure des deux écailles du Plan de Montzalet (celle qui est faite de permocarbo+calc.dol.+serp.+sl. et celle qui ne montre que cargneules+brèches, calc.gris et sl.). Il appert qu'elles étaient couchées comme les écailles sous-jacentes dans la fosse MR, et que leurs parties terminales ont été ensuite cisailées et entraînées vers le N par l'action en profondeur qu'a eu le déversement des lourdes masses Sesia, avec le retroussement, la formation de crochon, que montre si nettement la magnifique charnière qui est au SW de T.Money. Quant à l'orientation et au prolongement de celle-ci au S de Montzalet et des bâtiments de la mine, avant la disparition par érosion, on pourrait à première vue s'étonner qu'elle ne concorde pas exactement avec la direction EW prédominante en ce secteur; mais il s'agit ici de corps géologiques déversés tout d'abord vers SE puis repris par un déversement en sens contraire ou presque contraire, et ce serait évidemment peu sensé que de vouloir ici des prolongements cylindriques et des formes relativement régulières. La fin du laccolite de serpentine avant même la charnière qui est au SW de T.Money, et d'autres particularités qu'il est inutile d'énumérer, montrent l'irrégularité, la contorsion et la discontinuité des formes, sans que ceci ne soit cependant trop gênant, on vient de le voir, pour établir les raccords et élucider la succession des diastrophismes.

L'essentiel étant ainsi établi, ajoutons quelques détails à propos de ces deux écailles et de strates mésozoïques voisines.

Dans la charnière qui est au SW de T.Money, les calcaires dolomitiques n'ont pas de schistosité générale; près des bords ils n'ont qu'un peu de schistosité plus ou moins parallèle à ces bords, et ailleurs ils ne sont que diaclasés. Au-dessous des calcaires gris (calcite avec chlorite incolore, muscovite, quartz) il n'y a que des calcaires dolomitiques (dolomie, calcite, muscovite, clinocllore, quartz), tandis qu'au-dessus il n'y a que des cargneules, pleines de fragments de schistes lustrés, qui sont évidemment les résidus d'une grande masse gypseuse et calcaréodolomitique dont le gypse est parti, entraîné par la circulation des eaux superficielles (cf. Bruckner).

Aux calcaires dolomitiques et cargneules du M.Creya s'associent des

jaspes métamorphosés, rubannés, à grain extrêmement fin, faits de lits divers: *a*) quartz et un peu d'oxyde de fer qui est probablement de l'oligiste, *b*) quartz et grenat verdâtre, en très petits cristaux rhombododécaédriques, très légèrement anisotropes et, partant, calciques (grosulaire-andradite), *c*) quartz, le même grenat et de la trémolite. A l'origine, des lentilles jaspeuses (flint impur) correspondant probablement à des accumulations d'organismes siliceux (diatomées ou autres algues siliceuses, éponges, radiolaires) sporadiques originellement ou concrétionnés lors de la diagénèse.

Sur la crête qui s'allonge au NW de M.Creya, près du pt.2943, on a en position retournée lors du glissement: gneiss albitique à muscovite, épidote, chlorite avec biotite résiduelle, sphène, apatite et grenat, prob. permocarbonifère; quartzite chlorito-muscovitique avec mésitine, substance charbonneuse et oxyde de fer; cargneule et calcaire dolomitique; calcaire gris. A 300 m au SW de M.Creya, un quartzite muscovitique et chloriteux avec biotite résiduelle, s'associe au trias calcaréodolomitique, avec une petite imbrication de calcaire gris entre deux, en plus de celui qui est disposé normalement. Au Montzalet, il y a plusieurs imbrications de cargneules, calcaires dolomitiques et calcaires gris, comme le montre la carte. Quant au trias calcaréodolomitique qui se trouve plus bas sur le flanc W de la crête, il appartient à une masse glissée.

Citons encore quelques petites lentilles calcaréodolomitiques accompagnant la lame de quartzite micacé intercalée dans les schistes lustrés entre l'A.Pila et le pt.2567; et, entre Mont-Roz et Larsinaz, au bord W du torrent Grauson, du côté septentrional des calcaires dolomitiques plongeant fortement vers N, un peu de quartzite et de brèche analogue à celles que nous avons vues sous le permocarbonifère de la mine.

Les schistes lustrés de ce secteur sont en grande majorité de types banals, mais des intercalations de micaschistes plus ou moins grenatifières, de quartzites micacés, et de petites lentilles calcaires, se rencontrent en maints endroits, en partie notés sur la carte. SM, rien de particulier à signaler, si ce n'est, entre Ecloseur et Pila, des sl. avec de tout petits fragments détritiques qui semblent provenir de diorite; et, en divers endroits, un peu de biotite résiduelle dans la chlorite, qui témoigne de conditions mésozonales avant la diaphtorèse. Parmi les prasinites, je n'en ai pas remarqué qui s'écartent vraiment des types habituels décrits plus haut. De même, entre elles et les sédiments mésozoïques, les métamorphismes de contact sont analogues à ce qui a déjà été noté.

Quant aux gneiss albitiques permocarbonifères ex-rhyodacites que montre la carte au NW du M.Creya et dans le cirque Money, nous avons vu à la fin du chapitre précédent leur paragénèse et leur rôle tectonique, et il est donc inutile de le répéter ici.

Dans le cirque de Grauson, entre les crêtes M.Creya-Invergneux et Tersiva-P.Leppe, les strates mésozoïques épousent la forme en S (vu de l'W) qui caractérise l'arrière de la nappe Emilius, mais avec une multitude d'imbrications et d'ondulations secondaires plus ou moins accentuées dont la direction est généralement comprise entre EW et WEW-ENE, avec une descente axiale irrégulière vers l'E.

La forme en S de la nappe Emilius et de son substratum mésozoïque à son arrière résulte évidemment de glissements différentiels et de cheminement plus rapide de parties supérieures, créant en certains endroits un début d'enroulement et renversant le substratum mésozoïque sur la nappe elle-même. (Cf. l'involution des nappes simploniques au Monte-Leone et Wasenhorn, et, dans le périmètre de la carte, les replis de P.Crevasse-C.Traje et de P.Rossa, etc.)

Les schistes lustrés et ophiolites de la P.Leppe appartiennent donc au substratum des gneiss Emilius et ces ophiolites (prasinite+serpentine) proviennent vraisemblablement de la zone Sesia, comme l'énorme masse ophiolitique du flanc septentrional de l'Emilius et comme la prasinite englobant du trias calcaréodolomitique métamorphosé que nous avons vue au contact des gneiss Emilius sur l'arête Arpisson-Coppi (la superposition des gneiss aux ophiolites résultant d'une subduction antérieure à l'écoulement), tandis que les schistes lustrés voisins appartiennent aux sédiments du complexe SB/MR dont la plasticité a beaucoup facilité l'écoulement des masses Sesia (marnes devenant schistes lustrés).

A ces considérations tectoniques ajoutons les quelques détails suivants. Les schistes lustrés de la P.Leppe sont de type banal; les prasinites sont faites d'albite poeciloblastique, épidote, actinote sodifère, chlorite avec biotite résiduelle, grenat en quelques phénoblastes partiellement diaphtorisés en chlorite; et les serpentines sont un peu chloriteuses, avec quelques petits amas de talc sporadiques. Ces strates mésozoïques et les gneiss sous-jacents plongent en moy. SSE, mais avec de nombreux replis.

La plupart des prasinites qui sont à l'E et NE de l'A.Grauson-neuf, c.à.d. au commencement du recouvrement secondaire de la P.Leppe,

sont analogues aux précédentes et comportent aussi des plissements. Près du pt.2653 elles englobent quelques lentilles d'albite avec épidote, actinote, quartz, orthose, pyrite et limonite, curieux remplissage de fissures atteignant 1 m d'épaisseur.

Autour de l'A.Pralognan et jusqu'au SE de l'A.Grauson-vieux, des quartzites muscovitiques avec chlorite, épidote, grenat, apatite, tourmaline, oxyde de fer, forment de grandes intercalations dans les schistes lustrés ordinaires (voir carte) mais ne dérivent que d'épisodes de sédimentation simplement argilogréseuse dans la série mésozoïque SB. De nombreux replis dont la direction varie d'EW à WEW-ENE affectent ces quartzites et schistes lustrés ordinaires.

Telles sont les particularités des strates mésozoïques SB qui s'étendent du bas de la vallée de Cogne au méridien d'Invergneux et qui se trouvent là, dans l'ensemble, en position normale au-dessus du Paléozoïque SB ou du Mésozoïque MR, les inversions dues à la Première ou à la Deuxième phase tectogène n'étant que des phénomènes locaux. Mais dans le périmètre de la carte, au SW des strates précédentes, il nous reste à voir un Mésozoïque SB qui se trouve, lui, dans une position différente. C'est celui qui descend du Col Belleface et du col Traje sous le flanc inverse du permocarbonifère déversé dans la fosse Mont-Rose; autrement dit, le Mésozoïque SB qui affleure *dans le vallon du Traje, au col Belleface et sur le versant oriental du Valsavaranche*.

Du col Belleface au pt.2832, les cargneules, les calcaires dolomitiques blancs et les calcaires gris ont une grande épaisseur, tandis qu'ils sont très laminés et d'épaisseur très réduite dans leur prolongement NW, sous le flanc inverse du permocarbonifère, comme le montre la carte. Au col même, des replis, des indentations, du gypse, de la serpentine et un écroulement créent des complications dont il est inutile d'indiquer ici le détail mais qui apparaîtront sur les coupes. Près du pt.2832, les strates plongent env. 30° NNW et leur stratigraphie, typique, apparaît d'une manière simple. Sous les gneiss albitiques minuti, les cargneules sont visibles sur une quarantaine de m d'épaisseur mais comportent probablement encore quelques dizaines de m d'épaisseur sous les éboulis. Puis viennent des calcaires dolomitiques blancs, lités, épais de 8 ou 10 m; le passage se faisant en un certain endroit brusquement, mais un peu à côté avec une intercalation de calcaire dolomitique jaune épaisse de quelques dm. Au-dessous, une série épaisse de 4 ou 5 m, faite d'alternances de lits ou bancs de calcaires dolomitiques blancs, de calcaires

gris plus ou moins micacés, et de schistes lustrés de type banal; l'épaisseur de ces lits ou bancs variant de quelques cm à quelques dm. Puis, une autre série d'alternances, épaisse d'env. 10 m, faite de calcaires gris micacés et de schistes lustrés ordinaires; l'épaisseur des bancs ou lits variant de 2 ou 3 dm à 1 ou 2 m, et l'orientation étant encore environ 30° NNW. Plus bas, les schistes lustrés et prasinites que montre la carte.

Plus au NW, sur le flanc de la vallée, ces cargneules attenantes aux gneiss et ces calcaires dolomitiques sont laminés et s'amincissent très vite, n'ayant que les épaisseurs figurées sur la carte. Par endroits, quelques calcaires gris, également laminés, s'intercalent sporadiquement entre ces strates et les schistes lustrés sous-jacents. Dans le grand ravin Raisin, au N de Mésoncles, les calcaires dolomitiques montrent des plis de l'ordre du m et du dm, dont les axes sont dirigés SW-NE et à peu près horizontaux. Ils ont été évidemment un peu dérangés par le soulèvement GP, mais ne paraissent pas avoir subi de fauchage, et dans ce cas ils ne s'écartent que peu de la direction originelle et semblent donc appartenir à la Première phase tectogène (cf. les plis approx. EW si fréquents dans la N.Emilius et son substratum).

Dans le vallon du Traje et au col qui le fait communiquer avec le haut du vallon de Nomenon, la disposition des strates est analogue mais davantage masquée par les éboulis. Les calcaires dolomitiques contiennent aussi un peu de phlogopite, chlorite incolore et quartz; et les calcaires gris comportent aussi du quartz, phlogopite, clinocllore et matières charbonneuses. Au milieu des cargneules, près de Chenaux, on rencontre une lame de schiste lustré longue d'env. 2 m et épaisse d'env. 20 cm, qui n'a aucune brisure et qui montre la plasticité extrême qu'avait le milieu enrobant avant que le gypse en soit éliminé.

En somme, le Mésozoïque SB compris entre le vallon du Traje et le cirque de Mésoncles, en position inverse sous les gneiss permocarbonifères SB, est fait de cargneules et de calcaires dolomitiques blancs, de calcaires gris spécifiques de la zone SB, et sans doute aussi de quelques schistes lustrés; mais ceux-ci reposent sur les schistes lustrés MR connexes des grandes masses prasinitiques MR du Pousset, de la Grivola et du Valsaranche, et la discrimination exacte de ces deux groupes de sl. n'est évidemment pas possible. Il n'y a cependant pas lieu de regretter beaucoup cette impossibilité de discriminer des roches trop analogues les unes aux autres, car ce qui importe surtout, en l'occurrence, c'est de

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 grenatiformes (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 féminiques.

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 glaucophanitiques et de lits micaschisteux, 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 féminique.

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 paragénèses 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 clinozoïsité 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 ignimbritiques pouvaient fort bien continuer à remplir cette condition durant leur épi-métamorphisme; 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 volcanologiste 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 reproduis 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, clinozoïsité, 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, clinozoïsité 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, clinozoïsité et sphène; ex-rhyodacite; tracée sur la carte.

D'autres échantillons 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.Arpiison 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, clinozoïsité-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, clinozoïsité, 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 diaphtorisée, 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 diaphtorisées 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 plissotements 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 diagénésisés, 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 féminiques, 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 mésitine. 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 cisaillantes 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'écaillés 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, zoisite, 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 nommerons Gimillian et qui correspondent peut-être au Buhl;
- 3) une deuxième phase d'entaille et de dépôts morainiques, que nous nommerons Champlong et qui correspond peut-être au Gschnitz;
- 4) une troisième phase glaciaire, que nous nommerons 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

l'alt.env.1700). On voit, en effet, près de Bettères, de gros blocs granitiques qui sont originaires de la coupole Grand-Paradis ou du Mont-Blanc et qui ont été évidemment déposés là par le glacier wurmien; et sur la terrasse de Taverone d'une part, au Montzecco d'autre part, on observe des galets striés et des blocs erratiques qui ne proviennent pas des pentes sus-jacentes et ne peuvent donc être, à cette altitude, que des résidus de moraine wurmienne lessivée.

Des formes qui paraissent avoir échappé en partie à l'érosion et peuvent bien être quelques restes de surface wurmienne, semblent exister ça et là dans les divers embranchements de la vallée de Cogne, à des altitudes variant d'env.2800 dans les parties hautes de ces embranchements à un peu moins de 2000 dans le bas de la vallée. De même, dans le Valsavaranche et dans les vallons compris entre la Doire et la vallée de Cogne. Mais ces vestiges, ces parties un peu ménagées par l'érosion ne peuvent naturellement pas être délimitées avec rigueur, et en attendant qu'une coordination détaillée soit faite cartographiquement, mentionnons simplement les abords du lac Testa, le Plan-de-Montzalet, la terrasse de Taverone et sa continuation à l'E, le flanc E du M.Erban, les parages de la P.Vadaille, l'épaulement surplombant au SE Dégioz-Valsavaranche, et certaines parties des cirques Lauson, Nomenon, Arpisson, Arbole, Laures, Lussert, Bardoney, que la glace a protégées pendant longtemps des pluies et des eaux courantes.

Quant aux dépôts caractéristiques mais rares qui subsistent sur ces vestiges de surface wurmienne, voici quelques détails significatifs à propos de ceux de Taverone, de Montzecco et de Valsavaranche.

Les premiers consistent en blocs et en galets parfois striés de serpentine, et représentent les résidus d'une moraine lessivée, c.à.d. les résidus d'une moraine dont les matières argilosableuses et graveleuses ont été désagrégées et emportées par le ruissellement. Il n'y a, en effet, pas de serpentine dans les pentes surmontant Taverone, et près du pt.2332 de gros blocs serpentineux reposent directement sur les schistes lustrés, montrant qu'il ne peut s'agir ici de désagrégation éluviale d'un laccolite sous-jacent à ces restes morainiques auxquels s'ajoutent d'ailleurs des éboulis. L'absence de gneiss granitiques et de gneiss pc. n'a évidemment rien d'étonnant sur ce versant droit de la vallée, et la prépondérance extrême des éléments serpentineux dans ce glaciaire lessivé s'explique par la dureté de ceux-ci, la désagrégation relativement facile des sl. et calcaires, et la faible proportion de prasinites dans le Mésozoïque SB.

Les blocs erratiques du flanc septentrional de Montzecco sont des blocs gros et petits de gneiss granitiques et, en quantité moindre, de gneiss pc. minuti. Ils sont en majeure partie répartis entre les alt. 2000-2080 et accompagnés, mêlés d'éboulis ou débris de pentes, et il est possible et même probable que des glissements les aient amenés si bas; mais en tout cas des blocs homologues (orthose un peu microclinisé, plag.acide, quartz, biotite et muscovite) reposent, aux alt. 2170-90, directement sur des sl. de la petite crête WNW-ESE ou dans le voisinage immédiat de celle-ci. On voit donc en ces lieux d'une part la présence de moraine wurmienne lessivée, et d'autre part l'inexistence de la lentille de Paléozoïque dans les strates mésozoïques du Montzecco qu'indique la carte géologique 100.000.

Autres cas de reste morainique plus que probablement wurmien. Au-dessus de Dégioz, dans le Valsavaranche, quelques blocs de gneiss granitiques (dont un atteignant 2 m) apparaissent dans les parties inférieures de l'éroulement presque entièrement prasinitique qui s'étend sur 1 km au NNW du chalet dénommé LaTour, entre les alt. 2250-2700 (sl.+serp. ne constituent même pas 1/10 de la masse éroulée, qui est relativement récente puisqu'elle recouvre le bord de la moraine provenant du cirque W de la Grivola). Les 4 ou 5 blocs granitiques Gr.Paradis que j'ai remarqués là (microcline et plag.acide, quartz, muscovite et biotite un peu chloritisée, grenat, zoïsite, sphène et apatite) et les quelques blocs de gneiss pc. qui les accompagnent, n'étaient pas insérés dans les strates prasinitiques avant leur éroulement; ils appartenaient à la moraine recouvrant une surface vraisemblablement wurmienne du genre Taverone, et, sur l'épaule, ils ont été mélangés aux blocs prasinitiques pendant l'éroulement.

Ayant ainsi vu trois types de reste morainique wurmien: résidus de moraine lessivée, in situ ou partiellement glissés, et blocs morainiques mélangés à des blocs éroulés, notons encore ces deux cas.

Parmi les nombreux blocs erratiques de gneiss Emilius qui se trouvent au SE de Tsaplane (voir carte) ceux d'en-haut peuvent bien être des résidus de moraine wurmienne lessivée; leur présence en ces lieux ne peut guère s'expliquer autrement.

Au SW de Cogne, les masses glissées ou éroulées des abords de l'Ouille jusqu'au torrent de Valnontey comportent des éléments morainiques, car on y trouve des galets de serpentine striés, des blocs migmatitiques et des blocs de gneiss permocarbonifères disposés chaotiquement

dans une pâte argilosableuse et caillouteuse. Mais qui pourrait dire si ces éléments proviennent des hauteurs et sont wurmiens, ou si ce sont des éléments de phases postwurmiennes ?

Phase Gimillian

Après le retrait des glaciers wurmiens, l'érosion a fait, dans la surface wurmienne, les plus larges des entailles successives qui caractérisent la vallée de Cogne; elle a fait les entailles du système auquel appartiennent la terrasse de Gimillian et les parois homologues de celle que surmonte la terrasse de Taverone.

A la fin de cette période d'érosion, en effet, la terrasse de Gimillian appartenait sans doute aux parties les plus profondes de la vallée, aux parties basales de l'auge nouvelle, pourrait-on dire. Et lorsque la glace est ensuite revenue, elle a déposé là, et évidemment ailleurs dans la vallée, un important revêtement morainique. Ailleurs, la plupart des dépôts de cette phase ont dû être atteints et emportés par les diverses périodes d'érosion et d'entailles ultérieures; tandis que sur la terrasse de Gimillian, pour des raisons qu'il reste à définir, il semble que la majeure partie des moraines de cette phase a échappé à l'érosion et s'est maintenue dans son état initial.

C'est, en effet, dans son état initial qu'apparaît ce glacière à 300 m au SW de l'église de Gimillian, dans un talus surplombant des pentes raides. Les éléments de la « moraine de fond » qui se trouve là n'ont pas du tout été remaniés; la moraine est tout-à-fait fraîche. La masse n'est pas stratifiée, et on a là, disposés chaotiquement dans une pâte argilosableuse, des débris plus ou moins anguleux variant de quelques mm à plusieurs dm, et aussi des blocs de 1 et 2 m à arêtes vives ou plus ou moins émoussées, et en outre de nombreux galets de serpentine très nettement striés (pas vu là de gneiss granitiques).

Cette phase glacière, il convient, ce me semble, de la dénommer dans cette partie des Alpes « phase de Gimillian » car elle est en ce lieu particulièrement bien marquée et particulièrement typique. Est-elle l'équivalent du Buhl ?

Si, dans la vallée de Cogne, on ne peut repérer d'autres restes morainiques de cette phase qu'en peu d'endroits (bloc d'éclogite erratique du pt.1948 près Lillaz, dépôt initial de la terrasse Vardetta, etc.) c'est sans doute parce qu'entre cette phase d'extension glacière et les phases suivantes, l'érosion a fait son œuvre, comme elle avait déjà commencé à

le faire auparavant pour les dépôts wurmiens, qui sont encore plus sporadiques, encore plus lacunaires dans ces parties internes des Alpes.

Phase Champlong

Au-dessous de la « moraine de fond » de Gimillian que nous venons de voir, s'étendent d'autres « moraines de fond » qui résultent, elles, d'une deuxième phase post-wurmienne. D'Epinel à Lillaz elles apparaissent avec régularité sinon continuité, et l'on voit qu'elles se sont déposées dans un système d'entailles plus étroites que celles du système Gimillian; elles se sont déposées dans une auge glaciaire semblable à la précédente mais plus petite, ces deux auges étant en quelque sorte gigognes.

De toute évidence, la disposition de cet ensemble morainique Lillaz-Epinel procède d'un retrait des glaciers de la phase Gimillian, d'une reprise de l'érosion et d'une nouvelle création d'entailles, puis d'une nouvelle phase d'extension glaciaire.

Cette deuxième phase post-wurmienne, il convient de la dénommer « Champlong » car ce lieu est en plein dans sa moraine et n'en comporte apparemment pas d'autre. Mais cette phase, est-elle l'équivalente du Gschnitz ? Telle est la question qui se pose encore.

Ajoutons à propos de phase Champlong que des moraines de cette période subsistent sans doute en beaucoup d'endroits de la vallée de Cogne et du Valsavaranche; mais souvent elles paraissent se juxtaposer à d'autres moraines et se confondre un peu avec elles; on ne peut pas les discriminer avec certitude, et sur la carte j'ai préféré n'indiquer que l'ensemble Epinel-Lillaz.

Phase Valnontey

Un retrait glaciaire, une érosion et une nouvelle avancée de la glace, ont vraisemblablement succédé à la phase Champlong, mais à une échelle très modeste en comparaison des deux phases post-wurmiennes précédentes.

Près de Cogne, en effet, la moraine Champlong de la terrasse de Sylvenoire (recouverte abondamment de masses prasinitiques écroulées) paraît avoir été tronquée sur son bord W par le torrent de Valnontey, et cette ablation n'a pu se faire, évidemment, qu'après le retrait du glacier de l'Eyvia en amont de Cogne. Or, il existe à env. 500 m au S de Cogne un petit cordon morainique latéral (tronqué au N par un

ravinement ultérieur) qui représente l'un des stades du grand glacier de Valnontey et qui montre que celui-ci s'est encore avancé sur l'espace dégagé par l'abrasion de la moraine Champlong. Tout cela est très petit par rapport aux phases Gimillian et Champlong, mais c'est le même cycle, le même genre de phénomène, qui s'est répété une dernière fois avant le retrait des glaciers dans leurs nombreux cirques latéraux.

(Près du village de Cogne le matériel morainique roulé existant sur la surface abrasée dans la moraine de Champlong est probablement mince et n'est représentée que symboliquement sur la carte; et de même, la limite Champlong-Valnontey n'est figurée qu'approximativement, car il n'est là guère possible de discriminer exactement ces deux glaciaires.)

Glaciaire des cirques

Des dizaines de moraines des cirques latéraux, anciennes ou récentes, et des dizaines de cordons morainiques, simples ou sériés, sont indiqués sur la carte.* Ces moraines de cirques sont de types très divers, mais la plupart de leurs caractéristiques sont immédiatement visibles sur ce levé au 25000 et il est donc inutile de les décrire ici. Notons simplement à propos de crêtes morainiques que quelques unes d'entre elles peuvent à première vue donner l'impression qu'elles sont comme les autres des crêtes originelles d'accumulation morainique, mais elles ne résultent en réalité que de ravinements faits de part et d'autre; elles constituent ce que je nomme dans la légende: crêtes résiduelles d'érosion.

Moraine de Gressan

A env. 2 km d'Aoste s'élève une curieuse crête morainique, dénommée Côte-de-Gargantua, qui a été longtemps considérée comme une moraine Gschnitz des glaciers du Grand-Paradis et du Mont-Blanc, mais qui est en réalité une réunion de crête morainique originelle et de crête résiduelle d'érosion, dérivant du glacier Valetta-Drinc et du torrent de Gressan. Ceci n'est cependant pas évident à première vue et il peut être utile que la description que j'ai donnée en 1955 dans ces *Archives* soit reproduite ici.

Cette crête morainique attire de loin le regard par la régularité étonnante de ses flancs et par la façon très curieuse dont elle est disposée, toute seule,

* Je renvoie à la carte de GB. Dal Piaz pour les cordons morainiques que ses observations ont savamment décelés dans le cirque du Lauson. Ils sont uniques au monde et passent allégrement de la moraine ancienne à la moraine récente.

entre la Doire Baltée et la base des montagnes qui s'élèvent au sud. Elle se détache, en effet, de celles-ci comme un éperon de 7 ou 800 mètres, en dominant d'une centaine de mètres le cône de déjection du torrent de Gressan qui s'étend à son pied ouest; et à première vue il n'y a rien de très apparent pour la raccorder à un système glaciaire bien net.

Est-ce cette particularité et les quelques éléments de gneiss œillés inclus dans cette moraine, ou d'autres raisons encore, qui ont incité Novarese* à la considérer comme une moraine du glacier principal de la Vallée d'Aoste, et plus particulièrement comme un cordon latéral ou terminal de son *stade d'Aymaville*, c'est-à-dire du *Gschnitz*? Je ne sais; mais pour distinguer correctement les stades de retrait postwurmien et ne pas s'égarer à propos de cette Côte de Gargantua, je crois qu'il faut surtout se dire ceci.

Deux arêtes doivent être là bien distinguées. D'une part, celle qui descend du point coté 775 jusqu'à la courbe 625, sur une distance de 500 m environ, avec une direction approximativement NNE et une légère convexité vers l'WNW; et d'autre part, l'arête rectiligne, tout-à-fait horizontale, qui file du point 775 vers le S 10° E sur 200 m environ, jusqu'à la petite échancrure séparant la Côte de Gargantua des bas flancs de la montagne, également morainiques.

La première de ces arêtes me paraît avoir appartenu au tronçon terminal de la principale moraine latérale du glacier qui, ducir que P.Valetta-P.Pierre, est vraisemblablement descendu jusqu'à la Doire encore longtemps après le retrait du glacier principal de la Vallée. Autrement dit, un simple segment de *cordon morainique du glacier local* que nous dénommerons pour faciliter le langage: glacier d'Eaux-froides, du nom du tunnel qui débouche au milieu de son ancienne aire d'extension.

Tandis que la seconde des arêtes précédentes n'est sans doute qu'une *crête résiduelle d'érosion*, créée latéralement par le torrent de Gressan après que la disparition relativement récente du glacier d'Eaux-froides ait permis le rassemblement des eaux courantes sur cette partie du flanc de la montagne, et que le torrent se soit frayé un passage au travers du cordon morainique précédent, en le coupant obliquement et en étalant en contre-bas un vaste cône de déjection.

Des vestiges de cordon morainique correspondant à la même extension du glacier d'Eaux-froides paraissent d'ailleurs exister encore sur l'autre versant du torrent de Gressan, et ils paraissent là s'étendre des chalets de Noaglia jusqu'à celui de Bren, entre les altitudes 900 et 1650 approximativement, mais la destruction par érosion, les glissements, les apparences similaires que peuvent créer les strates de schistes lustrés constituant le substratum rendent cette question douteuse. De même, on ne peut qu'être incertain à propos du restant de cordon qui paraît subsister entre Périel et Viseran, un peu à l'intérieur de celui que représente la Côte de Gargantua.

En parcourant cette Côte on voit que le matériel morainique correspond bien aux roches mésozoïques du cirque P.Valetta-P.Pierre et qu'il y a ainsi pleine confirmation pour l'origine indiquée par la morphologie. En effet, dans une pâte argilo-sableuse, on observe là des débris anguleux ou arrondis dont la taille varie de quelques mm à plus d'un m, et l'on voit que ce mélange plus ou moins chaotique d'éléments graveleux, caillouteux et de blocs de toute

* Voir dans sa belle étude du Quaternaire de la Vallée d'Aoste (Bol.Com. Geol. 1916) les pages 167 à 169.

taille est essentiellement fait de: schistes lustrés, calcaires gris plus ou moins micacés, calcaires dolomitiques, quartzites micacés, quartz provenant de veines, prasinites diverses, serpentines rarement striées (il s'agit d'une moraine marginale et non d'une moraine de fond), ces ophiolites constituant approximativement $\frac{1}{4}$ du matériel. Tous ces débris sont répartis le plus souvent d'une manière chaotique, typiquement morainique, mais parfois avec quelques dispositions litées résultant soit de petits glissements, soit de remaniement fluvioglaciaire.

En somme, toutes les roches qui se trouvent dans le cirque glaciaire sus-jacent. Mais, par ci par là, d'une manière extrêmement subordonnée (moins que 1%) on remarque quelques blocs ou fragments plus petits faits de gneiss ceillés, de granites porphyriques, de gneiss minuti et de tonalites, qui paraissent être originaires du Grand-Paradis plutôt que du Mont-Blanc, et qui proviennent sans doute de la reprise des dépôts wurmiens dont on peut observer quelques restes lessivés près de Betteres et d'Eaux-froides, aux altitudes 1500-1700; cette reprise n'ayant évidemment rien d'étonnant lorsqu'on pense à la façon dont certains éléments meubles peuvent être agglutinés et enrobés par la glace à sa base puis redéposés plus loin.

Cette moraine de Gressan est vraisemblablement homologue des moraines de Vieyes-Nomenon, Epinel-Traje, Ronc-Vermiana, etc. et c'est probablement à la phase Valnontey qu'appartiennent ces divers dépôts, qui montrent en tout cas que les glaciers des cirques latéraux sont descendus au fond de la vallée longtemps après le retrait du glacier principal.

Masses glissées ou écroulées

Dans le nombre des masses glissées, écroulées ou éboulées que représente la carte, env. une centaine, il s'en trouve de tous les types, de toute espèce.

Quelques-unes de ces masses figurées en olive sont des accumulations de blocs de toute taille qui proviennent de strates complètement brisées et qui sont tombées brusquement, pêle-mêle; la chute ayant probablement été déclanchée dans la plupart des cas par un séisme. D'autres résultent de glissements lents, extrêmement lents, et comportent encore, au milieu d'éléments plus ou moins broyés, des strates fracturées mais relativement peu disloquées qui peuvent donner à un œil non averti l'impression d'être encore en place; comme par ex. la masse olive de l'A.Grauson, ou celle qui s'étale sous les parois d'Invergneux (plus de 1.1/2 km de l'E à l'W) et qui apparaît sur la carte géologique 100.000 comme roches en place et moraine (à Grauson aussi).*

* *La masse glissée et certainement très apte à glisser encore* sur laquelle on a posé le barrage de Valgrisanche, est un autre exemple de telles solifluxions. Elle résulte du lent affaissement, du tassement d'un épaulement latéral, après le retrait du glacier principal.

Entre ces deux types bien différenciés de masses descendues : amas de blocs tombés brusquement et masses glissées lentement, il existe naturellement dans la vallée de Cogne et dans le Valsavaranche toute une série de genres intermédiaires et des variétés aberrantes dont l'énumération allongerait trop cette Notice explicative. Limitons-nous donc ici à spécifier que nombre d'éroulements ou glissements indiqués sur la carte comportent, à côté des débris de strates brisées et tombées, les éléments éparpillés des moraines qui recouvraient ces strates. Et ne détachons que les trois cas suivants, qui nécessitent ces quelques explications.

Les éroulements de Sylvenoire sont surtout prasinitiques mais comportent, avec un peu de sl. et serpentine, nombre de blocs granito-gneissiques qui dérivent vraisemblablement de moraines latérales Champ-long; celui qui est hachuré aurait sans doute un peu recouvert l'emplacement de la petite moraine latérale voisine de Cogne, si cet emplacement n'avait été occupé par la glace de la phase Valnontey. Sur la Cretetaz, ce mamelon qui s'élève en face des serpentines de Larsinaz-Colona, ce doit être un éroulement sur place, car ce mamelon est entièrement recouvert de blocs serpentineux, et ceux-ci ne débordent que sur le glacière de Tarabouc avoisinant. Sur le flanc W de la Pt. Pierre (kaki et hachures olive) ce sont des paquets de calcschistes plus ou moins glissés, comportant quelques ophiolites et se trouvant mélangés avec des moraines de névé et beaucoup de débris de pentes (pas vu là de blocs gneissiques pouvant constituer un reste wurmien).

Quant aux « strates affaissées, masses fracturées, prêtes à s'écrouler » de la légende, plus d'une quinzaine sur la carte, il n'y a évidemment pas à préciser davantage.

Alluvions; éboulis

Les cônes torrentiels et les autres dépôts alluvionnaires que montre la carte n'ont apparemment pas besoin de commentaires. Les éboulis et autres débris de pentes, non plus.

Mais à propos de ces derniers, il faut cependant noter que la plupart des cônes d'avalanches périodiques et la plupart des arcs dénommés moraines d'avalanches s'accroissent au printemps par des tombées de pierres et de neige mélangées, ou par des chutes de pierres se détachant de parois et glissant sur la neige qui est encore accumulée à l'intérieur des arcs ou croissants et qui ne laisse dépasser que leur crête, où la pierre s'arrête.

Et à propos d'alluvions (qui ne sont très souvent faits que de matériel morainique remanié, roulé) il faut noter qu'elles s'accumulent en certains

endroits mais qu'en même temps, un peu plus loin, des gorges se taillent dans des ruptures de pente et des verrous rocheux (à Lillaz, Cretaz, Chevril par ex. mais aussi en beaucoup d'autres endroits). Ce qui n'a rien d'étonnant, car cette tendance à l'aplanissement et ce rajeunissement que les eaux courantes créent côte à côte, cet alluvionnement et ce genre d'abrasion que l'on voit se faire simultanément (et aussi la disposition de certaines masses glissées, celle du barrage de Valgrisanche par ex.) sont évidemment le propre d'un relief qui est encore jeune, d'un relief qui ne s'est pas beaucoup modifié depuis le retrait des glaciers.

Conclusions *

Récapitulons sous ce titre les connaissances et notions *nouvelles* qu'apporte mon travail dans le Val d'Aoste, et nous verrons en même temps les transformations profondes qu'elles impliquent dans ce que l'on connaissait ou pensait de la structure, du mode de formation, et de la pétrographie des Alpes.

1) Les vastes et classiques recouvrements Saint-Bernard/Mont-Rose sont antérieurs aux déversements Sesia et résultent des premiers grands mouvements de la tectogénèse alpine. Les attribuer à une phase tectogène tardive, comme on l'a fait d'une manière si générale pendant une quarantaine d'années et comme certains géologues continuent à le faire aujourd'hui encore, c'est aboutir à une conception illogique, pleine de contradictions, et c'est maintenir la géologie alpine dans une impasse. Tandis qu'en les concevant comme des *déversements de masses Saint-Bernard dans une fosse Mont-Rose lors d'une première phase tectogène, à la fin du Jurassique*, on les insère d'une manière simple et logique dans la tectogénèse alpine et l'on voit cette notion (tout-à-fait nouvelle lorsque je l'ai énoncée en 1949, 50 et 51) pleinement confirmée par les retroussements qui caractérisent les écailles Saint-Bernard près de la mine et en d'autres endroits de la vallée de Cogne (retroussements évidemment dûs au passage des masses Sesia lors d'une deuxième phase tectogène).

2) A l'ajustement isostatique qui a formé la coupole Grand-Paradis, est due l'inversion de pendage des recouvrements SB/MR. Au lieu des

* Ces conclusions ont paru dans les *CR.Ac.sc.* des 20 et 27 nov. 1961.

inclinaisons qui ont permis aux masses SB de fluer dans la fosse MR, on a aujourd'hui ces pendages vers le N qui caractérisent les vallées de Cogne et de Valsavaranche.

3) La nappe Emilius ne doit plus être envisagée comme une simple masse de roches prétriasiques d'âge indéterminé, et son mode de formation n'est plus un problème irrésolu. Elle est faite de plusieurs grandes écailles: à la base, une écaille mésozoïque en majeure partie ophiolitique, et au-dessus, des écailles permocarbonifères avec copeaux de trias calcaire entre elles. Et sa structure imbriquée provient vraisemblablement de subductions cisailantes *éocrétacées*, faites successivement et côte à côte dans la zone Sesia; cette structure s'étant grosso modo maintenue lors d'un glissement en bloc, en paquet, sur les sédiments mésozoïques (marnes se transformant en schistes lustrés) du complexe Saint-Bernard/Mont-Rose, pendant la période d'écoulement qui a fait suite aux subductions. Il est plus que probable, en effet, qu'il y a eu ici un processus créateur de nappes analogue à celui que j'ai mis en évidence dans l'aire des nappes simploniques (Arch. sc. 1954 et CR. Ac. sc. 1957): subductions cisailantes (*phénomène primordial*) suivies d'écoulement par gravité dans la dépression créée par les subductions elles-mêmes (*phénomène complémentaire et amplificateur*).

4) Les plis en S ou en Z qui caractérisent le bord méridional et le bord occidental de la nappe Emilius ont été très bien remarqués par Em. Argand, qui les reliait les uns aux autres par une « giration » et les considérait donc comme contemporains. Mais, en dissociant complètement ces plis, j'attribue celui du bord sud, pli longitudinal, à un cheminement plus rapide des parties supérieures de la nappe (cf. la complication du Monte-Leone), tandis que les plis transversaux du bord W et de l'intérieur de la nappe sont, à mon sens, postérieurs et résultent vraisemblablement d'un écoulement latéral dû au soulèvement que montre la masse paléozoïque du bas de la vallée de Cogne (cf. le pli transversal d'Antronapiana).

5) La genèse du géosynclinal alpin ressort des faits suivants:

- a) Le trias calcaréo-dolomitique, lagunaire ou néritique, est d'épaisseur restreinte dans la zone Gr.Paradis-Mt.Rose et il fait même complètement défaut dans la partie médiane de cette zone, remplacé à la base de la série mésozoïque par des ophiolites; tandis que ce trias est au contraire bien développé dans la zone Saint-Bernard.
- b) La proportion d'ophiolites est beaucoup plus grande dans le Mésozoïque Gr.Paradis-Mt.Rose que dans le Mésozoïque Saint-Bernard.

Or, la proportion d'ophiolites correspond évidemment à l'importance du volcanisme basaltique géosynclinal, qui est lui-même fonction directe de l'intensité des fissurations de l'écorce terrestre que créent les distensions ou étirements de cette écorce. Et il appert donc, dans ces conditions de répartition des ophiolites et des calcaires dolomitiques, que non seulement la zone Mont-Rose s'est affaissée et immergée d'une manière relativement rapide, dès le début du géosynclinal alpin, mais qu'elle s'est en même temps étirée et fissurée intensément, de bas en haut de l'écorce terrestre, pour livrer passage au magma basaltique subcrustal. Autrement dit, c'est dans la zone Mont-Rose que s'est rapidement établie la fosse principale du géosynclinal alpin, avec un fort volcanisme basaltique; tandis que régnaient des conditions épicontinentales dans l'avant-pays, des conditions intermédiaires dans la zone Saint-Bernard, et, dans la zone Sesia, un affaissement et un volcanisme apparemment moindres que dans la zone Mont-Rose. On voit donc nettement que les conditions préliminaires du *déversement Saint-Bernard dans la fosse Mont-Rose lors d'une première phase tectogène* étaient réalisées dès le début du géosynclinal alpin, et l'on voit aussi tout ce qu'il y a d'absurde dans la *Reliefumkehrung* que certains géologues invoquent aujourd'hui encore.

6) En plus des différences précédentes dans le Mésozoïque des zones Mont-Rose et Saint-Bernard, je dois mettre en évidence celles-ci:

a) Des calcaires gris plus ou moins micacés s'intercalent très fréquemment entre calcaires dolomitiques et schistes lustrés de la zone Saint-Bernard (en violet sur la carte), tandis que la transition est toujours brusque dans la zone Mont-Rose. — b) Des schistes lustrés conglomératiques et bréchiques apparaissent dans la zone Saint-Bernard, tandis que je n'en ai jamais rencontré lors de mes levés dans la zone Mont-Rose.

Ceci résulte évidemment d'un approfondissement beaucoup moindre de la zone Saint-Bernard, et corrobore ce qui a été dit plus haut à propos d'évolution du géosynclinal et de Première phase tectogène.

7) Le Paléozoïque Saint-Bernard de la vallée de Cogne (Arch. 1951) et le Paléozoïque Saint-Bernard du large secteur médian Etroubles-Liddes (Arch. 1959) doivent tous deux être considérés comme des éléments d'une « couverture postorogénique hercynienne, permocarbonifère » et sont essentiellement faits de:

α) gneiss albitiques à grain fin (gn. minuti) dérivant de volcanites acides, en majeure partie rhyodacitiques, tufs ou ignimbrites, remaniées ou non; β) micaschistes, quartzites, arkoses, conglomérats, phyllades, etc. provenant de la désagrégation des volcanites précédentes ou du socle

antécarbonifère, dans des conditions postorogéniques continentales que montrent aussi les intercalations charbonneuses ou graphiteuses;

γ) granodiorites plus ou moins diaphtorisées en gneiss albitiques non minuti: restes de cheminées d'appareils volcaniques permocarbonifères, ou restes de foyers subvolcaniques connexes des montées diapiriques de magmas acides résultant de la fusion du bourrelet infracrustal à la fin de la tectogénèse hercynienne (la grande masse de Cogne-Valsavaranche notamment).

Lorsqu'en 1951 pour le Val d'Aoste et en 1954 pour l'Ossola, j'ai envisagé les *gneiss albitiques minuti* comme des *roches volcaniques diaphtorisées*, en basant cette notion sur une série de raisons d'ordre minéralogique, chimique, lithologique, paléogéographique et tectonique, on a pu se rendre compte, d'une part, de la grande extension du volcanisme permocarbonifère dans les zones Saint-Bernard, Mont-Rose et Sesia, et l'on a pu, d'autre part, comprendre que l'on s'était longtemps égaré en attribuant les gneiss albitiques des Alpes à un métamorphisme allochimique, à des venues sodiques, alpines ou hercyniennes. Il n'y a là aucun allochimisme; il n'y a qu'une simple diaphtorèse épi- ou mésozonale de roches volcaniques.

8) Le Paléozoïque de la coupole Grand-Paradis, jumelle de la coupole Mont-Rose, est fait de ces deux complexes:

α) un ensemble de roches plus ou moins migmatisées pendant l'hercynien et diaphtorisées pendant l'alpin, dérivant probablement de sédiments dévonien ou siluriens; avec peut-être quelques restes de cycles orogéniques antérieurs;

β) sur les bords de la coupole, une « couverture postorogénique hercynienne, permocarbonifère » analogue à celle de la zone Saint-Bernard.

On est donc loin de la « série cristallophyllienne formant une unité géologique homogène » édifiée par R. Michel dans sa volumineuse étude du Grand-Paradis.

9) Ce que l'on connaissait des roches de la Nappe Emilius se limitait à ces deux lignes de la carte 100.000 « gneiss minuti varii anche prasinitici, micascisti, micascisti eclogitici a granato ed omfacite, gneiss psammitici grigi » et ces deux lignes d'Argand, 1911 « micaschistes ou gneiss grenatiformes à amphibole sodique avec noyaux éclogitiques souvent riches en omphazite ». De leur âge, on ne connaissait rien.

Il importe donc de savoir maintenant que la plupart des roches Emilius sont tout-à-fait analogues à celles du Permocarbonifère des zones Mont-Rose et Saint-Bernard, et qu'elles proviennent aussi de la « couverture postorogénique hercynienne ». Elles ne diffèrent du pc. MR

et SB que par une proportion plus grande de roches à faciès glaucophanique, qui les rend plus proches de l'ensemble pétrographique Sesia.

Dans les gneiss albitiques minuti Emilius, qui sont prédominants, les projections volcaniques indiquées ci-dessous confirment pleinement ce que j'ai dit plus haut quant à l'origine des gneiss albitiques, qui occupent un tel espace dans les Alpes:

α) xénolithe fait d'une roche métamorphique plissotée antécarbonifère, inclus dans un gneiss albitique à grain fin dérivant d'une cinérite et présentant encore, au point de chute, sous l'ancienne base du bloc, une incurvation des lits;

β) fragments de bloc projeté, inclus dans un gneiss albitique à grain fin et formés de lave pantelleritique, encore vacuolaire, qu' A. Rittmann a étudiée d'une manière très complète;

γ) autres xénolithes; lapilli;

ε) projections de lave dans cendres, ayant créé les structures piperoides qui sont discernables aujourd'hui encore dans quelques gneiss albitiques minuti.

De même, le morcellement et la dispersion d'ophiolites dans ce Permocarbonifère confirment ce qui a été dit plus haut; car, dès les premiers diastrophismes, les dykes basaltiques alpins ont dû se briser, se morceller, et leurs fragments ont dû se disperser facilement dans le milieu ambiant peu cohérent que constituaient les tufs pc. pas encore métamorphosés en gneiss albitiques.

10) Dans les Alpes, la schistosité résulte essentiellement, à mon sens, de laminages effectués au-dessous des surfaces principales de cisaillement pendant les subductions (phénomène primordial) ou de laminages opérés pendant les glissements ou écoulements consécutifs (phénomène complémentaire et amplificateur). Autour de Cogne et Valsavaranche, les conditions de gisement ne permettent pas d'analyser et de comprendre les causes premières de la schistosité d'une manière aussi complète que dans l'aire des nappes et racines simploniques; mais dans la N. Emilius il y a de remarquables exemples de roches ayant été transportées en blocs, en paquets, sans ou presque sans déformations lors de l'écoulement, et se trouvant aujourd'hui dans un proche voisinage de roches très fortement laminées.*

Pour le métamorphisme épi- ou mésozonal effectué pendant les deux premières phases tectogènes, avec le rôle si important qu'ont tenu alors

* Dans un prochain travail je chercherai des rapports entre ceci et les nombreux travaux de M. Fourmarier sur la schistosité.

le mouvement et la trituration des roches, et pour les nombreux cas de métamorphisme de contact faits antérieurement entre marnes mésozoïques et basaltes ou péridotites, toutes les paragénèses décrites dans cette Notice sont typiques et significatives.

11) Dans le glaciaire de la vallée de Cogne, qui n'avait auparavant jamais été étudié et analysé, j'ai fait les distinctions suivantes, avec toutes les indications cartographiques nécessaires et suffisantes:

- α) restes de surface wurmienne avec résidus de moraines lessivées;
- β) phase de Gimillian, correspondant peut-être au Buhl;
- γ) phase de Champlong, correspondant peut-être au Gschnitz;
- ε) phase de Valnontey, correspondant peut-être au Daun.

Quant aux nombreuses masses écroulées, glissées, affaissées, des vallées de Cogne et Valsavaranche (env. une centaine sur la carte), elles sont de genres très divers et quelques unes d'entre elles auraient pu servir de termes de comparaison lors des décisions pour l'emplacement du barrage de Valgrisanche.

12) La curieuse moraine de Gressan, près d'Aoste, dérive d'un glacier descendant de la crête Valetta-Drinc et comporte, à la suite l'une de l'autre, une crête morainique originelle et une crête résiduelle d'érosion. Elle ne provient pas, comme on l'a crû, d'une phase Gschnitz des glaciers réunis du Grand-Paradis et du Mont-Blanc.

Telles sont les principales conclusions et notions nouvelles qui se dégagent de mon travail dans le Val d'Aoste. On pourrait leur adjoindre beaucoup de réflexions découlant de toutes les particularités locales qu'indiquent la carte, les profils et cette Notice; mais celle-ci en serait probablement surchargée et sortirait alors du cadre d'un accompagnement de la carte. Je termine donc ici, en espérant que beaucoup d'observations seront faites par les géologues qui parcourront le territoire que j'ai cartographié, car, bien qu'une connaissance complète des choses ne soit pour ainsi dire jamais atteinte, en géologie surtout, j'ai hâte de voir un certain nombre de structures précisées, de lacunes comblées, et, partant, d'éprouver mieux encore la joie de comprendre. Je l'espère d'autant plus que le sentiment s'allie souvent à la possibilité de comprendre et que mes très nombreux séjours dans le Val d'Aoste m'ont beaucoup attaché aux montagnes et vallées de ce magnifique pays, dont l'architecture et le relief donnent une telle impression de grandeur et d'équilibre.

Liste des figures

1. Schéma tectonique au 1/150.000
2. Structure pipernoïde.
3. Xénolithe de roche antécarbonifère.
4. Bloc projeté, rhyolitique.
5. Conglomérat dans schistes lustrés SB.
- 6 et 7. Vues d'avion.
8. Panorama du lac Loie.
9. Panorama de Montzecco.
10. Panorama de Granzette.
11. Légende pour une carte tectonique des Alpes.

Errata pour la carte : Dans la légende, au bas de la première colonne, points bruns et non rouges. Sur la carte, près de Cleietta dans le Val-savaranche, lame granitique et non arkose. Quelques niveaux alluvionnaires ont été omis dans les dépôts morainiques des alentours de Lillaz. Entre le lac et l'A.Loie, avalanches périodiques en kaki et non olive. Au SW de Valnontey, les points violets devraient être au milieu de la crête, sur le sentier. A l'ENE de Molina et SW de Lioutegsaz, les ? olive devraient être plus visibles. Les points des éclogites, pras. et sl. grenatifères seraient mieux apparus avec l'autre brun. Quant au kaki des éboulis il aurait pu être tiré un peu plus légèrement.

Post-scriptum

A l'occasion de son 75^{me} anniversaire, la Société belge de Géologie a décidé de faire une excursion dans les Alpes et a bien voulu me charger de conduire cette excursion. J'ai donc suggéré de faire une première traversée des Alpes en partant de Genève et en examinant particulièrement le Val d'Aoste, du Petit-Saint-Bernard à Ivree, puis de traverser à nouveau les Alpes en examinant particulièrement l'Ossola, entre le lac Majeur et le Simplon. Ce programme ayant plu tant au Conseil de la Société qu'à M. Fourmarier, ces deux traversées ont été effectuées en sept jours, du 8 au 14 septembre 1962. L'essentiel de ce qu'elles ont permis de voir rapidement ou d'examiner attentivement, sera relaté sous forme de Compte-rendu dans les prochains *Bulletin de la Société belge de Géologie* et *Annales de la Société géologique de Belgique*, mais en attendant j'indique brièvement ci-dessous l'itinéraire suivi.

1er jour: De Genève à l'Isère, sédimentaire périalpin et schistes cristallins de Belledonne. Puis, les Zones Chamonix-Urseren (racines des nappes helvétiques) et Courmayeur-Airolo (racines des nappes préalpines), et, d'Aime au col du Petit-St.Bernard, le Paléozoïque et les schistes lustrés de la Zone St.Bernard. Près de Courmayeur, le flanc du massif Mont-Blanc et à nouveau la Zone mésozoïque Courmayeur-Airolo; puis, jusqu'à Cogne, traversée de la Zone Saint-Bernard.

2me jour: De Gimillan, au-dessus de Cogne, vue panoramique et compréhension de la structure des éléments Saint-Bernard, Mt.Rose-Gr.Paradis et Sesia-Emilius s'étendant dans la vallée de Cogne; et distinction des phases wurmiennes et post-wurmiennes. Ensuite, dans le Valnontey et à Lillaz, examen des migmatites et des roches permocarbonifères du massif Grand-Paradis; puis, en aval de Cogne, examen des roches permocarbonifères de la Zone Saint-Bernard.

3me jour: Petite course au N de Cogne, à la base de la Nappe Emilius (permocarbonifère provenant de la Zone Sesia et reposant sur des schistes lustrés de la Zone St.Bernard). Puis, de Cogne à Aoste et Peroulaz, d'où une vue panoramique sur les Alpes valdotaines; réception par les Autorités de la Province autonome d'Aoste.

4me jour: D'Aoste à Ivree, traversée du Mésozoïque Mt.Rose-Gr.Paradis et du Paléozoïque Sesia; puis, la bande permomésozoïque synclinale du Canavese et le complexe paléozoïque d'Ivree. Ensuite, sur

la route du lac d'Orta et du lac Majeur, vue du vaste amphithéâtre wurmien d'Ivrée et roches diverses de l'arrière-pays alpin. Du lac Majeur à Domodossola, seconde traversée des Zones d'Ivrée, Canavese, Sesia, et du complexe St.Bernard/Mt.Rose.

5me jour : De Domo à San-Lorenzo di Bognanco, zone extrêmement importante des Alpes pour la compréhension de la structure des nappes simploniques et du complexe St.Bernard/Mt.Rose. Ensuite, dans le Val Vigizzo pour les rapports de ces éléments et de la Zone Sesia, et dans le Val Cannobino pour les Zones du Canavese et d'Ivrée.

6me jour : Dans le Val d'Antrona pour les gneiss Prabernardo-Domo (SB déversé dans fosse MR, et non racines simploniques) et le pli transversal bordant le massif Mont-Rose. Discussion sur la formation des nappes (subductions successives suivies d'écoulement dans les dépressions créées par ces subductions).

7me jour : De Domo au Simplon, analyse des nappes simploniques; examen des schistosités résultant des subductions et examen de schistosité surimposée. A Brigue et Sion, coup d'œil aux Zones Courmayeur-Airolo et Chamonix-Urseren. Retour à Genève.

Quelques amis italiens et français s'étant joints aux membres belges de la SBG. et de la SGB., les participants à la course ont été:

Amstutz André et Mme, Genève	Fourmarier Paul, Liège
Beneo Enzo et Mme, Rome	Gosseye Alain, Bruxelles
de Béthune Pierre, Louvain	Graulich Jean, Liège
Cruyssaert Jan, Gand	Laduron Dominique, Namur
Debelmas Jacques, Grenoble	Lambrecht Léon, Liège
Delmer André, Bruxelles	Lanterno Edouard, Genève
Deliens Michel, Bruxelles	de Magnée Ivan, Bruxelles
Doyen Louis, Bruxelles	Pruvost Pierre, Paris
Dumon Paul et Mme, Mons	de Roubaix Jean, Tirlemont
Facon Victor, Gand	

Terminons ce PS. en ajoutant ceci. Pour que les participants à la course précédente aient en main une récapitulation des idées nouvelles que je leur ai exposées à propos de la formation des Alpes occidentales, et particulièrement à propos de la chronologie des événements, je leur ai remis des exemplaires de la légende qui a été brochée au dernier moment à la fin de la présente Notice. Cette légende rappelle celle que j'ai fait paraître dans les *CR.Ac.sc.* du 13 mai 1957 avec une carte tectonique de l'Ossola-Tessin, mais elle est plus complète et comporte

beaucoup d'indications nouvelles, surtout à propos des 4^{me}, 5^{me} et 6^{me} phases tectogènes. Elle est destinée à une nouvelle carte tectonique du segment Ossola-Tessin et à une coupe allant du lac Majeur au lac de Thoune, qui sont dessinées mais doivent être encore préparées pour l'impression. Elle servira aussi, telle quelle, à une carte tectonique des Alpes comprises entre Genève, le Val d'Aoste, les Alpes bernoises et les Grisons, dont quelques contours sont encore à dessiner, et, avec quelques ajustements, elle pourrait sans doute servir à une carte s'étendant du Petit-St. Bernard à la Méditerranée. – Les idées nouvelles et la conception structurale et chronologique qu'énonce cette légende, permettent de mieux inscrire dans le cadre général des Alpes tout ce qui se trouve dans la présente Notice, et il est donc utile que cette légende figure ici avant même la parution des deux cartes auxquelles elle est destinée. Ceci est d'ailleurs d'autant plus utile que ces idées et cette conception s'écartent beaucoup de l'enseignement universitaire classique et qu'elles impliquent une série de modifications profondes à ce que l'on connaissait ou pensait de la structure et du mode de formation des Alpes occidentales, non seulement pour la part afférente au Val d'Aoste, comme il est dit au début des Conclusions de cette Notice, mais aussi pour les éléments tectoniques s'étendant au-dehors du Val d'Aoste, les nappes simploniques et les zones Courmayeur-Airolo et Chamonix-Urseren notamment.

17 sept.