

## Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies)

### Hypothèses sur l'origine des ophiolites

par Giulio ELTER

**RÉSUMÉ.** — Le problème de l'origine des ophiolites piémontaises est envisagé dans cette étude sur la base d'observations effectuées dans les Alpes Graies septentrionales, entre l'Orco et la Doire Baltée. Ces observations concernent surtout les caractères stratigraphiques des constituants sédimentaires de la zone piémontaise (délimitée dans la région étudiée par les massifs du Valsavaranche et du Grand Paradis et par des unités du système Dent Blanche-Sesia) et leurs rapports avec les ophiolites. On doit séparer des vrais Schistes lustrés, avec lesquels ils ont été confondus jusqu'à présent, et qui représentent la série sédimentaire primitivement associée aux ophiolites, des « Schistes lustrés » liasiques, caractérisés par l'absence de toute trace de relation primaire avec les Roches vertes et des formations à faciès encore briançonnais. Ces dernières représentent la couverture du massif du Valsavaranche (parties internes de la zone du Grand-St-Bernard), tandis que les « Schistes lustrés » liasiques et le Trias piémontais, qui est associé stratigraphiquement à ces derniers, sont attribuables à la couverture du massif du Grand Paradis. Les Schistes lustrés ophiolitifères, plus récents que les « Schistes lustrés » liasiques, sont vraisemblablement d'âge néojurassique (à leur base) et crétacé. L'étude de leurs rapports avec les ophiolites montre que cette série a joué le rôle de couverture stratigraphique des ophiolites en ce sens que sa sédimentation, qui a accompagné ou suivi les épanchements volcaniques sous-marins, s'est effectuée en dessus du soubassement gabbro-péridotique de ces derniers. Les ophiolites du groupe gabbro péridotite constituaient donc le soubassement des sédiments et des épanchements sous-marins eugéosynclinaux à l'époque du début de leur dépôt et de leur formation, c'est-à-dire vers la fin du Jurassique. La constatation que les Schistes lustrés ophiolitifères et les ophiolites ne sont pas attribuables aux couvertures des unités du socle, délimitant la zone piémontaise, ou qu'ils s'y prolongent seulement avec leurs parties marginales, permet d'envisager l'hypothèse qu'au soubassement gabbro-péridotique des sédiments et des épanchements eugéosynclinaux correspondait un « hiatus simique », vraisemblablement situé entre Grand Paradis et zone Sesia. La formation de ce hiatus peut être attribué aux phénomènes de distension de la croûte qui ont provoqué, vers la fin du Jurassique, la naissance de l'eugéosynclinal piémontais-ligure.

**RIASSUNTO.** — In questo lavoro viene considerato il problema dell'origine delle ofioliti piemontesi, in base ad osservazioni effettuate nelle Alpi Graie settentrionali tra l'Orco e la Dora Baltea. Tali osservazioni concernono l'insieme di derivati sedimentari e di ofioliti, ossia la zona piemontese, delimitata nella regione considerata dai massicci della Valsavarenche e del Gran Paradiso e da unità strutturali del sistema Dent Blanche Sesia, e riguardano in particolare le relazioni tra rocce verdi e formazioni sedimentarie e le caratteristiche stratigrafiche di queste ultime. Dai veri calcescisti, con cui sono stati sino ad oggi confusi e che rappresentano la serie sedimentaria primariamente associata alle rocce verdi, debbono essere distinti

« calcescisti » liassici, non presentanti traccia di relazioni primarie con le ofioliti, e formazioni a facies Brianzone. Queste ultime costituiscono la copertura mesozoica del massiccio della Valsavarenche, mentre i calcescisti liassici sono riferibili, insieme al loro substrato triassico, a quella del massiccio del Gran Paradiso. I calcescisti ofiolitiferi, più recenti di quelli liassici, sono probabilmente neogiuresi (alla base) e cretacei. Lo studio dei loro rapporti con le rocce verdi dimostra che la serie corrispondente rappresenta essenzialmente la copertura stratigrafica delle ofioliti, nel senso che la sua sedimentazione ha iniziato contemporaneamente (o in epoche immediatamente successive) alla formazione delle colate ofiolitifere sottomarine e che tale sedimentazione si è prodotta al di sopra del basamento di costituzione gabbro-peridotitica di queste colate. Le ofioliti del gruppo gabbro-peridotiti costituivano quindi il substrato dei sedimenti e delle effusioni ofiolitifere eugeosinclinali all'epoca in cui ha avuto inizio la loro formazione, ossia verso la fine del Giurese. La constatazione che i calcescisti ofiolitiferi e le ofioliti non sono attribuibili alla copertura dei complessi pretriassici, delimitanti nella regione considerata la zona piemontese, o che vi appartengono soltanto marginalmente, permette di prendere in considerazione la possibilità che il substrato gabbro-peridotitico dei sedimenti e delle effusioni ofiolitifere geosinclinali coincida con un « hiatus simico », verosimilmente collocato tra il massiccio del Gran Paradiso e la zona Sesia. La formazione di questo « hiatus » potrebbe essere attribuita a fenomeni di distensione della crosta, che hanno provocato nella stessa epoca (Giurese sup.) la nascita dell'eugeosinclinale ligure-piemontese.

SUMMARY. — The present paper deals with the problem of the origin of ophiolites of the Piedmont zone, in the northern part of the Graies Alps, between the Orco and the Doire Baltée rivers. These observations chiefly involve the petrographic features of the sedimentary constituents of the Piedmont zone (which is demarcated, in the studied area, by the Valsavaranche and Gran Paradiso massifs and also by units belonging to the Dent Blanche-Sesia system), and their relationship with the ophiolites. An hitherto unrecognized distinction must be made between the true Schistes lustrés and the Liassic « Schistes lustrés ». The former consist of that sedimentary series which was originally associated with the ophiolites, and the latter are characterized by complete lack of any primary relationship with the « Roches vertes » and by features of still Briançonnais character. The true Schistes lustrés are the cover of the Valsavaranche massif (inner parts of the Grand St Bernard zone) whereas the Liassic schists and the stratigraphically connected Piedmont triassic formations, must both be assigned to the cover of the Gran Paradiso massif. The ophiolites-bearing Schistes lustrés are later than the Liassic Schistes lustrés; most likely they are of Neojurassic or Cretaceous age. Study of their relationship with the ophiolites shows that they behaved as a stratigraphic cover for the ophiolites. Their deposition was either contemporaneous or later than the submarine volcanic outpourings, and took place over the latter's gabbroic-peridotitic basement. Therefore, the ophiolites of the gabbroic peridotitic group acted as a basement for the eugeosynclinal sediments and volcanic outpourings when their deposition began, i.e. towards the end of the Jurassic period. Field evidences show that neither the ophiolites-bearing Schistes lustrés, nor the ophiolites proper can be assigned to covers of basement units which outline the Piedmont zone, or that they only extend into them through their outer parts. An hypothesis according to which can thus be envisioned: there would exist a « Sima gap » corresponding to the gabbroic peridotitic basement of both the sediments and the eugeosynclinal outpourings. This gap was most likely located between the Gran Paradiso massif and the Sesia zone. Formation of this gap can be ascribed to those phenomena of crustal distension which brought into being the Piedmont Ligurian eugeosyncline at the end of the Jurassic period.

## I. — INTRODUCTION

Des recherches effectuées dans l'Apennin septentrional (F. DECANDIA et P. ELTER, 1969; A. BEZZI et G. PICARDO, 1971) ont démontré la possibilité d'envisager d'une façon nouvelle le

mode de formation des ophiolites du domaine ligure; certains constituants du cortège ophiolitique (ultramafites et, du moins en partie, gabbros) dériveraient directement, par clivage tectonique, d'un soubassement simique de composition gabbro-péridotique. Ce soubassement supporterait directe-

ment les épanchements volcaniques sous-marins et les sédiments eugéosynclinaux associés à ces épanchements.

Ce mode de formation implique, outre l'existence d'un « hiatus simique », celle de certains rapports stratigraphiques entre Roches vertes et séries sédimentaires associées ; ces dernières, ne pouvant s'être déposées que sur des diabases ou sur le soubassement gabbro-péridotique de ces dernières, doivent représenter essentiellement la couverture sédimentaire des ophiolites. C'est ce qui se vérifie en effet, comme l'ont démontré F. DECANDIA et P. ELTER, dans le domaine ligure, ou la série sédimentaire, qui débute par des radiolarites suivies par les calcaires à Calpionelles (Tithonique-Berriasien), les argiles à « palombini » (Berriasien-Barrémien), etc., succède aux épanchements volcaniques et repose aussi en discordance sur des gabbros et même sur des ultramafites, c'est-à-dire sur le soubassement de ces épanchements. Il devrait en être de même dans toutes les zones ophiolitiques des Alpes où un mode de formation des Roches vertes similaire à celui qui a été envisagé pour le domaine ligure pourrait dès lors être considéré comme possible ou probable.

La zone piémontaise, dont font partie les formations considérées dans cette note, est certainement à prendre en considération de ce point de vue, à cause de ses liaisons ou de sa proximité paléogéographiques probables avec le domaine ligure, mais les relations entre ophiolites et séries sédimentaires associées semblent y être assez différentes de celles qui caractérisent les constituants homologues ligures. Du moins si, comme il est généralement admis, la série associée aux ophiolites piémontaises est représentée par les Schistes lustrés.

En effet, les Schistes lustrés, qui représentent la suite stratigraphique du Trias piémontais, et dont les niveaux inférieurs sont datés de l'Hettangien et du Sinémurien (A. MICHARD, 1967), sont, au moins en partie, plus anciens que les ophiolites piémontaises que l'on s'accorde à considérer comme fini-jurassiques ou plus récentes. Ainsi en contraste avec le domaine ligure, la sédimentation géosynclinale piémontaise, se faisant au-dessus d'un éventuel « hiatus simique », aurait débuté considérablement plus tôt (Trias) et bien avant la formation des épanchements ophiolitiques sous-marins, qui ont probablement lieu à la fin du

Jurassique ou au début du Crétacé (M. LEMOINE, D. STEEN et M. VUAGNAT, 1970).

Une extension aux ophiolites piémontaises du mode de formation qui est actuellement attribué aux Roches vertes ligures apparaît pour ces raisons assez problématique ; et ceci même sans tenir compte d'autres difficultés comme par exemple la nécessité de concilier l'existence d'un soubassement simique des Schistes lustrés et le caractère de couverture de certaines parties du socle pennique (massifs cristallins internes) qu'on attribue aux Schistes lustrés et à leur soubassement triasique...

On doit cependant remarquer qu'en réalité la véritable nature des rapports Schistes lustrés-Ophiolites n'est connue que très imparfaitement ; à tel point que pour certains auteurs (M. LEMOINE et al., 1970) il n'est même pas certain que la série sédimentaire primitivement associée aux ophiolites soit celle des Schistes lustrés. Le problème de l'origine des Roches vertes piémontaises reste donc ouvert à différentes solutions, y compris celle qui est envisagée actuellement pour les ophiolites ligures de l'Apennin septentrional.

Dans le but d'apporter une contribution au double problème de l'origine des Roches vertes et de leurs rapports avec les roches sédimentaires, j'expose dans cette note des données d'observation concernant les caractères des constituants sédimentaires de la zone piémontaise (ou attribués à cette zone) et de leurs relations avec les ophiolites.

Les observations ont été effectuées dans des régions comprises entre l'Orco et la Doire Baltée.

## II. — CADRE STRUCTURAL

Les massifs du Valsavaranche (parties orientales de la zone du Grand-St-Bernard), du Grand Paradis, ainsi que des unités charriées (lambeaux du M. Emilius et du M. Rafray) et autochtones (zone Sesia) du socle du système. Dent Blanche délimitent la zone piémontaise (voir carte géologique simplifiée, fig. 6, et coupes sériées, fig. 1). A la zone piémontaise ont été attribués jusqu'ici également des marbres plus ou moins phylliteux, à niveaux détritiques, qui font en réalité partie d'une couverture discordante et à cachet briançonnais interne, reposant sur le socle permo-carbonifère du massif du Valsavaranche. Ces marbres doivent donc être séparés, au double point de vue

paléogéographique et structural, de la zone piémontaise proprement dite, qui chevauche le massif du Valsavaranche.

Deux ensembles tectoniques sont à distinguer dans cette dernière :

— un ensemble inférieur et plus externe (ensemble A), constitué par le Trias piémontais, une série liasique à faciès de Schistes lustrés (mais dépourvue d'ophiolites) et des Schistes lustrés ophiolitifères plus récents ;

— un ensemble B, plus élevé et plus interne, exclusivement constitué par des ophiolites et des Schistes lustrés ophiolitifères.

Le massif du Grand Paradis représente vraisemblablement le soubassement de l'ensemble inférieur, dont les parties les moins décollées ou autochtones constituent des écaïlles ou des lambeaux discontinus entre le socle de ce massif et l'ensemble ophiolitifère B qui le chevauche (voir carte et coupes sériées).

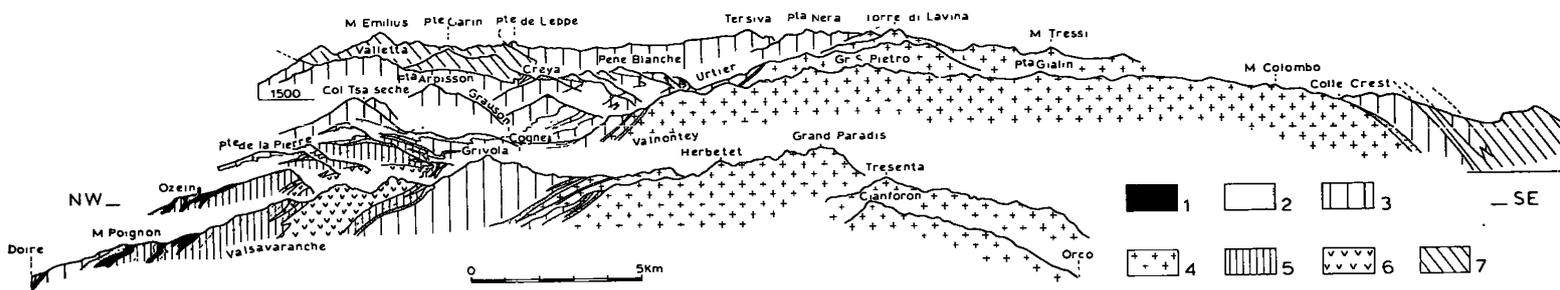


Fig. 1. — Coupes schématiques dans la zone piémontaise entre le Valsavaranche et le Val Soana.

1, Couverture « briançonnaise » du massif du Valsavaranche; 2 et 3, Zone piémontaise (2, Ensemble A; 3, Ensemble B); 4, Massif du Grand Paradis; 5 et 6, Massif du Valsavaranche (P. rmo-Carbonifère et granodiorites); 7, Eléments Sesia-Dent Blanche (zone Sesia et lambeau du M. Emilius).

L'ensemble B susjacent, dont les constituants ne sont pas attribuables à la couverture du massif du Grand Paradis, ne représente pas non plus celle des éléments de socle plus internes que le massif du Grand Paradis, c'est-à-dire la couverture du socle Dent Blanche-Sesia. Il se présente donc apparemment comme une unité complètement allochtone. Nous verrons toutefois que du point de vue paléogéographique, c'est-à-dire en remettant les deux ensembles A et B dans leur position respective originelle, il est parfaitement possible de considérer que les Schistes lustrés ophiolitifères de l'ensemble B prolongent ceux de la couverture du massif du Grand Paradis (ensemble A) (voir fig. 5).

La zone piémontaise apparaît ainsi constituée par deux unités structurales superposées. Mais on doit distinguer, à cause des phénomènes de retro-déversement secondaires qui ont affecté ces unités, ses parties nord-occidentales qui chevauchent le massif du Valsavaranche et qui peuvent être considérées comme la prolongation de la zone du

Combin de E. ARGAND<sup>1</sup> d'une part et les parties internes superposées au massif du Grand Paradis d'autre part. Au-dessus du massif du Valsavaranche et de ce qui reste de sa couverture de type encore briançonnais, les deux unités piémontaises apparaissent interposées, dans leur ordre de superposition normal, entre le massif du Valsavaranche et le lambeau du M. Emilius. Par contre, au-dessus du massif du Grand Paradis, la zone du Combin est rétro-déversée sur les parties internes de l'ensemble B, qui constituent la « zone de la Grivola » des auteurs et qui chevauchent soit le socle du massif, soit des restes, en place ou peu décollés, de sa couverture, c'est-à-dire de l'ensemble piémontais inférieur. Autrement dit, certaines parties avancées de l'ensemble B ont été rétro-déversées sur leur prolongation interne (« zone de la Grivola ») avec interposition d'un train d'écaïlles

<sup>1</sup> D'après la définition de cet auteur (1909, p. 9); ce terme a été ensuite employé arbitrairement comme synonyme de zone piémontaise.

appartenant à l'ensemble inférieur A et jalonnant les surfaces du rétrocharriage (voir coupes sériées).

En définitive, les formations dont il sera question dans la suite sont attribuables aux unités suivantes :

1. à la couverture (vraisemblablement encore briançonnaise) du massif du Valsavaranche ;
2. à deux ensembles piémontais dont l'inférieur et le plus externe représente la couverture du massif du Grand Paradis, et le deuxième, constitué exclusivement par des Schistes lustrés ophiolitifères et des Roches vertes, est plus interne que cette couverture.

Un rétrodéversement a compliqué les rapports de ces deux dernières unités comme on vient de le dire. En réalité il ne s'agit que d'une manifestation des phases de rétrocharriage qui ont affecté toutes les unités de la région, en provoquant en particulier le « plissement en retour » du massif du Valsavaranche.

### III. — LES UNITÉS STRUCTURALES ET LEURS SÉRIES SÉDIMENTAIRES

#### 1. La couverture « briançonnaise » du massif du Valsavaranche.

Le massif du Valsavaranche, qui correspond aux parties orientales de la zone du Grand-St-Bernard (segment valdotain), est constitué par des granodiorites métamorphisées à des degrés divers et enveloppées par un ensemble de gneiss et de micaschistes albitiques (ces derniers souvent charbonneux), de prasinites, gneiss ovarditiques, quartzites phylliteux, etc., ensemble qui depuis V. NOVARÈSE (1909) a été toujours attribué (comme les granodiorites) au Permo-Carbonifère. On peut néanmoins y distinguer, comme l'a déjà remarqué R. CABY (1968), des micaschistes à phengite argentés, à galet de quartz et nodules d'ankérite, néopermiens, souvent associés aux quartzites du Trias inférieur, différents ainsi des autres constituants plus anciens<sup>2</sup>.

Dans un précédent travail (G. ELTER, 1960) j'avais envisagé, pour le massif du Valsavaranche et pour les autres parties de la zone du Grand-St-Bernard du Val d'Aoste, l'hypothèse d'une substitution de couverture : des formations pié-

montaises allochtones (Trias, Schistes lustrés et Roches vertes) auraient pris la place d'une couverture briançonnaise qui aurait disparu par décollement ou autres causes, sauf sur les confins de la Tarentaise (haut Val de Rhêmes). En réalité, des restes d'une couverture autochtone ou peu décollée sont représentés aussi plus au Nord : aux témoins qui viennent d'être signalés par R. CABY (1968), il faut ajouter ceux qui affleurent dans la région considérée, dont les mieux conservés peuvent être étudiés sur les deux versants du bas Val de Cogne entre le village de Ozein et le M. Poignon (SW d'Aoste). Cette couverture est là représentée par un niveau inférieur (0-30 m) de marbres clairs, un peu micacés, à interstratifications répétées de matériel détritique recristallisé, suivis en contact brusque par des marbres phylliteux bréchiques dont la limite supérieure n'est pas connue (épaisseur visible : 0-50 m).

Les interstratifications détritiques associées à ces marbres miment parfois les formations permocarbonifères et triasiques dont ils dérivent (pseudovaradites, Permien et Trias reconstitués, etc.), mais plus souvent on est en présence d'un mélange plus hétérogène de matériel permocarbonifère et triasique. Des galets et des fragments épars, avec même des écailles synsédimentaires permocarbonifères et triasiques (dolomies, calcaires dolomitiques), sont généralement associés aux marbres phylliteux. Dans les endroits assez rares où les contacts primaires avec le socle du massif du Valsavaranche sont conservés ou accessibles, l'ensemble repose sur des constituants d'âge différent de son soubassement (fig. 2).

On est donc en présence d'une couverture discordante et vraisemblablement aussi post-triasique. D'ailleurs des lambeaux résiduels d'une couverture triasique plus ancienne qui a alimenté une fraction importante du matériel détritique sont encore conservés en quelques rares points (M. Poignon).

Le cachet briançonnais interne de cette couverture post-triasique est assez évident. Il avait été déjà remarqué d'ailleurs, il y a plus de huit ans, par M. LEMOINE à l'occasion d'une course commune dans la région d'Ozein. Nous verrons toutefois que des faciès assez semblables à ceux de cette couverture constituent des interstratifications au

<sup>2</sup> Ces derniers ont été attribués par R. CABY au Carbonifère et au Permien inférieur.

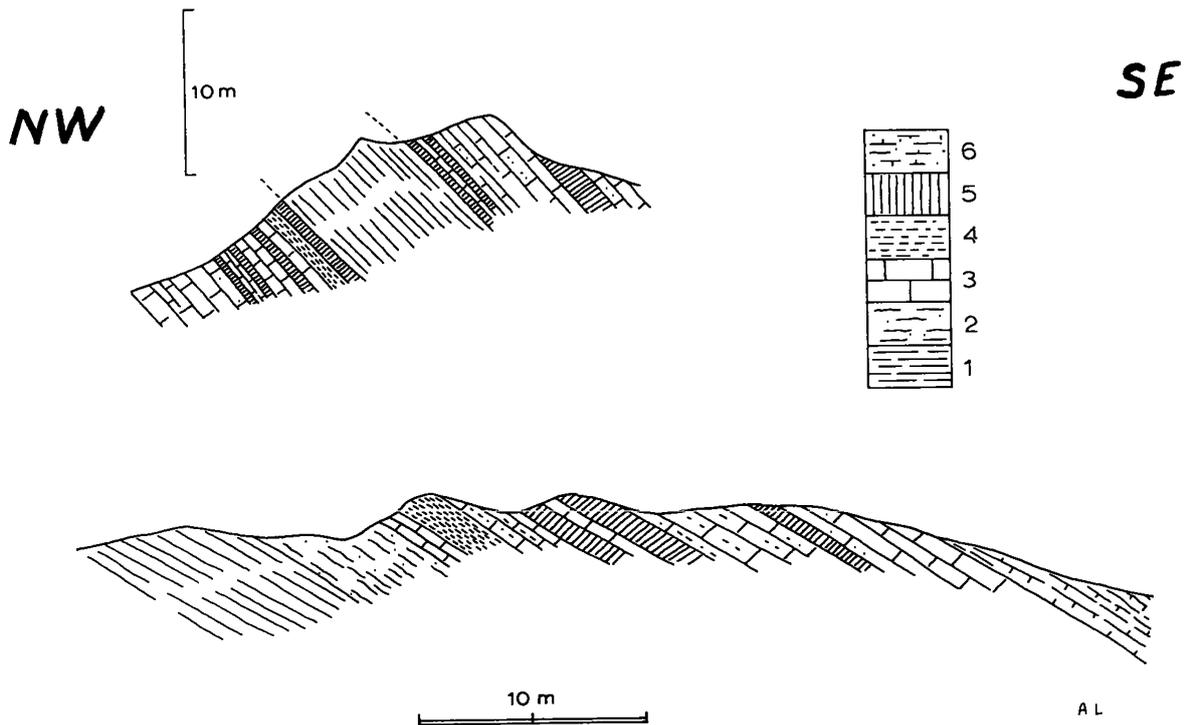


Fig. 2. — Couverture « briançonnaise » du massif du Valsavaranche (au SSE — en haut — et au SSW d'Ozein).

1, Permo-Carbonifère ; 2, Néopermieu ; 3, Marbres clairs faiblement micacés ; 4 et 5, Interstratifications détritiques dans 3 (4, A constitution siliceuse prépondérante ; 5, A constitution calcaréo-dolomitique prépondérante) ; 6, Marbres phylliteux.

sein des Schistes lustrés, mais il doit s'agir alors, fort vraisemblablement, de matériel briançonnais resédimenté sur la marge du sillon piémontais.

Au-dessus du socle du massif du Valsavaranche, la couverture briançonnaise n'est que sporadiquement représentée dans des lambeaux discontinus et le plus souvent très réduits. Mais on remarque sa présence, déjà au-dessus des parties les plus internes de ce socle, près de Rovenaud en Valsavaranche, et quelques lambeaux intermédiaires (vallon du Trajo, versant droit du Valsavaranche) relie ces témoins internes à ceux du bas Val de Cogne situés sur la marge externe du massif du Valsavaranche. Ce massif est donc complètement compris dans le soubassement d'une couverture de type briançonnais, jusque dans ces portions les plus internes qui affleurent en Valsavaranche grâce à la culmination axiale et coïncident avec cette profonde coupure.

## 2. La couverture piémontaise du Grand Paradis et les Schistes lustrés ophiolitifères.

### A) « Schistes lustrés » liasiques et Trias piémontais.

On doit séparer des vrais Schistes lustrés, avec lesquels ils ont été confondus jusqu'à présent, une séquence de marbres phylliteux gris plus ou moins siliceux se débitant en dalles ou en plaquettes, dont la patine claire, grise ou beige, contraste avec celle, roussâtre ou sombre, des vrais Schistes lustrés. Le caractère distinctif le plus évident est cependant représenté par l'absence de toute trace de relation primaire entre ces marbres phylliteux et les Roches vertes.

Cette séquence, dont les niveaux inférieurs sont souvent constitués par quelques mètres de marbres siliceux faiblement micacés, repose stratigraphique-

ment, par l'intermédiaire de couches de transition à cachet rhétien (calcaires sombres à interlits schisteux noirâtres et intercalations de lits dolomitiques), sur des calcaires dolomitiques lités du Trias<sup>3</sup>. Ces derniers sont généralement associés à d'autres constituants de la série triasique qui comprend dans la région considérée, outre ces calcaires dolomitiques, des dolomies et des dolomies varvées à cachet aniso-ladinien, du gypse, des cargneules<sup>4</sup> et des quartzites sériciteux du Trias inférieur.

Les niveaux à cachet rhétien, qui marquent le passage des calcaires triasiques à la séquence des marbres phylliteux, sont comparables, abstraction faite des épaisseurs considérablement plus réduites (0-15 m), aux couches rhéto-hettangiennes des séries piémontaises datées du Val Grana et du Val Maira (A. MICHARD, 1967). Les marbres phylliteux susjacents sont donc liasiques, ce qui est confirmé par une certaine analogie avec le Lias des mêmes séries et surtout avec ses parties infé-

rieures (Sinémurien). L'épaisseur des marbres phylliteux liasiques atteint cependant, dans la région considérée, 150 mètres au maximum (ENE de Cogné), donc des valeurs plus réduites que celle (270 m) du Sinémurien fossilifère des Alpes Cottiennes méridionales. De fortes réductions d'épaisseur, par rapport à ce même secteur, caractérisent aussi le Trias et donc l'ensemble de la série liasico-triasique de la région considérée. En effet, et tout en tenant compte des réductions d'ordre tectonique, qui ont vraisemblablement

<sup>3</sup> Les marbres gris distingués par A. AMSTUTZ (1962) dans le Val de Cogné comme couches de transition du Trias aux Schistes lustrés correspondent tantôt à ce Rhétien, tantôt et plus fréquemment aux marbres siliceux interstratifiés à la base des « Schistes lustrés » liasiques.

<sup>4</sup> Les cargneules sont en partie associées aux calcaires dolomitiques et dérivent de la fragmentation de ces calcaires. Il s'agit donc, dans ce cas, de brèches injectées secondairement par du gypse, ce qui n'exclut pas la présence dans la région considérée de cargneules, dérivées de dolomies interstratifiées dans l'anhydrite.

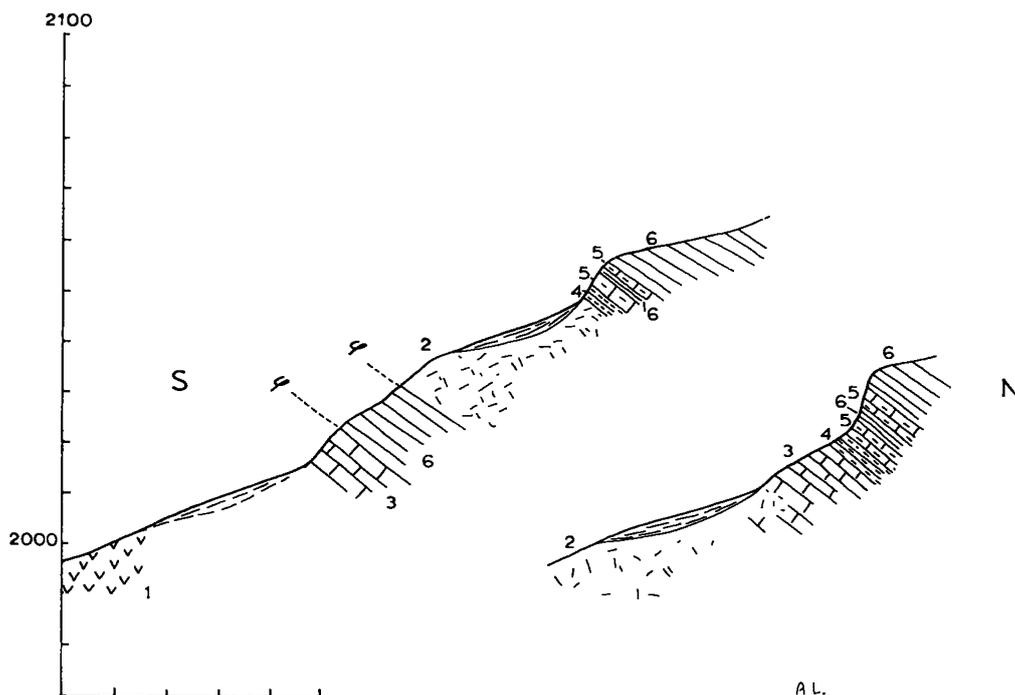


Fig. 3. — Exemple de passage stratigraphique entre Trias et « Schistes lustrés liasiques » : près de Tavaillon, au NW de Cogné.

1, Ecaille de serpentinite ; 2, Cargneules triasiques ; 3, Calcaires dolomitiques lités du Trias sup. ; 4, Couches à cachet rhétien ; 5 et 6, « Schistes lustrés » liasiques (6, Marbres phylliteux ; 5, Marbres siliceux faiblement micacés).

joué un rôle plus important, l'épaisseur du Trias calcaréo-dolomitique est ici de 250-300 mètres, contre un millier de mètres attribués par A. MICHARD au Trias calcaréo-dolomitique du Val Grana et du Val Maira.

La série trisico-liasique qu'on vient de décrire est actuellement décollée de son soubassement et se retrouve dans des éléments tectoniquement superposés au massif du Valsavaranche (et à sa couverture briançonnaise) ou rétrodéversés sur la zone de la Grivola (voir carte et coupes sériées). Une autre partie de cette série, réduite généralement au seul Trias, mais comportant quelques témoins de sa couverture liasique (cirque du Lauzon au SW de Cogne), réapparaît dans des lambeaux discontinus interposés entre la zone de la Grivola et le socle sousjacent du Grand Paradis. Il est donc logique de rechercher dans le massif du Grand Paradis (qui en supporte les restes peu décollés ou demeurés en place) le soubassement d'une série qui, en tout cas, est plus interne que le massif du Valsavaranche, et il n'y a rien d'étonnant dans le fait que ces restes constituent des lambeaux discontinus et que le socle du Grand Paradis en soit totalement dépourvu sur des surfaces considérables. Toutefois, puisque ces lambeaux tendent à s'amincir vers l'Est jusqu'à disparaître dans cette direction à la hauteur du vallon du Bardoney (ESE de Cogne), cette disparition est considérée comme d'origine stratigraphique. Des Schistes lustrés ou des Roches vertes seraient normalement et directement sur les parties internes du socle du Grand Paradis en se substituant latéralement au Trias (A. AMSTUTZ, 1962) ou par suite d'un hiatus triasique (R. MICHEL, 1953).

On doit cependant remarquer tout d'abord que cette disparition du Trias dans le vallon du Bardoney n'est pas définitive : des quartzites et des marbres dolomitiques réapparaissent, avec des épaisseurs considérables, plus à l'Est, sur la marge interne du massif du Grand Paradis, au Nord de Locana et dans la vallée de Ribordone<sup>5</sup>. Le contact entre le socle et les Schistes lustrés (ou ophiolites) qui devraient en représenter la couverture est par suite partout tectonique entre le cirque de Bardoney et la vallée de Ribordone. Enfin les lambeaux résiduels de couverture superposés à des parties plus externes du socle du Grand Paradis, entre Bardoney et le col du Nivolet, se pré-

sentent dans des conditions tectoniques particulières (écaillés et digitations superposées), qui deviendraient inexplicables si l'on ne faisait pas dériver une partie de leurs constituants du décollement de la couverture des portions internes du socle du Grand Paradis, qui en sont actuellement totalement dépourvues.

Si le massif du Grand Paradis représente le soubassement du Trias piémontais et des « Schistes lustrés » liasiques, il n'y a pas de raisons pour limiter cette couverture aux parties externes du socle en question.

### **B) Les vrais Schistes lustrés associés aux ophiolites.**

Les Schistes lustrés ophiolitifères sont associés aux faciès précédents (qui en représentent le soubassement stratigraphique) dans la couverture du massif du Grand Paradis. Toutefois ils apparaissent mieux développés et présentent leurs faciès les plus typiques en dehors de cette couverture, dans l'ensemble tectonique susjacent et plus interne (ensemble B). Nous décrirons tout d'abord les faciès typiques de l'ensemble B, et ensuite les portions qui s'associent aux « Schistes lustrés » liasiques et au Trias piémontais dans la couverture du Grand Paradis.

#### LES FACIÈS TYPIQUES.

Les vrais Schistes lustrés sont représentés par une séquence de calcschistes, phyllades et marbres phylliteux à faciès Schistes lustrés typiques. Les niveaux inférieurs de cette séquence sont toutefois assez nettement différenciables (à cause de leur constitution particulière, calcaréo-siliceuse) de l'ensemble susjacent à calcschistes prépondérants, dont ces niveaux inférieurs représentent incontestablement la base stratigraphique.

<sup>5</sup> Quoique inexactement, la présence de ce Trias est marquée sur la feuille Ivrea de la carte italienne au 1/100 000<sup>e</sup>. Remarquons qu'une origine par « carbonatation » métasomatique des serpentines, considérée comme possible par R. MICHEL (1953, p. 94-96) pour une partie des constituants de ce Trias (marbres dolomitiques de Locana), est certainement à exclure pour des quartzites éotriasiques qui affleurent, avec une puissance d'une cinquantaine de mètres, près de Prascondù (Val de Ribordone), et pour des marbres dolomitiques, associés à des cargneules, qui succèdent aux quartzites au même endroit et avec le même ordre d'épaisseur.

a) *Les niveaux inférieurs : quartzites et marbres à zones siliceuses.*

Un liséré de quartzites vert pâle ou vert apparaît très fréquemment en association étroite avec les Roches vertes, au contact des massifs ou lentilles ophiolitiques. Il s'agit de quartzites à séricite, chlorite et grenats manganésifères. Un peu d'épidote ; parfois manganésifère (piémontite), des amphiboles (trémolite-actinote) et de l'albite peuvent s'ajouter à ces constituants essentiels. Ces quartzites sont constitués par de petits bancs centimétriques jointifs ou séparés par des interlits plus phylliteux ou impurs (carbonates) et, très fréquemment, certains de ces bancs sont partiellement ou complètement constitués par des jaspes recristallisés, qui se détachent par la finesse de leur grain et une coloration plus vive (rosé ou rouge)<sup>6</sup>. Leurs constituants sont cependant identiques à ceux des quartzites associées, sauf en ce qui concerne les dimensions des grains et une plus forte proportion de grenats dans les jaspes. Autrement dit il s'agit de microquartzites qui ne diffèrent des quartzites décolorés plus grossiers que par une recristallisation moins poussée des mêmes constituants.

On peut donc attribuer ce niveau de roches siliceuses à une formation radiolaritique recristallisée. Son épaisseur, généralement comprise entre quelques centimètres et quelques décimètres, ne dépasse qu'exceptionnellement le mètre.

Dans certains endroits les quartzites radiolaritiques se présentent comme le niveau de base d'une série qui comporte, au-dessus des radiolarites, 2 ou 3 mètres de marbres blonds à zones siliceuses suivis par des calcaires siliceux plus sombres alternant avec des schistes (0-3 mètres). Ces derniers forment transition entre les marbres blonds et des termes plus récents de la série des Schistes lustrés (calcschistes). Cette séquence rappelle, abstraction faite des réductions d'épaisseur (dues aux déformations tectoniques) et du métamorphisme, la suite radiolarites - calcaires à Calpionelles - argiles à « palombini » et schistes du Val Lavagna de l'Apennin septentrional.

Cette subdivision des termes inférieurs de la série des Schistes lustrés n'est cependant qu'exceptionnellement possible, et plus fréquemment on est en présence d'un ensemble indifférenciable de marbres plus ou moins phylliteux, à délits schisteux et intercalations répétées de lits quartziteux

centi-décimétriques. Je considère cet ensemble, qui dans certains endroits est assez semblable aux « Couches du Tibert » de A. MICHARD (Schistes lustrés du Val Grana - Val Maira), comme une association de radiolarites recristallisées, de calcaires à zones siliceuses, de lits argileux et calcaires siliceux, indifférenciables dans l'état métamorphique sous lequel cette association se présente actuellement. Son épaisseur atteint au maximum une trentaine de mètres.

b) *Les Calcschistes.*

Un ensemble calcschisteux repose stratigraphiquement sur les niveaux inférieurs de la série des Schistes lustrés qu'on vient de décrire. Il tend à se transformer vers le haut en une séquence de marbres phylliteux à interstrates de schistes ou calcschistes. Toutefois une délimitation lithostratigraphique entre cette séquence plus calcaire et un ensemble de calcschistes plus ou moins gréseux, à intercalations de phyllades gréseuses localement très fréquentes, n'est pas possible. Les passages sont insensibles et se produisent aussi bien latéralement que verticalement.

L'ensemble renferme des lits concordants d'ovardites micacées et de gneiss ovarditiques (gneiss albitochloritiques), généralement minces et espacés, mais représentés à tous les niveaux de la série. Ces Roches vertes jouent cependant un rôle très subordonné par rapport aux vrais ophiolites, qui n'apparaissent jamais associés aux calcschistes, mais exclusivement aux niveaux inférieurs de la série des Schistes lustrés.

*Comparaisons et attributions chronologiques.*

Les niveaux inférieurs des Schistes lustrés rappellent en certains points, comme on l'a remarqué plus haut, la succession : radiolarites - calcaires à Calpionelles (Malm-Berriasien) - argiles à « palombini » (Berriasien-Barrémien), termes interposés, dans le domaine ligure, entre les ophiolites et la formation mésocrétacée (mais pouvant atteindre localement le Paléocène) des schistes du Val Lavagna.

<sup>6</sup> Jusqu'à présent la présence de ces jaspes n'était connue que dans un seul point (sommet du Creya au NNE de Cogne) où ils avaient été signalés par A. AMSTUTZ (1962). Leur répartition est en réalité très vaste puisqu'on les retrouve assez fréquemment associés aux quartzites micacés et grenatifères, dont les affleurements sont très nombreux dans la région étudiée.

On peut aussi disposer de termes de comparaison même dans le domaine piémontais. Les plus proches sont représentés par les roches sédimentaires associées aux ophiolites du Queyras et de la haute Ubaye (M. LEMOINE et al., 1970) qui constituent une succession assez similaire à celle du domaine ligure (Jaspes suivis par des calcaires à zones siliceuses et par la formation schisto-calcaire de la Replatte). Les relations de cette série à cachet ligure avec les Schistes lustrés ne sont pas encore clairs et quelques doutes semblent subsister par ailleurs sur son appartenance au domaine piémontais. Il est donc préférable de se reporter au domaine étudié par A. MICHARD dans les Alpes Cottiennes méridionales où la liaison stratigraphique entre jaspes recristallisés et marbres à zones siliceuses des « Couches du Tibert » d'une part, et Schistes lustrés typiques plus récents d'autre part (« Couches du M. Cialme » vraisemblablement néocomiennes-mésocrétacées) sont indiscutables. Les « Couches du Tibert » sont l'équivalent des radiolarites et des calcaires à Calpionelles du domaine ligure et sont, comme on l'a remarqué, comparables aux niveaux inférieurs de notre série de Schistes lustrés, mais l'analogie est encore plus frappante au niveau des termes stratigraphiques susjacents, à savoir les « Couches du M. Cialme » et la série des Calc schistes.

Ces comparaisons montrent donc que l'âge des Schistes lustrés de la région considérée est probablement fini-jurassique pour les niveaux les plus anciens et crétacé pour les autres parties. Ces attributions ne concernent évidemment que les vrais Schistes lustrés associés aux ophiolites et non l'ensemble des terrains désignés sous le nom général de Schistes lustrés. Cet ensemble comporte aussi des formations plus anciennes essentiellement liasiques mais dépourvues d'ophiolites comme les « Schistes lustrés » gris liasiques de la région étudiée qui ont été décrits dans un paragraphe précédent. Il faut cependant remarquer que ces Schistes lustrés liasiques jouent ici un rôle assez subordonné en épaisseur et surtout en extension par rapport aux vrais Schistes lustrés associés aux ophiolites<sup>7</sup>.

#### LES SCHISTES LUSTRÉS OPHIOLITIFÈRES DANS LA COUVERTURE DU GRAND PARADIS.

Les Schistes lustrés néo-jurassiques et crétacés sont également représentés dans la couverture du

massif du Grand Paradis, puisque l'on constate en quelques points l'existence de passages stratigraphiques entre les termes liasico-triasiques de cette couverture et les vrais Schistes lustrés ophiolitifères.

Ces Schistes lustrés reposent en effet, quoique très rarement, sur des termes triasiques de la couverture du Grand Paradis, et le caractère stratigraphique du contact est dans ce cas très évident.

Leurs contacts (beaucoup plus fréquents) avec les marbres phylliteux liasiques sont par contre plus difficiles à interpréter; ils sont toujours tranchés et il est assez souvent difficile de savoir si l'on est en présence d'un contact tectonique ou d'une discontinuité stratigraphique.

Les contacts stratigraphiques entre Schistes lustrés et Trias peuvent être étudiés le long de l'arête col du Drinc — Pointe de la Pierre (entre Cogne et Aoste) ou à proximité du sommet de cette arête sur le versant d'Aoste.

Des Schistes lustrés reposent ici stratigraphiquement sur des dolomies cendrées à traces de Diplopores ou sur des calcaires dolomitiques associés à ces dolomies. Les Schistes lustrés débutent par une association métrique de quartzites radiolaritiques et de marbres qui englobent une lentille prasinitique, et cette association passe, au-dessus, à une succession de calcschistes couronnée par des marbres phylliteux à interlits calcschisteux.

Des intercalations bréchiques caractérisent les parties inférieures des Schistes lustrés. Il s'agit de fragments lenticulaires de dimensions comprises entre quelques centimètres et quelques décimètres de roches triasiques (dolomies, calcaires dolomitiques) et moins fréquemment liasiques (marbres phylliteux et marbres siliceux), englobés dans un ciment calcschisteux<sup>8</sup>.

<sup>7</sup> Il en est probablement de même ailleurs, car des Schistes lustrés considérés comme liasiques sont en réalité plus récents, néo jurassiques et crétacés. C'est du moins le cas des Schistes lustrés des vallées de Lanzo comparables à tous les points de vue, d'après mes observations, aux Schistes lustrés associés aux ophiolites et attribuables au Malm Crétacé, qui affleurent plus au Nord dans la région considérée dans cette étude.

<sup>8</sup> Des niveaux bréchiques semblables affleurent aussi au NE et au ENE de Cogne entre le torrent Grauson et la mine (voir fig. 4). Dans un travail antérieur (G. ELTER, 1960) j'avais considéré ces brèches, dont l'extension est plus grande que celle qui leur a été attribuée sur la carte de A. AMSTUTZ (1962), comme un terme de transition entre Schistes lustrés liasiques et Trias. En réalité on remarque même ici, comme dans les environs du col du Drinc, la présence d'éléments liasiques remaniés.

Ces caractères des rapports entre Schistes lustrés et leur soubassement liasico-triasique dans la couverture du massif du Grand Paradis appellent quelques remarques paléogéographiques. Une émergence doit avoir affecté ce soubassement avant le dépôt des Schistes lustrés qui sont transgressifs sur le Trias et séparés des marbres phylliteux liasiques par une discontinuité stratigraphique probable (contact brusque ; absence probable dans la série liasique de termes équivalents du Lias post-sinemurien des Alpes Cottiennes méridionales). La présence d'intercalations bréchiques à éléments triasiques et liasiques est aussi en accord avec l'hypothèse d'une émergence anté-Schistes lustrés. Il est toutefois aussi possible que les endroits où les Schistes lustrés reposent directement sur le Trias représentaient, avant cette émergence, un seuil ou une ride<sup>9</sup> délimitant le bassin où se déposaient les sédiments liasiques. Cette possibilité est à prendre en considération puisque l'existence de seuils et de sillons créés par un jeu de paléofailles caractérise la paléogéographie liasique de beaucoup de domaines (Luganais, Canavèse, etc.), y compris, comme l'a montré A. MICHARD (1967), le domaine piémontais dans les Alpes Cottiennes.

Pour ce qui concerne leur constitution lithostratigraphique, les Schistes lustrés ophiolitifères de la couverture du Grand Paradis (ensemble A) ne diffèrent pas sensiblement de ceux de l'ensemble ophiolitifère B susjacent (niveaux inférieurs calcaréo-siliceux suivis par un ensemble calc schisteux). Néanmoins les caractères distinctifs ne manquent pas. A la présence des brèches, qu'on vient de mentionner, on doit ajouter le caractère sporadique, la faible épaisseur et la constitution exclusivement prasinitique qui, comme nous le verrons, caractérisent les ophiolites associés aux Schistes lustrés de la couverture du Grand Paradis. Enfin et localement, les Schistes lustrés attribuables à la couverture du massif du Grand Paradis sont caractérisés aussi par des intercalations de faciès très particuliers. Il s'agit d'intercalations répétées de marbres phylliteux à éléments dolomitiques, associées à des interlits ou à des passées de Permo-Carbonifère et de Trias reconstitués (micaschistes argentés, pseudo-ovardites à interlits dolomitiques, dolomies impures à interlits siliceux). De la même façon que les interstratifications semblables signalées récemment par

R. CABY (1968) au sein des Schistes lustrés du Valgrisanche, Val de Rhème et Valsavaranche, ces niveaux détritiques rappellent ceux de la couverture du massif du Valsavaranche (voir p. 152) et on est vraisemblablement en présence d'un phénomène de resédimentation de matériaux briançonnais dans le bassin où se déposaient les Schistes lustrés de la couverture du massif du Grand Paradis.

#### IV. — LES OPHIOLITES ET LEURS RAPPORTS AVEC LES ROCHES SÉDIMENTAIRES

##### I. L'ensemble ophiolitifère.

Les ophiolites de la région étudiée ont été attribués jusqu'ici (Gb. DAL PIAZ, 1928 ; R. MICHEL, 1953 ; A. AMSTUTZ, 1962) à des prasinites de différents types (ordinaires, épidotiques, chloriteuses, amphibolitiques, etc.), à des serpentinites ou des serpentinites à résidus, enfin à des éclogites ou des roches d'origine éclogitique (amphibolites à grenat et à glaucophane). D'après mes observations, des gabbros métamorphisés, dont la présence a été en grande partie méconnue jusqu'ici<sup>10</sup>, jouent un rôle important dans l'ensemble ophiolitifère, et les éclogites et les amphibolites éclogitiques apparaissent associées à une partie de ces métagabbros sous forme d'intercalations répétées et de bordure périphérique.

Ces gabbros métamorphisés doivent être séparés des prasinites avec lesquelles ils avaient été en grande partie confondus. Il est d'autre part nécessaire aussi de distinguer les vraies prasinites (constamment associées comme nous le verrons aux niveaux de base de la série des Schistes lustrés) des ovardites et des gneiss ovarditiques interstratifiés dans les parties les plus récentes de

<sup>9</sup> A cette occasion on ne peut manquer d'évoquer la « ride cottienne » de A. MICHARD (1967). La discussion des rapports éventuels entre celle-ci et la ride supposée ici ne sera pas abordée dans cet article en raison des trop grandes incertitudes qui persistent encore sur la paléogéographie de ce domaine.

<sup>10</sup> Il est loin en effet d'être limité aux seuls exemples connus, à savoir les gabbros métamorphisés de Tranbesere, signalés par R. MICHEL dans la basse vallée de Champorcher (1953, p. 97) et les euphotides laminées et métamorphisées cartographiées par V. NOVARESE au NW et au NE de Valprato Soana et par E. MATTIROLO au N du M. Emilius dans la région de Brissogne (feuilles Ivrea et Aosta de la carte italienne au 1/100 000°).

la même série (calcschistes). Les relations primaires avec les Schistes lustrés ne sont pas limitées aux seules prasinites ; elles caractérisent aussi, dans un certain nombre de cas, des massifs de gabbros métamorphisés et leur existence n'est pas à exclure pour certains massifs de serpentinites à résidus. Les roches vertes qui présentent des relations primaires avec les Schistes lustrés, ou pour lesquelles l'existence de cette association n'est pas à exclure, se partagent ainsi entre les quatre groupes suivants : *a)* gneiss ovarditiques et ovarditites ; *b)* autres prasinites ; *c)* métagabbros ; *d)* ultramafites.

**A) Ovardites et gneiss ovarditiques intercalés dans les calcschistes.**

Nous avons déjà remarqué qu'il s'agit d'intercalations concordantes mais rares et d'épaisseur réduite.

Leur constitution est assez banale et caractérisée par la présence de quartz et de mica (séricite, souvent aussi biotite verte), en proportion généralement supérieure à celle des autres prasinites chloriteuses ou non, non seulement dans les gneiss chlorito-albitiques mais aussi dans les ovarditites.

Les intercalations constituées par ces roches ont une épaisseur variant entre le centimètre et quelques mètres ; leurs bords ne sont jamais nettement délimités par rapport aux calcschistes qui les englobent.

La nature de ces roches reste problématique (dernières manifestations du magmatisme ophiolitiques ? remaniement de formations pyroclastiques ou effusives plus anciennes ?). Elles doivent en tout cas être séparées, à cause de leur âge plus récent, des autres prasinites qui occupent une situation stratigraphique moins élevée. Leur importance est d'ailleurs, comme on l'a déjà remarqué, nettement subordonnée par rapport à celle des autres ophiolites.

**B) Prasinites.**

Si l'on excepte les ovarditites et gneiss ovarditiques intercalés dans les calcschistes, ces prasinites apparaissent exclusivement associées à l'ensemble calcaro-radiolaritique qui représente les parties inférieures de la série des Schistes lustrés. En effet, un liséré de quartzites à niveaux jaspeux ou de marbres à zone siliceuse souligne toujours,

quoique avec des épaisseurs variables parfois réduites à quelques centimètres, le contact des masses prasinitiques avec leur environnement sédimentaire, chaque fois que ce contact n'est pas de nature mécanique. On peut même fréquemment aussi constater que les autres termes de la série des Schistes lustrés succèdent dans leur ordre stratigraphique normal à ce liséré interposé entre eux et les prasinites.

Puisqu'on peut admettre que les prasinites sont au moins en grande partie d'origine effusive ou pyroclastique (M. LEMOINE, 1955 ; A. NICOLAS, 1967 ; V. DIETRICH, 1969), l'explication de ce mode d'association ne soulève aucune difficulté : les prasinites ont été recouvertes par les niveaux de base de la série des Schistes lustrés ou se sont interstratifiées avec eux. On doit se demander toutefois quel est le soubassement des prasinites et de ces niveaux sédimentaires. Nous verrons plus loin quelle réponse peut être donnée à cette question, et remarquons pour l'instant que le problème a été complètement ignoré jusqu'ici dans la région considérée, puisque l'on admettait que les Schistes lustrés constituaient une série indifférenciée s'étendant vers le bas jusqu'à la limite avec le Trias. Les prasinites, qui se présentent souvent sous forme de gisement stratoïdes répétés dans les Schistes lustrés, ont été considérées pour cette raison comme des sills ou des coulées interstratifiées à tous les niveaux de cette série compréhensive (Gb. DAL PIAZ, 1928 ; A. AMSTUTZ, 1962).

En réalité, et sauf pour certaines bandes prasinitiques qu'on peut éventuellement considérer comme interstratifiées dans les niveaux de base des Schistes lustrés, on est en présence de replis qui ont affecté les prasinites et leur couverture sédimentaire ; les masses prasinitiques du cœur des replis plus aigus et dont les flancs et plans axiaux sont parallèles à la schistosité peuvent être facilement confondues avec des intercalations ou des lentilles concordantes avec la stratification.

**C) Métagabbros.**

Ces roches sont distinguables des prasinites par des caractères de texture (« flasergabbros »), par la présence de mica chromifère et la fréquence (au détriment de l'albite) de zoïsite ou d'épidote, enfin par des résidus de pyroxènes ou de leur pseudomorphoses d'ouralites. Un caractère distinctif très commode mais qui concerne le cas parti-

culier, quoique fréquent, des métagabbros éclogitiques, est représenté par la présence, dans ces roches, d'enclaves ou de lits plus ou moins boudinés et de bordures périphériques d'éclogites et d'amphibolites éclogitiques.

Les métagabbros ne présentent aucune relation primaire avec les Schistes lustrés lorsqu'ils sont enclavés dans des massifs d'ultramafites. Il en est de même lorsque des prasinites associées aux métagabbros s'interposent entre ces derniers et les roches sédimentaires, mais il est difficile d'établir dans ce cas si l'on est en présence de prasinites dérivées de diabases ou des produits ultimes de la transformation métamorphique des gabbros. En tout cas des relations directes, qu'on ne peut pas exclure même en présence de prasinites interposées, s'observent et sont même fréquentes entre des dérivés incontestablement gabbroïques et les Schistes lustrés.

Ces relations se manifestent par une étroite association entre métagabbros et constituants du complexe de base calcaro-radiolaritique de la série des Schistes lustrés. On remarque, dans un certain nombre de cas, des lisérés de quartzites radiolaritiques accolés aux métagabbros d'un côté et passant, par l'intermédiaire de marbre à zones siliceuses et de calcaires à lits schisteux, aux calcschistes de l'autre, mais plus fréquemment c'est un ensemble de marbres plus ou moins micacés et à délits schisteux, avec interstratifications répétées de quartzites phylliteux grenatifères, qui apparaît interstratifié entre métagabbros et calcschistes. Le caractère primaire de cette association apparaît encore plus évident lorsque des éléments lenticulaires ou arrondis, plus rarement anguleux, apparaissent englobés dans les quartzites et les marbres siliceux associés aux métagabbros. En effet, ces accidents, qui sont très fréquents sur le pourtour des massifs gabbroïques affleurant entre Cogne et Campiglia (cirques de l'Urtier, du Bardoney et des Eaux Rouges, versant gauche du Val de Campiglia), apparaissent constitués par des éclogites, des amphibolites éclogitiques et aussi, en dessus d'une certaine taille, par des fragments de métagabbros englobant les roches précédentes. Autrement dit, les niveaux sédimentaires associés aux métagabbros englobent des fragments de ces roches ou des faciès éclogitiques qui leur sont toujours associés. Quelle signification faut-il alors attribuer à cette association de métagabbros avec

les niveaux inférieurs de la série des Schistes lustrés ?

Puisque la genèse des gabbros n'est concevable qu'en dessous d'une couverture d'une certaine épaisseur, on pourrait identifier cette couverture à l'ensemble sédimentaire associé à ces ophiolites et admettre que la mise en place de ces dernières s'est produite au-dessous de cet ensemble, sous forme de laccolites ou de sills. Dans cette éventualité les éléments ophiolitiques englobés dans les niveaux sédimentaires dériveraient du boudinage de sills amincis ou de leurs terminaisons.

L'hypothèse apparaît cependant peu vraisemblable à plusieurs égards. Tout d'abord la disposition de ces éléments, leurs dimensions comprises dans la majorité des cas entre celle d'une noix et celle d'une tête d'homme (les tailles dépassant ces dimensions et pouvant atteindre quelques mètres de diamètre sont rares), ainsi qu'une certaine tendance à un granoclassement qu'on observe parfois, suggèrent l'hypothèse d'une origine détritique.

L'éventualité d'une mise en place des gabbros sous forme de sills ou de laccolites au-dessous du complexe de base des Schistes lustrés soulève d'autre part de nombreuses difficultés. On devrait admettre que ces gabbros sont plus récents que les épanchements sous-marins actuellement représentés par les prasinites qui, comme on l'a montré, sont interstratifiées dans le complexe de base des Schistes lustrés ou (et plus fréquemment) recouvertes par ce complexe.

Enfin on doit remarquer que des fragments ophiolitiques comparables par leur disposition, leurs dimensions et leur constitution pétrographique à ceux qui caractérisent, dans la région considérée, les roches sédimentaires associées aux métagabbros, ont été décrits par P. BEARTH (1963, 1967) et G. V. DAL PIAZ (1965) dans les environs de Zermatt et dans les vallées d'Ayas et Valtournanche associés à des niveaux sédimentaires identiques au ciment des fragments homologues de la région considérée. Or G. V. DAL PIAZ et aussi, quoique avec quelque réserve, P. BEARTH considèrent ces fragments ophiolitiques comme d'origine détritique. Il est donc beaucoup plus vraisemblable que les niveaux de base de la série des Schistes lustrés sont postérieurs à la formation des gabbros et que les éléments ophiolitiques que ces niveaux englobent résultent de l'éroulement

d'un escarpement sous-marin constitué par des gabbros. L'association entre métagabbros et roches sédimentaires est donc de type stratigraphique, les premières roches jouant le rôle de soubassement des sédiments qui ont donné origine aux secondes.

**D) Ultramafites.**

Les lentilles et les massifs formés par ces roches dans la région considérée sont soit délimités par des contacts tranchés et manifestement tectoniques, soit caractérisés par le développement d'une bordure de réaction qui affecte les parties marginales des roches qui englobent les serpentinites, et dont l'épaisseur généralement comprise entre quelques centimètres et quelques décimètres peut atteindre localement des valeurs nettement plus grandes (1-7 m). Toutefois, et malgré leur aspect de cornéennes, la formation de ces bordures est attribuable, comme l'a déjà montré G. V. DAL PIAZ

(1969), à une métasomatose déclenchée par la serpentinisation d'ultramafites déjà déformées ou en train de se déformer. On constate en effet et tout d'abord qu'une partie de ces bordures de réaction s'est développée, dans la région considérée, à travers des contacts tectoniques majeurs. Parmi les nombreux exemples on peut citer celui de la serpentinite minéralisée de la mine de Cogne (fig. 4). Une bordure de réaction est développée à la marge de dolomies triasiques sous-jacentes à la serpentinite, mais la limite entre cette dernière et la dolomie coïncide, comme je l'avais déjà montré dans un travail antérieur (1960), avec un contact tectonique majeur, souligné localement par l'interposition, entre serpentinites et dolomies, d'une écaille de gneiss albitiques permo-carbonifères.

En deuxième lieu les mêmes paragenèses (à diopside, trémolite, épidotes, grenats, talc, chlorite,

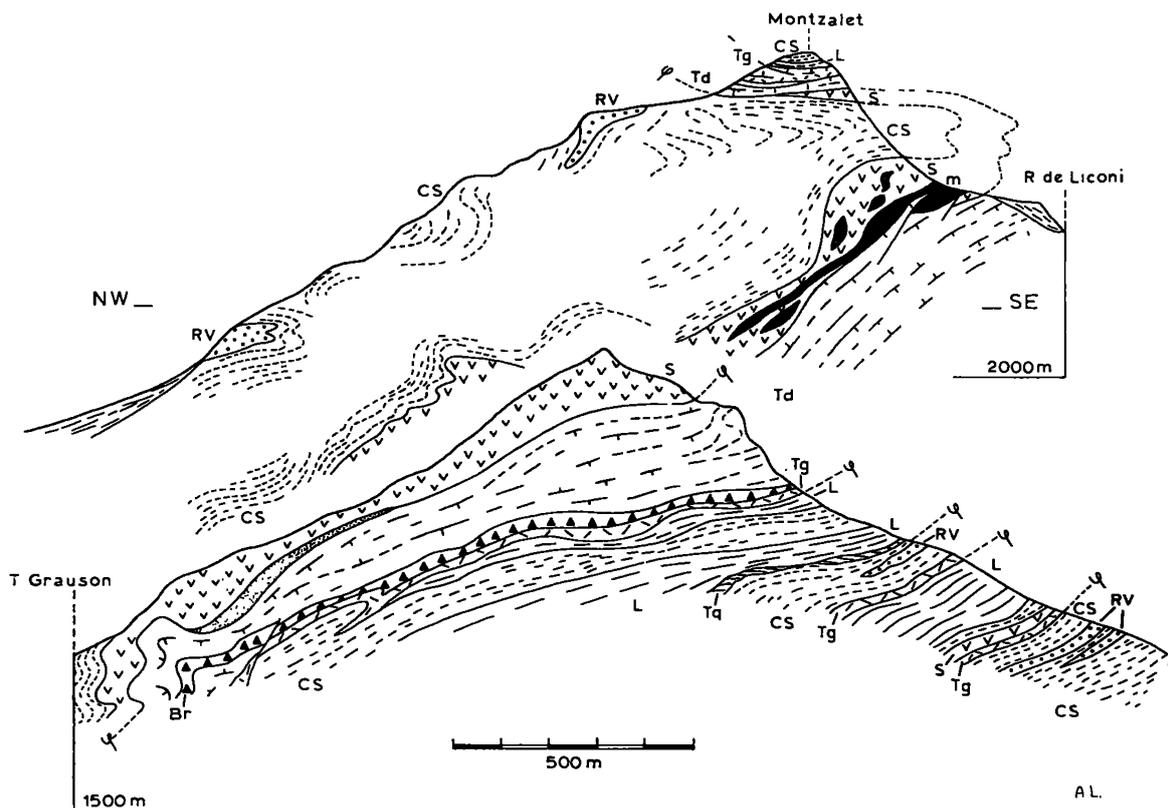


Fig. 4. — Coupes de la lentille de serpentinite minéralisée de la mine de Cogne et de son environnement

Tq, Quartzites triasiques; Td, Dolomies et calcaires dolomitiques du Trias; Tg, Cargneules; L, Marbres phylliteux liasiens; CS, Schistes lustrés; BR, Brèches associées aux Schistes lustrés; RV, Prasinities; s, Serpentine; m, Magnétite; φ, Contacts anormaux majeurs. En grisé : Ecaille de gneiss albitiques permo-carbonifères.

vésuvianite, etc.) caractérisent aussi bien les bordures de réaction, dont le caractère post-tectonique est évident, que les autres et ces paragenèses ne semblent pas dépendre de la nature des roches affectées par la métasomatose et en contact avec les serpentinites, nature qui est très variable (calcschistes, marbres phylliteux, dolomies et calcaires dolomitiques, etc.).

On doit donc exclure la nature de cornéennes et l'origine à partir d'injections magmatiques ou de laccolites, qui ont été attribuées, dans la région étudiée, à certaines lentilles ou massifs de serpentinites et aux bordures de réaction qui soulignent leurs contacts<sup>11</sup>, mais on doit se demander si le caractère secondaire, qu'on doit attribuer à ces bordures de réaction, est une raison suffisante pour considérer, avec G. V. DAL PIAZ, comme exclusivement tectoniques les rapports entre serpentinites et roches sédimentaires affectées par ces bordures. La question se pose parce qu'on constate, dans la région étudiée, certaines différences suivant que les roches en contact avec des serpentinites et affectées par des bordures de réaction métasomatiques sont représentées par des constituants de la série des Schistes lustrés ou par des roches plus anciennes (marbres phylliteux liasiques, Trias, Cristallin). Dans le deuxième cas, qui est assez fréquent, les serpentinites sont fortement étirées en lentilles disjointes, jalonnant des contacts tectoniques. Des conditions analogues caractérisent aussi des lentilles de serpentinites de petites dimensions en contact avec les Schistes lustrés, mais on constate en même temps que les massifs d'ultramafites les moins tectonisés et constitués par des lherzolites serpentinisées ou par des serpentinites à résidus sont exclusivement en contact avec les constituants de cette série, le plus souvent avec ses niveaux inférieurs (quartzites, marbres à zone silliceuse). En plus, et quoique le contact avec les Schistes lustrés de ces massifs soient affectés par une certaine tectonisation, on ne peut pas exclure que cette dernière soit au moins en partie postérieure à la métasomatose qui s'est développée à la limite entre ultramafites et Schistes lustrés. C'est du moins le cas pour certains massifs d'ultramafites qui affleurent à l'Est de Cogne dans les cirques de l'Urtier, du Bardoney et des Eaux Rouges, dont les bordures de réaction périphériques apparaissent impliquées dans des déformations qui ont affecté les Schistes lustrés et les

ultramafites, en provoquant des redoublements tectoniques répétés de l'ensemble dans un empilement de replis et d'écaillés, qui est évidemment postérieur à la formation des bordures de réaction métasomatique<sup>12</sup>.

L'antériorité de la formation des bordures de réaction par rapport à certaines déformations tectoniques, vraisemblablement secondaires, mais d'importance non négligeable, est, dans le cas qu'on vient de mentionner, très évidente. On doit dès lors se demander si ces déformations postmétasomatiques ne sont pas responsables de la tectonisation qui affecte les contacts entre Schistes lustrés et certain massif d'ultramafites.

On ne peut donc pas exclure qu'antérieurement à cette tectonisation, les rapports entre Schistes lustrés et ultramafites étaient primaires. Cette éventualité est à prendre en considération parce que la formation des ultramafites est certainement antérieure au dépôt des Schistes lustrés. Nous avons vu en effet que les bordures de réactions qui démontreraient l'intrusion de magmas péridotiques dans les Schistes lustrés sont en réalité secondaires ; on perd ainsi une raison de considérer les ultramafites comme plus récentes que les Schistes lustrés. D'autre part il est peu vraisemblable que les ultramafites soient plus récentes que les prasinites et les métagabbros qui ont été recouverts par les niveaux de base de la série des Schistes lustrés.

Or si les ultramafites existaient déjà, comme les gabbros, au moment où débute le dépôt de cette série, rien n'empêche que celle-ci se soit localement formée directement en dessus d'un soubassement péridotique.

<sup>11</sup> La lentille minéralisée de la mine de Cogne (fig. 4) représente un exemple de ces prétendus laccolites mis en place entre les dolomies triasiques et les Schistes lustrés qui encadrent au mur et au toit cette lentille et qui sont affectés par des bordures de réaction. Selon cette interprétation (A. AMSTRUTZ, 1962), les amas de magnétite qui caractérisent cette lentille et qu'on exploite par foudoyage depuis 1928 résulteraient « d'une différenciation d'un magma péridotique lors de son ascension dans le dyke et se seraient trouvés dans les parties inférieures du laccolite au moment de sa mise en place ».

<sup>12</sup> Un empilement de ce genre a donné naissance à une puissante bande constituée par une alternance tectonique de Schistes lustrés, métasomatites et écaillés de serpentinites, qui repose sur la serpentinite à résidus du lac de Loie (Est de Cogne). C'est le « complexe de sédiments mésozoïques en lames dans les serpentinites et métamorphisés à des degrés divers » de la carte de A. AMSTRUTZ (1962).

## 2. La couverture du massif du Grand Paradis.

Les ophiolites associées primairement aux Schistes lustrés de cette couverture sont, comme on l'a déjà remarqué, rares et exclusivement représentées par des prasinites.

Ces dernières sont constituées en partie, comme dans l'ensemble ophiolitique, par des gneiss ovar-ditiques et des ovarditites micacées interstratifiés dans les calcschistes et en partie par des prasinites associées aux quartzites et aux marbres à zones siliceuses des niveaux inférieurs de la série. Dans le deuxième cas il s'agit de lentilles sporadiques et de dimensions modestes. Métagabbros, ultramaftites et même prasinites en masse d'un certain volume n'apparaissent jamais associées aux Schistes lustrés de la couverture du massif du Grand Paradis.

## 3. Les gabbros associés aux constituants antétriasiques des lambeaux Dent Blanche.

Des métagabbros adhérant aux socles du M. Emilius et du M. Rafray qui les surmontent représentent un cas particulier dans le contexte de l'ensemble ophiolitique de la région considérée : les roches qui leur sont associées sont antétriasiques et cette association est vraisemblablement primaire.

Ces métagabbros ne représentent cependant qu'une partie des ensembles gabbroïques qui constituent fréquemment le soubassement immédiat des unités charriées du socle de la nappe de la Dent Blanche s.l., comme les métagabbros de Brissogne (M. Emilius)<sup>13</sup>, ceux qui viennent d'être découverts par R. NERVO (thèse univ. inédite Turin) à la base du lambeau du M. Rafray<sup>14</sup> et, au Nord de la région considérée et à la base du lambeau de la Dent Blanche s. str., les gabbros prasinitiques du « groupe de Tracuit » d'E. ARGAND (1909). Ces ensembles sont en réalité, au moins dans la région étudiée, assez hétérogènes au double point de vue de leur constitution et de leur structure. Des écailles de serpentinites et des bandes étroites de Schistes lustrés sont interposées entre les métagabbros, et des contacts tectoniques, jalonnés par ces écailles et ces bandes, montrent que ces ensembles sont constitués par différents éléments tectoniques superposés. La possibilité de relations primaires avec des roches antétriasiques ne se pose donc que pour les métagabbros compris

dans les plus élevés de ces éléments tectoniques et qui sont en contact direct avec les socles susjacentes des éléments Dent Blanche.

Pour ce qui concerne le lambeau du M. Emilius, la deuxième de ces conditions ne se vérifie généralement pas (interposition de Schistes lustrés ou de serpentinites entre socle et gabbros). Toutefois l'éventualité d'un contact primaire est à prendre en considération en certains points (malheureusement d'accès difficile) où les constituants antétriasiques du socle semblent bien reposer directement sur des métagabbros. Des contacts primaires sont en tout cas probables pour certaines parties des masses gabbroïques qui supportent les roches cristallines du M. Rafray (communication orale de R. NERVO). L'existence de relations primaires avec des roches antétriasiques est donc à prendre en considération pour certaines parties des ensembles gabbroïques qui constituent le soubassement des socles Dent Blanche, mais ces relations n'existent pas ou sont exclusivement tectoniques pour d'autres parties de ce même ensemble. De plus on doit encore remarquer que les métagabbros qui ne présentent aucune relation primaire avec les roches antétriasiques sont par contre étroitement associés à des quartzites et à des marbres à zones siliceuses, c'est-à-dire aux niveaux inférieurs de la série des Schistes lustrés<sup>15</sup>.

On constate ainsi dans les ensembles gabbroïques du soubassement des lambeaux Dent Blanche, une sorte de coexistence entre métagabbros associés aux constituants antétriasiques de ces unités du socle, et métagabbros associés primairement aux Schistes lustrés. Il faut tenir compte du fait que les seconds sont attribuables, comme tous les gabbros associés primairement aux Schistes lustrés, au soubassement de cette série et que les premiers

<sup>13</sup> Ce sont les euphotides laminées de la feuille Aoste (Carte italienne au 1/100 000<sup>e</sup>), mais leur extension est beaucoup plus grande que ne l'indique cette carte. Remarquons qu'il s'agit des plus beaux exemples de métagabbros de la région considérée, à résidus fréquents de pyroxènes et à intercalations d'éclogites ou d'amphibolites éclogitiques à glaucophane.

<sup>14</sup> Les recherches de R. NERVO ont aussi confirmé l'existence du lambeau du M. Rafray et l'analogie de sa constitution avec celle du M. Emilius (micaschistes et gneiss albitiques parfois grenatiferes, avec intercalations d'éclogites et d'amphibolites éclogitiques, etc.), démontrées par E. ARGAND (1911).

<sup>15</sup> C'est un fait qu'on peut constater facilement dans d'étroites pincées synclinales de roches sédimentaires, comprises dans les masses replissées des métagabbros qui affleurent dans les vallées de Comboué, Arpisson et des Laures entre Aoste et le sommet du M. Emilius.

appartiennent à des éléments tectoniques distincts et structuralement plus élevés. Dès lors cette coexistence s'explique si l'on admet que le soubassement gabbroïque des Schistes lustrés se prolongeait sous le socle des éléments Dent Blanche et que les métagabbros associés primairement aux constituants antétriasiques de ce socle appartenaient à cette prolongation. Il est en effet possible que des restes de cette prolongation soient actuellement interposés entre des métagabbros attribuables au soubassement des Schistes lustrés et les unités du socle Dent Blanche qui les chevauchent.

#### **4. Conclusions sur les rapports entre ophiolites et roches sédimentaires.**

En conclusion, les caractères essentiels de l'association ophiolites - roches sédimentaires peuvent être résumés ainsi :

- cette association caractérise exclusivement les vrais Schistes lustrés d'âge néojurassico-crétacé ;
- si l'on excepte les gneiss ovarditiques et ovardites interstratifiés dans les parties supérieures de cette série, les Schistes lustrés jouent le rôle de couverture stratigraphique des ophiolites, en ce sens que leur sédimentation a accompagné ou suivi les épanchements volcaniques sous-marins, qui ont donné naissance à une partie des ophiolites, et que les sédiments n'ont pas seulement recouvert ces épanchements, mais aussi des ophiolites non effusives, c'est-à-dire des gabbros et vraisemblablement aussi des ultramafites.

### **V. — L'ORIGINE DES OPHIOLITES**

#### **1. Le problème du soubassement.**

Ce problème se pose à cause des caractères de l'association entre roches vertes et roches sédimentaires qu'on vient d'exposer. Puisque la plupart des ophiolites représentent en quelque sorte la base stratigraphique des véritables Schistes lustrés, on doit se demander quel était le soubassement de cet ensemble.

Une solution qu'on peut envisager est d'admettre que, comme dans le domaine ligure de l'Apennin, certains constituants du cortège ophi-

olitique, c'est-à-dire les ultramafites et au moins en partie les gabbros, ont joué le rôle de soubassement pour les épanchements sous-marins et les sédiments représentés actuellement respectivement par des prasinites et par les Schistes lustrés.

Toutefois, et puisque dans la région étudiée une partie des ophiolites (quoique peu importante et représentée exclusivement par des prasinites) doit être attribuée à la couverture du massif du Grand Paradis, on doit admettre, en même temps, que certaines parties du complexe ophiolitique et de sa couverture sédimentaire se prolongeaient latéralement au-dessus du socle du Grand Paradis. Il devait toutefois s'agir seulement des terminaisons périphériques de certaines coulées sous-marines, qui ont dépassé les bords du soubassement gabbro-péridotique sur lequel elles se sont épanchées, pour atteindre la couverture du massif du Grand Paradis, et de la prolongation latérale dans cette couverture des sédiments (Schistes lustrés) qui se déposaient à la même époque au-dessus d'un soubassement gabbro-péridotique.

Nous avons vu en effet que les ophiolites attribuables à la couverture du Grand Paradis ne sont représentées que par des prasinites de faible épaisseur. Mais on pourrait envisager aussi une solution assez différente : le soubassement des ophiolites pourrait être représenté par le socle des éléments Dent Blanche-Sesia et les Roches vertes dériver d'une méga-effusion épanchée au-dessus de ce socle. C'est l'hypothèse adoptée pour les ophiolites de l'ensellement de Lanzo par A. NICOLAS (1967) sur la base des conceptions génétiques de J.-H. BRUN et, dans cette éventualité, les métagabbros de la région étudiée ici, qui présentent des relations primaires avec le socle Dent Blanche (p. 50-51), représenteraient ce qui est resté en place d'une couverture ophiolitique de ces socles.

Cette deuxième solution ne s'accorde guère toutefois avec les caractères de l'association ophiolites-Schistes lustrés dans la région étudiée. Il faudrait admettre, pour expliquer ces caractères et en particulier les relations stratigraphiques observables entre Schistes lustrés et métagabbros, que l'enveloppe diabasique de la méga-effusion, déjà figée au moment de la consolidation des gabbros et des ultramafites, a été enlevée avant le dépôt des Schistes lustrés. Dans ce cas on devrait retrouver les restes de cette croûte diabasique parmi les éléments ophiolitiques remaniés qui caracté-

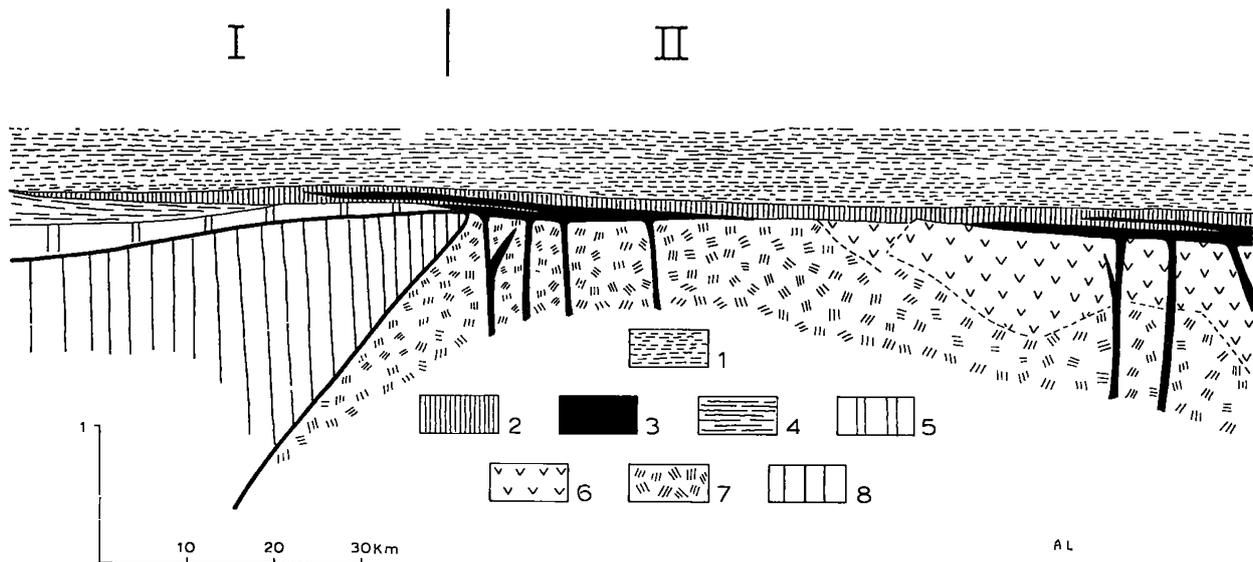


Fig. 5. — Schéma très approximatif des rapports entre les différents constituants de la zone piémontaise.

I, Ensemble A; II, Ensemble B. 1 et 2, Schistes lustrés ophiolitifères (1, Calcschistes; 2, Niveaux inférieurs); 3, Diabases (prasinites); 4, « Schistes lustrés » liasiques; 5, Trias; 6, Gabbros; 7, Ultramaftes; 8, Socle du Grand Paradis.

risent généralement, comme on l'a montré, la base des Schistes lustrés qui reposent en discordance sur des roches gabbroïques, mais ceci ne semble pas se vérifier, puisque les éléments détritiques en question sont formés par les constituants des masses gabbroïques sous-jacentes et jamais par des roches (prasinites) qu'on pourrait attribuer à d'anciennes diabases. Pour ces raisons, et même sans tenir compte de nombreuses objections d'ordre pétrogénétique à la possibilité de faire dériver les ophiolites de la région étudiée, et en particulier les gabbros éclogitiques et les ultramaftes d'une méga-effusion, possibilité qu'il n'y a pas lieu de discuter ici, cette deuxième solution du problème du soubassement des ophiolites est certainement moins vraisemblable que celle qui consiste à admettre que ce soubassement était constitué par une partie (ultramaftes et gabbros) des ophiolites elles-mêmes.

Cette dernière hypothèse représente ainsi la solution la plus vraisemblable du problème du soubassement des ophiolites et des Schistes lustrés.

## 2. Questions géodynamiques.

La solution qu'on vient d'envisager comme la plus plausible pour le problème de leur soubasse-

ment implique l'existence d'un fond simique pour une partie au moins du bassin des Schistes lustrés ophiolitifères.

A mon avis il est peu vraisemblable que cette formation représente le résultat de phénomènes d'intrusion tectonique, à travers la croûte sialique, de lambeaux arrachés aux parties supérieures du manteau. Un phénomène de ce genre n'est concevable qu'au cours des phases tectogénétiques de compression, dans une époque certainement plus récente que celle, fini-jurassique, de la mise en place des ophiolites, mise en place qui doit beaucoup plus vraisemblablement s'être produite dans des conditions de distension.

L'hypothèse d'un étirement de la croûte sialique allant jusqu'au déchirement et à la formation d'un hiatus simique (E. ARGAND, 1922; L. GLANGEAUD, 1962) est sans doute plus vraisemblable.

Il est cependant difficile d'admettre l'âge triasique ou liasique qui a été attribué à la distension en question. Comme l'a remarqué A. MICHARD (1967), rien ne vient appuyer l'idée d'une distension triasique. Les phénomènes de distension liasique, dont les manifestations (paléofailles) sont très évidentes dans différents domaines comme le Luganais (F. WIDENMAYER, 1963; D. BERNOUILLI, 1964), le Canavèse (G. ELTER

et al., 1966), ou le domaine piémontais des Alpes Cottiennes (A. MICHARD, 1967), etc., ne semblent pas suffisants pour avoir provoqué à cette époque la formation d'un hiatus simique par étirement et déchirement de la croûte sialique. Il est donc plus vraisemblable que le phénomène est plus récent et que le jeu des paléofailles au Lias représente que les manifestations initiales d'un phénomène de distension, s'accroissant ultérieurement, pour atteindre son point culminant aux approches ou au moment de la formation des ophiolites, c'est-à-dire vers la fin du Jurassique.

C'est ce qu'on constate en effet dans la zone du Canavèse (G. ELTER et al.) sous la forme d'un jeu de paléofailles qui laissent subsister pendant le Lias des horsts entre des bassins d'extension limitée, puis celle d'un effondrement généralisé qui donne naissance à un sillon unique avec dépôt, vers la fin du Jurassique, de radiolarite sur des faciès plus ou moins profonds suivant les points. La formation d'un hiatus simique pourrait donc coïncider avec celle d'un sillon géosynclinal et, à ce propos, on doit remarquer que dans les parties étudiées ici du domaine piémontais, l'établissement de conditions géosynclinales ne s'est produit qu'à partir du moment où les ophiolites étaient en place et où commençait le dépôt des Schistes lustrés néojurassiques-crétacés. En effet, aux époques précédentes le domaine correspondant était celui où se déposaient les sédiments triasique et liasique de la couverture du Grand Paradis et ceux qui en représentaient la prolongation au-dessus du socle Dent Blanche - Sesia encore soudé à celui du Grand Paradis. Or, et pour ce qui concerne la couverture du Grand Paradis, nous avons vu qu'une émergence a affecté cette couverture avant le dépôt des Schistes lustrés ophiolitifères. Quant à la couverture du socle Dent Blanche - Sesia, les conditions paléogéographiques devaient correspondre, à la même époque, à celles d'un haut fond, du moins à en juger par les restes échappés à l'érosion et conservés seulement au Nord de la Doire Baltée (Mont Dolin et Petit Mont Dolin, Château des Dames, zone de Roisan).

Il apparaît par conséquent logique de considérer la formation du géosynclinal, l'étirement de la croûte sialique, la formation d'un hiatus simique et la mise en place des ophiolites comme les effets plus ou moins synchrones d'un même phénomène géodynamique de distension.

L'emplacement le plus probable pour un hiatus simique, réalisant le soubassement gabbro-péridotique des ophiolites de la région étudiée, est l'espace compris entre les socles (antérieurement soudés) du massif du Grand Paradis et des éléments Sesia - Dent Blanche, puisque, d'un côté, les constituants de ce soubassement semblent se prolonger sous le socle Dent Blanche et que, de l'autre, les épanchements ophiolitiques et les sédiments qui se sont formés au-dessus du hiatus simique se prolongent dans la couverture du massif du Grand Paradis. Mais on doit aussi envisager la possibilité d'un deuxième hiatus, plus interne, entre le socle de la zone Sesia et celui de la zone insubrienne. En effet, et puisque le domaine ligure de l'Apennin se prolonge dans les Alpes (G. ELTER et al., 1966), il doit en être de même pour le hiatus simique qui a conditionné la formation des ophiolites de ce domaine et qui est représenté aussi dans sa prolongation dans la chaîne alpine (région des Gets en Chablais, nappe de Platta et zone d'Arosa). Or les affleurements mésozoïques du Canavèse qui, en tant que restes épargnés par l'érosion d'une zone plus vaste, matérialisent la prolongation du domaine ligure dans le secteur alpin, dont fait partie la région étudiée, montrent que l'emplacement le plus probable du hiatus en question était situé entre la zone Sesia et la zone insubrienne.

Toutefois l'existence de deux zones simiques n'implique pas nécessairement celle de deux sillons, ligures et piémontais, séparés par une cordillère représentée par la couverture de la nappe de la Dent Blanche (géoanticlinal du M. Dolin de E. ARGAND). Rien ne démontre en effet que cette cordillère n'ait pas disparu par effondrement vers la fin du Jurassique comme bien d'autres seuils créés par le jeu de paléofailles liasiques. En tout cas l'érosion n'a pas laissé subsister de portions suffisantes de cette couverture pour qu'on puisse écarter cette possibilité.

Remarquons que dans l'hypothèse d'un unique sillon piémontais-ligure le socle Sesia - Dent Blanche serait à interpréter comme une portion de matériel sialique subsistant au fond de ce sillon entre deux hiatus simiques. Dans le cas contraire on serait plutôt en présence d'un microcraton. La question reste naturellement complètement ouverte.

### 3. Considérations génétiques.

D'après tout ce qui précède, les ophiolites de la région étudiée peuvent être partagées, du point de vue génétique, en trois groupes :

*Un premier groupe* est représenté par celles qui constituaient le soubassement des sédiments et des épanchements ophiolitiques eugéosynclinaux et la zone de montée des magmas nourriciers de ces derniers. Le problème de la genèse de ces roches, représentées par les ultramafites et une partie des métagabbros, se confond avec celui de la formation du sima subcrustal et de son évolution jusqu'à l'arrivée de ces roches au fond de la mer par suite des phénomènes de distension et de déchirement de la croûte sialique susjacente. Aussi l'âge de ces roches reste-t-il indéterminé ; il est antérieur en tout cas à celui des autres ophiolites et est très vraisemblablement aussi pré-mésozoïque.

*Un deuxième groupe* est représenté par les roches dérivées des épanchements ophiolitiques sous-marins, donc et avant tout par des prasinites. Puisque les magmas qui ont donné naissance à ces épanchements vers la fin du Jurassique peuvent s'être consolidés en partie en profondeur, ce groupe pourrait comprendre aussi des métagabbros. Une distinction entre ces métagabbros plus récents (auxquels il faudrait éventuellement ajouter ceux qui pourraient s'être consolidés dans les parties inférieures de certaines coulées sous-marines particulièrement puissante sous une croûte diabasique déjà figée) et des métagabbros plus anciens faisant partie du soubassement des épanchements, est assez problématique, du moins en l'état actuel des recherches dans la région étudiée. Une cause possible pour la formation des magmas qui ont donné naissance aux roches actuellement représentées par des prasinites et par une partie non précisable des métagabbros est une refusion partielle du Sima subcrustal (M. VUAGNAT, 1968). On peut alors envisager la possibilité d'une relation entre cette refusion et les décompressions provoquées dans certaines portions du sima subcrustal par les déchirements du socle sialique susjacent. La montée des magmas se serait alors localisée de préférence dans les parties supérieures des portions « décoiffées » du Sima subcrustal, ce qui concorde avec l'absence de filons ou autres traces de montées magmatiques, absence que l'on

constate généralement dans tous les éléments du socle sialique de la zone piémontaise.

*Le troisième groupe* des ophiolites est finalement représenté par les ovardites et les gneiss ovarditiques, formant des intercalations concordantes dans les parties récentes de la série des Schistes lustrés (calcschistes). Le problème de leur genèse reste entièrement ouvert à cause de leur âge, plus récent que celui de toutes les autres ophiolites, et de leur mode de gisement particulier. On peut même se demander si l'on n'est pas en présence des produits de remaniement d'ophiolites plus anciennes, c'est-à-dire de roches détritiques plutôt que de véritables ophiolites.

### CONCLUSION

La conclusion qui se dégage des faits exposés dans ce travail, faits qui concernent surtout les caractères stratigraphiques des constituants sédimentaires de la zone piémontaise, ou attribuée autrefois à cette zone, et de leurs rapports avec les ophiolites, est que des conditions de formations analogues à celles qui sont actuellement attribuées aux ophiolites du domaine ligure de l'Apennin peuvent être envisagées aussi pour les ophiolites piémontaises du secteur compris entre l'Orco et la Doire Baltée. Plus exactement il est possible d'admettre :

a) que la formation des ophiolites a été conditionnée vers la fin du Jurassique par la formation d'une fosse de type eugéosynclinal et par l'apparition de matériel simique au niveau des déchirures de la croûte sialique provoquée par les étirements de cette croûte ;

b) que ces « hiatus simiques » ont joué le double rôle de zone de montée des magmas et de soubassement de leurs épanchements sous-marins et des sédiments eugéosynclinaux.

Toutefois je voudrais souligner qu'il ne s'agit pour l'instant que d'hypothèses qui demandent encore bien des vérifications ; par exemple au niveau de certaines unités de socle comme le massif du Grand Paradis et surtout la zone Sesia et les éléments Dent Blanche. En effet, les portions de la croûte sialique, qui doivent avoir été affectées par les phénomènes de distension et de déchirement qui ont permis la dénudation du sima subcrustal, devraient être actuellement englobées, au

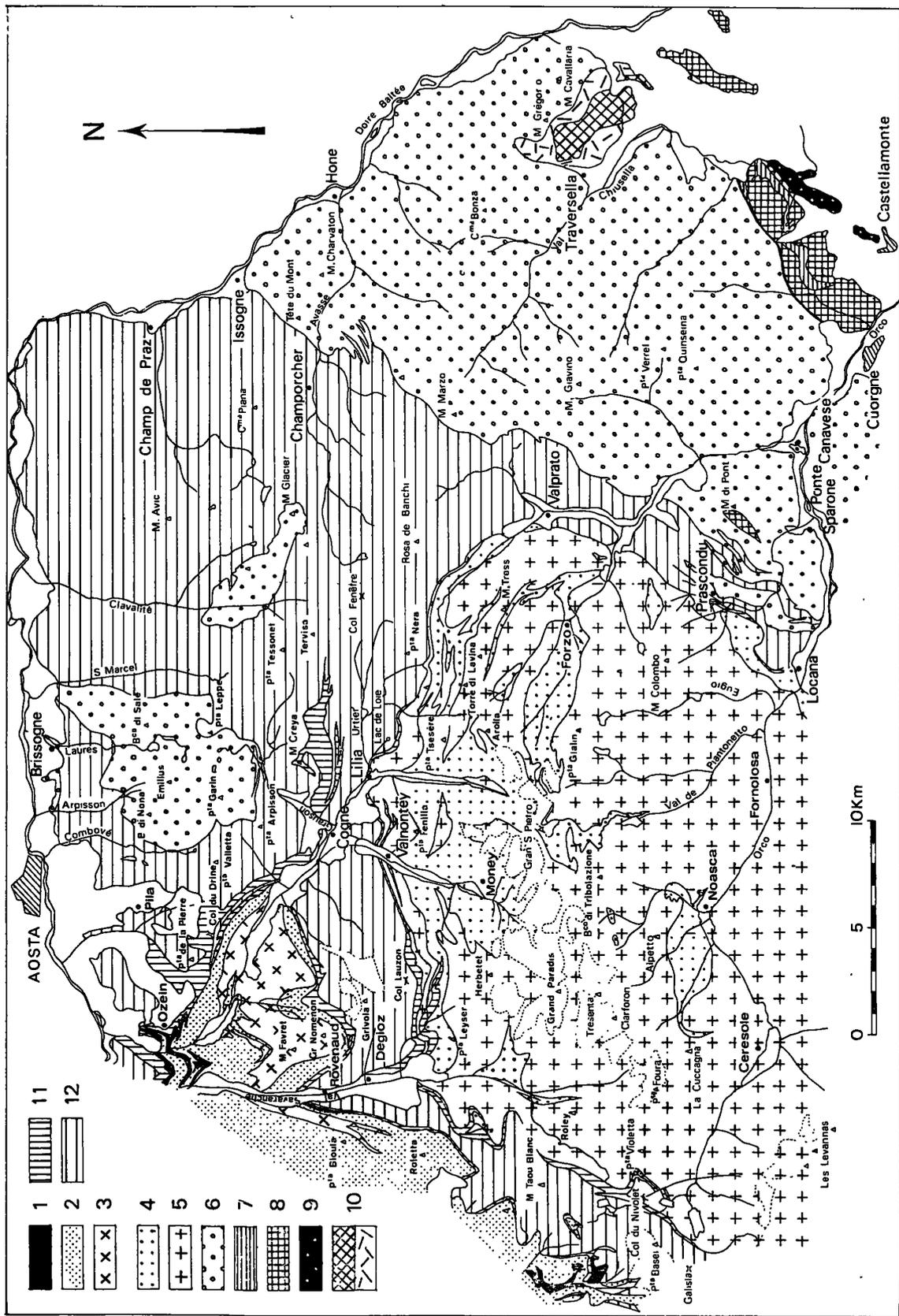


Fig. 6. — Carte géologique simplifiée des régions comprises entre l'Orco et la Doire Baltée (d'après les levés de GB, DAL PIAZ, 1926-27 ; G. ELTER, 1965-70 ; A. AMSTUTZ, 1962 ; R. CARY, 1964-67 ; R. COMPAGNONI, 1969-70 ; R. PRATO, 1968-70 ; et d'après la carte italienne au 1/100 000<sup>e</sup>, feuilles Aosta, Gran Paradiso et Ivrea).

Massif du Valsavaranche : 1, Couverture mésozoïque ; 2, Perno-Carbonifère ; 3, Granodiorites.

Massif du Grand Paradis : 4, Gneiss minuti ; 5, Orthogneiss.

Zones Sesia, du Canavèse, d'Ivrée : 6, Socle de la zone Sesia et lambeaux Dent Blanche ; 7, Mésozoïque du Canavèse ; 8, Socle de la zone insubrienne ; 9, Lherzolites et serpentinites de Castellamonte-Baldissero ; 10, Diorite tardi-alpine de Traversella (croix) et son auréole de métamorphisme.

Zone piémontaise : 11, Ensemble A (Trias, Schistes lustrés liasiques et Schistes lustrés ophiolitifères) ; 12, Ensemble B (Schistes lustrés ophiolitifères et ophiolites).

moins en partie, dans ces éléments de socle, mais il faut vérifier si les conditions structurales et la constitution pétrographique de ces unités sont compatibles avec l'existence de phénomènes géodynamiques de ce type. D'autres vérifications encore plus importantes sont liées à l'étude pétrographique des ophiolites, qui dans la région considérée implique une connaissance approfondie de leurs caractères métamorphiques. Enfin il faudra aussi

considérer le problème de l'évolution tectonique des ophiolites en vérifiant la possibilité de faire dériver, par clivage tectonique d'un soubassement gabbro-péridotique et de sa couverture effusive et sédimentaire, les innombrables bandes, lentilles et massifs de roches vertes englobés dans les Schistes lustrés ou jalonnant les contacts tectoniques qui séparent ces derniers des autres ensembles mésozoïques ou des unités du socle.

#### BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- AMSTUTZ (A.) (1962). — Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques espaces au Sud d'Aoste (*Arch. Sc. Genève*, 15, 1).
- ARGAND (E.) (1909). — L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales (*Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 45, p. 217-276).
- (1911). — Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux (*Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 31, p. 1-26).
- (1922). — La tectonique de l'Asie (C. R. XII<sup>e</sup> session Congr. géol. int. Liège, fasc. 1, p. 171-372).
- BEARTH (P.) (1967). — Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee (*Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 132).
- BERNOULLI (D.) (1964). — Zur Geologie des Monte Generoso (Lombadische Alpen) (*Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 118).
- BEZZI (A.) et PICARDO (G.) (1970). — Structural feature of the ligurian ophiolites : petrologic evidence for the « oceanic » floor in the northern appennines Geosyncline and contribution to the problem of the alpine-type Gabbro-Peridotite associations (*Mem. Soc. Geol. It.*, X).
- CABY (R.) (1968). — Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales : subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie Sud du Val d'Aoste (Italie) (*Géologie Alpine*, 44, p. 95-111).
- DAL PIAZ (Gb.) (1928). — Geologia della catena Herbetet-Grivola Gran Nomenon (*Mem. Ist. Geol. Un. Padova*, 7).
- DAL PIAZ (G. V.) (1965). — La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi tra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con il ricoprimento Monte Rosa e con la zona Sesia-Lanzo (*Boll. Soc. Geol. It.*, 84, 1, p. 67-104).
- (1969). — Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto termico tra serpentina e rocce incassanti nelle Alpi occidentali italiane (*Rend. S.I.M.P.*, 25, p. 263-315).
- DECANDIA (F.) et ELTER (P.) (1969) — Riflessioni sul problema delle ophioliti nell'Appennino settentrionale (*Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat.*, 76, 1).
- DIETRICH (V.) (1967). — Geosynclinaler Vulkanismus in der oberen penninischen Decken Graubündens (Schweiz) (*Geol. Rdsch.*, 57, p. 246-263).
- ELTER (G.) (1960). — La zona penninica dell'alta e media Valle d'Aosta e le Unità limitrofe (*Mem. Ist. Geol. Un. Padova*, 22).
- ELTER (G.), ELTER (P.), STURANI (C.) et WEIDMANN (M.) (1966). — Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes (*Arch. Sc. Genève*, 19, 3).
- GLANGEAUD (L.) (1962). — Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases Ponto-Plio-Quaternaires (Colloque C.N.R.S., Océanographie Méditerranée occidentale, Ville franche, 1961, p. 125-165).
- LEMOINE (M.) (1955). — Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des Schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes) (C. R. somm. S.G.F., p. 94-96).
- LEMOINE (M.), STEEN (D.) et VUAGNAT (M.) (1970). — Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées : observations dans le massif de Chabrière en Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France) (C. R. Séances, S.P.H.N. Genève, NS, 5, 1, p. 44-59).

- MICHARD (A.) (1967). — Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes Cottiennes (Editions C.N.R.S.).
- MICHEL (R.) (1953). — Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia Lanzo (Alpes franco-italiennes) (*Sc. de la Terre*, Nancy, 1, n<sup>os</sup> 3-4).
- NICOLAS (A.) (1967). — Géologie des Alpes piémontaises entre Dora-Maira et Grand Paradis (*Géologie Alpine*, 43, p. 139-167).
- NOVARÈSE (V.) (1909). — Il profilo della Grivola (Alpi Graie) (*Boll. Com. Geol.*, 40, p. 497-525).
- VUAGNAT (M.) (1968). — Quelques réflexions sur le complexe basique-ultrabasique de la zone d'Ivrée et les ultramafites alpinotypes (*Bull. suisse Min. Pétr.*, 48, 1, p. 157-164).
- WIEDENMAYER (F.) (1963). — Obere Trias bis mittlere Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen). Die Wechselbeziehungen zwischen Stratigraphie, Sedimentologie und syngenetischer Tektonik (*Eclog. Geol. Helv.*, 56, 2).
- Cartes géologiques :*
- Carta geologica d'Italia alla scala 1/100 000<sup>e</sup> : foglio 28, Aosta ; foglio 41, Gran Paradiso ; foglio 42, Ivrea.
  - Carta geologica della catena Gran Nomenon-Grivola-Herbetet in Gb. DAL PIAZ, 1928.
  - Carte géologique de la vallée de Cogne, in A. AMSTUTZ, 1962.
- Centro di studio per i problemi dell'orogeno delle Alpi occidentali, del C.N.R. Palazzo Carignano, Torino (Italia).  
*Manuscrit déposé le 18 juin 1971.*