

La zone du Roure : Contribution à l'étude du Briançonnais interne et du Piémontais en haute Ubaye

par Joseph LE GUERNIC

SOMMAIRE. — Cet article concerne les unités par lesquelles se fait le passage entre les zones briançonnaise et piémontaise dans les hautes vallées de l'Ubaye et de la Maira (Alpes Cottiennes). Dans chacune de ces zones, deux séries stratigraphiques sont étudiées. Les deux premières (séries de Combrémond et du Maniglia) se distinguent, au sein du Briançonnais interne (ou zone d'Acceglio), par la présence de lacunes et d'érosions portant essentiellement sur le Trias calcaréodolomitique. Les deux dernières (série de l'Alpet et calcschistes ophiolitifères proprement dits) sont piémontaises et se différencient l'une de l'autre grâce à l'existence, dans la première, de brèches d'un type particulier (« Brèches de l'Alpet »), vraisemblablement d'âge crétacé supérieur.

RIASSUNTO. — Si studiano le unità attraverso le quali avviene il passaggio dalla zona brianzonesa alla zona piemontese nelle parte alta delle valli dell'Ubaye e delle Maira (Alpi Cozie). Per ciascuna di queste zone vengono esaminate due serie stratigrafiche. Le prime due si distinguono nel Brianzonese interno (o zona d'Acceglio) per la presenza di lacune stratigrafiche e di erosione interessanti essenzialmente il Trias calcareo-dolomitico. Le ultime due sono piemontesi et si differenziano grazie all'esistenza di brecce di un tipo particolare, chiamate « Brecce dell'Alpet », appartenenti probabilmente al Creta superiore

PLAN DE L'ETUDE

Introduction.

I^{re} Partie : Stratigraphie.

- I. — La série de type Combrémond.
- II. — La série de type Maniglia.
- III. — Les faciès piémontais de type Alpet.
- IV. — Les Calcschistes piémontais ophiolitifères.

Conclusions.

II^e Partie : Tectonique.

- I. — Tectonique descriptive.
- II. — Analyse structurale.
- III. — Essai de reconstitution tectogénétique.

INTRODUCTION

Dans son travail de thèse consacré à la zone briançonnaise, M. GIDON (1956) avait remarqué l'existence au contact des domaines briançonnais et piémontais de masses importantes de quartzites associés normalement à des formations calcaires et renversées sur les calcschistes piémontais à ophiolites. A cette unité à matériel quartzitique, M. GIDON avait donné le nom de Zone du Roure.

L'individualisation par J. DEBELMAS et M. LEMOINE (1957) de la zone d'Acceglio jetait un jour nouveau sur cette zone du Roure. Ces deux auteurs définissaient en effet la zone d'Acceglio comme une zone paléogéographique bien délimitée en arrière du Briançonnais et caractérisée par « une transgression du Jurassique (Lias ou Dogger) sur le Werfénien ou le Permien, le Trias calcaréodolomitique

ayant été détruit par érosion ». Notre zone du Roure offrait tous les caractères de cette zone d'Acceglia à laquelle on pouvait la rattacher.

La zone d'Acceglia actuelle comprend deux branches qui se séparent à Acceglia même. L'une se poursuit vers le Nord jusqu'aux sources de l'Ubaye et le col du Longet, apparaissant donc comme une fenêtre au sein des calcschistes piémontais (A. MICHARD, 1958). L'autre va rejoindre Maurin en passant par le col de Mary (2 683 m). A l'Est,

elle chevauche les « Schistes lustrés » et à l'Ouest est chevauchée par le Briançonnais plus externe de la zone de Ceillac (M. GIDON, 1962). Plus au Nord, la zone du Roure se trouve représentée dans les écaillés complexes et discontinues qui jalonnent le front du domaine piémontais jusqu'à Montgenèvre. Elle prend alors le nom de « Zone des Ecaillés Intermédiaires ». Nous aurons l'occasion de l'étudier jusqu'au Cristillan, au niveau de Roufène en amont de Ceillac (Guillestre n° 5 1/20 000°).

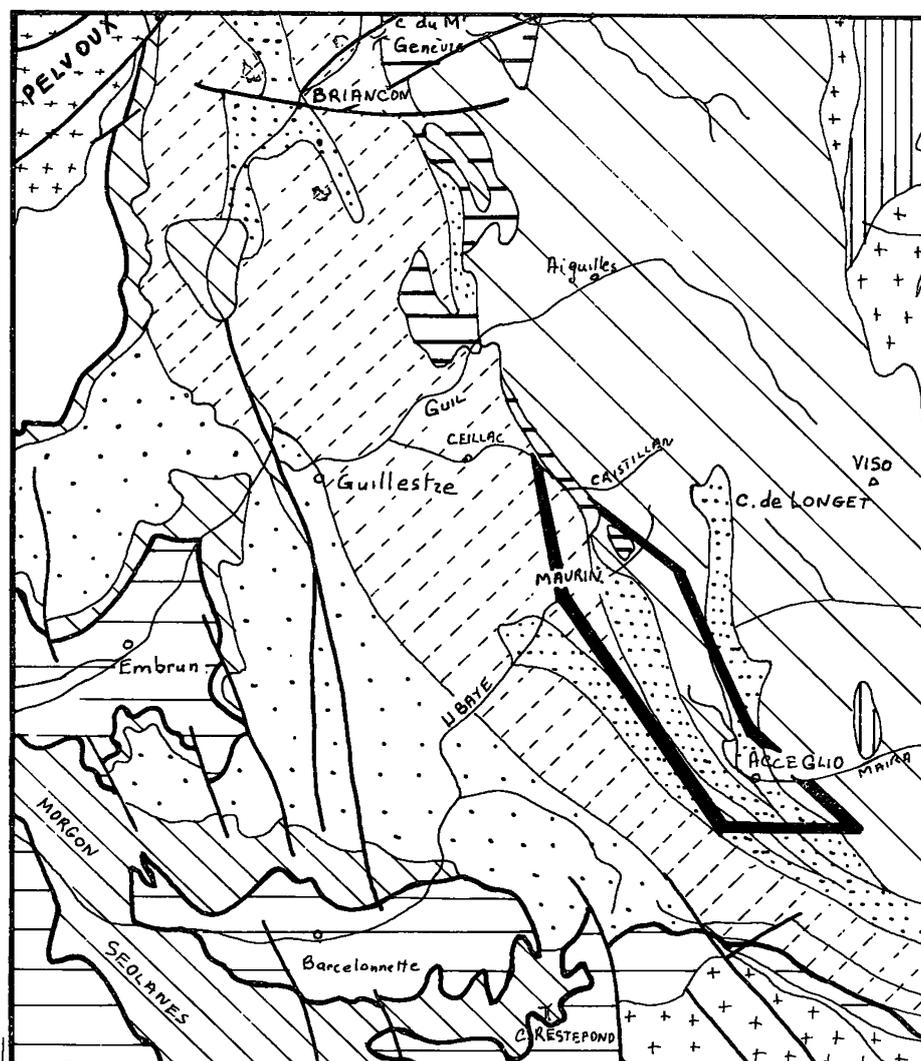


Fig. 1. — Schéma de situation de la région étudiée (1/500 000°).

Le Briançonnais (tireté oblique) et son socle siliceux (points serrés). Les faciès « Pré-piémontais de type Gondran » (traits horizontaux gras). Les Schistes lustrés (traits obliques espacés) et le Flysch à Helminthoïdes (points espacés). La limite des nappes sur l'autochtone est soulignée par un trait gras continu.

PREMIERE PARTIE

STRATIGRAPHIE

Au cours de notre étude, nous avons rencontré deux domaines alpins parfaitement individualisés tant du point de vue stratigraphique que tectonique. Chacun d'eux fut divisé en deux séries soulignant des particularités stratigraphiques. Nous examinerons successivement :

- les séries de type Combrémond et Maniglia, appartenant à la zone d'Acceglio;
- la série de type Alpet rattachée au domaine piémontais et caractérisé par la présence de brèches;
- les calcschistes piémontais ophiolitifères.

Avant de commencer cette étude, il est indispensable de faire deux remarques au sujet de la stratigraphie.

1° *L'âge des terrains.* — Les seules macrofaunes rencontrées se réduisent à une bélemnite dans les calcaires gréseux du Plateau de Tuissier et quelques fantômes d'ammonites dans le marbre de Guillestre du Fond du Roure. Par contre, préservée du métamorphisme dans des conditions exceptionnelles, une microfaune pélagique du Crétacé supérieur nous a permis de dater les croûtes manganésifères et les calcaires associés. De même, la présence de Calpionelles dans la partie terminale des calcaires transgressifs nous permet de préciser le Jurassique supérieur.

Il ne nous reste donc comme repère stratigraphique que les similitudes de faciès. C'est le cas par exemple des marbres chloriteux du Crétacé supérieur-Paléocène. En effet, F. ELLENBERGER estime « qu'en pays briançonnais, la chlorite dans les calcaires tient lieu — faute de mieux — de fossile caractéristique ». La découverte en quelques endroits privilégiés de *Globotruncana* confirme en Haute Ubaye la valeur de cette assertion.

2° *Les contacts anormaux.* — Dans une région aussi tectonisée, les contacts anormaux sont fréquents et dans certains cas délicats à déceler. Schématiquement, nous pouvons en distinguer 2 sortes :

a) Ceux du domaine briançonnais sont soulignés par des amas de cargneules pouvant être considérables — col du Roure, granges de Chiappera. Elles englobent des copeaux de différente nature, lames de quartzite, de dolomie, de calcaire triasique, toujours d'origine briançonnaise. Dans la zone du Roure, elles séparent des ensembles de quartzites dont nous reparlerons. Parfois ces cargneules manquent et les contacts deviennent très délicats à suivre.

b) Ceux du domaine piémontais, soulignés par des amas discontinus d'ophiolites, nous ne les avons jamais trouvés hors du domaine piémontais. Nous aurons l'occasion de les étudier plus en détail.

En conséquence, toutes nos attributions stratigraphiques sont accompagnées d'une incertitude due à l'absence de faune, sauf dans quelques cas précis, et il nous faudra toujours envisager l'éventualité d'une discontinuité tectonique susceptible de perturber toute succession stratigraphique, même apparemment la plus logique.

I. — Série du type Combrémond (zone d'Acceglio).

La série de type Combrémond constitue la référence la plus classique de la zone d'Acceglio et, de ce fait offre un excellent point de départ pour cette étude stratigraphique¹. Notre coupe fondamentale, souvent visitée par les géologues depuis sa découverte par M. LEMOINE, met en évidence une série carbonatée transgressive sur les quartzites permowérféniens. Ce caractère particulier de la série de type Combrémond se retrouve sur l'ensemble des terrains qui vont du sentier du Tronchet, en rive droite de l'Ubaye, au Fond du Roure, en passant par les Aiguilles de Mary en rive gauche. En quelque sorte, la partie strictement française de la zone du Roure.

¹ Nous verrons que certains termes manquent ici. La coupe idéale existe dans la falaise dominant l'Alpet, mais elle est difficilement accessible, ce qui nous a fait préférer celle de Combrémond.

**A) Coupe de référence : Combrémond,
Sentier du Tronchet (2 100 m).**

Elle se situe dans la petite falaise évitée par le sentier venant de Combrémond, avant de rejoindre celui qui monte de Maljasset. La série est inverse, limitée vers le haut par des cargneules et vers le bas par des éboulis.

- 1 — Conglomérat à galet de quartz rose et blanc dont la granulométrie varie entre 1,50 et 10 mm (faciès verrucano), et disposés en niveaux lenticulaires. Le ciment siliceux est verdâtre (chlonite). A leur partie supérieure ils passent à des quartzites blanc-vert, à cas sure franche (5 m). L'ensemble fait 25 mètres d'épaisseur.
- 2 — 1,80 m. Calcaire sableux blanc, finement lité, transgressif sur les quartzites qu'il remanie à sa base.
- 3 — 0,50 m. La partie supérieure du calcaire devient rosée et le faciès marbre de Guillestre apparaît nettement.
- 4 — 0,80 m. La couleur disparaît progressivement mais l'aspect moduleux subsiste. A sa partie supérieure, ce niveau se termine par un calcaire plus fin et plus compact.
- 5 — 0,30 m. Banc noir irrégulier, phosphaté, riche en calcite rosée et contenant localement de petits amas de galène.
- 6 — 0,05 m. Croûte phosphatée et manganésifère rouge foncé. Elle contient des microfaunes du Crétacé supérieur.
- 7 — Calcaire plaqueté, rouge à la base, puis vert pâle très riche en chlonite mais dépourvu de quartz.

Nous avons là une série typiquement briançonnaise, avec Jurassique supérieur calcaire, croûte manganésifère et marbres chloriteux du Crétacé supérieur-Paléocène. Mais des épaisseurs réduites, un Trias calcaréo-dolomitique absent et des quartzites érodés nous indiquent un domaine paléogéographique particulier : celui de la zone d'Acceglio (J. DEBELMAS et M. LEMOINE, 1957).

B) Etude des différents éléments. Leurs variations.

La coupe fondamentale que nous venons d'étudier comporte des variations. Pour la clarté de

l'exposé, nous prendrons les niveaux stratigraphiques un par un, en ne retenant que les faits importants de ces variations. Mais, pour être complet, il nous faut introduire ici des termes stratigraphiques non représentés dans la coupe de Combrémond et dont les affleurements sont de moindre importance en surface mais certainement pas pour ce qui est des conséquences paléogéographiques.

1. TERRAINS ANTÉ-PERMO-WERFÉNIENS.

Dans la région intéressée par ce chapitre (entre l'Ubaye et la frontière), nous ne connaissons que deux affleurements de micaschistes gris acier ou verts, situés sous les quartzites. Etant donné l'impossibilité sur notre terrain de dater les faciès antérieurs au verrucano, nous appellerons « socle » ce qui est stratigraphiquement au-dessous de la séquence détritique permo-werfénienne.

Il est délicat de donner un âge à ces micaschistes. Nous pouvons remarquer qu'ils ne possèdent pas leur équivalent dans la série décrite par M. GIDON. Par contre, A. MICHARD (1958), dans son étude sur la zone d'Acceglio - Longet à Bellino, parle de micaschistes verts — « schistes chlorito-albitiques » — d'âge permien qui pourraient s'identifier aux nôtres.

2. LE PERMO-WERFÉNIEN DÉTRITIQUE.

Le Trias inférieur du Briançonnais est constitué par un ensemble détritique subdivisé en deux faciès caractéristiques : les quartzites et le verrucano. L'on admet, sans aucune preuve, que ce dernier débute au Permien. Des schistes violacés, gypses et cargneules marquent la partie supérieure de cette formation (Werfénien supérieur).

Les phénomènes d'érosion et l'importance de la tectonique ont nécessité, pour la compréhension de certaines coupes, une étude approfondie du Permo-Werfénien détritique. Dans cet ensemble, une étude sédimentologique nous a permis de distinguer un certain nombre de niveaux repères (fig. 2) susceptibles d'être utilisés sur le terrain. Les séquences granoclassées de la base des conglomérats permettent de déceler la polarité des couches ainsi que leur place dans la formation. Malheureusement, l'action du métamorphisme et de la tectonique rend possible toute observation morphométrique ou mor-

phoscopique susceptible de donner des indications relatives à la genèse de cette formation. Le Permo-Werfénien détritique est donc composé :

- d'un conglomérat de base d'épaisseur variable (10 à 80 m) dont les éléments proviennent de matériaux récents (dacites permienes) ou plus anciens comme les galets de quartz certainement houiller ou antéhouiller;
- de quartzites fins, bien classés, succédant aux faciès grossiers d'une manière très progressive. Nous avons rencontré à leur partie inférieure des stratifications entrecroisées, des ripples-marks. Les gros bancs peuvent contenir des

niveaux conglomératiques lenticulaires. Dans les derniers mètres, après des passées feldspathiques, nous rencontrons des quartzites verdâtres, plus riches en chlorite, en bancs décimétriques séparés par des interlits schisteux verts. La fin de cette formation est marquée par l'apparition de croûtes ferrifères pourpres et de quartzites de même couleur. Au-dessus, des schistes violacés et des niveaux dolomitiques forment la transition avec le complexe du Maniglia, mais celui-ci n'existe pas dans la zone étudiée dans ce chapitre.

3. LE JURASSIQUE.

Dans la série de type Combrémond, nous avons un Jurassique calcaire transgressif sur les quartzites werfénien. Mais, dans de rares endroits privilégiés, nous avons trouvé un faciès détritique avec des grès et des schistes graphiteux : c'est notre Jurassique charbonneux.

a) *Le Jurassique charbonneux.* — Nous avons appelé ainsi les roches appartenant aux affleurements non carbonatés situés à la base du Malm et dont la partie inférieure repose sur les quartzites érodés. A la Brèche de Tuissier (2 799 m), dans une zone extrêmement broyée, au-dessus des lacs de Tuissier, nous avons trouvé une lame de terrains schisteux noirs formant le collet même de la Brèche. Nous y rencontrons de bas en haut :

- 0,50 m. Schistes siliceux blanc livide, à patine rouille, contenant des grès conglomératiques à gros quartz à la base.
- 1 m. Schistes graphiteux noirs, finement divisés, contenant quelques passées calcaréogréseuses.
- 0,80 m. Schistes graphiteux et quartzites noirs avec un niveau de grès grossier à grains de quartz bleutés ou gris, d'aspect plus clair.

Sur la crête de la Testetta, entre les calcaires du Jurassique supérieur et les quartzites érodés de la falaise de l'Alpet, nous retrouvons le Jurassique charbonneux essentiellement constitué de grès grossiers, parfois accompagné des schistes graphiteux ou livides. Ils sont très tectonisés. Au-delà de l'Aiguille basse de Mary où ils se trouvent plaqués contre la face W, les calcaires transgressent à nouveau les quartzites en les remaniant.

En l'absence de tout repère stratigraphique, nous pouvons essayer d'attribuer un âge à cette forma-

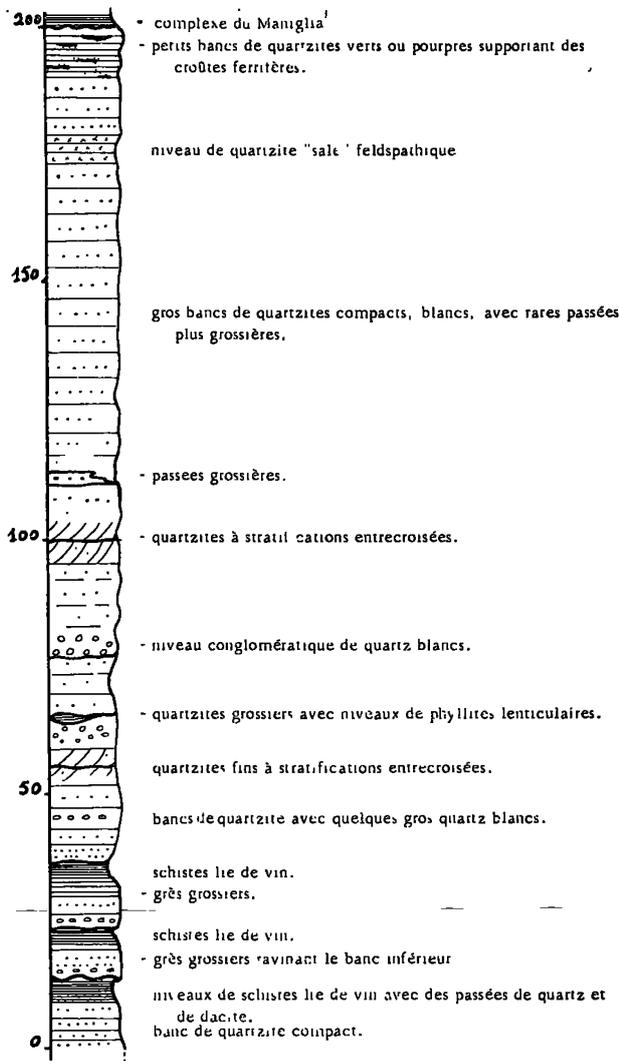


Fig. 2. — La séquence détritique permo-werfénienne.

tion à l'aide de comparaisons. Si les contacts — même les meilleurs — ne peuvent nous aider dans l'interprétation, il est à remarquer que là où existe le Jurassique charbonneux, les calcaires du Jurassique supérieur n'ont pas leur faciès habituel de transgression. Ceci nous incite à penser que ces dépôts se sont faits juste avant le Malm calcaire car une érosion ayant pu détruire des quartzites aurait certainement fait disparaître cette fragile formation. D'autre part, jusqu'à l'Eocène, l'histoire de la zone du Roure sera briançonnaise et donc, il est logique de voir dans ces schistes graphiteux, l'équivalent du Dogger charbonneux de Saint-Ours ou d'autres séries de ce type qui se sont formées sur le géantoclinal briançonnais, à la fin du Jurassique inférieur et au Jurassique moyen. Mais la comparaison la plus intéressante reste encore celle que l'on peut faire avec le Pays de la Vanoise. Dans cette région, ELLENBERGER (1958) a décrit des formations continentales très voisines des nôtres. Celles-ci contiennent en particulier des schistes et des quartzites à patine rouille associés à des faciès charbonneux. Les conditions paléogéographiques de la zone d'Acceglio au Jurassique moyen seraient donc à rapprocher de celles de la Vanoise.

b) *Le Jurassique calcaire (Malm probable)*. — A part la présence très localisée de Jurassique charbonneux, sur les quartzites érodés à des niveaux différents, nous avons, transgressif, un calcaire gris et compact. Dans la région intéressée par la série de type Combrémond, son épaisseur varie de zéro à 15 m. La coupe fondamentale de Combrémond nous donne les faciès des différents niveaux, lesquels ne varient que très peu.

— A la base, nous avons un niveau de calcaire gréseux remaniant les quartzites sous forme de blocs très irréguliers, lamellaires, pouvant atteindre 30 cm. C'est le calcaire grésivoirain de A. MICHARD. Lorsque l'on s'éloigne de la surface de remaniement, les quartz deviennent plus réguliers et peuvent former des petits lits granoclassés. Lorsqu'il surmonte du Dogger, il devient gris franc en cassure et le quartz est plus rare.

— Le passage aux calcaires roses de type Guillestre se fait progressivement. L'aspect noduleux peut se rencontrer hors des zones rosées et c'est le cas de notre coupe de Combrémond. Signalons que des fantômes d'ammonites peuvent se trouver dans quelques affleurements.

— Au-dessus de ce niveau caractéristique et constant dans cette série, nous trouvons un calcaire gris clair parfois noduleux. Il atteint 10 m de puissance sous l'Aiguille basse de Mary, mais nous pensons que sa faible épaisseur actuelle, ainsi que celle de l'ensemble de la séquence carbonatée, résultent de déformations tectoniques. Il supporte la croûte manganésifère, mais parfois nous l'avons vu passer à un calcaire blanc, à cassure franche, raviné par les termes supérieurs. Au microscope, nous avons pu y voir de nombreux restes d'organismes. Certains ont des formes qui se rapprochent de celles décrites comme « Microfossiles d'attribution incertaine » par A. LOMBARD (1936) dans le Jurassique supérieur alpin. J. SIGAL a distingué *Eothrix*, des restes de *Saccocoma* et de Radiolaires. Ces microfaunes nous donnent un âge kiméridgien à néocomien.

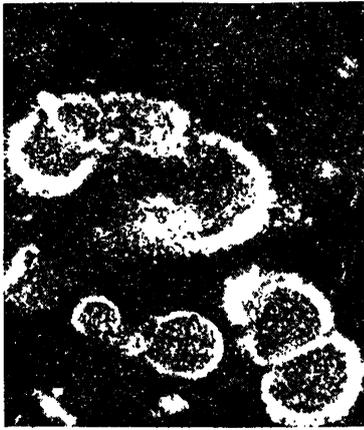
Ces observations rejoignent celles faites par M. LEMOINE (1957) dans des faciès analogues. La découverte de *Calpionelles* permet de préciser cet âge (Tithonique).

Notons l'existence de *Globotruncana (linnei?)* ainsi qu'une grosse *Globigérine* à test perforé (Tertiaire) sur la même lame, dans la partie correspondant à la croûte phosphatée (voir photo 4-5, fig. 3).

Le « Jurassique calcaire » est formé d'un ensemble calcaire homogène daté par microfaune, la partie terminale étant d'âge kiméridgien tithonique. Il est important de noter que l'âge de la base, donc de la transgression, est variable. Si elle se fait le plus souvent au niveau des calcaires « grésivoirains », nous connaissons des coupes où c'est le marbre de Guillestre et même les calcaires supérieurs qui remanient les quartzites (sentier du Tronchet, au-dessus de Combrémond). Dans le cas extrême, ce sont les marbres chloriteux qui reposent directement sur les quartzites.

4. LE PASSAGE JURASSIQUE - CRÉTACÉ.

Phénomène très connu en Briançonnais, la croûte manganésifère marque le passage du Malm aux marbres chloriteux qui bien souvent à son contact sont rouges, couleur qui se dilue plus ou moins rapidement dans les assises supérieures vertes. Dans la zone concernée par cette étude, elle repose sur les calcaires du Malm, mais sa présence n'est pas



1



2



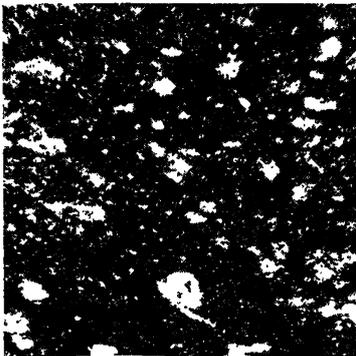
3



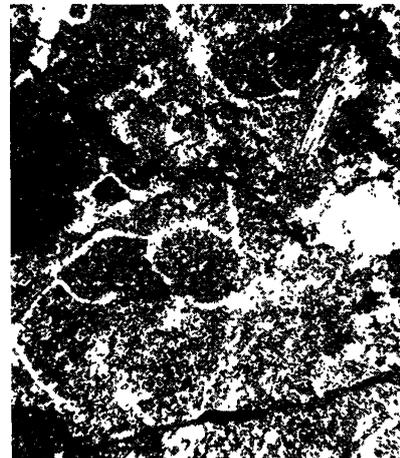
4



6



5



7

Fig. 3. — Microfaunes crétacées des formations étudiées.
15, Aiguille basse de Mary; 67, Col de Bellino.

obligatoire, et nous pensons que cette absence est due à une discontinuité de dépôt lors de sa formation. Souvent elle ravine la partie sommitale des calcaires blancs kiméridgiens. Ceux-ci se retrouvent dans la croûte à l'état de galets perforés par des organismes lithophages (M. LEMOINE, 1957). Ils existent essentiellement dans le Fond du Roure.

a) *Le banc phosphaté.* — Il nous faut dire quelques mots du banc phosphaté noir qui se trouve dans la coupe fondamentale de Combrémond et n'existe que dans les affleurements du sentier du Tronchet. D'épaisseur variable, il supporte la croûte manganésifère et se trouve au contact des quartzites à un endroit.

Les lames minces n'offrent que peu d'intérêt ne montrant que quelques rares fantômes de globigérines. Une analyse de diffraction aux RX est difficile à interpréter étant donné la présence de plomb (nous avons trouvé de la galène cristallisée) qui forme un fond continu parasite. Cependant, les raies des phosphates ressortent (vivianite ?).

b) *La croûte phosphatée et manganésifère (hard-ground).* — Sa présence est constante sur l'ensemble des terrains concernés par cette étude. De couleur rouge sombre, elle est riche en fer et en manganèse, mais la teneur de ce dernier varie.

Son épaisseur dépasse rarement 4 cm et quelquefois elle se dédouble en 2 niveaux distants de 10 à 20 cm. Une étude pétrographique et micropaléontologique n'a pas permis de donner à l'une ou à l'autre une particularité quelconque.

Grâce à de nombreuses lames minces nous avons pu étudier en détail la structure de ces dépôts. La croûte est formée par plusieurs séquences élémentaires de 5 à 8 mm. A la base, les éléments métalliques soudent des débris d'organismes ou des particules détritiques. Au-dessus, des nodules phosphatés, dont le centre semble occupé par un reste organique, sont réunis par de la calcite ou une matrice opaque (Fe, Mn). Des tests de foraminifères érigénisés, *Globotruncana* et *Globigérines* en particulier, sont disséminés çà et là. De minces pellicules de phosphate et de calcite alternent dans des concrétions en « bouffées de mine ». L'ensemble est noyé dans de la calcite cryptocristalline, et raviné par la séquence suivante. Le développement anormal de ce niveau peut à l'extrême provoquer un dédoublement de la croûte (fig. 3, photo 4).

Un échantillon bréchiq ue prélevé dans un couloir de la falaise dominant l'Alpet (vers 2 750 m) a été étudié au microscope métallographique. La surface polie montre une gangue calcaïque (30 %) où l'on distingue des éléments sub-anguleux, composés essentiellement d'oligiste. La présence de plomb rend délicate une interprétation de diffraction RX, mais il est à noter que les diagrammes obtenus sont très semblables à ceux des bancs phosphatés étudiés précédemment. Citons la présence fréquente de chalcopyrite, azurite et malachite.

En résumé, ces croûtes contenant des microfaunes visiblement remaniées, se sont élaborées du Turolien au Paléocène et peut-être plus récemment encore. L'existence de galets perforés et de concrétions phosphatées montre qu'elles ont dû se former dans un milieu marin peu érosif qui envahissait lentement une surface sans grand relief. Quelques courants pouvaient cependant abraser le fond et déposer les galets de calcaire un peu plus loin.

5. LES MARBRES CHLORITEUX.

Ils possèdent le faciès type des calcschistes planotoniques de la vallée du Guil. Au contact de la croûte manganésifère, et sur quelques dizaines de centimètres, ils sont rouges puis vert pâle. Cette teinte caractéristique est liée à la présence de chlorite. Celle-ci est associée à des phyllites blanches du genre muscovite et séricite. Dans une lame favorable, l'extrême base des marbres chloriteux contient une foule très dense de *Globotruncana*.

Entre la Brèche de Tuissier et l'arête N de l'Aiguille basse de Mary, apparaissent au-dessus de la croûte sénonienne, des micaschistes reconstitués, noduleux, vert franc, sur lesquels nous reviendrons en détail dans la série de type Alpet. Un peu plus loin, sous l'Aiguille basse de Mary, nous passons progressivement du Malm aux marbres chloriteux sans croûte manganésifère. Les marbres chloriteux sont verts à la base et surtout très creux, avec des quartz de 1 à 3 mm en petits lits lenticulaires. L'aspect classique ne se retrouve que 100 m plus au Sud.

6. LES SCHISTES NOIRS ARGILO DÉTRITIQUES.

Appelés improprement « Flysh noir Briançonnais », les schistes noirs probablement éocènes forment la suite stratigraphique des marbres chlo-

riteux. Leur fragilité devant l'érosion et leur plissement dysharmonique rendent impossible l'estimation d'une épaisseur. L'on admet classiquement qu'ils peuvent monter jusqu'au Lutétien. Dans la zone du Roure, ils posent un problème délicat de cartographie car, souvent, ils se situent en position inverse sur des calcschistes piémontais ou autre ensemble schisteux de faciès voisin. Nous avons donc rattaché à cette formation des schistes ou calcschistes gris à patine rousse (ankérite) contenant de petits niveaux gréseux quelquefois microbréchiques. Le passage aux marbres chloriteux se fait très progressivement.

C) Extension de la série de Combrémond.

Les caractéristiques de cette série sont celles de la zone d'Acceglio telles qu'elles ont été définies par J. DEBELMAS et M. LEMOINE (1957). L'absence du Trias moyen calcaréo-dolomitique et l'érosion (pouvant être totale) du Permo-Werfénien siliceux permet de rattacher à ce type la plupart des affleurements décrits par D. LEBLANC (D.E.S., inédit), A. MICHARD (1958) et R. LEFÈVRE (1962) dans la branche du Longet. Ces caractéristiques se retrouvent également dans les « Ecailles intermédiaires » (Rio Secco au Nord du Montgenèvre) et dans la klippe de « Roche Chevalière » étudiée par Y. GUBLER (1952) dans le cirque de Restefond².

En résumé, la série de type Combrémond montre la succession stratigraphique suivante :

- un socle siliceux permo-werfénien érodé plus ou moins profondément;
- localement, il peut exister une formation continentale avec des schistes noirs graphiteux contenant des niveaux détritiques plus grossiers, quartzeux essentiellement;
- la transgression du Jurassique calcaire (Malm) se fait avec remaniement de tous les termes antérieurs;

² Cette klippe, entraînée à la base du Flysch à Helminthoïde, possède un calcaire jurassique (*Philoceras*) transgressif sur les quartzites werfénien érodés. Il supporte un hard-ground à *Globotruncana* et des calcschistes planctoniques du Crétacé supérieur Paléocène à *Globorotalia*. La série se termine par des calcaires à *Nummulites* du Lutétien. Signalons la présence, à la base de la klippe, d'une petite écaille du « Conglomérat de la Blachière » (M. GIDON, 1962). De plus, un karst bidirectionnel curieusement N 120° et N 60° s'est formé dans les calcaires du Jurassique supérieur avant le dépôt du hard ground sénonien. Il n'y a ici aucune trace de métamorphisme.

- après une longue lacune et parfois une légère érosion, il se forme au Sénonien, et peut-être un peu avant, une croûte manganésifère et phosphatée à *Globotruncana* et *Globigérines*. Certains galets perforés de Malm à *Calpionelles* peuvent également s'y sédimenter;
- les marbres chloriteux transgressifs deviennent progressivement après le Paléocène le « Flysch noir » briançonnais.

Cependant, dans la branche du Longet, les auteurs ont décrit un Trias dolomitique interstratifié entre les quartzites et le Jurassique calcaire. Dans la zone du Roure, nous avons également fait une telle observation qui nous a paru assez importante pour être l'objet de notre second chapitre. La présence de ce Trias doit être considérée comme un cas particulier au sein du type Combrémond qui constitue la série fondamentale de la zone d'Acceglio.

II. — Série de type Maniglia.

Elle est caractérisée par l'apparition entre les quartzites et le Jurassique calcaire d'un ensemble calcaréo-dolomitique. On l'observe dans les régions suivantes :

- du sommet même du Monte Maniglia (3 152 mètres), au Val Cervet (2 004 m). Plus au Sud, nous ne l'avons pas retrouvée, que ce soit dans l'écaille de quartzite de Lausetto ou dans celle de Gheit, en rive gauche de l'Onerzio, au Sud d'Acceglio ;
- côté Cristillan, au pied du col Alberge (2 839 m) dans le couloir N de la Pointe (2 932 m) et dans la grande Vire, sous la crête de Beaubardon.

On peut également citer ici l'affleurement de calcaires et dolomies transgressifs sur les quartzites compris entre le ravin de Mary et la route de la carrière, à Maurin même. Son interprétation n'est pas sans poser de problèmes.

A) Coupe de référence. Monte Maniglia, 3 152 m.

Nous avons choisi la coupe du sommet du Monte Maniglia qui, malgré la tectonique, permet de mettre en valeur les particularités de ce type par rapport à celui de Combrémond (série stratigraphique A, fig. 4).

- 1 — Quartzite blanc verdâtre, en bancs de 20 à 40 cm, avec des interlits schisteux verts qui, suivant nos références dans la stratigraphie des quartzites, correspond à la partie terminale. Ils passent à des schistes verts et violacés contenant de petits bancs quartzitiques à surface ondulée.
- 2 — 1, 40 m de schistes verts associés à des calcaires noirs et des dolomies brunes. Le contact avec les quartzites est très tectonisé, mais l'étude de ce passage en d'autres endroits nous a montré qu'il pouvait être considéré comme stratigraphique. La lithologie est très complexe, mais l'important c'est la coexistence des schistes verts et dolomies avec de petits niveaux de calcaire gris contenant des amandes de calcaire rose. Nous y avons trouvé quelques exsudats de malachite.
- 3 — Un niveau de 3,50 m de calcaire gris contenant des lentilles de dolomie, d'argilites noires s'écaillant en phyllites caractéristiques à la surface des plaquettes. L'ensemble ne présente pas de lits réguliers mais plutôt un entrelacement de lentilles prenant parfois un aspect bréchique. Un niveau de calcaire contient des articles de crinoïdes de 4 à 6 mm de diamètre rappelant *Encrinus lili formis*.
- 4 — 2,50 m de dolomies claires, amygdalaires comme précédemment, d'aspect beaucoup plus régulier mais toujours avec des amandes de calcaire rose à glaucophane³.
- 5 — Calcaire de type Guillestre contenant à sa base une brèche avec
 - quartzite à croûte pourpre;
 - quartz rose;
 - dolomie de la série précédente;
 - calcaire rosé;
 - calcaire gris;
 - argilite.
- 6 — Le Jurassique supérieur se poursuit sur une quarantaine de mètres, gris clair, à passées rosées par place.
- 7 — Croûte manganésifère de 2 m de puissance sur laquelle nous reviendrons également.
- 8 — Marbres chloriteux, rouges à la base puis verts. Ils forment le cœur du synclinal de Ciabriera et n'offrent ici aucune particularité.

La série de type Maniglia se complète donc, par rapport au type Combrémond, d'un ensemble calcaire-dolomitique associés à des schistes et argilites situé stratigraphiquement entre les quartzites et le Jurassique supérieur calcaire. Nous l'appellerons par la suite le Complexe du Maniglia.

B) Etudes des différents termes. Leurs variations.

La coupe fondamentale que nous venons d'étudier nous montre une série analogue au type Combrémond, mais stratigraphiquement plus complète. Pour des raisons d'affleurement, il manque au Monte Maniglia certains termes qu'il nous faut ajouter ici. Nous suivrons le même plan que lors de l'étude de notre première série.

1. SOCLE ANTÉ PERMO-WERFÉNIEN.

Le Monte Cervet est formé de plusieurs lames de Permo-Werfénien empilées les unes sur les autres. Dans les écaillures supérieures, nous avons trouvé, sous le verrucano, des micaschistes vert foncé, compacts, très souvent altérés. Les contacts avec les conglomérats supérieurs, ici en série normale, beaucoup trop tectonisés, ne nous donnent aucune information. N'ayant rien trouvé d'autre entre le verrucano et les micaschistes dans les quelques points d'observation favorable, nous en ferons le « socle », ayant même valeur que celui de la série type Combrémond, c'est-à-dire du Permien.

2. SÉQUENCE DÉTRITIQUE PERMO-WERFÉNIENNE.

Lors de l'étude de la série du type Combrémond, nous avons vu en détail la séquence détritico-permo-werfénienne en y ajoutant la partie terminale qui n'existe que dans la série de type Maniglia. Transgressif sur le socle micaschisteux, le verrucano est beaucoup plus coloré, devenant qua-

³ Glaucophane ferrifère : $2V = 50^\circ$, $\alpha = 5^\circ$ (Bababudanite, Troger).

siment pourpre par endroits. Nous l'avons trouvé au cœur de l'anticlinal siliceux de Monte Maniglia, dans la face W de la Laura — Granges de Chiappera — et surtout dans le Monte Cervet. Il semble plus régulier dans son épaisseur et aussi beaucoup plus riche en galets de dacite très peu roulés pouvant atteindre 7 à 8 cm. Nous avons retrouvé nos niveaux caractéristiques avec les schistes lie de vin et les passées de gros galets sub-arrondis du passage verrucano-quartzite. Ceux-ci occupent une superficie énorme. Il est important de souligner encore une fois *qu'ils ne sont pas érodés*. Au contact avec le Complexe du Maniglia, nous avons toujours trouvé les niveaux de quartzite vert et rouge à joints schisteux verts supportant les croûtes pourpres. Celles-ci marqueraient un court arrêt de sédimentation expliquant l'absence des niveaux werféniens-supérieurs que l'on connaît par ailleurs en Briançonnais.

3. LE COMPLEXE DU MANIGLIA.

Ce fut l'une de nos études les plus intéressantes, autant pour les variations de faciès que pour les problèmes stratigraphique et paléogéographique. Jusqu'à présent, il était passé inaperçu ou presque. M. LEMOINE (1957) attribuait les calcaires noirs et dolomies intercalés entre les quartzites et le Malm de la Pointe du Fond du Roure (ou Monte Maniglia) à un Infralias probable. M. GIDON dans sa thèse (1958) en faisait des couches post-ladinienes, faciès particulier du Trias supérieur briançonnais.

Nous allons en étudier les principales variations vers le Sud à partir du Monte Maniglia, puis nous dirons quelques mots sur les affleurements du col Allberge et de Beaubardon inconnus jusqu'alors. Nous insistons sur le fait que les épaisseurs ne figurent ici qu'à titre indicatif.

1) *Le Complexe du Maniglia en territoire italien.*

a) *Le Monte Maniglia.* — C'est au sommet même de la montagne que nous avons décrit notre coupe fondamentale. Rappelons que le Complexe du Maniglia a été divisé en trois niveaux de puissance égale :

— à la base, schistes verts et noirs contenant de petits bancs de calcaire noir ou rose et de dolomie;

— des calcaires associés à des schistes argileux noirs;

— enfin, des dolomies claires contenant des nodules de calcaire rose et des minces niveaux de schistes argileux.

Mais, au pied du Monte Maniglia, il existe d'importantes variations (coupe stratigraphique B, figure 4). Interstratifié entre les quartzites et le calcaire jurassique supérieur, le Complexe du Maniglia est extrêmement tourmenté :

— le niveau inférieur de la coupe décrite ci-dessus se retrouve avec ses schistes verts, noirs et pourpres. Pas de calcaire rose à glaucophane, mais quelques bancs de dolomie;

— les niveaux moyens et supérieurs se développent pour former une alternance relativement homogène de calcaires, schistes noirs et dolomie. Jusqu'au col de Bellino, ce faciès prédominera.

b) *Côté Ouest du col de Bellino.* — Plus au Sud, ces caractères se confirment. Entre les cotes 2 789 et 2 506, en rive droite du ruisseau de l'Autaret, les dolomies et les schistes verts gardent leur importance, mais nous avons trouvé quelques bancs bréchiques de dolomies. De plus, les calcaires possèdent à nouveau de petits bancs rosés à glaucophane, de 10 à 15 cm d'épaisseur, associés à des dolomies.

c) *Val Fissela.* — Sans discontinuités, mais sérieusement laminé par la tectonique, nous retrouvons le Complexe du Maniglia au Monte Allbrage. Lors de sa réapparition dans le Val di Fissela, les calcaires noirs se sont révélés localement riches en petits articles de crinoïdes qui ressemblent fort à des *Dadocrinus*, fréquents dans l'Anisien inférieur briançonnais.

Mais, c'est un peu plus loin que nous allons avoir quelque chose de vraiment nouveau. En effet, à la partie Sud de la grande falaise partant du Monte Allbrage et dominant le Val Traversiera, cote 2 673 m, nous avons relevé la coupe suivante (série stratigraphique C, figure 4).

1 — Quartzites supérieurs à croûtes rouges et interlits schisteux verts déjà étudiés avec la séquence siliceuse permo-werfénienne.

2 — 0,50 m de schistes verts passant à des schistes pourpres. Le contact, bien que tectonisé, semble stratigraphique à un endroit.

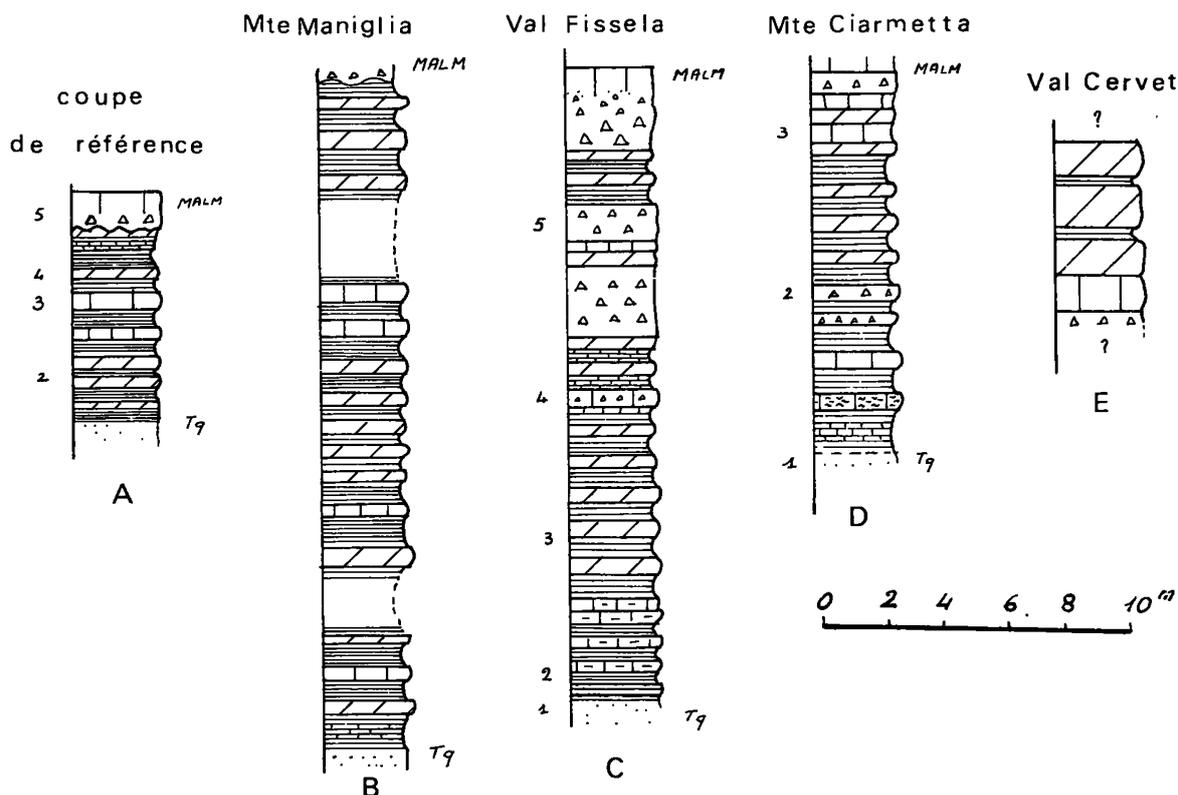


Fig. 4. — Evolution de la stratigraphie du Complexe du Maniglia.

3 — 19 m d'un ensemble de roches mal litées, souvent lenticulaires, quelquefois bréchiques montrant que cette hétérogénéité est essentiellement due à un phénomène sédimentaire. Nous y retrouvons les schistes verts, noirs et pourpres, les calcaires noirs, roses à glaucophane ainsi que les dolomies à patine ocre associées aux schistes verts.

La coupe précise serait fastidieuse à détailler ici, mais notons que vers le sommet ce niveau devient plus organisé.

4 — 1,50 m d'un banc calcaire massif, microbréchique, gris clair, à cassure franche, apparaissant stratigraphiquement au-dessus des schistes verts ainsi que le montre la disparition progressive des phyllites à la base du banc. Les éléments de la microbrèche sont des gravelles de quartz et de petits éclats de dolomie grise ne dépassant pas 3 mm de diamètre.

5 — 23 m de sédiments variés succédant stratigraphiquement au banc précédent et où nous rencontrons de bas en haut :

- 5 m de calcaire vert ou gris en plaquettes;
- 4 m de brèche à ciment dolomitique et éléments de calcaire rose à glaucophane, dolomie grise ou ocre et de phyllites vertes;
- 2 m de calcschistes verts, à passées rouges, contenant un niveau de dolomie;
- 2 m de brèches dolomitiques de même composition que précédemment avec en plus quelques schistes verts;
- 10 m de dolomies bréchiques alternant avec des schistes verts. Les éléments sont parfois de grande taille (35 cm) et nous y avons trouvé un morceau de quartzite.

Peu à peu, la matrice devient calcaire, puis le diamètre moyen diminue, et l'on passe à une microbrèche que nous attribuons au Jurassique supérieur.

En résumé, à la suite du Complexe du Maniglia dans le Val di Fissela, nous pouvons dire que la partie inférieure est classique. Mais il apparaît, au sein de la série, un niveau de calcaire microbréchi que marquant un brusque et court changement de conditions dans le bassin, annonçant celles de la transgression du Jurassique supérieur.

d) *Monte Ciarmetta*. — Les caractères nouveaux du Complexe du Maniglia se poursuivent plus au Sud encore, mais sans cesser d'évoluer. Dans une coupe tectonisée, limitée par des cargneules à la partie supérieure, nous trouvons (série stratigraphique D, fig. 4) :

- 1 — Des quartzites werféniens supérieurs, à croûte, avec le passage aux schistes pourpres.
- 2 — Zone inférieure du Complexe de Maniglia, classique, avec brèches.
- 3 — Zone supérieure de schistes verts et de dolomies passant à des calcaires gris et dolomies ocre interstratifiés, boudinés par la tectonique.

Les observations, en cet endroit, sont limitées par la ligne de cargneules. Mais, quelques dizaines de mètres plus loin, apparaît un banc calcaire de 80 cm environ, gris foncé, à taches sinueuses, gris clair. Puis l'on passe au Jurassique supérieur sans pouvoir y distinguer une limite lithologique précise. Ce phénomène est moins net à 100 m plus au Sud. Le Complexe du Maniglia est surtout constitué par l'alternance de dolomies et de schistes verts contenant deux ou trois bandes discontinues de calcaires gris, faciès Jurassique supérieur. Puis par l'intermédiaire d'une microbrèche à éléments dolomitiques et quartzeux, l'on passe au Jurassique supérieur.

Ainsi, au Monte Ciarmetta, la partie supérieure du Complexe du Maniglia prend de l'importance et, souvent, il est délicat de tracer une limite cartographique précise avec les calcaires.

e) *Val di Cervet, cote 2 433 m : présomption d'un passage latéral*. — Pointant dans la moraine, un banc de quartzites avec sa couverture nous a permis de compléter notre étude des variations de faciès vers le Sud. En série inverse, après les quartzites de type supérieur, nous trouvons un Complexe du Maniglia composé de calcaires et de dolomies (Série stratigraphique E, figure 4). Localement, on peut voir quelques interlits de phyllites vertes. Des

bancs de calcaire gris clair s'interstratifient avec des dolomies ocre, à cloisons siliceuses. Pas de brèches, mais une limite avec le Jurassique supérieur soit invisible, soit très nette avec ravinements profonds des bancs de dolomies. Entre cet affleurement et la Grange Gias (2 004 m), nous avons trouvé deux pointements de roches qui sont certainement en place et qui pourraient nous apporter la solution finale. En effet, à 250 m plus au Sud-Est, structurellement dans le prolongement, nous avons trouvé des calcaires et des dolomies contenant des restes d'organismes qui pourraient être des Diplopores. Un peu plus au Sud-Est encore, un autre affleurement plus important de dolomies, par places bréchi que, de même nature et de faciès typiquement Briançon nais... Au-delà, plus rien. En rive gauche de l'Onerzio, nous avons trouvé une lame siliceuse inverse, mais sans couverture, située entre la série du Val Traversiera et le Trias du synclinal de Chialvetta

2. Le Complexe Maniglia, dans la partie française.

Après cette longue étude en territoire italien, il nous faut dire quelques mots des affleurements français, plus importants par leur présence que par leurs apports stratigraphiques.

a) *Le col Alberge (2 839 m) et la crête de Beaubardon*. — Dans la partie la plus haute du vallon du col Alberge, nous trouvons des écaillés de quartzites. A celles-ci se trouve associé du Complexe du Maniglia typique : calcaires noirs, argilites, dolomies à patine brune, schistes verts. Notons un banc de calcaire gris clair, à gravelles de quartz. Au-delà, la zone du Roure mérite particulièrement son nom d'Écaillé intermédiaire, car elle ne réapparaît que sporadiquement. Cependant, l'on peut toujours y distinguer des restes du Complexe du Maniglia sous forme de dolomies ou de calcaires noirs.

b) *Maurin, rive droite du torrent de Mary*. — Entre la route de la carrière et le lit du torrent, se trouve une butte de terrains en place dont l'étude géologique est rendue délicate par la présence d'un réseau dense de failles injectées de cargneules. Dans celles-ci existent des restes de dolomies non cargneulisées. Mais une étude approfondie nous montre qu'en fait, il existe une *deuxième sorte de dolomie* interstratifiée dans des calcaires gris clair transgressifs sur les quartzites.

A la base de cet ensemble de faible épaisseur (10 m au maximum), un banc de calcaire vermiculé, faciès typique de l'Anisien briançonnais.

Ce Trias moyen, transgressif sur les quartzites werfémiens érodés — faiblement à cet endroit — se trouve donc dans une position paléogéographique intermédiaire entre la zone d'Acceglio et la zone de Ceillac voisine.

4. LE JURASSIQUE SUPÉRIEUR CALCAIRE.

1) Aspect général.

La coupe fondamentale prise au Monte Maniglia nous a montré un Malm de 20 à 30 m d'épaisseur. Bien individualisé, il se retrouve sur l'ensemble de la zone étudiée avec les mêmes caractéristiques que dans la série du type Combrémond. Mais, plus régulier et homogène, il correspond, dans cette série, à la partie située au-dessus du marbre de Guillemestre qui n'apparaît qu'au Maniglia et en un point du Monte Albrage. A la base, nous avons toujours une brèche contenant des éléments du Complexe du Maniglia et de quartzites. Comme nous l'avons étudié plus haut, il peut y avoir soit un contact franc, avec brèches et ravinements, soit un contact très diffus, impossible à préciser. Dans le Val di Cervet, avant sa disparition vers le Sud, il est raviné par le Crétacé. Vers le Nord, dans la falaise de Beubarodon, il ne dépasse pas 10 m.

2) Les Calcaires de Maniglia.

A nouveau, le Maniglia mérite un paragraphe spécial pour la particularité de ses faciès. En effet, lorsque l'on gravit les grandes pentes qui permettent l'accès à l'arête sommitale, l'on est surpris de découvrir, dans les éboulis, une variété extraordinaire de calcaires. Depuis le marbre de Guillemestre jusqu'aux calcaires crinoïdes à ciment de fer et manganèse, toutes les formes existent. Elles se retrouvent en place dans le flanc Ouest du synclinal de Cabriera. L'aspect de la roche change rapidement, passant d'un calcaire gris, légèrement noduleux, au marbre de Guillemestre. Un peu plus loin, apparaissent des calcaires rubanés noirs, blanc pur, roses, qui deviennent brusquement bréchiques...

5. LA CROÛTE PHOSPHATÉE ET LES TERMES SUPÉRIEURS.

Nous avons groupé sous ce titre l'ensemble des terrains qui terminent la série de type Maniglia.

Comme nous le verrons, ceux-ci n'offrent que peu de variations par rapport à la série de type Combrémond.

1) La croûte phosphatée et manganésifère.

Absolument identique à celle étudiée dans le premier chapitre, elle s'est révélée aussi riche en microfaunes de type *Globotruncana* et *Globigérine*. Elle existe sur la totalité de la zone intéressée. Si quelquefois elle est réduite à peu de chose, elle peut atteindre l'épaisseur de 1,50 m sous l'arête sommitale du Monte Maniglia.

— Etude micropaléontologique de la croûte phosphatée :

Nous avons déjà signalé le dédoublement possible des niveaux phosphatés. Nous avons prélevé un échantillon d'un calcaire fin, brun, à cassure conchoïdale associé à la croûte phosphatée d'un affleurement du Monte Maniglia. Il s'est révélé riche en microfaunes. J. SIGAL y a distingué des grosses *Globigérines*, *Rugoglobigerina*, *Globotruncana linnei*, *Gl. renzi*, *Gl. schneegansi*, *Gl. stephani*, *Gl. sigali*, *Gl. cf. turbinata*, *Gl. cf. helvetica*.

Cette association donne un âge Turonien, peut-être Coniacien basal (voir photos 1, 2 et 3; fig. 3).

Il nous faut faire une comparaison entre les microfaunes ci-dessus et celles découvertes un peu plus au Sud, près du col de Bellino. A cet endroit, nous avons trouvé une croûte phosphatée compacte et irrégulière différente de celles décrites jusqu'à présent. Elle est supportée par un bloc de calcschistes gris très recristallisé. Des lames minces effectuées dans cette croûte nous montre des restes de microfaunes exceptionnellement épargnés par la recristallisation de la calcite dans des plages plus argilleuses. J. SIGAL y a distingué : *Globotruncana convexa*, *Globotruncana bulloïdes*, *Globotruncana tricarinata* (voir photos n° 6, 7, fig. 3).

Ceci nous donne un âge *Sénonien moyen*. Mais à quelle formation appartient cet affleurement ? Il se situe dans les calcschistes piémontais, à une cinquantaine de mètres en deça du contact de rétrocharriage et contient des microfaunes dont l'âge est plus récent que celui des gisements analogues voisins. Par contre, nous sommes ici dans le cœur du synclinal de Cabriera (voir fig. 8, coupes C et D) et il nous faut envisager un éventuel lambeau du flanc supérieur du synclinal épargné par l'érosion.

Le seul moyen de trancher cette alternative est de retrouver dans les « Schistes lustrés » un affleurement analogue renfermant les mêmes microfaunes. Quoi qu'il en soit, la présence de ces organismes identifiables malgré le métamorphisme, de même que ceux découverts par M. LEMOINE au col du Longet, nous permet d'espérer un jour pouvoir discerner quels sont les faciès piémontais favorables à la fossilisation de microorganismes.

2) Les Marbres chloriteux et les Schistes noirs.

Dans tout le chaînon du Monte Maniglia, les calcschistes Crétacé sont rouges et dépourvus de quartz détritique, car ils surmontent un hard-ground épais. Quant aux, ils n'existent que rarement, étant donné l'importance de la tectonique.

C) Comparaisons et hypothèses.

Après avoir étudié les différents termes de la série de type Maniglia, nous allons les replacer dans leur contexte stratigraphique en introduisant des observations faites en d'autres endroits.

1. LE RIO SECCO.

Lors d'une course commune au Monte Maniglia, M. LEMOINE fit le rapprochement entre le Complexe du Maniglia et l'ensemble calcaréo-dolomitique associé aux lames de quartzites du Rio Secco, au Nord du Mont Genève. Resté jusqu'à présent énigmatique, cet ensemble était attribué sans preuves au Noro-Rhétien. La similitude est frappante, ainsi que nous avons pu le constater au cours d'une excursion avec M. LEMOINE. Au-dessus de quartzites souvent rosés, pointant dans la couverture végétale, se trouve une série de dolomies ocre, associées à des calcaires noirs ou rosés à glaucophane. Un peu plus loin, les schistes verts et noirs entre les bancs dolomitiques sont transgressés par un dogger Briançonnais bréché.

Nous avons là, dans la zone des Ecaillés intermédiaires, le Complexe du Maniglia typique. Entre cet affleurement et celui de Beaubardon, la zone ne réapparaît que par places (Ange Gardien par exemple), mais les lames de quartzite ne sont jamais accompagnées du Complexe du Maniglia. Dans la branche interne de la zone d'Acceglio, les auteurs

signalent la présence d'un Trias dolomitique mais possédant un faciès de type briançonnais, totalement différent de celui observé dans la zone du Roure.

2. L'AGE DU COMPLEXE DU MANIGLIA.

Replacer exactement le Complexe du Maniglia dans le contexte stratigraphique est délicat, étant donné la rareté des faunes et l'importance de la tectonique. En reprenant l'ensemble de nos observations, nous pourrions conclure à la succession suivante : les quartzites pourpres et les schistes vents ou violets seraient le Werfénien supérieur; les niveaux de calcaires noirs, Anisien à *Dadocrinus*; les dolomies et les schistes verts associés, Ladinien; le Malm transgressif remaniant tous les termes antérieurs termineraient la longue lacune allant du Noro-Rhétien au Dogger.

Mais à cette hypothèse séduisante, il faut opposer des objections qui découlent des remarques faites au début de notre stratigraphie, en particulier celles concernant la détermination des faunes. Si les tiges d'encrines ne nous apportent rien, les *Dadocrinus* donnent un âge Anisien inférieur. Mais nous n'avons trouvé que des articles de tiges et non des calices qui seuls permettent une attribution stratigraphique sûre. Donc il n'est pas possible pour l'instant d'attribuer un âge au Complexe du Maniglia que l'on peut considérer comme Anisien-Ladinien (dans ce cas, faciès particulier du Trias briançonnais) ou comme Noro-Rhétien (alors équivalent du Trias supérieur de la Vanoise).

La pauvreté de ces faunes et la particularité de ces faciès ne permettent pas de trancher. Nous avons choisi la première hypothèse qui nous a semblé la plus logique et la plus vraisemblable après une étude de terrain ne portant, pour l'instant, que sur la zone du Roure.

3. LA CROÛTE MANGANÉSIFÈRE ET LA MIGRATION DU MANIGLIA.

La croûte manganésifère est un phénomène constant sur l'ensemble de la zone du Roure. Son épaisseur de 1 à 2 cm devient anormale dans le flanc inverse du synclinal de Ciabiera. Atteignant 1,50 m de puissance, elle possède des particularités chimiques assez exceptionnelles. De plus, ce dépôt a donné naissance à une migration *per descensum*

dans les calcaires du Jurassique supérieur sous jacent.

— Etude de la croûte manganésifère du Mont Maniglia :

Elle offre un aspect noir, massif, de forte densité, pouvant contenir de rares cristaux d'oxyde de manganèse.

Une analyse chimique sommaire par voie humide a donné les résultats suivants :

MnO : 62,5 % ; Fe₂O₃ : 2,75 %.

Ceci nous laisse environ 35 % pour la gangue (calcite, phosphates) et les minéraux annexes. L'étude métallographique montre la présence de :

— hausmanite, MnO₂, MnO ;

— psilomélane, 8 MnO₂ MnO (Ba) O 2H₂O.

Ce dernier minéral forme de petites baguettes très pléochroïques situées entre les plages de hausmanite. Ces minéraux épousent les microplis tectoniques et offrent un aspect rubané, quelquefois bréchique. Notons également la présence possible de *coronadite*. Il n'existe pas de galène dans la surface polie étudiée.

Les phosphates font partie des minéraux de gangue, étude délicate au microscope métallographique. L'étude par fluorescence X d'un échantillon de cette croûte a montré la présence de plusieurs éléments : Fe, Ni, Co, Pb, Sr, Ba, Zn, Ca, K, Al, Si, P, S, Cl.

D'autre part, une analyse effectuée sur un échantillon différent a mis en évidence la composition suivante en % : SiO₂ : 30 ; Al₂O₃ : 10 ; Fe₂O₃ : 1 ; MgO : 1,70 ; CaO : 18,15 ; Na₂O : traces ; K₂O : 0,50 ; TiO₂ : 0,16.

En p. p. m. : B : 30 ; Ba : 1 000 ; Be : < 10 ; Co : 100 ; Cr < 10 ; Cu : 10 ; Ga < 3 ; Mo : < 10 ; Ni : 316 ; Pb : 200 ; Sn : 50 ; Sr : < 10 ; V : 52 ; Yb : < 3 ; Zn : > 1 000.

L'âge de ces dépôts est vraisemblablement le même que celui de la croûte phosphatée, c'est-à-dire Crétacé moyen. Quant à l'origine du manganèse, elle nous est inconnue. Postérieurement à la formation de cette croûte, celui-ci, élément très mobile, a migré en empruntant les zones les plus perméables (fissures, joints de stratification). C'est ainsi que nous pourrions expliquer la diversité des calcaires du Jurassique supérieur du Monte Maniglia.

III. — Les faciès piémontais de type Alpet (série de l'Alpet).

Les terrains de la zone du Roure que nous avons décrit jusqu'à présent reposent en série inverse sur les Calcschistes piémontais ophiolitifères. C'est là un fait tectonique bien connu dans le Briançonnais interne et appelé « rétrocharriage ». Il importait donc d'étudier en détail ce contact. C'est ainsi que nous avons été amenés à séparer au sein des Schistes lustrés deux ensembles de terrains que nous traiterons séparément en insistant davantage sur le premier qui contient des faciès connus, mais envisagés ici sous un angle nouveau. Il s'agit de la série de l'Alpet que nous distinguerons des Calcschistes piémontais proprement dit.

La série de type Alpet affleure dans le ravin du col Albert sous le Signal du Longet (2 986,7 m) et dans la partie inférieure de toute la falaise partant de la carrière de marbre de Maurin jusqu'à la Pointe basse de Mary, puis la Pointe haute dominant le vallon de Chabrière; elle continue versant Roure, au Fond du Roure même, avant de disparaître sous le quaternaire du Vallone di Gavea (versant Bellino). Elle réapparaît au Monte Bellino (2 942 m), passe sous la face Est du Monte Albrage (2 999 m) pour se diriger vers Pra Riondo en ligne droite du torrent de Traversiera. Après le Monte Ciamenta, elle disparaît sous les moraines du Val di Cervet.

A) La coupe du Signal du Longet (2 968,7 m).

Nous commencerons cette étude par la coupe du Signal du Longet, car elle possède les faciès principaux de la série de l'Alpet avec les termes de passage ici bien observables⁴. Elle se situe sur l'arête Ouest du Signal du Longet, entre les quartzites werféniens et les calcschistes piémontais ayant à cet endroit le faciès de la série du Gondran. La coupe débute sur un contact anormal à ophiolites limitant une lame de Permo-Werféniens à faciès verrucano puis quartzite supportant quelques lambeaux de calcaire jurassique supérieur.

1 — Banc de calcaire gris clair, fortement recristallisé, de 30 cm d'épaisseur. Il contient par place des nodules chloriteux aplatis, vert foncé.

⁴ Seuls manquent les « Schistes noirs de l'Alpet » qui n'existent que très localement à Maurin.

Au microscope, dans une matrice calcitique fortement recristallisée, nous trouvons 10 % de petits quartz isogranulaires. Les amas chloriteux sont riches en exsudats de fer. Ils sont séparés de la calcite par une couronne de grains de quartz identiques à ceux de la matrice.

- 3 — La partie supérieure du calcaire s'enrichit peu à peu en phyllites vertes qui se substituent totalement à lui, donnant ainsi un pseudo-micaschiste. Son épaisseur est de 15 m. Au sein de celui-ci, nous avons trouvé de nombreux galets de dolomie, pouvant avoir de 0,5 à 80 cm de diamètre. Ce sont les brèches à ciment micaschisteux ou Brèches de l'Alpet de M. LEMOINE.
- 4 — Toujours progressivement, des calcschistes gris apparaissent. Formé de petites plaquettes de quelques millimètres d'épaisseur, ce niveau atteint 10 m.
- 5 — Assez rapidement, les calcschistes deviennent plus massifs et passent à des bancs verticaux de calcaires se débitant en lauzes de 3 à 5 cm d'épaisseur, gris foncé.

La coupe se termine par un contact anormal.

La série piémontaise de type Alpet est donc caractérisée par l'association de brèches à ciment micaschisteux très particulier, et d'un calcaire à lauzes. Nous l'appellerons par la suite le Complexe de l'Alpet.

B) Les différents faciès de la série de l'Alpet.

1. LE COMPLEXE DE L'ALPET : LE CALCAIRE A LAUZES ET LES BRÈCHES DE L'ALPET.

Les Brèches de l'Alpet ont été définies par M. LEMOINE (1961) au col de l'Alpet, au Nord du Mont Genève, dans le haut vallon du Rio Secco. A Maurin, nous les avons étudiées dans la grande falaise appelée, on ne sait pourquoi, « Sernière de la Testetta » sur le 1/20 000^e, dominant la bergerie de l'Alpet. Cette coïncidence évite donc toute confusion. Avant d'étudier les rapports des deux faciès du Complexe de l'Alpet, nous traiterons séparément des Calcaires à lauzes et des Brèches de l'Alpet.

1) Les Calcaires à lauzes.

Lorsque l'on observe le versant E des Aiguilles de Mary du Pelvat de Chabrière, l'on est surpris de la continuité de deux barres calcaires bien individualisées entre la couverture des quartzites en série inverse et la masse des schistes piémontais. Elles apparaissent au niveau de l'arête frontière, au-dessus du col de l'Aoutaret, accompagnées d'une troisième barre située en dessous mais qui se fonde peu après dans les Schistes lustrés⁵. A la verticale de l'Aiguille basse de Mary (3 126 m), elles se réunissent en un épais niveau calcaire qui se prolonge côté Alpet. Ce sont nos calcaires à lauzes.

L'étude de nombreuses coupes nous a permis de conclure à une grande homogénéité de ces barres calcaires. Nous décrivons celle que nous avons faite dans la face E de la Pointe 3 129 m, car c'est peut-être la plus « commode » d'accès.

1 — Lentilles de serpentine, gabbro, prasinite et cipolin à calcite rouge.

2 — Banc de calcaire de 25 m d'épaisseur, gris, azoïque, contenant 10 % de quartz. Il se débite en lauzes de 4 à 5 cm possédant une forte linéation (N 10° à N 30°) sur laquelle nous reviendrons en détail dans le chapitre « Analyse structurale ».

À la base de ce banc, nous avons trouvé des petits niveaux verts, très riches en épidote. Parfois, ils prennent une teinte violacée. Ils contiennent des éclats millimétriques verts dont certains nous ont semblé être des restes d'ophiolites.

Une étude au microscope montre des quartz détritiques et des albites sur un fond de calcite très cristallisée. La chlorite — ripidolite polarisant dans les rouges — ainsi que l'épidote sont abondantes.

3 — Niveau de 0,5 à 2 m de schistes verts ou rouges, très siliceux avec, par place, des encroûtements de fer ou de manganèse où nous n'avons jamais trouvé de microfaunes, bien que l'aspect semble favorable.

⁵ Ce banc présente de nombreuses variations de faciès assimilables tantôt aux calcaires à lauzes, tantôt aux calcschistes piémontais. Il peut contenir des niveaux gréseux, des schistes verts ou rouges. Vers le N, seul un contact anormal permet de l'isoler.

- 4 — Banc supérieur de calcaire de 20 m ayant les mêmes caractéristiques que le banc inférieur. A sa partie supérieure, il devient noir, schisteux.
- 5 — Progressivement, l'on passe à des calcschistes et schistes noirs très tectonisés.
- 6 — Dans tous les affleurements sous les Aiguilles de Mary, l'on passe par un contact tectonique à la couverture de la zone du Roure en série inverse.
Malgré de nombreuses lames minces, nous n'avons jamais vu de microfaune si ce n'est quelques fantômes impossibles à identifier.

2) Les Brèches de l'Alpet.

Elles ont été décrites par M. LEMOINE (1961). Nous ne reviendrons pas sur ces descriptions qui concernent tous les aspects rencontrés au cours de notre étude. Rappelons simplement que ce sont des brèches d'un type particulier avec :

- une matrice composée de phyllites vertes provenant de l'arénisation de micaschistes. Il peut s'y adjoindre des niveaux de calcaires synsédimentaires, mais nous n'en avons jamais trouvé à Maunin;
- des éléments dont la granulométrie va du millimètre à la dizaine de mètres et qui peuvent être dolomitiques, calcaires ou même constitués par des morceaux de quartzite. Répartis dans le oiment, nous trouvons des grains de quartz de toutes provenances.

En dehors de la coupe du Signal du Longet, dans la vallée de Ceillac, nous avons rencontré les Brèches de l'Alpet dans toute la falaise comprise entre la Brèche de Tuissier (2 799 m) et le premier lacet

de la route de la carrière de marbre de Maunin. Il semble qu'il y ait eu une certaine ségrégation dans les apports. En effet, si la matrice reste toujours identique, nous avons remarqué que la nature des éléments n'était pas quelconque, en un endroit donné. Un apport de quartz détritique — quelquefois de lames de quartzites — exclut la présence de galets dolomitiques. Réciproquement, au-dessus de la bergerie de l'Alpet, les énormes blocs de dolomie de dix mètres d'arête voisinent avec des morceaux centimétriques de même nature, mais le quartz est quasiment absent.

Nous avons étudié en détail les différents blocs de cette brèche. Nous y trouvons surtout des dolomies ocre, des brèches dolomitiques, des calcaires sableux très riches en quartz (faciès « grésivoirain ») et un galet de calcaire rose, noduleux de type Guillestre qui implique pour ces brèches un âge post-Jurassique.

Du point de vue paléogéographique, l'observation de dolomie ocre transgressive sur les quartzites werféniens érodés par l'intermédiaire d'un petit niveau irrégulier de calcaire rose rappelant certains faciès de l'Anisien briançonnais (J. DEBELMAS) évoque nettement un Trias de la zone d'Acceglio. Sa destruction dans des conditions particulières serait à l'origine des Brèches de l'Alpet.

3) Rapport des Brèches de l'Alpet et des Calcaires à lauzes.

L'étude de ces deux termes nous a montré des formations qui divergent autant par leur nature que par les phénomènes sédimentaires ayant présidé à leur mode de dépôt. Cependant, dans la falaise qui surplombe l'Alpet, l'observation continue des différents niveaux et une cartographie minutieuse nous ont montré qu'il y avait *passage latéral de*

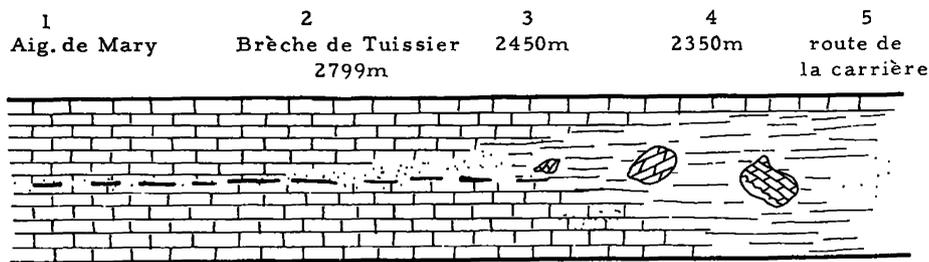


Fig. 5. — Coupe schématique du passage des Calcaires à lauzes aux Brèches de l'Alpet.

l'une à l'autre. En effet, à la verticale de la Brèche de Tuissier (2 799 m), les schistes verts du niveau médian [(voir B, 1) : les Calcaires à lauzes] se chargent en quartz aux dépens de la barre supérieure, puis inférieure. A l'altitude 2 540 m apparaît au sein de ces pseudo-micaschistes le premier galet de dolomie. Jusqu'à 2 350 m, au dessus de la carrière de marbre, nous n'avons plus de grès grossiers mais d'énormes blocs de dolomie moulés par des phyllites vertes. Ajoutons que les schistes rouges et les petits niveaux de fer et manganèse se rencontrent très bas sans devenir plus fossilifères...

2. LES SCHISTES NOIRS DE L'ALPET.

Dans la grande falaise dominant la bergerie de l'Alpet à Maurin, le Complexe de l'Alpet est surmonté par des schistes noirs très hétérogènes. Ils sont limités à la partie supérieure par la zone du Roure en série inverse. Ils semblent également exister au Monte Ciarmetta, côté italien, dans une position analogue.

C'est un ensemble de schistes noirs argilo-détritiques contenant des amas lenticulaires de 0,50 à 3 m de quartzites reconstitués, des niveaux calcaréogréseux brunâtres, des microbrèches à éléments dolomitiques ainsi que quelques niveaux de calcaire vert pâle. Ces différents aspects lithologiques varient latéralement de la même manière que les apports détritiques du Complexe de l'Alpet. En certains endroits, nous y trouvons des pseudo-micaschistes en tous points analogues à ceux étudiés dans cette formation. Leur limite commune est délicate à préciser, mais nous pensons qu'elle est stratigraphique, car nous avons toujours observé une accordance structurale et l'absence de zones schisteuses pulvérulentes soulignant habituellement une cicatrice tectonique dans de tels faciès.

Les Schistes noirs de l'Alpet se présentent donc comme une formation résultant d'une sédimentation argileuse brutalement perturbée par l'arrivée locale d'apports grossiers.

C) Extension des faciès de type Alpet.

Les faciès de type Alpet se différencient des Schistes illustrés par la présence de roches bréchiques très particulières au sein d'une sédimentation rappelant très exactement celle des calcschistes piémont-

tais. Dans la zone étudiée ici, ils n'affleurent qu'en bordure immédiate du Briançonnais rétrocharrié. Dans la demi-fenêtre de la zone d'Acceglio interne, entre le col du Longet et Acceglio, elles ont été décrites par D. BLANC (D.E.S., inédit), A. MICHARD (1958) et D. LEFÈVRE (Thèse, 1966). J. DEBELMAS et M. LEMOINE (1957) les ont rencontrées au Sud de la Maïra.

Nos Brèches de l'Alpet peuvent être comparées aux brèches de la Tsanteilena décrites par F. ELLENBERGER en Vanoise et à celles de la 4^e Ecaïlle du Prorel étudiées par M. LEMOINE. N'oublions pas qu'elles doivent leur nom à une description faite par cet auteur près du col de l'Alpet à Mont-Genève. C'est à cet endroit que furent découvertes des *Globotruncana* dans des petits niveaux calcaires associés aux brèches. L'âge crétacé semble confirmé en haute Ubaye par la découverte d'un galet de calcaire à faciès Guillestre.

A la suite des observations que nous avons pu faire à Maurin, il serait intéressant de voir si l'association « Brèches - Calcaire à lauzes », que nous avons appelée Complexe de l'Alpet, se retrouve ailleurs⁶. La cartographie de ces faciès apporterait dans ce cas des renseignements importants. Ils sont d'ailleurs tectoniquement bien individualisés puisque leur base est constamment jalonnée par un contact anormal à ophiolites. Ces observations de terrain, jointes à une étude pétrographique des calcaires situés immédiatement au-dessus de ce contact nous permettent de supposer qu'il ne s'agit pas d'un hasard. Le Complexe de l'Alpet devait reposer par endroit sur les ophiolites, contact ayant été un niveau de décollement préférentiel lors de l'orogénèse alpine.

En résumé nous pouvons dire que le Complexe de l'Alpet ainsi que les Schistes noirs qui le surmontent se sont formés à la bordure piémontaise du géanticlinal briançonnais vraisemblablement au Crétacé. Dans cette zone active, des écroulements de falaises dolomitiques venaient se sédimenter dans un bassin où de forts courants amenaient les phyllites du ciment. Des apports continentaux, provenant en particulier de l'érosion du Permo-Werfénien, contribuaient à la formation des lentilles de détritique quantzeux. Entre ces zones d'intense activité, les Calcaires à lauzes se développaient.

⁶ Il est probable qu'au col du Longet il en soit ainsi.

IV. — Les Calcschistes piémontais ophiolitiques.

Parmi les différents faciès piémontais rencontrés, ceux de type Alpet ont fait l'objet du chapitre précédent. Pour terminer cette étude stratigraphique, il ne nous reste maintenant qu'à exposer brièvement quelques observations faites dans le domaine des « Schistes lustrés ».

A) Les Calcschistes épimétamorphiques.

Clivée par de nombreux contacts anormaux jalonnés par des ophiolites, la masse des Schistes piémontais est constituée de calcschistes épimétamorphiques à pendage Ouest. La lithologie de détail varie beaucoup. Schématiquement, nous pouvons dire que nous avons deux pôles de sédimentation, l'un calcaire, l'autre schisteux (argileux), entre lesquels nous pouvons trouver tous les termes de passage. Un apport détritique quartzeux, fréquent, vient se surajouter sans atteindre une importance assez grande pour former de véritables grès.

Il semble que les zones les plus calcaires soient en position plus externe. C'est le cas de l'Alpet (2 860 m) en rive gauche de l'Ubaye. Le faciès schisteux est beaucoup plus fréquent, encore est-il que les Schistes phylliteux, sans calcaire, quartz ou autre élément, restent rares.

Jamais nous n'avons trouvé de brèches ni de niveaux de composition ou de couleur particulière pouvant servir de repère. De petits niveaux gréseux nous donnent parfois la polarité de la courbe grâce à un granoclassement vertical. Dans la coupe de l'Arête NE de l'Aiguille basse de Mary, le contact avec les prasinites se fait par l'intermédiaire de petits bancs calcaires gris, interstratifiés dans les schistes phylliteux noirs.

B) Les Roches vertes.

Si certaines, comme le Marbre de Maurin, sont connues de tous les touristes, d'autres comme celles de Chabrière ne furent visitées que très récemment. Laissant de côté toute étude pétrographique, nous n'envisagerons ici que l'aspect cartographique des roches vertes. C'est pourquoi nous les diviserons en deux types suivant leur mode de gisement.

1. OPHIOLITES MASSIVES.

Elles donnent des montagnes de fière allure comme le Pic du Pelvat (3 217 m). Ce sommet dominant le vallon de Chabrière, en rive gauche de l'Ubaye, est formé d'amphibolites, gabbros, prasinites ainsi que de cipolins à calcite rouge et radiolarites associés. La présence de roches peu courantes et de masses de pillow-lavas aussi importantes qu'au Chenaillet ont justifié une étude particulière. Un autre intérêt pourrait venir du fait que nous aurions là la possibilité de contacts stratigraphiques avec les Schistes lustrés inférieurs et peut être supérieurs.

En rive droite de l'Ubaye, au-dessus de Combrémond, des roches vertes stratifiées forment une petite falaise. Elles sont constituées de prasinites en lits assez réguliers de 5 à 10 cm dont la surface est couverte de micropillows. De l'hématite diffuse donne souvent un aspect violacé. Les schistes au contact inférieur, géométriquement, sont très particuliers, graphiteux, rouille, livides, ce que nous n'avons jamais vu au sein des calcschistes indifférenciés visités par ailleurs. Signalons la présence de chalcoppyrite et de malachite. L'épidote est abondante.

2. LES OPHIOLITES LIÉES AUX CONTACTS ANORMAUX.

Nous avons souvent parlé de l'importance des roches vertes jalonnant les contacts anormaux. Nous y avons trouvé tous les éléments des ophiolites massives avec en plus des ophicalces faisant l'objet d'exploitations comme à Maurin ou à Lausetto. Les roches ont souffert de la tectonique : la serpentine devient pulvérulente, les gabbros sont écrasés. Une lame mince dans un échantillon du Fond du Roure, versant Chabrière, nous montre une roche cataclasée avec des pyroxènes tordus, des feldspaths broyés, presque une mylonite.

Si dans ces contacts anormaux on trouve des roches vertes variées — prasinites à pillows, gabbros, serpentines — on peut également y rencontrer des bancs de calcaire gris à faciès Malm ainsi que des radiolarites, roches associées aux coulées ophiolitiques. Parfois même il existe des blocs de dolomies bréchiques et en un endroit du gypse et des cargneules (Val Mollasco). Il est à souligner que ces amas sont lenticulaires et discontinus, et de ce

fait il est souvent difficile de les suivre. Seul le contact anormal limitant la série de type Alpet des Schistes lustrés est parfaitement régulier dans la zone concernée par cette étude.

C) La série du Gondran et le Prépiémontais.

Dans la vallée du Cristillan, les études de M. LEMOINE ont montré la présence d'une série analogue à celle du Gondran, avec Trias dolomitique, Rhétien, Jurassique calcaire et schisteux et aussi des brèches dolomitiques. Vers le Sud, le Trias se prolonge jusqu'à l'Ubaye par le massif dolomitique du Péouvou. Par contre, les faciès du Jurassique disparaissent rapidement car, au niveau du col Albert (2 838 m), ce sont les calcschistes piémontais ophiolitifères qui sont en contact avec le Briançonnais. Là, un coussin de cargneules marque la cicatrice des « Ecailles intermédiaires ». Malgré des observations continues de terrain, il ne nous est pas possible de dire comment le passage se fait.

En l'absence des brèches dolomitiques, il est délicat de vouloir différencier les séries piémontaises classiques de celle du Gondran, et il est probable que d'autres affleurements devraient y être rattachés. C'est ainsi que les barres calcaires formant le sommet même de l'Alpet (2 860 m) seraient logiquement à placer dans les séries du Gondran plutôt que dans celles des calcschistes piémontais. Ceci permettrait d'expliquer plus facilement la présence d'un affleurement dolomitique de type Gondran en rive gauche de l'Ubaye, face à Combrémond.

De même, en rive droite du Val Mollasco, entre Pra Riondo (2 326 m) et Acceglio, il existe une épaisse série de calcaires roux, riches en ankérite, formant une falaise de 3 à 400 m de hauteur. Clivée par de nombreux contacts anormaux, elle contient des roches vertes exploitées à Lausetto et supportant le village d'Acceglio. Elles se poursuivent au-delà de la Maira pour disparaître au Sud de Gheit à l'endroit où la zone d'Acceglio - Longet rejoint la zone du Roure. En l'absence de tout critère valable, nous ne pouvons classer ces deux derniers ensembles que dans les calcschistes piémontais.

CONCLUSIONS SUR L'ÉVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU SECTEUR ETUDIÉ

LE DOMAINE BRIANÇONNAIS.

Les coupes faites dans les quartzites permowérféniens ne nous montrent aucune particularité notable par rapport à celles effectuées par ailleurs en Briançonnais. Mais il nous apparaît comme probable que dès la fin du Werféniens la zone d'Acceglio était une zone paléogéographiquement haute. Le Trias moyen calcaréo-dolomitique possède des faciès propres (brèches, Complexe du Maniglia) et de faible épaisseur (Anisien réduit). Par endroit même il devait y avoir une émergence se traduisant par des érosions (route de la Cannière à Maurin). Cette instabilité ne devait cesser qu'avec l'émergence totale du Briançonnais au Trias supérieur.

La sédimentation jurassique ne débutera qu'au Dogger avec les formations continentales charbonneuses analogues à celles du Rocher de Saint Ours et de la Vanoise. La transgression du Jurassique moyen envahit l'ensemble du plateau briançonnais émergé, mais il est important de remarquer que toute la zone du Roure ne sera pas intéressée par cette transgression qui progressait du Sud vers le Nord (affleurement du sentier du Tronchet où le Crétacé repose sur les quartzites, soulignant l'existence au Nord de Combrémond d'une zone haute).

Avec le Crétacé inférieur, le géanticlinal briançonnais devient un haut-fond dont la zone d'Acceglio devait constituer la marge interne. Cependant, il devait exister des régions émergées susceptibles d'alimenter les Brèches de l'Alpet en phyllites (micaschistes permien), en quartz (le Permo-Werféniens), et en dolomie (écroulement de falaises triasiques).

Vers le Cénomano-Turonien commencent à se former les croûtes phosphatées. Celles-ci peuvent reposer directement sur les quartzites (Combrémond). L'invasion définitive de tous les reliefs est donc de cette époque. Les marbres chloriteux vont se former à partir du Sénonien, mais les croûtes phosphatées peuvent par place continuer à se déposer. Ce n'est qu'au Paléocène que la sédimentation des marbres chloriteux sera générale. Elle se maintiendra pendant quelque temps avant de se poursuivre par les « Schistes noirs éocènes ». Si nous

tenons compte de la précision stratigraphique apportée par la klippe de Roche Chevalière, ces conditions ont dû persister jusqu'au Lutétien moyen. Entre cette époque et le Sannoisien inférieur, se sont formés les anticlinaux siliceux (Marinet, Acceglio), puis le charriage des unités frontales a précédé les grandes nappes. Des écailles diverses (Roche Chevalière) furent alors arrachées au substratum.

LE DOMAINE PIÉMONTAIS.

L'étude de la bordure piémontaise de la zone du Roure nous a permis de différencier au sein des

Schistes lustrés différents ensembles dont les rapports exacts nous sont encore inconnus. Nous avons là :

- la série de type Alpet avec ses Calcaires à lauzes et surtout ses faciès bréchiques si particuliers. Leur formation est contemporaine de mouvements orogéniques Crétacé se situant à la limite Briançonnais - Piémontais;
- les faciès de type Gondran avec le Trias dolomitique, le Rhétien et le Lias à brèches dolomitiques granoclassées;
- et enfin les calcschistes piémontais ophiolitifères classiques et monotones d'âge jurassique.

DEUXIÈME PARTIE

TECTONIQUE

Cette étude comprendra trois chapitres. Nous examinerons tout d'abord les rapports des différentes unités structurales entre elles en signalant quelques-unes de leurs particularités. Puis nous exposerons les résultats obtenus dans le cadre d'une analyse structurale. Un essai de tectogenèse conclura cette deuxième partie.

I. — Tectonique descriptive.

La structure actuelle du Briançonnais interne et du Piémontais étudiés résulte de la superposition de deux phases tectoniques connues depuis fort longtemps dans les Alpes. La première de ces phases se traduit par un charriage vers l'extérieur de la chaîne (donc vers le SW au niveau de l'Ubaye), responsable des nappes. La seconde est accompagnée de mouvements dirigés en sens contraire et de ce fait, toutes les séries affectées par ce « rétrocharriage » sont actuellement à pendage Ouest.

Depuis la thèse de M. GIDON (1958), nous connaissons les relations existant entre les différentes nappes briançonnaises en haute Ubaye, et rappelons que ces travaux ont mis en évidence la zone du Roure. Aussi nous renvoyons le lecteur à cet auteur dont la carte structurale au 1/50 000^e a été le point de départ de notre étude tectonique.

A) Les limites de la zone du Roure.

1. LA ZONE DU ROURE AU NORD DE L'UBAYE.

C'est en rive gauche du Cristillan, en amont de Ceillac, qu'apparaissent les premiers affleurements appartenant à la zone d'Acceglio. Dans la forêt en face du village de Roufène (feuille Aiguille n° 5), nous avons trouvé des lames de quartzites associées à des micaschistes et à des dacites rouges

analogues à celles de la vallée du Guil. Elles se situent dans la grande cicatrice soulignant la limite entre les domaines briançonnais et piémontais. Cette dernière se poursuit dans la falaise de Beaubardon puis sous le Signal du Longet (2 968,7 m). Les crêtes appartiennent à une unité briançonnaise plus externe, celle de la Pointe de Rasis.

Au col Albert (2 848 m), l'unité de la Chapelue est séparée des calcschistes piémontais par des cargneules et des serpentines laminées. Jusqu'à la cote 2 513 m au niveau du sentier du Tronchet, nous avons retrouvé des copeaux de quartzites werféniens transgressés par les calcaires du Malm. En descendant jusqu'à l'Ubaye, les affleurements deviennent plus réguliers et nous avons pu y décrire notre coupe de la série de type Combrémond.

2. LA ZONE DU ROURE ENTRE L'UBAYE ET LA MAIRA.

Le schéma structural ci-joint montre qu'au niveau de l'Ubaye la zone du Roure, qui méritait particulièrement au Nord le nom de « zone des Ecaillés intermédiaires », se développe pour atteindre 2 km de large à l'Aiguille basse de Mary (3 126 m). A l'Ouest, elle est séparée de la zone de Ceillac — unité briançonnaise plus externe — par une ligne de cargneule. Du torrent de Mary, celle-ci monte vers le col de la Traverse (2 862 m), passe aux Granges de Chiappera puis au Passo di Cervet avant de disparaître sous le Monte Boulliagna. De nombreuses écaillés de terrains à faciès briançonnais (quartzites, dolomies, calcaires...) sont emballées dans les cargneules de ce contact.

La limite orientale de la zone du Roure est moins nette que celle que nous venons de voir à l'Ouest, car le Briançonnais repose sur le Piémontais de la série de l'Alpet par le contact dépourvu d'ophiolites des schistes argilo-détritiques sur les calcschistes.

3. LA ZONE DU ROURE AU SUD DE LA MAIRA.

Quelques données nouvelles nous ont amenés à reconsidérer le schéma structural de M. GIDON (1962) à ce niveau. Dans cette région, les trois grandes bandes siliceuses du Marinnet, du Roure et du Longet se rejoignent, et les grandes directions structurales tendent à devenir EW. Une bande de terrains carbonatés se trouve pincée au cœur de ces masses quartzitiques. C'est le synclinal de Chialvetta.

Le contact entre la zone du Roure et la zone de Ceillac se retrouve en rive gauche de la Maira sous le hameau de Villaro. A cet endroit, affleurent des cargneules emballant des écailles de quartzites et de calcaires que nous n'avons jamais rencontrées ailleurs (Werfénien supérieur ?). A ce niveau, mais en rive droite, apparaît un calcaire noir, fétide, appartenant au synclinal de Chialvetta.

A mi-pente du Monte Midia, vers 1 550 m. M. GIDON (1962) avait déjà signalé que ce synclinal était en contact avec les « Schistes lustrés » par l'intermédiaire d'un coussin de cargneules. Ainsi, entre ce point et la Maira, la zone du Roure aurait disparu par laminage et les deux contacts, interne et externe, se seraient rejoints. Mais, en suivant cette cicatrice, nous avons trouvé en *position inverse* une lame de permo-werfénien en contact anormal avec le Trias du synclinal de Chialvetta en *position normale*. Nous les avons suivis jusqu'à Gheit où ils passent en rive droite de l'Onerzio.

Ainsi, contrairement à ce que l'on pensait jusqu'à présent :

- la zone du Roure se prolongerait par l'écaille de Gheit;
- le Monte Boullagna serait l'homologue, du moins en partie, du synclinal de Chialvetta;
- les quartzites du Monte Midia seraient formés par un anticlinal secondaire au sein de la zone de Marinnet.

Notre interprétation est d'ailleurs considérée comme la seule satisfaisante par M. GIDON (communication orale) à la suite de ses nouvelles observations tectoniques et stratigraphiques au Sud de l'Onerzio. Selon cet auteur, il n'est pas exclu que la zone de Ceillac se scinde en deux de part et d'autre du Monte Midia.

Ainsi donc, depuis son apparition dans la vallée du Cristillan jusqu'à sa réunion au Sud d'Acciglio avec les bandes siliceuses du Marinnet et du Longet, la zone du Roure garde l'aspect d'une lame de quartzite transgressée par une couverture mésozoïque et tertiaire, séparée des zones voisines par de grands contacts anormaux. Mais il existe au sein de la masse quartzitique d'autres lignes de discontinuité, identiques à celles étudiées dans ce paragraphe, qui vont nous conduire à une conception de la zone du Roure un peu différente de celle que l'on avait jusqu'à présent.

B) Les contacts anormaux au sein de la zone du Roure.

A la suite de notre étude des lames de quartzites permo-werfénien, nous avons été amenés à formuler deux remarques importantes à leur sujet : ces lames sont le plus souvent en série normale et elles sont séparées les unes des autres par des contacts anormaux soulignés ou non par des cargneules. M. GIDON (1962) avait déjà signalé une différenciation analogue qu'il avait interprétée comme un clivage tectonique de la zone du Roure en deux écailles.

De tous ces contacts, un en particulier retiendra notre attention. Ce n'est pas toujours le plus évident, car il peut se situer entre deux masses quartzitiques parfois difficiles à distinguer.

Il part de la cote 2 103 m de la carrière de marbre de Maurin, rejoint la cote 2 702 m du lac de Tuissier, puis la Pointe haute de Mary (3 206 m) avant de rejoindre le col du Roure où il se manifeste par un important amas de cargneules. Celles-ci disparaissent au niveau du lac de Ciabriera. On le retrouve au Monte Albrage (2 999 m), se poursuit sous le Monte Freide, puis dans le Val di Fissela, avant de disparaître définitivement au S du Monte Ciarmetta (voir fig. 6). Ce contact est la limite entre deux unités de la zone du Roure :

- une unité interne où le Permo-Werfénien possède une couverture de type Acciglio : nous l'appellerons « Unité du Maniglia »;
- une unité externe sans couverture post-werfénienne : nous l'appellerons « Unité de Cialancium ».

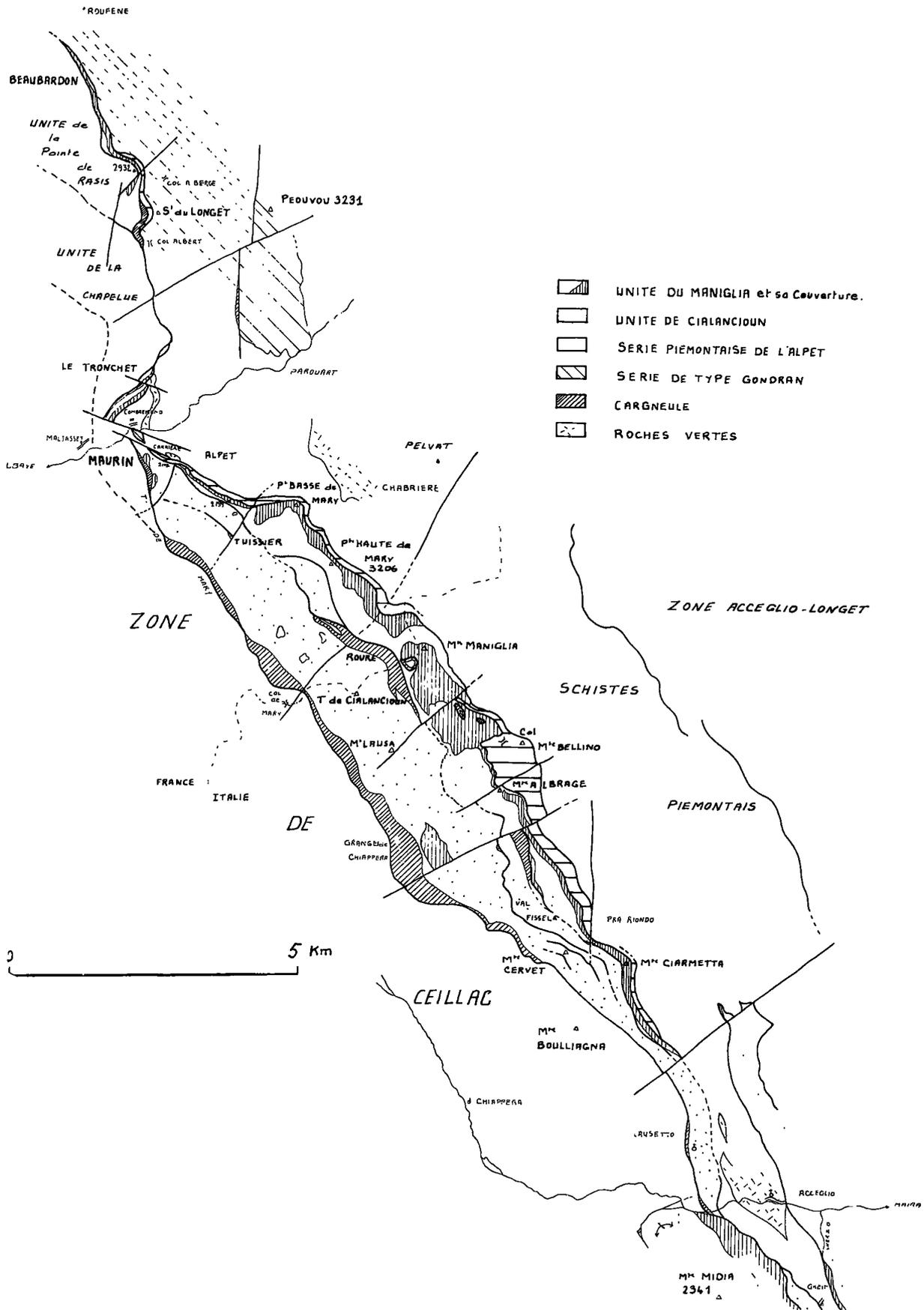


Fig. 6. — Schéma structural de la zone du Roure et de la limite Briançonnais-Piémontais entre Ubaye et Maira.



Fig. 7. — Le vallon de Mary et la falaise de l'Alpet.

A droite, le massif du Chambeyron. En traits tiretés les contacts anormaux séparant, en haut, la zone du Roure du domaine piémontais, et marquant, en bas, la base de la série de l'Alpet.

1. L'UNITÉ DU MANIGLIA.

Les caractéristiques stratigraphiques de cette unité sont celles de la zone d'Acceglio telles que nous les avons développées dans la première partie. Au Nord de la frontière, nous trouvons le Permo-Werfénien érodé et le Jurassique calcaire transgressif. Après une longue lacune, les marbres chloriteux sénoniens se déposent et passent aux « schistes noirs éocènes » (série de type Combrémond). Au Sud de la frontière, le Permo-Werfénien est complet et le complexe calcaréo-dolomitique du Maniglia lui succède. Les termes supérieurs de la série, du Malm aux schistes noirs, sont identiques aux précédents (série de type Maniglia).

En résumé, la branche du Maniglia possède une couverture briançonnaise réduite, compliquée de phénomènes d'érosion particuliers à la zone d'Acceglio.

2. L'UNITÉ DE CIALANCIOUN.

Nous ferons trois remarques fondamentales à son sujet. D'une part les bancs de quartzites sont le plus souvent à l'endroit. Dans l'arête qui va de la Tête de Cialancioun au Monte Lausa (2 886 m), cette dalle a été rebroussée à son bord W seulement par le rétrocharniage. D'autre part l'étude précise de ces quartzites montre l'existence des termes supérieurs de la séquence détritique siliceuse, par comparaison avec la série de type Maniglia qui

possède les quartzites intacts (voir Stratigraphie). Donc, *pas d'érosion de type Acceglio*. Enfin les cargneules observées le long des contacts anormaux reposent presque toujours sur cette surface de quartzites non érodés et pourraient donc y être en position stratigraphique normale (Werfénien supérieur).

Notons également que l'unité de Cialancioun chevauche l'unité du Maniglia (voir fig. 8). Au niveau du col de Bellino, il possède une flèche supérieure égale à 1 100 m. Ceci est prouvé par la présence, sur le sommet de l'arête SE du Maniglia, de trois klippes : les deux plus septentrionales ont un chapeau de quartzites qui n'existe pas dans la plus méridionale. Seul, un amas de cargneules subsiste (coupes A, B, C et D).

3. INTERPRÉTATION.

On peut expliquer l'absence de couverture dans l'unité externe par une zone émergée de type Acceglio ayant joué du Trias à l'Eocène, mais où l'érosion aurait été insuffisamment forte pour attaquer le Werfénien. Cependant une autre hypothèse s'impose si l'on remarque que cette unité externe s'enfonce en *série normale* sous la zone de Ceillac. Il se pourrait que nous ayons là *le socle siliceux de cette zone de Ceillac dont les terrains carbonatés se seraient décollés et plissés indépendamment*. Ceci reviendrait à rattacher cette « unité de Cialancioun » au Briançonnais sensu-stricto.

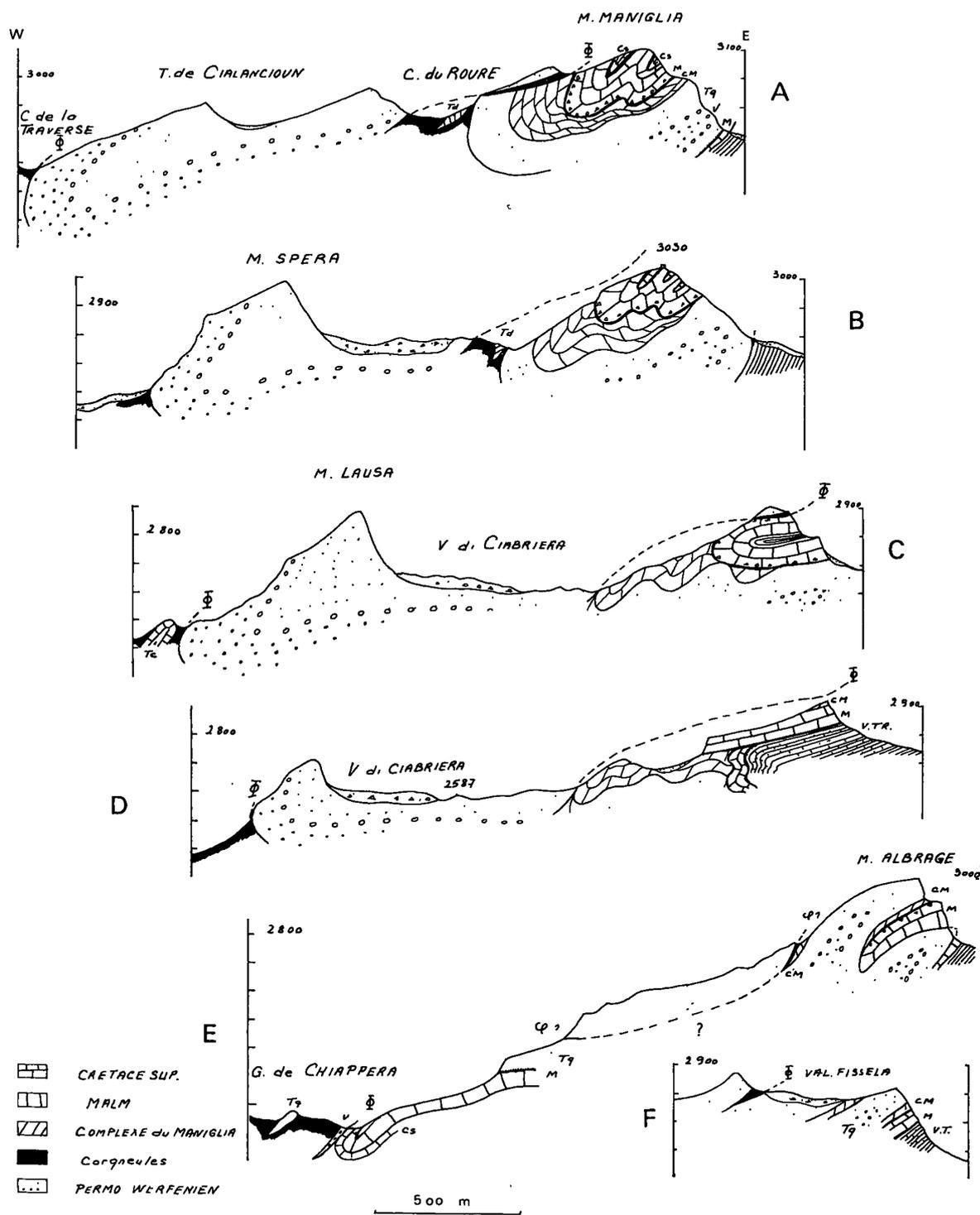


Fig. 8. — Plis du Maniglia.

Une telle hypothèse rend parfaitement compte de certaines observations difficiles à coordonner autrement, à savoir l'absence de socle siliceux dans la zone de Ceillac, la présence de calcaires et de dolomies à faciès briançonnais dans les contacts jalonnés de cargneules alors que les unités séparées par ces contacts n'en comportent pas, et enfin les calcaires et dolomies du Trias moyen recouvrant stratigraphiquement les quartzites de la route de la Carrière de marbre à Maurin.

Cependant, une telle interprétation ne peut être admise définitivement tant qu'une étude générale des rapports de la zone de Ceillac et de l'unité de Cialancion n'aura pas été faite pour contrôler cette hypothèse.

C) Les structures secondaires.

Il serait trop long de décrire en détail toutes les structures, c'est pourquoi nous nous contenterons d'examiner quelques problèmes particuliers.

1. LES PLIS DE L'UNITÉ DU MANIGLIA.

La figure 8 nous montre que la structure de cette région est dominée par l'association d'un anticlinal siliceux à cœur de verrucano déversé à l'Est, et d'un synclinal à cœur crétacé. Leur axe présente une direction N 140° SE.

Nous avons représenté l'évolution de ces structures par des coupes sériées allant du col du Roure au col della Val Fissela (2 874 m), un peu plus au Nord du Monte Freide.

- L'anticlinal du Maniglia, à cœur de verrucano, disparaît sous le quaternaire, au niveau de la « bassa di Terra Rossa ». On le retrouve pour la dernière fois au Monte Albrage (coupe E).
- Le synclinal de Ciabriera apparaît au col du Roure et se prolonge vers le SE en direction du Monte Albrage. Il possède en son milieu une ride formée par un repli de quartzites sous-jacents. Le relèvement de cet axe est responsable vers le Sud de la disparition du Complexe du Maniglia (coupes A à F).
- Lors du rétrocharriage, le flanc supérieur a pincé en son cœur la série crétacée du Val Traversiera. Nous avons là un magnifique exemple de pli couché (coupe C).

- La coupe E passant par les Granges de Chiapera montre la réapparition de l'Unité du Maniglia. Il est intéressant de noter que le Malm est transgressif sur les quartzites et donc que le Trias calcaréo-dolomitique a complètement disparu (même succession stratigraphique que dans la série de type Combrémond).

Cette dernière remarque nous amène à souligner que la disparition vers le NE du Complexe du Maniglia n'est pas seulement due à un laminage tectonique, mais aussi à des raisons paléogéographiques, car le flanc inverse de l'anticlinal du Maniglia possède une couverture calcaire *transgressive avec remaniement* sur les quartzites permowérféniens (vers 2 850 m du vallon di Gavea, à la verticale du sommet du Maniglia coupe A).

2. LES ÉCAILLES DU LAC DE TUISSIER (2 702 m).

Nous trouvons là un ensemble de terrains permowérféniens compacts où les faciès quartzitiques et conglomératiques s'enchevêtrent. La lame la plus orientale comporte une couverture carbonatée en série inverse et repose sur les schistes noirs et le complexe de l'Alpet appartenant à notre série de type Alpet. Le tout est séparé du domaine piémontais par un contact anormal à ophiolites.

En fait, une coupe, réalisée depuis le torrent de Mary au niveau de la première bergerie du vallon (2 290 m) jusqu'au collet formant la Brèche de Tuissier (2 799 m), nous a montré une succession parfaitement cohérente que nous avons pu étudier grâce à nos critères de polarité dans le Permowérféniens. Du SW au NE nous avons :

- 1 — La zone de Ceillac appartenant au Briançonnais avec ses calcschistes du Crétacé supérieur.
- 2 — Un amas de cargneules contenant diverses écaïlles et soulignant le contact majeur entre la zone du Roure et le Briançonnais.
- 3 — Une lame (à l'endroit) des quartzites ayant à la base les schistes lie-de-vin.
- 4 — Une lame de quartzite (à l'endroit) limitée à sa partie inférieure par un contact à cargneules.
- 5 — Un anticlinal quartzitique à cœur de schistes lie-de-vin extrêmement fracturé.
- 6 — Une lame de quartzites érodée possédant sa couverture de Malm transgressif et son faciès Verrucano lie-de-vin à la base.

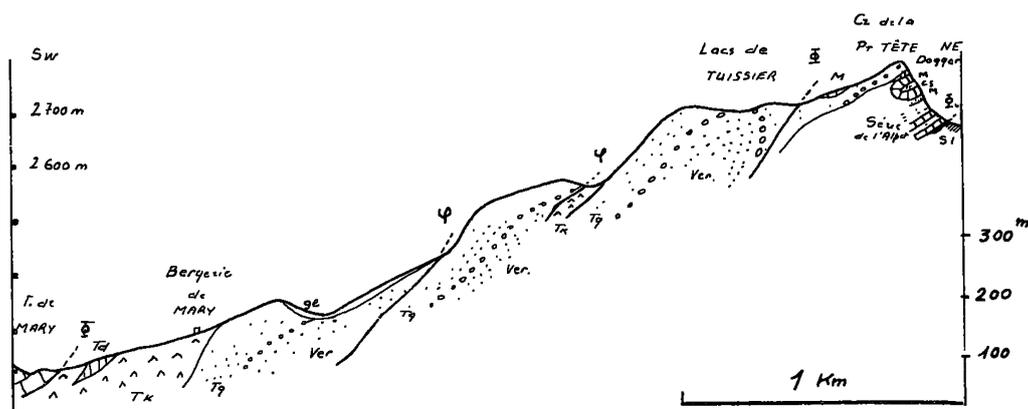


Fig. 9. — Les écaillés du lac de Tuissier.

7 — Un Jurassique carbonneux (décrit lors de l'étude stratigraphique) très tectonisé; il passe logiquement à un Jurassique calcaire ployé suivant une forme complexe.

Les terrains 2 à 5 se rapportent à la zone du Roure externe sans couverture et les terrains 6 à 7 à la zone du Roure interne.

3. LE PÉOUVOU.

Le Péouvou apparaît en amont de Maurin comme une dalle monoclinale de dolomie triasique, limitée à l'W par une grande faille N-S injectée de cargneules.

En fait, il s'agit du bord E d'un synclinal perché

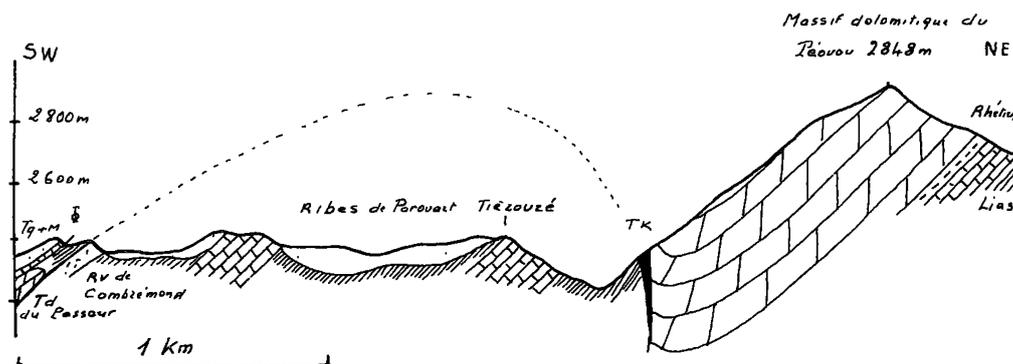


Fig. 10. — Le Péouvou.

qui se voit très nettement dans la haute vallée du Cristillan au niveau des alpages de Clausis. Ce synclinal fait partie d'un ensemble de faciès que M. LEMOINE identifie à la série du Gondran. Celle-ci comprend (sur la crête entre l'Ubaye et le Cristillan) : le Trias dolomitique, le Rhétien et le Lias avec les couches à microbrèches. Cette succession stratigraphique est en position inverse. Le Péouvou

est limité à l'W par une faille NS verticale, injectée de cargneules.

La découverte du Trias dolomitique de type Gondran dans le lit de l'Ubaye (le Passour), face à Combrémond, ne change guère le schéma de M. LEMOINE (1961). Cette « racine », située entre la zone d'Acceglio (plus exactement la série de type Alpet) et les « Schistes lustrés », confirme l'interprétation de cet auteur.

II. — Analyse structurale.

Chaque fois que c'était possible, nous avons relevé un certain nombre de mesures destinées par la suite à servir de base à l'analyse structurale des différentes formes tectoniques rencontrées. Les résultats obtenus pourront servir de point de départ à une étude ultérieure plus poussée et pourtant sur un domaine beaucoup plus vaste.

Les mesures effectuées portent sur différentes formes géologiques qui se groupent en deux catégories :

- des plans, définis par une direction et un pendage;
- des lignes, définies par une direction et un plongement.

L'ensemble des résultats obtenus permettra peut-être de mieux comprendre les efforts subis par la roche et aussi de situer chronologiquement certains objets par rapport à d'autres.

A) Etude des plans.

— Plans de couches.

Cette mesure couvre les plans de stratification des terrains rencontrés. Les directions des couches sont en général très homogènes. Elles évoluent du Nord au Sud avec, semble-t-il, des discontinuités au niveau de l'Ubaye et de la Maira.

Dans les affleurements au-dessus de Combrémond, nous avons relevé des directions allant N 180° à N 10°, de même valeur que celles observées plus au Nord, sous le col Alberge.

Dans la zone du Roure comprise entre l'Ubaye et la Maira, les valeurs sont de l'ordre de N 140°, N 150°. L'écaïlle quartzitique de Gheit, au Sud d'Acceglio, a une direction de N 130°.

Ces changements de direction traduisent la courbure de l'arc alpin qui, au niveau des Alpes Cottiennes, s'incurve vers l'Est. Les variations nettes observées au passage des grandes vallées semblent indiquer la présence de zones de discontinuité profonde, facilitant un tel mouvement.

— Plans de schistosité.

« La schistosité est un plan de glissement qui résulte de contraintes subies par un matériel lors de déformations. Celles-ci engendrent un feuilletage de la

roche, oblique par rapport à la stratification, parallèle aux plans axiaux des plis qui se sont faits dans le même acte tectonique » (RODGERS, 1960).

En général, les faciès de la zone du Roure se prêtaient mal à ce genre de clivage. Certains plans observés dans les quartzites relèvent plus d'une mylonitisation que d'une schistosité. Les exemples les plus intéressants que nous ayons trouvés se situent dans le Complexe du Maniglia. Leur direction oscille autour de N 140° pour une inclinaison de 40° vers l'Ouest. Cette schistosité est donc parallèle aux axes des plis métriques mesurés ou construits, ainsi qu'à la direction générale des grandes structures (N 140°). Dans les affleurements situés sous le sommet du Monte Maniglia cette valeur peut atteindre N 148° SE, mais dans ce cas reste néanmoins conforme à la direction des axes de plis qui au Nord du synclinal de Ciabria est de N 150°.

Quant aux *calcschistes piémontais*, leur nature et leur tectonisation intense rendent difficile la distinction entre schistosité et stratification.

Dans ces calcschistes, la stratification est soulignée par de petits niveaux calcaires, légèrement gréseux, qu'il est difficile de suivre sur une distance supérieure à quelques mètres. Entre ces niveaux plus durs, les phyllites prennent parfois un aspect de lentilles très allongées qui déterminent des plans parallèles aux stratifications précédentes. Nous n'avons jamais remarqué de feuilletage net oblique sur le litage.

— Plans de diaclases.

Nous avons très souvent remarqué que des fractures importantes, nettes dans des faciès quartzitiques par exemple, ne décalent plus les calcaires qui les transgressent. Mais ceux-ci sont affectés d'un réseau dense de diaclases de même direction et de même pendage.

C'est le cas de la grande faille N 40° qui passe sous le col de la Traverse (2 682 m), à la frontière italienne, interrompt les quartzites du Roure et se dirige vers le Fond du Roure. Aucun décalage n'est observable dans les calcaires du complexe de l'Albet, mais celui-ci est haché de diaclases verticales de direction N 60°. Ce complexe comprend les « calcaires à lauzes » que nous avons étudiés lors de notre stratigraphie. Ils sont assez compacts et se débitent en plaques de 1 cm environ d'épais

seur. Ils possèdent une forte linéation qui est recoupée par ces diaclases N 40° subverticales. Celles-ci sont parfois assez denses pour former une véritable schistosité dont les plans seraient distants de quelques centimètres. Ce phénomène est très fréquent.

Ces diaclases concernent aussi les quartzites. Mais nous y avons observé également d'autres plans très intéressants, dans le versant NW du Monte Freide (2 967 m), au N du grand lac du Roure et surtout dans l'éperon de quartzites descendant de la pointe 3 085 m au-dessus du Plateau de Tuissier. Plusieurs plis de direction N 140 SE présentent des lignes orthogonales s'enroulant en hélice autour de leur axe (fig. 11). Ces lignes sont formées par



Fig. 11.

l'intersection d'une surface gauche et de la limite inférieure du banc de quartzite. Notons enfin la présence de diaclases N-S affectant le pli.

Pour expliquer cette superposition, nous devons faire intervenir deux générations de diaclases :

- une première, antérieure aux plissements N 140°, et formée de deux plans orthogonaux;
- une deuxième, post-tectonique, accompagnant les grandes fractures transversales ou d'effondrement.

B) Etude des lignes.

— Linéations.

La plus grande partie des linéations que nous avons rencontrées se situe dans les calcaires gréseux du complexe de l'Alpet ou du Jurassique du plateau de Tuissier. Dans le premier cas surtout, nous pouvons parler d'un « faciès à linéations ». Il est probable que celles-ci résultent de l'intersection d'une schistosité ayant favorisé le débit en « lauzes », et d'une stratification. Mais il est difficile de l'affirmer car dans ces niveaux calcaires, les joints séparant les bancs ont été oblitérés par le méta-

morphisme. Cette hypothèse pourrait être confirmée par la présence d'un débitage « en crayons » de faciès calcaires près du col de l'Alpet. Ces niveaux sont un peu différents de ceux du Complexe de l'Alpet, et nous aurons tendance à les rapprocher des faciès type Gondran plus au N (voir Stratigraphie et Problèmes particuliers de Tectonique, chapitre précédent).

Ce calcaire est peu gréseux, à cassure gris foncé et patine rousse (ankérite). Les surfaces structurales se dissocient en éléments de 15 à 20 cm de longueur, de section grossièrement ovale et qui parfois forment une petite gouttière semblable à un micropli. Leur direction est de N 10° et leur prolongement de 25° vers le SW.

Or J. RODGERS (1960) pense que si « la schistosité est très imparfaite, naissante ou occulte pour ainsi dire, elle ne peut que se traduire par un débitage « en crayons », sans qu'on puisse voir des plans continus dans la roche autres que les joints de stratification ou des diaclases ».

Quoi qu'il en soit, toutes ces lignes étudiées, de la vallée du Cristillan à celle de la Maira, ont une direction comprise entre N 10° et N 40°. Seules, quelques rares mesures relevées près de la carrière de Maurin ont donné N 120°. Nous les avons trouvées dans des calcschistes situés tectoniquement sous le Complexe de l'Alpet. Les faciès un peu schisteux possèdent des microplis de même direction.

Nous avons rencontré également dans les calcaires à lauzes, à gauche en montant le chemin de la carrière de Maurin, vers l'altitude 2 000 m, des linéations courbes de direction N 120°.

La surface du plan de stratification est gauche. Des sillons parallèles décrivent des sinuosités régulières.

Nous avons fait les mêmes observations un peu plus à l'Est.

Toutes ces linéations sont difficiles à interpréter. Celles qui sont courbes, à priori les plus intéressantes, semblent liées aux fractures N 120° qui sont fréquentes dans cette région. Quant aux lignes des calcaires à lauzes, nous avons vu qu'elles pouvaient résulter de l'intersection de la stratification et d'une schistosité qui aurait, dans ce cas, une direction voisine de N 40°. Ce serait d'ailleurs la seule manifestation d'une telle schistosité sur l'ensemble de la zone du Roure.

— *Les microplis.*

Ce sont des replis de l'ordre du centimètre, affectant des niveaux compétents (bancs de calcaire, filonnet de calcite) dans des faciès non compétents (schisteux par exemple).

En dehors du complexe du Maniglia, ils sont peu nombreux. Nous les avons signalés dans les calc schistes de la carrière de Maurin. Ils ont la direction N 120° à N 140° des grandes structures. Notons que nous avons relevé de beaux exemples de ces microplis dans les Schistes lustrés au Sud d'Acceglio. Ils ont une direction de N 60° pour un plongement de 25° vers le SW.

III. — Essai de reconstitution tectogénétique.

Nous pouvons synthétiser les résultats obtenus dans les deux chapitres précédents afin de replacer les différents phénomènes les uns par rapport aux autres.

Ces conclusions font intervenir toutes les observations faites aussi bien dans les séries Briançonnaises que piémontaises. Nous pouvons ainsi établir une chronologie relative des faits tectoniques rencontrés.

- 1 — Apparition de diaclases orthogonales antérieures au plissement alpin. Nous les avons observées dans les quartzites du Plateau de Tuissier et du Monte Freide.
- 2 — Formation des grands anticlinaux et synclinaux (Marinet, Maljasset, Acceglio) et de la schistosité N 140°. Nous plaçons ici le décollement de la couverture carbonatée de Ceillac au niveau des cargneules et des gypses du Werfénien supérieur. — Individualisation de la zone de Ceillac et de l'unité de Cialancion.
- 3 — Charriage des unités piémontaises frontales (Alpet, Gondran). — Charriage des calc schistes piémontais venant recouvrir indifféremment le Briançonnais ou le Piémontais frontal.
- 4 — Rétrocharriage de l'ensemble avec formation :
— du rétroécailage des « Ecailles de Tuissier »;

— du synclinal de Ciabnera et de l'anticlinal du Maniglia. Il est possible que ces formes préexistaient à la suite de la phase 2;

— du synclinal de nappes du Pays piémontais qui, lui aussi, avait peut-être une forme synclinale à la suite du charriage.

- 5 — Une seconde et problématique schistosité N 40°.
- 6 — Fractures diverses avec rejeu de failles, effondrements N 0° (Péouvou), décalage des contacts anormaux de rétrocharriage. Il semble que les fractures N 40° - N 60° soient les dernières à rejeuer.

Il est difficile d'être plus précis compte tenu de nos observations, et nous ne pouvons dater ces différentes phases. Mais rappelons que pour des raisons d'ordre stratigraphique, nous avons rapproché la klippe de Roche Chevalière de la zone d'Acceglio. Si l'on admet ce postulat, les renseignements stratigraphiques fournis par celle-ci interviennent, quelle que soit la place de la klippe dans cette zone (Acceglio interne, externe ou médian). De même, certaines notions maintenant classiques, comme la datation des conglomérats transgressifs sur des terrains rétrocharriés dans les Alpes Ligures, nous permettent d'attribuer à ces mouvements une limite supérieure. En reprenant la même notation que précédemment, nous pouvons essayer de dater nos différentes phases.

- 1 — Le karst bidirectionnel antésénonien pourrait trouver une explication dans une tectonique de fractures responsable également des diaclases des quartzites.
- 2 et 3 — Cette phase tectonique serait postérieure au dépôt des calcaires à Nummulites.
- 4 — Le rétrocharriage a été daté anté-Sannoisien supérieur en Ligurie.
- 5 et 6 — Parmi toutes les fractures qui ont joué postérieurement, certaines seraient subactuelles (N 40° coupant le glacier rocheux de la Tête de Cialancion).

Toutes ces conclusions doivent être confrontées avec d'autres observations portant sur des domaines plus vastes que l'étroite bande de terrain qui a fait l'objet de cette première étude.

BIBLIOGRAPHIE

- CONTI (S.) (1953-1955). — Studi geological sulle Alpi Occidental (1°, 2°, 3° contributo) (*Boll. Serv. Geol. Ital.*, LXXV, p. 491 et 525, LXXVII, p. 1).
- DEBELMAS (J.) et LEMOINE (M.) (1957). — Calcschistes piémontais et terrain à faciès Briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita (Alpes cottiennes), Italie (*C.R. Soc. Géol. Fr.*, 3, p. 38-40).
- FRANCHI (S.) (1898). — Sull' età mesozoica... (*Boll. Com. Geol. Italia*, n°s 3 et 4, p. 1-236).
- GIDON (M.) (1957). — Schéma structural de la zone Briançonnaise entre haute Ubaye et haute Maira (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, 33, p. 75).
- GIDON (M.) (1962). — La zone Briançonnaise en haute Ubaye (Basses Alpes) et son prolongement au Sud-Est (*Mém. Carte Géol. Fr.*).
- GUBLER (Y.) (1953). — Roche Chevalière, klippe Briançonnaise du cirque de Restefonds (Basses-Alpes) (*C.R. Soc. Géol. Fr.*, p. 93-96).
- LEFÈVRE (R.) (1962). — Observations sur le mésozoïque à faciès Briançonnais des environs d'Acceglio (Alpes cottiennes) (*C.R. Acad. Sc. Paris*, 254, p. 1110-1112).
- LEMOINE (M.) (1957). — Calcschistes piémontais et terrains à faciès Briançonnais dans la haute vallée de l'Ubaye (Basses Alpes) (*C.R. Soc. Géol. Fr.*, 3, p. 41-55).
- LEMOINE (M.) (1960). — Sur les caractères stratigraphiques et l'ordre de succession des unités tectoniques à la marge interne de la zone Briançonnaise (*C.R. Soc. Géol. Fr.*, 5, p. 97-98).
- LEMOINE (M.) (1960). — Esquisse d'une représentation de la paléogéographie de la marge interne de la zone Briançonnaise au Jurassique et au Crétacé (Transversales de Briançon et du Queyras) (*C.R. Soc. Géol. Fr.*, 5, p. 102).
- LEMOINE (M.) (1960). — Découverte d'une microfaune du Crétacé supérieur au col du Longet (source de l'Ubaye Basses-Alpes); conséquences tectoniques et paléogéographiques (*C.R. Soc. Géol. Fr.*, 9, p. 234).
- LEMOINE (M.) (1961). — Le Briançonnais interne et le bord de la zone des Schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye (Hautes-Alpes et Basses-Alpes). Schéma structural (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, 37, p. 97-119).
- LEMOINE (M.) (1961). — La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes Occidentales (*Rev. Géogr. Phys.*, 4, p. 163-180).
- LEMOINE (M.) (1963). — Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone Briançonnaise dans les Alpes cottiennes (*Geol. Rdsch.*, 53, p. 113-131).
- MICHARD (A.) (1959). — Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la haute Varaita (Alpes cottiennes, Italie) (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 1, p. 52-61).

Laboratoire de Géologie
de la Faculté des Sciences de Grenoble
(Institut Dolomieu).

Manuscrit déposé le 30 mars 1967.