Géologie Alpine, t. 50, 1974, p. 131-152

Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan (Alpes cottiennes, France) : lithostratigraphie, architecture et tectogenèse

par Pierre TRICART *

RÉSUMÉ. — La marge externe du domaine piémontais comprend, en Haut-Cristillan, au moins trois groupes de Schistes lustrés stratigraphiquement indépendants : une série à ophiolites et sédiments supra-ophiolitiques, d'âge probablement jurassique supérieur-crétacé, une série carbonatée, bréchique vers le haut, d'âge probablement triasico-liasique, et les calcschistes de l'Aigue Blanche, encore indifférenciés et d'âge inconnu. Des formations calcaires et bréchiques isolées pourraient être rattachées à la série triasico-liasique ou, au contraire, constituer un quatrième ensemble, indépendant des précédents. L'architecture de ce secteur paraît résulter du plissement serré, à deux reprises successives, d'un édifice de nappes, issu de charriages initiaux ayant superposé les différents groupes de Schistes lustrés.

ABSTRACT. — In the Haut-Cristillan area (Cottic Alps, France), the external limb of the Piémontais zone is made up of three independant formations of Schistes Lustrés : an ophiolitic sequence with supraophiolitic sediments, a limestone sequence with breccias at the top, presumably of Triassic-Liassic age, and the still undifferenciated, of unknown age, Aigue Blanche calcschists.

Isolated calcareous and breccia formations might be comprised in the Triassic-Liassic sequence, or, contrarily, make up a fourth sequence, entirely independant of the preceeding ones.

The set up of this area seems to result from two successive isoclinal foldings of superimposed Schistes Lustrés nappes, derived from former charriages.

I. INTRODUCTION

Le secteur étudié appartient à la partie moyenne des Alpes cottiennes ; il est axé sur la haute vallée du Cristillan, un affluent du Guil, ce qui le situe à la limite méridionale du Queyras.

Du point de vue géologique, ce secteur appartient à la bordure occidentale du domaine piémontais (fig. 1) ; il est en effet constitué de « Schistes lustrés » encore appelés « calcschistes piémontais », limités vers l'W par le corps principal de la zone briançonnaise (cartes géologiques 1/50 000 Guillestre et Embrun).

Les travaux de M. LEMOINE sur les Schistes lustrés les plus externes qui affleurent entre

* Equipe de Recherche Associée au C.N.R.S. « Géologie structurale et Analyse tectonique », Institut de Géologie de l'Université Louis-Pasteur, 1, rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex, France, et Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel, 11, rue E.-Argand, 2000 Neuchâtel, Suisse.

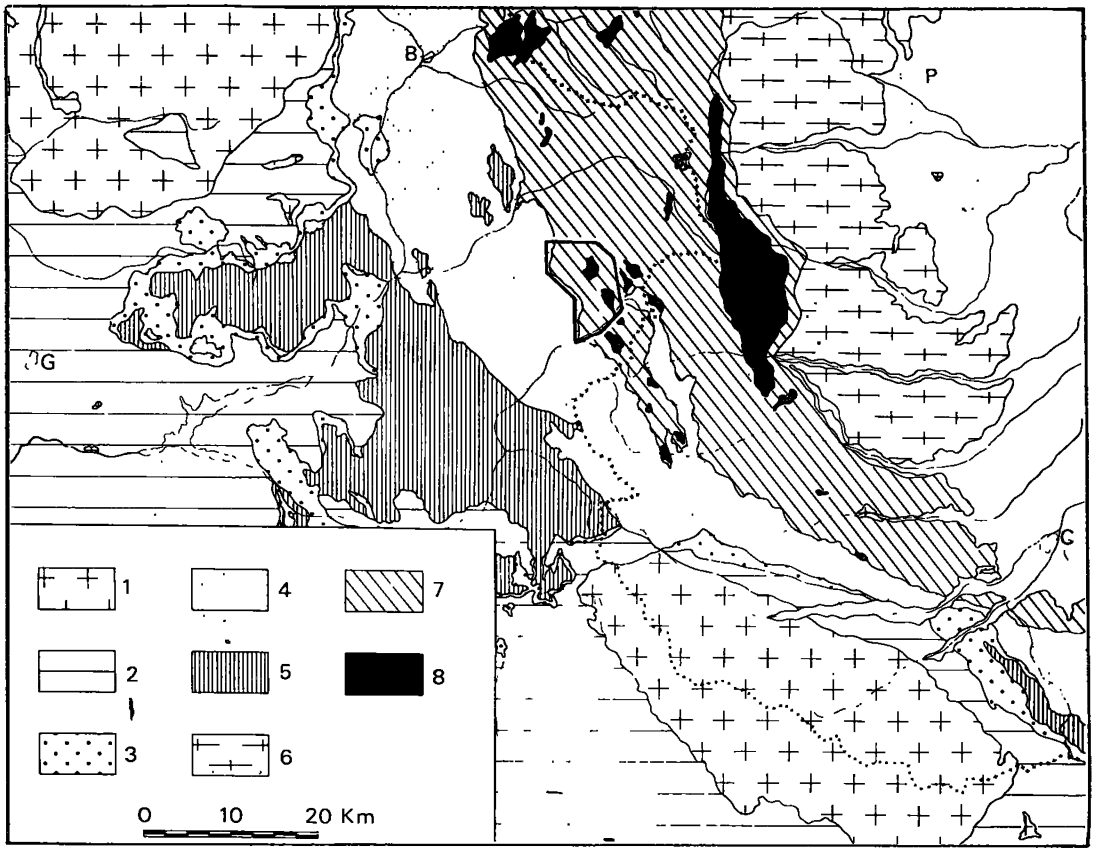


Fig. 1. — Localisation du secteur étudié (en traits forts).

1, Massifs cristallins externes ; 2, Couverture dauphinoise et ultradauphinoise ; 3, Zone subbriançonnaise ; 4, Zone briançonnaise *s. l.* ; 5, Flysch à Helminthoïdes ; 6, Massif cristallin interne de Dora Maïra ; 7, Schistes lustrés piémontais *s. l.* ; 8, Principales masses d'ophiolites.

Durance et Ubaye, et en particulier en Haut-Cristillan, constituent le point de départ de la présente étude. Cet auteur remarqua, entre le sommet dolomitique du Péouvou et le sommet serpentineux de Roche Noire, en Haut-Cristillan, une succession lithostratigraphique, remarquable à deux points de vue : aucune trace d'un éventuel contact tectonique ne pouvait y être décelée et, surtout, des successions comparables pouvaient être observées en d'autres points du Queyras et de haute Durance. Cette coupe semblait bien montrer une succession stratigraphique de différents Schistes lustrés, depuis le Trias dolomitique jusqu'aux ophiolites (LEMOINE, 1955).

D'autres travaux (LEMOINE, STEEN et VUAGNAT, 1970 ; LEMOINE, 1971) permirent à M. LEMOINE de montrer, par la suite, que la coupe Péouvou - Roche Noire ainsi que celles qui lui avaient été comparées résultent en fait de l'assemblage de deux séries piémontaises distinctes dont les polarités respectives sont maintenant connues : la série triasico-liasique du Gondran et la série ophiolitifère de Chabrière. Dans les coupes décrites, les deux séries sont à l'envers l'une sur l'autre ; elles s'accolent au niveau de leurs termes respectivement les plus récents par un contact qui ne peut être que tectonique, mais qui a, sur le terrain, l'apparence d'un contact stratigraphique. Cette disposition est remarquable, mais non particulière, car elle semble caractériser toute une portion de la marge externe du domaine piémontais.

Le Haut-Cristillan paraissait donc représenter un secteur clef pour essayer de préciser les extensions

respectives des séries du Gondran et de Chabrière par rapport aux autres Schistes lustrés ainsi que, et surtout, les relations géométriques, tectoniques, qui existent entre ces différents ensembles.

II. LES GRANDS ENSEMBLES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

Une série ophiolitifère (série de Chabrière complétée), une série triasico-liasique (série du Gondran) et les calcschistes de l'Aigue Blanche, encore indifférenciés, constituent trois ensembles lithostratigraphiques apparemment distincts. Des faisceaux calcaréo-bréchiques d'attribution problématique pourraient, soit se rapporter à la série triasico-liasique, soit, au contraire, constituer un quatrième ensemble, indépendant des précédents.

A) La série ophiolitifère.

En Haut-Cristillan, les ophiolites constituent essentiellement deux massifs kilométriques : celui de Roche Noire, au S, et celui dit du Pic Marcel (sommet 2 889 m), au N (fig. 2). Les roches vertes y sont ceinturées de formations métasédimentaires de faciès variés qui apparaissent, en de nombreux endroits, en continuité stratigraphique les unes avec les autres, et qui sont localement en contact stratigraphique avec certaines ophiolites. Des formations identiques affleurent également, loin de toute ophiolite, à la marge ouest du secteur étudié (fig. 2).

1. La succession lithostratigraphique.

Comme l'a déjà partiellement fait M. Lemoine (1971), il est possible d'assembler différentes coupes (fig. 2) qui sont essentiellement pratiquées à la périphérie des massifs de roches vertes. Cet assemblage (fig. 3), contrôlé et justifié le plus possible par des analyses tectoniques globales et ponctuelles (voir Tricart, 1973 *b*), permet de reconstituer une succession lithologique (fig. 3) assez semblable à celle que M. Lemoine, D. Steen et M. Vuagnat (1970) ont mis en évidence à Chabrière, immédiatement au S du secteur qui est décrit ici. Cette succession, qui peut être orientée (voir plus loin), est décrite de bas en haut. Elle débute par des ophiolites.

a) *Les ophiolites.*

Un ensemble inférieur très développé, constitué de roches éruptives de profondeur — anciennes péridotites serpentinisées à intrusions gabbroïques — est surmonté par un ensemble essentiellement volcanique — anciens basaltes et brèches associées — de volume au contraire réduit.

Les *serpentinites* (600 m d'épaisseur visible) dérivent de la transformation de *péridotites* dont on n'observe plus que le rubanement primitif sous forme d'une alternance de zones à fantômes de pyroxènes plus ou moins grands et abondants. Vers le haut, les serpentinites contiennent des *métagabbros* à grands diallages (euphotides) et à structure bréchique (brèches magmatiques ?) qui constituent des *filons* de 0,5 à 4 m d'épaisseur et, localement, deux masses isodiamétriques, pluridécamétrique et plurihectométrique. Vers le haut également, au contact des termes sus-jacents, les serpentinites passent quasi systématiquement à des *ophicalcites* qui ont jusqu'à 30 m d'épaisseur.

Les roches volcaniques sont essentiellement constituées par des coulées de diabases à débit en coussins ou par des brèches monogéniques à fragments de coussins (brèches d'éclatement), c'est-à-dire par d'*anciens basaltes mis en place sous l'eau ;* ces roches n'ont jamais plus de quelques dizaines de mètres d'épaisseur.

Localement (coupe 1, fig. 2), une coulée diabasique surmonte stratigraphiquement, par l'intermédiaire d'une brèche d'éclatement, une *brèche polygénique* très particulière, d'un type jusqu'ici inconnu dans les roches vertes piémontaises (voir Caby, Michard et Tricart, 1971). Cette formation, qui affleure sur 200 m de long avec une épaisseur maximale de 20 m, montre une matrice grossièrement rubanée dans laquelle sont dispersés des éléments de tailles et de natures diverses.

Les *éléments* ont des contours toujours émoussés, voire très arrondis, avec des limites généralement nettes et tranchées. Parfois ils présentent une apparence de désagrégation et leurs fragments se dispersent au sein de la matrice. On observe tous les intermédiaires entre le grain millimétrique et le bloc de 20 m, et l'on ne distingue aucun classement au sein de chaque « lit », toujours hétérométrique. La plupart des éléments ont, à l'œil nu, l'aspect d'une roche grenue acide, de texture plus ou moins fine et orientée. Des éléments de roches vertes se

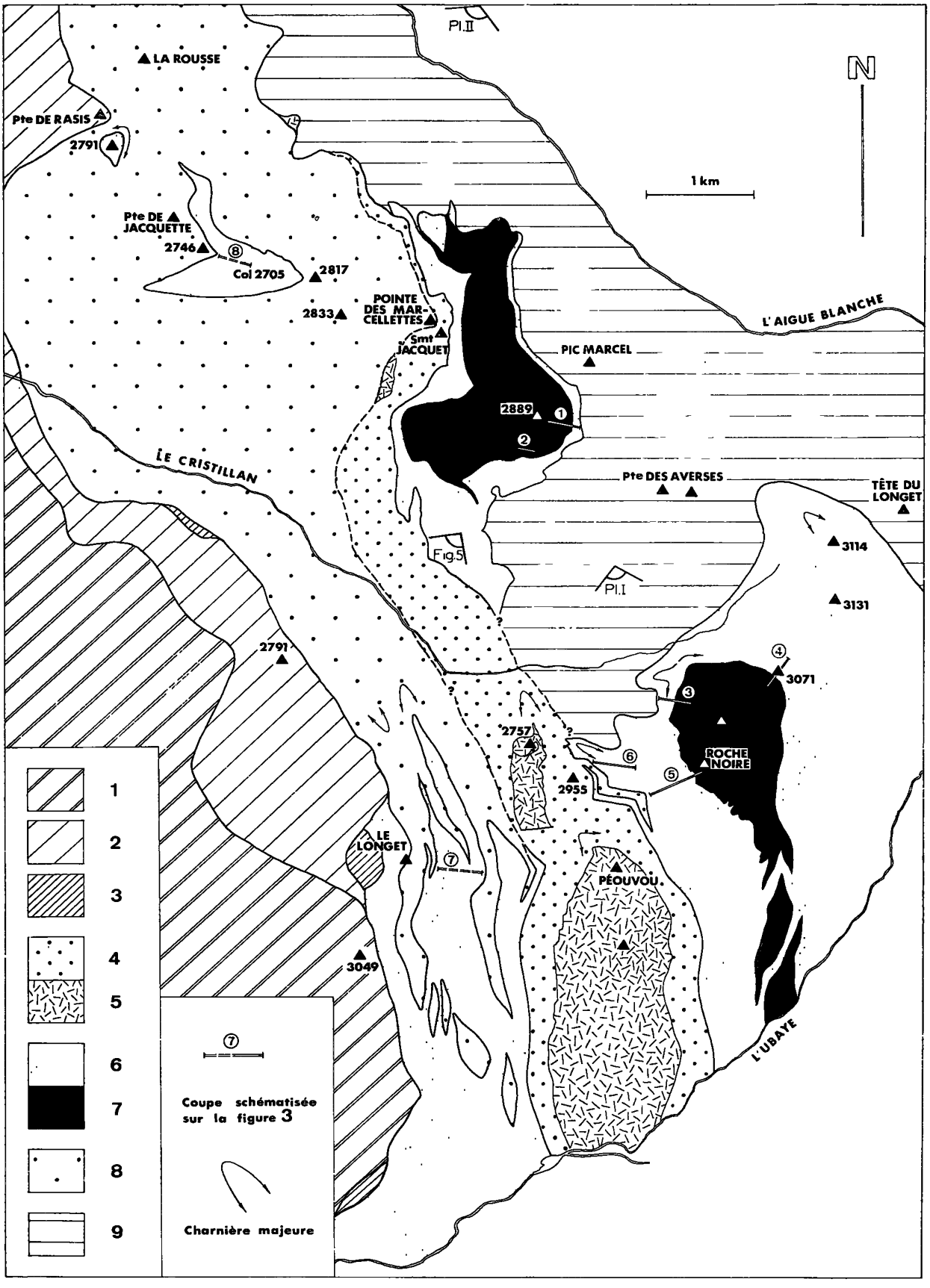


Fig. 2. — Extension des différents groupes de Schistes lustrés ; schéma structural simplifié et interprété d'après la carte géologique.

1, Unité briançonnaise de la Chapelue ; 2, Unité briançonnaise de la Pointe de Rasis ; 3, « Ecailles intermédiaires » (Zone d'Acceglio) ; 4 et 5, Série du Gondran (4, calcschistes attribués au Lias ; 5, Trias dolomitique) ; 6 et 7, Série ophiolitifère (6, métasédiments supra ophiolitiques ; 7, ophiolites) ; 8, Formations calcaréo-bréchiques d'attribution discutable ; 9, Calcschistes ndifférenciés de l'Aigue Blanche.

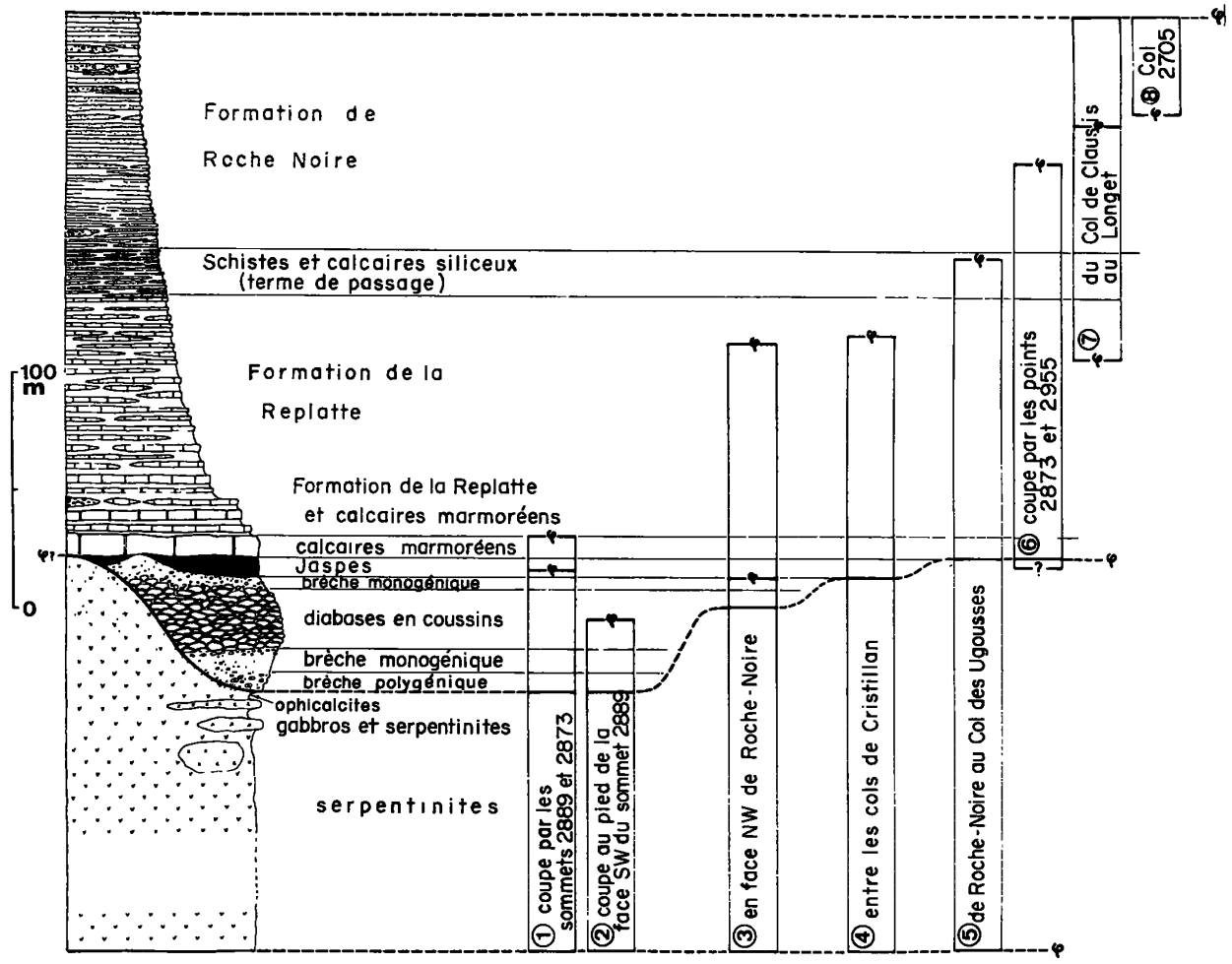


Fig. 3. — Reconstitution schématique de la série ophiolifère du Haut-Cristillan (série de Chabrière complétée).
Les coupes sont localisées sur la figure 2.

mêlent aux précédents, en quantité variable, vers le N de l'affleurement : on reconnaît des gabbros à leurs grands cristaux de diallage et des fragments de coussins de lave à leur structure variolitique zonée.

La *matrice,* abondante par rapport à la proportion d'éléments, est grossièrement rubanée, avec alternance de bandes centimétriques irrégulières de teinte plus ou moins claire. Le rubanement se déforme au voisinage des éléments figurés à la manière d'une foliation autour d'objets anté-tectoniques et les plus gros éléments se couchent dans son plan. Il est très rare que deux éléments soient en contact direct.

Les *fragments acides* peuvent, *a priori,* avoir deux origines :

— il peut s'agir de vieilles roches continentales (hercyniennes ?) comme celles associées aux roches vertes des Gets (BERTRAND, 1970) et de l'Apennin (LABESSE, 1962 ; TERRANOVA, 1964 ; ELTER, 1972) ;

— il peut également s'agir de termes co-magmatiques des gabbros et/ou des diabases, ayant subi une différenciation particulière comme cela est admis dans d'autres complexes ophiolitiques (LAPIERRE et ROCCI, 1967).

Des données géochimiques et radio-chronologiques seront nécessaires pour discuter ces hypothèses.

La brèche polygénique, dont la signification reste énigmatique, doit être interprétée en fonction de son association aux roches volcaniques. Il pourrait s'agir d'une ancienne brèche sous-marine formée à l'époque des émissions volcaniques, peut-être à la suite d'une tectonique de faille précoce et de séismes comme cela est envisagé à Chabrière (STEEN, 1972). Ce matériel détritique aurait ensuite été poussé par une coulée diabasique et en partie entraîné à sa base. Un tel remaniement, rapide et sous de fortes pressions, pourrait expliquer la position « stratigraphique » de la brèche et son aspect particulier, qui rappelle un peu celui d'une coulée boueuse à blocs. La désagrégation *in situ* de certains éléments daterait de ce remaniement.

La coulée diabasique qui surmonte la brèche polygénique passe vers le haut à une brèche monogénique à fragments de coussins qui passe elle-même vers le haut à des hyaloclastites et à des jaspes ; tous ces passages, progressifs et continus, apparaissent comme stratigraphiques.

b) *Les formations métasédimentaires supra-ophiolitiques.*

Les ophiolites sont surmontées par quatre formations métasédimentaires de lithologies très différentes, soit de bas en haut : des jaspes, des calcaires marmoréens, une formation calcaréo-schisteuse (formation de la Replatte) et une formation gréso-schisteuse (formation de Roche Noire). Ces deux dernières formations contiennent localement des brèches remaniant essentiellement des roches vertes.

Les *jaspes* (généralement quelques mètres d'épaisseur) représentent vraisemblablement d'anciennes *radiolarites*. Ce sont des quartzites plus ou moins phylliteux, soit rubanés vert et blanc, soit plus finement lités et de teinte rouge.

Les *calcaires marmoréens* (quelques mètres d'épaisseur en moyenne) se reconnaissent à leur débit en gros bancs massifs et à leur patine claire. En cassure, ils apparaissent finement cristallisés, blancs, gris ou verts. Suivant les affleurements, ils montrent des zones siliceuses à patine blonde ou de minces interlits silico-phylliteux verts.

La *formation de la Replatte* (quelques dizaines de mètres d'épaisseur), définie par M. LEMOINE en haute Durance (voir LEMOINE *et al.*, 1970), est caractérisée par une alternance de schistes et de calcaires siliceux dont l'aspect est remarquable.

Les schistes sont noirs, parfois verts, brillants et fissiles : ils ne sont ni calcaires, ni siliceux.

Les calcaires forment des bancs de quelques décimètres d'épaisseur ; ils montrent, sur leur tranche et en patine, un aspect particulier qui justifie leur appellation de « calcaires à trame rousse » (LEMOINE *et al.*, 1970) : un fin réseau siliceux à patine brun-roux, mis en relief par la dissolution préférentielle de la calcite, emprisonne dans ses mailles des îlots millimétriques de calcite. Vers le cœur du banc, le réseau s'ouvre et passe à des mouchetures isolées de silice. Vers les épontes, au contraire, il s'épaissit et passe à un cortex siliceux compact, parfois épais de plusieurs millimètres. Cette croûte siliceuse donne aux faces des bancs leur teinte verte ou mordorée et leur aspect luisant et craquelé.

Le *passage* des calcaires marmoréens à la formation de la Replatte se fait par une zone où des bancs isolés de calcaires marmoréens (0,5 à 2 m d'épaisseur) sont interstratifiés dans la formation de la Replatte ; l'épaisseur des bancs de calcaires à trame rousse est alors maximale (1 à 2 m).

La *formation de Roche Noire* (quelques dizaines de mètres d'épaisseur), nouvellement définie (TRICART, 1973 *b*), est de teinte générale sombre et détermine toujours un creux dans la topographie. Cette formation est caractérisée par une alternance de schistes noirs et de grès bruns en plaquettes.

Les schistes, noirs parfois verts, fissiles et brillants, peuvent être plus ou moins siliceux mais ne sont pratiquement jamais calcaires.

Les grès (quartzites) forment des plaquettes aux faces légèrement micacées, scintillantes mais non luisantes, et à la teinte « brun capucin » assez particulière ; ces plaquettes, d'épaisseur centimétrique, sont isolées dans les schistes.

Le *passage* de la formation de la Replatte à la formation de Roche Noire, progressif et continu, s'observe sur une épaisseur de 10 à 30 m. Au sommet de la formation de la Replatte, et vers le haut, les bancs de calcaires à trame rousse changent d'aspect tout en restant intercalés dans les schistes noirs : leur épaisseur diminue régulièrement ; ils sont progressivement moins calcaires et plus siliceux tandis que la trame rousse devient plus ténue et mieux répartie dans les bancs avant de disparaître complètement.

Des brèches d'origine sédimentaire peuvent localement s'intercaler dans la formation de Roche

Noire, où elles sont par endroits très abondantes (col, 2 705 m ; Le Longet, 2 969 m), ainsi que dans la formation de la Replatte où elles sont alors plus réduites. Des bancs de 0,5 à 5 m d'épaisseur montrent des éléments de tailles très variées (10 cm en moyenne à parfois 1 m), anguleux et non classés, au sein d'un ciment calcschisteux gris-roux ou phylladique vert. Les éléments sont essentiellement diabasiques (fragments variolitiques ou bréchiques). Quelques fragments de calcaires clairs (marmoréens ?) y sont mélangés. Là où ces brèches à éléments diabasiques sont très développées (coupe 8, fig. 2), des bancs de quartzites micacés et des bancs de brèches à éléments exclusivement calcaires et à ciment calcschisteux apparaissent également.

La succession lithologique reconstituée ici n'apparaît *in extenso* en aucun endroit ; si on ne peut exclure certaines variations d'origine stratigraphique, c'est aux mouvements tectoniques qu'il faut attribuer les nombreuses modifications dans l'ordre apparent de succession des couches ou les « lacunes » parfois importantes qui caractérisent chaque coupe étudiée.

2. Valeur des différents contacts et variations de certaines formations.

La succession décrite débute par d'anciennes péridotites, actuellement serpentinisées, auxquelles on ne peut d'*emblée* attribuer une valeur stratigraphique. Le contact de base des serpentinites n'est pas observable car, ces roches étant partout en position structurale haute et à l'envers (voir plus loin), il a été enlevé par l'érosion.

Le contact entre les serpentinites et les métagabbros d'une part et les roches volcaniques ou associées d'autre part a systématiquement l'aspect d'un contact tectonique (avec même miroir de faille et stries) : il est le siège d'une importante *disharmonie* entre deux ensembles qui ont réagi très différemment aux efforts tectoniques. Il est donc difficile de préciser la *nature originelle* de ce contact et de trancher entre les deux hypothèses suivantes :

— celle d'un *contact tectonique majeur* séparant des roches ultrabasiques et des roches effusives indépendantes à l'origine ;

— celle d'un *contact initialement primaire* entre les deux ensembles, qui suppose que les laves se sont épanchées sur un fond océanique péridotitique (ou serpentineux) et gabbroïque.

En faveur de cette dernière hypothèse, on peut rappeler que localement des gabbros identiques à ceux qui s'insèrent en filons dans les serpentinites sont remaniés à la base d'une coulée diabasique. Ceci suppose qu'au moment des épanchements volcaniques, des gabbros, et donc peut-être des roches ultrabasiques (ou des serpentinites), étaient à l'affleurement sur le fond marin.

Le contact qui sépare les roches volcaniques des roches métasédimentaires se présente le plus souvent comme un contact tectonique. Néanmoins, en quelques endroits, des roches métasédimentaires restent adhérentes au sommet de l'ensemble volcanique avec lequel elles apparaissent alors en continuité stratigraphique. Le contact entre roches volcaniques et métasédimentaires qui sépare des roches aux compétences très différentes, doit donc être interprété comme un *contact initialement stratigraphique* généralement *tectonisé* par la suite, lors des différents plissements.

Les contacts qui séparent entre elles les quatre formations métasédimentaires sont des contacts progressifs et continus, visiblement *stratigraphiques,* même en tenant compte de l'influence que peuvent avoir sur leur aspect deux ou trois générations de plis isoclinaux.

La succession métasédimentaire est *tronquée* vers le haut par un contact *anormal* dont la nature tectonique, jamais évidente au niveau même de l'affleurement, ne peut être que déduite ; ceci s'expliquerait par l'âge ancien du contact par rapport à au moins deux plissements serrés (voir plus loin). Ce contact se déplace entre le sommet de la formation de la Replatte et un niveau plus élevé, dans la formation de Roche Noire.

Deux formations sont très discontinues : les roches volcaniques et, dans une moindre mesure, les jaspes.

Les *diabases* constituent essentiellement des masses décamétriques à hectométriques isolées dans les serpentinites et les ophicalcites, près de leur contact avec les roches métasédimentaires. Cette disposition suggère que lors des déformations tectoniques le niveau volcanique, très rigide, a été *boudiné* entre les serpentinites et les métasédiments, plus plastiques. Le volume au total très réduit des

anciens basaltes permet néanmoins de se demander si, comme cela est envisagé dans les unités ligures de l'Apennin septentrional (DECANDIA et ELTER, 1972 ; ELTER, 1972), la couche basaltique n'était pas déjà initialement *discontinue ;* dans ce cas, en certains endroits, les métasédiments se seraient directement déposés sur un fond océanique ultrabasique. On ne peut malheureusement espérer résoudre ce problème important dans une région aussi tectonisée.

Les *jaspes* sont sujets à d'importantes variations d'épaisseur, d'autant plus visibles que les calcaires marmoréens sont, au contraire, relativement réguliers. Sur de grandes surfaces, les jaspes ne constituent en effet qu'un plaquage d'épaisseur centimétrique ou décimétrique à la base des calcaires ; ailleurs ils manquent totalement et les calcaires marmoréens surmontent alors directement les roches éruptives, en l'occurrence les serpentinites toujours transformées en ophicalcites. Sans négliger le rôle probablement important de la tectonique (amincissements par fluage et cisaillement), il est tout à fait possible que les jaspes aient constitué initialement un niveau d'épaisseur très variable, d'allure *lenticulaire,* comblant les creux d'un fond marin irrégulier comme c'est le cas dans l'Apennin ligure (ELTER, 1972).

3. LA SÉRIE OPHIOLITIFÈRE : COMPARAISONS ET AGE PROBABLE.

Compte tenu de l'aspect des différents contacts et de l'interprétation qui est proposée, il apparaît que la succession roches effusives - jaspes - calcaires marmoréens - formation de la Replatte - formation de Roche Noire représente une vraie série stratigraphique. La polarité de celle-ci est localement (coupe 1, fig. 2) et très hypothétiquement donnée par la forme des coussins de lave (CABY *et al.,* 1971) ; le meilleur critère reste la comparaison avec la succession observée à Chabrière qui, elle, est parfaitement orientée.

La succession des quatre premiers termes, des roches effusives épanchées sous l'eau à la formation de la Replatte, au faciès si particulier, est en effet caractéristique de la série de Chabrière ; *la série ophiolitifère du Haut-Cristillan correspond donc à la série de Chabrière qui serait prolongée vers le haut par une formation gréso-pélitique nouvellement définie : la formation de Roche Noire.*

La brèche polygénique, observée en deux points seulement, n'a pas d'équivalent à Chabrière ; par contre, les brèches sédimentaires remaniant entre autres les diabases, et qui connaissent un grand développement en Haut-Cristillan, apparaissent également à Chabrière : elles s'y interstratifient dans la formation de la Replatte (LEMOINE *et al.,* 1970 ; STEEN, 1972) et même dans les calcaires marmoréens (observations personnelles), c'est-à-dire plus bas dans la série. Ceci confirme que ces brèches, qui fournissent une indication paléogéographique précieuse, ne peuvent servir de repère lithostratigraphique.

La ressemblance qui existe entre des séries ophiolitifères des Alpes, de Corse et de l'Apennin ligure a été soulignée encore récemment (AMAUDRIC DU CHAFFAUT *et al.,* 1972). *La découverte de la formation de Roche Noire qui prolongerait stratigraphiquement la série de Chabrière vers le haut, accentue cette ressemblance* (fig. 4). En particulier la formation de Roche Noire semble équivalente des schistes du Val Lavagna d'âge crétacé moyen-supérieur de l'Apennin ligure (DECANDIA et ELTER, 1972) dont elle a exactement le faciès. Dans les Schistes lustrés corses (AMAUDRIC DU CHAFFAUT *et al.,* 1972), une formation gréso-pélitique très semblable à la formation de Roche Noire y surmonte la formation d'Erbajolo qui est elle-même identique à la formation de la Replatte.

La série ophiolitifère du Haut-Cristillan n'a pu être datée de façon précise, faute de fossiles. Tout au plus peut-on lui supposer un âge jurassique supérieur-crétacé par comparaison avec les séries ophiolitifères de l'Apennin ligure.

Le secteur étudié est trop tectonisé pour que l'interprétation donnée aux différents contacts puisse servir de base à une discussion sur le milieu de dépôt de cette série. Il convient simplement de rappeler que des auteurs de plus en plus nombreux interprètent des séries ophiolitifères comparables comme résultant du dépôt de radiolarites puis de sédiments carbonatés et variés sur un fond océanique basaltique — ou même éventuellement ultrabasique — nouvellement formé par expansion crustale.

B) La série triasico-liasique.

Des dolomies triasiques constituent au Péouvou (3 231 m) le point culminant du secteur étudié.

Série ophiolitifère du Haut-Cristillan (série de Chabrière*complétée)	Série de l'Inzecca (Corse)**	Série ophiolitifère de l'Apennin ligure***
Formation de Roche Noire	Quartzites et schistes	Schistes du Val Lavagna Albien-Cénomanien
Schistes et calcaires siliceux (terme de passage)	Calcaires, quartzites et schistes (terme de passage)	
Formation de la Replatte	Formation d'Erbajolo	Argiles à Palombini (Crétacé inférieur)
Calcaires marmoréens	Calcaires marmoréens en intercal. minces	Calcaires à Calpionelles (Berriasien-Valanginien)
Jaspes	Jaspes	Jaspes (Malm)
Ophiolites avec diabases en coussins	Ophiolites avec diabases en coussins	Ophiolites avec diabases en coussins

Fig. 4. — Tableau de comparaison.

* Voir LEMOINE *et al* (1970).

** D'après AMAUDRIC DU CHAFFAUT *et al* (1972).

*** D'après DECANDIA et ELTER (1972).

Elles y représentent la base d'une série dite « série du Gondran » déjà reconnue et décrite en ce lieu comme en d'autres points du Queyras ainsi qu'en haute Durance par M. LEMOINE (1971).

Les *dolomies triasiques* (800 m d'épaisseur visible) présentent le faciès caractéristique du *Norien*. C'est un empilement régulier de bancs pluridécimétriques à métriques de dolomies à patine et cassure grises plus ou moins claires. L'ensemble paraît plus massif à la base et mieux lité au sommet.

Le *Rhétien* (+ Hettangien ?) est une formation contrastée (10 à 20 m d'épaisseur) caractérisée par une alternance décimétrique à métrique :

— de niveaux schisteux brillants noirs ou bariolés ;
— de calcaires siliceux à patine grise, massifs, à lumachelles ou à polypiers branchus ;
— de calcaires spathiques noirs à fragments dolomitiques isolés ;
— de dolomies en bancs massifs à patine jaune et cassure crème ; par leur abondance croissante vers le bas de la formation, elles assurent un passage continu avec le Norien ;
— de calcaires siliceux et dolomitiques rubanés montrant, en patine, des zones plurimillimétriques alternativement blanches et noires ; surtout développés vers le haut, ils assurent un passage continu à la formation sus-jacente.

Cette formation a bien le faciès caractéristique du Rhétien (+ Hettangien ?) (M. LEMOINE, 1955 et 1971 ; A. MICHARD, 1967) ; son contact stratigraphique avec le Norien et la présence de polypiers confirment cette attribution.

Le *Lias en plaquette* ou *Lias « prépiémontais »* (100 à 130 m d'épaisseur) est un ensemble non fossilifère essentiellement calcaire et lité. Il est caractérisé par une alternance de plaquettes centimétriques à patine rousse, régulièrement empilées (« en piles d'assiettes ») et de bancs pluridécimétriques, compacts ou parfois zonés, à patine gris-beige clair et à cassure gris sombre. Ces calcaires plus ou moins siliceux et ankéritiques sont peu phylliteux. C'est la stricte conformité des faciès et le contact stratigraphique avec le Rhétien qui permettent de reconnaître le Lias « prépiémontais » défini au Gondran (haute Durance) par M. LEMOINE (1971) et daté par cet auteur du Sinémurien s. l. à l'Alpet, au N du Montgenèvre (découverte d'*Arnioceras* dans sa partie supérieure).

Le *Lias à brèches* ou « *formation détritique rousse* » (100 à 150 m d'épaisseur) est caractérisé par la présence de brèches et de microbrèches à éléments surtout calcaréo-dolomitiques, qui s'insèrent dans des schistes, des calcschistes et des calcaires de faciès variés. Une coupe favorable, immédiatement à l'W du Péouvou, le long de la

crête principale entre Cristillan et Ubaye, permet d'y distinguer trois niveaux d'épaisseur comparable :

— le *niveau inférieur* est constitué par une alternance de calcaires « en piles d'assiettes » comme ceux du Lias « prépiémontais » et de bancs de brèches (environ 30 cm d'épaisseur), à patine jaune et à éléments calcaires et dolomitiques granoclassés (environ deux bancs par mètre). Le passage avec le terme sous-jacent est progressif et continu par disparition des bancs de brèches et, corrélativement, apparition de bancs calcaires massifs ;

— le *niveau médian* contient des bancs de brèches et de micro-brèches calcaréo-dolomitiques moins épais (10 cm au plus), moins nombreux et à matériel plus fin que ceux du niveau précédent. Ils s'interstratifient dans un ensemble plus confus, plus schisteux, dans lequel on distingue : des calcschistes en plaquettes millimétriques à patine grise et lustrée, rarement rousse, des schistes gris brillants et quelques calcaires à patine beige clair et à cassure gris moyen, en bancs d'épaisseur variable (1 à 30 cm) ;

— le *niveau supérieur* est essentiellement constitué de calcaires et de calcschistes à débit confus en plaquettes et en petits bancs, à patine beige-gris clair, lustrés, et à cassure mouchetée gris et blanc. Quelques passées plus siliceuses (gréseuses ?) ont une patine plus rousse. Il est possible que ce niveau contienne des bancs très finement détritiques.

Cette formation, qui n'a livré aucun fossile, correspond, par son faciès et par sa position stratigraphique, à la formation détritique rousse définie au Gondran par M. LEMOINE (1971) ; l'auteur cité propose pour cette formation, malheureusement non datée, un âge Lias moyen, peut-être Lias supérieur ou éventuellement Dogger.

La succession de ces quatre formations Norien - Rhétien - Ensemble calcaire plaqueté (Lias « prépiémontais ») - Ensemble détritique (Formation détritique rousse) caractérise la *série du Gondran* (LEMOINE, 1971) partiellement datée et d'âge au moins en partie triasico-liasique.

Dans le secteur étudié, plusieurs formations ressemblent plus ou moins aux niveaux supérieurs de la série du Gondran ; lorsque ceux-ci sont isolés tectoniquement, la seule observation des faciès ne permet que de formuler des présomptions quant à leur attribution ; dans la pratique, le Lias « prépiémontais » et la formation détritique rousse ne sont formellement authentifiables que s'ils sont en contact stratigraphique avec le Noro-Rhétien. Il s'ensuit qu'en Haut-Cristillan, la série du Gondran n'est identifiable avec certitude que dans les massifs à ossature dolomitique, Péouvou, massif du lac de Clausis, et dans leur prolongement au N : haut torrent des Roussettes et Sommet Jacquet (fig. 2).

Dans ces massifs, la série du Gondran apparaît limitée au sommet de l'ensemble décrit, par un contact qui ne peut être que *tectonique* (bien que cela ne puisse se déduire de la seule observation à l'affleurement) et qui serait comparable à celui qui tronque la série ophiolitifère vers le haut (voir plus loin).

Le contact de base de la série du Gondran se situe dans l'épaisseur du Norien ou éventuellement à sa base (Péouvou ?) ; il est jalonné de cargneules et de brèches tectoniques qui dateraient en partie au moins de mouvements tectoniques récents postérieurs à l'individualisation même du contact.

C) Les calcschistes de l'Aigue Blanche ou calcschistes indifférenciés.

Ils constituent une masse apparemment unique en rive gauche de l'Aigue Blanche et dans le cirque du Haut-Cristillan (fig. 2). C'est un ensemble calcschisteux, particulièrement monotone, avec néanmoins quelques variations de faciès telles que l'apparition de passées plus schisteuses, de faisceaux plus calcaires ou de niveaux calcaréo-gréseux très finement détritiques ; la lithostratigraphie de cet ensemble, qui s'avère difficile, reste à faire. Son âge et son épaisseur sont encore inconnus.

D) Les faisceaux calcaréo-bréchiques isolés.

La marge occidentale du secteur étudié, entre les massifs dolomitiques et ophiolitiques d'une part, et les unités briançonnaises d'autre part, est caractérisée par d'épais faisceaux calcaréo-bréchiques qui sont limités chacun vers le haut et vers le bas par des contacts anormaux et qui apparaissent tectoniquement intriqués avec des formations de la série ophiolitifère (fig. 2).

Chaque faisceau montre l'association apparemment stratigraphique d'une formation calcaire plus ou moins litée d'une centaine de mètres d'épaisseur et d'une formation détritique, à brèches carbonatées, quartzeuses ou micacées, d'épaisseur comparable, sans que l'on puisse vraiment démontrer la polarité de chaque ensemble.

1. Les faciès.

On observe une *variation de faciès* relativement *progressive* lorsqu'on passe d'un faisceau à l'autre suivant une ligne grossièrement E-W, c'est-à-dire transversale aux structures actuelles.

Cette variation est nette pour les formations bréchiques ; à l'E, dans l'unité qui surmonte directement la série du Gondran identifiée sans réserve (Sommet Jacquet), un premier faisceau bréchique (Pointe des Marcellettes) présente exactement le faciès de la formation détritique rousse de la série du Gondran, et il est tentant de l'interpréter comme tel.

En se déplaçant d'E en W, c'est-à-dire en montant dans les unités tectoniques, les formations bréchiques s'enrichissent en schistes et en grès (quartzites) et s'appauvrissent en calcschistes et calcaires ; parallèlement les brèches ne sont plus uniquement calcaréo-dolomitiques mais aussi, et de plus en plus, quartzo-micacées.

Le terme extrême de cette variation est représenté par le « *flysch* » *de la Rousse* qui se situe immédiatement au contact avec les unités briançonnaises (Pointe de Rasis) et qui diffère nettement de la formation détritique rousse de la série du Gondran telle qu'elle a été décrite précédemment. Le « flysch » de la Rousse, d'une épaisseur de 50 à 100 m est essentiellement constitué de schistes noirs dans lesquels sont interstratifiés :

— des brèches en bancs pluridécimétriques, à éléments surtout quartzeux, feldspathiques, micacés, mais aussi calcaires et dolomitiques ; de nombreux bancs passent vers le haut à un grès brun granoclassé ;
— des grès plus ou moins calcaires, en bancs décimétriques, granoclassés, avec figures de base ;
— des calcaires et calcschistes plus ou moins siliceux, en plaquettes ou en bancs isolés.

La variation de faciès est relativement moins importante pour les formations calcaires ; vers l'E, celles-ci présentent le faciès du Lias « prépiémontais » (sommets 2 817 et 2 833 m). A l'W, au contraire, les calcaires de la Roche des Clots (100 m d'épaisseur environ), qui sont stratigraphiquement associés au « flysch » de la Rousse, se distinguent du Lias « prépiémontais » par la prédominance du débit en bancs massifs (20 à 50 cm d'épaisseur) sur le débit en plaquettes et par la présence d'interlits silicophylliteux verts parfois épais (jusqu'à 10 cm).

2. Les différentes interprétations.

Trois hypothèses simples concernant l'attribution des faisceaux calcaires et bréchiques peuvent, *a priori,* être proposées.

a) *Une variation latérale de faciès du Lias de la série du Gondran.*

Les faisceaux calcaires, et en particulier les calcaires de la Roche des Clots, correspondraient au Lias « prépiémontais » ; les faisceaux bréchiques, et en particulier le « flysch » de la Rousse, correspondraient à la formation détritique rousse. Les faisceaux calcaréo-bréchiques représenteraient donc le Lias de la série du Gondran, décollé, au niveau du Rhétien, de son soubassement dolomitique. Ce Lias présenterait une intéressante variation latérale de faciès, la formation détritique rousse prenant progressivement, vers le contact avec les unités briançonnaises, et par certains caractères, l'aspect d'un flysch.

Cette hypothèse intègre particulièrement bien les différentes données lithostratigraphiques et tectoniques recueillies lors de l'étude de ce secteur, mais elle ne résout pas le problème du prolongement vers le haut de la série du Gondran.

b) *Un prolongement de la série du Gondran vers le haut.*

Cette hypothèse est basée sur l'assemblage de différentes coupes susceptibles de se recouvrir partiellement. Les faisceaux calcaréo-bréchiques représenteraient l'ancien prolongement de la série du Gondran vers le haut ; il serait actuellement décollé et séparé de son substratum triasico-liasique. La série que l'on peut reconstituer par une sorte de jeu de puzzle aurait alors comporté primitivement la succession suivante : Norien - Rhétien - Lias « prépiémontais » - formation détritique rousse - calcaires de la Roche des Clots - « flysch » de la Rousse.

Cette hypothèse ne se base pas spécialement sur la variation de faciès évoquée précédemment, mais elle a le mérite de proposer une solution au problème du prolongement vers le haut de la série du Gondran, telle qu'elle est actuellement définie. Les coupes interprétables sont cependant en nombre nettement insuffisant pour vérifier le bien-fondé de cette hypothèse qui ne peut donc être formulée qu'à titre indicatif.

c) *Des termes indépendants de la série du Gondran.*

Les faisceaux calcaréo-bréchiques appartiendraient à une nouvelle série, encore inconnue, et indépendante de la série du Gondran. Cette hypothèse ne peut être écartée *a priori ;* elle aboutit néanmoins à une complication du schéma structural puisqu'elle suppose une série supplémentaire sans pour autant apporter de solution aux différents problèmes de faciès et de structures qui sont posés pour chaque coupe ou chaque massif.

III. QUELQUES DONNÉES SUR LA CHRONOLOGIE DES DÉFORMATIONS

Une analyse plus détaillée des déformations superposées faisant l'objet d'une publication séparée (P. TRICART, en prép.), ce paragraphe ne fait que résumer les principales observations qui, à l'échelle de l'affleurement ou de la lame mince, mettent en évidence le caractère *polyphasé* de la tectonique de ce secteur. Elles permettent d'établir une *chronologie* des différentes formations à laquelle on peut se référer lors de l'analyse des grandes structures.

A) Trois générations de petites structures.

Tous les Schistes lustrés du secteur étudié montrent des plis isoclinaux (plis P_2 : voir plus loin), très généralement aplatis et étirés, dont le style approximativement semblable varie peu suivant la roche ou d'un secteur à l'autre ; ces plis, omniprésents, semblent appartenir à une même génération de structures. Leur axe est parallèle à une linéation d'intersection partout très développée, de direction moyenne NE-SW et plongeant au SW.

Ces structures sont reprises par des plis (P_3 : voir plus loin) également visibles partout et à toutes les échelles et se rapportant à une génération de structures plus récente. Le style de ces plis, concentrique à semblable, varie en fonction de nombreux facteurs tels que la nature de la roche ou la position dans les grandes structures. Leur direction, grossièrement N-S et subhorizontale, apparaît très variable, à l'échelle du secteur étudié (plis NE-SW, au N, passant à NW-SE au S) comme à l'échelle de l'affleurement (dispersion des axes dans les plans de schistosité).

Les plis isoclinaux premiers cités (P_2) ne correspondent pas aux structures tectoniques les plus anciennes : en effet, on observe régulièrement au microscope et même parfois à l'affleurement que ces plis sont associés à une schistosité de crénulation (« strain slip cleavage »), c'est-à-dire à une schistosité secondaire, parallèle à leur plan axial. Cette schistosité déforme et transpose une *foliation métamorphique préexistante* (appelée S_1) qui est le témoin d'un événement métamorphique et très probablement tectonique plus ancien.

Ces trois générations de petites structures, omniprésentes, correspondent à des déformations généralisées de l'ensemble des Schistes lustrés étudiés ; elles peuvent être rapportées à *trois phases principales de déformation* caractérisées chacune par une certaine ambiance métamorphique et surtout par un certain type de déformation (CARON, SCHUMACHER et TRICART, 1973 ; TRICART, 1973 *a* et *b*).

B) Caractères des trois phases principales de déformation.

La *première phase* (« phase I »), la plus ancienne, correspond à la réalisation de la foliation métamorphique primitive (S_1). Des plis intrafoliaires mal identifiables semblent bien lui être associés. Sa liaison avec la cristallisation de minéraux de haute pression et de basse température, essentiellement observés dans les roches éruptives, n'est que probable.

La *deuxième phase* (« phase II ») se traduit surtout par un plissement serré et homogène (plis P_2) de direction initiale (restituée) NW-SE. Les cristallisations métamorphiques associées correspondraient à une élévation de température par rapport aux cristallisations antérieures et sont surtout sensibles dans les roches éruptives.

La *troisième phase* (« phase III ») se traduit par un plissement moins homogène que le précédent,

grossièrement N-S, et systématiquement déversé vers l'E (plis P_3). Ce plissement, qui est responsable de la disposition apparemment monoclinale des Schistes lustrés, correspond à certains épisodes au moins des mouvements de *rétrocharriage* des auteurs. Les cristallisations métamorphiques associées (approximativement dans le faciès « schistes verts ») sont très modérées, même dans les roches éruptives.

Les déformations plus récentes encore, essentiellement fracturantes, n'ont jamais le caractère « pénétratif » des précédentes.

Une histoire techonique comparable dans laquelle trois phases de déformation généralisée peuvent être distinguées a été reconnue dans les calcschistes piémontais tant au N qu'au S du secteur étudié ici (SCHUMACHER, 1972 ; CARON *et al.*, 1973).

IV. L'ARCHITECTURE RÉGIONALE

Les grandes structures ont été étudiées par les moyens classiques d'une cartographie détaillée, de coupes sériées et de panoramas géologiques ; dans un tel édifice polystructural, leur interprétation tant géométrique qu'historique ne peut être abordée que si ces structures majeures sont le plus possible datées, c'est-à-dire attribuées à telle ou telle phase de déformation, par le moyen d'analyses structurales plus ou moins ponctuelles et poussées.

A) L'enchaînement des grands plis couchés entre Cristillan et Ubaye.

Immédiatement au S du Cristillan, les Schistes lustrés présentent une direction N-S et un fort pendage vers l'W d'une remarquable uniformité ; plus au S, au niveau de l'Ubaye, les couches passent, semble-t-il progressivement, à une direction NW-SE avec un fort pendage vers le SW. En dépit de cette disposition apparemment monoclinale et grâce à quelques niveaux repères, on peut mettre en évidence, dans ce secteur, de grands plis couchés isoclinaux plurikilométriques.

1. Le contact avec les unités briançonnaises.

L'unité briançonnaise interne de la Pointe de Rasis constitue une *dalle renversée* sur les Schistes lustrés et strictement conforme à leur débit général. Cette disposition résulte classiquement de mouvements relativement tardifs de *rétrodéversement* des structures et de *rétrocharriage* de certaines unités vers l'E (LEMOINE, 1961). Le contact tectonique majeur contient, face au hameau de Roufène, deux écailles « intermédiaires » (décamétrique et hectométrique) qui représenteraient les témoins dilacérés de la zone d'Acceglio (LEMOINE, 1961 ; LE GUERNIC, 1967).

L'unité de la Pointe de Rasis disparaît vers le S au niveau du Longet (2 169 m) où une autre écaille « intermédiaire » la sépare des unités piémontaises. Immédiatement au S et jusqu'à l'Ubaye, c'est l'unité briançonnaise de la Chapelue qui surmonte les Schistes lustrés par l'intermédiaire d'un contact à cargneules et serpentinites, qui contient, au-dessus de Combe Brémond, une nouvelle écaille « intermédiaire » à série réduite de type Acceglio (*op. cit.*).

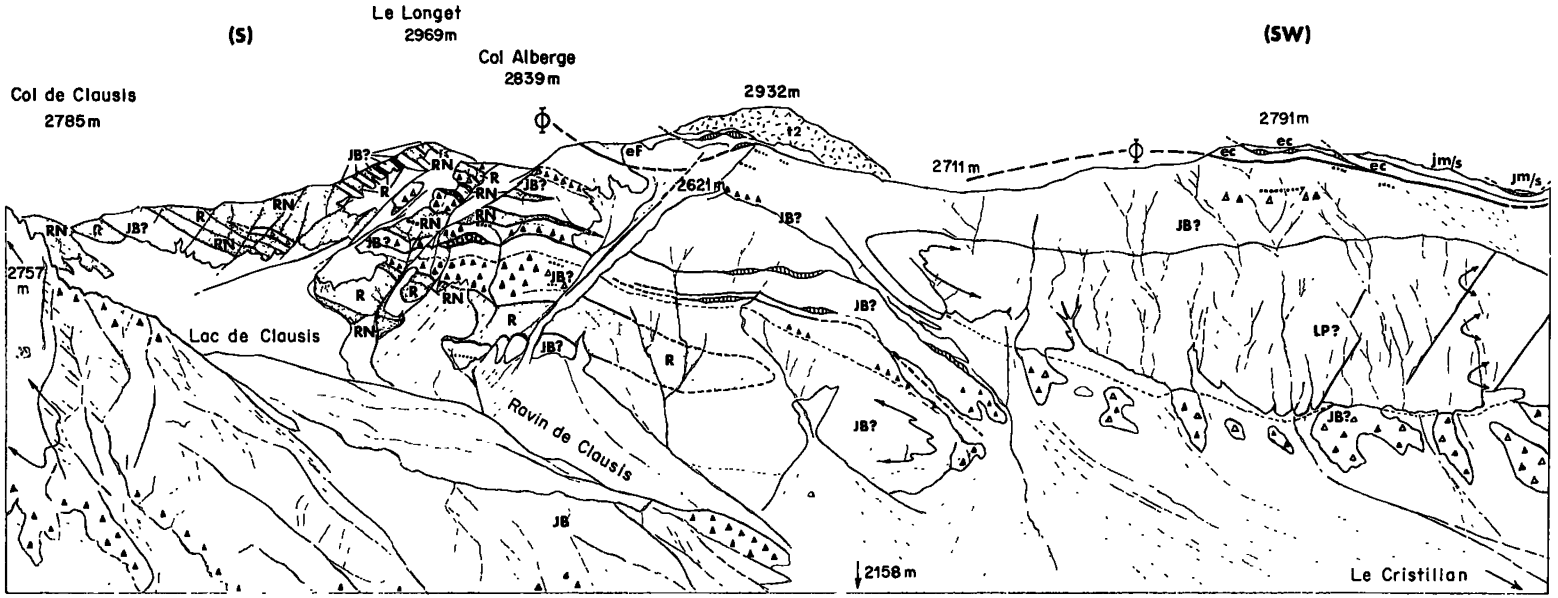
2. Les unités piémontaises externes du massif du Longet.

La structure du massif apparaît surtout dans les grandes falaises face au hameau de Bois Noir (fig. 5). Sous l'unité briançonnaise de la Pointe de Rasis rétrocharriée, un *pli antiforme* plurikilométrique, couché vers l'E, surmonte un *pli synforme* de mêmes caractéristiques avec un *contact tectonique* à gypse et cargneule.

Le cœur du pli anticlinal est constitué par des calcaires semblables aux calcaires de la Roche des Clots (voir paragraphe II D 1). L'extérieur du même pli est constitué par une formation détritique à brèches calcaréo-dolomitiques et quartzo-micacées dont le faciès est intermédiaire entre celui de la formation détritique rousse de la série du Gondran et celui du « flysch » de la Rousse (voir paragraphe II D 1).

Vers le S, la formation détritique qui est située à la charnière de l'anticlinal se prolonge cartographiquement par de larges affleurements de formation de la Replatte et de formation de Roche Noire (série ophiolitifère). Le passage se fait par une zone où les deux ensembles alternent de façon serrée (fig. 5 : sous le Longet et le col Alberge).

Il semble que, dans un stade antérieur, les termes de la série ophiolitifère dessinaient l'antiforme à l'extérieur de la formation détritique. Le contact entre les deux ensembles aurait été replissé par les plis mineurs, très cisaillés, associés au grand pli



Unités piémontaises
- R, RN — formations de la Replatte et de Roche Noire (Série ophiolitifère)
- LP, JB — Lias "prépiémontais" et formation détritique rousse (Série du Gondran)
- LP?, JB? — formations calcaires et formations bréchiques d'attribution problématique (Série du Gondran)

Unité briançonnaise de la Pointe de Rasis
- t2 — Trias moyen
- ec — "calcschistes planctoniques"
- jm/s — Dogger-Malm
- eF — "flysch noir"

- •••••• quartzites
- ▲▲▲▲ brèches calcaréo-dolomitiques
- △△△△ brèches quartzo-micacées
- ooooo brèches à éléments ophiolitiques
- gypse et cargneules
- limite lithologique
- contact anormal
- Φ contact majeur entre unités piémontaises et briançonnaises

Fig. 5. — Panorama du massif du Longet, en rive gauche du Cristillan.

antiforme ; aux flancs de celui-ci, les termes de la série ophiolitifère auraient disparu par aplatissement et cisaillement.

Le pli synforme est dessiné, à l'extérieur, par une formation à brèches uniquement calcaréo-dolomitiques qui présente strictement le faciès de la formation détritique rousse de la série du Gondran. Le cœur du pli est constitué par la formation de la Replatte (série ophiolitifère).

A la charnière du pli synforme, les petits plis P_2 et P_3 sont coaxiaux suivant une direction NE-SW qui paraît correspondre à la direction axiale du pli majeur. L'analyse des schistosités montre que le débit de plan axial du grand pli est une schistosité S_2. Le pli synforme semble donc représenter un pli P_2 majeur. Il en est probablement de même du pli antiforme de même direction et de même style qui le surmonte.

La structure du massif du Longet apparaît donc commandée par *la superposition de deux plis couchés qui représentent probablement des plis P_2 majeurs et qui déforment la superposition de termes de la série ophiolitifère et de termes calcaréo-bréchiques d'attribution problématique.*

3. La synforme du Péouvou.

Le Péouvou est constitué par une épaisse dalle dolomitique, pentée vers l'W, dont la position structurale, connue depuis les travaux de M. Lemoine (1971), apparaît surtout dans le massif du lac de Clausis (2 757 m), immédiatement au N.

En face nord-est du sommet (2 757 m) (fig. 6), la série du Gondran, localement complète, dessine un *pli synforme* plurikilométrique déversé vers l'E. Le Norien se trouve au cœur du pli tandis que la formation détritique rousse en constitue l'extérieur. On observe différents écaillages, notamment au flanc supérieur du pli, qui paraissent résulter de la grande compétence des dolomies. Si on déplie la structure visible, la série du Gondran se trouve en position *renversée*.

Les deux flancs liasiques (Lias « prépiémontais » et formation détritique rousse) de la synforme se prolongent, vers le S, jusqu'à l'Ubaye. Au Péouvou, le Norien n'est pas ployé et constitue une dalle rigide restée solidaire du Rhétien et du Lias du flanc inférieur de la synforme ; il en résulte une forte disharmonie qu'explique la présence d'un contact tectonique à cargneules entre le Norien et le Lias du flanc supérieur de la synforme.

L'analyse tectonique, rendue difficile par une trop grande disharmonie entre les dolomies et les calcschistes, n'a pas permis de démontrer l'âge de la synforme. Pour des raisons géométriques (disposition et allure des plis P_2 mineurs autour de la charnière majeure), il est tout à fait possible qu'elle représente un pli P_2 majeur mais il faut également envisager qu'elle puisse représenter un pli plus ancien (P_1 ?). Par comparaison avec les données recueillies au Sommet Jacquet, dans le prolongement nord de la synforme du Péouvou, il est par contre peu vraisemblable qu'elle représente un pli P_3 majeur.

4. La synforme de Roche Noire.

La structure du massif de Roche Noire, connue elle aussi depuis les travaux de M. Lemoine (1971), apparaît directement sur sa face nord (fig. 6).

La grande masse des serpentinites et des ophicalcites de Roche Noire repose sur la masse également importante des schistes et calcaires de la formation de la Replatte par l'intermédiaire d'un niveau relativement continu de marbres clairs (calcaires marmoréens). Vers leur base géométrique, les serpentinites et les ophicalcites emballent des « lentilles » décamétriques de diabases et de gabbros. Un niveau mince et discontinu de jaspes (méta-radiolarites) sépare localement les ophiolites des calcaires marmoréens. On reconnaît, dans la succession de ces formations, la série ophiolitifère *en position renversée,* encore que certains niveaux soient localement absents, soit (?) par boudinage, soit (?) à la suite d'une discontinuité originelle (voir paragraphe II A 2). L'ensemble repose sur des calcschistes indifférenciés qui n'appartiennent pas à la série ophiolitifère mais affleurent en continuité avec les calcschistes de l'Aigue Blanche (voir paragraphe II C).

La structure du massif apparaît bien si l'on suit l'excellent niveau-repère que constituent les marbres clairs : il recoupe deux fois la crête principale, de part et d'autre du sommet de Roche Noire. Entre ces deux points, il descend vers le Cristillan et dessine une *vaste synforme isoclinale et déversée vers l'E.* Au creux de celle-ci, les marbres constituent un pli plurihectométrique dont le plan axial est matérialisé par une lame de jaspes ; ce pli,

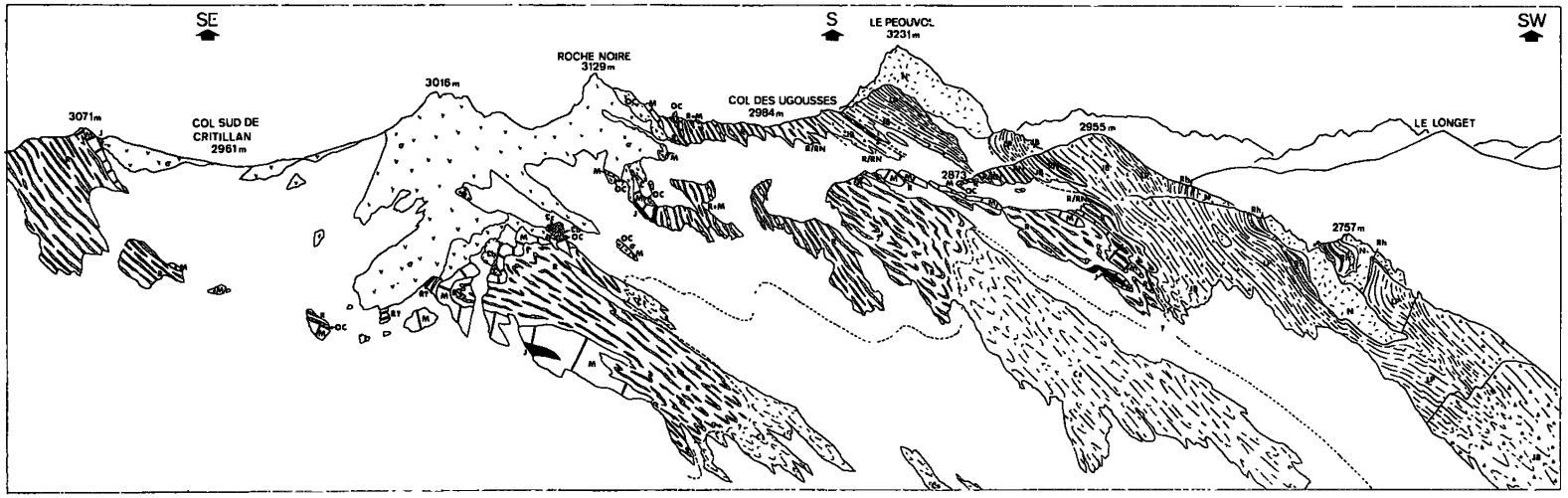


Fig. 6. — Les massifs du Péouvou et de Roche Noire en rive gauche du Cristillan.

Série ophiolitifère : σ, Serpentinites ; OC, Ophicalcites ; θ, Gabbros ; ε, Diabases (εb, -bréchiques ; εc, -en coussins ; non différenciés sur la planche II) ; J, Jaspes ; M, Calcaires marmoréens ; R, Formation de la Replatte ; RN, Formation de Roche Noire ;

Série du Gondran : N, Norien ; Rh, Rhétien ; LP, Lias « prépiémontais » ; JB, Formation détritique rousse ;

Autres formations : CS, Calcschistes (indifférenciés) de l'Aigue Blanche ; LP?, Formation calcaire d'attribution discutable ; JB?, Formation bréchique d'attribution discutable ; eF, Flysch noir briançonnais ;

Les figurés pour les gypses et cargneules et pour les différentes brèches sont ceux de la figure 5.

déversé vers l'E, se raccorde à la synforme majeure dont il constitue par sa position et par sa géométrie un pli mineur associé, d'ordre immédiatement supérieur. Au N du col des Ugousses, les marbres dessinent un autre pli plurihectométrique, comparable au précédent, mais dont le rattachement à la synforme majeure est moins nettement visible. Le contact entre la série ophiolitifère et les calcschistes indifférenciés, quoique plus difficilement visible, dessine partiellement les structures précédentes et en particulier le pli plurihectométrique situé au creux de la synforme majeure.

Le massif a fait l'objet d'une analyse détaillée qui montre que le pli plurihectométrique situé au creux de la synforme majeure constitue un pli P_2 ; la synforme majeure elle-même, dont le pli précédent n'est qu'un pli mineur associé, doit donc aussi représenter un pli P_2. Ceci s'accorde avec les observations faites en d'autres points du massif ainsi que dans la synforme du Pic Marcel qui prolonge vers le N la synforme de Roche Noire. Dans ce dernier cas, l'observation particulièrement favorable des petits plis P_2 et P_3, aux flancs de la synforme majeure, permet de montrer que les synformes de

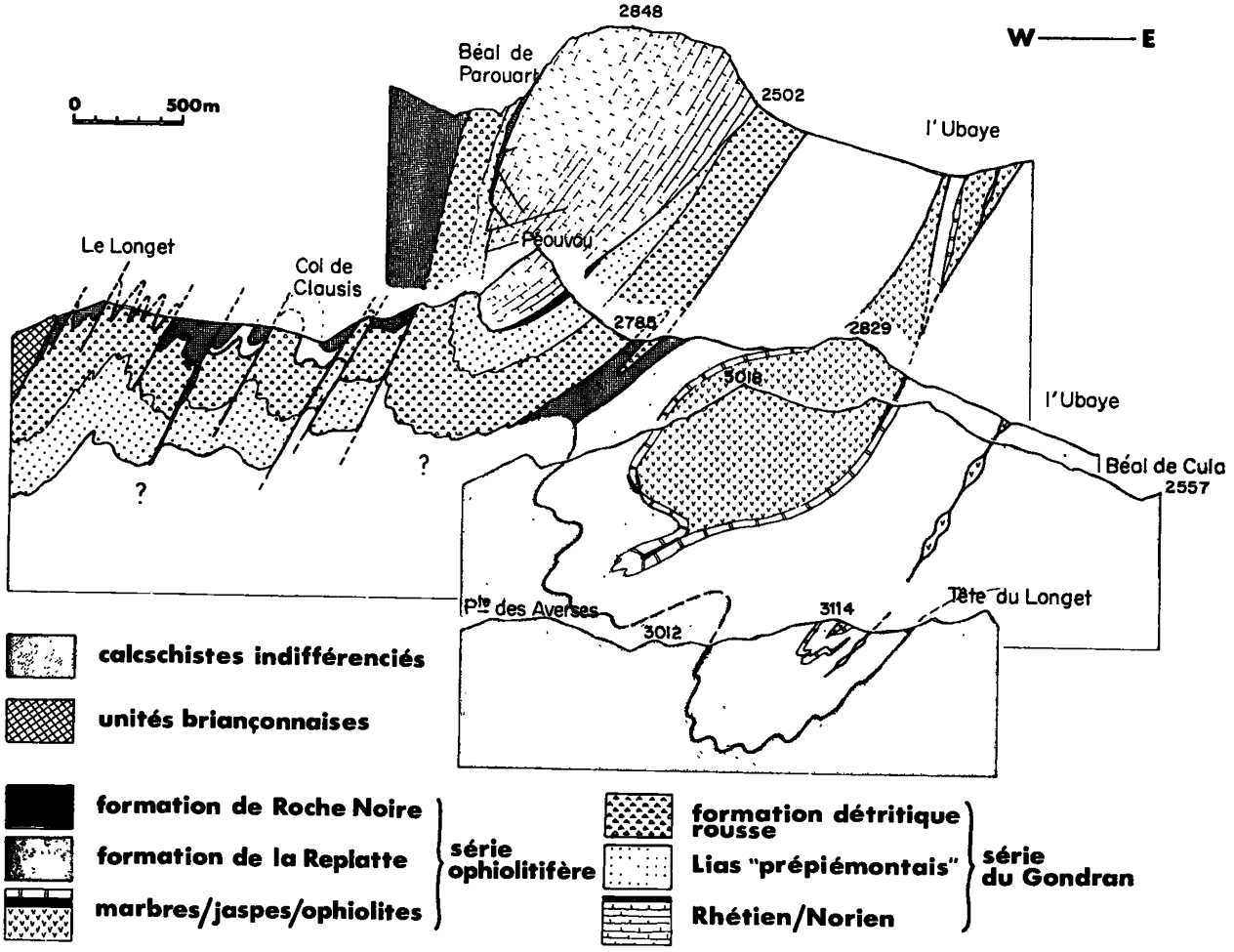


Fig. 7. — Interprétation des grandes structures entre le Cristillan et l'Ubaye.

Les formations calcaréo-bréchiques du massif du Longet ont été attribuées au Lias de la série du Gondran. Le plongement axial général des grands plis vers le SW (25 à 35°) détermine l'ordre d'assemblage des coupes. Des variations de la valeur de ce plongement créent, localement, de fortes distorsions (coupe du haut, à gauche, et coupe du bas, à droite).

Roche Noire et du Pic Marcel sont antérieures aux plis P_3.

Un fait important est donc qu'à Roche Noire *la superposition anormale de la série ophiolitifère en position inverse sur les calcschistes indifférenciés est déformée par les plis P_2.*

5. CONCLUSION.

L'architecture des montagnes situées entre le Cristillan et l'Ubaye est commandée par l'*enchaînement d'au moins quatre plis couchés plurikilométriques,* soit d'W en E (fig. 7) :

— l'antiforme et la synforme du massif du Longet, qui semblent correspondre à des plis P_2 majeurs et qui plissent la superposition des termes supérieurs de la série ophiolitifère (formation de Roche Noire et formation de la Replatte) sur des faisceaux calcaréo-bréchiques d'attribution incertaine ;

— la synforme du Péouvou, qui pourrait représenter un pli P_2 ou un pli plus ancien, et qui affecte la série du Gondran à l'envers sur un soubassement (unité briançonnaise ? unité piémontaise ?) inconnu ;

— la synforme de Roche Noire, qui représente un pli P_2 majeur et qui déforme la superposition de la série ophiolitifère à l'envers sur les calcschistes indifférenciés.

Les axes de ces plis majeurs plongent tous au SW ou au SSW parallèlement à la direction moyenne des petits plis P_2 et suivant la direction des glissements dans les plis P_3 (voir TRICART, 1973 *a* et *b*).

B) L'empilement des grandes écailles entre Cristillan et Aigue Blanche.

Au N du Cristillan, les calcschistes piémontais forment un empilement d'aspect encore plus monotone qu'au S. La direction des couches varie de N-S à NE-SW tandis que le pendage, toujours vers l'W ou le NW, reste relativement faible.

Sous la série briançonnaise renversée de la Pointe de Rasis, qui est rétrocharriée sur eux, les Schistes lustrés sont subdivisés en deux grandes unités tectoniques superposées que sépare un contact anormal de grande ampleur (fig. 8).

1. L'UNITÉ INFÉRIEURE.

L'unité piémontaise la plus basse est constituée par les calcschistes indifférenciés de l'Aigue Blanche (voir paragraphe II C). Sa structure interne reste inconnue par manque de repère lithostratigraphique.

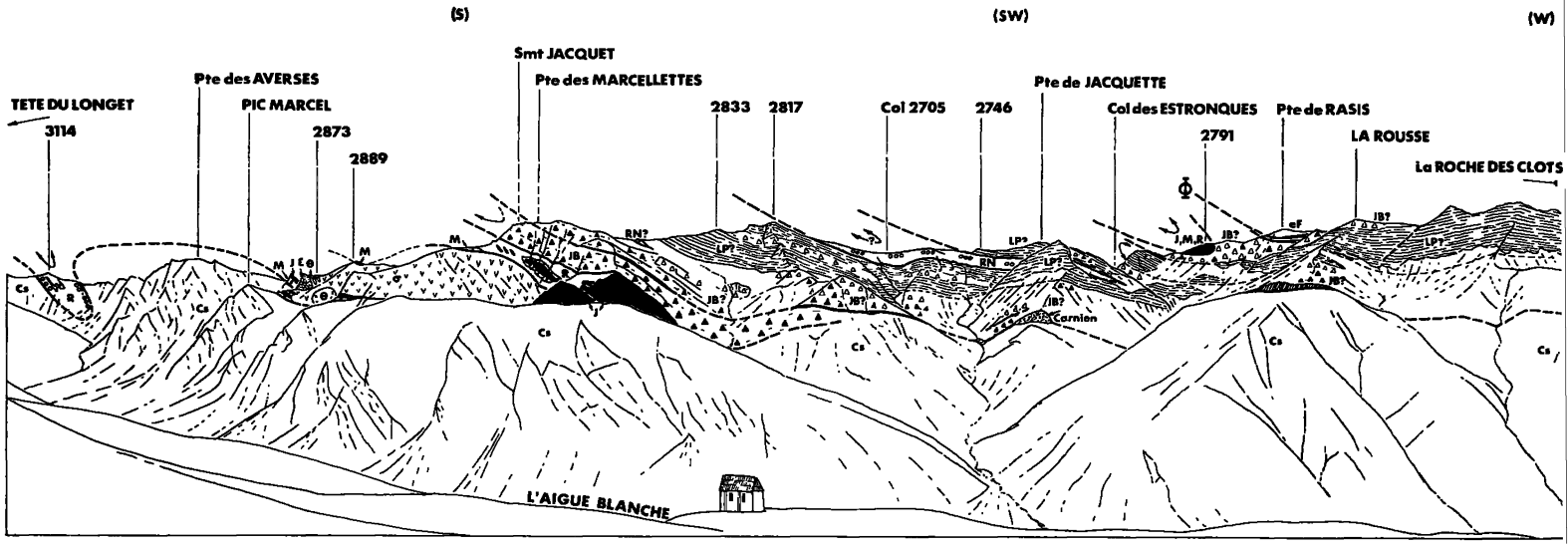


Fig. 8. — La rive gauche de l'Aigue Blanche depuis les hauts de Saint-Véran.
Mêmes abréviations que pour la figure 6.

2. L'UNITÉ SUPÉRIEURE.

Elle est surtout constituée par des faisceaux calcaréo-bréchiques, tectoniquement isolés, dont l'attribution doit être discutée (voir paragraphe II D) ; on y reconnaît également des formations appartenant à la série du Gondran et d'autres appartenant à la série ophiolitifère. Toutes ces couches forment un empilement d'écailles très plates dans lesquelles on peut reconnaître encore les restes, plus ou moins cisaillés, d'anciens grands plis couchés. Nous décrivons brièvement les principales structures reconnues du SE vers le NW (voir fig. 8).

a) *La synforme du Pic Marcel.*

Immédiatement au S du Pic Marcel, la série ophiolitifère constitue un *pli synforme* plurikilométrique déversé vers l'E qui représente *le prolongement vers le N de la synforme de Roche Noire.*

Le flanc inférieur de la synforme est constitué par une dalle de jaspes et de calcaires marmoréens qui repose *à l'envers* sur les calcschistes de l'Aigue Blanche par un contact tectonique ; celui-ci est probablement responsable de l'absence des formations de la Replatte et de Roche Noire.

Les ophiolites (essentiellement des serpentinites), qui représentent le cœur de la synforme, constituent une dalle renversée plus ou moins solidaire du flanc inférieur. Un volumineux dispositif d'écailles, au N du Sommet Jacquet, fait office de charnière majeure pour la synforme.

Le flanc supérieur est constitué par un faisceau complexe où alternent les jaspes, les calcaires marmoréens et la formation de la Replatte ; l'analyse des petites structures révèle que ce désordre apparent résulte du plissement isoclinal de la série post-ophiolitique *antérieurement* à la formation de la synforme du Pic Marcel ; elle révèle également que la synforme elle-même est antérieure aux plis P_3, ce qui, ajouté aux observations faites à Roche Noire, permet d'interpréter les deux synformes ophiolitiques comme des plis P_2.

En conclusion, la synforme du Pic Marcel apparaît comme plus aplatie et plus cisaillée que celle de Roche Noire. Sa nette dissymétrie résulterait d'une tectonique antérieure au ploiement en synforme ; néanmoins, *si on déplie la structure visible, la série ophiolitifère se trouve, comme à Roche Noire, essentiellement à l'envers.*

b) *Les couches du Sommet Jacquet.*

L'épaisse dalle de la formation détritique rousse de la série du Gondran, qui constitue le Sommet Jacquet, repose par un contact anormal sur le flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel. La dalle est limitée vers le haut par un autre contact anormal, jalonné d'écailles (Norien, Rhétien, Lias « prépiémontais ») qui reconstituent la série du Gondran à l'envers.

Ces couches du Sommet Jacquet disparaissent vers le N par troncature basale. Au S, au contraire, elles se prolongent vers la formation détritique rousse de la synforme du Péouvou. *Les couches du Sommet Jacquet, isolées tectoniquement, représenteraient les restes du flanc inférieur, très cisaillé, de la synforme du Péouvou.*

c) *La synforme 2 705 m.*

Un puissant faisceau calcaire d'attribution discutable (voir paragraphe II D), qui contient à mi-épaisseur un niveau schisteux à brèches quartzo-micacées, constitue d'une part les sommets 2 833 m et 2 817 m, et d'autre part la Pointe de Jacquette (2 753 m). Il représente très probablement les deux flancs d'un *pli synforme* couché vers l'E dont le cœur serait constitué par la formation de Roche Noire qui affleure là (col 2 705 m), coupée du reste de la série ophiolitifère.

d) *Les plis du massif de la Pointe de Rasis.*

Les calcaires de la Roche des Clots (voir paragraphe II D 1), qui forment des falaises au NW du col des Estronques, représentent le cœur d'un *pli couché antiforme* cisaillé vers le haut, dont le « flysch » de la Rousse (voir paragraphe II D 1) et la formation détritique du col des Estronques représenteraient respectivement les flancs supérieur et inférieur.

Des jaspes, des calcaires marmoréens et un peu de formation de la Replatte (série ophiolitifère) constituent une petite synforme de 200 m de long, curieusement posée sur le « flysch » de la Rousse, immédiatement au S de la Pointe de Rasis.

3. LE CONTACT TECTONIQUE ENTRE LES DEUX UNITÉS.

Le contact anormal qui sépare les deux grandes unités superposées est jalonné par des écailles diverses (gypses, cargneules, dolomies carniennes) ;

il peut être suivi depuis le Sommet Bucher, au N, jusqu'aux serpentinites du Pic Marcel, au S, soit sur plus de 7 km. L'analyse des petites structures permet de l'interpréter comme une *surface de rétrochevauchement* à la base de l'unité supérieure qui apparaît ainsi comme rétrocharriée sur les calcschistes indifférenciés (unité inférieure). L'unité supérieure, individualisée donc tardivement, s'enracine latéralement vers le SE, dans l'épaisseur des serpentinites du Pic Marcel.

4. Conclusion.

L'architecture des montagnes entre Cristillan et Aigue Blanche est donc plus complexe et moins lisible que celle qui caractérise les montagnes situées au S du Cristillan. Une première complication vient du *rétrocharriage d'une unité piémontaise composite sur les calcschistes de l'Aigue Blanche*. La structure de cette unité rétrocharriée ne peut être comprise que par référence à ce que l'on observe plus au S : elle résulterait de l'aplatissement et du cisaillement, essentiellement lors des rétrocharriages, d'un ancien enchaînement de grands plis couchés déformant les différents ensembles lithostratigraphiques.

La série ophiolitifère se trouve en contact par *différents* de ses termes *supérieurs* avec successivement les autres ensembles lithostratigraphiques, à savoir : les calcschistes indifférenciés, la série du Gondran, un faisceau calcaire et le « flysch » de la Rousse.

V. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

A) Interprétation géométrique et historique.

Pour tenter de reconstituer les structures régionales les plus anciennes, il convient essentiellement :

— de supprimer les effets des multiples cisaillements tardifs (rétrocharriages) qui prennent beaucoup d'importance dans la partie nord du secteur étudié ;

— de dérouler les grands plis couchés que l'on observe surtout au S du Cristillan mais qui existent dans l'ensemble du secteur étudié et seraient, au moins en grande partie, des plis P_2.

L'édifice qui est alors reconstitué (fig. 9), quoique nettement simplifié par rapport à l'édifice actuel, apparaît comme déjà complexe : la série ophiolitifère est localement *incomplète* (absence des niveaux les plus récents) et se trouve *régionalement à l'envers ;* elle repose comme telle sur différents ensembles.

A l'E, la série ophiolitifère repose soit par la formation de la Replatte soit, localement (?), par les calcaires marmoréens, sur les calcschistes indifférenciés de l'Aigue Blanche ;

A l'W, la série ophiolitifère repose, par la formation de Roche Noire ou par la formation de la Replatte, soit sur des faisceaux calcaires soit sur des faisceaux bréchiques, tous d'attribution incertaine ;

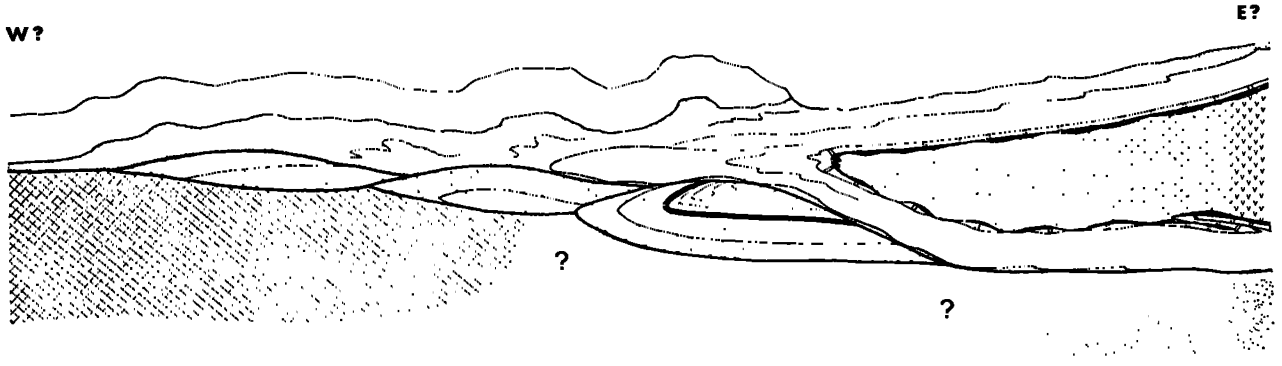


Fig. 9. — Reconstitution hypothétique de l'édifice de nappes immédiatement avant la deuxième phase de déformation généralisée (plis P_2). Mêmes figurés que pour la figure 7. On a représenté en blanc un niveau ayant éventuellement surmonté stratigraphiquement la formation de Roche Noire, et que sa diverticulation aurait fait disparaître).

Au centre du secteur étudié, la série ophiolitifère et la série du Gondran, dont les polarités sont opposées, sont en contact par leurs termes respectifs les plus récents (formation détritique rousse et formations de la Replatte ou de Roche Noire). On peut supposer que la série ophiolitifère à l'envers surmontait la série du Gondran à l'endroit, mais cela n'est pas aussi évident que pour les superpositions énoncées plus haut.

Je propose d'interpréter l'édifice reconstitué ci-dessus comme le résultat d'une importante *tectonique tangentielle antérieure aux plis* P_2 avec, en particulier, le *charriage de la série ophiolitifère sur un autochtone relatif composite.*

L'hypothèse qui rend le mieux compte des différentes superpositions observées est celle d'un *pli couché à cœur ophiolitique* et de très grande ampleur (nappe du premier genre), *dont seul le flanc inverse serait conservé en Haut-Cristillan.* Une troncature basale de certains niveaux ou, plus vraisemblablement, une *diverticulation* partielle de la formation de Roche Noire vers l'avant de la nappe peuvent rendre compte des positions variables de la surface de charriage au sein de la série ophiolitifère.

L'autochtone relatif serait composé de deux ou trois unités distinctes, suivant l'attribution retenue pour les faisceaux calcaréo-bréchiques de la partie ouest du secteur étudié.

— Si les faisceaux calcaréo-bréchiques sont rattachés à la série du Gondran, soit qu'ils la prolongeaient vers le haut, soit qu'ils représentent des équivalents latéraux du Lias, cette série du Gondran apparaît comme déjà très tectonisée (diverticulation des termes post-liasiques ou liasiques suivant les hypothèses). La nappe ophiolitifère aurait été charriée sur les calcschistes de l'Aigue Blanche à l'E et sur différents niveaux de la série du Gondran, partiellement diverticulés, à l'W.

— Si les faisceaux calcaréo-bréchiques sont indépendants de la série du Gondran, le charriage s'est fait sur trois unités différentes déjà juxtaposées ; dans ce cas, la position exacte de la série du Gondran sous la nappe ophiolitifère est moins bien connue.

Dans toutes les hypothèses, *la nappe ophiolitifère a été charriée sur un autochtone relatif déjà complexe,* comprenant plusieurs unités tectoniques dont certaines pourraient éventuellement avoir été charriées.

B) Résumé de l'histoire tectogénétique proposée.

Sur la base des propositions précédentes, l'architecture complexe des Schistes lustrés du Haut-Cristillan, caractérisée par l'imbrication d'une multitude d'unités tectoniques élémentaires ou composites, et de dimensions très variées, résulte de la superposition d'au moins *trois phases* tectoniques principales.

Tout d'abord le charriage d'une nappe du premier genre (série ophiolitifère) sur un autochtone relatif comportant plusieurs ensembles stratigraphiques apparemment indépendants (série du Gondran, calcschistes de l'Aigue Blanche et peut-être faisceaux calcaréo-bréchiques) rapprochés tectoniquement et éventuellement diverticulés. On ne peut dire si ces unités tectoniques majeures précoces se sont toutes individualisées dans un même mouvement de charriage ou résultent déjà de mouvements successifs et distincts.

Les superpositions anormales issues des mouvements précédents sont ensuite déformées en grands plis fermés plurikilométriques (plis P_2) de direction NW-SE mais de déversement éventuel inconnu. La région acquiert alors l'essentiel de ses grandes structures. C'est la deuxième phase de déformation généralisée mise en évidence par l'étude des petites structures.

Enfin lors d'un dernier plissement serré d'axe grossièrement N-S (plis P_3) et déversé vers l'E, toutes les assises acquièrent leur disposition monotone et régulière actuelle, les axes des grands plis anciens prennent leur plongement uniforme vers le SW, tandis que des écaillages et chevauchements individualisent les unités tectoniques les plus tardives qui sont aussi les plus composites. C'est la troisième phase de déformation mise en évidence par l'étude des petites structures et qui correspond au moins en partie à la phase de rétrocharriage des auteurs.

C) Les principaux problèmes posés.

Les charriages précoces entre unités piémontaises n'ont pu être appréhendés qu'à l'échelle régionale. A l'échelle de la lame mince, de l'affleurement ou même du massif, les déformations associées aux plis P_2 et P_3 sont en effet susceptibles d'avoir complètement oblitéré toute structure antérieure. Rien ne permet donc de relier les charriages précoces évoqués plus haut avec d'une part la réalisation de

la foliation primitive (S_1) des calcschistes (première phase de déformation généralisée) et d'autre part le métamorphisme initial de haute pression et basse température, essentiellement étudié dans les roches éruptives. Seules des études microtectoniques poussées pourraient préciser ce problème.

A une toute autre échelle, il conviendrait également de situer les charriages « intra piémontais » précoces par rapport d'une part à l'individualisation des nappes briançonnaises et, d'autre part, au charriage général des unités piémontaises sur les unités briançonnaises.

LISTE DES TRAVAUX CITÉS

AMAUDRIC DU CHAFFAUT (S.), CARON (J.-M.), DELCEY (R.) et LEMOINE (M.) (1972). — Données nouvelles sur la stratigraphie des Schistes lustrés de Corse : la série de l'Inzecca. Comparaison avec les Alpes occidentales et l'Apennin ligure (*C. R. Acad. Sc. Paris,* 273 D, p. 2611-2614).

BERTRAND (J.) (1970). — Etude pétrographique des ophiolites et des granites du flysch des Gêts (Haute-Savoie) (*Arch. Sc. Genève,* 23, p. 279-542).

CABY (R.), MICHARD (A.) et TRICART (P.) (1971). — Découverte d'une brèche polygénique à éléments granitoïdes dans les ophiolites métamorphiques piémontaises (Schistes lustrés du Queyras, Alpes françaises) (*C. R. Acad. Sc. Paris,* 273 D, p. 999-1002).

CARON (J.-M.), SCHUMACHER (F.) et TRICART (P.) (1973). — Chronologie et évolution longitudinale des structures dans les Schistes lustrés piémontais des Alpes cottiennes (France et Italie) (*Sc. Géol. Strasbourg,* ?6, sous presse).

DECANDIA (F.A.) et ELTER (P.) (1972). — La « zona » ofiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levanto e la Val Gravegna (Appennino Ligure). 66e congresso della Società Geologica Italiana, p. 37-64.

ELTER (P.) (1972). — La zona ofiolitifera del Bracco nel quadro dell'Appennino settentrionale. Guida alle escursioni. 66e congresso della Società Geologica Italiana. Pisa-Sestri Levante, settembre 1972.

LABESSE (B.) (1962). — Sur les ophiolites et les brèches associées dans l'Apennin septentrional (*Bull. Soc. Géol. Fr.,* 7/4, p. 867-870).

LAPIERRE (H.) et ROCCI (G.) (1967). — Le massif plutovolcanique de Kellaki (Chypre). Etude pétrographique et structurale (*Sc. Terre,* 12/3, p. 147-181).

LE GUERNIC (J.) (1967). — La zone du Roure : Contribution à l'étude du Briançonnais interne et du Piémontais en haute Ubaye (*Trav. Lab. Géol. Grenoble,* 43, p. 95-127).

LEMOINE (M.) (1955). — Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des Schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes) (*C. R. somm. Soc. Géol. Fr.,* p. 94-96).

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. Grenoble,* 37, p. 97-119).

LEMOINE (M.) (1971). — Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléogéographique de la zone piémontaise (*Géol. Alpine,* Grenoble, 47, p. 181-201).

LEMOINE (M.), STEEN (D.) et VUAGNAT (M.) (1970). — Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées : Observations dans le massif de Chabrière en haute Ubaye (Basses-Alpes, France) (*C. R. des Séances, S.P.H.N. Genève,* NS 5, p. 44-59).

MICHARD (A.) (1967). — Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes (*Edit. Centre Nat. Rech. Sc. Paris,* 447 p.).

SCHUMACHER (F.) (1972). — Contribution à l'étude structurale du Val Grana (zones internes des Alpes cottiennes, Italie) (*Thèse 3e cycle,* Strasbourg, 82 p.).

STEEN (D.) (1972). — Etude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la haute Ubaye (Basses-Alpes, France) (*Mém. départ. Min. Univ. Genève,* n° 2, 235 p.).

TERRANOVA (R.) (1964). — Le brecce dei monti Aiona et Penna nell'Appennino Ligure-Emiliano (*Atti Ist. Geol. Univ. Genova,* 2/2, p. 311-328).

TRICART (P.) (1973 *a*). — Tectoniques superposées dans les calcschistes piémontaises du Haut-Cristillan (Queyras, Alpes franco-italiennes) (*C. R. Acad. Sc. Paris,* 276, p. 705-708).

TRICART (P.) (1973 *b*). — Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan ; analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes cottiennes, France) (*Thèse 3e cycle,* Strasbourg, 193 p.).

Manuscrit déposé le 5 mars 1974.