



HAL
open science

Etude géologique de la région du col du Longet (Alpes cottiennes franco-italiennes)

Denis Leblanc

► **To cite this version:**

Denis Leblanc. Etude géologique de la région du col du Longet (Alpes cottiennes franco-italiennes). Stratigraphie. Université de Paris, 1962. Français. NNT: . tel-00794326v1

HAL Id: tel-00794326

<https://theses.hal.science/tel-00794326v1>

Submitted on 25 Feb 2013 (v1), last revised 23 Aug 2013 (v2)

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

P. TRICART

LEBLANC

M E M O I R E

présenté

A LA FACULTE DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITE DE PARIS

Pour obtenir le DIPLOME D'ETUDES SUPERIEURES
de SCIENCES NATURELLES

par

Denis LEBLANC

1° SUJET : Etude géologique de la région du col du Longet
(Alpes cottiennes franco italiennes)

2° SUJET : Le problème du non-dépôt et de la formation de
crôutes phosphatées dans les mers actuelles.

soutenu le 21 mars 1962 devant la Commission d'Examen

Messieurs P. BELLAIR Président

F. ELLENBERGER

Examineurs

J. AUBOUIN

GENERALITES

=====

La zone étudiée ici est située dans les Alpes Cottien-
nes, à cheval sur la frontière franco-italienne, à peu près
à la latitude de Guillestre. En France, elle correspond à
l'extrême Nord-Est du département des Basses Alpes (partie
tout-à-fait supérieure du bassin de l'Ubaye); en Italie,
elle se trouve comprise dans la province de Cuneo et s'étend
à l'Ouest du cours supérieur de la Varaita du Chianale (Pl. 1)

Au point de vue géologique, cette région fait partie
de la zone d'Acceglio-Col du Longet.

Cette zone est particulièrement intéressante car elle
présente des faciès assimilables à ceux du Briançonnais. On
constate, en effet, que la zone "géanticlinale" briançonnai-
se, de largeur très réduite vers Cuneo et le Mercantour,
s'étale et se divise plus au Nord dans les Alpes Cottiennes.
A sa partie orientale, s'individualise alors la bande
d'Acceglio-Longet.

L'étude de cette bande a permis d'y mettre en évidence
les affleurements de Briançonnais les plus internes de toute
cette partie des Alpes. Elle présente de plus la particula-
rité de se trouver totalement isolée dans le domaine des
Schistes lustrés à ophiolites, étant donné que sa direction
presque Sud-Nord l'amène à diverger sensiblement du domaine
briançonnais, bordé ici par la bande du Roure d'orientation
Sud-Est Nord-Ouest. Au col du Longet, on se trouve ainsi à

8 km à vol d'oiseau de la marge interne de cette zone du Roure.

Nos levés ont donc porté sur l'extrémité Nord de la zone d'Acceglio, depuis le Monte Ferra au Sud jusqu'à la tête des Toillies (Roc della Niera) un peu au Nord du col du Longet, où la zone à faciès briançonnais disparaît sous les Schistes lustrés. Nous avons également cartographié les formations voisines appartenant à ces Schistes lustrés.

Ce travail fut effectué pendant les étés de 1960 et 1961. Nous avons utilisé la carte topographique italienne au 1.25 000 (photographiquement agrandie au 1/12 500) qui s'est révélée un très bon instrument de travail malgré un aspect un peu rebutant au premier abord. La grande précision générale de cette carte faisait apparaître de façon encore plus flagrante les défauts du plan directeur au 1/20 000 de l'I.G.N. qu'elle reproduit dans la partie française.

En dehors des dépôts quaternaires, nous avons été conduits à distinguer cinq ensembles dans les terrains observés:

- La série paléozoïque et werfénienne: Arkoses, schistes, quartzites.
- Les dolomies triasiques
- La couverture calcaire post-triasique
- Les brèches
- Les calcschistes (Schistes lustrés) et leurs ophiolites

Nous étudierons successivement les différents termes de chaque groupe.

HISTORIQUE

=====

Il est très délicat de retracer brièvement l'histoire des explorations et des idées géologiques concernant un secteur des Alpes car, bien souvent, des études menées en un tout autre point ont pu modifier de façon considérable les conceptions relatives à ce secteur. Nous nous contenterons donc d'un bref résumé des travaux anciens, qui s'appliquaient le plus souvent à de vastes régions et nous examinerons avec un peu plus de détails les idées récentes basées sur des observations faites à proximité de notre zone.

Au total nous distinguerons trois périodes dans cet historique :

- 1 - Tentatives pour débrouiller la stratigraphie alpine,
- 2 - Grandes synthèses tectoniques,
- 3 - Etudes de détail récentes remettant en question les conclusions de la phase précédente.

Période 1 - Après l'affaire de Petit Coeur (1828) qui conduisit à douter de la valeur de la paléontologie pour la stratigraphie, la géologie alpine ne repartit que lentement. SISMONDA publia en 1862 une carte au 1/500.000 de Savoie et du Piémont où il distinguait des gneiss "primitifs", des serpentines et un "jurassique métamorphique" englobant tous les terrains sédimentaires du Carbonifère à l'Eocène. Il admettait que, par métamorphisme, on avait pu avoir formation de gneiss jurassiques.

Dès 1860 cependant, C. LORY date du trias inférieur les quartzites de la vallée du Guil et affirme que les "calcaires du Briançonnais" sus jacents sont jurassiques alors que GASTALDI et ZACCAGNA considèrent avec raison qu'ils débutent au Trias. En 1866, il émet l'idée que les Alpes doivent être divisées en quatre zones limitées par des failles verticales. Niant la concordance Briançonnais-Schistes lustrés, il peut ainsi attribuer ces derniers terrains (4^e zone) au Trias supérieur. En même temps, il considère comme un noyau cristallin "primitif" le Permien du col du Longet.

En 1878 GASTALDI, se fondant sur l'aspect monoclinale et concordant de toutes les couches de notre région, est conduit à donner un âge huronien aux Schistes lustrés reposant normalement sous le Permo carbonifère (les massifs cristallins internes étant alors laurentiens).

Un peu plus tard (1887), ZACCAGNA publie des observations très intéressantes sur le Permo carbonifère au Sud de notre zone, mais il ne reconnaît pas celle-ci et surtout sa particularité d'être isolée dans les Schistes lustrés ce qui s'opposait à la thèse monoclinale de GASTALDI.

D'autres auteurs discutent l'âge des Schistes lustrés. Ainsi PORTIS (1888) y voit du Carbonifère. Cependant vers 1890, tous les géologues sont pratiquement d'accord sur l'âge pré-permien de la zone des calcschistes à Roches vertes.

Période 2 - Dès 1884, M. BERTRAND avait mis en évidence le charriage des Alpes de Glaris. En 1894 il publie ses théories révolutionnaires sur la tectonique alpine et est amené à donner aux Schistes lustrés un âge triasique ou peut-être liasique. Les idées tectoniques nouvelles rencontrent une très grande faveur en France et en Suisse et aboutissent aux grandes synthèses de TERMIER, puis de LUGEON et d'ARGAND.

La généralisation de ces idées à l'ensemble des Alpes amène beaucoup de géologues à penser qu'elles sont capables de résoudre tous les problèmes ce qui provoque une stagnation des études de détail.

En Italie cependant, les grandes théories suisses ont peu de succès. S. FRANCHI semble confirmer les idées de M. BERTRAND sur l'âge des Schistes lustrés grâce à de belles découvertes paléontologiques (1899) mais, se basant sur l'apparente concordance des couches, il déclare ne voir dans la zone d'Acceglio-Longet qu'un simple anticlinal et reste fermement opposé à l'idée d'un charriage des Schistes lustrés dans les Alpes Cottiennes. Il a sur ce point une ardente controverse avec TERMIER. Une excursion commune (1925) ne peut résoudre le problème et chacun reste sur ses positions.

Il faut remarquer cependant que TERMIER croyait au charriage essentiellement parce qu'il l'avait observé en

Vanoise, alors que FRANCHI basait sa théorie sur ses observations faites dans les Alpes cottiennes mêmes.

Pendant cette période, en effet, les géologues italiens réalisent de minutieuses études de terrain, concrétisées en 1930 par la feuille Dronero-Argentera de la carte géologique d'Italie au 1/100 000 due à A.STELLA et S. FRANCHI. Bien que peu de géologues admettent à ce moment les idées de Franchi, S.CONTI pourra faire remarquer plus tard avec raison que cet auteur était en fait le seul à bien connaître les Alpes cottiennes alors que ses contradicteurs voulaient y généraliser, sans preuves, des conceptions vérifiées plus au Nord.

Période 3 - Ce n'est que vers 1945 que l'on commença à se rendre compte que les synthèses d'Argand n'expliquaient pas tout, ce qui conduisit à la reprise des études de détail.

S.CONTI (1952-1955) reprend les idées de FRANCHI et, tout en admettant que la tectonique amène des complications locales, nie le charriage des Schistes lustrés. Il met en évidence la transgression des calcaires à faciès Briançonnais, avec brèches de base qu'il étudie minutieusement, sur les quartzites, mais il attribue ces calcaires au Lias et en fait la base stratigraphique des Schistes lustrés.

Les travaux de M.GIDON (1956) et de M.LEMOINE (1957) sur la bande du Roure les amènent à conclure au charriage mais on pourrait, à la rigueur, avec S.CONTI, expliquer leurs observations par des écaillages locaux.

En 1957 cependant, J. DEBELMAS et M. LEMOINE mettent en évidence, dans la bande d'Acceglio-Longet, la similitude des calcaires "liasiques" de S. CONTI avec des calcaires datés paléontologiquement dans le Briançonnais du Malm et du Crétacé. Cette découverte capitale montre l'intérêt de cette région et la nécessité d'une étude de détail. Celle-ci est menée à bien dans la région de Bellino (au Sud de notre terrain) par A. MICHAUD en 1958. Son travail décrit minutieusement les faciès et confirme l'existence d'une série briançonnaise. Il pose de plus un certain nombre de problèmes nouveaux dont nous aurons l'occasion de parler plus loin.

En 1960 enfin, M. LEMOINE lève les derniers doutes sur le charriage des Schistes lustrés au col du Longet en découvrant une microfaune crétacée dans un hard ground intercalé dans la série à faciès briançonnais.

Maintenant que la discussion sur le charriage des Schistes lustrés semble définitivement close (à moins que l'on en vienne un jour à imaginer un âge tertiaire pour toute la partie de cette formation située entre les bandes du Longet et du Roure) une conclusion s'impose: En dehors des études récentes, seuls aujourd'hui les travaux de FRANCHI (et aussi de STELLA qui s'est contenté d'observer sans édifier de théorie de synthèse) sont suffisamment précis pour être directement utiles, même dans une étude assez étroitement localisée.

ASPECT MORPHOLOGIQUE

DEPOTS QUATERNAIRES

Il faut d'abord souligner la grande différence d'aspect des versants français et italien. Cette disparité est d'ailleurs générale dans toutes les Alpes franco-italiennes où on a partout des pentes très rapides sur le versant italien et beaucoup plus douces vers la France.

Ces différences sont dues à l'effondrement de la plaine du Pô qui a donné une très forte pente aux rivières italiennes et leur a ainsi permis d'avoir un grand pouvoir d'érosion. Celui-ci est particulièrement spectaculaire au Col du Longet où la très large vallée glaciaire de l'Ubaye s'interrompt brusquement sur le versant italien; il est manifeste qu'il y a eu capture de l'ancien cours supérieur de l'Ubaye. Une nouvelle capture, certainement récente, amène les eaux des Laghi Bes vers l'Italie alors que ceux-ci se trouvent encore au niveau et dans le prolongement de la vallée de l'Ubaye.

Rapports de la Morphologie et de la Lithologie

Le surcreusement du versant italien et le pendage presque uniforme des couches à 30° vers l'Ouest font qu'on observe la tranche des strates en Italie alors qu'en France la surface topographique est souvent parallèle à leur pente. Ceci explique que les calcschistes (SLc) donnent en Italie de véritables falaises, par exemple à l'Ouest de la Rocca del Nigro ou de la Tour Real, alors qu'en France, au Nord de l'Ubaye, les mêmes formations se trouvent sur des pentes douces et herbeuses,

comparables à celles qu'on observe dans les niveaux les plus schisteux (SLp) du versant italien au Nord du Torrente Fiutrusa.

De façon générale cependant, les formations les plus résistantes, celles qui constituent donc les principaux reliefs et les falaises abruptes, sont les calcaires (et quartzites lorsqu'ils existent): Costa Ferra, Monte Salza, Bric de Rubren (Mongioia). Les Prasinites forment également des reliefs importants: Tête des Toillies (Roc della Niera). Les arkoses à disthène sont les terrains les plus résistants du Permien et affleurent sur des crêtes mais celles-ci ne sont jamais très aigües.

Végétation

En pays de montagne, elle dépend de l'existence d'un sol et surtout du climat, c'est-à-dire de l'altitude.

Ceci explique que nous ne rencontrons d'arbres que sur les pentes les plus basses du versant italien (au-dessous de 2300 m environ). Dans ces mêmes régions et un peu au-dessus, on a le plus souvent de belles prairies sur les versants et dans le fond des vallées: Torrente Fiutrusa, Varaita, Ubaye en aval de la crête de la Cula. Les parties les plus hautes ne comportent qu'une maigre végétation herbacée et très souvent la roche vive est entièrement dénudée ainsi que les éboulis et moraines.

Dépôts et reliefs glaciaires

Les traces de glaciation sont beaucoup plus nettes sur le versant français qu'en Italie, ce qui s'explique par l'érosion intense qui a puissamment surcreusé le versant italien dans une période très récente (et encore actuellement).

Les marques d'une glaciation ancienne subsistent dans la haute Ubaye. Au Col du Longet on voit très bien la large vallée en U avec sa moraine de fond (remaniée par le réseau hydrographique actuel) et les lacs qui s'y sont installés dans des dépressions peu profondes (Lac Longet français). Le Vallon du Loup se rattache probablement à une glaciation plus récente. C'est là qu'on observe les plus belles moraines de notre région. Elles offrent d'énormes accumulations de blocs rocheux de toutes tailles et de toutes natures (nous y avons même observé quelques échantillons assez importants d'une anagénite permienne typique, peu schisteuse, à gros quartz roses, dont il nous a été impossible de retrouver le moindre affleurement en place). Ces dépôts ont été apportés par des glaciers descendant des cirques bien visibles sur les faces Nord du Bric de Rubren et du Monte Salza. La disparition de ces glaciers est certainement récente car il existe encore des neiges persistantes dans ces régions.

La presque totalité de la zone située entre l'émissaire du lac du Loup et les laghi Bes a dû être autrefois recouverte par un glacier important, on n'y trouve en effet aucun relief élevé et les roches moutonnées et polies striées n'y sont pas rares.

Les dépôts glaciaires sont assez courants sur le versant italien, mais ils n'atteignent jamais l'ampleur de ceux que nous venons de voir en France. Ils se réduisent généralement à des moraines de névés au pied des éboulis et à de petites moraines glaciaires dans de nombreux cirques. Le Lagho Nera est installé derrière un verrou qui coupait un petit glacier descendant du cirque de La Tour Real vers le Nord-Ouest.

Eboulis

Ils sont extrêmement nombreux; certains sont très importants; ainsi ceux qu'on trouve à l'Est de la Tête des Toillies (Schistes lustrés calcaires et prasinites), dans la région de la Cima di Pienasea (Permien), au Nord du Monte Ferra (Arkoses à disthène), etc,....

En raison de la haute altitude, l'érosion actuelle (provoquée en particulier par le gel) est encore très forte ce qui fait que ces éboulis sont toujours alimentés et ne sont généralement pas fixés, sauf dans les parties les plus basses.

Solifluxion - Glissements

Les phénomènes de solifluxion sont très courants sur les pentes relativement peu inclinées, surtout si l'altitude est forte. Ils produisent alors des arcs très nets comme, en particulier, sur les Schistes lustrés au Nord du Passo di Fiutrusa.

On trouve des figures de ce type dans le petit bassin fermé du Lagho di Mongioia; mais ce bassin est surtout caractérisé par les magnifiques sols polygonaux qu'on peut y observer: Les polygones peuvent atteindre 2 m de diamètre; l'intérieur, recouvert de plaquettes de calcschistes disposées à plat, est bordée par des accumulations de pierres dressées formant souvent de véritables petites murettes hautes d'une vingtaine de centimètres. D'autres sols polygonaux, beaucoup moins développés, existent dans la région située au Nord du Colle del Lupo.

Des phénomènes de glissement se produisent souvent dans les éboulis et affectent parfois un matériel important: C'est ainsi qu'on observe de grandes "loupes" correspondant à des

glissements récents à l'Est du Passo di Fiutrusa, dans la Costa Buscet, etc.....

Cônes de déjection - Terrasses d'alluvions

Les éboulis sont fréquemment remaniés, dans leurs parties les plus basses, par les torrents et ceux-ci entraînent alors leur matériel pour former des cônes de déjection. Les plus caractéristiques sont ceux (de faible importance) qui existent sur la pente descendant^{vers}/le lagho Bleu à l'Ouest. On voit fort bien que ces cônes ont progressé en comblant une partie du lac. Des cônes de déjection du même type, mais beaucoup plus étendus, s'étalent sur les pentes dominant la Varaita, à l'Ouest et au Nord-Ouest de Chianale; ils sont cependant le plus souvent en grande partie fixés par la végétation.

Les torrents peuvent également abandonner les alluvions qu'ils transportent pour former de petites plaines à caractère plus ou moins deltaïque (au Nord du Lagho Bleu) ou pour édifier de véritables terrasses alluviales, telles celles qu'on observe sur la Varaita juste en amont de Chianale qui dominant le torrent actuel d'environ 1 mètre: Ce sont des terrasses récentes résultant de l'inondation de 1957.

A
 LA SÉRIE SILICEUSE
 PALEOZOÏQUE ET WERFENIENNE

Contrairement à ce qui se passe plus au Sud, l'axe de la "fenêtre" briançonnaise d'Acceglio est ici formé presque uniquement d'arkoses et de schistes. Dès 1899 cependant, FRANCHI avait montré qu'il s'agissait encore de Permo-carbonifère: "Malgré le passage lithologique rapide d'un complexe d'anagénites et de quartzites avec peu de micaschistes et de gneiss (Val Bellino) à un complexe dans lequel les micaschistes, lorsqu'ils ne sont pas prédominants, ont au moins la même importance que les quartzites et les anagénites (Colle del Lupo, col Longet), la continuité de la zone ne peut être mise en doute; de sorte que les schistes micacés noduleux du col Longet sont bien permo-carbonifères". Cette datation n'a pas été contestée depuis.

Nous examinerons successivement :

- <u>Arkoses à disthène</u>	(ad)	
- <u>Gneiss associés</u>	(Ga-Gm)	Permo
- <u>Schistes conglomératiques quartziteux</u>	(scq)	Carbonifère
- <u>Séricito et chlorito schistes</u>	(scs)	
- <u>Quartzites micacés albitiques</u>	(qma)	
- <u>Prasinites lawsonitiques</u>	(p ¹)	
- <u>Schistes quartziteux</u>	(SQ)	Permien sup.
- <u>Anagénites</u>	(an)	
- <u>Quartzites</u>	(qz)	Werfénien

I - ARKOSES A DISTHÈNE JADEÏTE

L'aspect noduleux de certaines parties de cette formation avait retenu l'attention de STELLA dès 1894 et KILLIAN lui donnait un âge permo-carbonifère qui fut confirmé par FRANCHI. L'étude de A. MICHARD (1958) a montré que les nodules étaient surtout formés de ^{Jadeïte} disthène et que ce minéral n'était pas localisé aux seuls facies noduleux mais était réparti dans toute la formation.

Ces roches constituent l'essentiel du Permien de notre zone et y affleurent largement du Monte Ferra au col du Longet en une grande bande continue dont la largeur se réduit fortement à l'Est du Monte Salza mais qui s'épanouit ensuite au Sud du col du Longet avant de disparaître un peu plus au Nord dans le Vallone Biancetta.

Les roches de cette formation ont été longuement décrites par A. MICHARD qui y distinguait 3 variantes. Parmi celles-ci, nous avons essentiellement observé:

- les arkoses compactes fines (son faciès b) et
- les bancs à nodules de disthène (faciès c)

le faciès a) par contre (faciès pseudo gneissique avec yeux de quartz, orthose ou disthène), nous a paru absent. Il n'est cependant pas impossible, comme on le verra plus loin, qu'il soit à mettre en rapport avec nos schistes conglomératiques quartziteux.

Le disthène est constant dans l'ensemble de la formation mais il est souvent ^{très} altéré.

Ces roches sont en général assez leucocrates; bien que massives elles sont peu résistantes et les arêtes qu'elles forment ne sont jamais très aigües. Leur patine est brun clair, légèrement verdâtre.

a) Faciès noduleux

Comme l'a montré A. MICHARD (1958), les nodules sont en fait de véritables galets bien qu'ils présentent des limites floues dues à l'accentuation de l'altération du disthène à leur périphérie. A l'affleurement, ils se présentent toujours avec des contours arrondis; leur couleur est claire, d'un blanc bleuté ou verdâtre caractéristique.

On constate que les bancs noduleux apparaissent brusquement au milieu des arkoses fines par augmentation progressive, quoique très rapide, de la taille des nodules, laquelle passe de celle d'un simple cristal de disthène à celle d'un galet pouvant atteindre 8 à 10 cm. Ces bancs ont toujours une extension assez réduite.

L'étude microscopique de ce faciès nous montre:

- du disthène en grands cristaux xénomorphes (Pl. 17, fig 2)
- très fréquemment des plages altérées qui, comme l'a montré A. MICHARD, bien que n'étant plus caractérisables par des mesures optiques, sont certainement d'anciens disthènes car on voit tous les intermédiaires entre elles et le disthène frais: Il y a d'abord altération dans les clivages ne laissant que des faucules de disthène puis celles-ci disparaissent peu à peu.

L'altération se fait en une sorte d'amas "sériciteux" polarisant dans les jaunes-orangés du premier ordre. On voit même, au stade le plus avancé, s'y développer de petits cristaux de micas blancs d'aspect peu homogène, bien visibles grâce à leurs teintes de polarisation plus élevées.

Il nous a semblé que, dans l'un de nos échantillons, il pouvait y avoir aussi remplacement du disthène par de la chlorite. Celle-ci est bien verte quoique peu pléochroïque. Elle coexiste alors, de façon assez diffuse, avec la "séricite".

En dehors de ce disthène, les nodules contiennent:

- Du quartz cimentant souvent les plages de disthène cassées et remplissant les interstices.
- Des micas blancs se présentant en amas de petites lamelles mal cristallisées, l'ensemble étant très chargé en leucoxène et en autres pigments ferrugineux.
- Quelques petits cristaux de chlorite.
- Des restes de biotite assez mal cristallisés, le plus souvent étroitement associés à la chlorite.
- Des Feldspaths qui sont parfois assez nombreux:

Orthose très rarement mâclée Karlsbad
Plagioclases, généralement avec mâcles polysynthétiques.

L'étude statistique des angles d'extinction montre qu'il s'agit d'albite. Les cristaux ont un aspect tout à fait xénomorphe; ils ont une structure poecilitique avec inclusions de quartz et surtout de séricite et de micas blancs. Ils sont fréquemment mal mâclés en ce sens que les lamelles de mâcle sont peu continues et subissent souvent des mutations qui modifient leur épaisseur.

Cette albite est associée au quartz pour cimenter les cristaux de disthène.

On trouve aussi accessoirement:

- de l'apatite souvent incluse dans le disthène
- du leucoxène et de la limonite
- parfois un peu de glaucophane très cassé
- parfois également de l'ankérite automorphe (sections de rhomboèdres bien nettes) en inclusion dans le disthène.

b) Le Faciès fin

Il est caractérisé par les mêmes minéraux que le type précédent; le disthène est cependant beaucoup moins abondant, parfois absent et il est très altéré. Ce faciès présente en outre une orientation très nette des phyllites, laquelle détermine une schistosité qui n'existait pas dans les nodules.

On peut observer également les modifications suivantes:

- le quartz prend une grande importance et constitue le fond granoblastique de la roche
 - les micas blancs forment de belles lamelles souvent plissées, alternant parfois avec des lamelles de chlorite dans le même édifice cristallin
- De plus, on trouve assez fréquemment:
- des petits cristaux d'hématite et de zircon
 - du stilpnomélane en petites aiguilles brunes groupées en amas d'allure radiée (Pl. 17, fig 1)

Origine de la formation

Un problème important se pose tout d'abord: les feldspaths sont-ils détritiques ou de néoformation ?

Considérons d'abord les plagioclases. En dehors de quelques plages très altérées et peu reconnaissables, ceux-ci se réduisent à l'albite que nous avons décrite. On constate que cette albite est limpide, qu'elle contient de nombreuses inclusions y compris de la "séricite" semblant bien provenir de l'altération du disthène; qu'elle ne paraît pas avoir subi de déformations tectoniques et enfin, qu'elle est souvent liée au quartz pour combler les cassures dues à la cataclase alpine. Il semble donc que l'on puisse conclure à une cristallisation secondaire de ce minéral.

Il n'en est pas de même pour l'orthose: celle-ci est presque toujours salie par des minéraux d'altération; sans être automorphe, elle présente généralement une forme assez massive et non interstitielle; enfin elle est parfois cassée et ressoudée par du quartz et, en tout cas, elle montre souvent des clivages très bien marqués ce qui traduit certainement des con-

traintes mécaniques. Tous ces caractères nous amènent à conclure à une origine détritique pour ces orthoses.

Le quartz doit dans le faciès fin, être en grande partie détritique, bien qu'une partie en ait été remobilisée.

Le disthène quant à lui est certainement détritique, car il n'a pu se former dans les conditions du métamorphisme alpin. Ceci est d'ailleurs confirmé par l'observation de ses cristaux cassés et altérés.

Au total donc la formation est essentiellement détritique, comme le laissaient d'ailleurs prévoir les "nodules" de disthène, et le terme d'arkose est justifié par les feldspaths potassiques primaires. On observe d'ailleurs assez souvent, en lame mince, des plages d'allure ocellée dont la composition minéralogique est légèrement différente de celle du reste de la roche et qui représentent certainement d'anciens galets laminés. Les plus caractéristiques sont uniquement quartzeux avec en général un gros cristal central à extinction roulante entouré d'autres cristaux plus petits.

Avant le métamorphisme alpin, cette roche devait donc être une arkose banale avec comme seule particularité, la présence de disthène. Nous ne discuterons pas ici de l'origine possible de ce disthène, notre étude ne nous ayant fourni aucun élément à cet égard (voir A.MICHARD 1958).

II - LES GNEISS

Il faut en distinguer 2 sortes différentes:

- les gneiss albitiques qui correspondent à des lits particulièrement riches en albite de néoformation dans les arkoses précédentes
- les gneiss à microcline dont l'origine est moins claire

1) Gneiss albitiques

Nous avons observé 2 types d'affleurement de ces gneiss: le premier se présente sous forme de lits compacts généralement clairs dans la formation des arkoses à disthène. On le trouve essentiellement au Sud et au Nord Ouest de la Cima di Pienasea et aussi, quoique plus rarement, tout le long du Vallone del Lupo jusqu'aux Laghi Bes.

Dans ce type les lits ont une puissance variant de 1 cm jusqu'à 1 mètre environ. Ils n'ont qu'une extension et une continuité longitudinale assez faible qui cependant, par comparaison avec leur épaisseur leur donne bien un aspect de lits et non de lentilles.

Ces gneiss interrompent brutalement la série arkosique et les termes de passage sont toujours très réduits. Leur aspect massif et leur couleur presque blanche tranchent nettement au milieu des arkoses plus sombres et plus schisteuses.

Au Sud de la Cima di Pienasea, nous avons pu observer des alternances répétées de petits lits d'arkoses et de gneiss, d'épaisseur centimétrique, donnant à l'ensemble un aspect rubané qui évoque curieusement celui des prasinites permiennees

toutes proches.

Le deuxième type se différencie du précédent par sa disposition sur le terrain en une masse importante et homogène et non plus en lits interstratifiés. Nous l'avons observé au Nord de la cote 3087 sur l'arête Est du Monte Salza. Ce type ne présente pas de différence pétrographique appréciable avec le premier; il prend cependant parfois un faciès ocellé (Yeux d'albite avec un peu de quartz) qui n'existait pas dans le type précédent.

Au microscope, ces gneiss montrent: (Pl. II, fig 3)

- du quartz granoblastique
- de l'albite poecilitique souvent peu ou mal mâclée
- du disthène très altéré, abondant en général
- du mica blanc souvent en grandes lames (presque uniaxe)
- de la chlorite en belles plages vertes, alternant parfois avec le mica blanc dans le même édifice cristallin
- et accessoirement : Apatite, zircon, leucoxène et limonite

Comme on le voit ces roches sont voisines des arkoses dont elles ne se distinguent guère que par:

- La grande abondance de l'albite
- L'importance plus faible des micas qui ont cependant une taille généralement plus grande que dans l'arkose.

D'autre part, l'aspect macroscopique de ces gneiss et l'abondance du disthène conduisent à les rapprocher des nodules de l'arkose plus que du faciès fin.

2) Gneiss à microcline

Nous n'en avons observé qu'en trois endroits: Au Sud du Monte Ferra, à la cote 3087 à l'Est du Monte Salza et sur le promontoire séparant les deux Laghi Bes.

Ces roches sont absolument indiscernables sur le terrain des gneiss albitiques, leur aspect étant tout à fait identique.

Au microscope, on constate cependant la présence de microcline assez abondant. Ce minéral, bien caractérisé par ses mâcles polysynthétiques de l'albite et du péricline, peut se présenter en petits cristaux xénomorphes dispersés dans l'ensemble de la roche, mais il peut aussi parfois (dans l'affleurement du Monte Salza et surtout au Monte Ferra) se trouver en amas de grands cristaux donnant un faciès oeilé nettement visible (Pl. 17, fig 4)

En dehors du microcline, ces roches contiennent:

- du quartz abondant, en petits grains ou interstitiel
- des micas blancs en lamelles fines (séricité) très chargés en minéraux opaques. Ces micas sont peu orientés.
- Des plages très altérées dont l'aspect évoque les stades les plus avancés de l'altération du disthène que nous avons observés dans les arkoses. On distingue parfois, mais très rarement des restes de disthène encore intact se présentant sous forme de petites facules alignées
- De l'albite non mâclée, souvent poecilitique, parfois en petits cristaux mêlés au quartz.
- Et aussi du leucoxène et de la pyrite.

Origine de ces gneiss: Comme l'a signalé A. MICHARD qui a étudié en détail ces roches sur des affleurements plus étendus, on voit parfois un cristal/microcline se développer sur le bord d'une masse damouritique (ancien disthène) avec de nombreuses inclusions de séricite. Ces inclusions, ainsi que d'autres (Quartz), existent d'ailleurs souvent dans toute la masse des microclines. Il semble donc que le microcline se soit développé secondairement aux dépens de du disthène ce qui nécessite un certain apport de potassium.

D'autre part les cristaux de microcline peuvent présenter une altération argileuse assez forte, ils peuvent également être cassés et ressoudés par du quartz ou même parfois par de l'albite. Ceci suppose que le microcline est anté-alpin.

On aurait donc eu successivement:

- Dépôt de sédiments à disthène
- Formation de microcline
- Métamorphisme alpin

Cette suite de phénomènes s'explique aisément si l'on considère que la roche originelle est ante-hercynienne.

Cependant A.MICHARD, se référant à l'opinion émise dès 1898 par S.FRANCHI, pensait qu'il ne s'agissait en fait que de certaines parties de la formation des arkoses à disthène. Cette hypothèse nous paraît très vraisemblable étant donné que, dans les affleurements que nous avons observés:

- Au Monte Salza, le gneiss à microcline est en rapports étroits avec un gneiss albitique auquel il semble passer progressivement.
- Aux Laghi Bes, il se présente comme un lit interstratifié dans la formation arkosique exactement comme la plupart des gneiss albitiques.

Dans ces conditions, l'arkose à disthène n'étant pas polymétamorphique et étant dès lors logiquement considérée comme datant du Permien inférieur ou au maximum du Carbonifère supérieur, on est amené à rapprocher nos gneiss à microcline des gneiss du Sapey décrits par F.ELLENBERGER (1958) et à invoquer des phénomènes similaires pour leur formation.

Il semble en effet que, comme ceux du Sapey, nos gneiss se soient développés au sein d'une assise qui, elle, n'était pas alors touchée par le métamorphisme; d'autre part, ils sont

indépendants du métamorphisme alpin et il ne semble pas possible qu'il s'agisse de lames tectoniques. Le phénomène de migmatisation serait bien comparable dans les deux cas et d'âge probablement permien.

Cependant nos gneiss sont à microcline ce qui semblerait les rapprocher des gneiss "hercyniens" du Grand Paradis (R. MICHEL 1953) plutôt que des gneiss permien du Sapey qui sont à orthose. On pourrait aussi songer à les rapprocher des gneiss de Serre Chevalier (4° écaïlle) pourtant considérés comme polymétamorphiques par P. TERMIER

III -- SCHISTES CONGLOMERATIQUES QUARTZITEUX

Au Sud et à l'Est de la Cima di Pienacea, on observe un extraordinaire mélange de faciès différents. Il y a là des bancs et des lentilles de schistes, d'arkoses à disthène (qui prennent même souvent le faciès noduleux), de gneiss albitiques et de quartzites albitiques. Les bancs ont en général quelques mètres d'épaisseur et leur extension longitudinale est très variable puisqu'on peut observer de véritables lentilles (surtout de quartzites).

L'aspect général de la formation n'évoque cependant pas une mylonite et l'examen microscopique ne révèle pas une cataclase particulièrement forte. Dans ces conditions, il semble difficile d'attribuer les variations pétrographiques de cet ensemble à la tectonique. Nous aurons donc tendance à leur attribuer une origine sédimentaire.

Si l'on admet cette hypothèse, on peut encore envisager deux possibilités:

1) La formation résulte d'un remaniement de différents termes de la série permienne qui, postérieurement à leur dépôt, ont été repris et resédimentés ensemble (la sédimentation finale, très grossière, ayant eu un caractère plus ou moins bréchique).

2) Le dépôt de cette "brèche" est primaire et s'est effectué en même temps que celui des arkoses (peut-être vers le sommet de cette dernière formation).

Cette deuxième hypothèse nous semble d'autant plus vraisemblable que la présence de lits gneissiques dans les arkoses à disthène montrait déjà le caractère hétérogène de cette formation (La gneissification ayant certainement affecté des roches déjà différenciés à l'origine).

On constate d'autre part qu'il y a passage progressif des schistes conglomératiques aux arkoses par diminution de l'importance et du nombre des éléments non arkosiques.

A. MICHARD a d'ailleurs décrit, dans les arkoses, un faciès (son faciès a) contenant des galets quartzeux (Quartz cataclasé ou quartzites en partie recristallisés). On peut concevoir que ce faciès puisse prendre un aspect vraiment bréchique à la faveur d'une très forte augmentation de taille des éléments quartzeux.

Il semble donc que ces schistes conglomératiques correspondent à une véritable brèche permienne qui, à notre avis,

peut être considérée comme une partie des "arkoses s.l." dans laquelle la sédimentation aurait eu un caractère très grossièrement détritique.

IV - SERICITO ET CHLORITO-SCHISTES

Ces roches permienes sont très banales dans notre région: On les trouve ainsi: au Nord du Passo di Fiutrusa, le long du flanc est du Monte Salza, entre la Cima di Pienasea et le Lagho delle Cavale, le long du Vallone Biancetta au Nord du Col du Longet, etc...

Ce sont des roches schisteuses vertes, assez souvent piquetées de points blancs qui correspondent à des porphyroblastes d'albite. Elles sont peu résistantes et forment rarement des crêtes. Ces schistes ont été soigneusement étudiés par A. MICHARD dans la région de Bellino (1958). Ceux qui affleurent sur notre terrain ne semblent différer de ceux de la partie médiane de la zone d'Acceglia Longet que par une richesse moins grande en albite.

Pétrographie: Comme plus au Sud, ces schistes contiennent des lentilles de quartz correspondant probablement à d'anciens galets écrasés.

On peut voir, par examen microscopique, que la roche est essentiellement formée de lits successifs: (Pl. 18, fig 1)

- De quartz en petits cristaux granoblastiques engrenés
- Et de phyllites: mélange de lamelles fines de chlorite et de micas blancs, lesquels sont souvent brunâtres en lumière naturelle. Ces phyllites sont chargées de leucoxène et de traînées de minéraux opaques variés. On a parfois des cristaux automorphes de pyrite. Par exsudation à partir de minéraux opaques, on peut avoir des phyllites brunes.

On voit parfois des lamelles successives "polysynthétiques" de chlorite et de mica blanc dans le même édifice cristallin; il s'agit vraisemblablement d'un phénomène d'épitaxie. Les micas prennent parfois une très grande importance, les lits quartzeux se réduisant alors à quelques lentilles (Pl. 18, fig 2)

On trouve en plus:

- Quelques cristaux isolés d'apatite
- De la tourmaline qui est courante avec deux types de cristaux; jaunes verdâtres, xenomorphes et cassés (ante alpin) ou bleus, généralement automorphes, bourgeonnant parfois à partir des précédents (vraisemblablement alpins).

- La calcite et surtout l'ankérite sont présentes; elles comblent souvent d'anciennes fractures avec aussi de la chlorite et de la tourmaline.

- On trouve aussi des plagioclases détritiques très altérés et enfin de l'albite alpine, en grands cristaux poecilites peu mâclés, interrompant les lits phylliteux dont la trame se poursuit parfois par des trainées opaques incluses dans l'albite.

L'importance de cette albite est le plus souvent faible, mais elle existe cependant en abondance dans certains faciès.

On observe également que certains niveaux de ces schistes peuvent se charger en épidote (pistacite) ou en glaucophane bien coloré. Dans ce dernier cas, il s'agit presque toujours de schistes se trouvant assez proches de prasinites lawsonitiques.

Origine de la formation - Age relatif : Comme on l'a vu, le caractère détritique de ces roches ne fait aucun doute.

Avant le métamorphisme alpin il s'agissait vraisemblablement de grès argileux et micacés. A. MICHARD y a trouvé des galets de roches éruptives altérées, aussi, considérant en outre la richesse en chlorite et en leucoxène de cette formation, il tend à y voir un sédiment provenant de la destruction d'une ancienne roche éruptive.

Le contact de ces schistes avec les arkoses à disthène est généralement peu tranché, progressif, aussi aurons-nous tendance à considérer que ces deux faciès font partie du même ensemble (Permien inférieur, descendant peut-être dans le Carbonifère). D'autre part, la liaison de ces schistes avec les schistes quartzeux qui sont certainement stratigraphiquement

supérieurs amène à penser qu'ils se situent à la partie supérieure de ce "Permien inférieur".

V - QUARTZITES MICACÉES ALBITIQUES

Nous avons trouvé ces quartzites entre le lac du Loup et le Lagho Bleu et également au Nord de celui-ci. Il en existe aussi à l'extrême Nord de la bande d'Acceglio-col du Longet, le long de la Costone della Niera.

Ces roches font partie du même ensemble que les schistes précédents; en fait, comme l'a fait remarquer A. MICHARD (1958), ce ne sont que des passées particulièrement quartziteuses de ces schistes chloriteux et sériciteux. Cependant, dans son schéma de la stratigraphie de la série siliceuse, cet auteur place les quartzites albitiques à la partie supérieure des schistes micacés, ce qui nous paraît très justifié si l'on considère la position de leurs affleurements: Dans la région du lac du Loup, il y a liaison entre ces quartzites et les schistes quartzeux, lesquels sont certainement stratigraphiquement au dessus des schistes micacés. Au Nord du Lagho Bleu, on peut observer la succession: arkoses à disthène - schistes micacés - quartzites micacés albitiques - marbres chloriteux. A la Costone della Niera enfin, nos quartzites surmontent les schistes micacés (avec passage progressif).

Pétrographie: Ces roches sont assez massives. On les distingue facilement de loin des roches encaissantes grâce à leur patine souvent jaune ou même de teinte rouille, ce qui est dû à l'oxydation des minéraux ferrugineux qui sont abondants dans les lits micacés.

La masse de ces quartzites est en général très claire, blanchâtre, mais on constate que certains niveaux (en particulier dans l'affleurement au Nord du Lagho Bleu) peuvent prendre une teinte beaucoup plus foncée, presque noire et un éclat un peu métallique, ce qui traduit leur très grande richesse en minéraux opaques (de Fer et peut-être aussi de Manganèse). Enfin ces quartzites présentent très souvent des lentilles ou des petits filons de quartz en très grands cristaux.

L'examen microscopique confirme que ces roches sont essentiellement quartzitiques avec en outre:

- des micas (chlorite et surtout micas blancs) formant des lits peu continus et très plissotés.
- de l'albite en grands phénoblastes xénomorphes poecilites qui présentent parfois des mâcles polysynthétiques. Cette albite peut prendre une très grande importance.
- des minéraux opaques formant le plus souvent des trainées dans les lits phylliteux, parfois intersticiels dans le fond quartziteux.

Dans la région du lac du Loup, on a observé que ces quartzites peuvent remanier les arkoses à disthène sous jacentes. Ils contiennent alors un peu de disthène (parfois des nodules) sur quelques décimètres d'épaisseur.

VI - PRASINITES LAWSONITIQUES

Ces roches ont été observées par A. STELLA dès 1895; l'année suivante S. FRANCHI mettait en évidence leur originalité en y découvrant de la lawsonite. A. MICHARD a étudié les affleurements situés entre le Monte Ferra et le Passo di *Fiutrusa*.

En plus de ces affleurements, nous avons retrouvé d'assez nombreux gisements de ces roches depuis le Sud de la Cima di Pienasea jusqu'au Lagho Bleu, surtout sur les crêtes de la rive droite du Vallone del Lupo.

Pétrographie : Sur le terrain ces roches se présentent tout à fait comme des prasinites des Schistes lustrés. Comme ces dernières, elles sont vertes ou bleues, d'aspect très massif même lorsqu'elles sont litées, ce qui est assez fréquent mais nullement général. Dans ce cas on a des lits successifs généralement peu épais (quelques millimètres en moyenne) de couleurs différentes: bleus, verts et blancs. La surface extérieure de ces roches présente le plus souvent des formes arrondies avec une patine vert clair, parfois un peu rougeâtre.

L'examen microscopique montre que la composition de ces prasinites peut varier de façon assez importante.

1) Le Faciès lité. Il a déjà été décrit par A. MICHARD. Nous le trouvons avec son aspect le plus typique, immédiatement au Nord du Colle del Lupo. On y voit:

- des lits essentiellement quartzo micacés (blancs) (Pl. 19, fig 1)
- des lits à chlorite dominante (verts)
- des lits surtout formés de glaucophane (bleus) (Pl. 19, fig 2)

Tous ces lits comportent les mêmes minéraux, mais avec une importance relative très variable:

- le quartz, granoplastique ou intersticiel, est surtout abondant dans les lits blancs. Il forme parfois de petites lentilles dans les lits colorés.
- l'albite intersticielle ou en phénoblastes poecilites, n'est relativement abondante que dans les lits blancs. Elle n'est pratiquement jamais maclée. On trouve parfois des cristaux à clivage bien marqué, altérés en séricite, qui sont vraisemblablement des plagioclases ante alpins.
- la chlorite en petites lamelles forme l'essentiel des lits verts mais est rare ailleurs.
- la séricite est très courante partout.
- la lawsonite est présente dans tous les lits en phénoblastes automorphes (rectangles, parfois losanges) bien caractéristiques quoique généralement très altérés. Elle peut parfois devenir l'élément dominant dans les lits blancs.

- les petits grenats sont également présents dans tous les lits, mais surtout les lits blancs (pas dans tous les échantillons cependant). Ils sont très chargés en leucoxène et en petits grains d'hématite; ils sont très fréquemment cassés et recimentés par du quartz avec parfois de l'épidote ou du glaucophane.
- le sphène en petits cristaux est lui aussi courant dans toute la roche. Il est souvent associé à du rutile; on observe, dans ce cas, un assez gros cristal xénomorphe de rutile complètement entouré de petits sphènes. Ces "amas titanifères" peuvent prendre une grande importance.
- le glaucophane forme l'essentiel des lits bleus, il est encore assez abondant dans les lits verts mais rare dans les blancs. Il se présente en cristaux xénomorphes souvent effilochés. Ses couleurs en lumière naturelle sont très pâles et peu visibles: Z bleu, Y rose violacé, X incolore. Toutes les sections ont un allongement positif, il s'agit donc de glaucophane s.str.
- On trouve accessoirement quelques cristaux de zircon ou d'apatite.

Nous avons observé au Monte Ferra une variété de ce faciès qui n'a plus que deux sortes de lits: colorés (avec association de chlorite et de glaucophane) et blancs (lesquels comportent une assez forte proportion de calcite).

2) Faciès massif bleu ou vert: a) bleu: Comme on pouvait s'y attendre, ce faciès est le plus souvent identique aux lits bleus du faciès lité.

On y trouve du glaucophane s.str., de la séricite, de la lawsonite, des associations sphène-rutile, un peu de chlorite, de quartz et d'albite, parfois du grenat, accessoirement apatite, zircon, hématite et pyrite, calcite.

Dans ce faciès, le glaucophane (toujours extrêmement pâle presque incolore dans toutes les orientations) peut prendre une très grande importance et former la presque totalité de la roche avec cependant quelques grandes plages formées de petites lamelles de chlorite juxtaposées avec des orientations variables. On a également quelques rares petits cristaux de quartz ou d'albite, un peu de pistacite et des associations rutile sphène.

b) le faciès massif vert est généralement caractérisé par un mélange de glaucophane et de chlorite avec de la séricite abondante et de l'épidote (pistacite) également assez courante.

On a en plus, comme d'habitude: quartz et albite poecilitique non mâclée (relativement rares), lawsonite, rutile-sphène et aussi calcite, zoïsite.

En gros tous les types que nous venons de décrire (1 et 2) ont les caractéristiques suivantes:

Glaucophane et parfois chlorite abondante

Albite rare

Présence presque constante de lawsonite et d'associations rutile-sphène qui constituent des repères minéralogiques nous permettant de distinguer au microscope nos prasinites permienes de celles que nous avons trouvées dans les Schistes lustrés, puisque dans ces dernières, nous n'avons jamais observé ces minéraux.

On peut remarquer que d'après la nomenclature de V. NOVARESE (1895), ces roches, ne contenant que peu de feldspaths, ne doivent pas être classées dans les prasinites. Il faut les nommer Amphibolites, Schistes amphiboliques et chloritoschistes.

3) Faciès albitique? Il existe cependant à divers endroits et en particulier dans le grand affleurement situé au Nord du Colle del Lupo des prasinites vraies, vert clair tacheté de blanc qui sont caractérisées par une abondance d'albite en grandes plages souvent mâclées.

Ces roches sont assez spéciales puisqu'on y observe le plus souvent de l'actinote dont on voit parfois des intermédiaires avec le glaucophane (Pl. 19, fig 3)

On y trouve également: épidote, zoïsite, quartz, chlorite, pyrite, apatite et surtout des associations rutile-sphène qui permettent de rattacher ces roches aux précédentes.

Tous les types de roches observés étant étroitement liés, nous avons conservé le terme de prasinite pour désigner l'ensemble de ces roches vertes permienes.

Mode de gisement

Dans les affleurements du Monte Ferra décrits par A. MICHARD, ces roches ont une apparence nettement intrusive puisqu'on les trouve intercalées sans transition dans les schistes permiens. Il n'en est plus de même dans les affleurements situés plus au Nord, où l'on observe fréquemment, comme l'avait déjà noté A. STELLA (1895), le passage des prasinites aux schistes ou aux arkoses par l'intermédiaire de roches qui, bien que gardant tout d'abord l'aspect des prasinites, deviennent de plus en plus schisteuses puis perdent peu à peu leur couleur verte. Le passage se fait généralement en quelques décimètres, parfois jusqu'à 4 ou 5 mètres.

Des lames minces successives faites dans les roches de la zone de transition nous ont permis d'observer le mécanisme de celle-ci.

1) - L'importance du fond chloriteux et sériciteux augmente rapidement pendant que la proportion de glaucophane diminue il faut remarquer d'ailleurs que ce glaucophane prend des teintes beaucoup plus foncées que dans la prasinite vraie (il s'agit cependant toujours de glaucophane s.str.). L'albite et le quartz restent rares, la lawsonite disparaît, les associations sphène-rutile subsistent

2) - La proportion de glaucophane (toujours avec des teintes foncées) devient faible par rapport à celle du fond micacé. Le quartz, en petits grains disséminés, prend de l'importance. Le rutile existe toujours mais son "auréole" de sphène est transformée en leucoxène. On a parfois de la tourmaline dès ce stade.

3) - Le fond micacé devient très riche en quartz et l'ensemble prend un aspect nettement détritique. La calcite n'est pas rare. Cette roche ne se distingue plus d'un schiste permien normal que par la présence de glaucophane tout de même encore assez abondant et par celle de grosses masses xénomorphes de minéraux opaques: oligiste (et très probablement ilménite) et leucoxène qui proviennent certainement en bonne partie du rutile (celui-ci subsiste parfois).

On observe fréquemment, à proximité immédiate des prasinites, un faciès tout à fait particulier dans les schistes permien: il se caractérise par le développement de grandes lentilles de quartz formées de petits grains en voie de recristallisation (pour certaines orientations de la lame mince, on ne voit plus qu'une seule grande plage de quartz).

Ces roches ne sont peut-être pas liées aux prasinites mais il n'en est pas moins vrai que nous^{ne}/les avons observées qu'à leur voisinage.

Origine de cette formation

S.FRANCHI, passant rapidement sur les intermédiaires entre schistes et arkoses permien et prasinites, attribuait à ces dernières une origine éruptive. A.MICHARD qui, au Monte Ferra, n'avait pu observer aucun terme de transition, se rangeait tout naturellement à cet avis.

On peut remarquer toutefois la coïncidence qui existe entre les aires d'extension d'une part des petits bancs de gneiss albitiques et d'autre part des prasinites. Si l'on ajoute les schistes conglomératiques permien, on a une vaste zone, s'étendant du Sud de la Cima di Pienasea jusqu'aux Laghi Bes et au Lagho Bleu, qui est caractérisée :

- Par une grande hétérogénéité des roches lesquelles passent progressivement des unes aux autres;

- Par la présence de lits riches en sodium dans des sédiments qui, eux, contiennent peu de minéraux sodiques.

Il paraît logique d'admettre que l'origine première de ces ophiolites ne peut être sédimentaire à cause de l'abondance des minéraux titanés; mais on peut se demander si, d'une façon ou d'une autre, nos prasinites lawsonitiques ne seraient pas "détritiques" soit à partir de roches plus anciennes soit à partir de tufs contemporains.

Il est impossible de se prononcer car la formation a subi des modifications pétrographiques très importantes. Le sodium nécessaire à ces transformations existait peut-être déjà dans la roche originelle ou bien il a pu migrer à partir des roches encaissantes, à la fois vers les prasinites et les gneiss albitiques.

Cependant l'un de nos échantillons, récolté dans un petit affleurement au Sud de la Cima di Pienasea montre, dans un fond bleu, de petits nodules sphériques verdâtres avec une bordure blanche. Le diamètre de ces nodules varie de 2 à 5 mm environ. Leur disposition et leur aspect évoque immédiatement une structure variolitique (Pl. 13, fig 4)

Au microscope, on constate que le fond de la roche est surtout formé de glaucophane avec les associations rutile-sphène habituelles; l'intérieur des "nodules" est essentiellement chloriteux avec un peu de quartz, de glaucophane, de calcite et de lawsonite; la partie externe blanche est surtout formée de lawsonite en cristaux altérés presque jointifs.

On n'observe jamais de structure rayonnante.

Comme on le voit, la nature de cet échantillon est assez énigmatique, mais, même s'il est bien variolitique, il pourrait ne s'agir que d'un galet dans une formation détritique.

L'âge de la formation dépend de l'hypothèse adoptée pour sa genèse.

Si l'on admet une origine intrusive, le fait que ces prasinites se trouvent en contact non seulement avec les arkoses mais aussi avec les schistes chloriteux et sériciteux (avec termes de passage à ces derniers) conduit à les considérer comme postérieurs à ces schistes.

Si ces roches dérivent de coulées ou de tufs contemporains, elles doivent se situer stratigraphiquement vers le haut des arkoses à disthène et entre celles-ci et les schistes micacés.

Si enfin on admet qu'elles sont détritiques à partir, par exemple, de coulées ou de tufs plus anciens, leur âge serait le même que dans le cas précédent avec une précision supplémentaire: il serait en effet logique dans cette hypothèse de les considérer comme contemporains des schistes conglomératiques quartziteux.

Remarques sur le métamorphisme de ces prasinites

Nous avons retrouvé ici les phénomènes de polymétamorphisme alpin décrits par plusieurs auteurs. Comme dans le massif du Grand Paradis (R. MICHEL 1953), la glaucophanisation a précédé l'albitisation (le glaucophane est cassé, parfois

inclus dans l'albite). On peut généraliser cette constatation pour distinguer, comme l'a fait F. ELLENBERGER en Vanoise (1960), deux paragenèses successives:

1) Paragenèse à glaucophane avec grenat et lawsonite (de loin la plus importante ici).

2) paragenèse à albite avec épidote et actinote.

La coexistence du grenat et de la lawsonite implique l'absence dans notre région de la division suggérée en Vanoise par F. ELLENBERGER de la première phase en : un sous-faciès profond à épidote et grenat et un autre moins profond à lawsonite.

VII - SCHISTES QUARTZEUX

Ils affleurent essentiellement et largement sur la falaise dominant au Sud l'émissaire du Lac du Loup. On les trouve aussi au Colle del Lupo et au Nord du Passo di Fiutrusa.

Pétrographie. Ces roches se caractérisent par leur couleur claire et leur patine jaune, rose ou très souvent rouille (oxydation de minéraux ferrugineux). Ils se distinguent des quartzites micacés albitiques par une schistosité beaucoup plus marquée qui en fait des roches peu cohérentes et s'effritant même facilement.

Au microscope, ils ne diffèrent de ces quartzites que par leurs lits phylliteux mieux individualisés et plus continus et par la rareté de l'albite.

Il n'est donc pas impossible que ces roches ne soient que des faciès spéciaux de quartzites micacés albitiques. Elles présentent cependant des contacts bien tranchés avec les schistes chlorito sériciteux, ce qui conduit à penser qu'il doit s'agir plutôt d'une formation postérieure aux quartzites albitiques, d'autant plus que les schistes quartzeux sont souvent

directement recouverts par les Schistes lustrés ou se trouvent en liaison avec des lambeaux de la couverture calcaire (le long de l'émissaire du lac du Loup).

Ces schistes quartzeux doivent donc appartenir à un ensemble postérieur aux schistes chlorito sériciteux et on pourrait penser à les rapprocher des anagénites qui sont absentes là où ils affleurent largement.

Une autre hypothèse consiste à y voir la suite stratigraphique des quartzites micacés (ils seraient alors antérieurs aux anagénites) La complexité de la tectonique empêche malheureusement de vérifier s'il y a discordance entre ces schistes et le Permien inférieur.

VIII - LES ANAGENITES

Elles n'existent que tout à fait au Sud dans la région du Monte Ferra. La coupe 1 en montre deux niveaux: le plus inférieur, épais de 10 mètres, fait partie des écaillés de Costa Ferra; le niveau supérieur, beaucoup plus important, forme le sommet de ces falaises avant de disparaître, coincé sous le Permien inférieur dont les couches présentent un angle indiscutable avec les siennes (Il est difficile de savoir si cette disposition est tectonique ou, ce qui nous paraît plus probable, correspond à une discordance stratigraphique).

Pétrographie. Ces roches n'ont pas le faciès anagénitique typique en ce sens qu'elles sont extrêmement schisteuses. Elles se présentent comme des quartzites phylliteux verts avec des galets de quartz blanc ou rose. Les quartz roses ne sont cependant relativement nombreux qu'à quelques endroits. L'abondance

des phyllites permet un débit en lames à surface d'aspect brillant.

Le caractère très schisteux de ces roches permet de les rapprocher des "Schistes d'Aussois" décrits par F. ELLENBERGER en Vanoise plutôt que des anagénites typiques.

Au microscope leur composition se révèle très simple. On y trouve:

- du quartz en petits grains qui forme l'essentiel de la roche.
- Des micas très fins (séricite) importants et formant des lits nettement orientés.
et accessoirement:
- Du leucoxène abondant.
- Des minéraux opaques disposés de façon quelconque par rapport à la schistosité.
- Quelques grands cristaux d'albite peu mâclée
- De rares orthoses très altérées.

On distingue nettement les galets qui peuvent être quartzeux (un seul grand cristal de quartz) ou être formés de fragments quartzitiques.

On observe sur le terrain que ces anagénites passent progressivement vers le haut aux quartzites blancs werféniens par disparition des galets de quartz rose et par diminution de la teneur en séricite. Cette liaison avec les quartzites et la discordance avec le permien inférieur justifient l'âge permien tout fait supérieur qui a été attribué à cette formation.

IX - QUARTZITES WERFÉNIENS

Comme les anagénites, ces roches sont ici peu développées. On les trouve seulement le long de Costa Ferra où on observe plusieurs niveaux avec une épaisseur maxima de 20 m, et aussi entre Mongioia (Bris de Rubren) et Monte Salza où elles forment un banc épais de 7 à 8 m au milieu d'écaillés de la couverture post triasique briançonnaise.

Stratigraphie: En dehors des niveaux tendant plus ou moins vers les anagénites, ces quartzites sont caractérisés par leur aspect massif et résistant et leur couleur blanche. Leurs affleurements se traduisent toujours par des falaises très abruptes.

L'examen microscopique montre qu'il s'agit de quartzites typiques à grain fin: Ils sont formés quasi uniquement de quartz avec un peu de séricite et quelques rares feldspaths.

Malgré l'absence de fossiles dans cette formation, tous les auteurs sont d'accord pour lui attribuer, et ceci dans l'ensemble des Alpes, un âge werfénien.

Ces roches sont certainement les plus récentes de la série siliceuse car elles affleurent toujours sur la bordure externe de la zone briançonnaise et en liaison avec des calcaires de la couverture post triasique.

CONCLUSION SUR LA SÉRIE SILICEUSE

On peut distinguer dans cette série deux ensembles, vraisemblablement séparés par une discordance.

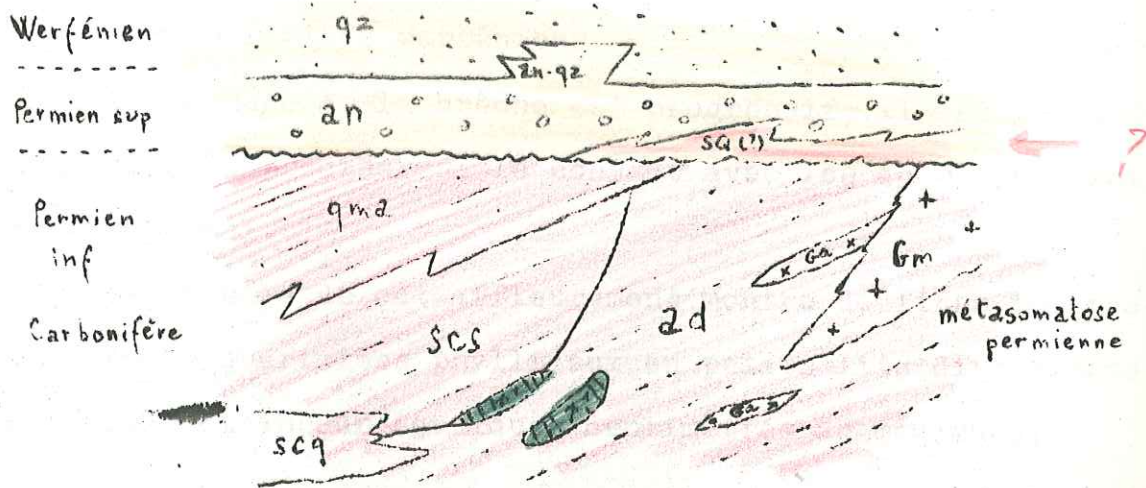
Les termes supérieurs: Anagénites (avec peut-être schistes quartzeux) et quartzites sont peu développés ici: Ils ont été certainement détruits par l'érosion post triasique.

Les termes inférieurs au contraire forment de très vastes affleurements; nous pouvons tenter d'en dresser la stratigraphie:

L'ensemble arkosique (comprenant les gneiss) serait le terme le plus ancien, il deviendrait de plus en plus grossièrement détritique vers son sommet constitué par les schistes conglomératiques quartziteux qui seraient de même âge que les prasinites lawsontiques. La sédimentation détritique conti-

nerait ensuite sans interruption, mais en redevenant plus fine, par les schistes chlorito sériciteux suivis par les quartzites micacés albitiques.

Les complications tectoniques, l'intervention du métamorphisme et enfin l'exiguité du territoire étudié, nous interdisent cependant d'attribuer à ces conclusions une valeur définitive.



Essai de synthèse stratigraphique

LES DOLOMIES TRIASIQUES

Dans le Briançonnais classique, les quartzites werféniens sont surmontés par des dolomies ou calcaires dolomitiques du Trias moyen. Quelques lambeaux de cette formation ont été trouvés par A.MICHARD plus au Sud. Dans notre secteur même, un seul affleurement paraît susceptible d'être réellement du Trias moyen non remanié: c'est un petit niveau de 5m d'épaisseur situé au dessus du Colle del Bondormir sur le Sud de la falaise de Costa Ferra (coupe 1).

Ce banc est compris entre:

- de la brèche à éléments dolomitiques (géométriquement sous-jacente) et
- des quartzites werféniens.

Le passage à la brèche est progressif; il est par contre difficile de préciser si le contact avec les quartzites est ou non normal.

La dolomie de cet affleurement montre de fines intercalations de quartzites phylliteux en petits lits discontinus de faible épaisseur (quelques centimètres au maximum).

En dehors de ce Trias probablement non remanié, la région étudiée comporte d'autres masses dolomitiques mais celles-ci se trouvent au milieu de brèches polygéniques. La dolomie de ces brèches peut ne former que des galets d'un diamètre ne dépassant guère un mètre mais on observe aussi des blocs dolomitiques beaucoup plus considérables.

C'est ainsi qu'au Nord de Costa Ferra, on constate la présence d'un niveau purement dolomitique intercalé dans la brèche.

Ce "banc" dont l'épaisseur atteint 4 à 5 mètres (coupe 2), se lamine et disparaît très rapidement vers le Sud où il se prolonge cependant par des "paquets" dolomitiques isolés dans la brèche et qui se présentent tout-à-fait comme des éléments de celle-ci.

Cette disposition nous amène à penser que l'ensemble de cette masse dolomitique n'est probablement qu'un énorme bloc de la brèche. Ce bloc serait donc l'homologue des nombreuses masses dolomitiques très importantes qu'on trouve dans la région du coude de l'Ubaye et qui sont cette fois nettement isolées dans la brèche dont elles ne constituent visiblement que des éléments.

Dans tous ces affleurements, la dolomie présente une patine jaune foncée à rousse; sa cassure est gris noir. On y voit de nombreux filonnets blancs irréguliers et de directions quelconques (Pl. 20, fig 1)

Au Microscope, la roche montre un fond très fin de petits cristaux de dolomite, souvent subautomorphes, avec un peu de limonite. Les filonnets qu'on observait sur la cassure se révèlent formés de grands cristaux de dolomite souvent bien automorphes (rhomboédres). Les plus grands de ces filons contiennent généralement aussi une assez forte proportion de quartz en grandes plages. Ces quartz présentent une extinction franche et contiennent souvent des inclusions dolomitiques; ils sont donc bien secondaires.

LA COUVERTURE CALCAIRE BRIANCONNAISE
=====

La série calcaire briançonnaise, décrite plus au Sud par A.MICHARD, est très difficile à interpréter ici du fait des complications tectoniques intenses.

On constate, en effet, qu'il est presque toujours impossible de relever sur le terrain une véritable coupe stratigraphique de cette série, soit qu'elle ait été presque entièrement laminée et qu'il n'y ait plus que quelques lambeaux calcaires entre Permien et Schistes lustrés, soit qu'il y ait au contraire un empilement d'écailles extrêmement complexe répétant de très nombreuses fois certains termes de la série, alors que d'autres ont vraisemblablement disparu.

Le fait que, contrairement à ce que l'on trouvait couramment plus au Sud, les contacts normaux ne soient jamais ici soulignés par des cargneules, rend pratiquement inextricable l'interprétation des coupes.

Dans ces conditions, le seul repère restant valable est le hard ground ferrugineux et phosphaté décrit par M.LEMOINE (1960c) entre calcaires de faciès Malm et marbres chloriteux; les fossiles de ce hard ground (Globotruncana du Sénonien), permettent de dater les marbres chloriteux. Malheureusement ce hard ground, qui se présente comme une mince croûte verte ou rouge avec une épaisseur de l'ordre du centimètre au maximum, est lui aussi assez rare et nous ne l'avons observé qu'en 3 emplacements (coupes 9-10-11). Nous y avons trouvé des débris de

Rosalines non déterminables. En dehors de ce hard ground, le métamorphisme relativement fort a amené la disparition totale de toute trace fossile. Devant ces difficultés, nous allons d'abord examiner les gisements de la série briançonnaise de couverture tout autour de la zone permienne avant de tenter de grouper et de dater les divers faciès.

Versant italien (Pl. 4, 5, 6, 7)

Les falaises de Costa Ferra (coupes 1 et 2), riches en écailles de quartzites et de brèches dolomitiques sont pauvres en calcaires. Au Sud (coupe 1), nous en trouvons un seul niveau de 5 mètres d'épaisseur intercalé au milieu de quartzites très schisteux. Il s'agit d'un calcaire massif, gris assez foncé, légèrement ankéritique, à patine brune à rousse. Il comporte des lits riches en chlorite, laquelle donne une abondance de petites taches vertes. Il s'agit donc d'un marbre chloriteux bien que nous n'ayons pas ici le faciès typique.

Ce niveau ne se poursuit pas vers le Nord jusqu'à l'éperon où nous avons relevé la coupe 2. Sur celle-ci nous voyons par contre, immédiatement sous le permien, un calcaire gréseux, gris clair, très ankéritique.

En continuant vers le Nord, la coupe 3 se caractérise par une absence totale de couverture calcaire briançonnaise. Au-dessus de la Capanna del Pastore, par contre, nous retrouvons un niveau de marbres chloriteux (coupe 4) qui se poursuit à l'Est de la Cima di Pienasea. Ils sont ici très massifs et ressemblent beaucoup de loin, par leur patine gris foncé et leur aspect rugueux, aux calcaires gréseux noirs de la série des schistes lustrés que l'on trouve un peu plus bas.

Notre limite passe ensuite au-dessus du lac Nera, où les calcaires briançonnais sont extrêmement réduits mais assez variés comme le montre la coupe 5: on a 2 petits niveaux de marbre chloriteux, 2 d'un calcaire blanc rosé ankéritique, par endroits micacé et enfin un petit banc de 30 cm de calcaire clair très cristallin et à patine lisse. Un peu plus loinaffleure une autre lentille plus importante de ce calcaire, contenant des zones fréquemment roses violacées, parfois vertes et présentant des formes arrondies et lisses: c'est typiquement notre marbre blanc rosé.

La couverture post-triasique briançonnaise, toujours très réduite, n'est plus visible ensuite jusqu'au Nord du Lagho Bleu

sauf dans un petit affleurement au milieu des éboulis du Vallo-
ne Pienasea (coupe 6). On y observe un petit niveau de marbre
blanc rosé surmonté par un calcaire blanc ankéritique et micacé
(assez grandes plages de mica incolore), d'aspect finement lité;
puis par un calcaire gris clair, légèrement verdâtre, massif et
peu gréseux.

Au Lagho Bleu enfin, on a (coupe 7), en plus d'un niveau
de marbre chloriteux, un petit banc d'un calcaire massif, peu
gréseux, à cassure gris clair, avec une patine grise à beige,
rappelant celle des marbres blancs rosés.

La couverture calcaire briançonnaise a complètement dispa-
ru plus au Nord (coupe 8).

Versant français (Pl. 4, 8, 9)

Au Nord de l'Ubaye, on trouve quelques affleurements de
marbres chloriteux et de marbres blancs rosés, curieusement
isolés au sein des Schistes lustrés. On a également quelques
lambeaux de ces mêmes formations au milieu des brèches et des
calcaires gréseux noirs qui affleurent tout-à-fait à l'Ouest
de notre secteur (coupe 10).

Au Sud du lac du Longet français, on peut observer une
coupe plus continue, qui correspond peut-être cette fois à une
véritable coupe stratigraphique peu modifiée par la tectonique
(coupe 9). au dessus des arkoses à disthène on trouve des cou-
ches de transition: calcaire remaniant les arkoses puis passant
à un calcaire clair très gréseux. On a ensuite un calcaire res-
semblant beaucoup aux calcaires gréseux noirs de la série des
Schistes lustrés, mais il est moins gréseux et plus cristallin;
il se débite en gros blocs à angles vifs; sa patine est crème
à rose ou plus souvent gris clair, sa cassure est d'un gris
en général assez foncé. Un peu plus loin ce même calcaire se
débite en plaquettes de quelques centimètres d'épaisseur. Cette
formation est surmontée par un niveau de marbres chloriteux
massifs et fins, relativement peu chloriteux. Un peu plus au
sud, on voit s'intercaler des marbres rosés sur les calcaires
gris (ou dessous, car il y a des complications tectoniques ame-
nant localement une répétition de ces calcaires) puis cette
dernière formation disparaît et on trouve alors le hard ground
entre marbres chloriteux et marbres blancs rosés. L'ensemble se
suit jusqu'au Vallon du Loup, où il s'écaille et disparaît.

Tous ces affleurements que nous avons vus jusqu'ici pré-
sentent, comme on a pu le constater, une série calcaire brian-
çonnaise d'épaisseur très réduite. Il n'en est plus de même
pour ceux de la région du Monte Salza que nous allons examiner
maintenant.

La coupe 11 faite à l'extrémité des falaises qui prolongent le versant Nord Est du Monte Salza montre une accumulation de plusieurs niveaux de marbres blancs rosés et de marbres chloriteux. Ces derniers sont parfois très typiques mais ils peuvent aussi être peu chloriteux, se présenter en petits lits de 30 cm d'épaisseur environ avec une patine jaunâtre, la cassure restant blanche à grise beige toujours claire. Les marbres blancs rosés ont au contraire leur faciès le plus courant. L'un des contacts de ces 2 formations nous a montré quelques restes d'un hard ground rougeâtre, assez mal conservé, qui est cependant l'indice d'un contact normal. Il indique d'ailleurs un renversement de cette écaille puisque le marbre chloriteux se trouve sous le hard ground.

On observe également quelques bancs calcaires très gréseux présentant de gros grains de quartz d'une taille couramment supérieure à 1 ou 2 mm, ce qui leur confère une patine très rugueuse, gris clair. Ces calcaires sont massifs (bancs de plusieurs mètres) et semblent résistants; leur cassure est beige clair, ils sont parfois un peu micacés ou ankéritiques et présentent des passées assez peu gréseuses. Les deux petits niveaux supérieurs de ce calcaire, tout en restant très gréseux, deviennent très ankéritiques et un peu chloriteux. Ils semblent passer progressivement aux marbres chloriteux sus-jacents par disparition de l'ankérite, enrichissement en chlorite et diminution de la teneur en quartz.

La partie supérieure du marbre chloriteux formant le sommet de la falaise est extrêmement riche en chlorite. La coupe se poursuit ensuite sur la pente nord par un calcaire beige très clair et blanc, ankéritique et un peu micacé, formé de petits bancs d'une dizaine de centimètres d'épaisseur.

Au Monte Salza proprement dit, nous avons fait 3 coupes sur le versant est. La coupe 12, la plus septentrionale, correspond à la crête frontière; la coupe 13 a été relevée au bord de l'éboulis qui recoupe toutes les écailles sous le sommet coté 3309, et la coupe 14 plus loin au Sud.

Ces 3 coupes montrent ici encore de nombreux redoublements dus à des écaillages qui sont souvent soulignés par des niveaux de Schistes lustrés. Elles mettent également en évidence la faible extension longitudinale de ces écailles puisque l'aspect de l'ensemble varie considérablement d'une coupe à l'autre (Pl. 10, 11)

PETROGRAPHIE

L'examen des divers affleurements conduit à distinguer finalement 5 faciès dans la série briançonnaise de couverture:

- calcaire clair ankéritique
- calcaire à gros éléments quartzeux
- calcaire sombre
- marbre blanc à trainées roses et vertes
- marbre chloriteux

1) Calcaire clair ankéritique - calcaire quartzeux

Ces 2 faciès diffèrent par la proportion et surtout par la taille des grains quartzeux qu'ils contiennent. Alors que le caractère gréseux n'apparaît pas évident par un examen rapide du premier, il s'impose tout de suite pour le second. D'autres différences de détail apparaissent ensuite: l'ankérite, bien que présente, est souvent assez rare dans les calcaires quartzeux et les micas blancs y sont pratiquement absents alors que la chlorite existe parfois en quantités appréciables. Dans les calcaires ankéritiques au contraire les micas blancs sont parfois importants et la chlorite est très rare (Pl. 20, fig 3)

Ces différences ne peuvent cependant compenser le fait qu'on ait observé juste au dessus du Lac Longet un calcaire très gréseux, alors que plus loin, on a, au même niveau, un calcaire clair gréseux et ankéritique. Il semble donc que les calcaires quartzeux des falaises au Nord Ouest du Salza ne soient que des variations particulièrement gréseuses et peu ankéritiques des calcaires clairs formant la base de la série.

La richesse en quartz de cette formation doit être due, en grande partie, au fait qu'elle est transgressive sur le socle comme on le voit fort bien au Lac Longet. Ce caractère

transgressif, bien connu depuis S.CONTI (1953), montre de façon évidente que ce niveau est le plus ancien de la série calcaire post-triasique briançonnaise.

Ces roches sont toujours claires en cassure, le plus souvent blanches à jaunes, parfois roses ou grises; elles sont nettement gréseuses. L'ankérite, qui se traduit par de petites taches brunes disséminées au hasard, est très caractéristique. On voit parfois des micas incolores qui peuvent donner un aspect finement lité; la chlorite par contre est rare. La patine est généralement jaune, l'aspect assez massif bien que ces calcaires forment rarement des falaises abruptes.

L'examen microscopique fait que confirmer ce qui était visible à l'œil nu: La roche est formée de grands cristaux xénomorphes de calcite englobant de très nombreux granules de quartz (au total l'importance respective du quartz et de la calcite est sensiblement équivalente). On a également de grands cristaux d'un carbonate très chargé en pigments ferrugineux brunâtres: C'est l'ankérite. Les phyllites enfin sont orientées selon le litage; le mica blanc est très nettement dominant, il se présente en assez belles lames; la chlorite, souvent presque absente, est représentée par quelques petites plages bien vertes. L'albite est rare; lorsqu'elle existe, on la trouve en assez grands cristaux xénomorphes, peu mêlés, avec de très nombreuses inclusions de quartz et de calcite. On a pu observer quelques petites tourmalines hexagonales jaunes verdâtres.

2) Calcaires sombres

Leur aspect les rapproche beaucoup des calcaires gréseux noirs de la série des Schistes lustrés auxquels nous avons peut-être attribué une partie de leurs affleurements ce qui expliquerait leur rareté.

Ces calcaires sont cependant moins gréseux et d'aspect plus cristallins en général que ceux des Schistes lustrés.

Leur patine est grise, ils sont le plus souvent massifs et résistants.

Au microscope, ils se révèlent formés de:

- un fond de calcite;
- assez nombreux grains de quartz;
- ankérite courante
- phyllites assez abondantes formant de petits lits discontinus; chlorite et mica blanc étant en quantité sensiblement égale;
- un peu d'albite, rarement mâclée, avec nombreuses inclusions
- trainées noires de minéraux opaques ferrugineux.

3) Marbres blancs rosés

Ces calcaires se différencient nettement des autres termes de la série briançonnaise par un aspect très massif et cristallin qui leur donne une apparence de véritable "Marbre". Ils sont pratiquement purs et leur couleur est donc blanche, parfois légèrement jaune. Un autre caractère tout-à-fait particulier à ce faciès est la présence, malheureusement non générale, de trainées roses ou vertes. Leur patine est d'ailleurs aussi caractéristique car elle est d'un gris clair toujours légèrement violacé. Les surfaces extérieures sont toujours lisses et arrondies et ce calcaire, bien que massif, forme plutôt les parties les moins abruptes des falaises, comme on le voit très bien sur les affleurements du Nord Ouest du Monte Salza.

Au microscope, on constate que la roche est un calcaire pratiquement pur: Elle est formée d'un fond de petits cristaux xénomorphes de calcite avec quelques rares petits grains de quartz et aussi quelques minéraux opaques ferrugineux (pyrite, trainées de limonite).

4) Marbres chloriteux

Nous avons pu observer que ces marbres se trouvent souvent seuls le long du contact de la série permienne et des Schistes lustrés. Il faut peut-être attribuer ce fait à une résistance aux actions tectoniques supérieure à celle des autres calcaires de la série, mais il est également possible que cet aspect privilégié soit le résultat d'une transgression de ces calcaires sur le socle permien. Cette hypothèse expliquerait d'ailleurs le passage progressif de certains calcaires grésos-ankéritiques aux marbres chloriteux, passage qui semble exister sur la coupe 11. Ces calcaires grésos-ankéritiques, qui sont d'ailleurs chloriteux seraient alors la base transgressive des marbres chloriteux.

Ces marbres sont des roches beige clair, très résistantes, caractérisées par la chlorite qui les parsème de nombreuses petites taches vert sombre. Ces phyllites ne les empêchent pas d'être assez massives et de former des falaises.

Au microscope, on voit dans le fond de calcite:

- chlorite en belles plages vertes
- séricite et parfois micas blancs plus grands
- quartz assez abondant
- albite souvent machée
- apatite
- tourmaline en petits cristaux hexagonaux bleus
- minéraux ferrugineux (hématite, limonite, parfois restes de pyrite oxydée).

Les cristaux d'albite sont limpides, ils ont des formes très contournées et contiennent de nombreuses inclusions de calcite qui peuvent d'ailleurs, sur la lame mince, séparer le cristal en plusieurs plages; on voit cependant les mâcles se

poursuivre dans ces différentes parties qui s'éteignent en même temps. Tout ceci prouve que l'albite est secondaire et a pris la place de la calcite avec une sorte de "structure graphique".

STRATIGRAPHIE DE LA SERIE

On n'a que deux repères certains:

- 1) les calcaires reposent au-dessus des quartzites blancs werféniens,
- 2) le hard ground daté paléontologiquement par M. LEMOINE du Sénonien inférieur prouve que le faciès des marbres chloriteux a commencé ici dès le Crétacé supérieur (et s'est probablement poursuivi dans le Paléocène puisqu'on a trouvé des fossiles de cet étage dans la bande du Roure dans des marbres tout-à-fait semblables).

Nous sommes donc amenés à dater le marbre chloriteux du Crétacé supérieur-Eocène inférieur.

Pour les autres termes de la série, la détermination de l'âge reste beaucoup plus délicate. Cependant la comparaison avec d'autres séries briançonnaises plus complètes et moins métamorphiques nous conduit d'abord, comme l'avait souligné A. MICHARD, à remarquer la ressemblance entre certains faciès à trainées vertes et roses des marbres blancs rosés et les calcaires noduleux briançonnais dits "marbres de Guillestre". En s'appuyant sur cette analogie, il semble très vraisemblable de supposer un âge argovien et tithonique pour ces marbres blancs rosés.

En ce qui concerne les autres calcaires de la Série, on

peut éliminer la possibilité d'un âge triasique puisqu'on sait que le Trias moyen et supérieur était ici surtout dolomitique, comme le prouvent les brèches et aussi les restes de ces niveaux qui existent encore, plus au Sud, dans les contacts. A.MICHARD a d'ailleurs trouvé des galets dolomitiques dans certains calcaires de la base de la couverture. Nous n'en avons observé nulle part, ce qui, à notre avis, est dû à la puissance de l'érosion post-triasique qui a été maxima dans notre région. Les calcaires de la base de la couverture post-werfénienne sont donc jurassiques; d'autre part, le dépôt du calcaire type "marbre de Guillestre" qui les surmonte, semble s'être fait sans interruption appréciable. Il est donc logique, suivant en cela A.MICHARD qui s'appuyait sur la ressemblance de ses "calcaires grésivoirins" avec certains calcaires datés en Vanoise par F.ELLENBERGER, d'attribuer un âge Malm inférieur et peut être Dogger supérieur aux calcaires briançonnais noirs et aux calcaires ankéritiques et quartzeux.

Il faut remarquer à ce propos que nos calcaires ankéritiques et calcaires quartzeux sont l'équivalent des calcaires grésivoirins de A.MICHARD qui y incluait en outre le Malm sombre.

CONCLUSION

On constate donc ici encore, à l'extrémité nord des affleurements de la zone d'Acceglio-Longet, comme c'était le cas plus au Sud (A.MICHARD), la présence entre le Permotrias

et la nappe des Schistes lustrés d'une étroite bande de calcaires briançonnais. Bien que, d'épaisseur très réduite, ces dépôts sont importants, puisqu'ils prouvent le charriage des Schistes lustrés.

L'étude de ces calcaires nous a en outre montré un fait intéressant: c'est qu'ici l'érosion qui a précédé leur dépôt a été particulièrement importante puisque, non contente d'enlever tout le Trias dolomitique, elle a encore fait disparaître la presque totalité des quartzites werféniens et une partie non négligeable du Permien supérieur. L'ampleur de cette érosion est donc exceptionnelle et supérieure à ce qu'on a observé dans tout le reste du domaine briançonnais.

LES BRECHES

=====

Les brèches polygéniques à éléments dolomitiques constituent dans notre secteur, 4 groupes d'affleurements :

- Tout le long de Costa Ferra
- Au-dessus de la Capanna del Pastore, au Sud de la Cima di Pienasea
- Près de la Grange dell Antolina
- Dans la région du grand coude de l'Ubaye ("brèches du Longet" de M.LEMOINE - 1957)

On peut distinguer parmi ces affleurements selon leur position: Les deux premiers groupes qui se trouvent dans la zone des écaillés séparant le Permo Trias des Schistes lustrés charriés et les deux derniers qui se présentent isolés, emballés dans ces Schistes lustrés vers leur base.

A) BRECHES DANS LA ZONE DES ECAILLES DE LA COUVERTURE BRIANCONNAISE

A la partie sud de Costa Ferra, la coupe 1 en montre deux niveaux; le plus bas de cinq mètres d'épaisseur, l'autre de vingt-cinq mètres. Ces deux bancs sont séparés par un niveau de quartzites blancs massifs. Ce dernier se lamine plus au Nord et les deux brèches semblent se réunir alors pour former une seule assise puissante.

Cette brèche a le faciès a) de A.MICHARD, elle comporte des galets quartziteux plats, des galets calcaires et des galets dolomitiques en fuseau ne dépassant guère 20 centimètres, elle

est caractérisée par son ciment surtout quartzo-carbonaté et peu phylliteux qui lui donne une teinte généralement claire.

Au Nord de Costa Ferra (coupe 2) et à la Capanna del Pastore (coupe 4), la brèche se présente tout-à-fait comme un schiste permien banal, vert sombre, quartzo-micacé, ^(Pl. 20, fig 2) seulement un peu chargé en cristaux dispersés de carbonates; mais on y voit des galets dolomitiques à patine rousse qui attestent bien sa nature conglomératique. Ce type correspond au faciès b) de A. Michard. Il arrive parfois que les éléments dolomitiques se raréfient et même disparaissent presque totalement: c'est le cas à la partie supérieure de la brèche du Nord de Costa Ferra.

Les galets dolomitiques de la brèche peuvent atteindre près d'un mètre; ils ont généralement une forme aplatie, fuselée ou lenticulaire avec des bords étirés; parfois cependant les plus petits arrivent à être presque sphériques. Les galets de quartzite par contre, sont toujours plats et ne dépassent guère 15 cm. Il y a également quelques galets calcaires mais toujours très écrasés. Il semble bien que cet écrasement soit dû à des actions tectoniques car ces galets peuvent parfois mouler littéralement des galets dolomitiques et ils se comportent alors comme s'ils avaient été pâteux (ceci est certainement lié à la recristallisation qui affecte le calcaire et non la dolomie). Cette explication ne doit pas être valable pour les galets quartziteux, aussi résistants que les galets dolomitiques et qui ne présentent jamais cet aspect "pâteux". Il est donc vraisemblable d'envisager que l'aplatissement des galets quartziteux existait dès leur origine et qu'ils se sont déposés sous forme de plaquettes.

Position de ces brèches

Au Sud de Costa Ferra, les brèches sont séparées des Schistes lustrés par des écaïlles permienne, et de la masse principale du Permien par d'autres écaïlles avec des quartzites et anagénites et un niveau de marbres chloriteux. Il est donc impossible de tirer de cette coupe une conclusion quelconque sur la position originelle de ces brèches.

Au Nord de Costa Ferra, la brèche est en contact direct avec les calcaires gréseux noirs de la série des Schistes lustrés; elle est séparée du Permien par un peu de ces mêmes calcaires gréseux et par quelques restes de la base de la couverture calcaire briançonnaise.

Une observation curieuse vient apporter un argument en faveur de la liaison de la brèche avec les Schistes lustrés: Nous avons trouvé deux ou trois lits minces (1 mètre environ) de prasinites intercalés dans cette brèche. Ces niveaux n'affleurent guère que sur une trentaine de mètres de long avant de se laminer; il s'agit donc peut-être de lentilles très écrasées. L'examen microscopique de ces prasinites montre une très grande abondance de glaucophane, beaucoup de pyrite plus ou moins altérée, de la zoïsite, de la chlorite, etc.... ce qui évoque finalement une prasinite des Schistes lustrés. Nous sommes donc amenés à penser qu'il s'agit de lames tectoniques arrachées à la nappe des Schistes lustrés.

A la Capanna del Pastore, enfin, la brèche est encore encadrée par des Schistes lustrés, un mince liseré de cette formation la séparant des marbres chloriteux (seuls témoins de la couverture calcaire), auxquels fait suite le Permien.

Il est évidemment impossible de tirer une conclusion qui ne soit pas trop hasardeuse de l'examen de ces affleurements qui sont affectés par des écaillages intenses. Nous pouvons seulement remarquer que, alors qu'A. Michard, sur la foi de ses observations faites un peu plus au Sud, concluait que les

brèches qu'il avait observées devaient être autochtones, il nous paraît douteux que les brèches qui affleurent ici fassent également partie de la couverture post triasique briançonnaise.

B) BRECHES EMBALLEES VERS LA BASE DE LA NAPPE DES SCHISTES

LUSTRES

1) A la grange dell Artolina,

On trouve sur la rive gauche du torrent un niveau dolomitique mince, (1 mètre maximum), encadré par deux petites couches de serpentine. De l'autre côté du ruisseau il n'y a plus de serpentine, et le niveau dolomitique, qui s'élargit jusqu'à trois mètres environ, devient vraiment bréchique, car on constate qu'il est formé d'une alternance de gros blocs dolomitiques ou quartziteux. Le ciment de la brèche est très peu abondant et essentiellement quartziteux, avec peu de micas et de carbonates. Les gros éléments sont assez arrondis, et les quartzites, qui sont blancs et très purs, présentent en surface un curieux aspect fibreux; la dolomie est gris clair, avec une patine jaune.

Au total l'affleurement est très réduit. Le niveau bréchique s'arrête en effet brusquement. On aperçoit cependant son prolongement dans les Schistes lustrés qui présentent, à la suite du dernier bloc en place, la marque en creux de blocs éboulés avec quelques restes de ciment quartzitique.

Ces blocs devaient donc être isolés dans les Schistes lustrés puisqu'ils ne semblent pas se relier à une couche bréchique se continuant en profondeur. D'un autre côté, on ne

trouve nulle part à proximité de petits éléments dolomitiques dans les Schistes lustrés. Ceci, joint à la présence de serpentine, semble indiquer que ces brèches ne sont pas en place ici, mais ont dû être arrachées à leur substratum et emballées dans la nappe.

2) Brèche du coude de l'Ubaye

Elle affleure sur une zone assez étendue, de part et d'autre de la rivière, à l'extrémité occidentale du secteur que nous avons étudié. Comme la précédente, cette brèche se trouve dans la partie inférieure des Schistes lustrés charriés.

Nous allons d'abord étudier la nature pétrographique de cette formation, nous considérerons ensuite son mode de gisement, et enfin l'idée que l'on peut se faire de son âge et du mécanisme de sa formation et de sa mise en place tectonique.

Pétrographie: On constate tout d'abord que le ciment de cette brèche ressemble étonnamment, comme c'était déjà le cas à la Capanna dell' Pastore, aux schistes micacés permien: il a le même aspect schisteux, vert foncé, et la même composition minéralogique, essentiellement quartz-micacé. Cette ressemblance est si frappante que nous avons distingué cartographiquement les bancs qui, bien que faisant certainement partie de la brèche, ne sont pas discernables du Permien, étant donné l'absence ou la très grande rareté des galets dolomitiques.

Cette analogie complète du ciment bréchiq ue et des schistes chlorite-sépioliteux permien, et le fait qu'on puisse parfois observer de véritables galoux de ces schistes, imposent l'hypothèse que le ciment a été formé grâce aux produits de la destruction du Permien. Cette hypothèse nous semble corroborée par un examen de détail des variations locales de la nature du ciment bréchiq ue. On constate, en effet, qu'en cer-

tains endroits ce ciment est blanc, essentiellement formé de quartz et rappelle de façon frappante les quartzites werféniens. Ailleurs, nous avons encore pu observer, au cours d'une course commune avec M. LEMOINE, la présence de quartz roses dans un fond quartzo-micacé clair, qui évoquait alors les anagénites permienes. Dans ce ciment, on trouve des galets calcaires, toujours très étirés, et surtout des galets dolomitiques très caractéristiques.

La dolomie, gris foncé, possède une patine rousse; elle se présente en blocs arrondis lorsqu'ils sont relativement petits, mais nettement anguleux à grande échelle pour les plus gros, qui peuvent atteindre des tailles gigantesques, de l'ordre de la centaine de mètres. L'un des plus importants de ces blocs, qui représente l'affleurement brèchique le plus méridional, immédiatement au Nord du Vallon de Cornascle, est formé d'une dolomie différente de celle du reste de la formation, ce qui se traduit par une patine grise à jaune, bien différente de la teinte rousse "capucin" habituelle.

Les éléments calcaires de la brèche ont parfois une taille suffisante pour avoir été cartographiés eux aussi à part: ce sont des calcaires très clairs, blancs à beige rosé, d'aspect bien cristallin, peu gréseux, avec une patine gris clair. Ils sont beaucoup moins résistants que les blocs dolomitiques lesquels les ont déformés lorsqu'ils venaient en contact. Ces calcaires sont d'ailleurs certainement recristallisés car, bien que d'aspect massif, ils contiennent parfois de petits galets dolomitiques, quartziteux ou schisteux.

On peut se demander quel est l'âge de ces galets calcaires. Il est difficile de répondre avec certitude car, s'il est tentant et logique d'y voir des calcaires triasiques, on est obligé cependant de remarquer qu'ils se rapprochent beaucoup du faciès courant des marbres blancs rosés que nous avons attribué au Malm.

Mode de gisement: La détermination des rapports de cette brèche avec les Schistes lustrés est plus difficile ici qu'à la Grange dell Antolina. Cependant, au Nord de l'Ubaye, les bancs brèchiques, qui paraissaient jusqu'ici assez continus, s'interrompent brutalement au contact des Schistes lustrés. Ce phénomène peut s'expliquer par une faille mais il nous paraît plus probable, d'après l'allure générale du contact sur le terrain, qu'ici aussi la brèche s'arrête brusquement, non pas à cause d'un accident tectonique mais parce qu'on arrive à l'extrémité d'un élément allochtone "emballé" dans la nappe.

Calcaires
de la
Cula

Au Sud de l'Ubaye par contre, la brèche paraît vraiment interstratifiée dans les calcaires noirs qui représentent très probablement la partie inférieure des Schistes lustrés charriés.

Cette brèche semble d'autre part, n'avoir que peu de rapports avec les calcaires de la couverture briançonnaise. On constate cependant la présence de quelques lambeaux de marbres blancs rosés et de marbres chloriteux dans la "zone des brèches".

Mode de formation : Il est logique, reprenant les idées de S.CONTI et de M.LEMOINE, de supposer que la brèche s'est formée par écroulement de grands pans d'une falaise constituée de calcaires et de dolomies triasiques. Cette théorie explique l'observation que nous avons faite de gros blocs dolomitiques se brisant à leur extrémité et passant ainsi de façon continue à la brèche proprement dite par l'intermédiaire d'une brèche monogénique purement dolomitique: Ce serait une conséquence des cassures provoquées par la chute du bloc.

Il est nécessaire d'autre part, pour expliquer que le ciment schisteux ait pu se répandre largement, d'admettre que l'on a eu un apport de Permien déjà pourri. Ce Permien n'a pu subir un transport important qui aurait provoqué un triage dans ce sédiment qui n'était pas encore métamorphosé. Il faut donc admettre que, comme pour la dolomie, le Permien a dû s'ébouler le long d'une falaise qui présentait peut-être du Permien ou du Trias selon les endroits ou peut-être les deux superposés. Cette hypothèse d'un transport très faible explique d'ailleurs que soient encore individualisées dans le ciment des parties dont l'origine quartziteuse ou anagénitique est reconnaissable. Le pourrissement des schistes permien n'a guère pu se faire qu'à l'air libre et il est donc vraisemblable d'envisager qu'il puisse dater du Trias (et peut-être du Dogger).

Position - Age:

On peut remarquer un certain parallélisme entre la nature du ciment des brèches et celle du terme de la série permienne dont les affleurements sont les plus étendus. Dans la région étudiée par A. NICHOARD, les brèches ont un ciment surtout quartziteux et ce sont les quartzites et anagénites qui dominent dans la série permienne; ici le type "schistes chlorito sériciteux" est prédominant aussi bien dans les brèches que dans la série permienne. On peut donc avancer l'hypothèse que les brèches se sont formées à proximité de leur lieu de gisement actuel.

Il paraît difficile dans ces conditions, d'admettre que ces brèches forment la base stratigraphique normale des Schistes lustrés, puisque le charriage de cette dernière unité ramènerait alors leur lieu d'origine loin vers l'Est.

D'autre part, leur liaison constante avec ces Schistes lustrés interdit, à notre avis, de les considérer comme vraiment autochtones (malgré la présence de quelques lambeaux de la couverture calcaire au milieu de ces brèches).

On peut envisager que les brèches se soient déposées le long de falaises bordant le prolongement vers l'Est de la zone d'Acceglio Longet, prolongement qui est aujourd'hui recouvert par la nappe des Schistes lustrés. Au cours de son mouvement, cette nappe aurait alors emballé et entraîné une partie des brèches qui n'aurait cependant subi, au total, qu'un déplacement de faible amplitude.

Il nous paraît impossible de préciser l'âge des diverses brèches observées. L'ensemble des éboulements qui leur ont donné naissance a dû être pratiquement instantané à l'échelle géologique, mais se sont-ils produits dès le Lias (et dans ce cas très probablement à l'air libre) ou seulement plus tard (sur les parois des falaises sous-marines) ? On ne peut répondre à cette question en l'absence de toute liaison probante des brèches avec des calcaires de la couverture.

Il semble logique d'autre part, de considérer toutes les brèches à "ciment micaschisteux", y compris celles qui, sur

le versant italien, affleurent dans la zone écaillée intermédiaire entre le Permien et les Schistes lustrés, comme allochtones.

On peut également supposer que leur mode de formation a été homologue, mais il serait hasardeux d'en conclure qu'elles sont obligatoirement du même âge.

LES SCHISTES LUSTRES ET LEURS OPHIOLITES
=====

Nous étudierons séparément :

- I - Les Schistes lustrés proprement dits et les calcaires associés
 - Schistes lustrés à faciès quartzo phylladique
 - à faciès calcaire
 - à faciès intermédiaire
 - Calcaires gréseux noirs
- II - Les Roches vertes où nous distinguerons:
 - Serpentes
 - Euphotides
 - Prasinites et amphibolites

I - LES SCHISTES LUSTRES

Ils affleurent à l'Est et à l'Ouest de la zone briançonnaise qui disparaît également sous eux au Nord, sur le flanc de la Costone della Niera.

Ce sont des roches peu résistantes qui donnent des reliefs mous où les formations glissées ont une très grande importance.

Nous avons cartographiquement distingué, les faciès quartzo phylladiques, calcaires et "mixtes." Il y a en fait: tous les intermédiaires.

Il faut remarquer tout d'abord que toutes ces roches contiennent de nombreuses intercalations de Roches vertes qui per-

mettent de les ranger dans les Schistes lustrés s.str. (unité 4 de A.MICHARD 1961). Nous n'avons d'ailleurs trouvé nulle part de brèches granoclassées (caractéristiques de l'unité 3 triasico liasique).

Faciès quartzo phylladiques

Ils sont particulièrement développés à l'Est de notre secteur, surtout le long du Torrente Piutrusa; on les trouve également dans la région de Mongioia (Bric de Rubren).

Pétrographie: Ce sont des roches très schisteuses, tendres, souvent d'aspect charbonneux noirâtre, parfois plus claires, légèrement verdâtres, se délitant suivant des niveaux micacés brillants. Elles sont toujours parsemées de petits lits ou lentilles de quartz.

Au microscope le fond de la roche est micacé (chlorite et séricite à peu près équivalentes) avec de nombreux minéraux opaques souvent en baguettes allongées. Dans ce fond lits et lentilles quartziteux sont très abondants. Le quartz peut être en assez grandes plages indentées qui sont alors très cassées. Il y a parfois un grand cristal d'albite rempli d'inclusions et un peu d'apatite.

Nous avons trouvé un type particulier de ce faciès au contact de calcaires gréseux noirs, sur la rive droite du Vallone di Justra au Nord de Chianale. On constate que le schiste habituel passe peu à peu à une sorte de quartzite qui garde cependant un délit en plaquettes. En même temps, la roche se charge de nombreuses baguettes verdâtres particulièrement bien visibles sur la surface des plaquettes où elles se groupent avec une forme divergente en étoile. En lame mince on constate que ces baguettes sont constituées d'un mélange de chlorite et de biotite brun rouge; il s'agirait, d'après A.

MICHARD, de minéraux de néoformation résultant de l'épigénie d'anciennes amphiboles.

Faciès calcaires

On les trouve au Nord du Passo di Fiutrusa, dans la région du col du Longet au Nord de l'Ubaye et surtout sur une grande bande Nord Sud allant de la Rocca Bianca à la Cima di Bardia.

Pétrographie Ces roches se présentent sous forme de calcaires en plaquettes comprenant encore de minces lits micacés qui leur donnent un aspect nettement schisteux. Elles peuvent cependant former des reliefs assez accentués lorsque la pente générale de la surface topographique est en sens contraire de celle des bancs (ce qui est le cas sur le versant italien).

Ces calcaires sont fréquemment ankéritiques et leurs éboulis se présentent souvent comme une accumulation de petites plaquettes minces et rousses (en particulier dans la région du Passo di Fiutrusa).

En général le fond de la roche n'est pas noir mais beige foncé ce qui la distingue des calcaires gréseux noirs (lesquels sont d'ailleurs beaucoup plus massifs).

Au microscope On constate que ces calcaires sont ankéritiques et très quartzeux avec de rares petits lits micacés (enlorite et séricite). On y trouve parfois un peu de glaucophane en petits cristaux cassés, bien colorés; également un peu d'albite, parfois mâclée, intersticielle entre les cristaux de calcite ou mélangée à cette calcite dans des ensembles à "structure graphique". Cette albite est certainement secondaire.

Faciès mixtes

On peut observer tous les intermédiaires entre les calcaires et les quartzo phyllades avec une proportion plus ou moins grande de ces deux faciès. Ces termes mixtes sont très développés et permettent de supposer que la sédimentation a été continue entre ces deux ensembles.

Calcaires gréseux noirs

Un liseré de cette formation souligne, sur le versant italien, la partie inférieure des Schistes lustrés charriés; mais ces calcaires sont beaucoup plus développés dans la région du Piano Gavca (au Sud de Mongioia et du Monte Salza) et aussi de part et d'autre de l'Ubaye.

Pétrographie Ce sont en général des calcaires massifs, foncés (gris ou beige à noir), très gréseux (parfois grossièrement) et un peu micacés. Leur patine est souvent assez claire: gris blanchâtre, légèrement roux.

Au microscope la roche présente un fond de calcite dans lequel on trouve dispersés:

- de petits granules de quartz à extinction souvent roulante
- des cristaux automorphes d'ankérite
- de petites lamelles micacées, généralement très chargées en minéraux opaques
- de l'oligiste et des cristaux automorphes de pyrite
- des cristaux d'albite et parfois de quartz contenant des inclusions de calcite. Il y aurait donc eu remobilisation d'une partie du quartz avec recristallisation tardive.

Il semble donc que le dépôt des Schistes lustrés, commencé par les calcaires massifs noirs, se serait poursuivi par des calcaires en plaquettes pour finir par les quartzo phyllades. La série a dû être très épaisse. Il est impossible de préciser davantage, d'abord parce que le secteur étudié est beaucoup trop restreint et surtout parce que la série présente certainement de nombreux redoublements et des contacts anormaux.

Les petits affleurements de Roches vertes, assez souvent alignés, qu'on trouve fréquemment correspondent probablement parfois à de tels contacts anormaux.

II - LES ROCHES VERTES

Serpentines

Leurs principaux affleurements constituent les deux masses de la Tour Real et de la région du Col la Noire. On en trouve également de petites bandes isolées dans les Schistes lustrés ainsi que des lentilles coincées dans les contacts anormaux: Contact de la dolomie (brèche) de la Grange dell Antolina avec les Schistes lustrés et surtout contact des schistes permien avec ces mêmes Schistes lustrés sur le flanc de Costone della Niera, c'est-à-dire tout près de la terminaison nord du Permien (Pl. II)

Ces roches peuvent se présenter avec des aspects assez variés. Le plus souvent elles sont vertes, assez foncées et relativement schisteuses, leur cassure est brillante et lisse.

Un autre faciès correspond probablement à une roche en grande partie cataclasée: Elle est encore verte mais très foncée et avec de nombreux filonnets blancs d'amiante chrysotile qui semblent bien combler d'anciennes fractures. Cette amiante, vert pâle et dure en profondeur, devient blanche et souple en surface ce qui correspond peut-être à une dissolution de la calcite qui se trouve associée au chrysotile. Les filons sont formés d'une accumulation de fibres qui, sur les échantillons blancs, peuvent sans difficulté être détachées les unes des autres.

Les grandes masses serpentineuses sont facilement identifiables de loin grâce à leur couleur qui tranche nettement sur

celle de toutes les autres roches: Elles sont en effet d'un beau vert foncé et leur patine prend parfois des teintes rouges très caractéristiques.

Au microscope on constate que la roche est essentiellement formée d'un fond de serpentine en petites paillettes avec des orientations quelconques (Il s'agit d'antigorite ou d'un minéral voisin). Dans ce fond on trouve de grandes plages assez homogènes (encore un minéral de type antigorite) et des veines remplies de fibres de chrysotile associé à la calcite.
de

La roche contient en outre en faible quantité: de la séricite, de la chlorite, des minéraux opaques (surtout petits granules d'oligiste) et parfois de l'ankérite

Mode de gisement:

Tant au col de la Noire qu'à la Tour Real, les serpentines semblent bien flotter en position synclinale sur les Schistes lustrés. Au col de la Noire, elles sont au milieu de ces Schistes lustrés et en relation avec des prasinites; à la Tour Real par contre il n'y a pas de prasinites et la serpentine semble être coincée dans le contact de la zone briannonnaise avec les Schistes lustrés charriés. Cette énorme masse serait donc l'homologue de tous les petits lambeaux que nous avons retrouvés dans les contacts tectoniques majeurs.

Cette position fréquente des affleurements de serpentine conduit à penser que ceux-ci pourraient représenter la base, le niveau de décollement, de l'unité charriée. Mais il est évident que, admettre cette hypothèse, revient à affirmer que les serpentines se trouvent à un niveau stratigraphique précis de la série des Schistes lustrés ce qui n'a pas encore pu être prouvé.

Nous avons observé cependant, au-dessus du Lagho Bleu, que le contact de la serpentine avec les calcschistes se traduit, dans cette dernière formation, par une assez grande richesse en glaucophane et aussi par la présence d'albite non mâclée (avec énormes inclusions de calcite) et de nombreux cristaux de clinozoïsite chargés d'inclusions de pistacite. Ceci fait penser à un léger métamorphisme de contact et il semblerait donc que ce contact n'est pas tectonique.

Euphotides

Leurs affleurements sont liés à ceux des serpentines et on observe souvent des types intermédiaires de gabbros riches en serpentines. On les trouve en particulier dans la masse serpentineuse de la Tour Real.

Pétrographie : A l'état frais la roche est claire, presque blanche et parsemée de très grands cristaux de pyroxènes; ces cristaux, gris brun avec des reflets métalliques, dépassent couramment 1 cm. Par altération, la roche prend un aspect plus homogène et devient vert clair.

Ces euphotides sont assez massives et résistantes et forment souvent des reliefs dans les massifs serpentineux où elles sont incluses.

Au microscope on observe: (Pl. 20, fig 4)

- De grands phénocristaux d'un pyroxène de type augite présentant le clivage du diallage
- des feldspaths altérés et peu mâclés (labrador semble-t-il) et de l'albite probablement alpine
- de la serpentine souvent abondante
- de la séricite et de l'épidote en petits cristaux dispersés assez nombreux.

La présence simultanée de serpentine et de minéraux courants dans les prasinites (albite, épidote) pourrait amener à penser que la composition chimique de ces roches est intermédiaire entre celles des serpentines et des prasinites.

Prasinites et amphibolites

Ces roches sont courantes dans notre secteur dans toute la zone d'affleurement de la série des Schistes lustrés. Elles sont cependant associées de préférence aux faciès calcaires: C'est ainsi qu'elles sont particulièrement fréquentes dans la région du Piano Gavea et du Mongioia (Bric de Rubrén) ainsi qu'à la Tête des Poillies. Cette dernière masse est également associée à des serpentines.

Ces prasinites sont résistantes et massives et se trouvent presque toujours en relief par rapport aux roches environnantes. Elles sont parfois intimement mêlées aux calcaires gréseux de la série des Schistes lustrés avec lesquels elles alternent en formant de petits lits très irréguliers et discontinus (Sud du Lago di Mongioia): cet aspect nous a semblé être dû à la tectonique.

Pétrographie : Le faciès courant comporte un fond très fin formé de :

- De petites lamelles de chlorite et de séricite intimement liées qui sont en général dominantes par rapport aux autres minéraux
- De nombreux petits cristaux xénomorphes de pistacite et de clinozoisite
- Quelques petits cristaux d'une amphibole incolore de type trémolite
- Parfois un petit grenat et un peu de quartz

On trouve dispersés dans ce fond

- De très nombreuses aiguilles de glaucophane formant souvent de véritables lits. Ce glaucophane est bien coloré; les extrémités des aiguilles prennent souvent une teinte verte.
- De nombreux minéraux opaques en général massifs: oligiste pyrite
- quelques rares phénoblastes d'albite avec inclusions variées

Et parfois:

- Des plages sériciteuses correspondant vraisemblablement à d'anciens plagioclases.
- De grands cristaux d'aspect massif, altérés en un mélange complexe (glaucophane, amphibole verte, épidote, chlorite.....) qui proviennent certainement de pyroxènes.

Mais on observe que ce type peut présenter des variations importantes:

1 - Le glaucophane devient prédominant avec encore de l'épidote abondante (amphibolite). Ceci est très courant.

2 - L'épidote constitue la plus grande partie de la roche. Il ne s'agit que de filons constitués de grands cristaux vert pâle bien visibles à l'oeil nu (Tête des Toillies).

3 - L'albite prend une très grande importance et la roche tend vers un faciès gneissique leucocrate (Lagho di Mongioia)

4 - Le quartz devient très abondant et on peut obtenir un véritable quartzite avec seulement un peu d'albite et parfois d'épidote (Sud de la Tête des Toillies).

Ce dernier faciès se rattache nettement aux prasinites vraies sur le terrain par l'intermédiaire d'une prasinite litée (lits bleus à glaucophane et lits verts à chlorite et épidote) qui se charge de plus en plus en quartz.

Origine de ces roches: M.LEMOINE a remarqué que beaucoup de prasinites avaient, dans ce secteur des Alpes, une structure rappelant celle de pillow-lavas et qu'elles présentaient souvent des pustules variolitiques. Il nous a montré de telles roches, avec leurs "coussinets" caractéristiques, au Sud du Mongioia, sur le versant français.

Nous n'avons cependant retrouvé nulle part ailleurs de roches présentant cette structure qui correspondrait à des épanchements sous-marins. Les prasinites que nous avons observées sont en général massives et, sur le terrain, il est difficile d'affirmer leur origine éruptive.

Au Roc della Niera (Tête des Toillies) cependant, certaines parties de la prasinite ont, près du contact avec la serpentine, un aspect boudiné et étiré qui évoque la surface d'une lave. On pourrait donc peut-être penser que ces prasinites ont également une origine volcanique (Pl. 15)

La masse prasinitique de la Tête des Toillies semble entièrement enveloppée de serpentine; à l'Ouest on la voit nettement s'enfoncer sous ces serpentines alors qu'au Nord et au Sud le contact est pratiquement vertical, un peu plus au Sud la prasinite repose ^{sur} la serpentine. Ces deux ensembles sont donc étroitement liés, mais, étant donné l'absence de faciès intermédiaires, il est impossible d'affirmer que leur mise en place s'est faite en une seule phase.

TECTONIQUE

=====

Le caractère le plus frappant, à première vue, est le pendage général, remarquablement constant, de toutes les strates qui est d'environ 30° vers l'Ouest-Sud-Ouest. Cette disposition est très certainement due à ce que F.ELLENBERGER (1958) a appelé le "rétro écoulement" des Schistes lustrés, phase tardive qui s'est traduite par un reflux vers l'Est des Schistes lustrés préalablement charriés d'Est en Ouest.

Comme on l'a vu en effet, il n'est plus possible de nier le charriage des Schistes lustrés depuis la découverte de fossiles crétacés dans la série à faciès briançonnais de la bande d'Acceglia Longet (M.LEMOINE 1960c). On peut remarquer cependant que l'âge liasique donné à la base de cette formation ne repose sur aucune preuve paléontologique depuis que A.MICHARD (1961) a prouvé que les fossiles découverts par S.FRANCHI appartenaient en fait à une autre unité tectonique. Il n'en reste pas moins qu'il semble difficile de considérer l'ensemble des Schistes lustrés situés à l'Ouest du col du Longet comme tertiaires dès leur base, ce qui serait nécessaire pour qu'ils soient autochtones puisque certains hard grounds de la bande du Roure contiennent des fossiles paléocènes (M.LEMOINE 1957).

Cet argument en faveur du charriage est décisif malgré l'aspect généralement tranquille du contact Briançonnais-Schistes lustrés dans notre secteur: Cette limite n'est jamais soulignée par des cargneules et, bien qu'on y trouve parfois

des lentilles de serpentine qui, d'après A.MICHARD (1961), seraient des indices de contact anormal, on ne peut nier qu'elle présente généralement cet aspect de "perfecta concordanza" qui fut l'un des principaux arguments de S.FRANCHI (1898-1929) pour rejeter l'hypothèse d'un charriage.

La bande du Longet vient à l'affleurement au milieu des Schistes lustrés à la faveur d'un bombement anticlinal. Cet anticlinal a été déversé vers l'Est et présente donc son flanc inverse sur le versant italien. Comme on l'a vu tout au long de cette étude, les écaillages sont extrêmement fréquents et les contacts sont presque toujours d'origine tectonique.

Nous avons fait, à travers le secteur étudié, trois coupes générales d'orientation Est-Ouest (Pl.4,16).

La coupe I, (la plus septentrionale), passe légèrement au Sud du coude de l'Ubaye, du lac Longet français et du col du Longet et se termine dans la masse serpentineuse de la Tour Real.

A l'Ouest affleure la zone des brèches du coude de l'Ubaye constituée de blocs dolomitiques et de fragments de bancs bréchiques qui, à notre avis, ont été arrachés par l'unité charriée et emballés dans les calcaires gréseux noirs de sa base; ces éléments allochtones ont parfois un pendage aberrant. Un petit banc de marbres chloriteux qu'on trouve dans cette zone pourrait, soit provenir de la même région que la brèche, soit n'avoir subi qu'un déplacement plus réduit à partir de la couverture calcaire autochtone qui affleure à quelques centaines de mètres.

Nous trouvons ensuite des bancs de chlorite et séricito-

schistes et de schistes quartzeux qui représentent le début de la zone anticlinale à faciès briançonnais. Puis cette zone disparaît de nouveau sous un lambeau de calcaires gréseux noirs charriés, à la faveur d'un petit synclinal bordé par la couverture calcaire.

La masse principale du Permien vient ensuite en position normale, directement sous cette couverture. Elle est représentée par un énorme affleurement d'arkoses à disthène qui correspond certainement à une série plusieurs fois redoublée du fait soit de replis, soit d'écaillages. Vers l'extrémité de ces arkoses, s'intercale une masse prasinitique avec schistes prasinitiques intermédiaires, le pendage étant ici pratiquement vertical; puis on observe quelques lambeaux de la couverture calcaire dans le Vallone Pienasea avant d'aboutir à la serpentine de la Tour Real qui représente le début de la série des Schistes lustrés (flanc inverse).

La coupe II commence un peu à l'Ouest du lac du Loup, passe par ce lac, arrive ensuite un peu au Nord du Colle del Lupo et de la Cima di Pienasea et se termine vers le milieu de la crête joignant ce sommet à la Cima di Bardia.

Cette coupe met en évidence certains des redoublements de la série permienne que la coupe précédente ne permettait que de supposer. On trouve en effet, pincés dans les arkoses à disthène, des terrains permien plus jeunes dont la présence prouve que ces arkoses ont subi des redoublements et des écaillages. A l'extrémité orientale, on constate que le Permien n'est

séparé des Schistes lustrés que par un banc de marbres chloriteux qui est ici le seul terme de la couverture calcaire.

La coupe III a été faite plus au Sud; elle passe par le Mongioia, le Monte Salza et descend ensuite dans la Cumbal di Pienasea jusqu'à la Capanna del Pastore.

Cette coupe se caractérise par l'extraordinaire empilement d'écailles qui marque la limite des calcschistes et de la zone d'Acceglio-Longet sur le flanc normal. On y trouve de nombreuses alternances de roches appartenant aux Schistes lustrés ou à la couverture calcaire et même des schistes permien. Certaines de ces écailles sont renversées comme le montrent quelques mauvais restes d'un hard ground qui était situé sous un niveau de marbres blancs rosés et sur des marbres chloriteux. On constate par contre une absence totale de couverture calcaire dans le même contact sur le flanc inverse.

Ces coupes montrent donc la grande complexité tectonique de la zone étudiée, caractérisée par des écaillages intenses qui, bien visibles quand ils affectent des termes de la couverture post triasique, sont plus difficiles à mettre en évidence dans le Permien et plus encore dans les Schistes lustrés.

Le rôtrocharriage de l'ensemble vers l'Est a déterminé un aspect concordant de toutes les formations qui complique l'interprétation. Ces mouvements ont amenés les Schistes lustrés charriés à être recouverts par leur autochtone sur le flanc inverse (versant italien). Il n'en reste pas moins que les

terrains paléozoïques et werféniens et leur couverture mésozoï-
que représentent certainement une fenêtre dans la (ou les) unité
charriée puisqu'ils sont homologues des terrains de la zone du
Roure dont ils sont séparés par 8 km de Schistes lustrés.

On voit d'ailleurs fort bien cette zone d'Acceglio-Longet
s'envoyer sous les Schistes Lustrés au Nord du col du Longet

CONCLUSION

=====

Notre étude nous a permis de préciser l'extension exacte de la "demie fenêtre" d'Acceglio-Longet vers le Nord.

Nous avons pu constater en outre l'importance prise, dans la série siliceuse, par les schistes et les arkoses aux dépens des termes plus élevés: anagénites et quartzites. Sauf tout à fait au Sud, ces dernières formations ne sont en effet plus représentées que par quelques lambeaux.

La rareté de ces termes supérieurs de la série siliceuse, de même que l'absence presque totale des dolomies triasiques sont dues à l'érosion post triasique dont l'intensité dans notre secteur a été particulièrement considérable, surtout comparée avec ce qu'elle a été dans tout le domaine Briançonnais et même dans le reste de la bande d'Acceglio-Longet.

Cette série permienne contient des intercalations de prasinites dont l'étude nous a permis de mettre en évidence les particularités pétrographiques et en particulier la présence d'associations rutile sphère en plus de la lawsonite déjà signalée par S.FRANCHI (1897) et A.MICHARD (1958). L'observation du passage progressif fréquent de ces prasinites, non seulement aux arkoses mais encore aux schistes chlorito-sériciteux, conduit à remettre en question leur position dans la série et surtout le caractère intrusif (sills ou coulées) qui leur avait été attribué.

La couverture post triasique Briançonnaise avait déjà été décrite par M.LEMOINE (1957) et A.MICHARD (1958). Elle est très

réduite et parfois totalement absente. La région du Monte Salza est cependant très originale à cet égard puisque, à la faveur d'écaillages complexes, on y trouve d'assez grandes accumulations de calcaires de cette couverture.

Notre secteur est caractérisé enfin par la présence de brèches dont la liaison fréquente avec la base des Schistes lustrés charriés nous permet de penser qu'il ne s'agit pas de brèches autochtones. Il semble en effet qu'elles aient été entraînées par les Schistes lustrés à partir de la bordure est (aujourd'hui invisible) de la zone d'Acceglio-Longet.

BIBLIOGRAPHIE

=====

- Carta geologica d'Italia (R. Ufficio geologico) au 1/100 .000,
feuille Dronero Argentera (1930)
- CONTI S. 1953 Studi geologici sulle Alpi Occidentali (1° et 2°
contributo) (Bol. Servizio geol. d'Italia)
- CONTI S. 1955 id. 3° contributo (Bol.
Servizio geol. d'Italia)
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. 1957 Calcschistes piémontais et
terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de
la Maira et de la Varaita (C.R. som. S.G.F. 4 fév.)
- ELLENBERGER F. 1958 Etude géologique du pays de Vanoise
(Mémoire explic. carte géol. de France)
- ELLENBERGER F. 1960 Sur une paragenèse éphémère à Lawsonite
et glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute
Maurienne (Bul. S.G.F. p. 190)
- ELLENBERGER F. et LEMOINE M. 1955 Les faciès prépiémontais et
le problème du passage de la zone du Briançonnais aux
Schistes lustrés piémontais (C.R. som. S.G.F. 18 avr.)
- FRANCHI S. 1897 Sopra alcuni nuovi giacimenti de roccie a
Lawsonite (Bol. Soc. geol. d'Italia)
- FRANCHI S. 1898 Sull'età mesozoica della zona delle Pietre
verdi nelle Alpi occidentali (Bol. R. Com. geol. d'Italia)
- FRANCHI S. 1926 Principali risultati scientifici delle Escur-
sioni geologiche fatte nelle Alpi Cozie con P. TERMIER e
W. KILIAN (Bol. R. Ufficio geol. d'Italia)

- FRANCHI S. 1929 Sulla tettonica delle Alpi Cozie franco-italiane
(Memorie descrit. Carta geol. d'Italia)
- GIDON M. 1956 Les rapports entre Schistes lustrés et terrains
briançonnais en Haute Ubaye (C.R. Ac.Sc. t.242, p.154)
- LEMOINE M. 1954 Sur le problème des rapports entre Briançonnais
et Schistes lustrés aux latitudes de Briançon et du Queyras
(C.R. som. S.G.F. 15 févr.)
- LEMOINE M. 1955 Note préliminaire sur le mode^{de}/gisement de cer-
taines ophiolites des Schistes lustrés du Queyras
(C.R. som. S.G.F. 21 Mars)
- LEMOINE M. 1957 Calcschistes piémontais et terrains à faciès
briançonnais dans la Haute vallée de l'Ubaye (C.R. som.
S.G.F. 4 févr.)
- LEMOINE M. 1959 Remarques à propos de quelques faits et hypothè-
ses concernant l'âge des Schistes lustrés piémontais dans
les Alpes cottiennes et briançonnaises (Bul. S.G.F. p. 90)
- LEMOINE M. 1960a Sur les caractères stratigraphiques et l'ordre
de succession des unités tectoniques à la marge interne de
la zone briançonnaise (C.R. som. S.G.F. 2 mai)
- LEMOINE M. 1960b Esquisse d'une représentation de la paléogéo-
graphie de la marge interne de la zone briançonnaise au
Jurassique et au Crétacé (Transversales de Briançon et
du Queyras) (C.R. som. S.G.F. p. 102)
- LEMOINE M. 1960c Découverte d'une microfaune du Crétacé supé-
rieur au col du Longet; conséquences tectoniques et paléo-
géographiques (C.R. som. S.G.F. 19 déc.)

- LEMOINE M. 1961 Le Briançonnais interne et le bord de la zone des Schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'UBAYE (Trav. Labo. Géol. Fac. Grenoble)
- MICHARD A. 1958 Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la région de Bellino (Dipl. Etudes Sup. Paris - Résumé dans Bul. S.G.F. 1959 p. 52)
- MICHARD A. 1961 Schéma structural du massif triasico-liasique Maira-Grana dans ses rapports avec les Schistes lustrés et le massif Dora-Maira (C.R. Ac. Sc)
- MICHEL R. 1953 Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Sciences de la terre - Nancy)
- MICHEL R. 1957 Les faciès à Glaucothane dans le massif d'Ambin (C.R. som. S.G.F. p. 150)
- NOVARESE V. 1895 Nomenclatura e sistematica delle Rocce verdi nelle Alpi occidentali (Bol. R. Com. geol. d'Italia)
- STELLA A. 1895 Relazione sul rilevamento geologico eseguito nel 1894 in valle Varaita (Bol. R. Com. geol. d'Italia)
- TERMIER P. 1925 Compte rendu d'une excursion géologique dans les hautes vallées de la Dora Riparia, de la Maira et de la Stura, en compagnie de MM. S.FRANCHI, W.KILLIAN et E.RAGUIN (Bul. S.G.F. p. 839)

Denis L E B L A N C

Etude géologique de la région du col du Longet
(Alpes Cottiennes franco italiennes)

Fasc. 2 Planches

Diplôme d'Etudes Supérieures

21 mars 1962

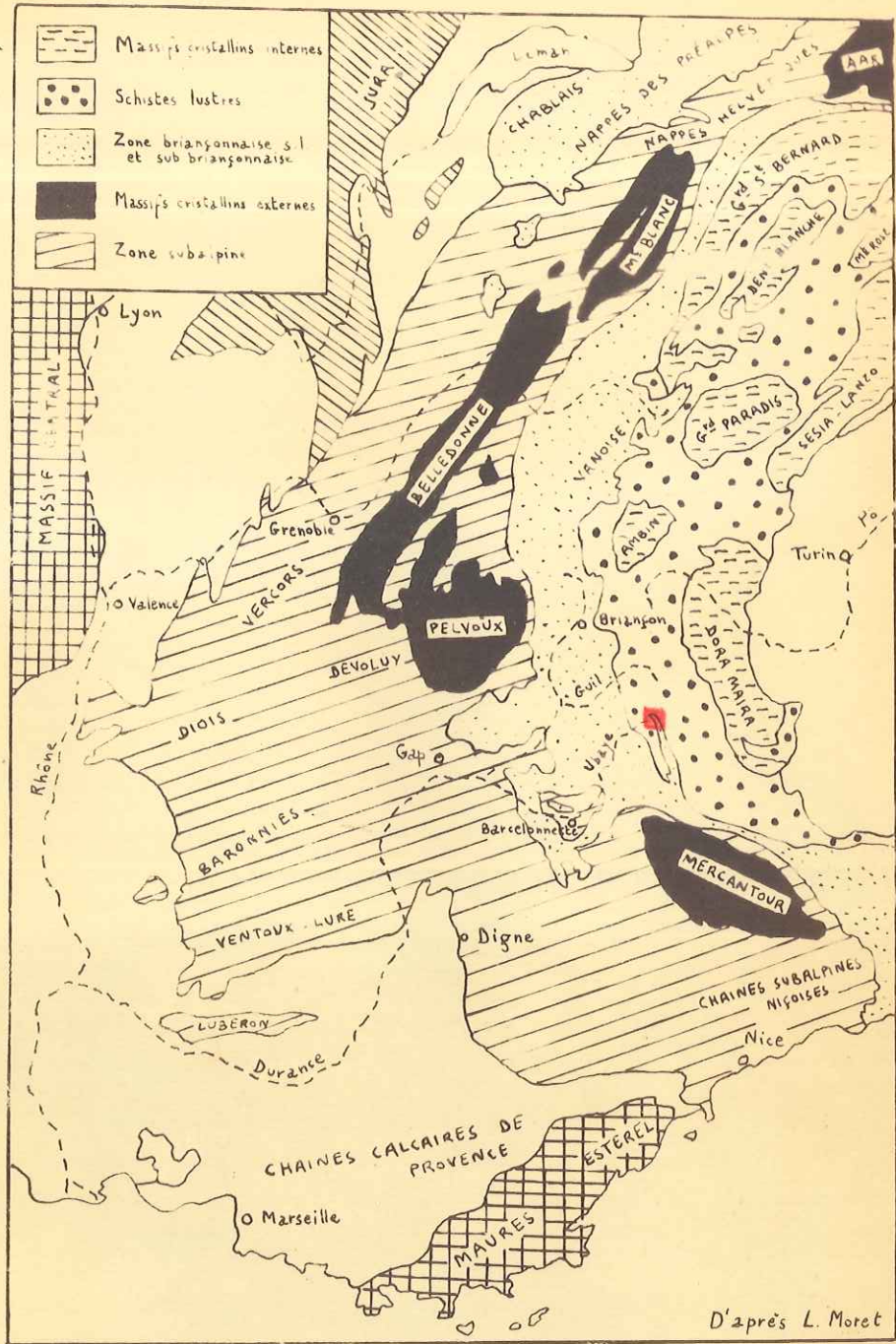
LEBLANC

Leblanc

Zone blanche

LEGENDE COMMUNE AUX PHOTOGRAPHIES, COUPES ET PANORAMAS

ad	Arkoses à disthène <i>jadeite</i>	
ga	Gneiss albitiques	}
gm	Gneiss à microline	
scq	Schistes conglomératiques quartziteux	
scs	Schistes chlorito albitiques	
qma	Quartzites micacés albitiques	
p ¹	Prasinites lawsonitiques	
SQ	Schistes quartziteux	
an	Anagénites	<i>Permien Sup.</i>
qz	Quartzites werféniens	<i>Trias inf.</i>
d	Dolomie	
cc	Couverture calcaire	
Cca	Calcaire clair ankéritique	
CQ	Calcaire quartzeux	
Cn	Calcaire briançonnais noir	
mbr	Marbre blanc rosé	<i>Malm ?</i>
mc	Marbre chloriteux	<i>Sur HQ Senonien inf.</i>
br	Brèche	
SLp	Schistes lustrés, faciès quartzo-phylladique	
SLm	" " faciès mixte	
SLc	" " faciès calcaire	
cgn	Calcaires gréseux noir	
p	prasinites	
s	serpentes	ε Euphotides



Position du terrain étudié ■

Dans les Alpes franco-italiennes

Denis Leblanc

Etude géologique de la région du col du Longet

Compléments au volume de planches

Planche 2

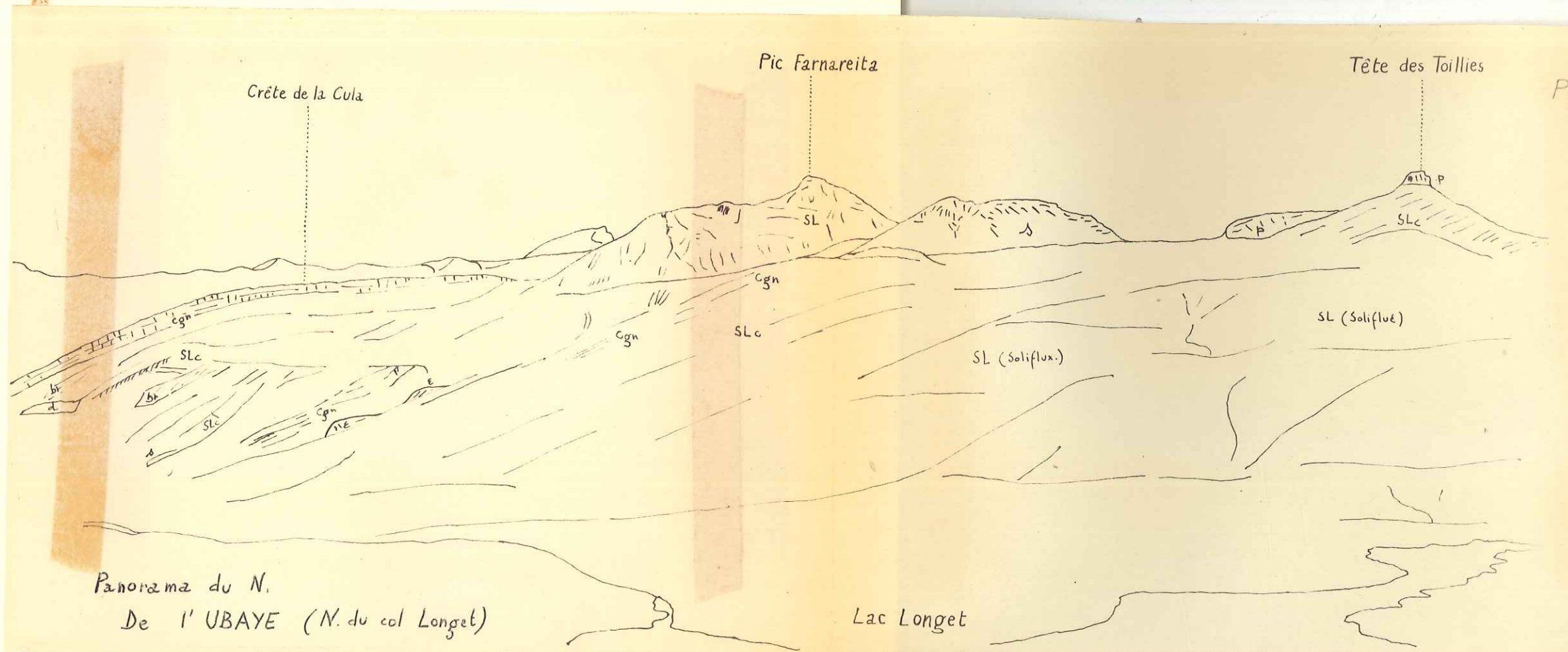
Le panorama représente toute la partie du secteur étudié située au Nord de l'Ubaye sur le versant français. Il est vu depuis le versant Sud de la vallée, juste au dessus du lac Longet.

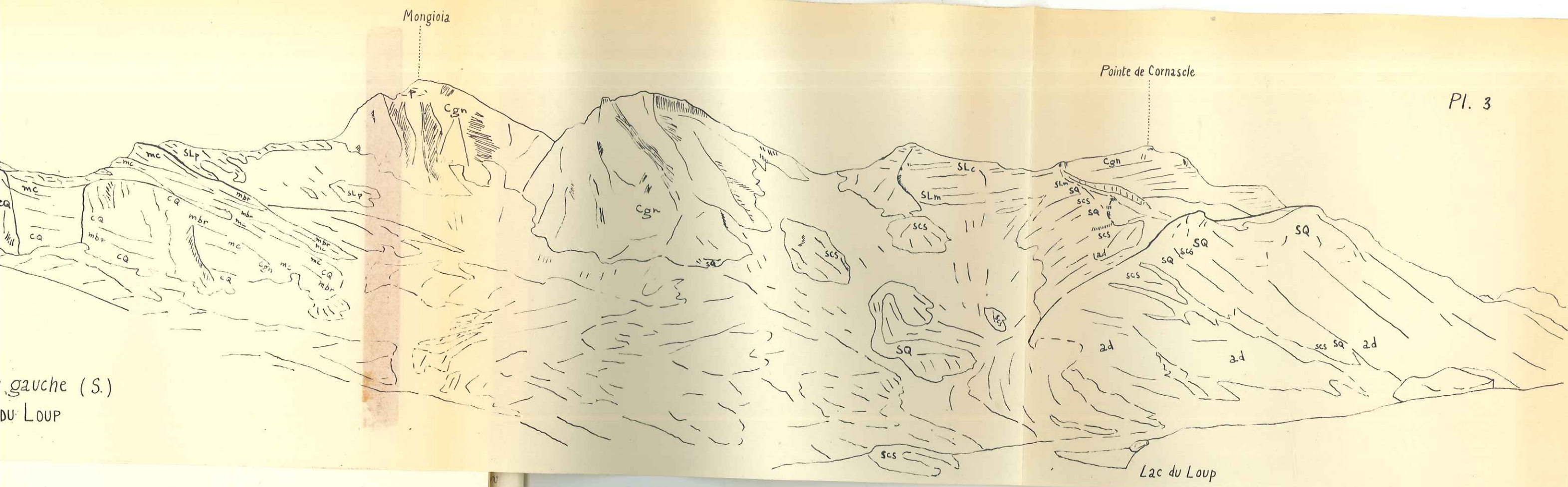
Le bas du versant visible ici mesure environ 2 km et est orienté Est-Ouest.

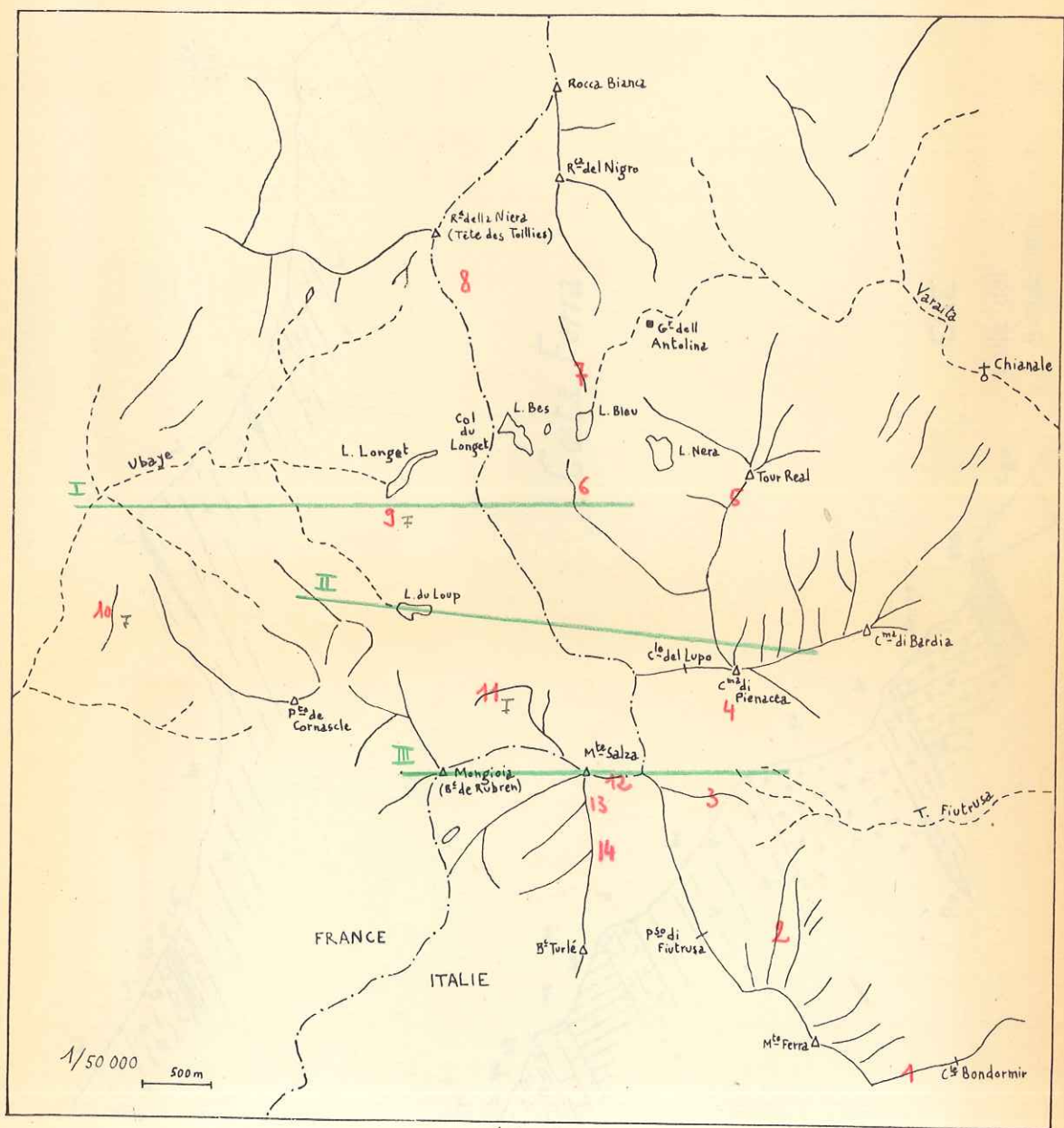
Planche 3

Panorama englobant presque toute la rive sud du vallon du Loup depuis l'extrémité de l'affleurement de schistes quartzeux (environ 1 km au SW du coude de l'Ubaye) jusqu'au Monte Salza.

La vue est prise de 500 m au NE du lac du Loup (dans le prolongement des falaises du versant NW du Salza). Le bas des pentes visibles mesure environ 2,5 km et est orienté NW-SE.







Localisation des Coupes

- Coupes de détail 1
- Coupes générales I

Planche 5

Coupe 1 Au S des falaises de Costa Ferra, sur l'arête venant du colle Bondormir.

Coupe 2 Au N de ces falaises, elle passe par l'éperon 2767, 900 m au N du Monte Ferra.

Planche 6

Coupe 3 Sur l'arête descendant de la crête Fiutrusa-Salza vers l'E (1 km au S de la Cima di Pienasea).

Coupe 4 500 m au SSE de la cima di Pienasea.

Coupe 5 300 m au S de la Tour Real.

Planche 7

Coupe 6 200 m au S du lagho Bleu

Coupe 7 100 m au NW du lagho Bleu

Coupe 8 Extrémité N de la zone d'Acceglio-Longet, sur le versant E de Costone della Niera (400 m SE de la Tête des Toillies).

Planche 8

Coupe 9 Au dessus du lac Longet (200 m au S).

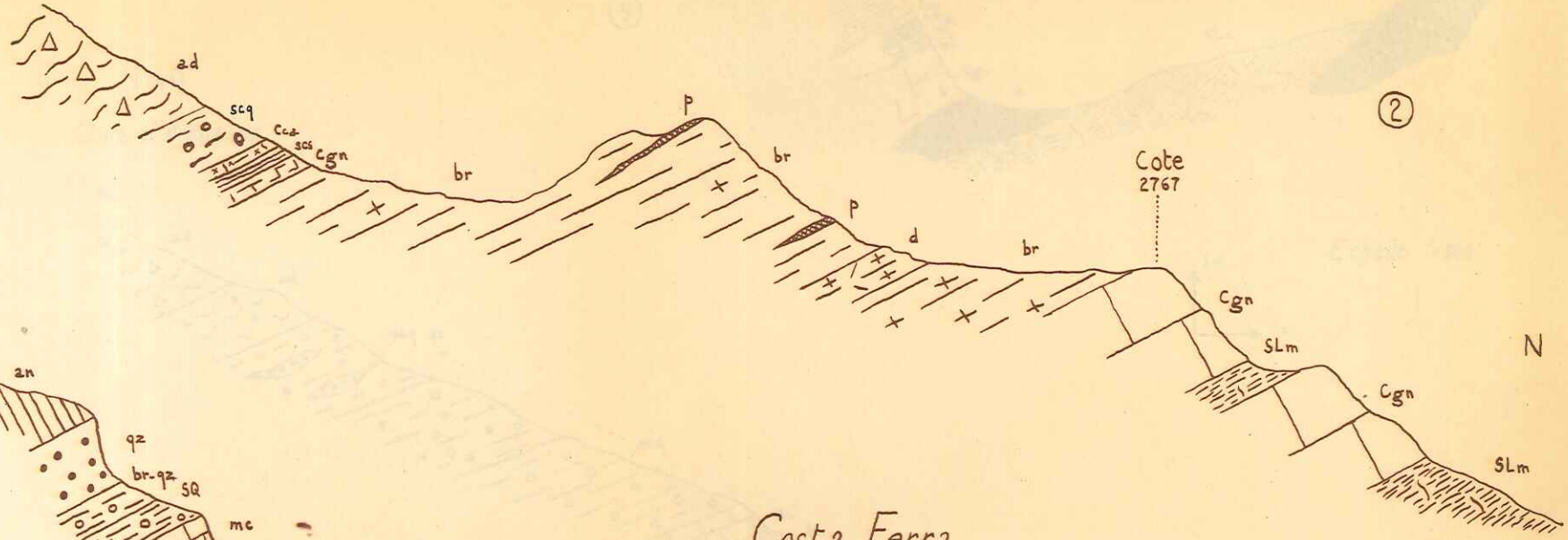
Coupe 10 Dans les brèches du coude de l'Ubaye, 900 m au NE du confluent du torrent de Cornascle et de l'Ubaye.

Coupe 11 Sur les falaises du NW du Monte Salza (600 m SE du lac du Loup).

L'orientation de cette coupe doit être inversée, le N étant vers la droite.

S

Mont Ferra
(cote 3048)



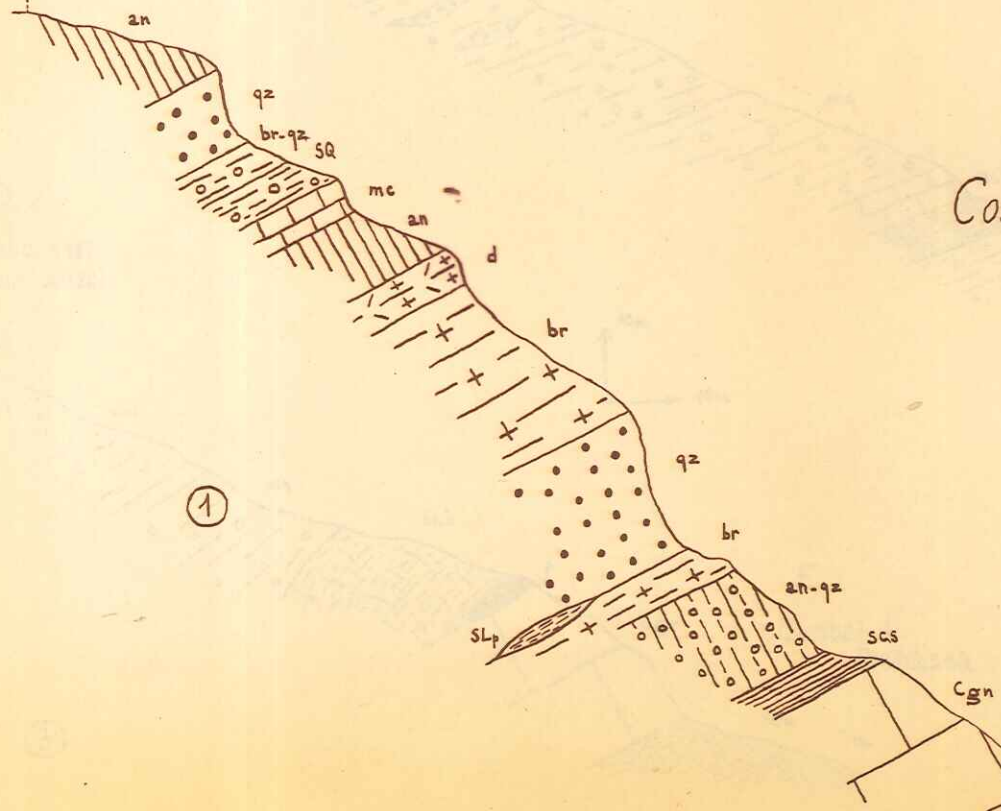
Cote 2992

Cote 2767

N

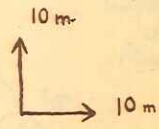
Costa Ferra

1



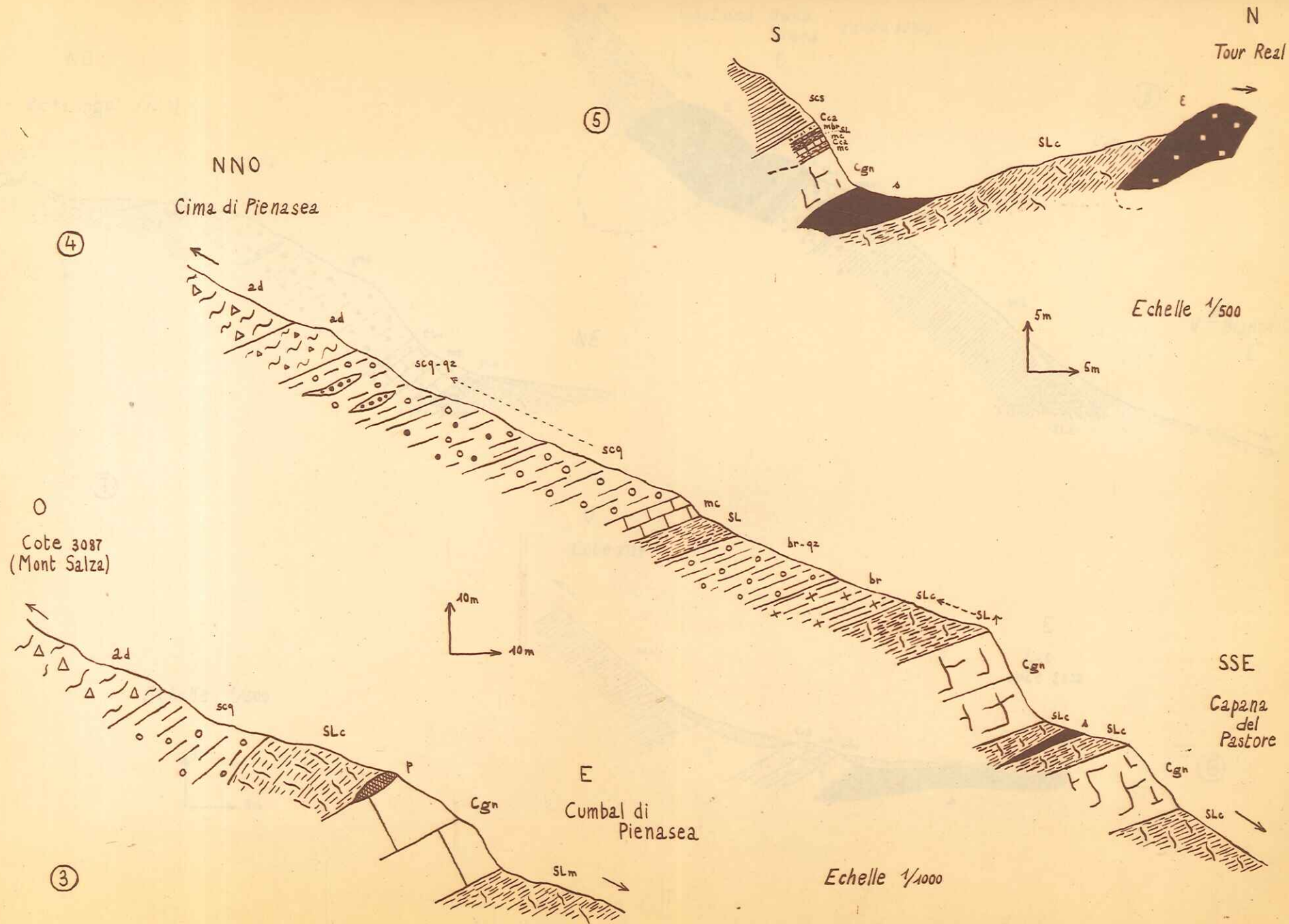
ENE

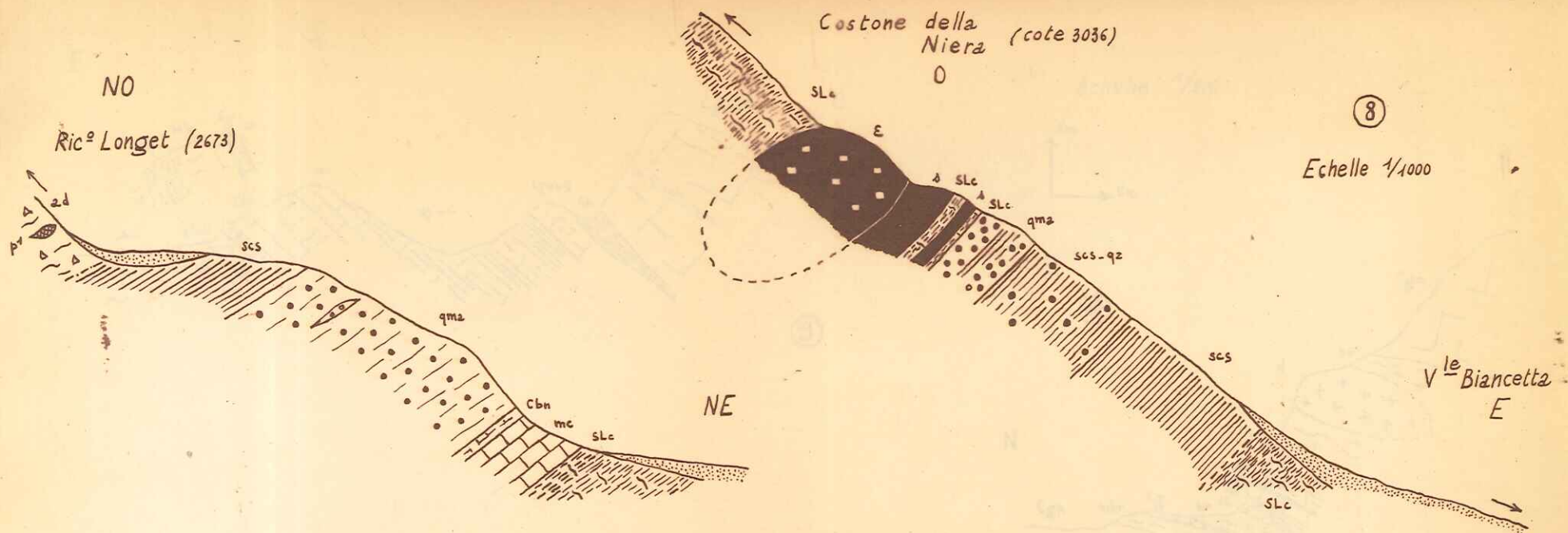
Colle del
Bondormir



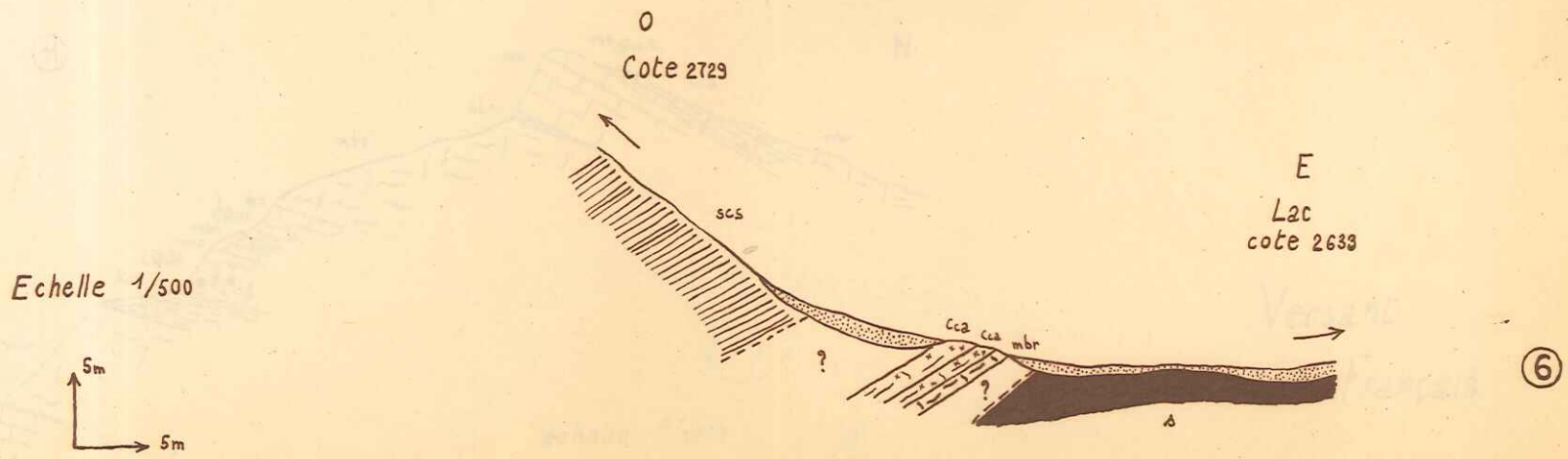
Echelle 1/1000

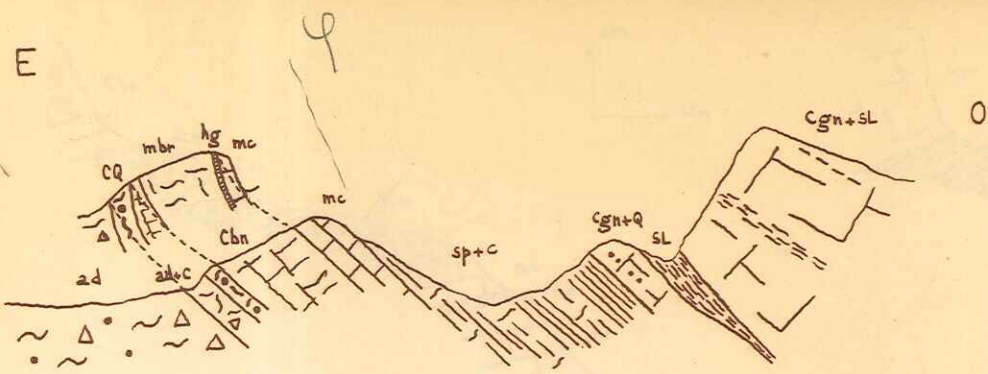
P. 5





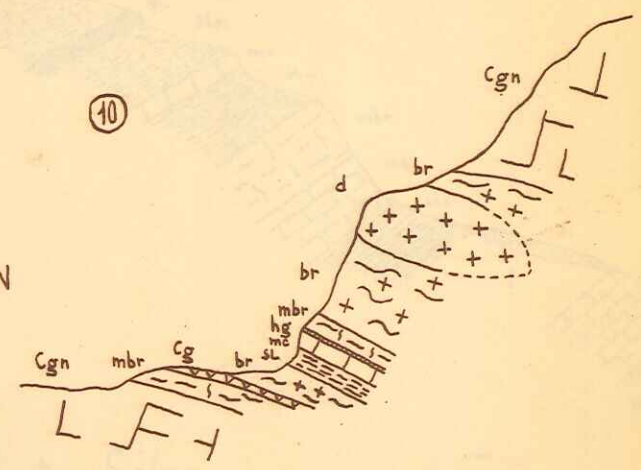
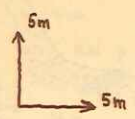
7



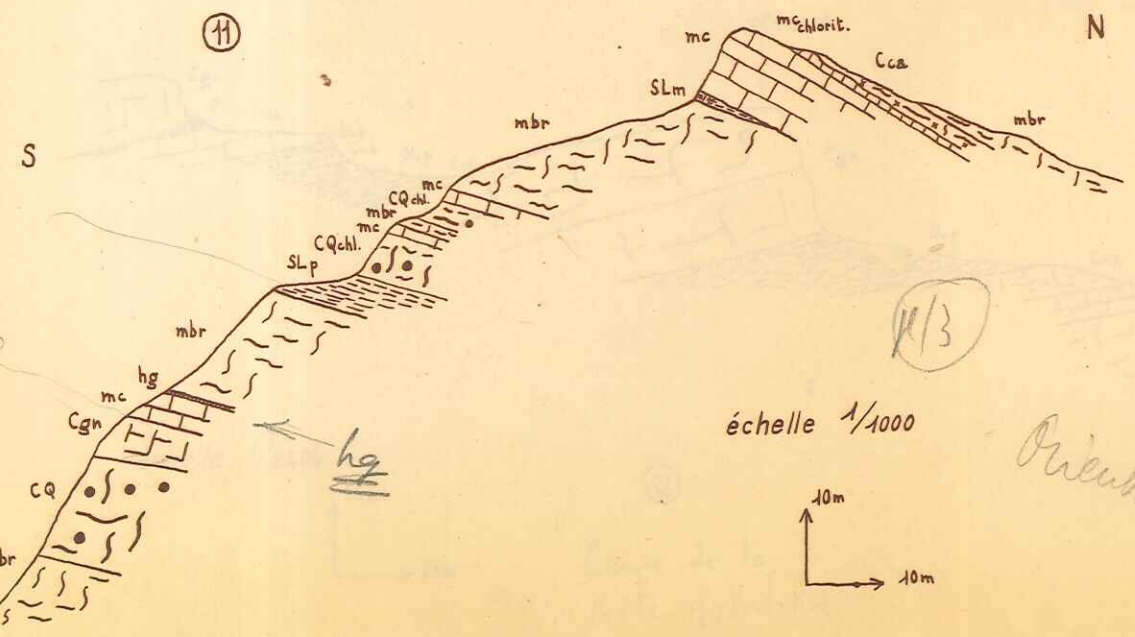


9

échelle 1/500

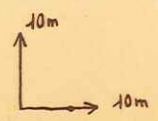


10



11

échelle 1/1000



11/3

Orientation?

Versant Français

Planche 9

Coupe 12 Arête E du Monte Salza, depuis les gneiss de la base jusqu'à la cote 3309 puis à la cote 3326.

Coupe 13 Sur le versant E. du Salza, 300 m SE de la cote 3326.

Coupe 14 Sur le même versant E. du Salza, 200 m au S de la précédente.

L'orientation des 3 coupes de cette planche est erronée : En fait l'E se trouve sur la droite des 3 coupes.

Planche 10

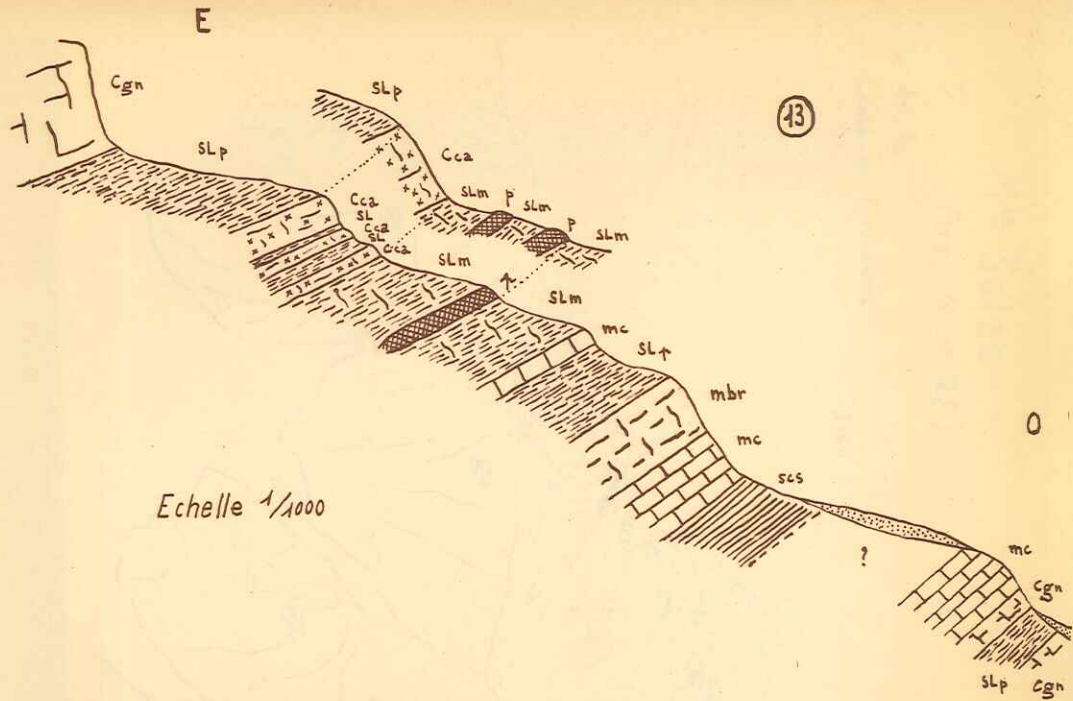
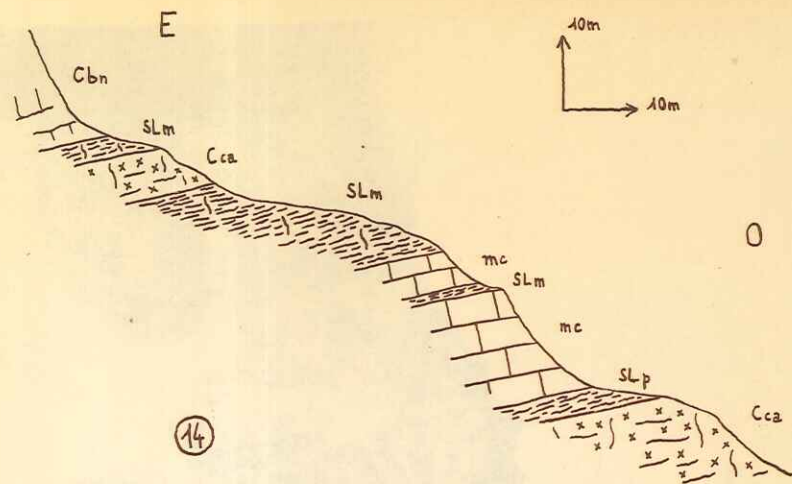
Panorama du versant NE du Monte Salza vu d'au dessus du Colle del Lupo; on voit également toute l'arête E (coupe 12). Le bas des pentes du Salza est visible sur une longueur de 500 m environ.

Planche 11

Panorama du versant E du Salza vu du Passo di Fiutrusa. Les calcaires de la série des Schistes lustrés (Cgn) recouvrent une accumulation d'écaillés variées. Le bas des pentes visibles mesure environ 1 km.

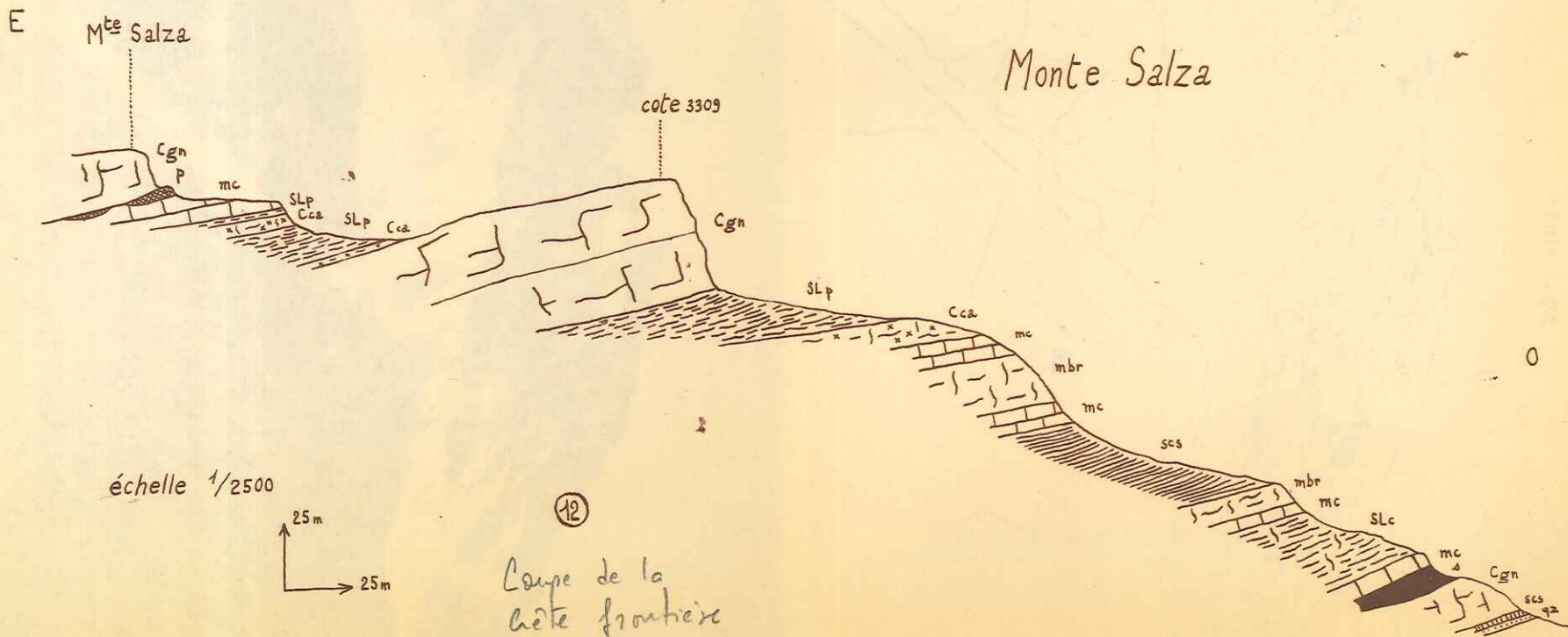
Planche 12

La photographie de gauche montre la très grande complexité des écaillés sur le bas du versant E du Salza; celle de droite souligne les complications sédimentologiques qui s'y ajoutent à l'intérieur même des bancs.



Echelle 1/1000

Monte Salza



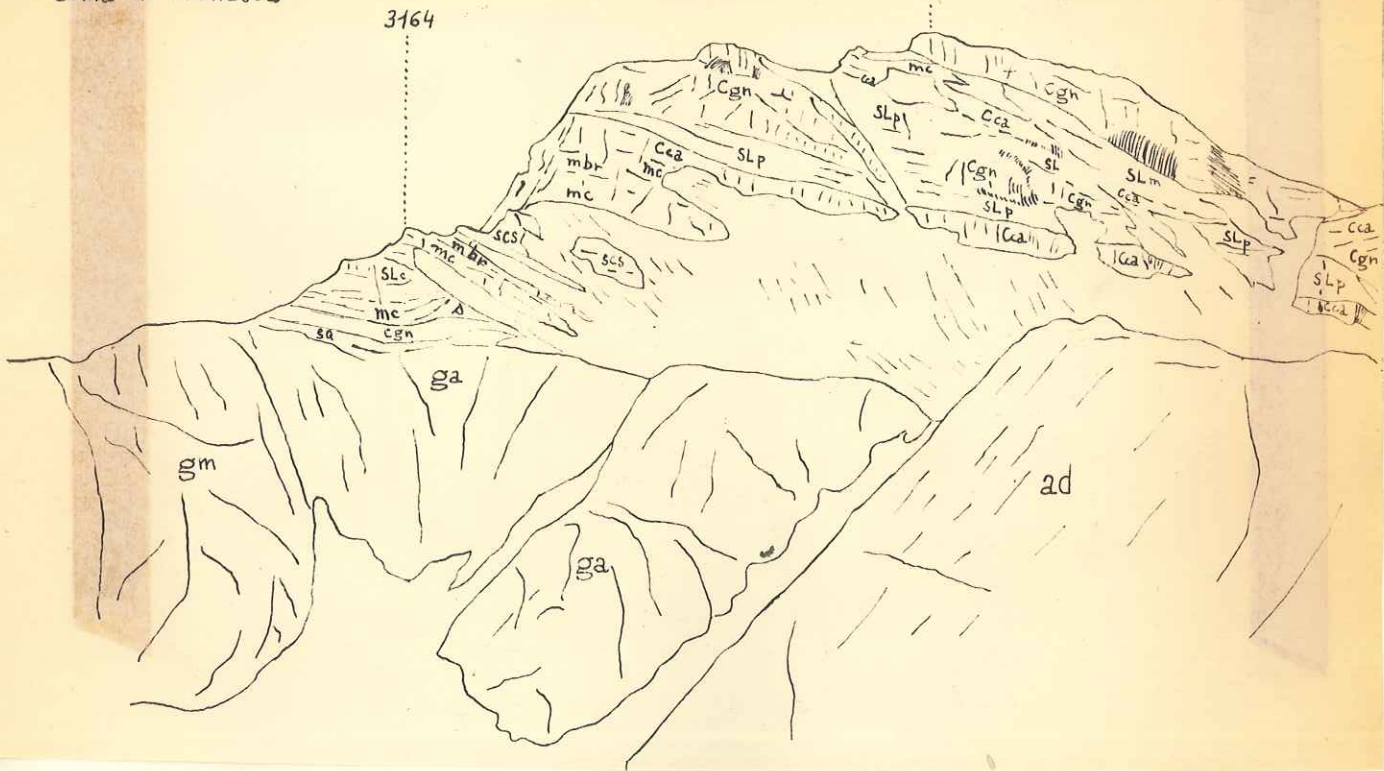
échelle 1/2500

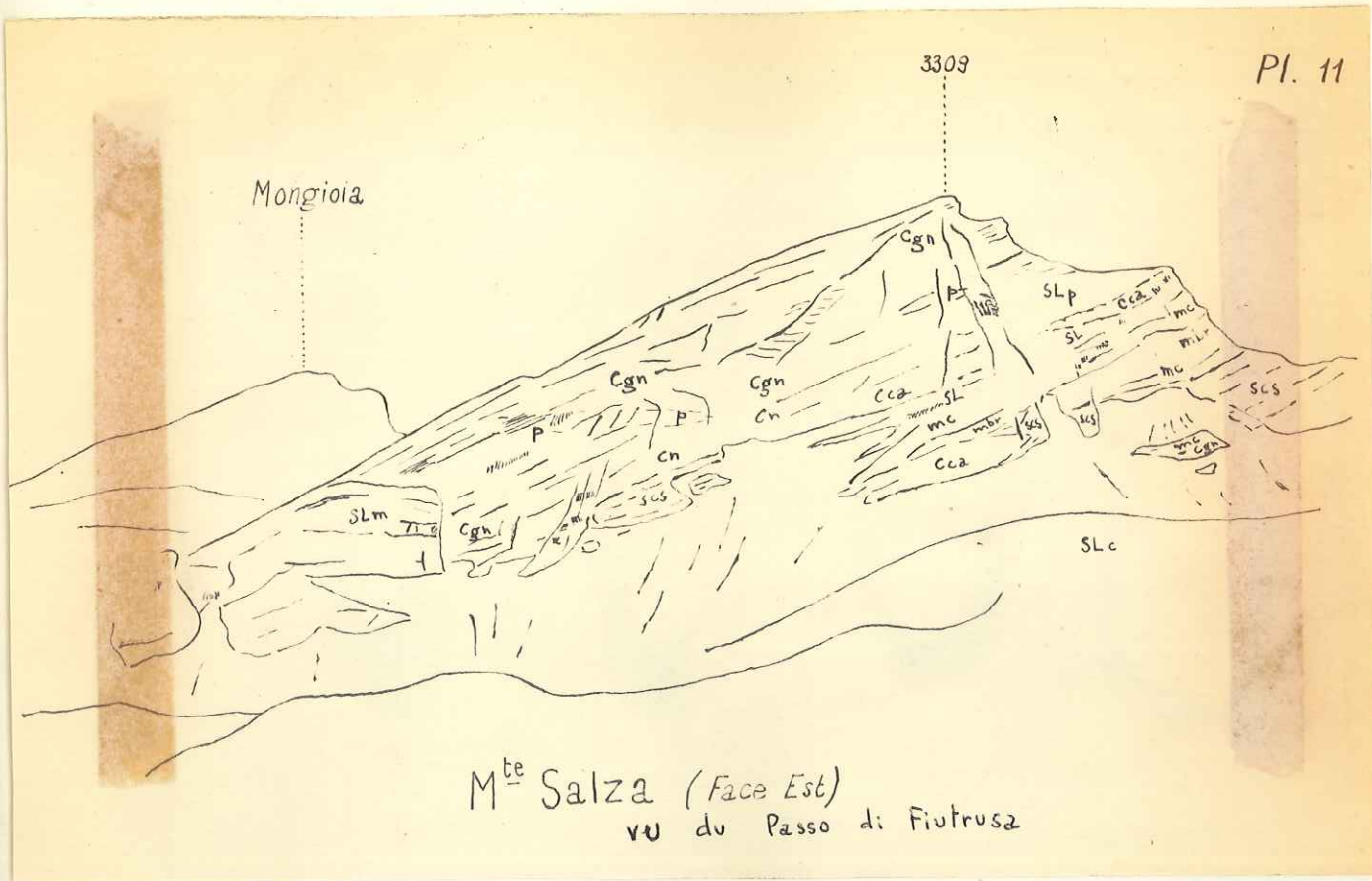
Coupe de la cote frontiere

M^{te} Salza
(Facies N. et N.E.)

Vu de la
Cima di Pienzese

Monte Salza





Versant E. du Mte Salza



empilement d'écaillés
(épaisseur de la coupe
visible ici : 8 m environ

Lits gréseux soulignant les replis
d'un banc calcaire ayant par
ailleurs une apparence tranquille

Planche 13

Vue prise du N de l'Ubaye vers le S. On voit la couverture calcaire (cc) formant un arc depuis le lac du Longet (à mi hauteur à gauche) jusqu'à l'émissaire du lac du Loup. Cet arc sépare le Permien briançonnais (au S) des Schistes lustrés (au N).

Planche 14

Le Permien disparaît sous les Schistes lustrés. Des petites masses de serpentine ou de gabbro sont coïncées dans le contact et soulignent ainsi son caractère anormal.

Planche 15

La prasinite boudinée de la Tête des Toillies (entourant une prasinite massive) évoque la surface d'une coulée de lave.

Cima di Pienasea



Monte Salza



Mongioia



Couverture calcaire (cc) limitant la zone d'Acceglio
• au S. du lac du Longet

Tête des Toillies

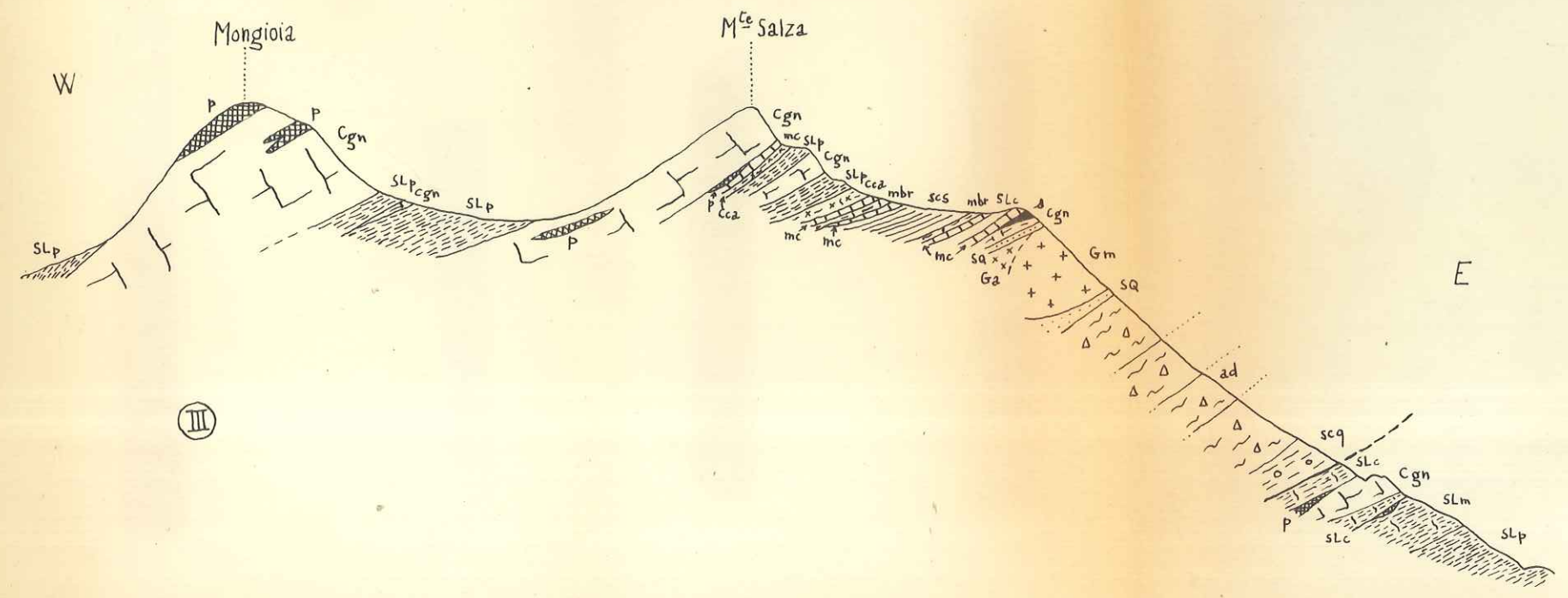
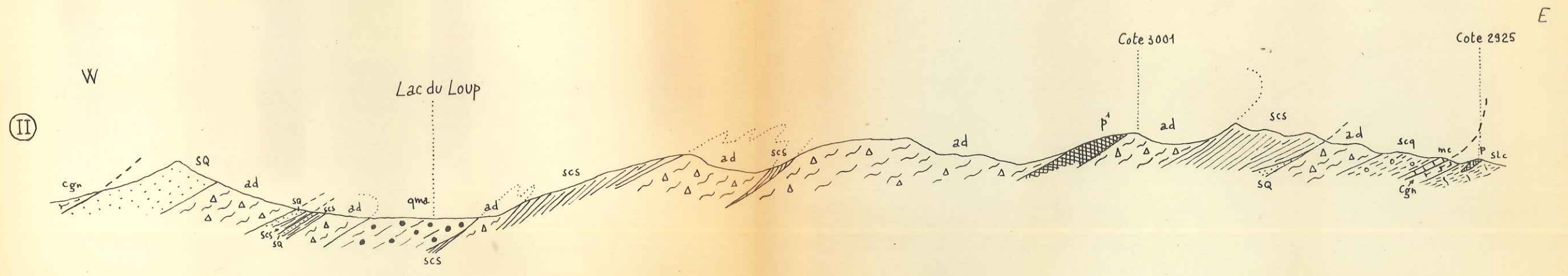
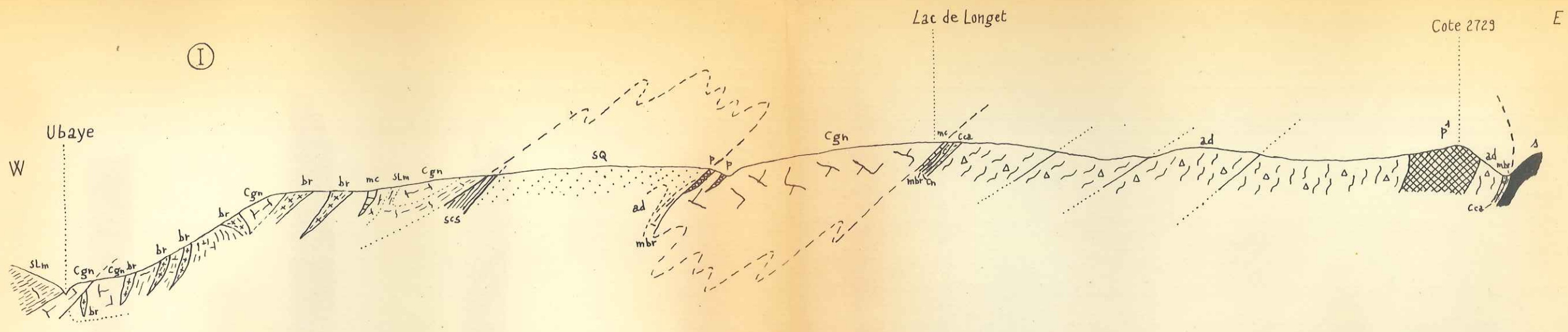


Disparition du Permien sous les Schistes lustrés
(Extrémité N. de la zone D'Acceglio-Longet)

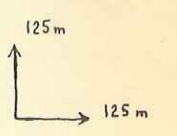


Prasinite boudinée et étirée formant une sorte de "manchon" semblant entourer la Tête des Toillies à sa base.

ici versant S.

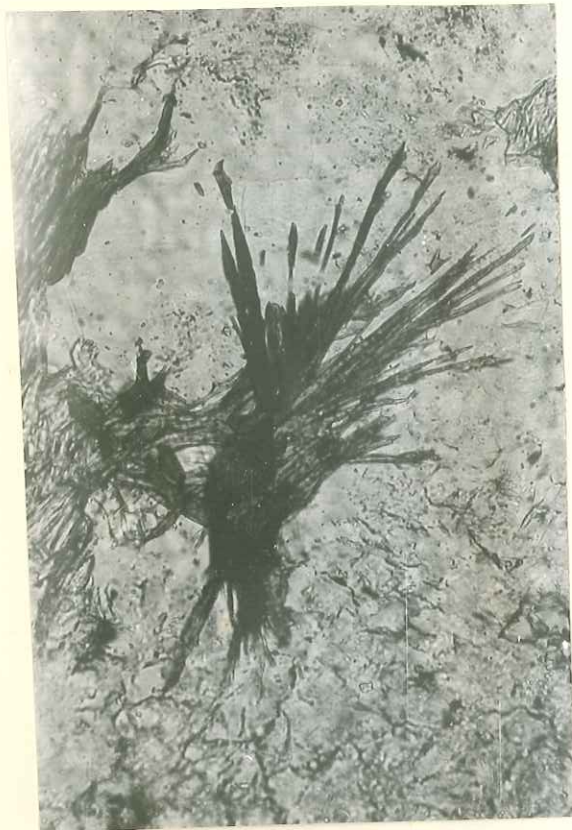


Coupes Générales



1/12 500

Pl. 16



1



2



3



4

Planche I7

I - Arkose à disthène (ad) X 210 LN

Touffe de stilpnomélane, pléochroïque de jaune à brun.

Le fond est quartzo albitique avec des micas blancs (à gauche)

2 - Arkose à disthène X 50 LN

Disthène en voie d'altération, caractérisé par ses clivages

En bas à gauche, plage complètement altérée (sombre).

Les plages claires sont du quartz ou de l'albite.

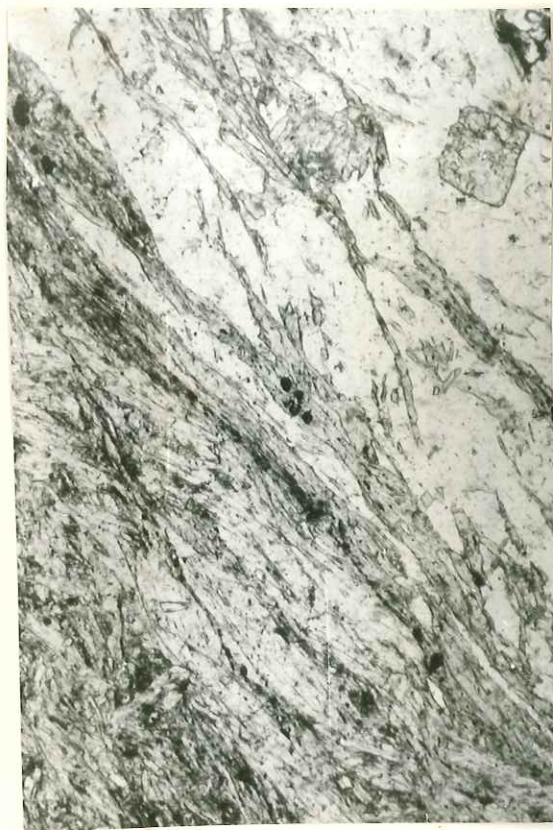
3 - Gneiss albitique (Ga) X 40 LP

Fond presque uniquement albitique.

Les deux grandes plages altérées sont d'anciens disthènes transformés en "séricite" avec cassures remplies de quartz et d'albite.

4 - Gneiss à microcline (Gm) X 90 LP

Microcline cassé cimenté par du quartz et de l'albite.



1



2

Schistes chlorito sériciteux (scs)

1 - Faciès banal X 60 LN

Fond quartzeux avec lits micacés (surtout mica blanc, un peu de chlorite). En haut à droite, carré d'apatite.

2 - X 210 LP

Association de chlorite et de mica blanc dans le même édifice cristallin. Le fond est quartzeux et sériciteux.

Planche I9

Prasinites lawsonitiques p^A

I - Faciès lité X 40 LN

Lit blanc avec grenat dans un fond quartzo albitique et sériciteux avec nombreux petits cristaux de lawsonite.

2 - Faciès lité X 90 LN

Lit bleu; le fond est surtout formé de glaucophane avec quartz et séricite.

Grands cristaux de lawsonite altérée et (en haut) gros rutile avec auréole de sphène.

3 - Faciès à albite et actinote X 90 LN

Fond albitique avec abondant feutrage de petites aiguilles d'actinote.

4 - Faciès "variolitique" X 40 LN

L'extérieur des nodules comporte surtout du glaucophane.

La bordure (noire) est formée d'une accumulation de petits cristaux de lawsonite.

L'intérieur est riche en chlorite peu colorée avec aussi glaucophane, lawsonite, albite.



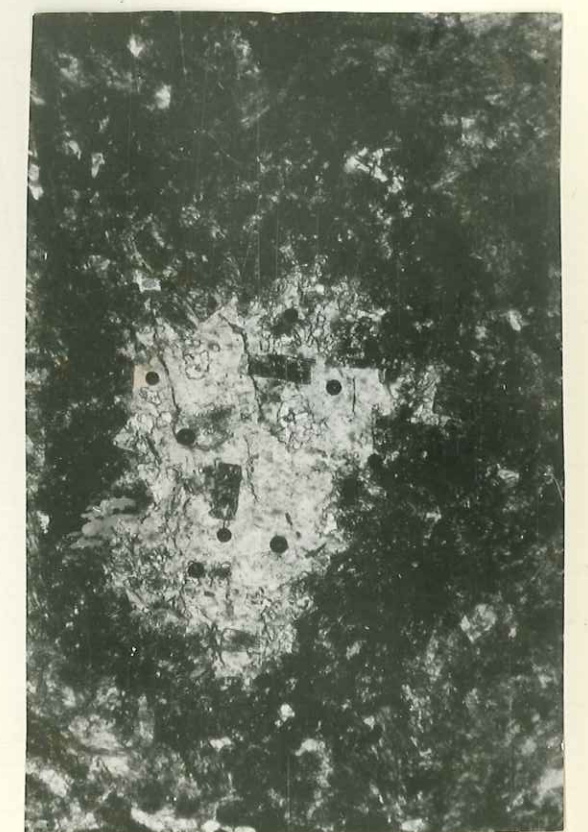
1



2



3



4

Planche 20

I - Dolomie d X 90 LP

Dans un fond de dolomie fine (à droite), filonnet de quartz avec grand cristal automorphe de dolomite et (à mi hauteur à gauche) cristal d'albite rempli d'inclusions.

2 - Ciment brèchique X 90 LN

Fond quartzo micacé semblable aux schistes permien (cf. Pl. 18, photo I) avec en plus un peu de calcite.

3 - Calcaire clair ankéritique Cca X 90 LN

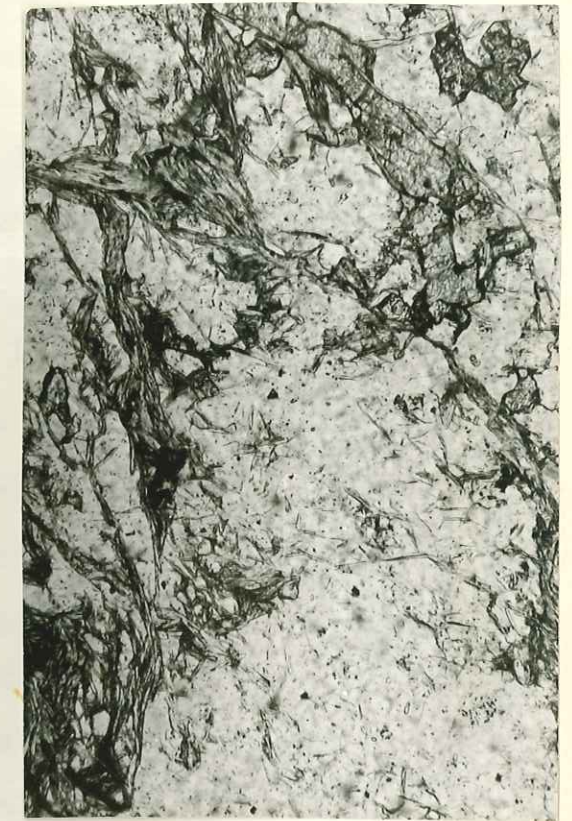
Roche quartzo carbonatée (calcite et aussi ankérite reconnaissable à ses exsudations ferrugineuses) avec rares micas blancs.

4 - Euphotide X 40 LN

Pyroxènes à diallage plus ou moins altérés dans un fond serpentineux.



1



2



3



4

Denis Leblanc

Etude géologique de la région du col du Longet

Compléments au volume de planches

Planche 2

Le panorama représente toute la partie du secteur étudié située au Nord de l'Ubaye sur le versant français. Il est vu depuis le versant Sud de la vallée, juste au dessus du lac Longet.

Le bas du versant visible ici mesure environ 2 km et est orienté Est-Ouest.

Planche 3

Panorama englobant presque toute la rive sud du vallon du Loup depuis l'extrémité de l'affleurement de schistes quartzeux (environ 1 km au SW du coude de l'Ubaye) jusqu'au Monte Salza.

La vue est prise de 500 m au NE du lac du Loup (dans le prolongement des falaises du versant NW du Salza). Le bas des pentes visibles mesure environ 2,5 km et est orienté NW-SE.

Planche 5

Coupe 1 Au S des falaises de Costa Ferra, sur l'arête venant du colle Bondormir.

Coupe 2 Au N de ces falaises, elle passe par l'éperon 2767, 900 m au N du Monte Ferra.

Planche 6

Coupe 3 Sur l'arête descendant de la crête Fiutrusa-Salza vers l'E (1 km au S de la Cima di Pienasea).

Coupe 4 500 m au SSE de la cima di Pienasea.

Coupe 5 300 m au S de la Tour Real.

Planche 7

Coupe 6 200 m au S du lagho Bleu

Coupe 7 100 m au NW du lagho Bleu

Coupe 8 Extrémité N de la zone d'Acceglia-Longet, sur le versant E de Costone della Niera (400 m SE de la Tête des Toillies).

Planche 8

Coupe 9 Au dessus du lac Longet (200 m au S).

Coupe 10 Dans les brèches du coude de l'Ubaye, 900 m au NE du confluent du torrent de Cornascle et de l'Ubaye.

Coupe 11 Sur les falaises du NW du Monte Salza (600 m SE du lac du Loup).

L'orientation de cette coupe doit être inversée, le N étant vers la droite.

Planche 9

Coupe 12 Arête E du Monte Salza, depuis les gneiss de la base jusqu'à la cote 3309 puis à la cote 3326.

Coupe 13 Sur le versant E. du Salza, 300 m SE de la cote 3326.

Coupe 14 Sur le même versant E. du Salza, 200 m au S de la précédente.

L'orientation des 3 coupes de cette planche est erronée : En fait l'E se trouve sur la droite des 3 coupes.

Planche 10

Panorama du versant NE du Monte Salza vu d'au dessus du Colle del Lupo; on voit également toute l'arête E (coupe 12). Le bas des pentes du Salza est visible sur une longueur de 500 m environ.

Planche 11

Panorama du versant E du Salza vu du Passo di Fiutrusa. Les calcaires de la série des Schistes lustrés (Cgn) recouvrent une accumulation d'écaillés variées. Le bas des pentes visibles mesure environ 1 km.

Planche 12

La photographie de gauche montre la très grande complexité des écaillés sur le bas du versant E du Salza; celle de droite souligne les complications sédimentologiques qui s'y ajoutent à l'intérieur même des bancs.

Planche 13

Vue prise du N de l'Ubaye vers le S. On voit la couverture calcaire (cc) formant un arc depuis le lac du Longet (à mi hauteur à gauche) jusqu'à l'émissaire du lac du Loup. Cet arc sépare le Permien briançonnais (au S) des Schistes lustrés (au N).

Planche 14

Le Permien disparaît sous les Schistes lustrés. Des petites masses de serpentine ou de gabbro sont coïncées dans le contact et soulignent ainsi son caractère anormal.

Planche 15

La prasinite boudinée de la Tête des Toillies (entourant une prasinite massive) évoque la surface d'une coulée de lave.