Etude de la couverture sédimentaire de la bordure ouest du massif des Grandes Rousses (Bourg d'oisans) - Isère

Michel Bornuat

▶ **To cite this version:**

Michel Bornuat. Etude de la couverture sédimentaire de la bordure ouest du massif des Grandes Rousses (Bourg d'oisans) - Isère. Stratigraphie. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1961. Français. NNT : . tel-00649666

HAL Id: tel-00649666

https://theses.hal.science/tel-00649666

Submitted on 8 Dec 2011

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.

B.U. DE SAVOIE
D 032 280267 1

ETUDE DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DE LA BORDURE OUEST DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES

Michel BORNUAT

Novembre 1961

TR 1001 1061 1

Je tiens, avant de présenter ce petit mémoire, à remercier tous ceux grâce auxquels il a pu voir le jour, autant dire tout le Laboratoire de Géologie de Grenoble dont l'enseignement et l'ambiance procurent des conditions idéales de travail.

Je remercierai tout spécialement Monsieur le Doyen L. MORET et Monsieur le Professeur R. BARBIER envers qui je suis doublement redevable : en tant que Professeurs dont les cours ont développé en moi le goût de la Géologie et en tant que Directeurs du Laboratoire qui m'ont permis de suivre le 3e Cycle de Géologie approfondie.

Mes remerciements les plus vifs iront ensuite à Monsieur J. DEBELMAS qui m'a fourni le sujet de ce travail et dont les conseils constants et les visites sur le terrain m'ont été d'une aide très précieuse.

Monsieur J. SARROT-REYNAULD travaillant sur des terrains analogues dans le Dôme de La Mure, m'a prodigué de nombreux conseils et corrigé des erreurs. Qu'il trouve ici l'expression de ma reconnaissance.

Enfin, ma plus profonde gratitude ira à Monsieur le Général COLLIGNON qui a bien voulu passer beaucoup de temps à déterminer les très mauvais échantillons de fossiles liasiques recueillis sur le terrain, et qui ne m'a pas ménagé ses encouragements tout au long de ce travail.

S O M M A I R E

I N T R O D U C T I O N .

Pages

1ère PARTIE : STRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE

I. HISTORIQUE..... 8
- A - STRATIGRAPHIE
- B - PALEOGEOGRAPHIE

II. LE SOCLE CRISTALLIN..... 13
- A - BORDURE EST : LES GRANDES ROUSSES
- B - BORDURE OUEST : BELLEDONNE
- C - LA DORSALE CRISTALLINE DE L'ENVERSIN

III. LE TRIAS..... 15
- A - INTRODUCTION
- B - DESCRIPTION DES PRINCIPAUX FACIES .
  - Roches détritiques de base
  - Calcaires dolomitiques à patine rousse
  - Cargneules ocres et lie-de-vin
  - Cargneules bréchiques à éléments d'argilites
  - Calcaires dolomitiques gris et blancs
  - Les formations fin-triasiques
- C - VARIATIONS DE FACIES ET PALEOGEOGRAPHIE
- D - Age des différentes formations triasiques

IV. LE RHETIEN..... 32
- A - DESCRIPTION DES TROIS AFFLEUREMENTS
- B - CONCLUSION

V. LE L I A S 33
A - COUPE DE LA ROUTE HUEZ - VILLARD RECULAS
B - LE LIAS DU SIGNAL DE L'HOMME, AURIS
C - CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES
D - PALEOGEOGRAPHIE

2e PARTIE : TECTONIQUE D'ENSEMBLE

I. HISTORIQUE..... 45
II. TECTONIQUE DU SOCLE CRISTALLIN..... 48
A - BORDURE OCCIDENTALE : BELLEDONNE
B - BORDURE ORIENTALE : LES GRANDES ROUSSES
- Les accidents longitudinaux
- Les accidents transverses NE-SW
- Les accidents transverses ESE-WNW
C - CONCLUSION

III. TECTONIQUE DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE.... 53
A - PLISSEMENT AUTONOME DE LA COUVERTURE
B - REACTIONS DE LA COUVERTURE AUX DEFORMATIONS TARDIVES DU SOCLE
- Massif des Aiguillettes
- Coupe Huez - Villard Reculas
- La série renversée du Signal de l'Homme

IV. SCHISTOSITE ET METAMORPHISME..... 58
A - DIRECTION ET PENDAGE DE LA SCHISTOSITE
B - ANGLE SCHISTOSITE-STRATIFICATION
C - TRACES D'ETIREMENT DE LA COUVERTURE
D - ZONE DE SCHISTOSITE ET PROBLEME DE LA CHARGE
E - RELATIONS DE LA SCHISTOSITE ET DU METAMORPHISME ALPIN

V. CONCLUSION GENERALE..... 63

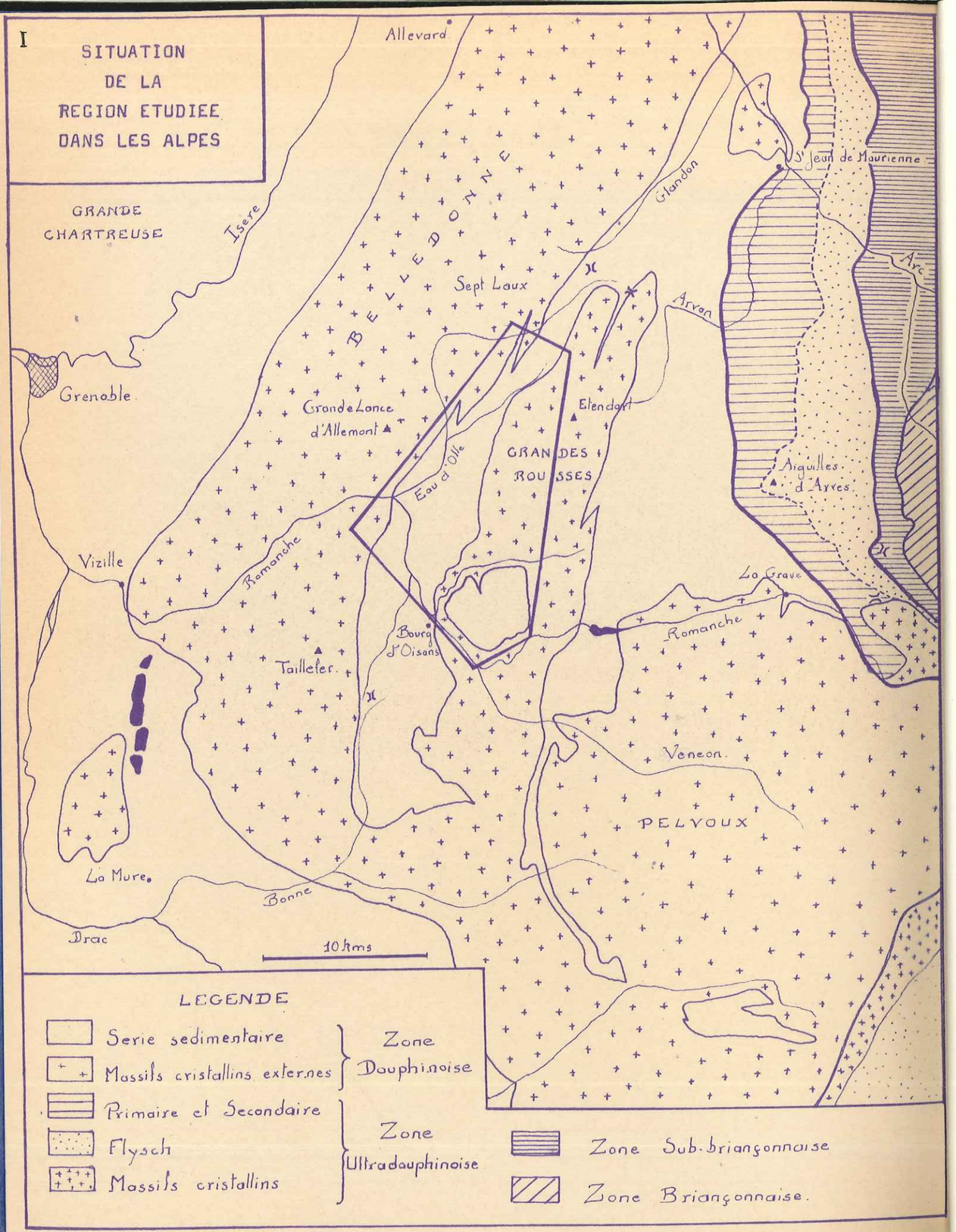
CONCLUSION

BIBLIOGRAPHIE..... 65

TABLE DES PLANCHES..... 69

oooooooooooo
ooooooo
ooooo
ooo
o

I



INTRODUCTION.

APERCU GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL.

La région qui fait l'objet de ce travail est située au Nord et à l'Est de Bourg d'Oisans, dans le département de l'Isère. Elle est limitée au Sud par la vallée de la Romanche, à l'Ouest par le massif cristallin de Belledonne avec les sommets du Cornillon (2475 m), de la Grande Lance d'Allemont (2842 m) et du Rissiou (2622m), au Nord par le ravin de la Cochette et enfin à l'Est par le massif cristallin des Grandes Rousses qui culmine à l'Etendart (3468 m).

Au départ, notre étude ne devait porter que sur les formations sédimentaires, mais nous avons dû l'élargir à la tectonique des massifs cristallins qui commande en partie celle de la couverture. Celle-ci, d'un point de vue géographique et structural, peut être subdivisée en deux parties :

- le "synclinal liasique d'Allemont" entre Belledonne et les Grandes Rousses ;

- le placage sédimentaire d'Auris, conservé grâce à l'ensellement du substratum entre les Grandes Rousses et l'extrémité NW du massif du Pelvoux.

A l'échelle des Alpes, l'ensemble est reconnu depuis longtemps comme faisant partie intégrale de la zone dauphinoise.

La plus grande partie de cette région est représentée sur la carte de Vizille au 1/50 000 mais au NE elle déborde légèrement sur les cartes de Domène, Saint-Jean-de-Maurienne et La Grave. Nous avons utilisé pour les levés les cartes au 1/20 000 de Vizille n° 7-8, Saint-Jean-de-Maurienne n° 5, La Grave n° 1, Vizille n° 3-4 et Domène n° 7-8.

REMARQUES MORPHOLOGIQUES ET HYDROGEOLOGIQUES

L'érosion glaciaire, puis fluviatile, a entamé de préférence les assises tendres du Lias et le "synclinal d'Allemont" correspond actuellement à une dépression occupée par les vallées de l'Eau d'Olle et du Flumet. A part quelques grandes fa-

laises de Lias calcaire, la topographie est dominée par les croupes molles du Lias qui contrastent avec les reliefs vigoureux des massifs cristallins de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Ce contraste est encore accentué par la végétation ; alors que le socle affleure le plus souvent sans couverture végétale, le Lias est recouvert par un tapis de prairies et de forêts de résineux qui rendent l'étude géologique difficile.

La présence du Lias qui a permis le développement de l'élevage et de l'exploitation forestière est également à la base de l'installation des stations de ski. Celles-ci ont en effet trouvé dans les pentes liasiques, douces et régulières, de l'Alpe d'Huez, de l'Alpe de Venosc et de l'Alpe du Mont-de-Lans, des champs de neige idéaux. En outre, les bassins creusés par les glaciers et les cours d'eau dans les synclinaux liasiques ont été utilisés comme retenues de barrages (Chambon, Grand Maison). Déjà au XIXe siècle, l'importance économique du Lias était illustrée par les ardoisières de la Pernière Basse, de la Fonderie d'Allemont et d'Oz.

Du point de vue hydrogéologique, toute la région étudiée fait partie du bassin versant de la Romanche.

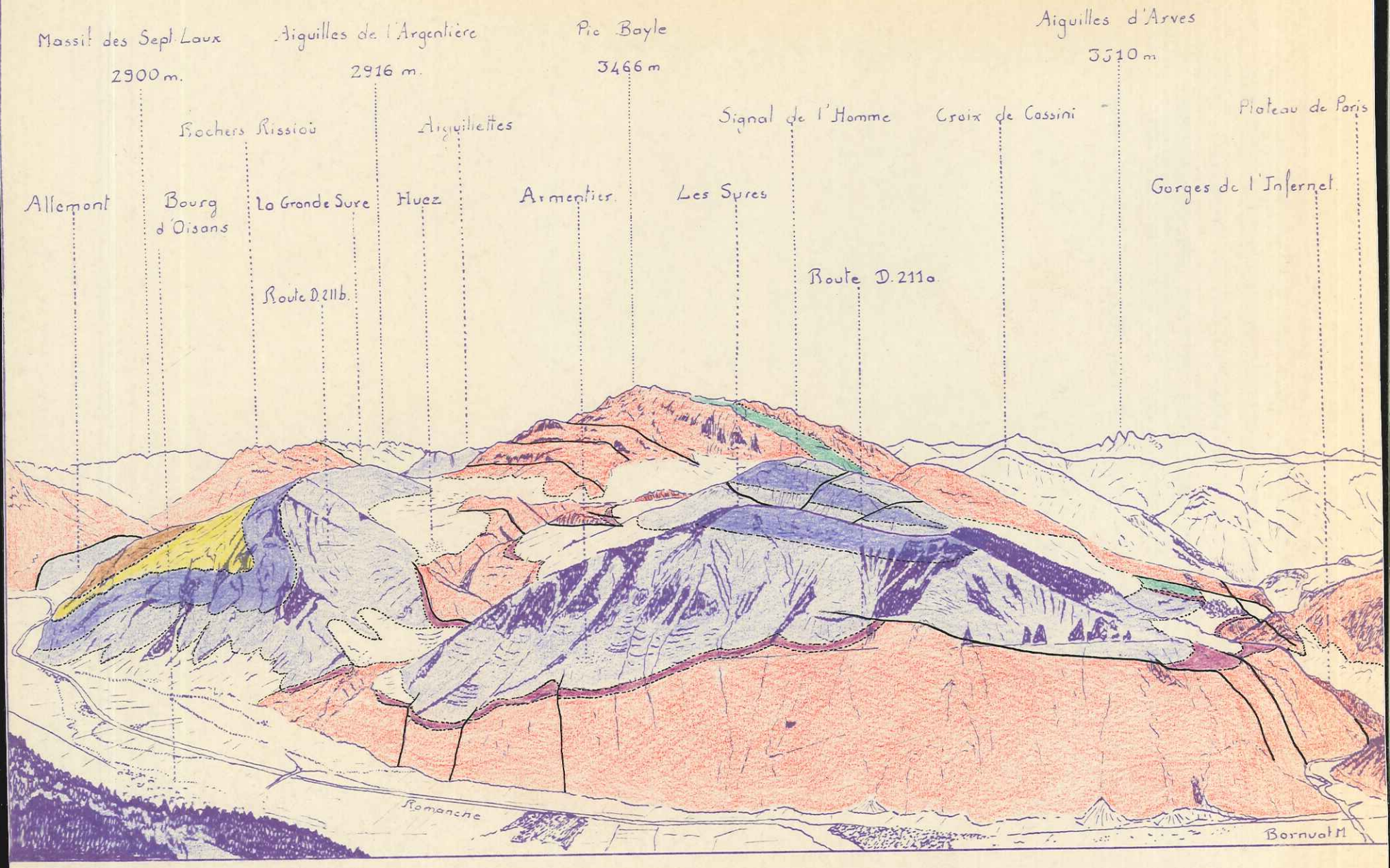
- La vallée de la Romanche a, dans sa partie qui prolonge la vallée du Vénéon, un profil glaciaire typique. Néanmoins, ce caractère a été accentué par le dépôt d'argiles lacustres dans le lac subactuel de l'Oisans. Ces argiles ont assuré un colmatage du fond de la vallée et les eaux ainsi emprisonnées ressortent au pied des versants en de nombreuses sources, notamment sous les falaises de Villard-Reculas et de Villard Notre-Dame. La plus importante de ces sources donne naissance, en amont de Bourg d'Oisans, à la Rive, dont les eaux limpides contrastent avec celles de la Romanche qui deviennent boueuses à la moindre averse.

- Les principaux affluents de la Romanche : l'Eau d'Olle, les torrents du Flumet et de la Sarenne empruntent également d'anciennes vallées glaciaires ; les gorges de raccordement sont particulièrement nettes sur la Sarenne, à

La Garde et sur les affluents de l'Eau d'Olle qui descendent de la Grande Sure et du col Poutran.

La morphologie actuelle semble donc le résultat de l'érosion glaciaire mais nous verrons que ses grands traits avaient été déterminés par les déformations du socle au cours de la surrection des massifs cristallins.

oooooo



PANORAMA SUR LES GRANDES ROUSSES ET LEUR BORDURE SUD-OUEST

vu de la Croix du Corrélet (Ouest de Villard Notre-Dame)

PANORAMA VU DE VILLARD-NOTRE-DAME

A gauche : Le "synclinal d'Allemont" limité à l'Ouest par le massif de Belledonne

Au centre : Le massif cristallin des Grandes Rousses (Pic Bayle) au second plan ; au premier plan le placage sédimentaire d'Auris (Signal de l'Homme , Les Sures.) séparé du "synclinal d'Allemont" par les gorges de la Sarenne entaillées dans le socle.

A droite : Les gorges de la Romanche séparant le Pelvoux s.l. des Grandes Rousses.

PREMIERE PARTIE

STRATIGRAPHIE & PALEOGEOGRAPHIE.

oooo

I. HISTORIQUE.

La région étudiée n'a jamais fait l'objet d'un travail particulier mais les géologues, en parcourant les massifs cristallins de Belledonne et des Grandes Rousses, ont relevé les principaux traits de la bande sédimentaire séparant ces deux chaînes.

Sans nous reporter à toutes les notes parues, nous tracerons l'évolution des idées concernant la région à travers 5 ouvrages fondamentaux :

- Description géologique du Dauphiné, Ch. LORY, 1860 [26] ;
- Les Grandes Rousses, P. TERMIER, 1894-95 [42] ;
- Etudes géologiques dans les Alpes occidentales, W. KILIAN & J. REVIL, 1904-1912 [23] ;
- Géologie dauphinoise, M. GIGNOUX & L. MORET, 1952, [21] ;
- La partie nord du Massif des Grandes Rousses, J. LAMEYRE, 1958 [24],

et à travers les notes parues aux récents Colloques du Lias, à Chambéry en 1960 et du Trias, à Montpellier en 1961.

A - STRATIGRAPHIE.

Dans sa "Description géologique du Dauphiné", Ch. LORY [26] attribue toutes les assises sédimentaires du "synclinal d'Allemont" au Lias. Les"dolomies compactes" de la base, qui recouvrent une partie notable du plateau des Petites Rousses, "ne sont pas autre chose que l'assise inférieure "du Lias". Mais cet auteur s'élève contre l'interprétation de P. DAUSSE [16] qui voit dans ces dolomies le résultat d'une altération, d'une imprégnation de magnésie "par des "émanations souterraines au contact des terrains cristallisés". Pour Ch. LORY, la nature de ces calcaires magnésiens date de leur dépôt. Il note en outre que ceux-ci "forment "des nappes horizontales ou peu inclinées qui reposent sur " les tranches de gneiss presque verticaux et qui se moulent

"exactement sur toutes les aspérités de ces roches". Cette phrase implique une pénéplanation antétriasique, mais l'idée n'est pas avancée.

Puis, très vite, Ch. LORY reconnaît l'âge triasique des dolomies capucin mais les "lentilles de gypse aplaties "dans le sens des couches" le font penser à un passage latéral dans le Lias. "C'est seulement plus tard, après avoir découvert le Rhétien... juste au-dessus des gypses, qu'il fut amené à conclure à l'âge triasique des gypses". [21].

P. TERMIER [42] le premier établit une stratigraphie détaillée du Secondaire. Il distingue, au Trias, trois ensembles :

- poudingues, grès et quartzites ;
- dolomies et calcaires dolomitiques ;
- cargneules, schistes bariolés et gypses,

qu'il attribue respectivement au "grès bigarré", Muschel-"kalk et Keuper."L'âge triasique de ce complexe n'est pas "douteux car il est intercalé entre le Houiller et le Lias "inférieur... et, de plus, les dolomies, les cargneules et "les quartzites sont identiques, quant au faciès, à "certains dépôts triasiques de la Vanoise et du Briançonnais".

Bien que n'ayant pas fait une étude très approfondie du Lias, P. TERMIER y établit, sans arguments paléontologiques, la série suivante :

- quelques mètres de calcaires noirs, compacts,;rudes au toucher : Hettangien, Sinémurien ;
- plusieurs centaines de mètres de calcaires noirs, doux au toucher, alternant avec de minces lits de schistes : Charmouthien;
- schistes (rares dans la région) : Toarcien.

Il signale en outre la découverte de calcaires à miches par W. KILIAN qui les attribue au Bajocien.

050 031247 9

Dans leur mémoire sur les Alpes occidentales, W. KILIAN & J. REVIL [23] reprennent pour le Trias la stratigraphie établie par P. TERMIER, mais rattachent au Keuper toutes les formations triasiques des Grandes Rousses. Ils apportent un certain nombre de renseignements concernant le Lias, dans lequel ils distinguent deux grands ensembles :

- Lias calcaire : Hettangien, Sinémurien et Charmouthien inférieur, datés par de nombreux fossiles récoltés à Tête Mouthe, près de l'Alpe de Venosc ;
- Lias schisteux : Charmouthien supérieur, Toarcien et Aalénien.

Ces auteurs signalent en outre la présence de calcaires à entroques sur la route d'Auris, près de Mizoën.

Dans leur "Géologie dauphinoise", M. GIGNOUX & L. MORET [21] donnent une description détaillée des faciès de la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes, dont ils définissent le Trias comme de "type vosgien ou germanique réduit". Ils soulèvent les problèmes posés par le Lias, notamment ceux de la sédimentation rythmique et de la schistosité.

Plus récemment, J. LAMEYRE [24] établit dans la partie nord des Grandes Rousses la série triasique-type suivante :

- brèches et arkoses de base : 0,10 m - 1 m ;
- calcaires dolomitiques gris et blancs : 0-20 m ;
- cargneules ocres : 2-20 m ;
- brèches à éléments d'argilites : 1-10 m.

Il souligne la grande variabilité des épaisseurs des différents niveaux et conclut : "l'histoire de la sédimen-"tation triasique a donc été mouvementée pour faire apparaî-"tre des variations d'épaisseur allant jusqu'à une lacune "complète du terme moyen de la série".

En ce qui concerne le Lias, il distingue trois niveaux :

- calcaires bleus, à patine grise ou rousse à Pentacrines, Bélemnites et Ariétites : Hettangien, Sinémurien ;

- calcschistes bleu-noir, à patine claire, alternant avec des bancs plus calcaires : Lias moyen ;

- schistes noirs ardoisiers, non calcaires, à nombreuses Posydonomies : Aalénien.

Il admet que la série présente certaines lacunes à la base, et montre que l'épaisseur du Lias se réduit en allant vers l'Est.

B - PALEOGEOGRAPHIE.

Depuis la définition du faciès dauphinois par E. HAUG, tous les auteurs ont situé cette région dans la zone dauphinoise et ont souligné le contraste paléogéographique net entre le Trias qui "présente au plus haut degré le faciès "lagunaire" et le Lias dont les vases bleues correspondraient à un dépôt dans une mer relativement profonde.

Les géologues dauphinois ont ensuite essayé de préciser la paléogéographie. A la conception de W. KILIAN et E. HAUG d'un géosynclinal profond, M. GIGNOUX et L. MORET ont substitué celle d'une sédimentation de talus.

Au Colloque du Lias de 1960, R. BARBIER [5] a insisté sur les nombreuses lacunes que l'on trouve à la base du Lias dauphinois et conclut à une répartition des faciès suivant une série de "dorsales" et de "sillons", allongés parallèlement à la chaîne. La région de Bourg d'Oisans correspondrait ainsi à un "sillon oriental" compris entre une "dorsale pelvousienne" (Grand Châtelard, Pelvoux) à l'Est et une "dorsale dauphinoise (Dôme de La Mure) à l'Ouest.

J. CHAUDOUR et J. SARROT-REYNAULD [40], à ce même colloque, mettent en évidence le caractère de région très instable et en perpétuel réajustement de la zone dauphinoise au cours du Jurassique inférieur et moyen. Ils avaient auparavant attiré l'attention sur les conditions synteconiques de sédimentation du Trias dauphinois qui se serait déposé en régime de "horst et graben" rejouant constamment.

Ces différentes observations ont amené leurs auteurs à substituer à l'ancienne conception d'une "chaîne vindélicienne" celle d'une "série de paléoreliefs en perpétuelle évolution" [38] dont les effets se seraient poursuivis jusqu'au Jurassique moyen.

L'absence de témoins postérieurs au Dogger, dans la zone dauphinoise orientale, avait été interprétée par Ch. LORY comme un indice de son émersion définitive à partir de cette époque. Les découvertes récentes et notamment celle de J. REBOUL [30] qui a pu dater au Grand Renaud, à quelques kilomètres au Sud de la région étudiée, du Tithonique et du Crétacé inférieur, montrent que cette absence est due à une érosion ultérieure et non à une émersion très précoce.

oooooo

II. LE SOCLE CRISTALLIN.

A - BORDURE EST : LE MASSIF DES GRANDES ROUSSES.

Depuis l'étude détaillée de P. TERMIER [42], le Massif des Grandes Rousses a fait l'objet de deux travaux, ceux de P. GIRAUD [22] pour la partie sud et de J. LAMEYRE [24] au Nord, parus respectivement en 1952 et 1958. D'après ces deux auteurs, les formations cristallines des Grandes Rousses constituent un ensemble monoclinal dans lequel on distingue :

- des synclinaux de Houiller ;
- une série cristallophyllienne de migmatites, gneiss et micaschistes et de schistes amphiboliques ;
- des granites migmatitiques, des granites protogneissiques et le granite intrusif de Pont-Saint-Guillerme, tout à fait au Sud.

B - BORDURE OUEST : LE MASSIF DE BELLEDONNE.

La bordure sud est de Belledonne a été étudiée ces dernières années par P. BERTHET [9] et D. DONDEY [17]. Au Sud d'Allemont, ce massif est constitué par des micaschistes, des leptynites et des migmatites amphiboliques. Plus au Nord, les Rochers Rissiou sont formés du Sud au Nord par des bandes de :

- migmatites liées au granite des Sept-Laux ;
- micaschistes et leptynites ;
- amphibolites ;
- micaschistes et amphiboloschistes.

Comme dans les Grandes Rousses, le style isoclinal ancien a été perturbé par des failles qui ont rejoué récemment et qui rendent la structure très complexe.

C - LA DORSALE CRISTALLINE DE L'ENVERSIN.

La carte au 1/80 000 de Saint-Jean-de-Maurienne signale sur la route D 43, entre Vaujany et La Villette, un affleurement de Houiller. En fait, ce sont des micaschistes du socle anté-houiller faisant partie d'un compartiment surélevé déterminant les cascades situées au Sud des chalets d'Orgières et la gorge du Flumet au Nord de l'Enversin.

ooooo

III. LE T R I A S.

A - INTRODUCTION.

Bien qu'il soit très rarement fossilifère, le Trias de la couverture des massifs cristallins externes est facilement reconnaissable, car les roches qui le constituent sont très caractéristiques par leurs teintes vives contrastant avec celles du socle d'une part, et du Lias d'autre part.

Son épaisseur est réduite et n'atteint jamais 100 m, mais les variations de faciès sont très nombreuses. On peut cependant distinguer de bas en haut un certain nombre de niveaux :

- brèches, arkoses et dolomies siliceuses ;
- calcaires dolomitiques gris-bleu, à patine rousse ;
- cargneules ocreset lie-de-vin ;
- cargneules bréchiques à éléments d'argilites ;
- calcaires dolomitiques gris et blancs.
- les formations fini-triasiques très variées : calcaires oolithiques, calcaires à entroques, argilites, gypse, spilites...

Dans ce travail, toutes les observations sur le Trias ont été faites sur la bordure des Grandes Rousses. En effet, le contact entre le socle de Belledonne et le "synclinal d'Allemont" est tectonique et le Trias n'y est représenté que par de petites lentilles de gypse et de cargneules broyés au contact du socle ou même à l'intérieur du Lias, lui-même très tectonisé.

Par contre, sur la bordure ouest des Grandes Rousses, non seulement le Trias est constamment présent à la base de la série liasique, mais on le retrouve sur les deux replats des Petits Lacs et des Grands Lacs, avec des placages de dolomies. Dans ces derniers affleurements, conservés grâce au jeu des failles du socle, seuls les quelques

mètres de roches détritiques de base et de "dolomies capucin"sont présents.

B - DESCRIPTION DES PRINCIPAUX FACIES.

1. - Roches détritiques de base.

La transgression du Trias sur la pénéplaine hercynienne se fait généralement par l'intermédiaire de roches détritiques variées : brèches, arkoses et dolomies siliceuses dont l'épaisseur globale ne dépasse pas 2 m. Celle-ci est le plus souvent de l'ordre de 50 cm, mais elle peut être nulle et les calcaires dolomitiques à patine rousse sont alors directement transgressifs sur le socle.

Brèches : Elles sont assez fréquentes mais se présentent sous la forme de lentilles d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur et de faible étendue. On peut les observer avec netteté :

- au-dessus du pont de la route D 43 sur le ruisseau du Claret, près de La Villette ;
- le long de la route D 211a, entre Armentier et Auris, sous les falaises de la Côte du Seignet ;
- dans les environs de la cabane de la Cochette, à l'Est du Massif des Aiguillettes.

Dans tous les cas elles sont constituées par des éléments anguleux de 1 à 10 cm de diamètre moyen, provenant de la roche sous-jacente et reliées par un"ciment arkosique".

Arkoses : Elles sont presque constantes à la base de la série mais leur épaisseur peut varier de 1 mètre à quelques centimètres. Ce sont des roches très friables, présentant souvent un clivage schisteux parallèle à la stratification. Leur teinte est variable, soit grise, soit brune ou verte lorsque le ciment s'est chargé de minéraux ferrugineux qui se sont déposés en conditions oxydantes ou réductrices. Ces minéraux sont parfois suffisamment abondants pour se matérialiser sous la forme de cubes de pyrite pseudomorphosée

en limonite.

Les autres minéraux constituants sont ceux des roches du socle sous-jacent : quartz, plagioclases, muscovite et chlorite. Le quartz est parfois recristallisé, mais dans les arkoses nous n'avons jamais observé les pressure-shadows que mentionne J. LAMEYRE [24].

Souvent le contact entre le socle et la base du Trias est très net. C'est le cas sous le col de Poutran où le Ruisseau du Roubier suit ce contact sur plus de 500 m, et à la Roche de Jean Barral, au NE de Maronne. L'arkose de base remplit alors toutes les irrégularités de la surface de la pénéplaine. Nous avons même constaté, sur le plateau des Petits Lacs, la présence de marmites creusées dans le socle par des galets d'une plage triasique et comblées ultérieurement par les calcaires dolomitiques.

Parfois également, on passe insensiblement de la roche cristallophyllienne à une zone altérée et colorée, puis au conglomérat et enfin à l'arkose, sans qu'il soit possible de placer une limite précise. Cet ensemble, qui peut atteindre 3-4 m d'épaisseur, peut être interprété comme une ancienne arène de la pénéplaine hercynienne qui aurait été conservée sur place ; seule l'arkose, située juste au-dessous des calcaires dolomitiques roux, semble traduire l'apport d'éléments détritiques étrangers et présente d'ailleurs une teinte brune ou verte plus vive, due à une teneur plus grande en minéraux ferrugineux. Ce phénomène avait déjà été constaté en Suisse où l'auteur [LUGEON M., 1946, B.S.G.F., [5], 6, p. 609-630] avait conclu à une rubéfaction du substratum et à la conservation de l'arène sur laquelle s'est opérée la transgression triasique.

Les arkoses n'ont donc pas toutes la même signification : certaines traduisent des apports détritiques et se sont déposées au cours de la transgression, tandis que d'autres n'ont subi aucun transport : il ne s'agit plus à proprement parler de roches détritiques, mais plutôt de roches d'altération sur place.

Galet de quartz
(---- : limites)

DOLOMIE SILICEUSE DE LA BASE DU TRIAS

(La Ville, hameau d'Auris)

Rhomboèdres de dolomie et quartz détritique.

(x 50)

Dolomies siliceuses. Elles se rencontrent aussi à la base de la série triasique, tantôt directement en contact avec le socle, tantôt entre les arkoses et les calcaires dolomitiques. Quand elles sont absentes, ces derniers reposent sur les arkoses ou sur le substratum cristallin.

Ce sont des roches dures, brun foncé, au toucher rugueux et qui se présentent en bancs de 10 à 30 cm d'épaisseur. Leur puissance totale ne dépasse pas 2 m. En fait, leur composition est celle de calcaires dolomitiques siliceux, mais la teneur en calcite est faible.

En lame mince, le fond de la roche s'avère constitué par des cristaux de calcite et de dolomie dont certains automorphes, rhomboédriques. La teinte brune est due à de nombreux granules de pyrite altérée en limonite. La silice est représentée sous la forme d'amas diffus de cristaux de quartz à contours nets ou nuageux, suivant leur origine détritique ou authigène. (voir. Pl IV ci-contre.)

2. Calcaires dolomitiques à patine rousse.

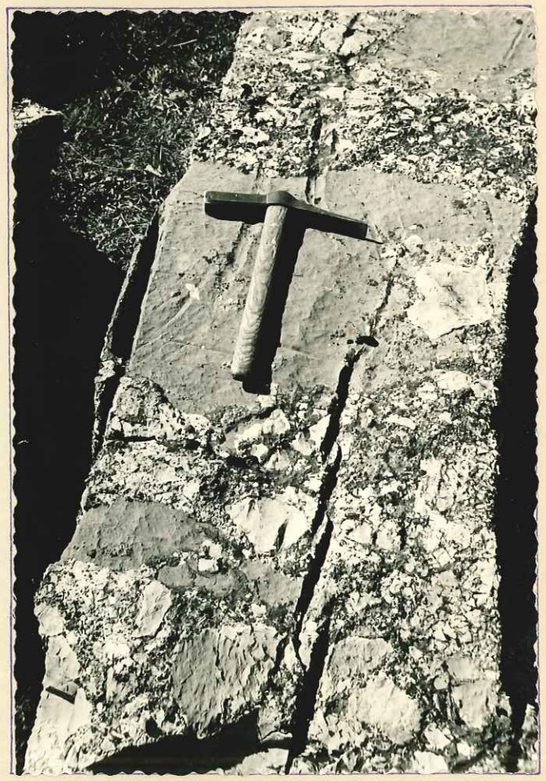
Ils représentent le seul niveau que l'on retrouve constamment dans les coupes non tectonisées du Trias du "synclinal d'Allemont" et, d'une manière plus générale, dans la couverture des Massifs cristallins externes.

En bancs de 0,20 m à 2 m, ils forment une barre dont l'épaisseur généralement d'une dizaine de mètres, peut varier entre 5 et 20 m. Celle-ci peut être plus réduite dans les lambeaux plaqués sur le glacis cristallin des Grandes Rousses lorsqu'une partie a été dégagée par l'érosion.

P. TERMIER [42] en donne une description très détaillée. Ce sont des roches dures, à cassure conchoïdale, de couleur gris-bleu à bleu sombre en cassure fraîche. La pyrite cryptocristalline responsable de cette coloration leur confère en s'oxydant une patine jaune ou rousse (dolomies "nankin ou capucin" des anciens auteurs).

L'examen microscopique est peu fécond. Au milieu d'une pâte carbonatée très fine, on ne voit que des plages quartzeuses à contours nuageux, constituées

Zones siliceuses en relief
à la base des calcaires dolomitiques
à patine rousse
(Lac Carrelet)



Brèche monogénique
dans les calcaires dolomitiques
à patine rousse.
(Lac Besson)

vraisemblablement par de la silice authigène, des grains de pyrite peu nombreux et de très rares feldspaths détritiques. A la Ville (hameau d'Auris) la pyrite beaucoup plus abondante forme des globules pouvant atteindre 1 cm de diamètre.

Selon GUEYMARD, l'analyse chimique montre toujours une forte teneur en magnésium, parfois même supérieure à la véritable dolomie (CO_3Ca, CO_3Mg), mais souvent aussi plus faible. La teneur en silice est toujours au moins égale à 15 %.

Les premiers bancs sont presque toujours bréchiques mais il s'agit d'une brèche monogénique, de remaniement du fond marin, correspondant au processus décrit par J. DEBELMAS [1952, T.L.G.G. t. 30, p. 103-106] dans le Trias du Massif du Gaulent. Le ciment et les éléments bréchiques apparaissent de nature identique ; la seule différence semble n'être qu'une teneur en pyrite un peu plus grande dans le ciment, ce qui lui donne une patine un peu plus brune. En cassure fraîche, la brèche a un aspect homogène. (voir Pl V - ci-contre - photo du bas.)

En outre, la base des calcaires dolomitiques renferme fréquemment des galets de quartz ou même des intercalations gréseuses. Celles-ci sont particulièrement abondantes sur le plateau des Petits Lacs, dans la région des lacs Carrelet et Lamat. Généralement en petits bancs de 1 à 5 cm, elles peuvent former des dalles de quartzites de près d'un mètre d'épaisseur. (voir Pl V - ci-contre - photo du haut . Pl VI . p. 20)

3. Cargneules ocres et lie-de-vin.

Comme le faisait déjà remarquer P. TERMIER [42], ce faciès ne peut être considéré comme un repère stratigraphique, car il semble résulter de la transformation des calcaires dolomitiques qui ont pu être affectés sur des épaisseurs et à des niveaux variables. Leur puissance est réduite (5-10m) et les grandes épaisseurs données par les anciens auteurs viennent de ce qu'ils englobaient dans ce terme de cargneules les brèches à éléments d'argilites que nous étudions dans un paragraphe à part.

Ce sont des roches très friables, sans trace de stratification et constituées essentiellement par de la calcite

Entonnoir de
dissolution du à
la présence de brèches
à éléments d'argilites

(Col du Sabot)

Banc de quartzites
reposant sur des
dolomies siliceuses
de la base du Trias.

(Lac Besson)

et des minéraux détritiques, parmi lesquels le quartz peut représenter selon P. TERMIER, jusqu'à 40 % de la roche. Les cargneules sont également très solubles et, même lorsqu'elles n'affleurent pas, on peut les déceler grâce à la présence d'entonnoirs de dissolution.

Leur couleur lie-de-vin ou ocre est liée à leur origine : les cargneules lie-de-vin, rares, proviennent des calcaires dolomitiques à patine rousse riches en minéraux ferrugineux, les cargneules ocres des calcaires dolomitiques à patine jaune. Ainsi, dans la coupe des gorges du Flumet, près de l'Enversin, peut-on observer de bas en haut :

- des calcaires dolomitiques à patine rousse ;
- des cargneules lie-de-vin ;
- des calcaires dolomitiques à patine jaunâtre ;
- des cargneules ocres. (voir Pl VII . p. 21.)

L'origine des cargneules est une question très discutée. On admet généralement qu'elles proviennent de la décalcification des calcaires dolomitiques sous l'action des eaux sélénitouses. Mais F. ELLENBERGER [1958, M.C.G.F., 50] s'élève contre cette interprétation. Les cargneules triasiques de la Vanoise dérivent, selon lui, de l'action des eaux sélénitouses sur des dolomies et le processus n'est pas celui d'une décalcification mais d'une dédolomitisation. Dans les Grandes Rousses, la nature essentiellement calcaire des cargneules et leur passage indéniable aux calcaires dolomitiques, notamment près du village du Châtelard, nous ferait pencher en faveur d'une dédolomitisation, mais une étude plus approfondie du processus s'imposerait.

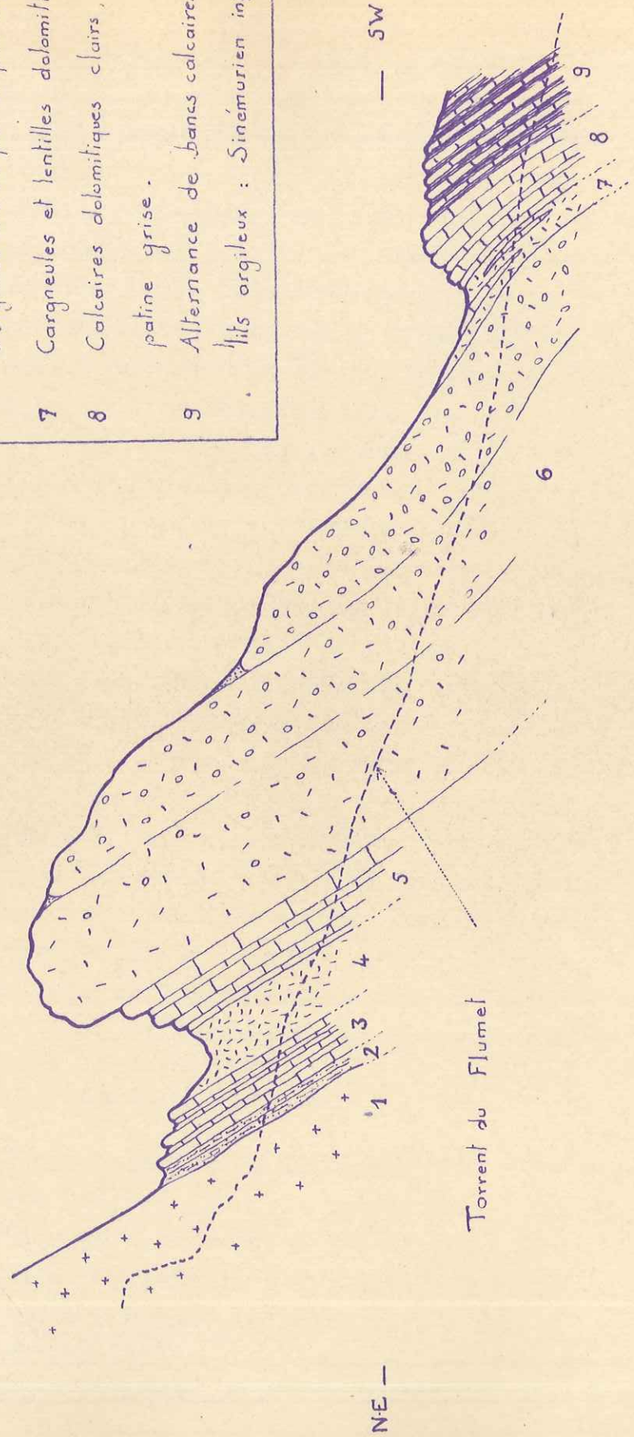
4. Brèches à éléments d'argilites.

Les "cargneules" du Trias des Grandes Rousses sont en fait souvent des brèches, car les cargneules non bréchiques sont, comme nous l'avons vu, assez réduites. Ce niveau de brèches à éléments d'argilites a une épaisseur très variable : il est absent dans les coupes des environs de La Garde, représenté par quelques mètres dans les rochers d'Armentier et la

VII

SERIE STRATIGRAPHIQUE

1 Socle (micaschistes verts)
2 Arkoses à forte schistosité
3 Calcaires dolomitiques gris-bleu, à patine rousse, en petits bancs.
4 Cargneules lie-de-vin
5 Calcaires dolomitiques jaunes et roses
6 Cargneules bréchiques : Les éléments d'argilites sont de plus en plus abondants.
7 Cargneules et lentilles dolomitiques
8 Calcaires dolomitiques clairs, à patine grise.
9 Alternance de bancs calcaires et de lits argileux : Sinémurien inf.



COUPE DU TRIAS

Gorges du Flumet (l'Enversin)

Echelle : 1/500

— = 5m

coupe du ruisseau du Claret, près de La Villette et peut atteindre une cinquantaine de mètres de puissance à l'Est du col du Sabot et au Nord du col du Couard. Son étude est particulièrement intéressante dans la coupe de la gorge du Flumet, près du hameau de l'Enversin. (voir Pl VII ci-contre.)

Les éléments bréchiques sont des fragments anguleux d'argilites vertes, violettes ou mordorées. Ils ne présentent aucune stratification ni aucune orientation privilégiée au milieu d'un ciment de cargneules analogues aux cargneules inférieures. Cette composition en fait des roches tendres et surtout très solubles. Aussi n'est-il pas étonnant de trouver là où elles affleurent, des entonnoirs de dissolution et une couche de terre jaune provenant de leur décomposition (voir Pl VI . p. 20)

Cet ensemble provient sans doute de petits bancs de calcaires dolomitiques alternant avec des lits d'argilites. Dans un premier temps, les calcaires dolomitiques auraient été démantelés par des phénomènes de microtectonique, sur lesquels R. BARBIER [6] insistait au dernier Colloque du Trias, et par la schistosité. En effet, dans le ruisseau du Claret, à l'Ouest de La Villette, ces cargneules bréchiques sont surmontées par des alternances de cargneules et d'argilites violettes en petits lits de 5 à 10 cm, et nous avons pu observer tous les stades du démantèlement de ces lits, entre une alternance régulière de cargneules et d'argilites d'une part et la brèche qui ne présente plus aucune orientation des éléments, d'autre part. En outre, quand les cargneules bréchiques sont absentes, nous observons fréquemment une alternance de schistes mordorés et de calcaires dolomitiques plus ou moins transformés (Pont de la route 211a sur la Sarenne).

Dans la coupe de la gorge du Flumet, où le torrent a décapé l'affleurement de la couche de décomposition superficielle, on constate un passage continu des cargneules ocres aux brèches à éléments d'argilites ; de plus, dans ces dernières, le pourcentage d'argilites augmente progressivement en remontant la série jusqu'à constituer l'essentiel de la roche. Dans la série originelle, ceci devrait se traduire par un épaississement et une multiplication des lits d'argilites

PLACAGE DE TRIAS

DU COL DU LAC BLANC

On peut reconnaître de bas en haut :

- la surface de la peneplaine antetriasique.
- Un banc de conglomérat à galets de quartz et à patine noire.
- Les calcaires dolomitiques à patine rousse contenant des intercalations greseuses (en noir)
- les cargneules brechiques à éléments d'argilites dont une partie a été exceptionellement conservée dans ce placage

de bas en haut de la série.

5. Calcaires dolomitiques gris et blans.

Dans le ravin de Téchette, au Nord du col du Glandon, J. LAMEYRE [24] a pu distinguer trois niveaux de calcaires dolomitiques Clairs

- à la base des calcaires dolomitiques blancs à patine grise 0-10 m ;
- des calcaires dolomitiques gris, à patine grise, 0- 2 m ;
- au sommet des calcaires dolomitiques blancs, à patine blanche..... 0-5 m ;

Dans aucune coupe nous n'avons pu mettre en évidence de telles différences de faciès dans cet ensemble, par ailleurs souvent absent. Son épaisseur maximum a été relevée dans la coupe de Combe Blanche, sous la Côte du Seignet, où il atteint 10 m. Le plus souvent il forme une barre de 4-5 m surmontant les couches tendres de cargneules bréchiques. Ce sont des calcaires en bancs de 0,10 à 2 m d'épaisseur, à patine blanche, le plus souvent gris-bleu en cassure fraîche. Ils sont moins durs que les calcaires dolomitiques roux et les teneurs en dolomie, silice et pyrite sont moins élevées.

Toujours dans la coupe de Combe Blanche, la base de ce niveau comprend une macrobrèche monogénique provenant probablement d'un phénomène de slumping avant que le dépôt ne soit complètement lapidifié. On trouve en effet dans cette brèche des dalles qui ont été plissées avant d'être recimentées.

Bien que la plupart des niveaux présentent des lacunes et aient subi des trans~~tions~~formations, les formations étudiées jusqu'ici peuvent faire l'objet d'un essai de corrélation. La série originelle serait la suivante (colonne de gauche):

Calcaires dolomitiques gris et blancs	Non altérés
Alternance de calcaires dolomitiques et d'argilites	Cargneules bréchiques à éléments d'argilites
Calcaires dolomitiques à patine rousse ou jaune	Cargneules lie-de-vin (rares)
	Cargneules ocres
Roches détritiques de base	Arkoses schistifiées.

La colonne de droite représente la série actuelle transformée par la cargneulisation et la schistosité.

Mais ces deux phénomènes ayant affecté les divers faciès d'une manière très irrégulière, les dépôts non transformés sont encore très nombreux et la position relative des calcaires et des cargneules n'a aucune signification stratigraphique. Nous rejoignons ainsi une des conclusions de J. REBOUL [32], dont les coupes du Trias montrent des cargneules situées sous les calcaires dolomitiques roux.

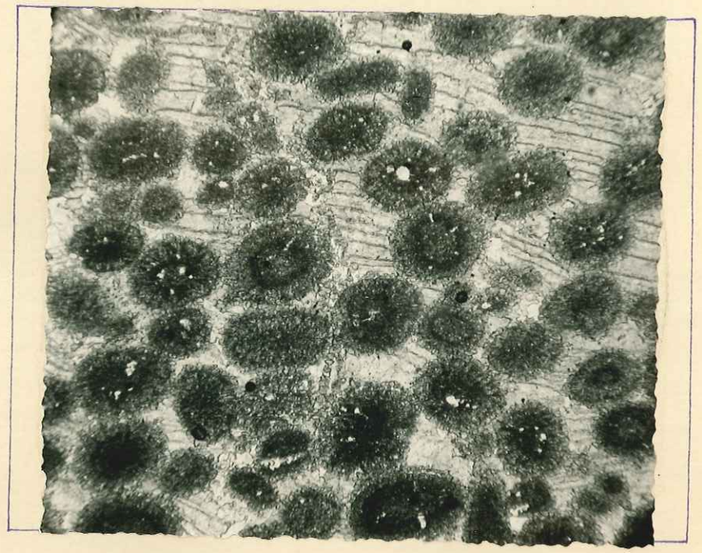
6. Les formations fini-triasiques.

Le sommet de la série triasique n'est représenté que très localement et par des faciès très variés : grès, gypses, spilites, schistes à nodules de calcite, schistes à cubes de pyrite, calcaires à entroques, calcaires oolitiques... Les corrélations entre les coupes, mêmes rapprochées, étant impossibles à établir, nous étudierons trois coupes très différentes qui nous permettront de décrire les principaux faciès :

- Trias du Massif des Aiguillettes.

C'est dans la semelle triasique de l'imposante masse de Lias calcaire des Aiguillettes que l'on trouve les seuls affleurements de gypse. Ce sont deux amas de gypse en "avance tectonique" dans une charnière anticlinale des calcaires bleus du Lias, au Nord du chalet de Trappe-Chien. Repérables de loin par leur couleur blanche, ils avaient déjà été signalés par Ch. LORY [26]. La dissolution de l'eau de pluie est très rapide et découpe leur surface en une fine dentelle.

Plus à l'Ouest, près des chalets d'Orgières, nous avons découvert une lentille de calcaires oolitiques dont l'épaisseur ne dépasse pas 2 m. C'est un calcaire gris, assez dur, très finement oolitique.



CALCAIRE OOLITIQUE .

(Ouest des chalets d'Orgières)

La Villette.

(× 50)

Les oolithes, de petite taille (1 mm de diamètre moyen) sont constituées par de la calcite en grains minuscules. Au faible grossissement, on y observe des traces de structure en couches concentriques et même en fibres radiales. Le noyau des oolithes est le plus souvent formé par de la calcite inorganique et rarement par un grain de quartz détritique. Les oolithes, parfois brisées, sont généralement bien conservées et légèrement aplaties en ovale. Le ciment est constitué par de la calcite en grands cristaux de quartz amiboïde. (voir Pl IX, ci-contre.)

Coupe de la route d'Huez, près de La Garde (altitude : 750 m).

Le Trias y est très réduit. Au-dessus de 6-7 m de calcaires dolomitiques roux, on peut observer 4-5m de roches très variées comprenant de bas en haut :

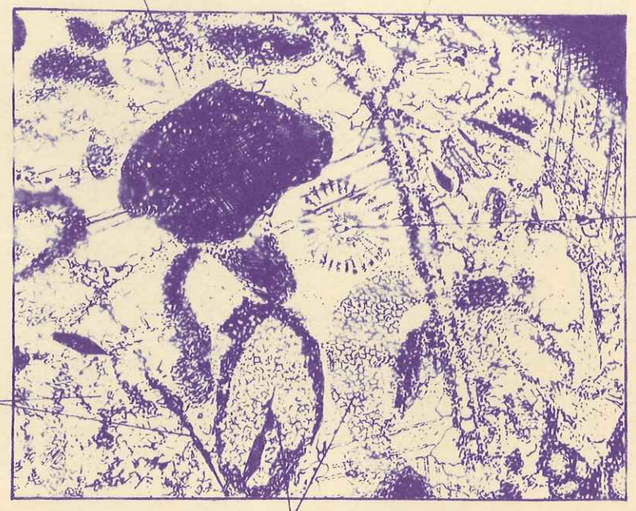
- des calcaires spathiques ;
- des schistes versicolores ;
- des dolomies siliceuses en lentilles dans des schistes pyriteux qui peuvent passer à de véritables carapaces d'oxydes de fer ;
- des schistes à nodules de calcite.

L'étude microscopique de ces roches est décevante, sauf pour les calcaires spathiques et les schistes à nodules de calcite qui ont une structure très complexe.

Les calcaires spathiques forment un banc de quelques dm à 1 m à la base de ce complexe. De couleur gris-brun, bleuâtre en surface polie, ils ont un aspect cristallin et sont un peu déformés par le clivage schisteux.

En lame mince, ce calcaire se montre constitué essentiellement par des débris organiques et surtout des plaques d'oursins et des coupes de radioles de Cidaris ; mais ces débris sont roulés et les structures organiques ne sont soulignés que par une trame de minéraux ferrugineux à l'intérieur de calcite recristallisée. On trouve en outre des plages de quartz constituées soit par un cristal poecilitique, soit par de nombreux petits cristaux. La recristallisation de la calcite et de la silice est probablement en relation avec le métamorphisme alpin. (voir Pl x et xi - ci-dessous.)

Les schistes à nodules de calcite sont gris-noir, d'aspect grumeleux et s'altèrent facilement. Ils sont bien visibles



CALCAIRE SPATHIQUE

(Route d'Huez, près de La Garde)

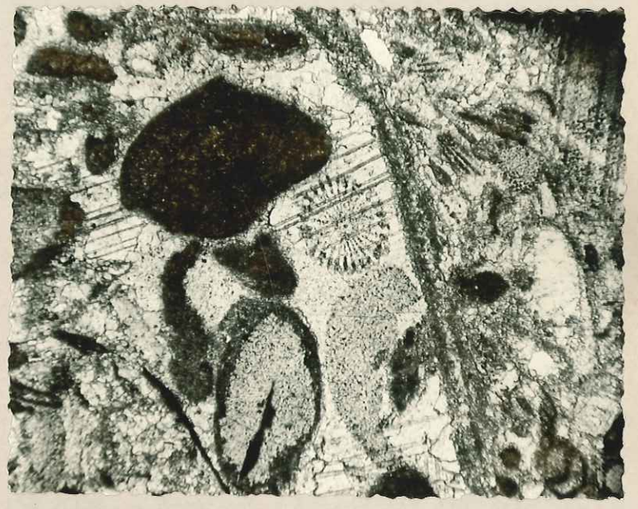
Lumière naturelle

(x 50)

CALCAIRE SPATHIQUE

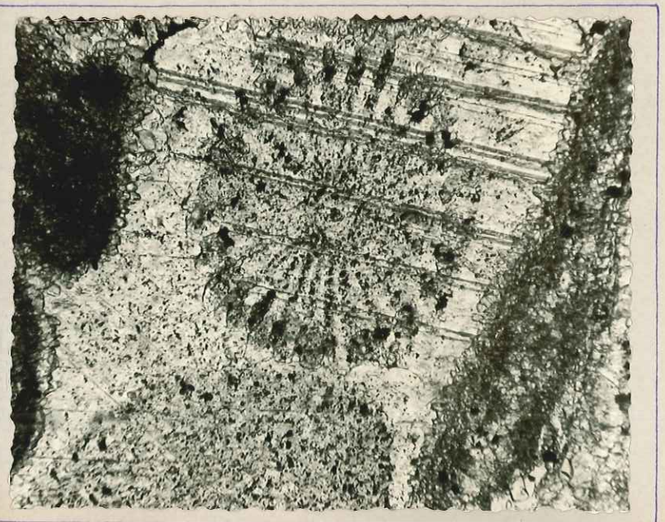
(Route d'Huez, près de La Garde

(x 8)



Plaques d'oursins et coupes de radioles de Cidaridés.

(x 50)

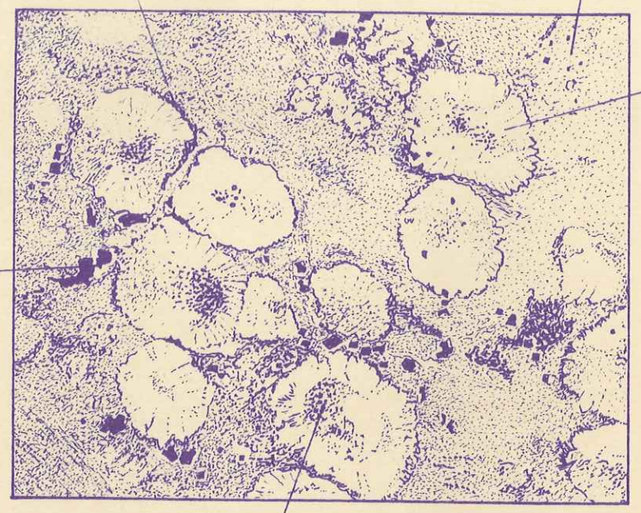


Coupe de radiole de Cidaris.

(x 160)

liseret brun de limonite.

ciment forme par de la calcite, des argiles et un peu de sericite.



nodule de calcite (les cristaux sont ranges en files radiales)

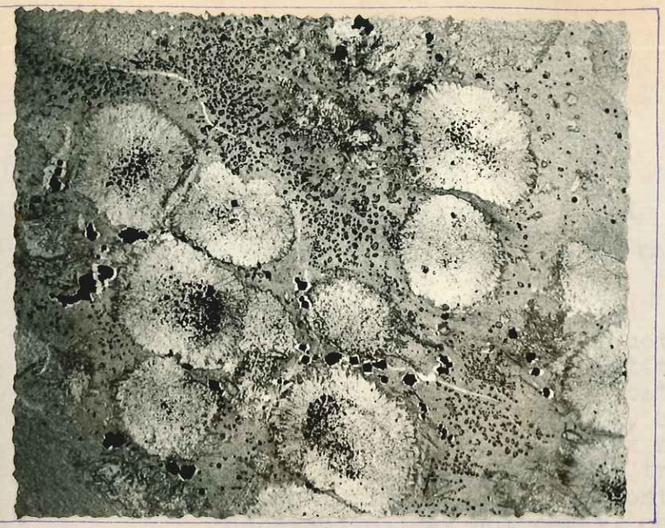
cristaux de pyrite automorphes et à pressure shadow.

nombreux petits cubes de pyrite au centre des nodules

SCHISTES A NODULES DE CALCITE

(Route d'Huez, près de La Garde)

Lumiere naturelle.
(x 50)



SCHISTES A NODULES DE CALCITE

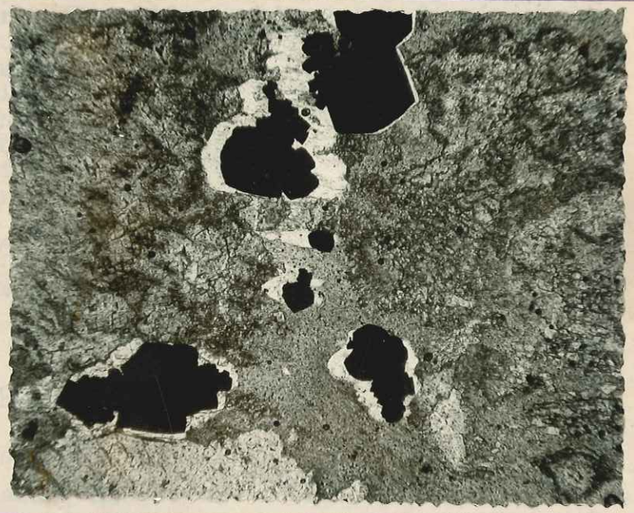
(Route d'Huez,
près de La Garde.)

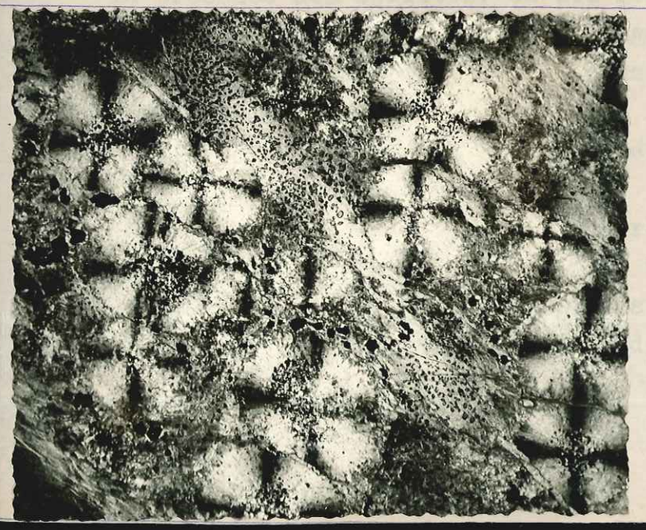
(Lumière naturelle)

(x 50)

Pressure-shadows autour des cristaux de pyrite du ciment.

(Détail x 160)





(Lumière polarisée)

(x 50)

au-dessus du troisième virage de la route d'Huez, creusé dans les calcaires dolomitiques à patine rousse.

Les nodules, bien visibles en surface polie, sont ovales et allongés dans le sens de la stratification ; ils ont des dimensions de 4-3 mm sur 3-5 mm et s'altèrent en surface en prenant une teinte terreuse.

> Au microscope, leur structure s'avère assez complexe ; le nodule est constitué par des cristaux de calcite automorphes, de petite taille, plus gros à la périphérie qu'au centre, et en lumière polarisée, il présente la fausse croix noire des structures fibro-radiées. Au centre, on trouve une concentration de cubes de pyrite et le contour du nodule, bien que déchiqueté, est net car il est souligné par un liseré brun de limonite.
>
> La pâte, très fine, bleu sombre, est formée par de la calcite, des argiles et peut-être de la séricite. Comme dans les nodules on trouve des cubes automorphes de pyrite, mais de plus grande taille et portant tous un pressure-shadow de gypse. Les fibres de gypse sont gauchies au contact de la pyrite support et ce phénomène a été attribué par J. RAVIER [1957, Thèse Sc., Paris] à une rotation du cube de pyrite. (voir Pl XII et XIII ci-contre)

L'origine organique de ces structures étant exclue, il pourrait s'agir d'un calcaire pisolitique recristallisé par l'épimétamorphisme alpin.

Coupe de la Combe Gillardo, près d'Auris.

Cette coupe, située sur le chemin du Lauzat qui joint Les Cours à Le Puy-dessus, montre un ensemble de faciès liés à la présence des spilites. On les retrouve mais moins développés, sur la bordure sud et est du placage sédimentaire d'Auris, depuis le lieu-dit "Le Coin", au-dessus du hameau du Clapier, jusqu'au col de Cluy. Cette coupe est la seule à montrer trois coulées de spilites. Elle est renversée et on trouve de haut en bas, donc dans l'ordre du dépôt :

- un conglomérat multicolore formant un banc de 1 m ; Les éléments roulés sont des galets de calcaires dolomitiques gris, jaunes ou rosés plus ou moins cargneulisés et enrobés dans un ciment vert, probablement un tuf de nature spilitique. Ainsi une pério-

de remaniement du fond marin semble avoir précédé l'épanchement des coulées de spilites ;

- 2 m de schistes calcaréo-dolomitiques bruns. En fait, ils sont gris-bleu, mais l'altération leur donne une couleur brune sur une grande épaisseur;

- une coulée de spilite de 4 m d'épaisseur.

Cette lave comprend deux éléments très distincts : Des lentilles de 1 cm et la pâte. Les premières sont constituées par de grands cristaux de calcite entre lesquels on peut observer de la calcite finement cristalline et de la silice sous forme de cristaux de quartz engrenés et à extinction roulante.

La pâte, de teinte verdâtre, comprend des microlites de feldspaths, de la calcite en petits cristaux et surtout de la chlorite de deux sortes : l'une est criblée d'inclusions, donne des teintes naturelle et de polarisation peu caractéristiques et ne présente aucune orientation ; l'autre, par contre, est très claire; très"fraîche", nettement pléochroïque et ses cristaux sans contours nets sont effilochés dans le sens de la coulée.

Cette dernière provient vraisemblablement de la dévritrification d'un verre volcanique originel.

- 3-4 m de calcaires spathiques bleu-noir.

En lame mince, cette roche s'avère constituée uniquement par de grands cristaux de calcite engrenée. Les structures organiques, probablement toutes des plaques d'Echinodermes, sont déformées, allongées dans le sens de la stratification et ne sont conservées que grâce aux impuretés du calcaire. Comme pour le calcaire spathique de La Garde, il semble que la roche ait été complètement recristallisée.

- 2 m de schistes calcaréo-dolomitiques analogues aux précédents ;

- une coulée de spilite de 2 m d'épaisseur.

Les microlites, plus nombreux et de plus grande taille ont pu être déterminés soit au microscope ordinaire, soit à la platine de Fédorof. Les mesures révèlent de l'albite dont le pourcentage d'anothite varie de 0 % à 10 %. Les nodules de calcite sont moins nombreux, mais la pâte est plus calcaire et comprend moins de chlorite que celle de la coulée précédente ; en outre les traînées de limonite sont très abondantes et représentent 10 % de la roche.

- Quelques mètres de cargneules ocres.;

- une troisième coulée de spilites, la plus épaisse (6 m).

Les lentilles de calcite sont très nombreuses et les lames minces permettent des observations intéressantes sur les microlites de feldspath et les chlorites. Sur les microlites, les mesures de l'angle des axes montrent qu'il s'agit d'albite à 7-8 % d'anorthite. La chloritisation a laissé subsister des fantômes d'un minéral ferro-magnésien (olivine probablement) dont la transformation a débuté soit à la périphérie, soit au centre du minéral. Cette chlorite de pseudomorphose diffère par sa teinte naturelle des chlorites précédemment décrites. En outre, tous les contours des minéraux sont soulignés par un liseré noir d'oxydes de fer qui fait nettement apparaître la structure intersertale de cette lave.

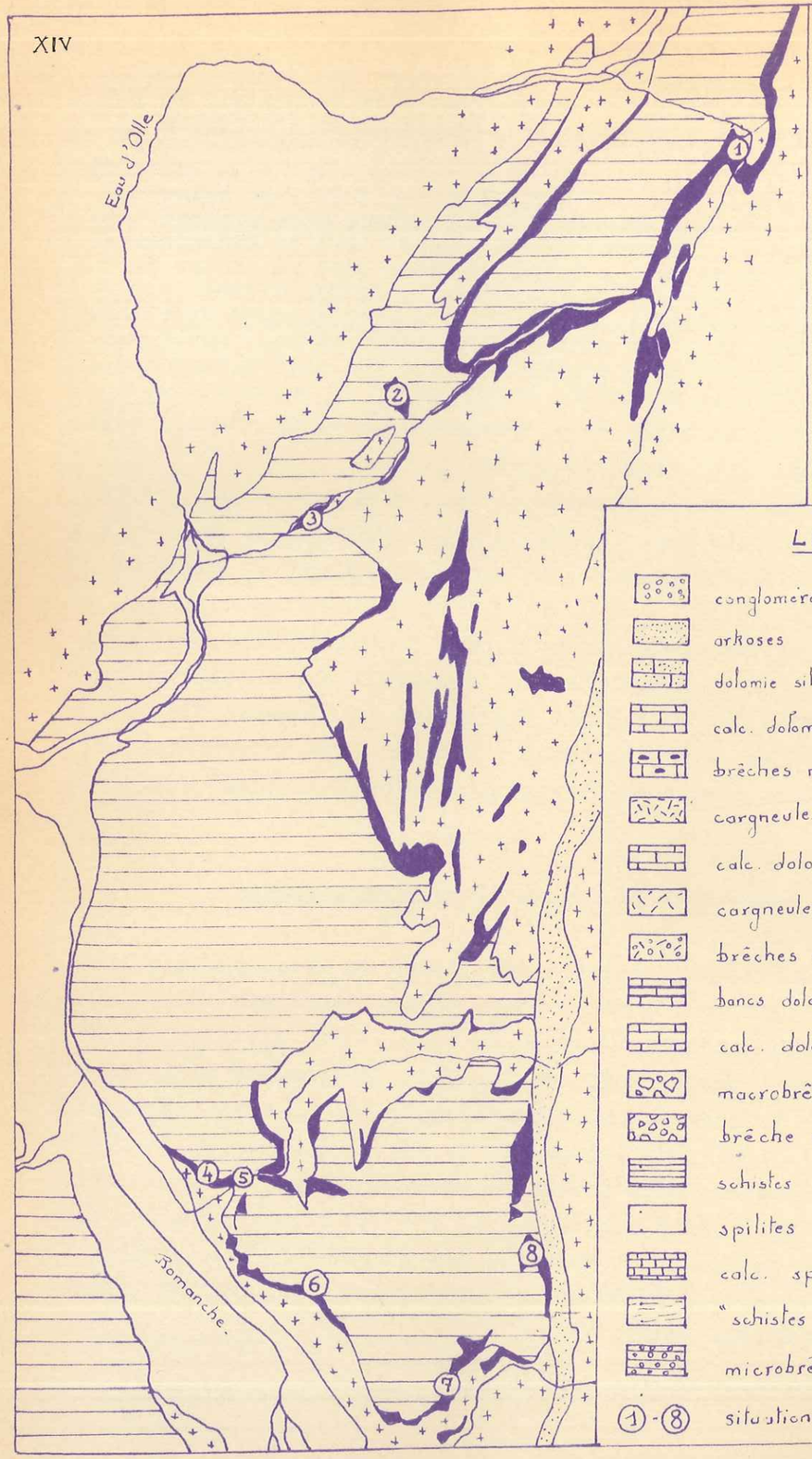
- 2 m de calcaire bleu, finement spathique et contenant quelques inclusions de pyrite ;

- enfin, 1 m de calcaire à entroques, gris-blanc, friable et légèrement déformé par la schistosité. Près du hameau du Petit Chatain, ce niveau se charge de cubes de pyrite.

Les spilites affleurent depuis le col de Cluy, au Nord, jusqu'au hameau du Petit Chatain, construit sur un bloc de spilites, au Sud. Entre le Petit Chatain et le lieu-dit "Le Coin", elles font place à des schistes verts que nous interpréteront comme des tufs provenant du remaniement sub-aquatique des spilites.

C - VARIATIONS DE FACIES ET PALEOGEOGRAPHIE.

Le caractère lagunaire des faciès du Trias des massifs cristallins externes a été reconnu depuis longtemps. Dans la "Géologie dauphinoise", M. GIGNOUX et L. MORET distinguent trois phases : une période continentale prolongeant celle du Permien, la transgression du Muschelkalk suivie d'une régression qui amène le régime de lagunes et de marais du Keuper. La région de Belledonne et des Grandes Rousses formait un haut-fond, le"seuil vindélicien" sur lequel la mer est restée très peu profonde. Bien que certains auteurs, tel J. RICOUR [33], tendent à réduire l'importance du seuil vindélicien, ces grandes lignes sont admises pour tous.



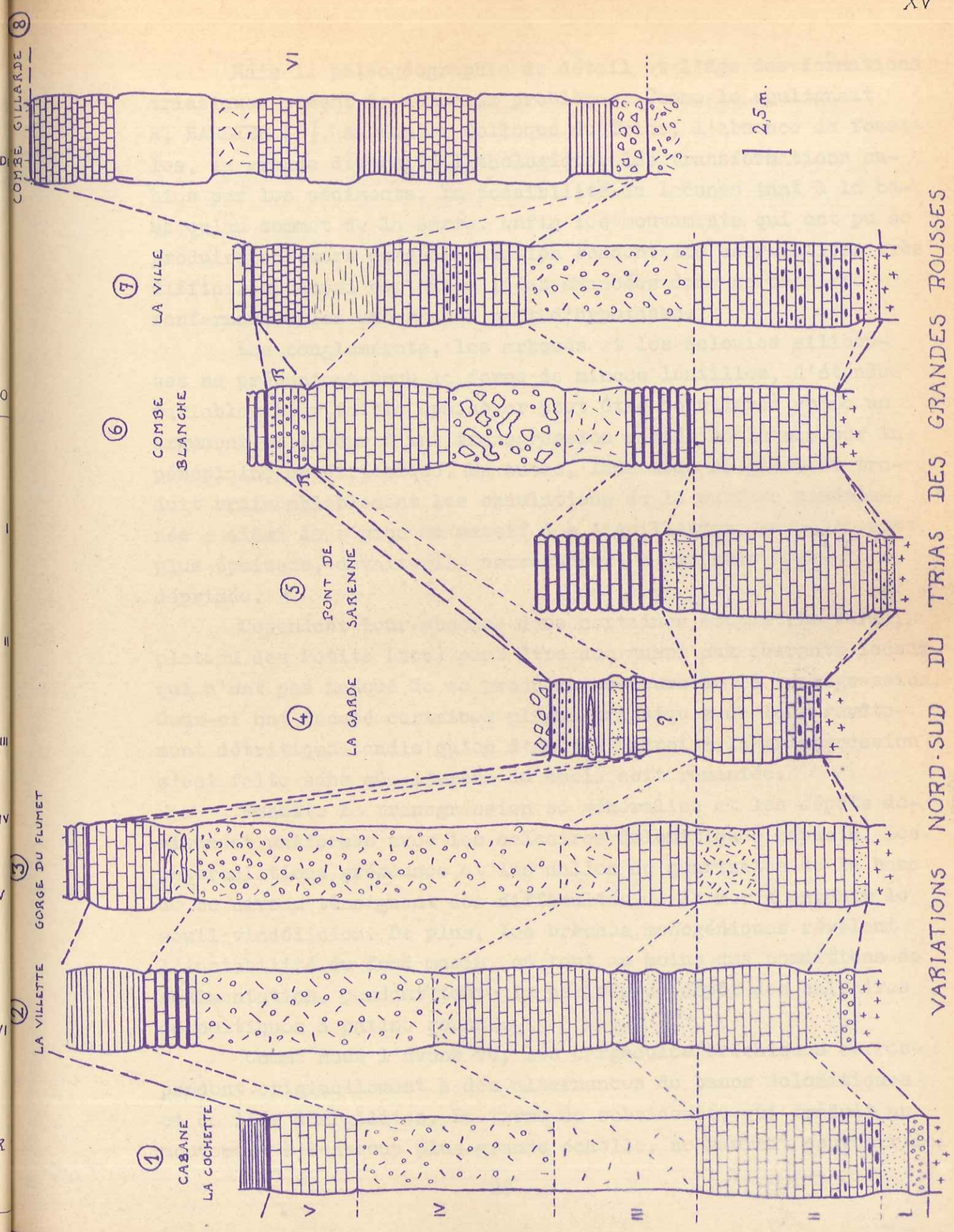
TRIAS

SITUATION ET LEGENDE DES COUPES

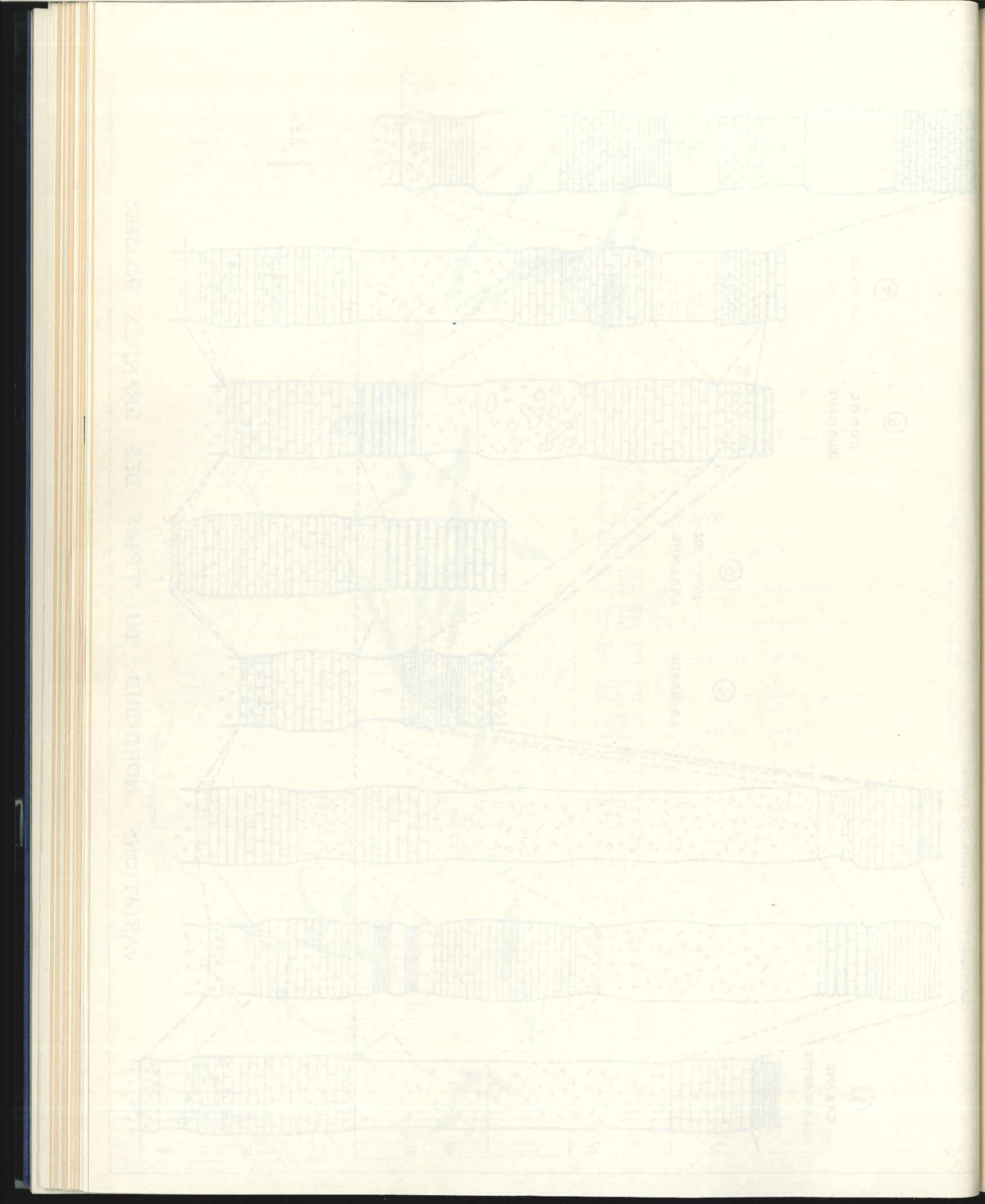
Echelle : 1/80.000

LEGENDE

	conglomérats	I
	arkoses	I
	dolomie siliceuse.	I
	calc. dolomitiques roux	II
	brèches monogéniques	II
	cargneules lie-de-vin	II
	calc. dolomitiques jaunes	III
	cargneules ocres.	III
	brèches à éléments d'argilites	IV
	bancs dolomitiques et lits schisteux.	IV
	calc. dolomitiques clairs.	V
	macrobrèche.	V
	brèche multicolore.	VI
	schistes dolomitiques bruns	VI
	spilites	VI
	calc. spathiques.	VI
	"schistes verts" = tufs.	VI
	microbrèche du Rhétien.	R
①-⑧	situation des coupes.	



VARIATIONS NORD-SUD DU TRIAS DES GRANDES ROUSSES



Mais la paléogéographie de détail et l'âge des formations triasiques posent de nombreux problèmes. Comme le soulignait R. BARBIER [6], au dernier Colloque du Trias, l'absence de fossiles, la grande diversité lithologique, les transformations subies par les sédiments, la possibilité de lacunes tant à la base qu'au sommet de la série, enfin les mouvements qui ont pu se produire en cours de sédimentation rendent les corrélations très difficiles. Aussi certaines idées avancées dans ce chapitre renferment-elles une grande part d'hypothèse.

Les conglomérats, les arkoses et les dolomies siliceuses se présentent sous la forme de minces lentilles, d'étendue variable. Leur faible épaisseur peut être considérée comme un argument en faveur d'une transgression rapide de la mer sur la pénéplaine antétriasique. En outre, leur mode de gisement traduit vraisemblablement les ondulations de la surface pénéplanée ; ainsi la région du massif des Aiguillettes, où elles sont plus épaisses, devait-elle correspondre à une zone légèrement déprimée.

Cependant leur absence dans certaines coupes (La Garde, plateau des Petits Lacs) peut être due aussi aux courants locaux qui n'ont pas manqué de se produire au cours de la transgression. Ceux-ci ont décapé certaines plages triasiques de leur revêtement détritique tandis qu'en d'autres endroits la transgression s'est faite sans que l'arène du socle soit remaniée.

Ensuite la transgression se généralise et les dépôts deviennent uniformes avec les calcaires dolomitiques capucin. Les intercalations gréseuses et les dalles de quartzites de la base de ce niveau témoignent des difficultés de la mer à envahir le seuil vindélicien. De plus, les brèches monogéniques révèlent l'instabilité du fond marin, ou tout au moins des conditions de sédimentation, pendant toute la période de dépôt des calcaires dolomitiques à patine rousse.

Comme nous l'avons vu, les cargneules bréchiques correspondent originellement à des alternances de bancs dolomitiques et de lits d'argilites. Le terme de subsidence, qui traduit un mouvement à beaucoup plus grande échelle, ne saurait convenir ici

mais ces alternances évoquent néanmoins un affaissement périodique du fond marin, analogue au phénomène déjà signalé par J. SARROT-REYNAULD [41] dans le Dôme de La Mure.

Les brèches à éléments d'argilites sont surmontées par une barre de calcaires dolomitiques clairs. Ce niveau, très homogène, d'épaisseur très variable, est le plus constant après les calcaires dolomitiques roux et nous attribuerons les lacunes constatées dans certaines coupes à une érosion ultérieure. A cette période les conditions de dépôt semblent donc plus tranquilles mais la macrobrèche de la base de la falaise de Combe Blanche montre que cette tranquillité est toute relative.

La plupart des coupes de la région des Aiguillettes se terminent avec des calcaires dolomitiques gris et blancs. Néanmoins la présence d'une lentille de calcaire oolitique, près des chalets d'Orgières laisse supposer que cette région a subi ensuite un épisode plus franchement marin. En outre, l'intensité du plissement du Lias des Aiguillettes est responsable d'une lacune tectonique du sommet de la série triasique, confirmée par la présence de gypse emballé dans le Lias de la face sud.

Les formations fini-triasiques sont par contre très bien représentées au SE, dans la région d'Auris. Entre les coulées de spilites, les intercalations franchement marines de calcaires spathiques et de schistes bruns dolomitiques font penser à un épanchement sous-marin de ces laves ; mais nous n'avons pas trouvé de pillow-lavas qui confirmeraient cette hypothèse. Néanmoins le Trias ne semble pas, dans cette région, s'être terminé par les niveaux lagunaires habituels du Keuper.

Au Nord, J. LAMEYRE [24] constate des lacunes au sommet du Trias et à la base de la série liasique et conclut à l'existence au début du Lias, d'un haut-fond à l'emplacement du Massif des Grandes Rousses. Dans la région étudiée, nous verrons que les lacunes à la base du Lias sont de très courte durée et n'affectent que le Rhétien et l'Hettangien. Par contre, le Trias supérieur est souvent très réduit ou absent et l'émersion a probablement débuté au Trias.

Cette idée semble confirmée par :

- l'absence constante de Trias supérieur (sauf les spilites) au Sud, dans le Massif du Grand Renaud ;

- la découverte de grès calcaires rouges dans le Trias tectonisé de Combe G illarde, indice d'une émersion au moins locale.

La coupe très réduite de La Garde comprend vraisemblablement une ou plusieurs lacunes importantes, mais les dépôts très variés et non fossilifères ne permettent pas de les situer. Il s'agit là d'un haut-fond qui n'a été recouvert complètement que par la transgression des dolomies capucin.

D'une manière générale, les variations d'épaisseur, l'irrégularité des dépôts, l'abondance de niveaux détritiques et de brèches monogéniques, la présence de séries alternantes traduisent des conditions de sédimentation mouvementées. La faible profondeur et les mouvements de la mer expliquent en partie cette lithologie très variée mais nous invoquerons également, comme J. SARROT-REYNAULD dans le Dôme de La Mure, des rejeux de failles hercyniennes. Ces mouvements ont été suffisamment faibles pour permettre une transgression générale au Muschelkalk.

D - AGE DES DIFFERENTES FORMATIONS TRIASIQUES.

La très grande rareté des fossiles dans le Trias des massifs cristallins externes explique que l'âge de ses différents faciès fasse l'objet de nombreuses discussions et que le problème ne soit pas encore résolu.

Déjà au début du siècle, W. KILIAN et J. REVIL [23] qui rattachaient toutes les formations triasiques des Grandes Rousses au Keuper, s'opposaient à P. TERMIER [42] pour lequel les trois ensembles : roches détritiques, calcaires dolomitiques, et enfin schistes et gypses correspondaient respectivement au Bundsandstein, Muschelkalk et Keuper. Cette opposition se retrouve parmi les auteurs modernes. Les géologues alpins, établissant des comparaisons avec le Trias des zones internes, adoptent l'hypothèse de P. TERMIER tandis que J. RICOUR [36], se

BU BOURGET

basant sur des analogies de faciès avec le Trias lorrain, attribue les niveaux représentés au Muschelkalk supérieur et au Keuper.

Par comparaison avec le Dôme de La Mure et rejoignant en partie les conclusions de J. SARROT-REYNAULD [41], nous adopterons sans preuve paléontologique les âges suivants :

- Formations fini-triasiques ..... Keuper
- Calcaires dolomitiques gris..... Muschelkalk supr.
- Cargneules bréchiques..... Anhydritgruppe
- Calcaires dolomitiques roux..... Wellenkalk
- Roches détritiques de base..... Grès bigarré

A l'appui de cette hypothèse nous relèverons les arguments suivants :

- Le passage latéral, avec réduction d'épaisseur d'Est en Ouest des quartzites werféniens des zones internes aux grès de base des zones externes, décrit par R. BARBIER ;

Le caractère très détritique des calcaires dolomitiques capucin qui fait plutôt penser au faciès dolomitique gréseux du Wellenkalk des Vosges qu'au faciès plus franchement marin de la Lettenkohle;

- les alternances de bancs dolomitiques et de lits d'argilites, transformés en cargneules bréchiques, correspondent par leur position juste au-dessus des dolomies capucin, aux "gypses et anhydrites inférieurs" du Dôme de La Mure qui comprennent des faciès analogues. On ne trouve plus ici de sulfate de Calcium mais celui-ci, dissous au cours de la transformation, aurait facilité la cargneulisation ;

- les calcaires dolomitiques gris, plus franchement marins, correspondent mieux au faciès lorrain du Muschelkalk supérieur.

Bien que de telles comparaisons comportent de grands risques d'erreur, il semble, contrairement à ce que pensait W. KILIAN, que le Keuper soit peu représenté dans le Trias des Grandes Rousses. Cela n'est d'ailleurs pas étonnant :

- le caractère lagunaire des dépôts du Keuper suffit à expliquer son absence sur un haut-fond tel le "seuil vindélicien" ;

- la tectonique est responsable de certaines lacunes comme dans le Massif des Aiguillettes où le gypse est décollé de la base de la série triasique ;

- la transgression liasique a été précédée par une émersion qui s'est traduite par l'érosion du sommet du Trias. Ce phénomène, très souvent constaté par R. BARBIER dans la zone dauphinoise orientale, semble avoir été assez général sur la bordure ouest des Grandes Rousses. L'absence presque constante de Rhétien et parfois celle du Lias inférieur viennent à l'appui de cette interprétation.

IV. LE RHETIEN.

Le Rhétien fait toujours l'objet, dans la Géologie alpine, d'un chapitre spécial en dehors du Lias, car ses faciès : microbrèches, calcaires lumachelliques, schistes noirs, dolomies sableuses... marquent la persistance du cycle sédimentaire du Trias.

Nous conserverons cette habitude, bien que les affleurements de Rhétien soient très réduits sur la bordure du Massif des Grandes Rousses.

La carte au 1/80 000 de Saint-Jean-de-Maurienne montre la présence [illegible] constante du Rhétien à la base du Lias calcaire des Aiguillettes ; nous n'avons pu le mettre en évidence nulle part dans cette région. Par contre, au Sud, la carte au 1/80 000 de Briançon ne distingue pas de Rhétien et c'est dans cette partie que se trouvent les seules formations que nous lui attribuons, sans preuve paléontologique. Ces affleurements sont au nombre de trois :

- sur la route d'Huez, un peu avant le 5e virage en S, nous avons trouvé au-dessus du Trias des schistes poreux, couleur lie-de-vin, surmontés par des microbrèches en plaquettes qui semblent appartenir au Rhétien.

Les schistes lie-de-vin sont zoogènes et nous avons pu reconnaître des moules de Lamellibranches indéterminables et de Pentacrines.

Auréole ferrugineuse autour des galets dolomitiques.

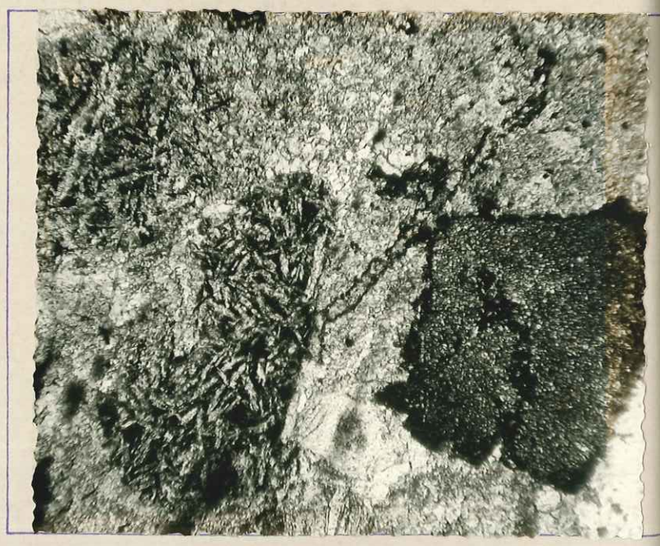
(× 8)

MICROBRECHE DU RHETIEN

(Route d'Huez, près de La Garde)

Galets de spilites et de calcaires dolomitiques avec leur auréole d'oxydation.

(* 50)

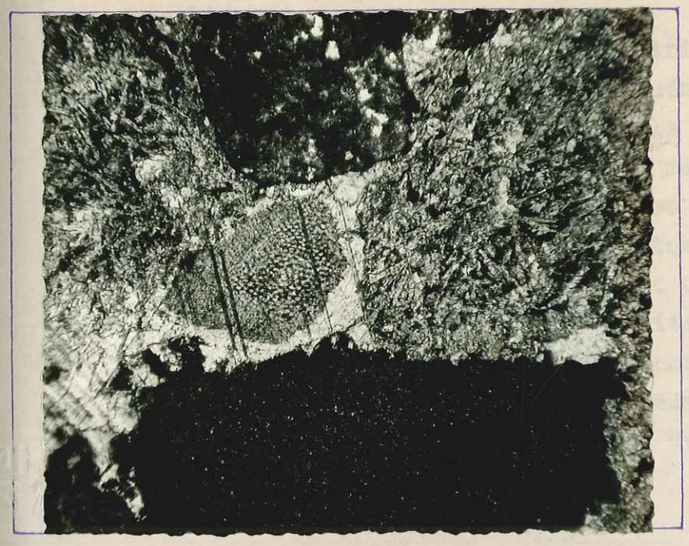


Plaques d'oursins et galets dolomitiques

(× 50)

MICROBRECHE DU RHETIEN

(Route d'Huez, près de La Garde)



Plaques d'oursins et galets dolomitiques. Elements du ciment provenant de la décomposition des spilites.

(× 50)

Les microbrèches ont une teinte générale brune mais en surface polie on distingue nettement des galets arrondis bruns de quelques mm à 1 cm de diamètre moyen, d'un ciment cristallin bleuté.

En lame mince, les éléments roulés s'avèrent être de deux sortes : des petits galets de spilites plus ou moins altérés et des galets de calcaire dolomitique brun, , et dont le contour est souligné par une auréole ferrugineuse. Le ciment est formé par de la calcite, des traînées d'oxyde de fer et de nombreuses plaques d'Echinodermes.

(voir Pl XVI et XVII ci-contre.)

L'auréole ferrugineuse ne peut être considérée comme un argument en faveur d'une émersion car elle semble postérieure au dépôt et correspond sans doute à une croûte d'oxydation superficielle due aux courants. Néanmoins le dépôt de cette microbrèche en eau très peu profonde traduit une érosion du Trias supérieur et même d'une partie du Trias moyen ; en outre, la forme arrondie des galets indique un transport assez important. A noter qu'actuellement les affleurements de spilites les plus proches de cette microbrèche sont situés à 5 km.

A 50 m de ce gisement, le Rhétien est absent et le Trias est surmonté directement par la brèche à galets de calcaires bleus de la base du Lias. Cet exemple illustre bien le caractère très local du Rhétien qui se présente en lentilles épargnées par l'érosion.

- Dans Combe Blanche, nous attribuerons également au Rhétien les derniers bancs clairs situés juste au-dessous des calcaires bleus de la base du Lias. Ils forment 2-3 m d'une roche dure, gris-brun. Leur structure au microscope rappelle celle de la microbrèche de La Garde, mais les éléments sont beaucoup plus petits et les galets de spilites ont été remplacés par des grains de quartz roulés. Dans cette coupe, le passage au Lias semble s'effectuer sans discontinuité.

- Enfin, au col de Cluy, les coulées sont surmontées par des dolomies sableuses contenant des valves de Lamellibranches recristallisées qui datent peut-être du Rhétien.

CONCLUSION.

La transgression rhétienne semble avoir remanié les produits d'une érosion semi-continentale de la fin du Trias. L'absence très fréquente des faciès du Rhétien peut avoir plusieurs causes parmi lesquelles il nous est impossible de choisir et qui peuvent d'ailleurs jouer simultanément :

- la mer du Rhétien n'a envahi que quelques dépressions très locales ;
- les dépôts très peu épais du Rhétien ont été démantelés par la transgression liasique ;
- en certains endroits, la transgression a été très rapide et le Rhétien est représenté par les mêmes faciès que l'Hettangien dont il est impossible de le distinguer en l'absence de fossiles bien conservés. Cependant, cette dernière hypothèse nous paraît très improbable.

V.- LE L I A S .

Le Lias représente la quasi totalité de la couverture sédimentaire du "synclinal d'Allemont". Les affleurements sont donc très nombreux mais la végétation et la tectonique rendent les coupes très discontinues. En outre, la rareté des indices paléontologiques oblige le plus souvent à se référer aux seuls caractères lithologiques qui ne peuvent être étudiés en lames minces , dont l'observation est très décevante.

Nous étudierons tout d'abord la coupe établie le long de la route D 211b qui relie Huez à Villard-Reculas. Puis, par comparaison avec le Lias du Signal de l'Homme, près d'Auris, où nous avons trouvé quelques fossiles, nous essaierons de dater les différents niveaux lithologiques.

A - COUPE DE LA ROUTE D 211b, HUEZ-VILLARD RECULAS.

(voir Pl II et III . p. 7.)

A partir d'Huez-en-Oisans et jusqu'au passage de la Combe du Bras, la pente est recouverte par un placage morainique qui cache le Trias et probablement les premières assises du Lias.

La coupe débute par quelques mètres de calcaires gris-bleu, compacts, très zoogènes. Nous n'avons pu trouver de fossiles identifiables, mais la roche est incrustée de débris organiques variés parmi lesquels nous avons relevé des traces d'Ammonites et de nombreux petits Brachiopodes.

Nous rencontrons ensuite une puissante alternance de bancs calcaires et de lits schisteux. Les bancs calcaires de 5 à 20 cm d'épaisseur, séparés par de minces enduits schisteux, s'épaississent peu à peu et seuls les 50 derniers mètres de la série sont à dominante schisteuse avec des couches très tendres de 3-4 m d'épaisseur. Nous avons trouvé à la base de ces schistes un banc plus dur, se délitant en plaquettes et contenant de nombreuses empreintes d'Arietidae déformées par le clivage schisteux. (voir. Pl XVIII . p. 39.)

Les pendages, d'abord variables, sont ensuite régulièrement verticaux du point 1523 au grand virage coté 1542, au-dessus de la Ruine Colombier ; aussi l'épaisseur de cet ensemble est-elle de 300 à 400 m.

A partir du point 1542, la pente devient plus abrupte et la route est entaillée dans une barre de calcaires bleu sombre contenant de nombreuses Bélemnites et des taches de pyrite s'oxydant en surface. Cette pyrite épigénise le plus souvent des traces d'organismes très déformés mais dans lesquelles on peut reconnaître néanmoins des Ammonites.

Cette barre de 200 m de puissance est très reconnaissable par sa patine plus claire, légèrement roussâtre, dans les falaises de Côte Alanèle où sa base est soulignée par les couches schisteuses sombres sous-jacentes. D'apparence homogène le long de la route, elle montre alors un rubannement provenant de l'alternance de niveaux durs et sombres et de niveaux plus tendres et à patine brune.

Nous avons adopté ce faciès comme niveau-repère de la série liasique inférieure à dominante calcaire.

Le faciès suivant est peu différent : 100 m de calcaires marneux bleus, un peu plus tendres, contenant de nombreux nodules pyriteux d'où partent des traînées de rouille dues au ruissellement de l'eau mais il n'y a plus trace de Bélemnites.

Nous reviendrons sur l'âge de ces différents niveaux au cours de l'étude de la coupe suivante où ils ont pu être datés.

Nous arrivons alors dans la dépression de Villard-Reculas constituée par des schistes calcaires dans lesquels il est très difficile de relever un pendage ; celui-ci semble légèrement incliné vers l'Ouest et la grande distance traversée par la route au milieu de ces schistes peut induire en erreur quant à leur épaisseur qui est de l'ordre de 100 m. Sans preuve paléontologique, nous attribuons ce niveau à l'Aalénien.

La coupe se termine à Villard-Reculas qui est construit sur un petit éperon constitué par 10-20 m de calcschistes se délitant en plaquettes et qui présentent de petites inclusions de pyrite entourées d'une auréole brune.

Plus au Nord, la carte au 1/80 000 de Saint-Jean-de-Maurienne comporte une bande de Jurassique moyen mais celle-ci ne peut être assimilée au faciès décrit ci-dessus car elle correspond aux "calcaires à miches" découverts par W. KILIAN et datés depuis de l'Aalénien. Néanmoins, la position de ces calcschistes au-dessus des schistes très probablement aaléniens laisse supposer qu'il s'agit de Jurassique moyen. Mais en l'absence de fossiles, cette attribution demeure très hypothétique, car ce faciès est assez différent des calcaires marneux du Dogger de la série du Grand Renaud.

B - LIAS DU SIGNAL DE L'HOMME, AURIS.

Nous emprunterons le sentier qui relie les chalets de Cluy au col de Maronne.

En remontant la Combe des Girauds, à l'Ouest des chalets de Cluy, nous rencontrons les cargneules, les calcaires dolomitiques clairs et les spilites du Trias. La barre de spilites chevauche le Lias inférieur et toute la série liasique du Signal de l'Homme est renversée.

Le Lias débute par une alternance de bancs de 20 à 30 cm d'un calcaire gris-bleu, à patine grise et à cassure conchoïdale et de minces joints argileux. Les bancs calcaires sont très zoogènes et on peut reconnaître des traces d'Ammonites, très déformées par la schistosité, des Lamellibranches (Nuculidae et Pectenidae), des traces de Polypiers (très abondants au village du Châtelard). Nous attribuerons, provisoirement au moins, à l'Hettangien les calcaires zoogènes de la base de la coupe précédente.

La limite Hettangien-Sinémurien est difficile à situer avec précision ; cependant, 40 à 50 m au-dessus des spilites, les bancs calcaires deviennent plus épais, moins zoogènes et nous avons trouvé à ce niveau une grosse Ariétite de 40 cm de diamètre. Or, ces grosses formes, sans être caractéristiques, sont généralement de labase du Sinémurien ; nous admettons donc une épaisseur de l'ordre de 50 m pour l'Hettangien.

Jusqu'à la falaise du Signal, nous traversons la même alternance de bancs calcaires et de lits schisteux. Son épaisseur est de l'ordre de 150 à 200 m et nous avons pu dater cet ensemble grâce à deux fossiles :

- Coroniceras (Metiophoceras) cf. conybeari Sow. de la zone à Arietites bucklandi, c'est-à-dire du Sinémurien inférieur ;
- Coroniceras (Primarietites) cf. rotiforme Sow. de la zone à Arietites bucklandi, sous-zone à Coroniceras rotiforme, donc de la fin du Sinémurien inférieur.

La falaise du Signal de l'Homme est formée par 100-120 m de calcaires bleu-sombre, à patine roussâtre, contenant de nombreuses Bélemnites et des nodules pyriteux. Ce faciès correspond au niveau-repère de la coupe de la route D 211b, et nous avons pu le dater grâce à des fossiles éboulés sous la falaise:

- Vermiceras spiratissimum Quenstedt du Sinémurien inférieur (zone à Arictites bucklandi) ;
- Coroniceras (Eucoroniceras) cf. aussoniense Reynès de la zone à Arnioceras semicostatum du Sinémurien supérieur ;
- Uptonia jamesoni Sow. du Pliensbachien inférieur.

Ainsi, cette barre calcaire qui nous a servi de niveau-repère correspond à la fin du Sinémurien inférieur, au Sinémurien supérieur, au Lotharingien et au Pliensbachien inférieur. Nous rejoignons ainsi les conclusions de J. REBOUL [32] dont l'étude a porté sur la partie méridionale du "synclinal de Bourg-d'Oisans".

Ensuite, la coupe est interrompue par un grand contact tectonique, mais nous avons pu dater les niveaux du Lias supérieur près du col de Maronne.

Sur le chemin qui va des Cours au col de Maronne, près de l'abreuvoir coté 1590, le Domérien supérieur a pu être daté grâce à la découverte de :

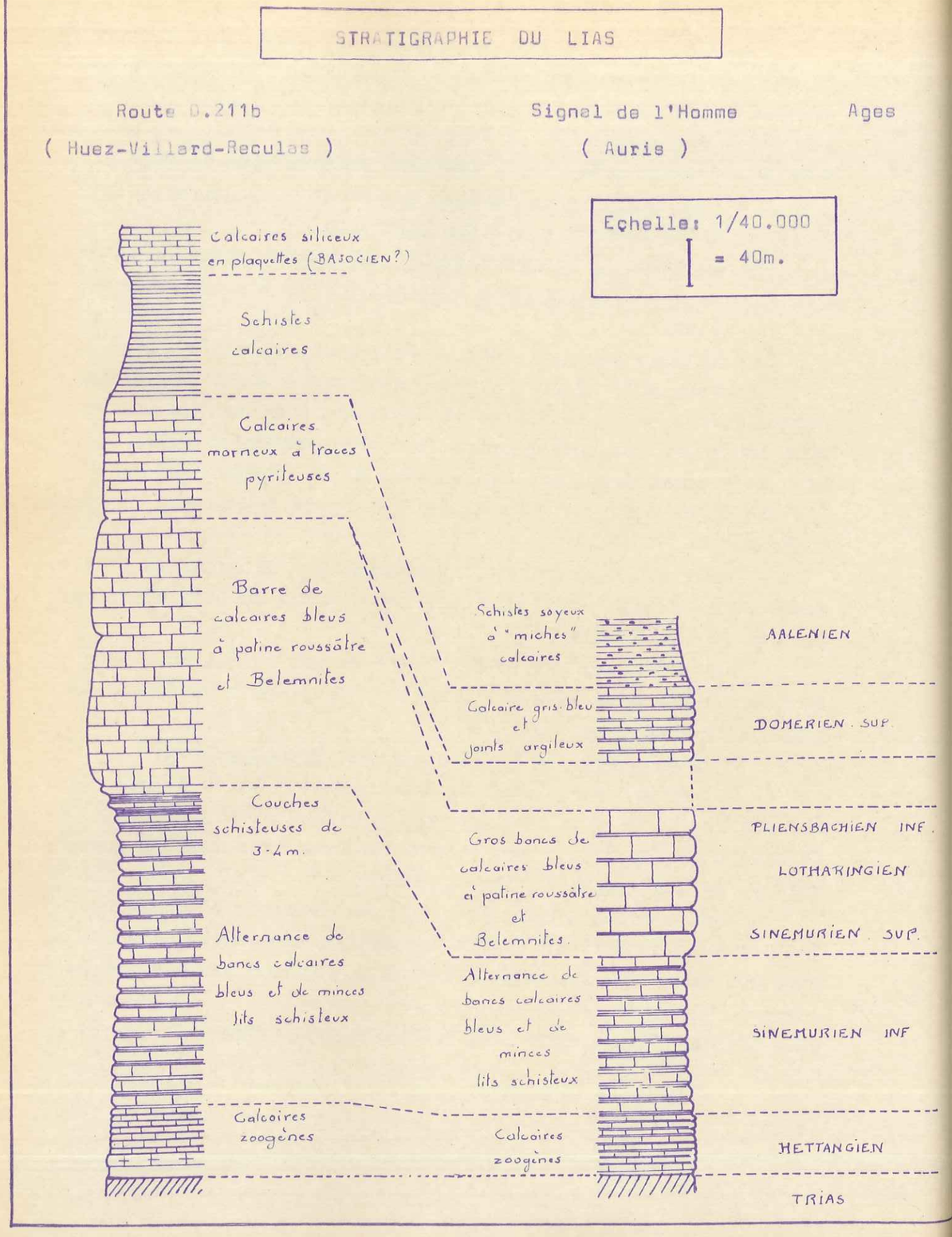
-Paltopleuroceras (= Pleuroceras) spinatum Brug.

Cet étage est représenté par de petits bancs de calcaires clairs, assez durs, séparés par de minces lits argileux. Ce niveau semble être l'équivalent des calcaires marneux surmontant le niveau-repère de Côte Alamèle.

Nous n'avons jamais pu mettre en évidence le Toarcien qui est soit absent, soit très peu épais. Par contre, l'Aalénien est très bien représenté au col de Maronne par des schistes

---

NB.- Déterminations dues à M. le Général COLLIGNON.



sombres et soyeux. Ceux-ci contiennent une grosse quantité de minéraux ferrugineux qui leur donne une patine rouille, et des nodules de matière calcareuse sombre à noyau pyriteux. La pyrite s'altérant, le centre du nodule est occupé par une sorte de mâchefer ou même complètement évidé. Mais ces "miches" calcaires dans lesquelles J. LAMEYRE [24] a signalé de nombreuses Posidonomyes et R. BARBIER découvert des Ammonites de l'Aalénien, ne nous ont pas fourni le moindre indice paléontologique.

C - CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES.

La série, bien que très épaisse (800 m dans la coupe de la route D 211b et 500 m au Signal de l'Homme) n'atteint pas les puissances énormes que lui attribuaient les anciens auteurs. Ceux-ci distinguaient un Lias inférieur calcaire et un Lias supérieur schisteux. Puis R. BARBIER [4] devait définir plus à l'Est 3 niveaux :

- les calcaires du Lias inférieur ;
- les calcschistes du Lias moyen ;
- les schistes du Lias supérieur.

Cette dernière série était reprise par J. LAMEYRE [24] pour la couverture du Nord des Grandes Rousses.

L'étude des deux coupes ci-dessus montre que ces distinctions lithologiques s'appliquent mal à la région étudiée où nous distinguerons :

- des calcaires compacts gris-bleu, à débris organiques de la base ..... 0-50 m.... Hettangien;
- une alternance de bancs calcaires bleus et de lits schisteux..... 150-400 m .. Sinémurien inf.
- une barre de calcaires bleus à patine roussâtre et à nombreuses Bélemnites..... 100-200 m. Sinémurien sup.
- Pliensbachien inf.
- des calcaires marneux bleus à nodules pyriteux... 100 m Domérien ;
- des schistes calcaires et des schistes silico-alumineux à miches calcaires..... 100 m. Aalénien s.l.

Mais cette série-type est schématique et il est souvent difficile de distinguer tous ces niveaux, car la stratigraphie du Lias pose un certain nombre de problèmes qui n'ont pu être tous résolus.

Le plus important est constitué par l'âge des formations liasiques de la bordure ouest du fossé d'effondrement où le clivage schisteux plus intense accentue la monotonie des faciès et rend les rares fossiles indéterminables.

En surface, les niveaux en contact avec le socle varient suivant l'importance du rejet de la cassure qui limite Belledonne et suivant l'intensité de l'érosion ultérieure.

Au Sud d'Allemont, la couverture liasique a été exploitée pour l'obtention d'ardoises ; ce niveau à ardoisières n'a pu être daté dans la région, mais au Nord du col du Glandon, à Saint Colomban-des-Villards, de très rares Ammonites pyriteuses (Amaltheus) ont permis de l'attribuer au Domérien.

Dans le "coin" liasique du Verney, nous avons trouvé de petites Ammonites pyriteuses, peu déformées et non oxydées ; mais les tours ombilicaux étant seuls présents, il n'a pas été possible de les déterminer. Il semble que ce soient des formes juvéniles, caractère qui a été souvent souligné à propos des faunes pyriteuses [H. et G. TERMIER, 1954, C.R.S.G.F., p. 86-88].

Dans le ravin de Vaujany, le niveau en contact avec le socle est, comme l'avait déjà signalé P. TERMIER [42], le "Lias schisteux" ; mais la très forte schistosité affectant la série ne permet pas de reconnaître les faciès.

Enfin, au col du Sabot, la presque totalité du "Lias calcaire" est représentée dans la couverture de Belledonne, mais il n'y a plus trace du sommet de la série liasique.

Au Sud d'Oz-en-Oisans, sur le sentier qui joint le hameau du Roberand à Pré Raynaud, nous avons trouvé dans la barre calcaire du Sinémurien supérieur-Pliensbachien inférieur, une brèche monogénique contenant de gros nodules de limonite. Ce niveau semble assez important car nous l'avons retrouvé à l'Est de Rochetaillée, au-dessus du hameau du Rafour, mais les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas de préciser son épais-

seur, son étendue et surtout sa signification.

D - PALEOGEOGRAPHIE.

Dans une note récente, R. BARBIER [5] interprète le Lias de Bourg d'Oisans comme un sillon oriental compris entre la "dorsale dauphinoise" du Dôme de La Mure et la "dorsale pelvousienne". Ce sillon oriental se prolongerait au Sud dans la région de Corps et le Dôme de Remollon.

Bien que les faciès de l'Oisans soient plus monotones, nous y avons relevé de nombreuses analogies avec le Lias calcaire de Remollon décrit par O. GARIEL [1961, Colloque du Lias français, Chambéry]. Le Lias supérieur est beaucoup plus réduit en Oisans (200 m au maximum) et, à cette époque, l'apport semble avoir été bien moindre qu'au Sud, dans le Dôme de Remollon, et qu'au Nord, dans le pays des Arves.

L'axe de sédimentation maximale de ce sillon correspond à peu près à une ligne La Paute-Massif des Aiguillettes. En allant vers l'Est, l'épaisseur des dépôts se réduit et les faciès deviennent moins monotones et plus fossilifères. Cette réduction est particulièrement spectaculaire au Grand Renaud où J. REBOUL [32] a pu dater une coupe du Lias qui ne dépasse pas 200 m de puissance et où le Lias supérieur (25 m) débute par des calcaires à entroques à quartz détritique. Ces caractères montrent la proximité de la bordure est du sillon de Bourg-d'Oisans. Par contre, le long du contact tectonique de Belledonne, aucun indice ne révèle la présence de la bordure ouest du sillon qui doit correspondre au flanc est du Dôme de La Mure.

Mais ce sillon ne semble pas s'être différencié dès le début du Lias. En effet, certaines coupes (gorges du Flumet) sont caractérisées par l'absence, non seulement du Rhétien, mais aussi de l'Hettangien et peut-être d'une partie du Sinémurien inférieur. L'absence assez fréquente de l'Hettangien traduit une individualisation tardive du sillon.

Conditions de sédimentation du Lias.

Depuis E. HAUG, les vases bleues du Lias dauphinois étaient considérées comme des dépôts profonds, bathyaux de l'avant-fosse alpine. M. GIGNOUX et L. MORET en font une sédimentation de talus et sont ainsi amenés à réduire la profondeur de la mer liasique dauphinoise. Enfin ORGEVAL et ZIMMERMANN, en 1957, à propos du Dôme de La Mure, admettent que les sédiments de faciès dauphinois "se sont déposés dans un domaine à peine plus profond que celui du type néritique, où la vitesse d'abaissement pendant la sédimentation est à peu près égale à l'accroissement des épaisseurs provoqué par un apport plus important des détritus (vases surtout).

Nous ferons nôtre cette conception, car :

- le"Lias calcaire"est en grande partie une série rythmique de colloïdes et de calcaires. Or A. LOMBARD pense que de tels sédiments se déposent "dans des aires de plateformes ou de bassins océaniques, loin des côtes ou de marge continentale abrupte";

- la présence d'Ammonites pyriteuses dans la barre calcaire Sinémurien-Pliensbachien aurait été considérée par E. HAUG comme un témoin d'une sédimentation bathyale.

Mais la synthèse des observations récentes de plusieurs auteurs : M-G. RUTTEN [1953, C.R.S.G.F., p. 305-308], H. et G. TERMIER [1954, C.R.S.G.F., p. 86-88] et J. GOGUEL [1954, C.R.S.G.F. p. 222-225] amènent à considérer les faunes pyriteuses comme des dépôts de mer très peu profonde de type épicontinental, dont les conditions réductrices nécessaires à la formation de la pyrite seraient dues à un abondant plancton ou à des herbiers sous-marins.

Ainsi la série liasique, monotone et très épaisse, due à une forte subsidence et à un alluvionnement terrigène important, contenant de nombreux débris organiques mais très peu de macrofossiles, rappelle la sédimentation paralique actuelle des Iles de la Sonde, décrite par J. TERCIER [1940, Eclogae Geologicae Helvetiae, vol. 32, p. 47-100].

Le terme de sillon, appliqué au Lias de Bourg d'Oisans, n'implique pas une grande profondeur mais une subsidence très intense.

Il est très probable que le fond de la mer ne comportait pas de grosses dénivellations car les zones en voie d'affaissement étaient simultanément comblées par des dépôts très fins répartis à peu près uniformément dans la mer. L'axe de sédimentation maximale correspond à l'axe du sillon ainsi défini.

DEUXIEME PARTIE

TECTONIQUE D'ENSEMBLE.

oooo

I. HISTORIQUE.

En 1860, Ch. LORY [26] reprenant le travail de P. DAUSSE [16], signale dans les Grandes Rousses la présence de grandes failles parallèles à la chaîne et le déversement du "synclinal liasique d'Allemont" chevauché à l'Ouest par le massif cristallin de Belledonne. En outre, ce synclinal serait recoupé, selon lui, par une grande fracture "dont l'axe serait à peu près dirigé du Nord au Sud" et qui s'étendrait du Lac Lauvitel aux Sept Laux.

P. TERMIER [42] donne le premier, en 1894, une interprétation tectonique d'ensemble :

Les plis alpins sont de deux sortes :

- les plis de la couverture sédimentaire sont très irréguliers quant à leur importance et l'inclinaison de leurs axes sur l'horizontale, mais restent simples. "Les assises sont habituellement très redressées, fort souvent verticales : il est rare qu'elles soient renversées... Un autre caractère, c'est la rectilignité en projection horizontale de ces plis ondulés. Ils sont Nord-Sud ou Nord-5°-Est sur de très grandes longueurs". Enfin l'altitude très variable à laquelle on trouve des lambeaux de Trias le font conclure : "Comme le Massif du Pelvoux, le Massif des Grandes Rousses est déterminé par une surélévation locale d'un système de plis parallèles... les plis traversant les massifs du Sud au Nord sans aucune déviation, au lieu de les contourner comme on a souvent été tenté de le croire";

- les massifs cristallins, par contre, constituent un système de plis Est-Ouest. Le pic de Belledonne et l'Etendart formeraient un même anticlinal entre les deux dépressions marquées par le Pas de la Coche et le col du Glandon au Nord, et la vallée de la Romanche au Sud. "Contrairement à ce qu'enseignait LORY, le rôle des failles longitudinales dans l'orogénèse des Grandes Rousses paraît peu important".

Ainsi P. TERMIER voit dans l'orogénèse alpine le résultat de deux systèmes de plis orthogonaux entre eux : des plis

très redressés de direction N-S affectant la couverture seule et de vastes bombements de direction E-W intéressant les massifs cristallins et, par contrecoup, la couverture.

Les plis hercyniens sont représentés par deux "longues bandes synclinales de Houiller, dirigées Nord 5° Est". "D'une façon générale, les plis alpins se sont établis dans la direction même des anciens plis" mais ils "sont beaucoup plus nombreux et plus serrés que les plis hercyniens". Et l'auteur conclut : "Les grandes lignes anticlinales et synclinales se sont conservées à travers les âges".

Dans la "Géologie dauphinoise" M. GIGNOUX et L. MORET [21] remettent à l'honneur les failles N-S des Grandes Rousses qui ont "dénivelé ainsi la pénéplaine antétriasique en une série de marches d'escalier revêtues de dolomies triasiques". Ils insistent tout particulièrement sur le rôle tectonique du Trias et l'opposition de comportement entre un tégument de Trias inférieur qui reste adhérent au socle et les gypses et cargneules du Trias supérieur qui servent de plan de décollement et sont entraînés avec la couverture jurassique qui s'écoule par gravité.

Ainsi, dans un article du Livre jubilaire de la Société géologique de France, en 1950, M. GIGNOUX [19] cite comme exemple d'"avance tectonique du Trias salifère" les lames isoclinales de gypses pincées dans le Lias des Aiguillettes, entre le col du Couard et le col du Sabot.

Etudiant la partie nord des Grandes Rousses, J. LAMEYRE [24] met en évidence dans le socle trois directions de failles :

- les failles ENE-WSW, très nombreuses, et les failles ESE-WNW qui ont provoqué un gauchissement du socle, les compartiments sud ayant été décalés vers l'Ouest, et qui ont joué un rôle dans le relèvement du socle du Nord au Sud;
- les accidents N-S, "parallèles à la direction des schistes cristallins et des axes houillers" et qui correspondent au " rejeu d'anciennes fractures hercyniennes".

En outre, l'étude des rapports du socle et de la couverture lui permettent d'envisager deux phases successives de mouvements alpins :

- plissement de la couverture et écaillage du socle ;
- soulèvement final du vieux massif et redressement consécutif de sa couverture. Au cours de cette deuxième phase, le socle ne s'est pas soulevé suivant un système de plis E-W, mais "en compartiments séparés par les accidents transverses".

Ainsi tous les auteurs ont pris l'habitude de parler du "synclinal d'Allemont" ou du "synclinal de Bourg d'Oisans". En fait, nous verrons qu'il s'agit plus exactement d'une zone d'effondrement car au cours de la surrection des Massifs cristallins externes, le rôle de la couverture est le plus souvent un rôle passif, de réaction aux déformations du socle hercynien. Aussi étudierons-nous d'abord la tectonique des bordures cristallines, puis celle de la couverture : les traces d'une tectonique antérieure à la dernière phase de l'orogénèse alpine et les réactions à la tectonique tardive du socle.

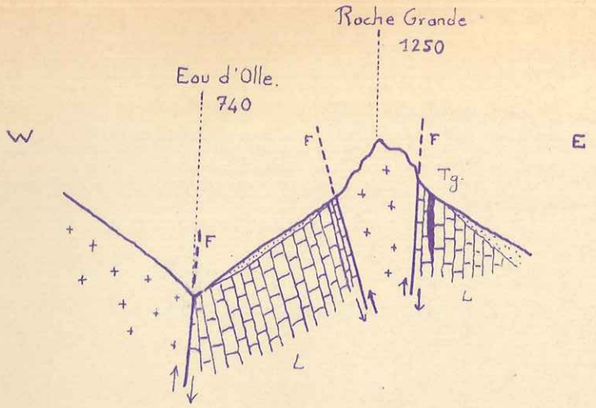
ooooo

COUPE

DU "COIN" LIASIQUE

DU VERNEY

(1/20.000)



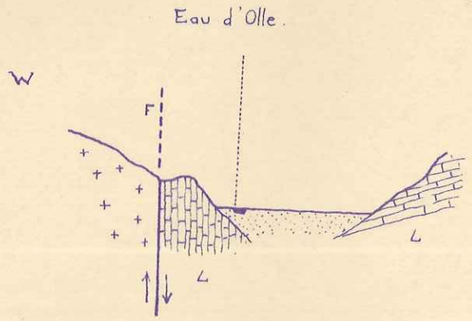


PHOTO ET COUPE

DU CONTACT AVEC BELLEDONNE

A L'ARDOISIÈRE

DE LA PERNIERE BASSE

II. TECTONIQUE DU SOCLE CRISTALLIN.

a) La bordure occidentale : Belledonne.

Bien que la tectonique du massif de la Grande Lance d'Allemont soit très complexe et comporte de nombreuses directions de failles, la limite avec la couverture sédimentaire est assez simple. Elle correspond à un grand accident SW-NE que l'on peut suivre de la carrière de la Pernière à Grandmaison.

Cette faille qui met en contact le Lias, redressé à la verticale et ayant subi un fort clivage schisteux, avec le socle, est particulièrement nette à la carrière de La Pernière, dans la combe du ruisseau du Coteyssart, dans la "draye" qui descend des Rochers Rissiou au Nord de Vaujany et à la traversée de la vallée de l'Eau d'Olle à Grandmaison. Le long de ce contact le Trias apparaît en deux endroits :

- au Nord Est de l'usine électrique du Verney, sous la forme de petites lentilles de gypse et cargneule injectées dans les calcaires marneux du Lias ;
- au Nord de Vaujany où le Lias, très schisteux en cet endroit, est séparé du socle par 1 m de calcaires dolomitiques broyés et minéralisés.

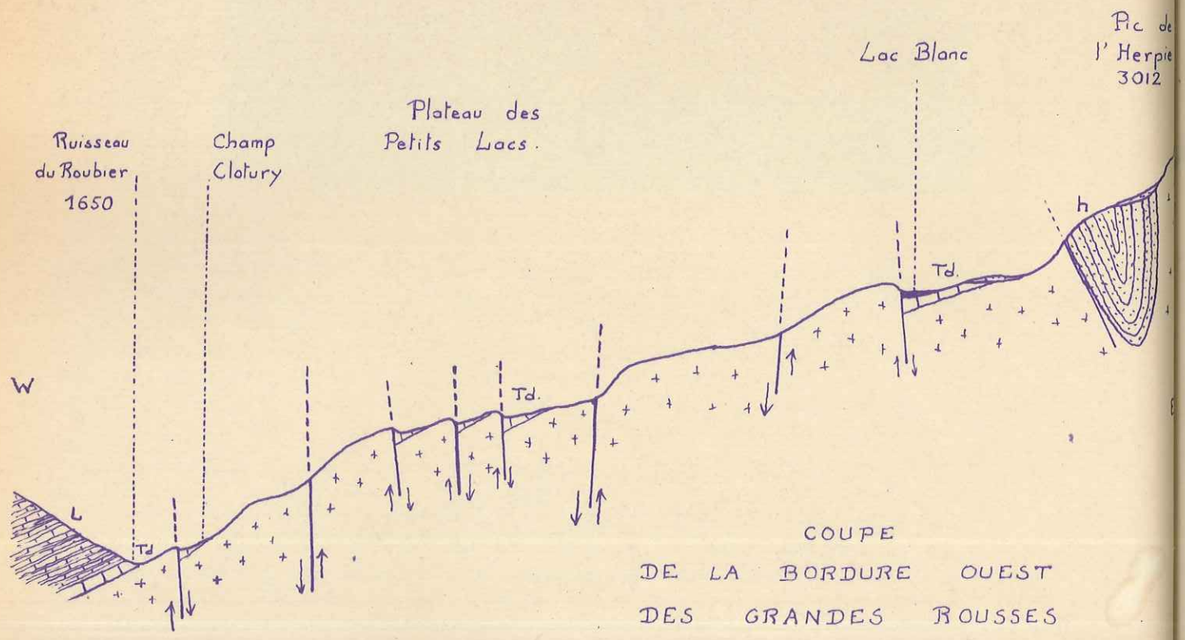
Cet accident est généralement vertical mais au SW d'Allemont, près du hameau "Le Clot", le socle est légèrement chevauchant sans toutefois que ce chevauchement atteigne l'importance que lui donne Ch. LORY [26] dans ses coupes du "synclinal d'Allemont".

La continuité de ce grand accident est perturbée par des failles qui le recoupent transversalement.

- A l'Ouest d'Allemont, de petits accidents grossièrement NW-SE décrochent l'accident principal entre Le Clot et La Combe, mais la végétation et les placages de Glaciaire ne permettent pas de les situer et de préciser leur direction avec exactitude.

- Plus au Nord, en bordure des Rochers Rissiou, ces accidents transversaux sont plus nets, malgré les masses énormes d'éboulis masquant la structure entre Vaujany et le col du Sabot. Ils sont de direction NNW-SSE et les deux plus spectaculaires, situés à l'entrée de l'Eau d'Olle dans le Massif de Belledonne et à sa sortie, ne sont vrai-

PLATEAU DES PETITS LACS
(au Nord de la coupe : Lac Faucille)



COUPE
DE LA BORDURE OUEST
DES GRANDES ROUSSES
- 1/20.000 -

semblablement pas étrangers au tracé de ce cours d'eau.

Ils déterminent des coins de Lias s'avançant dans le socle. A Grandmaison, les conditions d'affleurement sont mauvaises, mais au-dessus du Pont Rattier, de la RN 526 sur l'Eau d'Olle, les travaux pour la conduite de l'usine électrique du Verney permettent de faire une bonne coupe. Le plan de l'accident a un pendage de 70° vers l'Est et le Cristallin de Roche Grande est légèrement déjeté vers l'Ouest, sur le Lias. (voir Pl XIX . p. 48.)

La bordure occidentale du fossé d'effondrement est donc constituée par un grand accident NE-SW recoupé par des accidents transverses. La forte pente du socle, les coins de Lias, l'absence de Trias et le rebroussement violent des assises du Lias s'expliquent par le rejet très important de ces failles.

b) La bordure orientale : Les Grandes Rousses.

Comme J. LAMEYRE [24] dans la partie nord des Grandes Rousses nous distinguerons, sur la bordure ouest et sud de ce massif, trois types d'accidents :

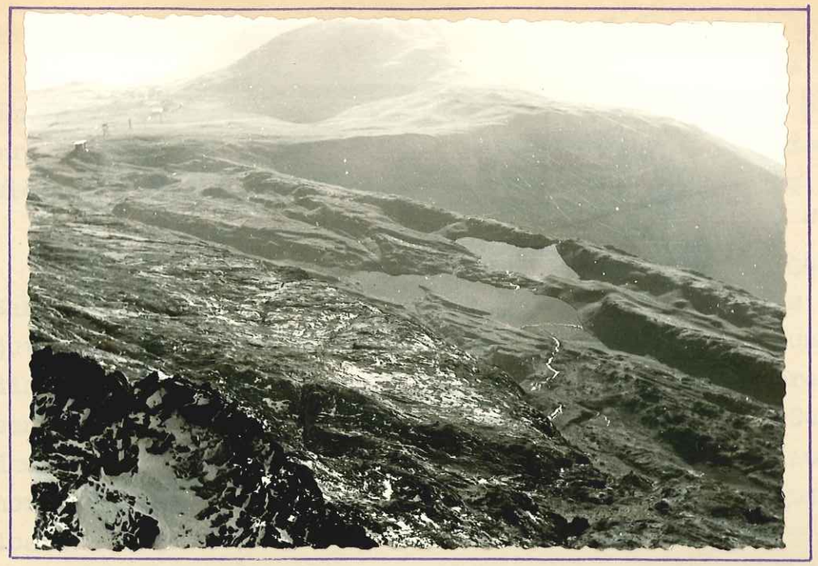
- les accidents longitudinaux approximativement N-S ;
- les accidents transverses de direction NE-SW ;
- les accidents transverses de direction ESE-WNW.

Les accidents longitudinaux.

La position et l'altitude des lambeaux de Trias conservés sur le socle montrent que celui-ci s'abaisse rapidement vers l'Ouest. Cet ennoyage très rapide (1100 m au Bessay - 3466m au Pic Bayle) est dû à un système d'accidents longitudinaux qui, selon l'image de M. GIGNOUX et L. MORET [21], ont "dénivelé la pénéplaine antétriasique en une série de marches d'escalier".

Mais une coupe dans la région des lacs montre que ces accidents n'ont pas tous joué dans le même sens. On peut distinguer :

- de grandes failles dont le compartiment est s'est soulevé par rapport au compartiment ouest. Leur rejet atteint plusieurs centaines de mètres et a permis le relèvement rapide du socle vers l'Est. Le plus bel exemple en est donné par la falaise qui limite à l'Est le plateau des Petits Lacs et constitue la

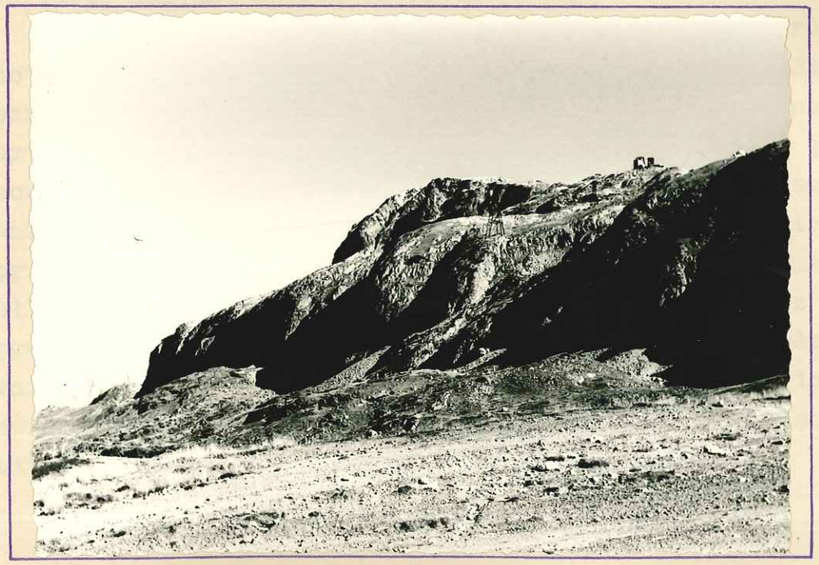


N

vues du Dôme des Petites Rousses : failles N-S (F_1) et failles NE-SW (F_2) du plateau des petits lacs (L. Noir et L. Besson)

FAILLES DES GRANDES ROUSSES

vue du plateau des petits lacs sur la grande faille qui le limite à l'Est. Au dessus le Dôme des Petites Rousses (2.792)



N

la lèvre orientale d'une grande cassure N-S ;

- des failles qui ont joué en sens inverse, le compartiment ouest étant surélevé. Leur rejet est faible (10 à 50 m) mais suffisant pour former sur le replat des Petits Lacs des ondulations dont les dépressions sont occupées par les lacs.

(voir Pl XX et XXI . p. 49 et 50.)

Au Sud, dans les profondes entailles E-W des gorges de la Sarenne et de la Romanche, les failles longitudinales ont des rejets plus faibles et il n'est plus possible de maintenir cette distinction. Les jeux inverses des différentes cassures se compensent et le bombement E-W du socle est très atténué. Cependant, dans la région d'Huez et de La Garde, l'ennoyage du substratum hercynien est rapide par suite du jeu de la faille qui recoupe les lacets de la route D 211, au Nord du Ribault.

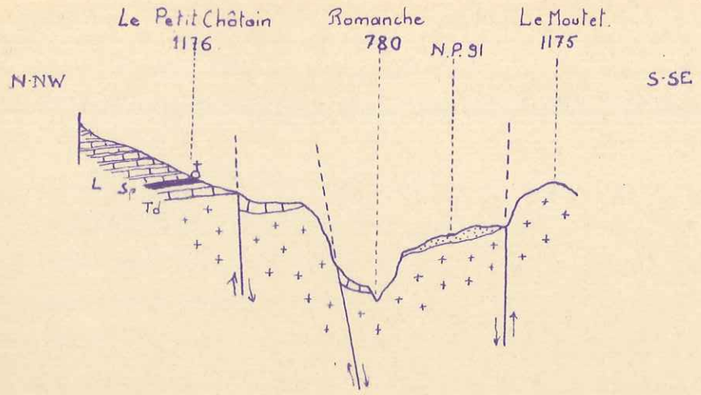
La direction de ces accidents longitudinaux N 10° E vers le col du Couard, au Nord, devient N-S dans la région du lac Noir et du lac Besson et N 10° W dans les gorges de la Romanche, au Sud. Ainsi ces cassures suivent-elles la courbure générale du massif.

Les accidents transverses NE-SW.

Ils sont très nombreux et l'importance de leur rejet est variable suivant la région considérée.

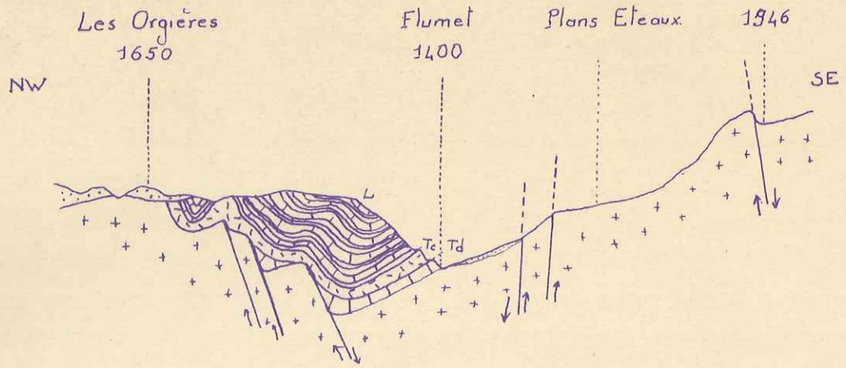
Sur le plateau des Petits Lacs, nous pouvons reprendre à notre compte la description qu'en donne J. LAMEYRE [24], dans la partie nord : "Parfaitement apparentes en vue aérienne, elles sont extrêmement denses... Leurs rejets, tant horizontaux que verticaux, sont souvent trop faibles pour apparaître nettement sur le terrain". Mais cet auteur ajoute qu'"elles pourraient, au premier abord, etre prises pour de simples diaclases". Ce n'est pas le cas ici, car elles correspondent à des zones broyées souvent assez larges et peuvent s'accompagner de minéralisations. Ces caractères liés aux faibles décrochements qu'elles provoquent dans le Trias font penser au rejeu d'anciennes fractures hercyniennes remises en activité par les mouvements alpins.

XXII Echelle 1/20 000



COUPE DES GORGES DE L'INFERNET

Origine tectonique des gorges : Abaissement du socle, par failles NE-SW, entre le Pelvoux et les Grandes Rousses.



COUPE DE L'EXTREMITE SUD-OUEST DU MASSIF DES AIGUILLETTES

Au Sud du massif des Aiguillettes, le plateau des Petits Lacs s'abaisse vers le Nord par le jeu de failles transverses NE-SW.

Néanmoins elles sont plus récentes que les accidents longitudinaux qu'elles décalent. Ce phénomène, bien que de faible amplitude, est très net dans la grande cassure qui limite à l'Ouest le dôme des Petites Rousses. Les accidents longitudinaux sont donc également hercyniens mais semblent dépendre d'une phase orogénique antérieure.

Dans les gorges de l'Infernet, empruntées par la Romanche, le rejet de ces failles NE-SW est beaucoup plus important. Nous avons en effet découvert des lambeaux de calcaires dolomitiques triasiques à 50 m seulement au-dessus du fond de la vallée alors que le Trias sur lequel sont bâtis les hameaux de La Balme et de La Ville, le domine de 500 m. L'accident qui détermine en cet endroit le tracé de la Romanche a un rejet minimum de 300 m. Au Sud des gorges, le socle se relève grâce également à un système de failles transverses dont la plus nette, qui rejoint "Le Garcin" a déjà été signalé par J-M. BUFFIERE [12]. (voir Pl XXII ci-contre.)

Ainsi, en cet endroit, la Romanche n'a fait qu'emprunter une zone d'effondrement et l'encaissement de la vallée est en grande partie d'origine tectonique.

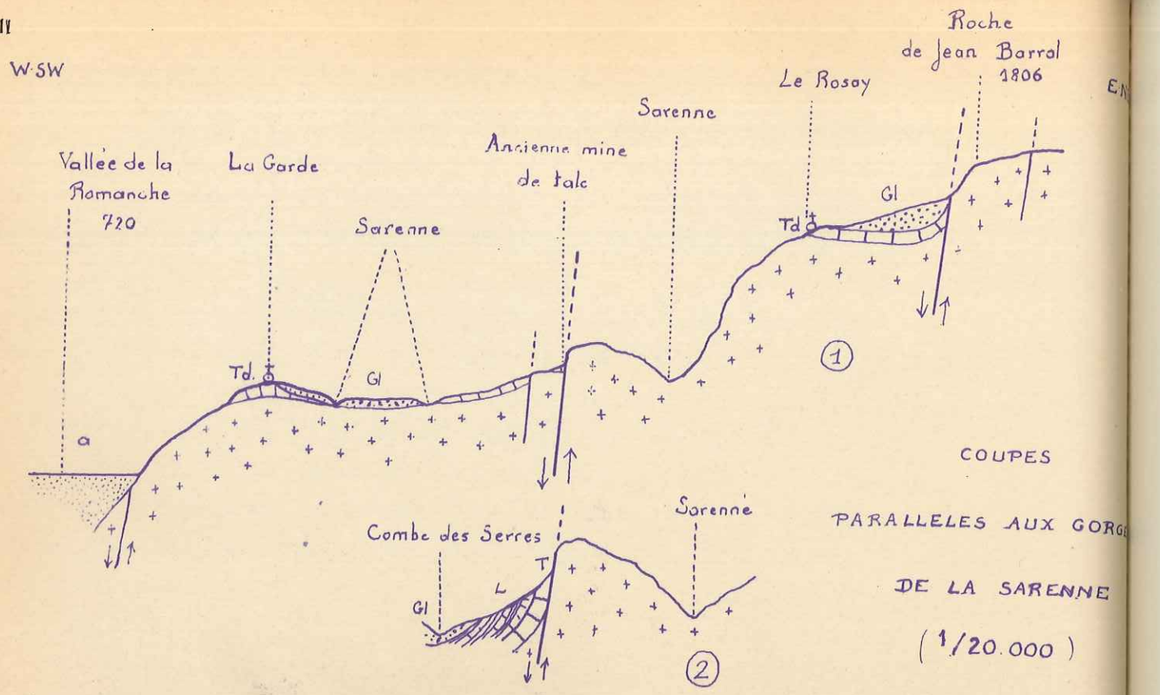
C'est également à ce système de fractures que nous relions les accidents qui affectent le socle du massif liasique des Aiguillettes : la faille qui passe au col du Sabot, celles parallèles au torrent du Flumet, qui abaissent vers le Nord le plateau des Petits Lacs et l'accident responsable de la dorsale du socle réapparaissant au Sud des chalets d'Orgières, sur la route D 43 entre Vaujany et La Villette et à l'Enversin. Il est à noter en outre que la grande cassure qui limite le Massif de Belledonne a cette direction. (voir Pl XXII ci-contre.)

Les accidents transverses de direction ESE-WNW.

Ce système est beaucoup moins dense que les deux précédents. Ainsi les photographies aériennes de la région des lacs n'en montrent pas la moindre trace.

Dans les falaises situées sous le hameau de La Ville, des placages triasiques permettent de mettre en évidence un accident de direction N 100° E qui a dû faciliter l'installation du lit de

XXIII



COUPES PARALLELES AUX GORGES DE LA SARENNE (1/20.000)

PONT DE LA ROUTE D.211a. SUR LA SARENNE.

Placage de Trias qui matérialise le décrochement de la faille N 30°W du Ribaut (coupe ②) par la faille ESE-WNW de l'ancienne mine de Talc (coupe ①)

N

la Romanche entre la Ville et le passage du synclinal houiller.

L'ancienne mine de talc située au-dessus du pont de la route D 211a, sur la Sarenne, jalonne une faille très importante matérialisée en outre par le Trias qui affleure au pied de la falaise de schistes amphiboliques. Cet accident décroche l'accident longitudinal du Ribault. (voir Pl XXIII ci-contre.)

Ces failles sont incontestablement alpines, car elles affectent la couverture triasique et liasique : les décrochements de la falaise du Signal de l'Homme sont dus à des accidents de ce type.

Sur la bordure occidentale du fossé d'effondrement, la présence de failles de cette direction dans la Grande Lance d'Allemont et le Gros Cornillon rend très plausible l'hypothèse selon laquelle la dépression de la vallée de la Romanche a une origine en partie tectonique. L'un des accidents se prolonge dans la couverture liasique située à l'Ouest, où elle détermine le Pas de l'Ours qui limite au Nord la falaise des Grandes Barres.

La pénéplaine antétriasique qui est à une altitude de 800 m dans les gorges de l'Infernet se retrouve à 2535 m au Lac Blanc. Bien que la plupart d'entre eux aient un rejet très faible, c'est aux accidents transverses NE-SW qu'il faut attribuer le relèvement du socle vers le Nord. En effet, la légère pente vers le Sud du contact socle-couverture ne suffit pas à l'expliquer, notamment dans les gorges de la Romanche et au Nord du plateau de Brande où les rejets des failles sont importants.

c) Conclusions.

Le jeu ou le rejeu des failles du socle à la fin de l'orogénèse alpine a eu pour résultat la formation d'un fossé d'effondrement très dissymétrique correspondant au "synclinal d'Allemont". Son flanc occidental constitué par Belledonne est très redressé ; sa bordure orientale est représentée par le Massif des Grandes Rousses qui montre :

- un bombement E-W accentué par les accidents N-S ;
- un bombement N-S plus irrégulier et à plus grand rayon de courbure, dû aux accidents transverses ;

- un gauchissement du socle dû aux décrochements horizontaux des failles NE-SW qui décalent leurs compartiments vers l'Ouest. Ce phénomène, moins sensible qu'au Nord [24], est cependant encore net dans la région des lacs. Au Sud, par contre, le gauchissement est dû aux failles ESE-WNW qui jouent en sens inverse : le compartiment sud est décalé vers l'Est.

Toutes ces déformations du socle ont commandé la tectonique de la couverture dont nous étudierons maintenant les réactions.

III. TECTONIQUE DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE.

a) Plissement autonome de la couverture.

Partout où ils n'ont pas subi l'influence directe de la tectonique du socle due à la proximité d'une faille, les pendages du Trias et du Lias ont une direction remarquablement constante : N 10° E à N 20° E.

Le long du contact tectonique avec Belledonne et dans le Massif des Aiguillettes, ils s'infléchissent vers l'Est (N 40° E) mais dans ces régions toute trace d'un plissement antérieur à la surrection des massifs cristallins a été oblitérée par l'importance des cassures dominantes du socle de direction NE-SW. La couverture montre une "accordance" tectonique aux directions du socle.

Par contre, la où le rejet des failles est moins important et le fossé d'effondrement plus large, les directions tectoniques de la couverture ne sont pas parallèles aux cassures du socle. Ce fait est particulièrement net dans le Signal de l'Homme, au Nord d'Auris. Les accidents affectant le substratum cristallin sont N 10° W pour les failles longitudinales et N 70 ° W pour les accidents transverses, tandis que le pendage conserve sa direction N 10° E.

La "rectilignité en projection horizontale" des axes des plis marque l'existence d'une tectonique propre de la couvertu-

re, d'une phase de plissements antérieure à la surrection des Massifs cristallins externes. Ce fait avait déjà été observé par P. TERMIER [42] qui conclut : "Le Massif des Grandes Rousses est déterminé par une surélévation locale d'un système de plis parallèles". Mais alors que P. TERMIER voyait dans ce relèvement du socle le résultat d'un bombement souple, nous avons vu que le rôle des systèmes de failles y est prépondérant.

De même, J. LAMEYRE [24] au Nord distingue une première phase de plissement général de la couverture, antérieure à la surrection des Massifs cristallins.

Mais il est probable que cette première phase tectonique qui traduit des efforts E-W n'a fait qu'amorcer le plissement de la couverture et qu'elle n'a donné naissance qu'à des ondulations régulières et peu accentuées. L'intensité des plis actuels est le résultat pour sa plus grande part, du jeu des Massifs cristallins.

b) Réaction de la couverture aux déformations tardives du socle.

Elles dépendent de nombreux facteurs :

- lithologie de la couverture sédimentaire, notamment du Trias, et dans une moindre mesure du socle;
- direction des failles qui élargissent le fossé d'effondrement vers le Sud ;
- rejet des failles qui déterminent l'intensité du bombement des Massifs cristallins et par conséquent la pente moyenne du socle.

A l'aide de trois études locales, nous essayerons de mettre en évidence le rôle de ces différents facteurs.

Le Massif des Aiguillettes.

Les cassures les plus importantes du substratum cristallin de ce massif : celle qui limite à l'Est les Rochers Motas, la faille responsable de la dépression du col du Sabot, les cassures parallèles au ruisseau du Flumet qui abaissent vers le Nord le replat des Petits Lacs, ont une direction NE-SW.

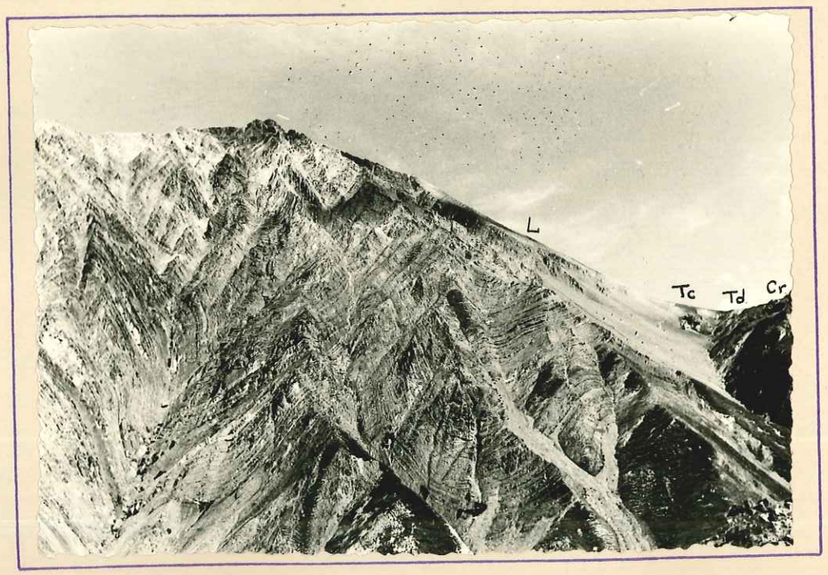
XXIV

vu des chalets de Roche Melon

Les deux affleurements blancs (Tg.) sont des amas de gypse en avance tectonique dans le Sinemurien.

MASSIF DES AIGUILLETTES

Lias (L) à replis très nombreux. A droite contact avec les Rousses (Cr.) par l'intermédiaire du Trias (Td : calc. dolomitiques - Tc : cargneules)



vu de Le Vallon

Les directions tectoniques de la couverture : la schistosité très développée dans le Lias situé à l'Ouest du col du Sabot, le pendage, l'axe des plis, lui sont parallèles.

Cette accordance est le résultat d'un plissement très intense de la couverture liasique, bien visible tant sur la face nord que sur la face sud des Aiguillettes. Celui-ci, amorcé avant la surrection des Massifs cristallins, a été très accentué par l'important rejeu des failles qui a formé, en cet endroit, un fossé d'effondrement profond, étroit, et qui a subi un serrage latéral. Le style très souple des plis du Trias s'explique par la composition lithologique de la couverture :

- le Trias comporte un épais niveau de cargneules que l'on retrouve très laminées à l'Ouest, dans le ravin de la Cochette, et se termine par du gypse, actuellement en "avance tectonique" au milieu des calcaires du Lias de la face sud du massif. Ces niveaux, très plastiques, ont permis le décollement de l'épaisse couverture liasique qui a glissé sur les calcaires dolomitiques et s'est entassée au fond de la zone effondrée (voir Pl XXIV. ci-contre. photo du haut.)

- le Lias du Massif des Aiguillettes est constitué en presque totalité par les alternances de calcaires marneux et d'argiles schisteuses du Sinémurien inférieur. Ce matériel très souple, sous l'influence de la compression tangentielle exercée par les Massifs cristallins et de la gravité, a formé des plis disharmoniques très redressés et des charnières très aiguës ; les quelques petites cassures qui affectent le Lias ont des rejets négligeables. (voir Pl XXIV. ci-contre. photo du bas.)

Ainsi, les dénivellations importantes du socle ont trouvé dans les niveaux plastiques du Trias et la composition lithologique du Lias des auxiliaires très efficaces pour conférer au Massif des Aiguillettes une tectonique intense et de style souple.

Coupe de Villard Reculas - Huez.

Entre Huez et la Romanche, plusieurs failles verticales, bien visibles le long du torrent de la Sarenne, abaissent le socle d'Est en Ouest.

Comme le constatait déjà D. DONDEY [17], "la couverture liasique... épouse ce décalage en gradins successifs". Ce compor-

tement peut s'observer sur la grande faille du Ribault qui rebrousse a la verticale la barre calcaire Sinémurien supérieur-Pliensbachien inférieur de Côte Alamèle. En dessous, le Sinémurien plus souple, est plissoté à l'intérieur de la charnière, offrant un bel exemple de plissement disharmonique.

L'absence des niveaux plastiques du sommet du Trias interdisant tout décollement, et la présence d'une barre relativement plus rigide, confèrent à la couverture un style assez différent de celui du Massif des Aiguillettes. En outre, le Lias "franchit" les gradins du socle sans que l'axe du pli en soit affecté.

La faille du Ribault s'amortit très vite dans la couverture ; elle casse les bancs de calcaires dolomitiques du Trias, mais quelques dizaines de mètres au-dessus, les bancs de calcaires marneux du Sinémurien inférieur épousent la forme du gradin du gradin sans se casser. Cet amortissement très rapide semble dû à l'angle faible (20°) existant entre les directions du pendage et de la faille. Nous verrons en effet que les accidents ESE-WNW, presque perpendiculaires au pendage affectent la couverture sur une grande épaisseur.

Série renversée du Signal de l'Homme.

L'étude de la rive gauche de Combe Gillarde, entre les cotes 1100 et 1500 montre l'existence d'un grand accident N-S le long duquel les schistes et grès du Houiller sont déversés sur le Trias, réduit à quelques mètres de cargneules, et le Lias, qui a subi un fort clivage schisteux. Cette cassure, dont le prolongement au Sud de la Romanche a été signalé par J-M. BUFFIERE [12] est à rapprocher des "joints hercyniens" relevés par J. LAMEYRE [24] en bordure des synclinaux houillers.

Mais entre la Romanche et le col de Cluy, elle devient chevauchante. Comme dans la Combe Gillarde, le pendage du Trias de la Combe des Girauds et du col de Cluy, mesurable sur la barre de spilites, est de 70° Est. Le Lias, jusqu'à la falaise ouest du Signal de l'Homme, est lui-même déversé, comme le démontre la continuité des pendages, la succession des faciès et des fossiles. Le chevauchement s'accentue vers l'Ouest où le pendage de-

vient plus faible (30° Est au sommet du Signal de L'Homme).

La montagne du Signal de l'Homme apparaît donc comme un panneau de la couverture déversé sur la série normale du col de Maronne, sous l'effet du coup de boutoir causé par le chevauchement du compartiment oriental du socle.

En outre, elle est cassée par des accidents transversaux de direction ENE-WNW qui décrochent la falaise dominant le col de Maronne. Ce fait confirme l'antériorité des accidents longitudinaux et, dans le cas particulier du déversement, sur les failles transverses. Le plus important de ces décrochements transversaux qui se poursuit sur le flanc est du Signal de l'Homme par une petite combe, est peut-être le prolongement de la faille qui décale, au niveau de la Sarenne, la grande faille N-S du Ribault. A l'Est, il se perd sous les placages morainiques de Cluy, mais le renversement complet de la série triasique au sommet de la gorge de Combe Gillarde est peut-être en rapport avec la proximité de cet accident qui décroche probablement la bande houillère.

Après une première phase tectonique discrète, révélée essentiellement par l'indépendance des axes des plis vis-à-vis des accidents du socle, la couverture sédimentaire a, au cours de la surrection des massifs cristallins, acquis sa position et son architecture actuelles. Cette dernière présente des styles assez différents et il est probable que sans le masque de la végétation et des placages morainiques, sa complexité apparaîtrait plus grande.

IV. SCHISTOSITE ET METAMORPHISME.

Il existe une schistosité régionale affectant la totalité de la couverture sédimentaire située entre les Grandes Rousses et Belledonne.

Mais une observation, même rapide, montre que l'intensité du clivage schisteux est en relation avec la situation et la composition de la roche. L'étude des caractères de la schistosité nous permettra de préciser les causes de ces variations.

a) Direction et pendage.

La schistosité a une direction grossièrement parallèle à l'axe du plissement, c'est-à-dire N 10° à N 30° ; néanmoins l'angle des directions de schistosité et du pendage peut atteindre 40° dans le Massif des Sures entre La Garde et Auris.

A propos du Lias bordant à l'Est le Massif de Belledonne, P. FOURMARIER [18] a pu noter : "Le clivage, bien développé, se présente de façon générale avec une forte inclinaison vers l'Ouest, résultant d'une tendance à l'écoulement de la matière vers l'Est". Ceci montre que l'apparition du clivage schisteux date de la surrection des massifs cristallins et confirme la dissymétrie du fossé d'effondrement d'Allemont. La bordure ouest est une grande cassure verticale, parfois même légèrement chevauchante vers l'Est, tandis que le flanc ouest présente une pente plus douce orientée vers l'Ouest.

b) Angle schistosité-stratification.

Ce caractère est influencé par deux facteurs : l'intensité des efforts tangentiels ou verticaux subis par la couverture et la composition minéralogique. Le "synclinal d'Allemont " en offre une bonne illustration.

La bordure ouest du Lias, redressé par la grande fracture qui limite Belledonne à l'Est, présente un clivage schisteux très intense ; l'angle schistosité-stratification est presque nul et, à la limite, lorsque le niveau du Lias en contact avec

le socle est homogène, le pendage est complètement masqué (ancienne ardoisière de la Pernière Basse).

L'influence de la lithologie est très nette dans le Sinémurien inférieur où alternent des bancs de calcaires bleus durs et des couches d'argiles schisteuses. L'angle du plan de schistosité avec la stratification est plus faible dans celles-ci que dans ceux-là : le glissement des assises les unes sur les autres s'effectue surtout au niveau des lits argileux. En outre, la densité des joints de schistosité est beaucoup plus réduite dans les bancs durs. Ces caractères sont encore accentués dans les calcaires dolomitiques du Trias où les cassures du clivage schisteux sont espacées et perpendiculaires à la stratification. La "susceptibilité au clivage schisteux" des argiles du Lias est très grande par rapport à celle des calcaires dolomitiques du Trias qui présentent de ce fait un "retard à la schistosité".

c) Traces d'étirement de la couverture.

La plus spectaculaire réside dans les Bélemnites tronçonnées. "Cette particularité montre bien le véritable écoulement à l'état solide qu'a subi la matière argileuse du schiste ; tandis que la Bélemnite, formée de carbonate de chaux cristallisé (calcite), moins plastique, n'a pu obéir à cet écoulement et s'est fragmentée "[21]. L'écartement des tronçons successifs, séparés par de la calcite blanche, mesure l'allongement de la Bélemnite qui peut dépasser 50 % de sa longueur initiale.

Tous les autres fossiles ont également été déformés, notamment les Ammonites, aplaties, et dont l'un des diamètres a été très allongé.

Les corps étrangers, plus résistants que la matière argilo-calcaire, ont également produit des arrachements remplis de minéraux divers, auxquels P. FOURMARIER a donné le nom de "halo d'étirement". Les plus fréquents sont des masses pyriteuses dont les halos d'étirement sont constitués par des fibres d'amiante. Les pressure-shadows, décrits par J. LAMEYRE [24] dans le Lias, les argilites et les arkoses du Trias, doi-

vent être rattachés à ces structures. Nous en avons trouvé également dans le Lias et les schistes à nodules de calcite du Trias de La Garde. Ces pressure-shadows apparaissent toujours autour des cubes de pyrite, mais la minéralisation peut être très variée et semble dépendre de la composition minéralogique de la roche : quartz dans les arkoses, chlorites dans les argilites du sommet du Trias et même gypse dans le Lias.

d) Zone de schistosité et problème de la charge.

Les caractères que nous venons d'étudier permettent de situer, du point de vue zonéographique, la couverture sédimentaire dans la zone supérieure du clivage schisteux ou schistosité de fracture. P. FOURMARIER [18] ajoute qu'ils traduisent une zone superficielle, au voisinage du "Front supérieur de Schistosité".

Mais l'apparition du clivage schisteux nécessite une charge importante que P. FOURMARIER estime à 5 000 m de sédiments. La loi qu'énonce cet auteur : "Un plissement énergique et rapide sous une plus faible charge produit les mêmes efforts qu'un plissement plus lent sous une charge plus forte", nous permet, dans le "synclinal d'Allemont", de faire remonter le"Front supérieur de Schistosité. La charge nécessaire à l'apparition du clivage schisteux reste néanmoins très importante. Quelle a été sa nature ? Deux hypothèses se présentent à nous :

- la couverture post-liasique, érodée après la surrection des massifs cristallins. J. REBOUL [32] a montré au Grand Renaud que la série, du Dogger à la base du Barrémien, a une puissance de 200 m. Cette épaisseur est évidemment très insuffisante. De plus, la schistosité y est développée jusqu'au sommet et la diminution de la densité du clivage schisteux dans les derniers niveaux du Grand Renaud peut s'expliquer par leur nature plus détritique, plus résistante, sans faire intervenir une atténuation des efforts.

Le Crétacé supérieur et le Tertiaire, inconnus dans la zone dauphinoise, n'ont pu atteindre l'épaisseur de la surcharge nécessaire. Mais, s'ils n'ont pas été démantelés par les

mouvements anténummulitiques de la chaîne arvinche, toute proche, ils peuvent constituer l'un des facteurs ayant favorisé le développement de la schistosité ;

- les nappes des zones internes. Certes, au Nord, les nappes qui ont donné naissance au Chablais et aux klippes de Savoie ont parcouru de grandes distances, mais l'écoulement des zones internes jusque dans la région de Bourg d'Oisans demeure très improbable. Comme l'a démontré R. BARBIER [3], le chevauchement de la zone ultradauphinoise, par éclatement des charnières anténummulitiques sous la poussée des zones internes, s'atténue très rapidement au Sud de Saint-Jean-de-Maurienne. A la latitude des Grandes Rousses, la zone ultradauphinoise est autochtone. Ce fait pourrait traduire une poussée de l'Est moins intense, un déplacement des nappes sub-briançonnaises et briançonnaises beaucoup plus réduit.

Aussi, jusqu'à preuve du contraire, ne considérerons-nous pas les nappes internes comme l'un des éléments de la charge ; le problème reste entier.

Cependant, la pression nécessaire à l'apparition du clivage schisteux peut ne pas être le fait d'une charge importante; elle peut être due à une compression latérale. Or, dans le "synclinal d'Allemont", la position verticale ou paraverticale très fréquente du plan de schistosité marque la prédominance des efforts tangentiels sur les efforts verticaux. Il semble donc que l'une des causes, et non la moindre, de l'écoulement qu'a subi la matière de la couverture réside dans le serrage du fossé d'effondrement, entre Belledonne qui a servi de butoir et les Grandes Rousses dont le mouvement vers l'Ouest a provoqué un gauchissement du socle suivant les failles transverses.

c) Relations avec l'épimétamorphisme alpin.

D. DONDEY [17] dans Belledonne, P. GIRAUD [22] et J. LAMEYRE [24] dans les Grandes Rousses, ont mis en évidence dans le socle l'existence d'un métamorphisme alpin de la zone des Micaschistes supérieurs, démontré par une rétromorphose de la série antétriasique et la présence de paragénèses "alpines".

Dans la couverture sédimentaire, les manifestations de cet épimétamorphisme sont, exception faite pour les grès permiens d'Allevard, beaucoup plus discrètes. J. LAMEYRE constate au Nord "le développement dans les niveaux de base de la couverture, à un degré moindre il est vrai, des mêmes paragénèses qu'il est possible d'observer dans le socle antétriasique". Nous avons attribué à ce métamorphisme superficiel les recristallisations constatées dans les arkoses et les calcaires dolomitiques et l'apparition de la structure des schistes à nodules de calcite de La Garde. De même, l'apparition de chlorites de dévitrification dans les spilites a peut-être été favorisée par ce métamorphisme.

Les domaines de la schistosité et du métamorphisme interfèrent sur une grande épaisseur. Mais le boudinage de certains bancs calcaires du Bessay, le gaufrage des assises dans l'ardoisière d'Oz, traduisant une zone de schistosité plus profonde, d'une part, et la discontinuité apparente dans l'intensité du métamorphisme alpin entre la couverture et le socle d'autre part, nous ont laissé l'impression de la condensation sur une faible épaisseur des zones de schistosité établies par P. FOURMARIER.

Seule une étude systématique de la schistosité et du métamorphisme alpin dans le socle et la couverture permettrait de résoudre ce problème et d'établir la chronologie ou la simultanéité des deux phénomènes.

V. CONCLUSIONS GENERALES.

L'architecture de la région étudiée porte l'empreinte de deux orogénèses : l'orogénèse hercynienne et l'orogénèse alpine.

De l'orogénèse hercynienne qui ne peut être déchiffrée que par l'étude pétrographique des Massifs cristallins, nous ne soulignerons que les manifestations tardives enregistrées par la couverture sédimentaire :

- l'instabilité du fond de la mer épicontinentale du Trias qui a envahi timidement le"seuil vindélicien". Due sans doute au rejeu minime des failles hercyniennes, elle se traduit par les niveaux détritiques et de brèches monogéniques de la base du Trias et des phénomènes de subsidence limitée au sommet de la série triasique ;

- l'épanchement des coulées spilitiques à la limite Trias-Lias (bien que la signification géodynamique des spilites alpines soit encore très énigmatique) ;

la réduction vers l'Est de la puissance du Lias qui marque l'influence des "îles vindéliciennes" du plateau d'Emparis.

L'orogénèse alpine comporte deux phases, mais l'absence de dépôts plus récents que le Lias ne permet pas de préciser leur âge.

Le premier temps n'intéresse que la couverture qui a formé de larges plis parallèles, de direction N 10° E, sans que le relief ainsi créé ne soit très important. Il n'est pas possible de préciser si cette phase doit être rattachée aux mouvements embryonnaires anténummulitiques ou au paroxysme alpin. J. LAMEYRE [24] qui a pu mettre en évidence sur la bordure NE des Rousses un écaillage simultané du socle, adopte la seconde hypothèse.

La deuxième phase, plus tardive, dont on sait maintenant l'âge ponto-pliocène, consiste en la surrection de l'ensemble des Massifs cristallins externes qui donne à la région son altitude et son relief actuels. Les deux massifs de Belledonne

et des Grandes Rousses ont des comportements assez différents:

Le Massif des Grandes Rousses montre trois directions de failles assez nettes. Les accidents longitudinaux, exception faite pour la faille de Combe Gillarde qui chevauche la couverture, sont verticaux et n'ont pour résultat que le bombement E-W du socle. Les accidents transverses NE-SW et ESE-WNW, outre le rejet vertical qui a bombé le substratum dans le sens N-S, présentent un décrochement horizontal responsable de la courbure, à convexité tournée vers l'Ouest, du massif. Celle-ci traduit des efforts tangentiels, une poussée venant de l'Est.

Par contre, la structure de la bordure est de Belledonne est très complexe. Elle semble dominée par des cassures verticales et la seule trace d'une poussée vers l'Ouest est le léger chevauchement de Roche Grande, sur le "coin liasique" du Verney.

La couverture sédimentaire du fossé d'effondrement d'Allemont, coincée entre le butoir de Belledonne et le Massif des Grandes Rousses, qui lui transmet une poussée vers l'Ouest, s'adapte aux déformations du socle. Suivant l'intensité du serrage du fossé d'effondrement et les caractères lithologiques de la couverture, celle-ci se décolle du socle, se renverse sous la poussée des compartiments du substratum ou, le plus souvent, épouse les gradins du socle causés par les failles.

C'est au cours de ce second temps, semble-t-il, qu'est apparu le clivage schisteux dont le développement pourrait être dû bien plus au serrage latéral du fossé d'effondrement qu'à une charge très hypothétique.

"SYNCLINAL D'ALLEMONT"

(vu du pont de la R.N. 526 sur la Romanche)

- A gauche : Au premier plan, l'ancienne ardoisière de la Pernière qui montre le contact tectonique Lias - socle de Belledonne; au second plan, le massif cristallin des Rochers Rissiou.
- Au centre : Vallées de l'Eau d'Olle et du Flumet et au fond, le massif liasique très plissé des Aiguillettes.
- A droite : Pentes boisées de Lias calcaire, replat du au Lias schisteux et le massif cristallin des Grandes Rousses où l'on distingue la grande faille du plateau des Locs.

Cette vue montre le resserrement vers le Nord de la bande sédimentaire separant Belledonne et les Grandes Rousses

C O N C L U S I O N .

APERCU DE L'HISTOIRE DE LA REGION.

Des reliefs assez importants de la chaîne hercynienne, l'érosion antétriasique n'a rien laissé subsister : la mer du Muschelkalk pourtant peu profonde a réussi à envahir toute la région. Aussi la pénéplanation s'est-elle vraisemblablement exercée pendant une très longue période représentée par tout le Permien et même, dans les Grandes Rousses, par une partie du Trias inférieur.

En outre, de l'énorme quantité de matériaux détritiques ainsi libérés, la plus grande partie a probablement été transportée vers l'Est où elle a formé les épaisses séries de quartzites du Trias inférieur briançonnais. Sur l'emplacement des Grandes Rousses, les arkoses de base ne constituent pas à proprement parler un dépôt, car elles proviennent surtout du remaniement sur place de l'arène qui recouvrait la pénéplaine antétriasique.

Néanmoins, la transgression de la mer triasique ne s'est pas faite sans difficultés. Les nombreuses intercalations gréseuses des calcaires dolomitiques roux montrent que, parallèlement à une sédimentation lagunaire, se poursuivait l'érosion de certains reliefs du "seuil vindélicien" qui ont été immergés plus tardivement.

Ces faciès marquent le début d'une longue période marine, peu profonde, caractérisée par une sédimentation essentiellement calcaréo-dolomitique, correspondant au Muschelkalk et peut-être une partie du Keuper. Les intercalations d'argilites de la partie moyenne de cette série révèlent un mouvement périodique du fond marin, tandis que la présence constante de quartz détritique et les niveaux de brèches traduisent l'instabilité des conditions de sédimentation.

Celles-ci deviennent très variées à la fin du Trias : milieu lagunaire avec dépôt de gypse au Nord, milieu marin épi-

continental au Sud où viennent s'intercaler, entre les niveaux de schistes bruns et de calcaires spathiques, des coulées de spilites probablement sous-marines. En outre, dans la partie centrale, entre La Garde et Vaujany, le sommet de la série triasique est absent soit par émersion, soit par érosion ultérieure.

Ces mêmes conditions se poursuivent pendant le Rhétien et l'Hettangien, bien que celui-ci, par ses calcaires gris-bleu, appartienne au cycle sédimentaire du Lias. Le caractère très discontinu des affleurements de ces deux étages évoque de petits reliefs sous-marins ou émergés, analogues aux "îles vindéliciennes" décrites par R. BARBIER dans la zone dauphinoise orientale.

Avec le Sinémurien, s'individualise le "sillon oriental" correspondant à une région subsidente entre la "dorsale pelvousienne" à l'Est et la "dorsale dauphinoise" à l'Ouest. Entre ces deux hauts-fonds, où les dépôts peu épais présentent des caractères néritiques, le sillon de Bourg d'Oisans représente une région en voie d'affaissement, comblée au fur et à mesure par un apport terrigène très intense. Les faciès de sa bordure est montrent la proximité de la dorsale pelvousienne, mais la dorsale dauphinoise (Dôme de La Mure) est trop lointaine pour influencer la sédimentation.

Ces grands traits persistent durant tout le Lias et même une partie du Jurassique moyen, sans qu'il soit possible d'interpréter paléogéographiquement les variations de la teneur en calcaire qui baisse brutalement avec les schistes de l'Aalénien.

L'absence de témoins plus récents que le Jurassique moyen ne permet pas de savoir quelle a été l'évolution ultérieure de la région. Mais en découvrant récemment au Grand Renaud une série allant jusqu'à l'Hauterivien, J. REBOUL [32] a montré que les conditions de sédimentation de l'avant-fosse dauphinoise ont été très monotones jusqu'au Crétacé inférieur.

Nos connaissances sur l'histoire de la région se limitent ensuite à son évolution tectonique. Au cours du paroxysme alpin, elle a été soumise à deux phases tectoniques :

- la première consiste en un plissement régulier, d'axe N 10° E de la couverture sédimentaire qui subit probablement le contrecoup du déferlement des nappes des zones internes ;

- la seconde, tardive, provoque la surrection des Massifs cristallins externes et, par conséquent le jeu de leur couverture qui s'adapte aux conditions locales. Le fossé d'effondrement d'Allemont, coincé entre Belledonne et les Grandes Rousses, acquiert sa forme et c'est alors que se développe le clivage schisteux de son contenu.

La lithologie, la schistosité, la vigueur des reliefs ont facilité la tâche des agents de l'érosion qui ont ensuite modelé la région. Nous pouvons nous faire une idée de l'intensité de cette abrasion en pensant à l'épaisseur de sédiments et de terrains cristallins décapés au-dessus des Grandes Rousses. Mais, dans la constitution du paysage actuel, la tectonique a, comme nous l'avons vu, un rôle prépondérant.

ooooo

INDEX BIBLIOGRAPHIQUE

concernant la région étudiée.

ABREVIATIONS :

B.S.G.F.	Bulletin de la Société Géologique de France, PARIS.
C.R.S.G.F.	Comptes rendus sommaires des séances de la Société Géologique de France, PARIS.
M.S.G.F.	Mémoires de la Société Géologique de France, PARIS.
C.R.A.S.	Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences, Paris.
B.S.C.G.F.	Bulletin des Services de la Carte Géologique de la France et des Topographies souterraines, Paris.
M.C.G.F.	Mémoires de la Carte géologique de la France.
T.L.G.G.	Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble.
M.L.G.G.	Mémoires du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble.
D.E.S.	Diplôme d'Etudes supérieures inédits.

---

1 - ALLIX A. 1929 - Un pays de haute montagne : l'Oisans. Etude géographique, A. Colin, Paris.

2 - BARBIER R. 1944 - Sur l'existence d'un dôme émergé au Lias inférieur dans le Massif du Grand Châtelard (Rocheray) près de Saint-Jean-de-Maurienne, Savoie. C.R.S.G.F., p. 38-39.

3 - BARBIER R. 1948 - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. M.C.G.F., 37.

4 - BARBIER R. 1956 - Remarques sur la stratigraphie et la tectonique de la zone dauphinoise orientale au Nord du Pelvoux. C.R.S.G.F., p. 49-51.

5 - BARBIER R. 1961 - Les reliefs vindéliciens et la transgression liasique dans la zone dauphinoise. Aperçu paléogéographique de cette zone au Lias. Colloque du Lias français, Chambéry.

6 - BARBIER R. 1961 - Quelques réflexions sur le Trias des zones externes des Alpes françaises. Colloque du Trias Français, Montpellier, à paraître.

7 - BARBIER R. et VERNET (J.) 1956 - La tectonique de la bordure nord du Massif du Pelvoux. C.R.S.G.F., p. 131-132.

8 - BELLAIR P. 1947 - Rôle des massifs centraux dauphinois internes dans l'orogénèse alpine. C.R.A.S., t. 224, p. 57.

9 - BERTHET P. 1957 - Les schistes cristallins des versants de la vallée de la Romanche dans la traversée de Belledonne. D.E.S., Grenoble.

10- BORDET Cl. et BORDET P. 1952 - Sur la géologie des massifs des Grandes Rousses et de Belledonne. C.R.A.S, t. 234, p. 722.

11- BORNUAT M. 1961 - Le Trias du synclinal de Vaujany, près Bourg d'Oisans (Isère). Colloque du Trias Français, Montpellier, à paraître.

12- BUFFIERE J-M. 1961 - Les formations cristallines de l'extrémité nord ouest du Massif du Pelvoux (Massif du Rochail, Isère), D.E.S. Grenoble

13- BUFFIERE J-M. et TANE J.L. (1961). Sur le Trias de la couverture nord ouest du Massif du Pelvoux. Colloque du Trias français, Montpellier , à paraître.

14- COLLIGNON M. et SARROT-REYNAULD J. 1961 - Succession des zones d'ammonites du Lias dans le Dôme de La Mure. Colloque du Lias français, Chambéry,

15 - COLLIGNON M., MICHAUD A. et TANE J.L. 1961 _ Le Lias du Massif de la Table, Savoie. Colloque du Lias français, Chambéry.

16 - DAUSSE P. 1834 - Essai sur la forme et la constitution de la chaîne des Rousses, en Oisans. M.S.G.F., t. 2.

17- DONDEY D. 1960 - Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale. T.L.G.G., 36, p. 285-368.

18- FOURMARIER P. 1925 - Observations préliminaires sur la schistosité dans les Alpes. Bulletin de la classe des Sciences ,7 nov. 1925, p. 685-690.

19 -GIGNOUX M. 1930 - La tectonique des terrains salifères. Son rôle dans les Alpes françaises. Livre jub. Soc. Géol. France, t. 2.

20. GIGNOUX M. 1946 - Discordance hercynienne et métamorphisme en bordure des massifs cristallins de la zone alpine externe. B.S.G.F. [5], 16, p. 631-637.

21. GIGNOUX M. et MORET L. 1952 - Géologie dauphinoise, 2e éd., Masson et Cie, Paris.

22. GIRAUD P. 1952 - Les terrains métamorphiques du Massif des Grandes Rousses. B.S.G.F., [6], 2, p. 379-402.

23. KILIAN W. et REVIL J. 1904-1908 et 1912 - Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. M.C.G.F., 9.

24. LAMEYRE J. 1958 - La partie nord du Massif des Grandes Rousses. T.L.G.G., 34, p. 83-152.

25. LIENHARDT G., RICOUR J. et SARROT-REYNAULD J. 1960 - Interprétation nouvelle de la série triasique du Grand Serre (Isère). C.R.S.G.F. p. 105-107.

26. L O R Y Ch. 1861-1864 - Description géologique du Dauphiné. Bull. de la Soc. de statistique de l'Isère, t. V, VI et VII.

27. MORET L. et MANQUAT G. 1950 (Sur la stratigraphie du Lias inférieur des environs de Grenoble et spécialement du massif du Grand Serre. T.L.G.G., 28, p. 97-100.

28. MORET L. 1951 - Les synclinaux fermés et inapparents des massifs cristallins externes des Alpes occidentales. T.L.G.G., 29, p. 97-100.

29. MORET L. 1958 - Etude paléontologique des gisements remarquables du Lias inférieur du Massif du Grand Serre, près Grenoble. T.L.G.G., 34, p. 7-30.

30. REBOUL J. 1960 - Sur la présence de Jurassique supérieur dans la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes dauphinois (synclinal de Bourg d'Oisans (Isère). C.R.A.S. t. 251, p. 2216.

31. REBOUL J. 1961 a - Le Trias des bordures du synclinal jurassique de Bourg d'Oisans (Isère). Colloque du Trias français, Montpellier, à paraître.

32. REBOUL J. 1961 b - Etude stratigraphique et tectonique des formations sédimentaires du Massif du Grand Renaud - Pic d'Ornon, près Bourg d'Oisans, Isère. D.E.S., Grenoble.

33. RICOUR J. 1952 a - A propos de la chaîne vindélicienne. C.R.S.G.F., p. 242-244.

34. RICOUR J. 1952 b - Faune du Trias de la couverture des massifs cristallins externes des Alpes. C.R.S.G.F., p° 301-304.

35. RICOUR J. 1961 a - Contribution à une révision du Trias français. Thèse Sc., Paris, Thèse polycopiée.

36. RICOUR J. 1961 b - Contribution à une révision du Trias français. Colloque du Trias français, Montpellier, à paraître.

37. SARROT-REYNAULD J. 1957 - Sur la stratigraphie du Dôme de La Mure et des régions annexes. C.R.A.S., t. 244, p. 1806.

38. SARROT-REYNAULD J.1958 - Comparaison des conditions de sédimentation et du comportement tectonique des assises du Trias dans les Alpes françaises. B.S.G.F.(6), 8, p. 699-708.

39. SARROT-REYNAULD J. 1961 - Le Trias du Dôme de La Mure et des régions annexes. Colloque du Trias français, Montpellier, à paraître.

40. SARROT-REYNAULD J. et HAUDOUR J. 1961 - Variations de faciès entre le Dôme de La Mure et ses bordures. Colloque du Lias français, Chambéry.

41. SARROT-REYNAULD J. 1961. Etude géologique du Dôme de La Mure (Isère) et des régions annexes. M.L.G.G.n° 2.

42. TERMIER P. 1894-95 - Les Grandes Rousses. B.S.C.G.F., 6.

43. VERNET J. 1952 - Au sujet du comportement des Massifs cristallins externes dans l'orogénèse alpine. C.R.S.G.F., p. 114-115.

oooooo

BU BOURGET

TABLE DES PLANCHES.

		Pages
1.	Schéma structural situant la région étudiée.....	4
2-3.	Panorama sur les Grandes Rousses et leur bordure sud ouest.....	7
4.	2 microphotos de lames minces des dolomies siliceuses de la base du Trias.....	17
5.	Zones siliceuses et brèches monogéniques dans les calcaires dolomitiques roux.....	18
6.	Banc de quartzite à la base du Trias et entonnoir de dissolution dans les cargneules.....	19
7.	Coupe du Trias dans les Gorges du Flumet.....	21
8.	Placage de Trias du col du Lac Blanc.....	22
9.	Microphoto du calcaire oolitique du Trias des Aiguillettes.....	24
10-11	Calcaire spathique de la coupe du Trias de La Garde	25
12-13	Schistes à nodules de calcite du Trias de la même coupe.....	25 bis
14-15	Variations N-S du Trias des Grandes Rousses.....	28
16-17	4 microphotos de la microbrèche du Rhétien.....	33
18.	Variations de faciès du Lias.....	39
19.	Contact tectonique avec le socle de Belledonne..	48
20.	Failles longitudinales des Grandes Rousses.....	49
21.	Faille N-S et NE-SW des Grandes Rousses.....	50
22.	2 coupes montrant l'importance des failles NE-SW du socle.....	51
23.	Failles ESE-WNW des Grandes Rousses.....	52
24.	Style tectonique de la couverture dans le Massif des Aiguillettes.....	55
25.	Panorama sur le "Synclinal d'Allemont".....	65

Planches hors-texte : Coupes sériées N-S de la bande sédimentaire séparant Belledonne et les Grandes Rousses.

- Schéma tectonique de la région étudiée.

SCHEMA

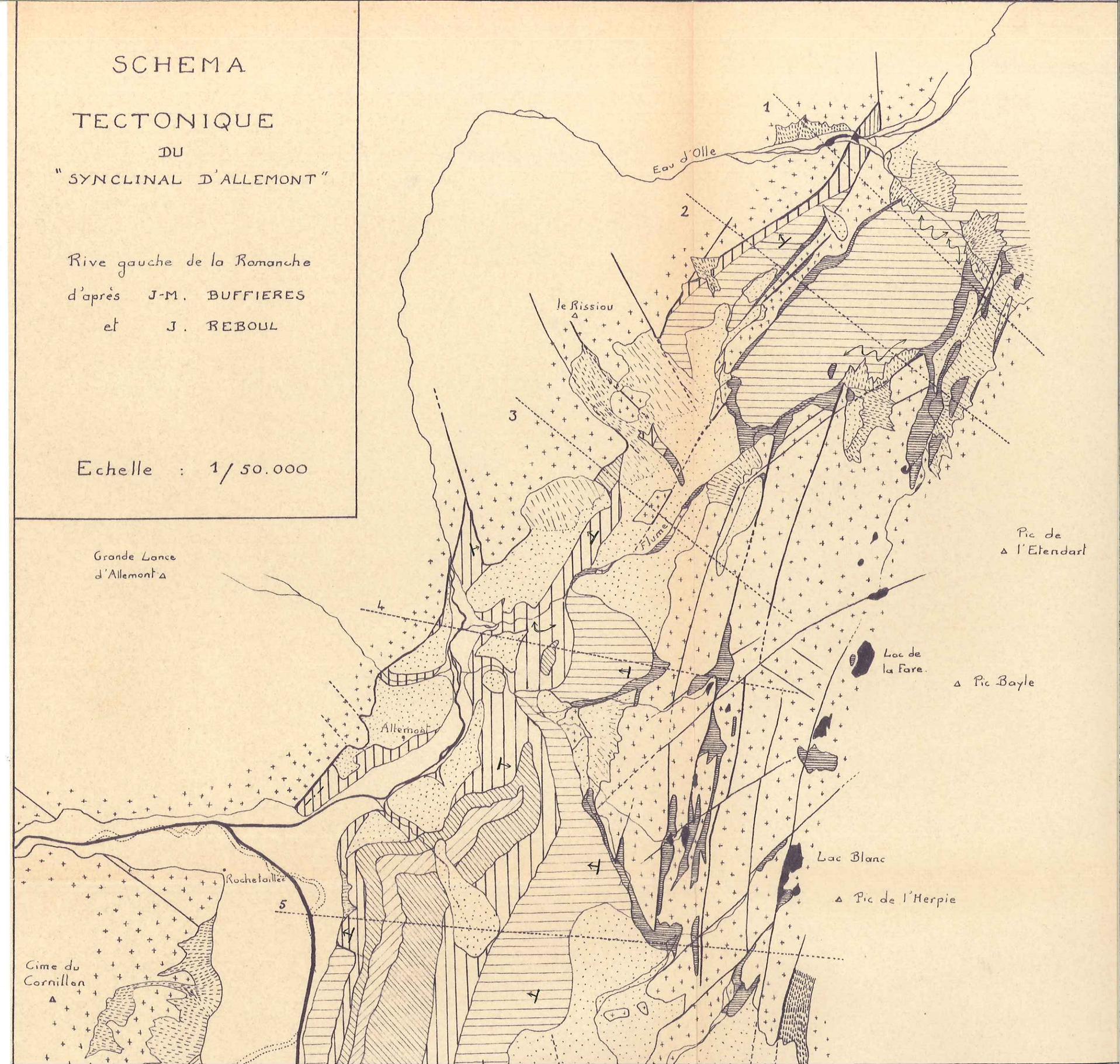
TECTONIQUE
DU
"SYNCLINAL D'ALLEMONT"

Rive gauche de la Romanche

d'après J-M. BUFFIERES

et J. REBOUL

Echelle : 1/50.000



Allemont

Pic Bayle

Lac Blanc

Pic de l'Herpie

Rochetaillée

5

Cime du Cornillon

6

Sarenne

Romanche

Bourg d'Oisans

?

Ligarre

Vénéon

BIBLIOTHÈQUE DE L'UNIVERSITÉ DE SAVOIE
Inv. : NS 35171
DEWEY : TB.1091.1961 /1

LEGENDE

- Alluvions fluviatiles
- Eboulis
- Glaciaire
- Calcschistes du Bajocien
- Schistes de l'Aalénien
- Ensemble calcareo-marneux: Domérien - Sinemurien sup.
- Bancs calcaires et lits de schistes : Sinemurien inf. - Hettangien.
- Trias
- Houiller.
- Socle ante-houiller
- Faille ou contact tectonique.
- Ancien lit de la Romanche.
- 4 Coupes sériées ci-jointes.

COUPES SERIÉES

entre

GRAND'MAISON

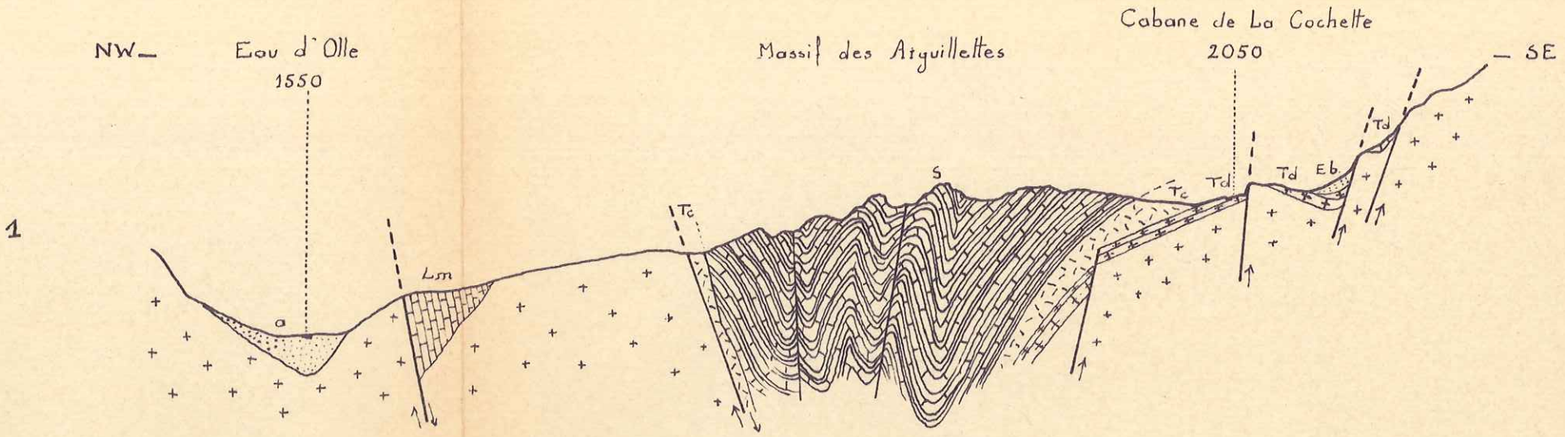
et

AURIS

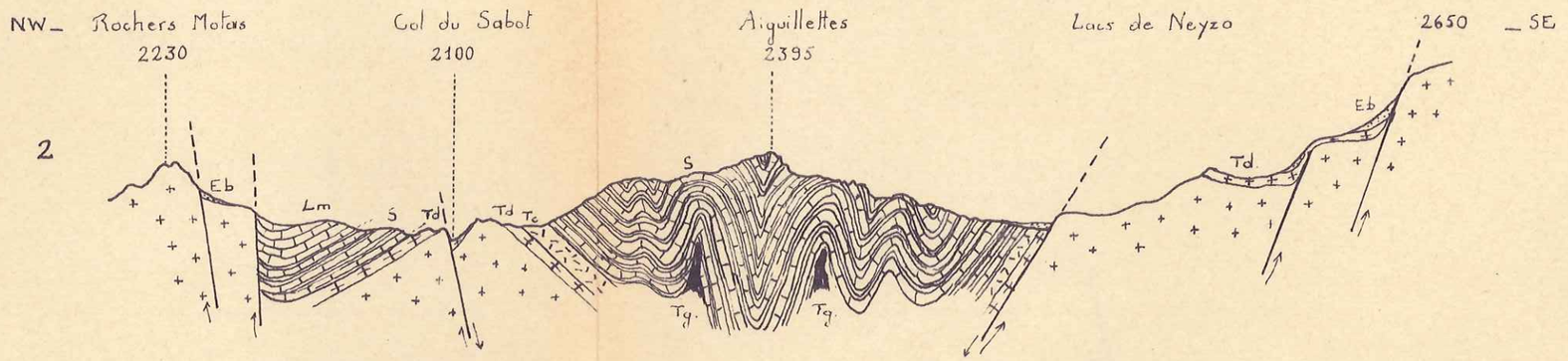
(voir schéma tectonique)

Echelle : 1/20.000

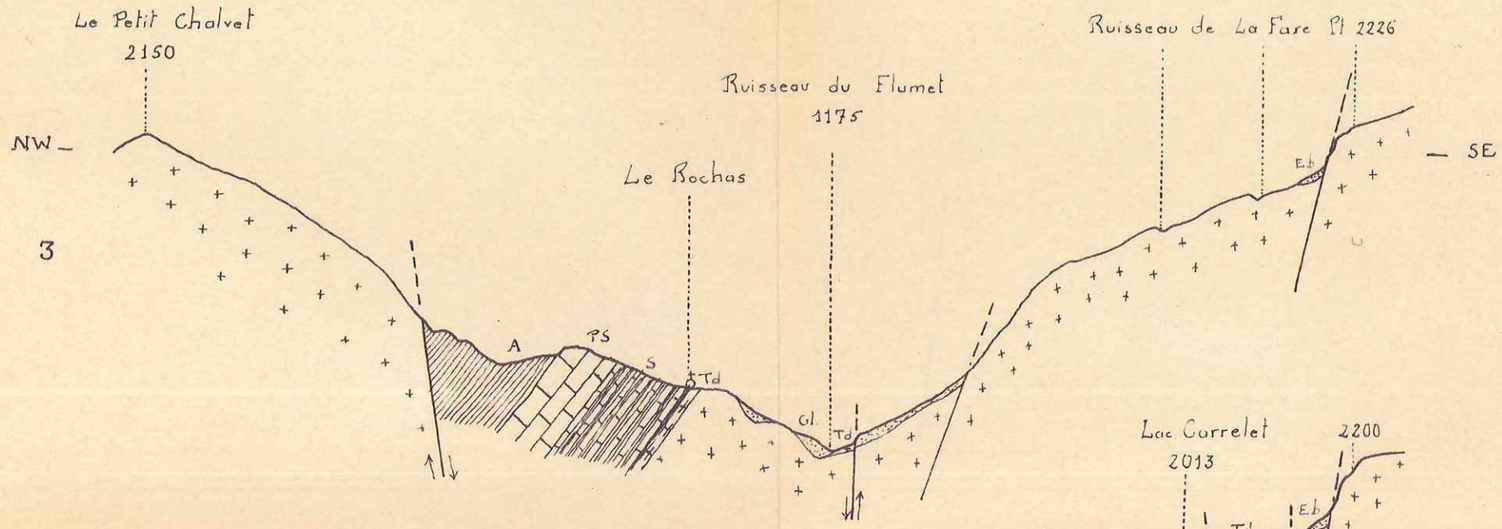
1

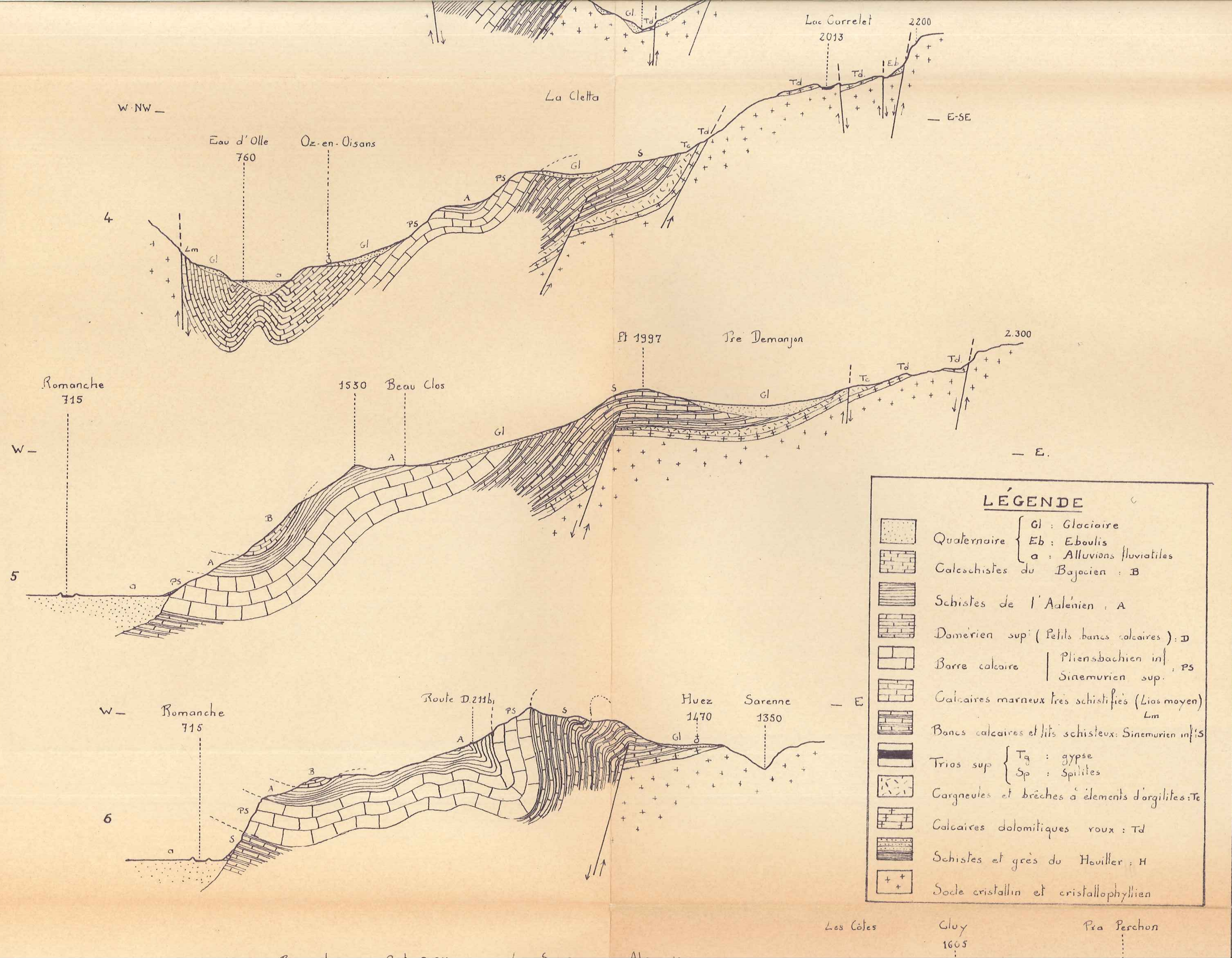


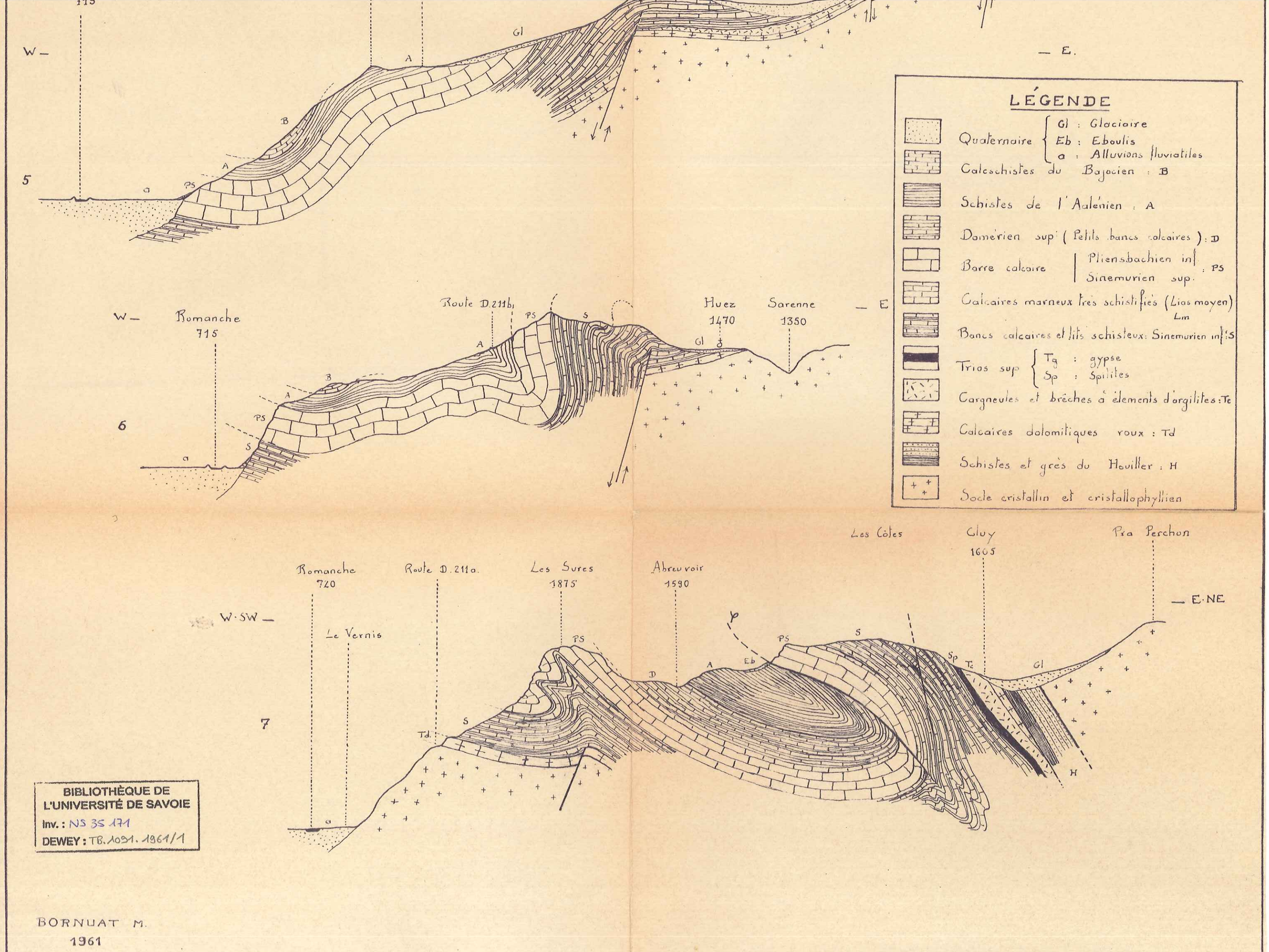
2



3




Lac Currelet
2013
2200
La Cletta
W-NW
E-SE
Eau d'Olle
760
Oz-en-Oisans
4
Pt 1997
Pre Demanjon
2.300
Romanche
715
1530
Beau Clos
W
E.
5
W
Romanche
715
Route D.211b
Huez
1470
Sarenne
1350
E
6
LÉGENDE
Quaternaire { Gl : Glaciaire
Eb : Eboulis
a : Alluvions fluviatiles
Calcschistes du Bajocien : B
Schistes de l'Aalénien : A
Domérien sup (Petits bancs calcaires) : D
Barre calcaire | Pliensbachien inf
Sinemurien sup : PS
Calcaires marneux très schistifiés (Lias moyen) Lm
Bancs calcaires et lits schisteux : Sinemurien inf : S
Trias sup { Tg : gypse
Sp : Spilites
Cargneules et brèches à éléments d'argilites : Tc
Calcaires dolomitiques roux : Td
Schistes et grès du Houiller : H
Socle cristallin et cristallophyllien
Les Côtes
Cluy
1605
Pra Perchon



BIBLIOTHÈQUE DE L'UNIVERSITÉ DE SAVOIE
Inv. : NS 35 171
DEWEY : TB.1091.1961/1

BORNUAT M.
1961