



HAL
open science

Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes) - Alpes françaises

Jacques Debelmas

► **To cite this version:**

Jacques Debelmas. Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes) - Alpes françaises. Minéralogie. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1955. Français. NNT: . tel-00563860v1

HAL Id: tel-00563860

<https://theses.hal.science/tel-00563860v1>

Submitted on 7 Feb 2011 (v1), last revised 21 Aug 2013 (v2)

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

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

MÉMOIRES
POUR SERVIR À L'EXPLICATION
DE LA
CARTE GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE DE LA FRANCE

LES
ZONES SUBBRIANÇONNAISE
ET
BRIANÇONNAISE OCCIDENTALE
ENTRE VALLOUISE ET GUILLESTRE (HAUTES-ALPES)

PAR

JACQUES DEBELMAS

AGRÉGÉ DE L'UNIVERSITÉ

DOCTEUR ÈS SCIENCES

CHEF DE TRAVAUX DE GÉOLOGIE À LA FACULTÉ DES SCIENCES DE GRENOBLE
COLLABORATEUR ADJOINT AU SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE



PARIS

IMPRIMERIE NATIONALE

1955

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE ET DU COMMERCE

MÉMOIRES
POUR SERVIR À L'EXPLICATION
DE LA
CARTE GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE DE LA FRANCE

LES
ZONES SUBBRIANÇONNAISE
ET
BRIANÇONNAISE OCCIDENTALE
ENTRE VALLOUISE ET GUILLESTRE (HAUTES-ALPES)

PAR
JACQUES DEBELMAS
AGRÉGÉ DE L'UNIVERSITÉ
DOCTEUR ÈS SCIENCES
CHEF DE TRAVAUX DE GÉOLOGIE À LA FACULTÉ DES SCIENCES DE GRENOBLE
COLLABORATEUR ADJOINT AU SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE



PARIS
IMPRIMERIE NATIONALE

1955

A mes Maîtres

M. MAURICE GIGNOUX
Membre de l'Institut
Professeur à la Faculté des Sciences
de l'Université de Grenoble

M. LÉON MORET
Correspondant de l'Institut
Doyen de la Faculté des Sciences
de l'Université de Grenoble

AVANT-PROPOS

C'est à l'enthousiasme convaincant et à l'enseignement si vivant de MM. GIGNOUX et MORET que je dois de m'être orienté vers la Géologie. Leur bienveillant accueil, la confiance qu'ils m'ont témoignée dès mes débuts, la chaude ambiance qu'ils avaient su créer au Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble, sont certainement aussi à l'origine de cette vocation.

A partir de 1932, lors des explorations destinées à la deuxième édition de la feuille Gap au 1/80.000, mes deux Maîtres avaient vu tout l'intérêt qu'il y aurait à reprendre l'étude approfondie des montagnes entre Vallouise et Guillestre.

Je sais combien leur était chère cette région dont ils avaient, avec tant de clairvoyance, développé les grandes lignes et je ne leur en suis que plus reconnaissant d'avoir volontairement renoncé à en poursuivre l'étude pour me la proposer.

Les encouragements et les conseils qu'ils m'ont sans cesse prodigués, m'ont évité bien des erreurs et des déboires, tout en me laissant une totale liberté d'esprit. Mon plus vif désir est de ne pas avoir été trop inférieur à la tâche qui m'avait été confiée.

Enfin, en me faisant l'honneur de m'attacher à leur Laboratoire, mes deux Maîtres m'ont apporté l'aide matérielle la plus efficace. Je leur en exprime ma profonde gratitude.

Je tiens aussi à remercier MM. J. ALLOITEAU, P. CORSIN, J. FLANDRIN et J. SIGAL qui ont bien voulu accepter de revoir une partie de mes déterminations.

J'ai également toujours eu le plus grand profit à converser sur mon sujet avec MM. R. BARBIER, P. GIDON, F. ELLENBERGER, M. LEMOINE et M. LATREILLE. Leurs critiques ou leurs suggestions m'ont souvent amené à revoir ou à préciser certains faits et bien des problèmes s'en sont trouvés éclairés.

En accueillant mon travail dans la série des mémoires de la Carte géologique de la France, M. E. RAGUIN, directeur du Service, m'a accordé une aide précieuse et manifesté une grande confiance. Je lui en suis particulièrement reconnaissant. Je remercie également M. J. GOGUEL, directeur adjoint, pour ses judicieux conseils concernant la présentation des figures et des planches, ainsi que la composition de la carte jointe à ce mémoire.

Je ne saurais oublier le C.N.R.S. qui a bien voulu m'attribuer plusieurs subventions. Jointes aux remboursements des frais de mission du Service de la Carte géologique de la France, elles ont couvert mes frais d'étude, m'ôtant ainsi bien des soucis matériels.

Je ne peux enfin passer sous silence les services rendus par ceux qui m'ont hébergé l'été, sur le terrain, et tellement facilité ainsi ma tâche. C'est avec reconnaissance que je pense en particulier à M. JAUFFRET, maire de Champcella et à sa famille.

INTRODUCTION

DÉLIMITATION DU SUJET

La région qui fait l'objet de ce travail comprend les deux rives de la Durance entre l'Argentièrre et Montdauphin, au sud de Briançon (Hautes-Alpes).
 Vers l'est, sur la rive gauche, s'élève le *massif de Peyre-Haute* (du nom de l'un de ses points

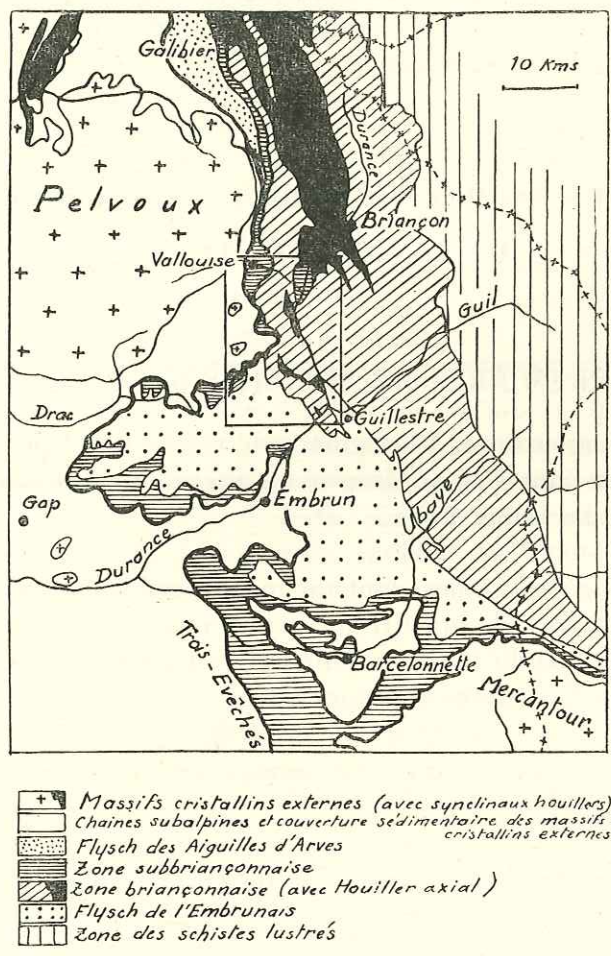


FIG. 1. — Carte structurale schématique de la région située au sud-est du Pelvoux
 Au centre, la partie encadrée indique la zone étudiée

culminants, improprement appelé pic de Pierre-Eyraudt sur la feuille Briançon au 1/80 000 et pic de Peyre-Eyraute sur les plans directeurs). Seule sa bordure ouest (de Queyrières à Saint-Crépin) a été étudiée.

Vers l'ouest, sur la rive droite, l'unité morphologique est moins nette, car des vallées transversales (du nord au sud, celles de la Gyronde, du Fournel et de la Biaysse) y découpent un certain nombre de tronçons :

1. Au sud de la Biaysse, le *massif de la Tête de Gaulent* (2 866 m) et de *Roche-Charnière*.

2. Entre Biaysse et Fournel, le petit *massif de la Roche de la Séa-Tête des Lauzières*, séparées par le col d'Anon;

3. Entre Fournel et Gyronde, le *massif des Têtes*, dominant à l'est le col de la Pousterle;

4. Enfin, au nord de la Gyronde, le *massif de Montbrison* (« montagnes entre Briançon et Vallouise » de P. TERMIER), dont il ne sera pas question ici, si ce n'est à l'occasion de quelques menues écaillés de son soubassement méridional.

Les massifs précédents appartiennent tous à la zone alpine interne (zones briançonnaise et subbriançonnaise) et sont ainsi charriés sur un substratum autochtone, le môle cristallin du *Pelvoux* et sa couverture sédimentaire que nous laisserons de côté.

Toutefois, au sud de la vallée de la Biaysse, il apparaît, entre ce substratum et les nappes internes, une formidable masse de terrains tertiaires, également charriée, le *Flysch de l'Embrunais*, englobé dans les limites de ce travail depuis Freissinières jusqu'au col des Terres Blanches, qui sépare le bassin d'Orcières de celui du torrent de Couleau. Le sommet du versant gauche de la vallée de ce torrent sera notre limite au sud-ouest.

HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

1. LES PREMIÈRES RECHERCHES (début du XIX^e siècle)

Les géologues qui parcoururent à l'origine cette région des Alpes, n'y firent que de rapides incursions qui avaient plus pour but de dresser un inventaire des matériaux utiles exploitables, que d'arriver à en comprendre la structure.

Le premier est E. GUEYMARD (1830).

Les idées sur la géologie des Alpes, dont aucune ne semble être née dans notre région, étaient encore bien vagues. A la suite des travaux d'HÉRICART DE THURY (1803) et de BROCHANT DE VILLIERS (1808), on distinguait, au-dessus du *terrain primitif* alpin (considéré jusqu'alors comme seul représenté dans les Alpes), trois formations différentes :

1^o Des calcaires;

2^o Les grès dits « anthracifères »;

3^o Les grès à Nummulites.

Les *calcaires* furent d'abord placés dans les « terrains de transition », intermédiaires entre les terrains primitif et secondaire. Puis HAUSMANN les considéra presque tous comme étant des calcaires du Muschelkalk. Enfin Léopold DE BUCH et Élie DE BEAUMONT en firent des calcaires à Gryphées du Lias ⁽¹⁾.

Les *grès anthracifères*, classés d'abord aussi dans les terrains de transition, furent ensuite placés dans le Houiller par BACKEWELL (1823), mais Élie DE BEAUMONT, en 1828, constatait l'existence, à Petit-Cœur, en Tarentaise, d'un banc de grès à anthracite intercalé en stratification apparemment concordante entre deux bancs de calcaires à Bélemnites, et plaçait par la suite ces grès anthracifères dans le Lias.

⁽¹⁾ Ces auteurs y distinguaient quatre niveaux, les calcaires à Bélemnites, les schistes calcaires à Lucines, les marnes de Meylan et les calcaires de la Porte de France. Aussi verrons-nous encore en 1851, STUDER décrire le Houiller de Chanteloube comme situé immédiatement sous les calcaires de la Porte de France.

Calcaires et grès anthracifères se trouvaient ainsi réunis en un même terrain dit « anthracifère », d'âge secondaire, au moins liasique.

Cette opinion semble difficile à admettre pour E. GUEYMARD, à cause des flores fossiles de ces grès à anthracites, flores qui sont tout à fait analogues, d'après BRONGNIART, à celle du terrain houiller et cet auteur pense que l'alternance des grès et calcaires à Bélemnites de Petit-Cœur est due à une cause tectonique.

Les grès à *Nummulites*, enfin, étaient les plus anciennement connus. Dès 1779, GUETTARD figurait les *Nummulites* de Faudon, près de Gap. Mais leur âge était encore inconnu. On les plaçait dans le terrain de transition, puis dans le Lias (GUEYMARD) ou le Crétacé supérieur (É. DE BEAUMONT).

C'est donc avec ces connaissances de base qu'E. GUEYMARD écrit en 1830 sa « Minéralogie et Géologie des Hautes-Alpes ». La carte jointe à cet ouvrage indique déjà l'existence, sur la rive droite de la Durance, entre l'Argentière et Montdauphin, de trois zones se succédant d'ouest en est, mais dont les rapports ne sont pas précisés :

- la zone des grès à *Nummulites*;
- celle des « calcaires à Gryphées »;
- perçant cette dernière, les grès à anthracite de Chanteloube-Réotier, réunis en une seule bande que relaie plus au nord celle de l'Argentière.

Peu après, en 1841, paraît la *Carte générale de la France*, de DUFRENOY et E. DE BEAUMONT. Ce dernier plaçant résolument les grès à anthracite dans le Lias, supprime de la carte de GUEYMARD les grès à anthracite de Chanteloube, Réotier et l'Argentière.

En 1854, paraît un nouveau travail d'ensemble sur le Briançonnais, celui de Sc. GRAS, mais il n'y est question que de stratigraphie. L'affaire de Petit-Cœur pousse l'auteur à ne plus se baser sur des données paléontologiques, mais uniquement sur la superposition des couches. Il ne tient pas compte de la tectonique et admet que de La Grave jusqu'en Italie, les terrains forment une série continue, ployée en synclinal, dont le Houiller de Briançon occupe l'axe, constituant le terme le plus récent de ses « terrains anthracifères ». Il divise ceux-ci :

En anthracifère inférieur (actuellement, couverture des massifs cristallins externes et zones des schistes lustrés);

Et anthracifère supérieur, lui-même divisé en quatre étages : les trois premiers montrent une alternance de couches calcaires et gréseuses, ces dernières à fossiles du terrain houiller (actuellement, alternance par chevauchement, de terrains mésozoïques et houillers appartenant à plusieurs unités différentes); le dernier étage est uniquement gréseux et conglomératique (actuellement zone houillère axiale).

Pour Sc. GRAS, cette structure est particulièrement nette à l'Argentière, où le Houiller axial repose de part et d'autre sur des calcaires.

De fait, nous verrons que le Houiller et les quartzites triasiques chevauchent bien, à l'est, les marbres en plaquettes subbriançonnais, et à l'ouest, sont renversés sur les calcaires triasiques qui leur font normalement suite (pli couché et déversé du Signal des Têtes).

Il est intéressant de noter que les subdivisions stratigraphiques de Sc. GRAS correspondent déjà en gros à nos zones tectoniques actuelles.

2. L'ÉPOQUE DE CHARLES LORY

Le grand mérite de Ch. LORY fut de montrer que la tectonique joue un rôle primordial dans les Alpes, de sorte que dans les séries observées, les répétitions de termes peuvent fort bien n'avoir aucune valeur stratigraphique. Ainsi la présence de plusieurs niveaux de grès à anthracite dans les calcaires peuvent très bien résulter de « failles ou de renversements ».

En ce qui concerne la stratigraphie du Briançonnais, Ch. LORY revient sur la coupe de l'Argentière de Sc. GRAS, et montre que les calcaires à l'ouest (Signal des Têtes) représentent la suite stratigraphique normale des grès à anthracite et des quartzites. Dans cette localité, Ch. LORY prend le type de sa série stratigraphique briançonnaise, qui comprendra ainsi :

1. Étage calcaire inférieur schisteux (actuellement marbres en plaquettes subbriançonnais de la gare de l'Argentière);
2. Étage des grès à anthracite (non encore définitivement attribué au Houiller);
3. Grès grossiers, rouges et verts, passant peu à peu à des quartzites blancs;
4. Étage calcaire supérieur : calcaires compacts de Briançon, fortement magnésiens, sans fossiles, toujours attribués au Lias. A Guillestre, ce terme renfermerait une brèche rouge : ce serait, pour Ch. LORY, la couche jurassique la plus élevée de toute cette partie des Hautes-Alpes.

En 1859, A. FAVRE rattache pour la première fois les gypses et cargneules au Trias, bientôt suivi par Ch. LORY. De plus, ce dernier supprime son étage calcaire inférieur du Briançonnais, ayant reconnu que les schistes calcaires qui le représentent sont, dans cette localité même, tectoniquement associés au Houiller et non stratigraphiquement.

Aussi, en 1860, dans sa « Description géologique du Dauphiné », Ch. LORY établit-il la stratigraphie suivante du Briançonnais, en groupant les roches de cette région en quatre catégories :

1^o Des grès :

Grès à anthracite que Ch. LORY affirme être d'âge houiller et qui représentent les terrains les plus anciens du Briançonnais;

Poudingues bigarrés et quartzites succédant aux précédents, mais inférieurs aux gypses et cargneules, très analogues de plus au « grès d'Allevard ». Il s'agit donc du Trias;

Grès nummulitique, d'âge tertiaire.

2^o Des calcaires :

Calcaires magnésiens, massifs, sans fossiles (parfois noduleux et rougeâtres : marbre de Guillestre), attribués au Lias, et considérés comme succédant normalement aux quartzites;

Calcaire nummulitique, de même âge que les grès.

A propos des calcaires du Briançonnais, Ch. LORY émet aussi l'hypothèse qu'il pourrait peut-être exister en quelques rares points de cette région, des calcaires d'âge triasique, bien développés par contre en Haute-Maurienne.

3^o Des gypses et des cargneules.

4^o Des roches éruptives, par exemple des spilites à Réotier.

En ce qui concerne la tectonique, on sait qu'en 1866, Ch. LORY avait divisé les Alpes en quatre zones se succédant d'ouest en est, dont les trois dernières intéressent le Briançonnais :

La première zone alpine correspond aux massifs cristallins externes et à leur couverture sédimentaire;

La deuxième représente actuellement la zone subbriançonnaise, le Flysch des Aiguilles d'Arves et de l'Embrunais, le Briançonnais occidental.

La troisième est l'actuelle zone houillère briançonnaise. Elle vient donc se terminer à l'Argentière, si bien que plus au sud, jusqu'à Montdauphin, c'est le long de la Durance que se fait la limite entre deuxième et quatrième zone alpine.

La quatrième zone groupe la zone des schistes lustrés et le Briançonnais central et oriental.

Par la suite, Ch. LORY ne cessera d'insister sur le rôle des failles dans les Alpes. Pour lui, ces

failles sont presque toujours verticales, au moins originellement, mais localement, des actions ultérieures de refoulement auraient pu modifier la position des surfaces primitives de contact anormal.

En 1867, Ch. LORY reconnaîtra même que, dans les Alpes, les plans des grandes failles sont le plus souvent horizontaux, montrant ainsi un chevauchement dirigé vers l'ouest.

Pour la stratigraphie, Ch. LORY se contentera, en 1884, d'apporter quelques retouches à son tableau précédent : dans les calcaires du Briançonnais, autrefois attribués en bloc au Lias, Ch. LORY distinguera bientôt le Dogger (couches charbonneuses au pic d'Escreins) et le Malm (calcaire de Guillestre qu'il rapporte à l'Oxfordien).

3. L'ÉPOQUE DE E. HAUG, W. KILIAN, P. TERMIER

E. HAUG et W. KILIAN n'abordent l'étude des Alpes qu'en 1889, époque où, rappelons-le, toutes les particularités tectoniques étaient expliquées par le jeu des grandes failles de Ch. LORY. Aussi, dès 1890, E. HAUG et W. KILIAN insisteront-ils sur le rôle prépondérant des phénomènes de plissement dans nos zones alpines, plissements pouvant amener des chevauchements.

Mais ce n'est qu'en 1892 qu'E. HAUG démontrera pour la première fois dans les Alpes françaises, l'existence incontestable de nappes et de lambeaux de recouvrement dérivant de grands plis couchés et laminés postérieurs au Flysch oligocène.

En 1891, DIENER crée le terme de *zone du Briançonnais* en réunissant la deuxième et la troisième zone alpine de Ch. LORY, et W. KILIAN, à la même époque, y distingue les subdivisions suivantes :

- 1° Une zone synclinale, à axe nummulitique, à l'ouest;
- 2° Une zone anticlinale à noyau houiller flanqué de terrains mésozoïques de chaque côté. L'axe houiller disparaît à l'Argentière où il est d'ailleurs fortement comprimé;
- 3° Une nouvelle zone synclinale à l'est, dans la région de Névache-Briançon et dans le Queyras, où dominant les calcaires triasiques.

La structure en éventail de cette zone, signalée en 1894 par M. BERTRAND, en Tarentaise et en Maurienne, puis dans le Briançonnais septentrional par E. HAUG en 1896, sera reconnue dans le Briançonnais méridional par W. KILIAN et M. LUCEON en 1897, à la suite d'explorations de cette région destinées à la feuille géologique Gap au 1/80 000. C'est à cette occasion que sont parcourues pour la première fois avec quelque détail les régions qui nous intéressent ici, entre Durance et Pelvoux. Ce travail de levers est d'ailleurs l'œuvre commune de E. HAUG et W. KILIAN (1899a), ce dernier arrivant du nord, du Briançonnais proprement dit, le premier des chaînes subalpines entre Gap et Digne. Ces deux auteurs reconnaissent dans le massif de Gaulent et de Roche-Charnière, l'existence de lames et d'écailles, anciennes charnières anticlinales étirées, ainsi que celle de lambeaux de recouvrement. Le faisceau isoclinal de Réotier leur suggère une zone de racines possible pour leur « nappe de recouvrement de l'Ubaye » dont fait partie le massif du Morgon.

Signalons qu'à cette époque, les deux auteurs précédents (*in* W. KILIAN, 1900b) découvrent la *fenêtre du Guil*, avec la superposition de « plusieurs plis couchés superposés ». W. KILIAN en publie une coupe qui est un des premiers essais de synthèse du Briançonnais.

A partir de 1899 vont commencer les célèbres discussions entre W. KILIAN et P. TERMIER au sujet de la structure générale du Briançonnais.

L'étude des montagnes comprises entre Vallouise et Briançon avait amené P. TERMIER à concevoir l'existence de quatre « écailles » superposées, originaires du versant italien des Alpes, poussées sur la zone du Flysch indépendamment de tout phénomène de plissement et plissées après leur charriage.

W. KILIAN, au contraire, admettait un enracinement sur place de la zone briançonnaise, au moins pour sa partie axiale, primaire, sa couverture secondaire et tertiaire ayant pu se décoller par

places, en donnant de multiples replis empilés les uns sur les autres, ou découpés en nombreuses écaïlles.

Aussi, dès 1899 et les années suivantes, W. KILIAN reprit-il (seul ou avec la collaboration d'E. HAUG) l'étude de la région comprise entre Freissinières et Vars, parce qu'elle prolongeait au sud celle où P. TERMIER venait de définir ses écaïlles. Ils montrèrent d'abord (1899*b*) que l'indépendance entre la zone du Flysch et la zone du Briançonnais n'était pas aussi absolue que le pensait P. TERMIER car, non seulement des terrains à faciès briançonnais se rencontraient en lames anticlinales intercalées dans la zone du Flysch, mais le Flysch lui-même avait laissé des témoins ⁽¹⁾ assez étendus dans les synclinaux du Briançonnais.

De plus, l'étude détaillée du « faisceau de plis isoclinaux bordant à l'est la région de l'Embrunais » dans les environs de Champcella et de Réotier, leur fournit la preuve que la première et la deuxième écaïlle de P. TERMIER, dont ces plis étaient pour eux le prolongement, ne reposaient pas sans racines sur un substratum de Flysch, comme l'exigeait l'hypothèse de P. TERMIER, mais au contraire, s'enfonçaient sous ce Flysch au sud de la Durance ⁽²⁾.

Quant à la troisième écaïlle, ils l'enracinaient également à l'ouest de l'éventail briançonnais, la considérant comme un vaste pli couché, dont une partie aurait été conservée sur la rive droite de la Durance, sous la forme d'un grand lambeau de recouvrement reposant sur la tranche des couches du faisceau isoclinal de Réotier.

La Tête de Gault, Roche-Charnière et le synclinal de Champcella appartiendraient à cette unité. Cet anticlinal couché et étiré serait une émanation de tout un système de plis empilés et déversés vers l'ouest, constituant la bordure occidentale du massif de Peyre-Haute, c'est-à-dire la portion occidentale de l'éventail briançonnais.

P. TERMIER devait bientôt d'ailleurs se rallier à l'hypothèse de W. KILIAN et n'admettait plus une origine lointaine que pour sa « quatrième écaïlle ».

Quant à la vaste région du Flysch de l'Embrunais, E. HAUG, dès 1899, concluait qu'elle ne reposait pas normalement sur le Jurassique autochtone du vaste bassin de Gap-Embrun, mais qu'il s'agissait d'une grande nappe de charriage ayant pu entraîner à sa base des lambeaux de poussée triasiques et jurassiques, anciens anticlinaux sous-jacents étirés en lames discontinues et séparés de leurs racines.

Ainsi s'expliqueraient les terrains mésozoïques à faciès briançonnais du col des Terres Blanches dont E. HAUG, à cette époque, levait les contours avec une minutie étonnante et précisait la structure, en collaboration avec W. KILIAN, en 1903.

Au point de vue stratigraphique, l'œuvre de W. KILIAN vient au premier plan.

Dès ses premières tounées dans les Alpes, ce géologue établit la stratigraphie du Trias qui, dans ses grandes lignes, reste toujours valable. Il rattache en effet à cet étage, la majeure partie des « calcaires du Briançonnais » de Ch. LORY. Ces calcaires joueraient ainsi un rôle analogue à celui des dolomies du Tyrol. Mais il distingue deux étages de gypse, l'un entre les quartzites et les calcaires, l'autre au-dessus des calcaires et pour lui, gypse et calcaire passent l'un à l'autre. Ce ne sont que des modifications d'un même ensemble (« gypsification des calcaires triasiques »).

Le Rhétien est reconnu par lui dans le massif de Peyre-Haute, près de Saint-Crépin. Quant au Lias, s. str., W. KILIAN lui attribue, dans notre région, des brèches calcaires à éléments uniquement triasiques qu'il compare à sa « brèche du Télégraphe », opposant ce faciès à celui de cet étage

⁽¹⁾ Cette liaison étroite qui amenait ainsi W. KILIAN à concevoir le Flysch comme le manteau normal du mésozoïque briançonnais lui permettait de trouver un argument de plus pour enracciner sur place le Briançonnais, parce que, plus à l'ouest, ce Flysch était normalement transgressif et non charrié sur le Cristallin du Pelvoux. On sait maintenant qu'il y a deux Flysch différents qui reposent l'un sur l'autre, l'inférieur étant effectivement la couverture autochtone du Pelvoux; le supérieur, par contre, charrié par-dessus, représenterait bien la couverture normale du Briançonnais.

⁽²⁾ C'est au niveau de cette terminaison méridionale qu'ils estimaient « périclinale », qu'apparaît, au Plan de Phasy, une lame de granite du type Pelvoux, qui était pour eux une preuve de plus de la liaison très proche entre mésozoïque et socle cristallin.

dans la zone dauphinoise (calcschistes). Cette notion de Lias représenté par la brèche du Télégraphe gênera considérablement par la suite l'interprétation de notre région. Nous verrons en effet que la plupart de ces brèches sont triasiques. Leur attribution au Lias oblige à concevoir une foule d'accidents tectoniques de détail qui finissent par masquer la structure générale.

Le Dogger, dont pourtant W. KILIAN avait montré l'existence en quelques points du Briançonnais (La Mortice, 1896; Escreins, 1902) n'est signalé nulle part dans notre région, si bien que presque partout, le Malm est décrit comme directement transgressif sur le Lias ou le Trias.

Reprenant les idées de Ch. LORY sur le marbre de Guillestre, KILIAN rattache cette formation au Malm, mais à la différence de son prédécesseur qui en faisait de l'Oxfordien, il l'attribue au Tithonique. Il en retrouve des témoins à Saint-Crépin, à la Roche de Rame (1899a), plus tard, dans le massif de Gaulent (E. HAUG et W. KILIAN, 1904).

Cette grande lacune entre Trias ou Lias et Malm, le conduit à admettre une émergence probable du Briançonnais à cette époque, mais il semble bien que ce soit E. HAUG qui, le premier, ait parlé de *géantoclinal briançonnais* séparant le géosynclinal dauphinois de celui des schistes lustrés.

Le Crétacé demeure longtemps inconnu. A partir de 1900, W. KILIAN et P. TERMIER attribueront à cet étage une partie des marbres en plaquettes qui, pour eux, montent aussi dans le Tertiaire.

La série stratigraphique se terminerait par le Nummulitique (Flysch) dont, en 1912, J. BOUS-SAC publie une magistrale étude.

Pour terminer, signalons que c'est au cours de cette période, que furent publiées les premières éditions des feuilles au 1/80 000 Briançon (1900) avec les contours de W. KILIAN et M. LUGEON pour les environs de l'Argentière, et Gap (1905), avec les contours de E. HAUG et W. KILIAN pour les régions situées entre Durance et Pelvoux.

4. LES TRAVAUX RÉCENTS

Vers 1930, les grands traits de la stratigraphie du Briançonnais étaient déchiffrés.

Après les travaux de W. KILIAN, de nouvelles précisions avaient été apportées par L. MORET et F. BLANCHET (1924) sur l'âge des « marbres en plaquettes » attribués dès lors au Crétacé supérieur. L'absence de l'horizon supérieur des gypses, au-dessus des calcaires triasiques, était reconnue par M. GIGNOUX et L. MORET, et l'on commençait à se douter qu'une partie au moins des brèches de notre région, pratiquement toutes attribuées au Lias par W. KILIAN, était triasique et que d'autres appartenaient au Dogger. Le seul travail synthétique paru à cette époque est celui de Ch. PUSSENOT (1930).

Les grandes lignes de la tectonique étaient également connues pour le Briançonnais proprement dit. On connaissait les nappes du Guil et on entrevoyait leurs rapports avec les quatre « écaillés » briançonnaises définies par P. TERMIER au nord de Vallouise. La thèse de F. BLANCHET devait bientôt détailler cette structure du Briançonnais dans le massif d'Escreins (1934).

Mais une zone restait confuse, dans le domaine intermédiaire entre la zone alpine externe et le Briançonnais. E. HAUG, en 1912, avait bien essayé de coordonner les résultats de ses recherches sur les nappes de charriage de l'Embrunais-Ubaye en décrivant cinq nappes, partiellement superposées, se succédant d'ouest en est. Leur stratigraphie avait été, plus tard (1928), précisée par son élève Y. GUBLER-WAHL, mais les rapports stratigraphiques et tectoniques de ces nappes avec la zone alpine externe et le Briançonnais restaient obscurs.

La solution apparut, avec la création par M. GIGNOUX et L. MORET, d'une zone *ultradauphinoise* correspondant en somme à la partie la plus profonde de l'avant-fosse alpine, et d'une zone *subbriançonnaise* interprétée paléogéographiquement comme la partie orientale de cette avant-fosse et les premiers ressauts de la cordillère qui la bordait à l'est.

Cette hypothèse devait trouver un peu plus tard une éclatante confirmation dans les travaux de D. SCHNEEGANS sur les nappes de l'Ubaye.

M. GIGNOUX, L. MORET et D. SCHNEEGANS suivirent ensuite vers le nord cette zone sub-briançonnaise par le massif d'Ancelle, le col des Terres Blanches (1934) et les environs de l'Argentière (1933) où ils découvraient que cette zone subbriançonnaise apparaît en fenêtre sous le Briançonnais occidental; enfin, en Maurienne, dans la zone appelée jusqu'alors zone du Pas du Roc. R. BARBIER, en 1948, devait confirmer avec succès cette interprétation et prolongeait cette synthèse jusqu'à la haute vallée de l'Isère.

L'apparition des plans directeurs au 1/20 000, la mise en révision des feuilles Gap et Briançon au 1/80 000 amenaient M. GIGNOUX et L. MORET à reprendre dès 1932 l'étude et les levés détaillés du Briançonnais occidental. C'est alors que parurent des notes fondamentales sur la structure du massif de Gaudent (1932⁽¹⁾-1933), reprises peu après, d'une façon plus synthétique, dans la magnifique « Description géologique du Bassin supérieur de la Durance » (1938) qui reste l'ouvrage de base pour l'étude de notre région.

Il est également impossible de ne pas mentionner les minutieuses recherches du Commandant PUSSENOT qui parcourut en détail, à cette époque, les environs de l'Argentière et de la Roche de Rame. Aucun travail synthétique, depuis celui de 1930, ne devait malheureusement rassembler les résultats de ses recherches, dont quelques-unes seulement firent l'objet de brèves notes (1935, 1937 *a* et *b*, 1938 *a* et *b*).

Signalons enfin que la deuxième édition de la feuille Briançon paraît en 1933, reprenant les contours de la première, mais y ajoutant le tracé des grandes surfaces de chevauchement — celle de la feuille Gap, en 1945, avec de nouveaux tracés de M. GIGNOUX et L. MORET pour le massif de Gaudent s. l. et de F. BLANCHET pour la région de Réotier.

Malgré les beaux résultats obtenus, un certain nombre de questions se posaient encore au sujet de cette région :

1° Quelles sont exactement les unités tectoniques qui forment, d'une part, les montagnes de la rive droite de la Durance, entre Vallouise et Réotier-Montdauphin et, d'autre part, la bordure ouest du massif de Peyre-Haute?

2° Quelles sont les relations mutuelles de ces unités?

3° Quelles sont leurs séries stratigraphiques respectives?

SCHÉMA STRUCTURAL

Pour faciliter la lecture de ce qui suit, il me paraît indispensable de donner brièvement un tableau de la succession des différentes unités qui se succèdent d'ouest en est dans la région étudiée.

1. ZONE ALPINE EXTERNE

Elle comprend :

A. *Le massif cristallin du Pelvoux*, qui réapparaît plus à l'est dans les deux petites boutonnières de la vallée du Fournel et de celle de la Biaysse (Dourmillouse).

B. *La couverture sédimentaire autochtone* de ce massif (zone ultradauphinoise), formée par le Trias et surtout par le Tertiaire. Celui-ci montre la classique « trilogie priabonienne », calcaires à Nummulites à la base, schistes et enfin grès puissants, souvent désignés sous le nom de Flysch autochtone. Rappelons en passant que, plus au nord, ce Flysch se décolle de son substratum et forme la nappe du Flysch des Aiguilles d'Arves (M. GIGNOUX).

Je rattacherai à la zone alpine externe le *granite du Plan de Phasy*, près de Montdauphin,

⁽¹⁾ Dans la liste bibliographique, voir à M. GIGNOUX, L. MORET et P. LORY.

reconnu par P. TERMIER comme très analogue à celui du Pelvoux (W. KILIAN et P. TERMIER, 1898), et les « terres noires » *callovo-oxfordiennes* des Terrasses de Réotier, que je considère comme le prolongement de la demi-fenêtre d'Embrun.

La réapparition de ces deux termes en une véritable « fenêtre » extraordinairement tectonisée, est liée à un soulèvement d'ensemble de la rive droite de la Durance. Il est donc plus logique de les considérer comme deux écailles parautochtones.

2. ZONE ALPINE INTERNE

Elle comprend :

A. *Le Flysch de l'Embrunais*. — Sur une base argileuse, le Flysch noir, se développe une énorme épaisseur de grès bien stratifiés : les grès de l'Embrunais. Cet ensemble représente la couverture tertiaire de la zone briançonnaise, mais qui, décollée au niveau du Flysch noir basal plastique (dont une partie est restée liée au Mésozoïque briançonnais, conservée dans le fond des synclinaux) s'est écoulée en avant jusque sur le Flysch autochtone. Cette grande nappe n'est représentée qu'au sud de la vallée de la Biaysse.

B. *Zones subbriançonnaise et briançonnaise*. — On peut y distinguer un certain nombre de séries sédimentaires dont les caractères se retrouvent constants (ou avec des modifications légères liées aux variations locales des conditions de sédimentation) sur des distances suffisamment longues, pour qu'on puisse y voir autant d'unités qui seront nos fils directeurs dans le débrouillage de la tectonique, qui apparaît ici comme particulièrement complexe. L'empilement de plis ou l'écaillage se font pratiquement sur place, donnant ainsi un ensemble d'aspect homogène : à la différence de ce qui se passe en Maurienne ou en Tarentaise, il n'y a pas du tout parallélisme entre les unités tectoniques et morphologiques.

1. *Zone subbriançonnaise*. — C'est un ensemble d'écailles dispersées, emballées dans un coussinet de Flysch noir, qui forment une bande discontinue allant du col des Terres Blanches à Vallouise par la Tête des Lauzières. Entre ces points, le Mésozoïque subbriançonnais est complètement cicatrisé. A l'est de Vallouise, cette zone subbriançonnaise apparaît en fenêtre à l'Argentière, sous les nappes briançonnaises.

2. *Zone briançonnaise*. — D'ouest en est, on rencontre successivement trois unités :

1^o Une unité inférieure ou externe, que nous désignerons sous le nom un peu impropre, mais commode, de *nappe de Roche-Charnière*.

Cette nappe correspond à la première cordillère briançonnaise. Sa série stratigraphique montre en effet une lacune presque totale du Jurassique et le Crétacé supérieur y est le plus souvent transgressif sur les calcaires triasiques.

Très laminée à Réotier, elle se dilate à Roche-Charnière, puis dans le soubassement est du massif de la Tête de Gault. Sur le versant ouest de ce massif, par contre, elle a presque entièrement disparu, son matériel ayant été entraîné vers l'ouest par la nappe du Flysch de l'Embrunais, comme dans le cas des éléments subbriançonnais. D'ailleurs, comme eux, il apparaît en écailles isolées dans le Flysch noir (pointe des Uvernaus et Roc Blanc). Ce fait nous obligera à proposer une nouvelle définition de la zone subbriançonnaise.

Au nord de Freissinières, cette nappe forme le substratum de la Roche de la Séa, puis au-delà de la vallée du Fournel, se développe dans le massif de la Tête d'Oréac.

2^o Une unité supérieure plus interne que nous désignerons sous le nom de *nappe de Champcella*.

Cette nappe correspond à un sillon de sédimentation succédant à l'est à la cordillère de Roche-Charnière. La stratigraphie et le style tectonique permettent d'y distinguer :

L'écaille du Ponteil-L'Aubréau (à l'ouest);
La nappe de Champcella proprement dite (à l'est).

Les deux unités apparaissent à Réotier où elles passent l'une à l'autre. Vers le nord, le chevauchement de la seconde sur la première s'accroît et le passage n'est plus visible. D'ailleurs, l'écaille de Ponteil ne dépasse guère vers le nord le hameau de ce nom.

Au-delà, la nappe de Champcella s.s. forme le bassin de Champcella et le haut massif de Gaulent (arête sommitale) puis se prolonge par la crête de la Roche de la Séa et le Signal des Têtes.

Sur la rive gauche de la Durance, cette nappe forme encore le bassin de la Roche de Rame, puis se complique dans la région du Puy des Aiguillons. Vers le nord elle se raccorde avec la couverture normale du Houiller briançonnais. Au sud, vers la Roche de Rame, elle disparaît sous un élément tectonique nouveau :

3. *La nappe de Peyre-Haute*, où réapparaissent des faciès de cordillère (cordillère de Saint-Crépin). Le style tectonique est beaucoup plus tranquille. Cantonnée dans les parties hautes du massif, au nord de la Roche de Rame, cette nappe s'abaisse jusqu'à la vallée de la Durance au sud de ce village. Elle forme la nappe supérieure du Guil, la nappe inférieure étant la réapparition de celle de Champcella.

PREMIÈRE PARTIE

STRATIGRAPHIE DES UNITÉS BRIANÇONNAISES

LE HOULLER

Les affleurements les plus importants sont ceux de l'Argentière et de Chanteloube, qui sont également les plus anciennement connus. E. GUEYMARD les cite déjà dans sa *Minéralogie des Hautes-Alpes*, avec celui de Réotier.

Il s'y ajoute également la vaste bande du col de Tramouillon ⁽¹⁾ découverte par KILIAN lors des levés détaillés destinés à la première édition de la feuille Gap ⁽²⁾ et que plus tard M. GIGNOUX et L. MORET ont montré être le prolongement de celui de Chanteloube.

En dehors de ces affleurements classiques, le Houiller existe en de nombreux points, mais il y est en général très réduit (écaillés du massif de la Tête de Gaulent, hameaux supérieurs de Freissinières). J'en ai toutefois découvert quelques affleurements assez importants dans les bois des Fons du Sap (massif de Roche-Charnière), à Clot-la-Selle (massif de Gaulent ⁽³⁾) et en bordure de la Durance, au nord de Chanteloube, face au lieu dit les Gravières.

Ce Houiller a le type briançonnais normal, c'est-à-dire qu'il est formé de schistes noirs, de conglomérats et de grès, gris ou noir, à paillettes détritiques de mica blanc et mouchetures de limonite.

Les grès fins et les schistes tendres et imperméables donnent des pentes douces, couvertes de prairies, avec de nombreuses sources. Les bancs de poudingue et de grès grossiers, plus durs, déterminent au contraire des ressauts plus ou moins marqués, en général boisés.

Il n'y a pas de couches calcaires. Toutefois, dans les collections du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble, existe un échantillon d'un calcaire noir, un peu recristallisé, qui proviendrait du Houiller de la basse vallée du Fournel. Je n'ai pu retrouver cette roche en place.

Le substratum de ce Houiller est inconnu, mais la présence dans les conglomérats, de galets de micaschistes et de roches compactes, vertes ou noires, probablement des cornéennes, celle d'un ciment feldspathique blanc ou jaunâtre reliant les grains quartzeux des grès du col de Tramouillon ou ceux de la basse vallée du torrent de ce nom, vers Chanteloube, indiquent l'existence, à cette époque, de reliefs formés de roches plus anciennes, de type hercynien. La liaison entre le Houiller et ces roches hercyniennes ne doit donc pas sensiblement différer de celle observée dans les massifs cristallins externes, où le Houiller repose en discordance sur les terrains plus anciens.

L'épaisseur totale de cet étage est considérable, mais impossible à chiffrer puisque nous n'en

⁽¹⁾ Le nom de ce col n'est pas porté sur la carte au 1/20 000 (feuille Guillestre, n° 5). Il est situé à l'est de la Crête de Gaulent, entre les points cotés 2301 et 2321.

⁽²⁾ Où elle a d'ailleurs été fort mal cartographiée.

⁽³⁾ Ce nom n'est pas porté sur les cartes. C'est un petit replat couvert de prairies avec une cabane, situé sur le rebord supérieur de la falaise de Serre-Piarâtre, à son extrémité méridionale, entre le bois du Bouchet et le col de Tramouillon.

possédons que la partie supérieure, séparée de sa base par décollement. Et pourtant, au col de Tramouillon, cette partie supérieure a déjà 300 mètres d'épaisseur environ.

La stratigraphie de ce Houiller repose uniquement sur des empreintes végétales⁽¹⁾ qui, jusqu'à ces dernières années, provenaient à peu près uniquement de l'Argentière.

Ch. PUSSENOT en a donné une liste en 1930 et 1938 (note dactylographiée remise aux participants de l'Excursion de la Société géologique de France dans les Alpes). Les déterminations sont de ZEILLER :

A l'Argentière même, *Mariopteris latifolia* Brgt, *Neuropteris Schlehani* Stur., *Neuropteris gigantea* Sternb., *Sphenopteris (Diplotmema) Schatzlarensense* Stur., *Pecopteris (Dactylothea) plumosa* Artis, *Lepidodendron* sp., *Calamites* sp., *Lepidophyllum lanceolatum* L et H.

A Peyre-Tailla (à 2 kilomètres au sud de l'Argentière, sur la rive droite de la Durance) *Neuropteris Schlehani* Stur., *Diplotmema Schatzlarensense* Stur., *Mariopteris latifolia* Brgt., *Dactylothea plumosa* Artis, *Asterophyllites grandis* Stern.

En ces points, la présence de *Neuropteris Schlehani* le fait conclure à l'existence de Westphalien A (Assise de Vicoigne).

En réalité, d'après P. CORSIN qui a récemment repris l'étude du matériel de PUSSENOT pour l'ensemble du Briançonnais, le *Neuropteris Schlehani* n'aurait jamais encore été trouvé, cette détermination devant résulter d'une confusion avec *Pecopteris polymorpha* Brgt.⁽²⁾ Nous aurions donc là, comme dans le reste du Briançonnais, du Westphalien moyen. De fait, R. FEYS et Ch. GREBER ont signalé dans le Houiller de Chanteloube, à 100 mètres environ au sud-ouest des maisons du hameau des Achards : *Neuropteris linguaeifolia* P. B., *Mixoneura cf. Deflinei* P. B., *Diplotmema Schatzlarensense* Stur., c'est-à-dire du Westphalien C.

A l'Argentière, comme à Peyre-Tailla, j'ai pu retrouver certaines des espèces précédentes ainsi d'ailleurs qu'à Chanteloube, dans un gisement nouveau, différent de celui de R. FEYS et Ch. GREBER, situé au nord de la falaise de Chaloup. Aux espèces précédemment énumérées, j'ajouterai :

Calamites Cisti Brgt;
Calamites Suckowi Brgt;
Sphenopteris sp.;
Asterophyllites sp.

Enfin, le Houiller des Bois des Fons du Sap m'a fourni :

Stigmaria sp.

Mais le gisement le plus intéressant est celui du col de Tramouillon. M. GIGNOUX et L. MORET avaient déjà signalé en ce point (1933) des empreintes de *Lepidodendron*⁽³⁾ et de *Calamites*.

L'exploitation de ce gisement m'a fourni une flore assez abondante que P. CORSIN a bien voulu déterminer (1951) :

Sigillaria Brardi Brgt;
Neuropteris pseudo-Blissi Potonie;
Mixoneura sp. (très voisin de *M. neuropteroïdes* Goeppert);
Sphenophyllum longifolium Germart;

ont une signification certaine et appartiennent à un Stéphanien élevé, moyen, sinon supérieur ;

(1) Il ne semble pas que les bancs de conglomérats aient une valeur stratigraphique précise, car ils apparaissent à des niveaux variables. Ils semblent toutefois devenir prépondérants à la partie supérieure de l'étage.

(2) De même *Mariopteris latifolia* Brgt a été confondu avec *M. rotundata* Huth., et *Neuropteris gigantea* Stern. avec *N. linguaeifolia* et *linguaeifolia* P. B.

(3) Il s'agit en réalité de *Sigillaria Brardi* Brgt. (Dét. P. CORSIN).

Sphenopteris Picandeti Zeiller;
Rhacopteris sp. (cf. *Courtini* Zeiller)

mal connus, ont une importance stratigraphique beaucoup moins grande ;

Mixoneura sp. (= *Neuropteris heterophylla* Zeiller);
Calamites Suckowi Brgt;
Calamites Cisti Brgt;
Asterophyllites grandis Stern.;
Sigillariophyllum sp.;
Cordaïtes sp.
Stigmaria ficoïdes Brgt;
Aulacopteris sp.

sont sans signification stratigraphique précise.

Les couches fossilifères sont encore surmontées de 200 à 300 mètres de grès, de schistes, et surtout de conglomérats. Aucun fossile ne permet de savoir jusqu'où monte cette série.

Signalons dans le détail que, dans ces grès superposés, existent deux ou trois passées locales et très minces (quelques centimètres) de schistes rouges et verts ⁽¹⁾ qui représentent probablement des apports cinéritiques localisés, soit peut-être des évocations fort passagères d'un Stéphanien rouge qui paraît bien développé plus au nord. On sait en effet depuis PUSSENOT (1930) que dans la haute vallée de Névache, le Houiller normal est surmonté par d'épaisses formations rouges et vertes, avec brèches volcaniques, que M. LEMOINE a récemment (1952) attribuées au Stéphanien et à l'Autunien. Ces formations y sont ensuite recouvertes directement par le Verrucano transgressif.

L'existence de Stéphanien au col de Tramouillon est intéressante, d'abord en elle-même, parce que c'est la première fois que cet étage est signalé dans le Briançonnais méridional, mais aussi parce que, plus bas, à Chanteloube, la flore est westphalienne comme nous l'avons vu. Autrement dit, sur une distance horizontale de l'ordre de 4 à 5 kilomètres au maximum (distance séparant ces deux houillers avant la formation des nappes), nous assistons à la disparition du Stéphanien sous le Verrucano. On pourrait se demander si cette disparition n'est pas d'origine tectonique, mais en plusieurs points du Briançonnais, R. FEYS et Ch. GREBER ont également découvert des flores westphaliennes immédiatement sous le Verrucano.

Nous avons là un ensemble de faits qui soulignent l'indépendance entre cette dernière formation et le Houiller. Mais si l'on admet que la disparition du Stéphanien est bien liée à l'histoire stratigraphique et non à la tectonique récente, on pose, quant à l'interprétation de ce lambeau résiduel de Tramouillon, un problème impossible à résoudre dans l'état actuel de nos connaissances, celui de la grande rareté des gisements stéphanien dans les environs de Briançon.

Une première hypothèse est qu'à cette époque, l'aire de sédimentation principale s'était déplacée vers le nord ⁽²⁾. De fait, J. FABRE a montré qu'en Tarentaise, le Stéphanien affleure sur une vaste étendue. Or R. FEYS et Ch. GREBER ont cité, près de Briançon, du Westphalien et même du Namurien en anticlinal, immédiatement sous le Permien. On pourrait y voir la matérialisation d'une sorte de « seuil » séparant au Stéphanien un ou plusieurs petits bassins résiduels restés en quelque sorte « à la traîne » au sud (par exemple celui de Tramouillon), de celui ou de ceux plus vastes situés au nord de Briançon. L'association de ces petits bassins résiduels avec d'épaisses nappes de grès et de conglomérats superposés indiquerait qu'ils étaient probablement comblés par ces

⁽¹⁾ De tels schistes houillers rouges et verts se rencontrent également en d'autres points du massif, dans le bas-torrent du Bouffard (flanc inverse de la nappe de Champcella) et dans le petit affleurement isolé des Gravières, au nord de Chanteloube. Dans ces deux cas, aucune flore ne permet malheureusement de connaître l'âge des formations encaissantes.

⁽²⁾ On assisterait dans ce cas à un phénomène analogue à celui mis en évidence par P. PRUVOST dans le bassin de Saint-Étienne (voir *Ann. Soc. géol. du Nord*, LXVII, p. 279-295). Mais là le déplacement se fait vers le sud-ouest.

formations détritiques, descendues des zones voisines émergées dès le début du Houiller, ou seulement après le Westphalien, et sur lesquels pouvaient temporairement se développer, sous des influences d'ordre climatique, des faciès bigarrés, dont de légères «fumées» sont parvenues jusque dans notre région.

Mais l'anticlinal à noyau namurien dont nous avons précédemment parlé peut aussi évoquer une véritable phase tectonique, avec plissements à grands rayons de courbure, précédant le dépôt du Verrucano. De fait, R. FEYS et Ch. GREBER (1950) ont à plusieurs reprises insisté sur une telle phase à laquelle ils lient la venue de roches éruptives. Pour ces auteurs d'ailleurs, les mouvements n'ont pas eu lieu forcément après le dépôt des sédiments houillers, mais ont pu commencer à se manifester au cours de celui-ci (galets houillers dans les conglomérats de cet âge). On peut donc se demander si les érosions antépermiennes liées à ces mouvements n'ont pas fait disparaître presque totalement un manteau stéphanien beaucoup plus continu que ne le laisserait supposer le lambeau de Tramouillon.

Le charbon. — C'est de l'antracite rendu presque pulvérulent par la tectonique. Sa teneur en cendres, assez élevée, est de l'ordre de 20 à 25 %.

La seule exploitation ayant pu acquérir une certaine importance relative a été celle de Chanteloube dont la concession fut instituée en 1867. Les couches charbonneuses, une dizaine environ ⁽¹⁾, à pendage est très fort, parfois même subvertical, se montrent très irrégulières; de plus, leur étirement en chapelet et leur broyage font qu'elles ne sont pas toutes exploitables. Une seule, dite « Grande couche » présentait un renflement important dont la puissance aurait même atteint 28 mètres par endroits et qui fut exploitée vers 1920. Les travaux furent abandonnés vers 1924, surtout par suite des difficultés de transport.

Mis à part Chanteloube, il n'y a pas eu d'exploitation durable. A l'Argentière, l'ancienne galerie d'écoulement des mines de plomb argentifère, galerie qui débouche à la pointe du cône de déjections du Fournel, n'a recoupé que trois petites couches d'antracite n'ayant donné lieu à aucune exploitation. De même des grattages ont été effectués en plusieurs points, à la Blachière (à l'ouest de l'Argentière, sur la route de la vallée du Fournel), à la Chapelle (au sud de Chanteloube), près de la Casse (entre Champcella et Pallon), près des Aujards de Freissinières, etc., mais sans résultats.

La bande de Réotier ne semble recéler aucun dépôt d'antracite ⁽²⁾. Il faudrait aller jusqu'à Queyrières pour trouver de petites mines particulières susceptibles d'une exploitation plus suivie.

Les roches éruptives sont peu développées dans notre région, et existent surtout dans la bande de Réotier.

On a là une roche de couleur vert sombre, à mouchetures blanches et noires, diffuses, qui affleure de façon presque continue, depuis l'Église de Réotier jusqu'à la plaine de la Durance, formant une bande facilement repérable de la vallée, de 15 à 20 mètres d'épaisseur au maximum. Au-dessus de l'Église de Réotier, de petits pointements isolés se poursuivent jusqu'au ravin des Terrasses ⁽³⁾.

Cette assise est associée aux grès et schistes houillers depuis ce ravin jusqu'au hameau de l'Église de Réotier. Plus bas, ces grès et ces schistes disparaissent par laminage, si bien que le Houiller n'est plus représenté que par cette roche éruptive devenue puissante et recouverte directement par le Verrucano permien.

La nature de cette roche est difficile à préciser en raison de son degré d'altération.

⁽¹⁾ L. MORET et ROCH (in W. KILIAN, F. BLANCHET, L. MORET et E. ROCH, 1923) admettent qu'il s'agit d'une seule couche plusieurs fois repleyée.

⁽²⁾ Et pourtant E. GUEYMARD cite au voisinage de Réotier, au lieudit « les Milières » (nom perdu aujourd'hui) deux couches d'antracite qui auraient donné lieu à un début d'exploitation.

⁽³⁾ Non dénommé sur le plan directeur, il se trouve à 500 mètres environ au nord du hameau des Terrasses.

Déjà signalée et figurée sur la carte du Briançonnais, par E. GUEYMARD qui en fait une « vario-lite du Drac », puis par Sc. GRAS (1854) qui y voit une euphotide serpentinisée, et Ch. LORY (1864) qui en fait une roche intermédiaire entre serpentine et spilite, cette roche a été étudiée par P. TERMIER qui en a d'abord fait une *porphyrite augitique* (1895), puis un *mélaphyre décalcifié* (1898).

Au microscope, on aperçoit de grandes plages claires d'un feldspath en général presque complètement transformé en damourite et muscovite. Dans une lame, toutefois, on reconnaît l'albite. Il s'y associe des phénocristaux d'augite (?), épigénisée par de la chlorite (pennine ou ripidolite) — de quartz, fréquent, souvent corrodé par le magma — d'ilménite abondante. La pâte est microlitique mais très altérée (paillettes de séricite, damourite, muscovite et chlorite, finissant par former un feutrage masquant la vraie texture de cette pâte).

On pourrait penser à une labradorite, mais la présence d'albite, de quartz corrodé, inclinent à penser qu'il s'agit plutôt d'une *andésite*. On sait en effet que dans certaines andésites le quartz, la hornblende et la biotite sont souvent corrodés par le magma, ce qui a pour résultat la transformation des deux derniers minéraux en agrégat d'augite et d'oxyde de fer.

Dans certains échantillons particulièrement laminés, la coupe devient indéchiffrable; les feldspaths kaolinisés donnent des zones claires et allongées, argilo-micacées, séparées par des traînées chloriteuses; l'ilménite est presque toujours tronçonnée.

Cette andésite se montre parfois sous un aspect un peu différent, plus blanchâtre, visible par exemple le long du sentier de l'Aubréau à Réotier, peu après le ravin des Terrasses, dans un deuxième talweg réduit, parallèle au grand ravin. Peut-être cette roche est-elle celle dont parlent W. KILIAN et P. TERMIER dans leur note de 1901, sous le nom de microdiorite. L'emplacement qu'ils donnent est malheureusement indiqué de façon extrêmement vague, les quelques précisions fournies étant contradictoires.

Une roche analogue à celle de Réotier se rencontre plus au nord, dans les environs de l'Argentière, au voisinage des chalets de l'Oriou de Sainte-Marguerite.

LE PERMIEN

Dans le Briançonnais, on attribue au Permien des conglomérats bigarrés, désignés couramment sous le nom de *Verrucano*. A vrai dire, on n'a jamais trouvé aucun fossile qui permette une telle attribution d'âge. Celle-ci résulte uniquement de la similitude du faciès Verrucano avec le Permien des Alpes-Maritimes.

Ch. LORY avait déjà remarqué le passage progressif qui existe entre les quartzites et les « poudingues bigarrés » de l'Argentière. Comparant les deux aux « grès d'Allevard », il en faisait, non sans quelque doute, du Trias (1861)⁽¹⁾, d'autant plus qu'il attribuait un caractère transgressif aux poudingues bigarrés et aux quartzites par rapport au Houiller⁽²⁾.

W. KILIAN, par contre, attribua dès 1891 le Verrucano au Permien, en reconnaissant toutefois l'absence totale d'éléments paléontologiques. Il se basait sur la position de ces conglomérats, intermédiaires entre Houiller et Trias, et sur l'analogie frappante de cette formation avec le Permien des Alpes-Maritimes.

Les affleurements les plus importants sont ceux de l'Argentière, dans la basse vallée du Fournel, qui fournit une coupe classique allant du Houiller aux calcaires triasiques, ainsi que celui du

⁽¹⁾ On verra dans ce dernier article les discussions concernant l'attribution de ces poudingues au Trias alors que certains en faisaient du Houiller. Personne ne pensait encore au Permien.

⁽²⁾ Cette idée, que les recherches modernes vérifient, s'appuyait sur la coupe du Plan de Phasy, où les quartzites sont presque directement en contact avec le granite. Il s'agit en réalité d'un contact tectonique.

col de Tramouillon, où la coupe, décrite pour la première fois par M. GIGNOUX et L. MORET, est encore plus nette. Par contre, l'affleurement (probablement assez puissant) de Clot-la-Selle, est à peu près totalement masqué par les éboulis ⁽¹⁾.

Ceux de Champ-Didier (vallée du Fournel, rive gauche), du Peyron (au sud-est du col de Val-Haute, dans les prairies de Tramouillon), de Pierrefeu, de la base de la crête du Boucher, des Pasques (tous sur la rive gauche du torrent de Tramouillon, d'amont en aval), et enfin celui de Réotier, sont trop laminés pour donner quelques renseignements stratigraphiques. Le Verrucano du bas torrent du Bouffard, déjà connu de W. KILIAN, occupe une situation tectonique complexe, qui rend ses rapports avec le Houiller et le Trias difficiles à interpréter.

LITHOLOGIE

1. *Le Verrucano*. — Les éléments constitutifs sont surtout des galets de quartz, blancs et roses, et d'une roche argilo-siliceuse violette ou rouge, à grain très fin (corne, d'après Ch. LORY) qui offre le plus souvent aussi bien à la loupe qu'au microscope, les caractères d'une argilolite, mais parfois, d'après P. TERMIER (1903), aurait gardé des caractères de rhyolites altérées. Enfin on peut y trouver des galets de véritables rhyolites, avec leurs phénocristaux de feldspath. Ch. LORY, W. KILIAN citaient aussi des galets de roches cristallines (granite) et cristallophylliennes (micaschistes et gneiss) que je n'ai jamais retrouvées. Dans les couches de base, on rencontre (assez rarement, il est vrai) des galets houillers, mais très souvent des galets d'un grès grossier bigarré, annonçant le Verrucano, et qui témoigne de phénomènes de remaniement des premières couches de ce cycle sédimentaire.

Le ciment est argilo-quartzueux, rose, violet ou vert, assez fréquemment un peu feldspathique.

L'examen microscopique n'apporte aucun élément nouveau. Les grains de quartz sont parfois un peu craquelés ⁽²⁾ et le ciment montre par places de fines paillettes séréciteuses.

2. Au Verrucano, s'associent quelques lentilles d'*argilolites* vertes ou violettes, parfois légèrement micacées, interprétées par P. TERMIER comme des cinérites liparitiques.

Vers le sommet de cette formation, apparaissent des bancs de grès quartziteux, avec gros grains de quartz rose, qui font un passage insensible vers les quartzites du Trias.

L'épaisseur totale du Verrucano semble être de l'ordre d'une cinquantaine de mètres, mais elle est souvent rendue très faible par suite de laminages, et alors cette roche, qui est pourtant uniquement formée de quartz, semble montrer une fragilité et des possibilités d'aplatissement extrêmes, ce qui s'explique probablement par une sorte de mobilité relative des galets et des grains de quartz.

Une des questions essentielles concernant ce Verrucano, sur laquelle nous avons déjà insisté à propos du Houiller, est celle de ses rapports avec ce dernier terrain.

Le contact est toujours difficilement visible, à cause de l'allure ébouleuse du Verrucano et le fait que le Houiller est souvent recouvert de moraines.

W. KILIAN (1891), puis à sa suite P. TERMIER (1903) ont affirmé le passage continu du Houiller au Verrucano, qui serait par exemple bien observable sur la route du Fournel. Ch. PUSSENOT (1930) crut d'abord également à cette continuité de sédimentation, ce qui l'amena d'ailleurs à des hypothèses compliquées, puisqu'il avait montré que le Houiller était du Westphalien moyen. Mais plus tard, en 1938, il écrit :

« A l'embranchement du chemin de La Blachière sur celui de la vallée du Fournel, la transgression du Permien sur le Houiller est extrêmement nette. Des blocs de ce dernier terrain sont inclus dans les conglomérats de base du premier. C'est le seul endroit connu dans le Briançonnais

⁽¹⁾ Il faut toutefois insister sur le fait que le Verrucano s'altère très vite en affleurement et donne, au pied des falaises de quartzites, des amoncellements chaotiques, difficiles à distinguer des véritables éboulis (R. FEYS et Ch. GREBER, 1949).

⁽²⁾ Michel MEVY explique cet aspect par dynamométamorphisme. Cet auteur a observé chez certains un quadrillage grossier imitant celui du microcline (in KILIAN et REVIL, 1908, p. 152).

où cela existe. Comme ce Houiller est Westphalien moyen, il y a donc là une lacune correspondant au Westphalien supérieur et au Stéphanien ».

Cette idée sera reprise par R. FEYS et Ch. GREBER (1949) qui, généralisant une discordance observée par eux dans le ravin de Queyrières, évoqueront une phase orogénique hercynienne entre Houiller et Permien. Ils retrouvent également de telles discordances en plusieurs autres points, dont le bas ravin du torrent du Bouffard.

J'ai revu ces diverses localités. Il est bien vrai qu'assez fréquemment le Houiller se montre plus plissé que le Permien qui le surmonte, mais cela est lié à une différence de plasticité, comme l'ont reconnu R. FEYS et Ch. GREBER eux-mêmes. Dans le bas ravin du Bouffard, c'est également la tectonique qui est responsable de l'apparence de discordance : en effet, le Houiller appartient ici à la base de la nappe de Champcella tandis que le Permien correspond à un reste du flanc inverse de cette même nappe (il n'existe d'ailleurs que très peu de Verrucano ; la presque totalité de la masse contre laquelle vient buter le Houiller est constituée par des quartzites). On voit le Houiller venir effectivement buter et même s'emboutir indifféremment sous le Permien ou les quartzites. De plus, on en retrouve des témoins, plaqués sur la paroi verticale de la falaise, se reliant ainsi à d'autres affleurements qui en couronnent le sommet, et viennent là s'étaler largement en un petit synclinal (voir fig. 20).

Il n'y a donc pas ici contact normal entre Houiller et Permien.

Peu de temps après d'ailleurs, R. FEYS et Ch. GREBER, reconnaissant que les discordances sont difficilement interprétables dans un pays aussi compliqué tectoniquement, abordaient la question par son côté paléontologique, et montraient que dans toute la zone interne des Alpes françaises, les couches attribuées au Permien reposaient sur des assises houillères d'âge différent, allant du Namurien au Stéphanien.

Nous venons d'en voir un exemple très net entre le col de Tramouillon et Chanteloube.

Ceci joint au fait que les conglomérats du Verrucano renferment à leur base des galets houillers remaniés ⁽¹⁾ montre le caractère transgressif du Verrucano sur le Houiller dans le Briançonnais, sans que la discordance angulaire soit visible, au moins dans tout le secteur étudié ici. Ainsi, les mouvements post-westphaliens mis en évidence par R. FEYS et Ch. GREBER, assez importants peut-être en d'autres points du Briançonnais, ne se sont faits que peu sentir ici, ce qui expliquerait vraisemblablement la conservation d'un peu de Stéphanien, la faible proportion de galets houillers dans le Verrucano et l'absence à peu près complète de roches intrusives dans le Houiller ⁽²⁾, roches que R. FEYS et Ch. GREBER estiment être contemporaines de cette phase orogénique (1949).

Ces mouvements peu intenses n'ont dû aboutir seulement qu'à des rajeunissements locaux du relief, suffisants pour expliquer à la fois les faciès conglomératiques du Verrucano et l'indépendance de celui-ci par rapport au Houiller, indépendance résultant de la formation d'immenses zones d'épandage où venaient s'accumuler les matériaux provenant de l'érosion des reliefs voisins récemment apparus. Les mouvements ont dû persister quelque temps encore après le dépôt des premières couches de Verrucano, que l'on trouve remaniées à la base des suivantes.

Si donc l'existence d'une lacune stratigraphique à la fin du Houiller et le caractère transgressif du Verrucano ne peuvent être mis en doute, par contre la question reste toujours entièrement posée en ce qui concerne son âge.

Il est évident que ce Verrucano se comporte comme le conglomérat de base des quartzites. On pourrait donc fort bien lui attribuer un âge werfénien inférieur et admettre que le Permien est

⁽¹⁾ Nous avons déjà dit toutefois que, dans la coupe de la route du Fournel, si fréquemment citée à cet égard, les galets de Houiller sont très rares.

⁽²⁾ A l'exception toutefois du Houiller de Réotier. Il est regrettable, pour ce dernier, que les laminages aient masqué ses rapports avec le Verrucano qui le surmonte.

compris lui aussi dans la lacune qui débute après le Westphalien ou localement après le Stéphanien moyen.

Il semble aussi logique de penser que cette sédimentation continentale a débuté tout de suite après le rajeunissement du relief, à la fin du Houiller.

On sait d'ailleurs que les conglomérats bigarrés du Prarion, près de Chamonix, à faciès Verrucano, sont attribués également au Permien. Enfin, les grès d'Allevard, que récemment P. GIDON (1950) a pu dater du Permien, grâce à une empreinte végétale, renferment des zones conglomératiques rappelant tout à fait notre Verrucano des zones internes.

LE TRIAS

Présente ses trois termes classiques, quartzites—schistes, cargneules et gypses—calcaires et dolomies.

Les quartzites, dès Ch. LORY, étaient attribués au Trias, ainsi que les gypses et les cargneules que cet auteur comparait à ceux du Keuper de l'Est de la France ⁽¹⁾. Par contre, il attribuait les calcaires au Lias, en reconnaissant toutefois qu'il n'est pas impossible que l'on rencontre dans le Briançonnais des couches calcaires qui puissent correspondre à des calcaires magnésiens triasiques qu'il avait observés en Haute-Maurienne et Haute-Tarentaise.

Dès 1891, W. KILIAN montra qu'une notable partie des « Calcaires du Briançonnais », que Ch. LORY attribuait au Lias, était triasique, et signala plus tard à Escreins et à Rouchouze la présence de restes de Diplopores analogues à ceux qui avaient été cités par divers auteurs sur la frontière italienne, dans des calcaires triasiques.

Mais W. KILIAN affirma aussi l'existence de deux niveaux de gypse dans le Trias alpin, qu'il expliquait par la *gypsification* des calcaires triasiques. La stratigraphie du Trias devenait donc :

1. Trias supérieur : dolomies capucins, schistes bariolés, épaisse série de cargneules et de gypses dits « supérieurs ».

2. Trias moyen : calcaires francs, dolomitiques au sommet (dolomies dites à Gyroporelles ⁽²⁾), schistes et calcaires mal définis, complexe peu épais de cargneules et de gypses dits « inférieurs ».

3. Trias inférieur : quartzites.

Ch. PUSSENOT, le premier (1930) critiqua cette manière de voir en remarquant que la position des gypses et cargneules était due surtout à des causes tectoniques et ne correspondait pas toujours à leur niveau de dépôt originel. PUSSENOT rejetait aussi l'hypothèse de la gypsification des calcaires.

Plus tard, M. GIGNOUX généralisant une observation locale faite au-dessus de Saint-Crépin, devait montrer (1929) que les gypses supérieurs n'existent pas. S'il y en a entre Trias et Lias, ils s'y trouvent en « avance tectonique », par suite d'un processus d'injection ⁽³⁾.

A. — LES QUARTZITES

Offrent ici leur développement habituel. Ce sont des grès épais, à grain fin, recristallisés, blancs, parfois roses ou violacés, passant à leur base au Verrucano par des termes à grain moins fin, avec dragées de quartz rose ou rouge. Exceptionnellement on trouve associés aux quartzites, à

⁽¹⁾ Toutefois cette attribution d'âge n'avait été prouvée que dans les zones externes par la position de ces gypses sous les couches à *Avicula contorta* du Rhétien.

⁽²⁾ Bien qu'elles y soient excessivement rares.

⁽³⁾ Ceci est vrai pour le Briançonnais. Dans la zone subbriançonnaise, ce sont au contraire les gypses inférieurs qui manquent. Le vrai niveau se trouve au sommet du Trias.

leur partie supérieure, des argilolites très durs, à gros grains de quartz saillants (vallon montant de la cabane de Clot-la-Selle au col de Tramouillon).

L'épaisseur de ces quartzites est importante, de l'ordre de 200 mètres, mais ils sont fréquemment laminés. Leur allure est massive, mais la stratification se lit nettement de loin sur les parois verticales. Quand ils ont été très laminés, leur altération mécanique se manifeste par une grande fragilité sous le marteau, une teinte d'un blanc mat, avec nombreuses mouchetures ferrugineuses (col d'Anon).

Bien que l'on n'ait aucun argument paléontologique pour les dater ⁽¹⁾, leur âge n'a jamais fait l'objet de discussions, tous les auteurs sont d'accord pour en faire du *Werfénien inférieur*. Notons en passant que ces quartzites participent au même cycle sédimentaire que les conglomérats du Verrucano. La limite entre Permien et Trias est impossible à préciser.

Au point de vue paléogéographique, rien ne permet d'affirmer qu'il s'agisse d'une formation marine ⁽²⁾. Au contraire, succédant à des faciès désertiques et précédant une phase lagunaire, ces quartzites peuvent être considérés aussi bien comme le résultat d'une sédimentation éolienne. De fait, certains bancs, surtout au sommet de la formation, sont très riches en oxyde de fer, ce qui leur donne une teinte rouge foncé, caractéristique des milieux continentaux.

Rappelons que ces quartzites sont parcourus à la sortie de la gorge du Fournel, près de l'Argentière, par un filon de *galène argentifère* exploité à plusieurs reprises, depuis l'époque romaine jusque vers 1870, et qui a donné son nom à l'agglomération voisine.

Il s'agit évidemment d'un filon hydrothermal dont la mise en place appartient au cycle alpin, comme pour les mines de la Plagne et de Pesey, en Tarentaise. Mais le filon se présente ici un peu différemment : il recoupe orthogonalement les strates alors qu'il leur est parallèle à la Plagne et à Pesey.

On trouvera des détails concernant la disposition de ce filon dans une note ancienne de M. BAUDINOT, note qui n'a rien perdu de sa précision (*Bull. Soc. Géol. de France*, 2^e série, t. 18, 1861, p. 791).

B. — L'HORIZON DES GYPSES, CARGNEULES ET SCHISTES VERSICOLORES

Il est exclusivement formé de roches tendres et détermine toujours dans la topographie des « vires », si les couches sont horizontales ou des « couloirs » si elles sont verticales.

A vrai dire, les gypses et cargneules ne se rencontrent qu'exceptionnellement en place. On ne peut guère citer les cargneules en place que dans la basse vallée du torrent de Tramouillon, au sud du Pouit, et des gypses seulement dans le Coumbal des Feuillaras, à l'ouest de l'Argentière, au débouché de la vallée du Fournel, rive droite, et dans les Bois du Testasson, près de Queyrières.

Le plus souvent, les gypses ont quitté leur horizon primitif et, associés à des écailles diverses, jalonnent des zones de dislocation (vire de la Bertrande, sous la Tête d'Oréac — bas torrent du Crouzet, sur la rive droite du Fournel — Clot du Seigneur au col d'Anon, où les profonds entonnoirs de dissolution ont reçu le nom populaire de « crozes », et surtout environs des Terrasses de Réotier, où se creuse un entonnoir de dissolution particulièrement important).

Si, le plus souvent donc, cet horizon moyen ne montre pas de gypse et de cargneules en place, par contre il est à peu près toujours représenté par des schistes tendres, versicolores (jaunes, verts ou rouges), à surface satinée et brillante, alternant avec des bancs dolomitiques jaunes ou roux, d'allure membraneuse, lardés de filons de calcite.

⁽¹⁾ Sauf des Myophories indéterminables, dans un galet de quartzite de la brèche infraliasique du col du Bonhomme (Savoie) [voir W. KILIAN et J. REVIL, 1908, p. 171]. Cette découverte n'apporte aucun renseignement précis en raison de l'ignorance où nous sommes de l'origine de ce galet.

⁽²⁾ La présence de ripple-marks n'apporte aucun élément de discrimination.

Une bonne coupe nous en est donnée par le chemin allant du hameau de la Casse au Bois du Bouchet, au sud-ouest de Champcella, au lieu dit le Passet; au-dessus des quartzites, viennent successivement :

Schistes luisants, gris, tachés de rouille;
Schistes jaunes, froissés, avec amandes de calcite;
Schistes verts et violets, à filonnets de calcite.

Ces différents termes ⁽¹⁾ ont des épaisseurs très variables, même considérés sur une faible distance horizontale de l'ordre de 1 à 5 mètres. L'épaisseur du tout ne dépasse pas 15 à 20 mètres.

Dans la crête de Gaulent, ce sont des schistes noirs qui prédominent, d'allure un peu craquelée (exactement comme ceux qui, au col d'Anon, accompagnent les gypses).

On peut, avec F. ELLENBERGER, dater ce niveau du Werfénien supérieur.

C. — LES CALCAIRES TRIASIQUES

D'une puissance de 2 à 300 mètres, ils forment l'ossature de tout le massif et par leurs grandes falaises jouent le principal rôle orographique.

Ils débutent régulièrement à leur base par des calcschistes en petits bancs de quelques centimètres d'épaisseur, portant à leur surface des vermiculations bleu sombre, sortes de pistes entrecroisées. Les petits bancs sont séparés par des délits schisteux jaunâtres ou noirs.

Ces *calcschistes vermiculés* forment un niveau facilement repérable et très caractéristique de la base des calcaires triasiques ⁽²⁾.

Ce niveau est dépourvu de fossiles; on sait qu'en Vanoise, au contraire, F. ELLENBERGER y a trouvé une faune du *Virglorien inférieur*.

Au-dessus vient l'énorme masse des calcaires triasiques, nettement stratifiés, mais parfois en très gros bancs; la patine est grise, la cassure grise ou noire, parfois un peu spathique; il est très difficile alors de les distinguer de certains calcaires du Dogger. Ils montrent souvent de petites taches ou de petites croûtes siliceuses jaunâtres qui représentent peut-être des débris d'organismes (*Diplopores*) rendus méconnaissables par recristallisation.

Des anneaux isolés d'algues calcaires (*Diplopora* cf. *annulata* Schloth.) sont parfois reconnaissables, mais restent toujours rares (falaise des Ponces, au sud de Roche-Charnière, vieux chemin du Chambon à l'usine de Rame-Freissinières, dans les éboulis de la Roche de la Séa ⁽³⁾ ⁽⁴⁾). Les autres fossiles restent exceptionnels. Sur la face ouest de l'arête sommitale de Gaulent, sous le point coté 2709, j'ai pu récolter d'assez nombreux articles d'*Encrinus* cf. *liliiformis* V. Schloth, sp.

Ces faits permettent d'attribuer les calcaires au *Ladinien*. D'après les études de F. ELLENBERGER pour la Vanoise, il est probable que les calcaires triasiques englobent aussi le *Virglorien supérieur*. Cet horizon est en effet représenté dans cette dernière région par plusieurs niveaux à faune abondante, superposés aux calcschistes vermiculés. Ces niveaux ne sont pas reconnaissables ici, et doivent être inclus indistinctement dans la masse des calcaires sus-jacents, car aucun arrêt de sédimentation n'est visible à la partie supérieure des calcschistes vermiculés.

Les calcaires triasiques deviennent vers le haut de plus en plus dolomitiques et le sommet de la série n'est plus formé que de *dolomies*, avec des zones schisteuses.

Un certain nombre de bonnes coupes vont nous permettre de préciser cette série.

⁽¹⁾ La route du Fournel montre une coupe pratiquement analogue.

⁽²⁾ C'est pour cette raison que, sur la carte au 1/20 000 jointe à ce travail, nous avons groupé cet horizon avec celui des cargneules et schistes versicolores. Même en l'absence de ces derniers, on peut ainsi, sur la carte, orienter la masse des calcaires triasiques sus-jacents.

⁽³⁾ Les *Diplopores* y ont été découvertes par M. LEMOINE.

⁽⁴⁾ A ces gisements il convient d'ajouter celui de Plan de Phasy, découvert par J. RICOUR, dont les *Diploporidées*, non encore déterminées, appartiennent à une autre espèce, probablement même à un autre genre.

I. — NAPPE DE CHAMPCELLA

Nous prendrons comme coupe-type, celle que donne le vieux chemin allant de la Chapelle de Rame au Chambon de Champcella.

De bas en haut :

1^o Succession sur 150 mètres d'épaisseur, de grosses barres calcaires, compactes, à stratification peu nette et de lits plus tendres, mieux stratifiés. Cet ensemble disparaît sous les alluvions à sa base;

2^o Calcaires moins compacts, où la stratification est soulignée par un très fin rubanement (aspect « varvé »), 20 mètres;

3^o Calcaires en bancs compacts, épais, à stratification peu nette, se chargeant progressivement de dolomie, avec zones siliceuses en fines lamelles parallèles à la stratification, groupées en « es-saims », 50 mètres;

4^o Dolomies grises, bien cristallisées, découpées à l'affleurement en petits polyèdres à arêtes coupantes, ce qui donne à l'ensemble une allure déchiquetée. Ces dolomies sont en général couvertes d'un lichen noir qui leur donne une patine sombre, 15 mètres;

5^o Dolomies gris clair, à cassure mate, à grain excessivement fin, à patine presque blanche, donnant au sommet de la falaise triasique une bande claire visible de loin. Ces dolomies sont presque toujours bréchiques, 20 mètres. Pas de limites nettes également avec les termes voisins.

6^o De nouveau, dolomies à patine sombre, largement cristallisées, avec nombreuses mouchetures jaunes très fines, 20 mètres;

7^o Minces bancs de dolomies jaunâtres en surface, grises en cassure, à réticulations siliceuses, alternant avec des schistes argileux jaunâtres et grisâtres. Ces couches tendres déterminent le replat qui s'étend entre les lieuxdits Coufourent et les Achards, où elles sont couvertes de moraines. Épaisseur probable de 20 à 30 mètres, mais très variable.

Cette dernière formation devient un peu bréchique au sommet, comme s'il y avait eu remaniement sur place de ces mêmes produits. Puis elle est directement surmontée par le Dogger transgressif.

En résumé, le sommet de la falaise triasique est facilement repérable de loin par son rubanement blanc et noir, au-dessus duquel vient une vire ou un replat, presque toujours garni de moraines, correspondant aux dolomies et schistes terminaux.

Des coupes semblables se montrent en de nombreux autres points (par exemple au Serre de la Garde, fig. 2 a).

INTERPRÉTATION DES DOLOMIES

Les plus récentes (niveau 7) révèlent au microscope une structure microgrenue ou même crypto-cristalline, sans aucune différenciation. L. CAYEUX (1935) a montré que de telles dolomies avaient en général une origine lagunaire, ce que corrobore leur alternance avec des lits argileux sans débris organiques. Ces lagunes témoignent de la régression marine de la fin du Trias.

Les dolomies sous-jacentes sont d'interprétation plus complexe (J. DEBELMAS, 1952) :

1. *Dolomies à patine sombre.* — Leur examen permet de se rendre compte que la dolomitisation est ici postérieure au dépôt. On y observe en effet fréquemment des zones diffuses d'allure oolitique. Cette structure est inconnue dans les sédiments dolomitiques. Mais l'examen microscopique

montre que ces pseudo-oolites ne sont que des amas d'impuretés apparaissant sous la forme de grains noirâtres et qui ne montrent jamais la structure concentrique caractéristique des véritables oolites. Ces amas d'impuretés sont traversés par les grands cristaux de dolomie qui forment la « pâte » de la roche. Ces taches marquent donc la place d'éléments préexistants à la dolomie (grumeaux ou débris calcaires roulés) aujourd'hui uniquement silhouettés par les impuretés qu'ils renfermaient (1).

De la même façon on peut y retrouver le « fantôme » de Foraminifères qui se présentent ainsi comme des bandes superposées et parallèles, de diamètre progressivement décroissant.

Ces faits, joints à la découverte d'une Myophorie dans ce niveau, montrent que nous avons affaire à un ancien calcaire marin, par places finement granuleux ou à petits débris roulés, entièrement épigénisé par la dolomie.

2. Les dolomies à patine blanche.

— Montrent au contraire au microscope une structure cryptocristalline sans différenciations, évoquant un sédiment lagunaire. Mais on peut remarquer qu'elles passent de façon tout à fait continue en général, aux dolomies à patine sombre qui les encadrent, et cette zone de passage n'est pas toujours parallèle à la stratification, ce qui explique les variations considérables d'épaisseur de cette zone qui peut même dans certains cas se présenter comme des lentilles distinctes incluses dans les dolomies à patine sombre.

Ces faits amènent à conclure qu'il s'agit également de zones épigénisées, comme dans le cas précédent, mais ayant « réagi » différemment à l'épigénisation, ce qu'a confirmé l'existence de Diplopores dans ce niveau (falaise des Ponces, au sud de Roche-Charnière). Comme d'autre part ces dolomies sont liées de façon à peu près constante à des brèches, sur lesquelles nous aurons l'occasion de revenir, on peut admettre qu'elles traduisent comme ces dernières, des accidents du fond marin consistant, comme nous le verrons, soit en émergences

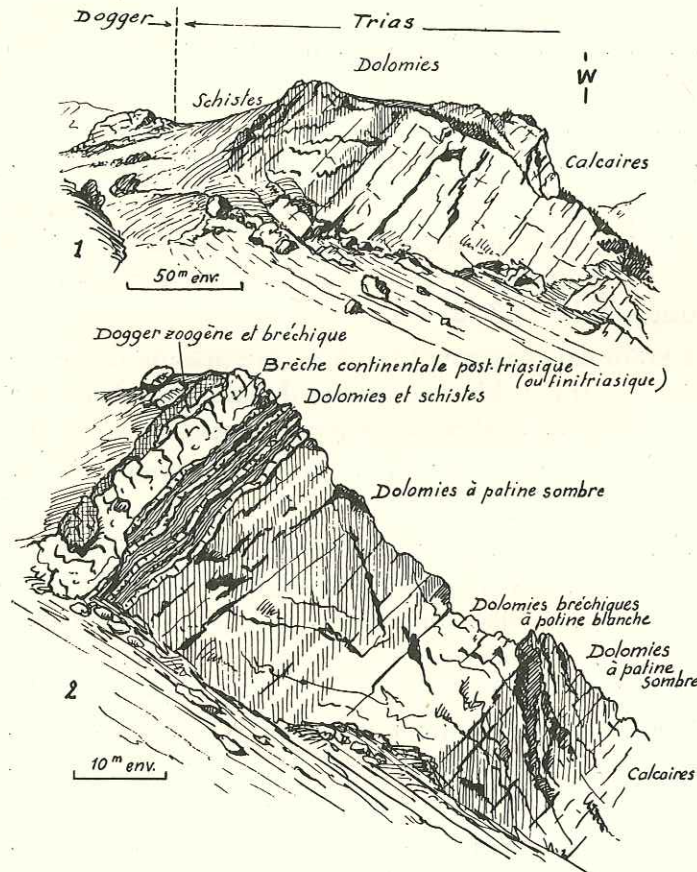


FIG. 2. — Deux coupes dans le sommet du Trias

- a. Serre de la Garde, extrémité sud-est (crête de la Roche Rouge), vu de Pallon
- b. Crête de l'Aguilas, au-dessus de Clot-la-Font, sur le versant est du massif de la Tête-de-Gaule

locales, soit en remaniements de ce fond par les courants. Outre la formation de brèches, le résultat de ces accidents était de créer un mode de sédimentation spécial, ou plus généralement des conditions physico-chimiques anormales dans ce milieu, conditions qui ont ouvert la voie à une épigénisation de type différent.

Cette dolomitisation de la fin du Trias est liée à l'individualisation du géanticlinal briançonnais. L. CAYEUX a déjà insisté (2) sur la juxtaposition du phénomène de dolomitisation, avec les

(1) De tels phénomènes ont déjà été décrits par L. CAYEUX dans les dolomies jurassiques des Pyrénées (1935, p. 387). Voir figure dans J. DEBELMAS (1952).

(2) A propos du Crétacé supérieur du Bassin de Paris et du Portlandien du Jura.

ruptures d'équilibre sous-marines accompagnant la formation de rides anticlinales. Il y a là matière à penser que cette dolomitisation a suivi de près le dépôt du sédiment primitif ⁽¹⁾.

AGE DE CES DOLOMIES

Les dolomies à patine sombre ont fourni dans la vallée du torrent de Tramouillon un exemplaire de *Myophoria Golfussi* V. Schloth., espèce classique de la Lettenkohle. On peut donc faire correspondre les dolomies succédant aux calcaires triasiques avec les classiques *Grenzdolomit* qui terminent cette Lettenkohle. Nous serions donc encore dans le Ladinien.

L'âge des dolomies minces et schistes associés qui terminent la série triasique est en revanche pratiquement impossible à connaître. Cette association traduit, comme nous l'avons vu, un milieu lagunaire, voire continental, qui peut correspondre au *Carnien* et au *Norien*. Il n'y a pas de *Hauptdolomit* et ces formations évoqueraient plutôt le *Raibl*.

II. — NAPPE DE ROCHE-CHARNIÈRE

Ici, les érosions post-triasiques ont été intenses, de sorte que le Dogger, le Malm ou les marbres en plaquettes ont profondément entamé la partie supérieure du Trias. Le niveau terminal des dolomies et schistes lagunaires a le plus souvent complètement disparu.

De plus, les zones de dolomie à patine sombre ou blanche auxquelles s'arrêtent en général les coupes du Trias dans cette nappe de Roche-Charnière sont beaucoup plus intriquées, avec une prédominance très marquée des zones blanches ⁽²⁾. Ce fait traduit une instabilité beaucoup plus grande du fond marin dans cette région, annonçant peut-être sa destinée future de première cordillère Briançonnaise.

Voici par exemple la coupe de la falaise des Ponces, au sud de Roche-Charnière :

Après les quartzites et une zone d'éboulis correspondant à l'horizon des cargneules et celui des calcschistes vermiculés, que l'on retrouve dans les éboulis, viennent :

1. Alternance de calcaires gris-bleu et de minces bancs de dolomies d'une trentaine de mètres d'épaisseur. Ces calcaires montrent des granulations oolitiques dolomitisées et de très fins septums dolomitiques (50 m).

2. Bancs calcaires à minces lits dolomitiques (de l'ordre du centimètre), souvent groupés en faisceaux. Un lit calcaire finement grumeleux (50 m).

3. Calcaires compacts, à traînées siliceuses et dolomitiques irrégulières (20 m), passant insensiblement à :

4. Bancs calcaires à lits siliceux minces, d'abord parallèles entre eux, groupés en « essaims »,

⁽¹⁾ On est obligé d'admettre que la dolomie provient de l'eau de mer. Le mécanisme de fixation sur le calcaire est encore peu connu. Toutefois il est bon de citer à ce sujet un article extrêmement intéressant de A. RIVIÈRE (1939) qui nous offre une possibilité de lier cette fixation de la dolomie à la diminution de profondeur générale de la fin du Trias, voire même aux accidents (hauts fonds, zones de courants) qui accompagnent la régression.

D'après cet auteur, l'eau de mer restée en contact prolongé avec du CO_3Ca pulvérulent, perd du magnésium, surtout quand le pH est maintenu à une valeur élevée (courant d'air privé de CO_2). Dans les sédiments calcaires se déposant sur les fonds calmes, jamais émergés, l'eau d'imprégnation circule lentement et ne se renouvelle pas. De plus, le pH diminue par augmentation de la teneur en CO_2 (provenant des actions biologiques). Ainsi l'eau de mer n'abandonne que peu de magnésium au sédiment, c'est le cas de la grosse masse des calcaires triasiques. Au contraire, dans les zones littorales ou en voie d'émersion, l'eau d'imprégnation est plus oxygénée. Le double échange peut se produire dans des conditions voisines de celles constatées expérimentalement. De plus, la photosynthèse des algues absorbe du CO_2 . Le pH atteint 9 et plus, conditions extrêmement favorables à la fixation du magnésium sur le calcaire.

⁽²⁾ Sous des actions tectoniques postérieures, ces dolomies ont pu recristalliser en éléments beaucoup plus gros, souvent colorés en rouge par de l'oxyde de fer. On observe une telle anomalie à la base de la falaise de Pierrefeu (série renversée), le long du canal de ce nom dans la vallée du torrent de Tramouillon, sous les chalets des Clauzas dans la vallée du Fournel, etc.

puis plus épais, passant à des rognons ovoïdes, parfois creux, à surface extérieure très irrégulière, striée; 20 mètres d'épaisseur environ.

7. Dolomies blanches ou gris noirâtre, bréchoïdes, à silifications fréquentes. Ce niveau m'a fourni un moule interne silicifié d'un petit Gastropode qui est peut-être *Worthenia humilis* J. Böhm⁽¹⁾, ainsi que des anneaux de Diplopores; 30 mètres d'épaisseur environ.

8. Plaquée contre ce dernier terme et le ravinant, vient une brèche dolomitique jaune dont nous aurons l'occasion de reparler.

Deux faits sont intéressants :

1. La présence de Diplopores dans les dolomies blanches. Il ne s'agit pas d'un fait isolé. M. GIGNOUX en a signalé aussi dans cette même formation, aux chalets inférieurs de Tramouillon, donc dans la même unité tectonique que celle de la falaise des Ponces (nappe de Roche-Charnière).

On peut donc voir, dans ces dolomies, du *Ladinien*, ce qui rejoint nos précédentes conclusions.

2. La présence de granulations oolitiques, épigénisées par la dolomie dans le niveau 3 de la coupe précédente. F. ELLENBERGER, en Vanoise, a trouvé également des formations identiques un peu au-dessus des calcaires vermiculés, avec une flore du Virglorien.

En quelques rares points de la nappe de Roche-Charnière, les dolomies blanches et sombres se complètent à leur sommet par des alternances de dolomies, calcaires et schistes, qu'ont épargné les érosions postérieures et qui rappellent les formations analogues qui terminent le Trias dans la nappe de Champcella. Un premier affleurement existe au-dessus de Clot-la-Font, sous la Tête de Gaulent (V. fig. 2b), un autre est situé au sud-ouest du Ponteil, sur la rive gauche d'un petit ravin affluent nord du torrent du Rivet, un peu au-dessus du chemin qui va de Bouffard dans les bois de Roche-Charnière.

On a là sur 5 ou 6 mètres la succession suivante, de haut en bas :

1. Schistes argileux luisants, à rubéfections ferrugineuses.
2. Mince banc de calcaires à patine gris noirâtre, à section blonde, spathique; les surfaces altérées montrent des sections silicifiées ou dolomitiques de nombreux organismes, surtout des Gastropodes⁽²⁾. Ces bancs alternent avec des lits dolomitiques.
3. Lits dolomitiques à patine rousse se débitant en plaquettes de 3 à 4 centimètres d'épaisseur.
4. Vire de schistes argileux luisants, ferrugineux.

Au-delà, viendraient les dolomies grises, à gros grain, à patine sombre avec zones blanches, analogues à celles de la falaise des Ponces, mais la série est ici amincie tectoniquement, car les dolomies à patine sombre reposent directement sur les quartzites. Liée d'ailleurs à cette tectonisation, se montre, à la base des dolomies précédentes, une zone recristallisée rouge violacé, rappelant celles dont nous avons précédemment parlé.

La détermination des fossiles du niveau 2 est très difficile en raison de leur mauvais état de conservation. Néanmoins il m'a été possible de reconnaître un *Pecten* du groupe *Entolium discites* V. Schloth. sp. Les formes de ce groupe se rencontrent principalement dans le Muschelkalk mais elles montent jusque dans le Carnien.

⁽¹⁾ Cette espèce n'est malheureusement pas caractéristique, allant du Ladinien au Carnien supérieur, mais elle est surtout liée aux calcaires de la Marmolata, du *Ladinien*.

⁽²⁾ Des essais de dégagement à l'acide acétique, suivant la méthode de F. ELLENBERGER, ne m'ont donné que des débris roulés indéterminables.

Il s'y associe une faunule de petits gastropodes malheureusement indéterminables : *Omphaloptychia* (?), *Neritaria* (?), Fusidés (?), et quelques Brachiopodes (Térébratulidés).

Ainsi le Trias s'arrêterait ici au *Ladinien* ou peut-être au *Carnien inférieur*.

On peut donc résumer sa stratigraphie de la manière suivante :

- 1° Quartzites : *Werfénien inférieur*;
- 2° Cargneules et schistes versicolores : *Werfénien supérieur*;
- 3° Calcaires vermiculés : *Virglorien inférieur*;
- 4° Alternance de bancs calcaires et dolomitiques avec niveaux oolitiques (le plus souvent ce terme ne peut être distingué dans la masse des calcaires triasiques) : *Virglorien supérieur*;
- 5° Masse principale des calcaires; dolomies compactes à patine sombre ou blanche : *Ladinien* (peut-être en partie seulement);
- 6° Alternance de dolomies et schistes : *Ladinien supérieur* et peut-être *Carnien*.

Le *Norien* manquerait.

L'absence de *Norien* nous amène à examiner le sommet du Trias dans la nappe de Peyre-Haute, puisque dans cette unité, le Rhétien est présent et quelques coupes montrent un passage continu (au moins en apparence) de cet étage au Trias.

III. — NAPPE DE PEYRE-HAUTE

Le Trias y est réduit à ses calcaires et dolomies, puisque cette nappe s'est décollée au niveau des gypses.

Nous nous bornerons à décrire les coupes qui permettent d'étudier le passage du Trias au Rhétien.

La plus nette est celle découverte par M. GIGNOUX (1929 *a*) sous le hameau du Villard, au-dessus et à l'est de Saint-Crépin. Elle montre la succession suivante de bas en haut :

1. Bancs de dolomies à patine blanche du Trias;
2. Bancs de dolomie jaune à surface verruqueuse (50 cm);
3. Schistes violets (20 cm);
4. Bancs de dolomie à patine jaune (30 cm);
5. Schistes violets (20 cm);
6. Gros banc de calcaire bleu à cassure noire. Traces d'organismes à son sommet, annonçant les véritables lumachelles (1,50 m);
7. Dolomie à patine jaune (60 cm);
8. Schistes jaunes, avec quelques minces bancs dolomitiques (1 m);
9. Lentille d'un calcaire bleu, à cassure noire, à surface supérieure corrodée, les cavités étant enduites de dolomie jaune. Elle s'effile et disparaît entre les termes 8 et 10. Son épaisseur atteint 50 centimètres au maximum;
10. Dolomie jaune (50 cm);
11. 2 à 3 mètres de schistes jaunes, verts ou violets, avec minces bancs dolomitiques à patine rousse, mamelonnés en surface, à enduit noir luisant.
12. Banc dolomitique jaunâtre (60 cm);
13. Zone schisteuse et noduleuse, jaune, violette, verte ou noire, avec bancs de dolomie jaune (4 à 5 m);
14. Lumachelle calcaire bleue en petits bancs, dont certains à surface mamelonnée, à patine rousse. Rhétien typique.

Les premiers termes de cette succession évoquent tout à fait une sédimentation lagunaire

avec apports continentaux. L'apparition à divers niveaux de lits calcaires lumachelliques peut indiquer le retour progressif des influences marines.

Ce changement dans la nature et les conditions de sédimentation à la fin du Trias, semble parfois se faire de façon plus brusque, et semble aussi avoir été accompagné d'une certaine activité tectonique (microbrèches); c'est ce qui apparaît dans une autre zone de passage visible en bordure de la route du Villard à Saint-Crépin, au passage d'un talweg situé au-dessous et à l'ouest des maisons du hameau de Cadoutre. On voit là :

1. Les dolomies blanches du sommet du Trias. Elles montent obliquement et se continuent à leur base par des calcaires triasiques francs, formant un petit rocher saillant au sud-est de Cadoutre.

2. Schistes violets, parfois tachés de vert, microbréchiques par places (1 à 2 m).

3. Dolomies jaunes (1 m), couronnées par un banc calcaire bleu noir, à patine jaune roux, lumachellique. Vient ensuite une zone confuse dans le fond du talweg.

4. Alternance de bancs dolomitiques de 50 centimètres d'épaisseur, gris jaunâtres, avec des calcaires lumachelliques et des schistes noirs (1 à 2 m).

Des coupes analogues seraient encore visibles plus au nord-est, dans la vallée du torrent de Prareboul, entre le Clot du Villaron et le hameau des Plataréous, près des Martins, ainsi que dans un petit vallon qui descend au nord des Guions, vers le replat du hameau des Guions. Toutefois, en ces deux derniers points, les affleurements sont plus ébouleux ou en partie masqués par la végétation.

En résumé, dans la nappe de Peyre-Haute, le régime marin ne dépasse pas le Carnien. A la fin du Trias, la région correspondant à cette future nappe, est presque émergée ou en régime lagunaire. Le Norien peut donc être représenté par une partie des dolomies et schistes versicolores sous-jacents au Rhétien proprement dit. Celui-ci montre le retour d'influences marines.

LES BRÈCHES DU TRIAS

Les brèches sont fréquentes dans les niveaux supérieurs dolomitiques et ont été presque toujours considérées par les anciens auteurs comme jurassiques, en particulier par W. KILIAN qui y voyait des formations analogues à la célèbre brèche du Télégraphe, attribuée alors au Lias.

On peut les ramener à quatre types principaux (J. DEBELMAS, 1953 a) :

A. *Brèches par intrusion et éclatement*⁽¹⁾, ainsi dénommées par M. GIGNOUX et M. AVNIMELECH qui ont donné (1937) une explication de leur origine. Au cours de la diagenèse du sédiment, la cristallisation de certaines zones calcaires, mais le plus souvent dolomitiques, détermine vers ces zones une migration de calcite ou de dolomie qui provoque un véritable éclatement du sédiment. Ces brèches montrent donc des éléments anguleux de même nature, sans aucune trace d'usure, et de taille très variée, rappelant ceux d'un puzzle, dont le rapprochement permettrait presque la reconstitution de la roche primitive.

B. *Brèches résultant du remaniement du fond marin.*

Leur patine est en général claire; d'ailleurs, ces brèches sont toujours en relation avec les couches blanches du sommet du Trias.

Les éléments sont à contours plus ou moins anguleux, de taille très variable, de couleur blanche ou gris clair, parfois rubanés et se détachant peu sur un fond également blanchâtre.

⁽¹⁾ Il semble bien que ce soient les « brèches de substitution » de L. ROYER (1938).

Le microscope montre que ciment et éléments appartiennent au même sédiment. On peut y trouver des débris de Foraminifères que l'épigénisation dolomitique n'a pas fait complètement disparaître. Il s'agit donc du remaniement par les courants sous-marins, en eaux peu profondes, de vases dont la diagénèse avait commencé mais ne consistait qu'en un simple durcissement. Les parties dissociées et séparées du fond étaient ensuite englobées dans une nouvelle couche de vase. On pourrait donc comparer ces brèches à celles du Tithonique dauphinois dont l'aspect est voisin. Ainsi peuvent s'expliquer un certain nombre de brèches triasiques de ce type, qui montrent des éléments arrondis comme de véritables galets.

Dans d'autres cas, la faible usure des éléments permet au contraire de se demander si les courants sous-marins sont seuls responsables. Peut-être pourrait-on penser alors à des phénomènes de dessiccation de la vase à la suite d'émersions temporaires. L'origine de ces brèches pourrait, dans ce cas être comparée à celle des brèches multicolores du Purbeckien ⁽¹⁾.

Nous avons vu que ces ruptures d'équilibre du fond marin avaient en même temps déclenché la dolomitisation du sédiment primitivement calcaire.

C. Brèches tectoniques (mylonitiques).

Dans les empilements d'écaillés de dimensions réduites, le Trias supérieur dolomitique est souvent entièrement transformé en ce type de brèches. Dans les ensembles triasiques d'une plus grande continuité, seules les parties voisines des zones de dislocation ou de friction montrent ce faciès. Sur un fond blanchâtre ou grisâtre, parfois souillé d'oxyde de fer, se détachent de petits polyèdres de dolomie grise, beaucoup plus petits et espacés que les éclats de dolomie des brèches « par intrusion et éclatement » avec lesquelles les brèches tectoniques peuvent être parfois confondues.

De plus, les polyèdres sont ici à contours plus réguliers, moins anguleux. On ne peut plus en général reconstituer le puzzle, car il manque aux éléments de la brèche, trop de la matière qui a recristallisé ⁽²⁾ dans le ciment après le broyage de la roche primitive. Le ciment est fréquemment friable, les éléments de la brèche sont alors mis en saillie sur les faces exposées à l'air.

D. Brèches sédimentaires continentales (postérieures à l'émersion fin-triasique).

Nous arrivons là à un ensemble de formations d'allure diverse, tout à fait différentes des précédentes, mais dont le caractère commun est de raviner le sommet du Trias. Ces brèches ont très souvent été prises pour le conglomérat de base du Dogger ou des marbres en plaquettes.

On peut les ramener à deux types principaux :

Premier type. — On peut partir d'une coupe prise dans le bas torrent de l'Ascension, un peu en amont du pont du Villars.

Le sentier qui suit le torrent, rive droite, après un trajet sensiblement rectiligne, décrit quelques lacets. A l'origine de ceux-ci, on observe la succession suivante (voir fig., 5 partie droite de la coupe), de haut en bas :

1^o Barre de calcaire du Dogger, avec, à sa base, un conglomérat de transgression, épais de 0,20 mètre à 1 mètre, dont les galets, bien roulés, sont uniquement triasiques et dont le ciment est formé par le calcaire jurassique zoogène;

2^o Brèche à patine rousse ou jaune, à éléments uniquement triasiques, presque exclusive-

⁽¹⁾ Au sujet de ces brèches, voir E. JOUKOWSKY et J. FAVRE, Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute-Savoie), *Mém. Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève*, vol. 37, 1913, et A. CAROZZI, Étude stratigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura suisse, *Arch. des Sc.*, 1, 1948, p. 211-375.

⁽²⁾ Remarquons d'ailleurs que cette recristallisation, une fois amorcée, a pu ensuite se poursuivre par migration constante de dolomie, comme dans les brèches « par intrusion et éclatement » et que, par suite, certains éléments ont pu encore être divisés par ce mécanisme. C'est là un phénomène secondaire qui n'est pas spécial à ces brèches tectoniques. Des brèches de remaniement du fond marin, par exemple, montrent parfois des éléments fragmentés et dissociés ultérieurement par ce phénomène.

ment dolomitiques, de toute taille, mais toujours anguleux. Le ciment est argileux. Vers le haut cette brèche renferme un gros banc de dolomie, qui n'est probablement qu'un bloc énorme de la brèche.

Les réticulations siliceuses ne sont pas rares, intéressant aussi bien éléments que ciment.

Vers la base, cette brèche prend une teinte plus grise. Épaisseur totale : 20 mètres environ.

3° Niveau de schistes noirâtres et bréchiques sans limites nettes avec les termes encadrants (1 à 2 m);

4° A nouveau brèche grise à éléments uniquement dolomitiques. Elle disparaît bientôt sous les éboulis en bordure du chemin, mais plus haut dans la pente, on voit ce terme reposer sur les dolomies sommitales du Trias.

Ainsi, les termes 2, 3 et 4 se distinguent à la fois du Dogger qui est transgressif au-dessus d'eux, et du Trias dont ils semblent former une carapace d'altération.

Une coupe analogue s'observe un peu en aval, au Villars, plus exactement au lieudit les Balmes.

La falaise de ce nom est formée par les calcaires massifs fossilifères du Dogger, montrant à leur base des schistes charbonneux qui marquent la transgression de cet étage.

Or le tout repose sur un énorme amas de dolomies grises bréchiques, identiques à celles que nous venons de décrire plus en amont dans ce ravin du torrent de l'Ascension et reposant aussi sur les dolomies à patine sombre habituelles du sommet du Trias.

Des ébauches de stratification à la base de ce complexe rappellent les alternances de dolomies et schistes qui terminaient normalement la série triasique, mais qui seraient ici très remaniés. Vers le haut par contre, l'ensemble tend à devenir de plus en plus bréchique, voire même microbréchique, avec apports d'éléments calcaires.

Le ciment est toujours argileux, mais souvent coloré en jaune vif ou en roux par les oxydes de fer.

Ce dernier caractère évoquant un milieu continental se retrouve en d'autres points, par exemple au lieudit la Charbonnière, à 200 mètres au nord-ouest de Champcella.

En résumé, ces quelques exemples nous montrent l'existence, au-dessus des formations régulières du Trias, d'une épaisse série détritique bréchique, résultant principalement du remaniement en milieu continental des bancs de dolomies et schistes par lesquels se terminait le Trias.

Au-dessus de ce complexe bréchique, la transgression du Dogger (avec conglomérat de base ou lentilles charbonneuses) est nette et brusque.

Deuxième type. — Les aspects les plus nets se voient le long de la route de Champcella à Chanteloube. Là, en trois points différents, au lieudit Peyre-Grosse (au nord-est de Champcella), sous le point 1253 de la Gardette (colline dominant à l'est le village de Champcella) et enfin près du hameau des Pasques (fig. 3), apparaît une brèche différente du type précédent. Elle ravine le sommet du Trias dans des poches étroites de quelques mètres de diamètre, mais allongées verticalement, et qui recouper, comme à l'emporte-pièce, les dolomies triasiques.

Leur couleur est jaune vif ou roux et tranche nettement sur le fond gris ou noir des dolomies. Leur cassure est au contraire toujours grise ou gris verdâtre.

Les éléments, uniquement triasiques, sont toujours très anguleux et de nature variée, dolomies, calcaires, schistes, silex blancs et noirs. Leur taille varie également de la fraction de millimètre à plus d'un décimètre ⁽¹⁾. Les silicifications épigéniques y sont constantes, traversant indifféremment éléments et ciment, ou les deux à la fois sans interruption.

⁽¹⁾ Dans les zones où cette brèche a été laminée, les gros éléments sont aplatis et allongés, parfois même flexueux; les petits, écrasés, forment une pâte schisteuse, satinée, gris verdâtre. Certaines portions de la brèche finissent ainsi par évoquer grossièrement les assises bréchoïdes des marbres en plaquettes. On pourrait alors confondre cette brèche avec le conglomérat de base du Crétacé supérieur. Peut-être est-ce là l'origine des affleurements minuscules de ce terrain indiqués sur la nouvelle édition de la feuille Gap, vers Barrachin et Chanteloube, à la surface du Dogger (en réalité calcaire triasique).

Au microscope, on ne distingue pratiquement pas de ciment; les éléments les plus gros sont soudés les uns aux autres par une purée faite des plus petits. Tout au plus, un film de dolomie cristallisée joint les différents constituants.

En certains points, un ciment argileux abondant se montre. Par places, de véritables lits d'argile épais de plusieurs décimètres apparaissent ⁽¹⁾, montrant souvent des rubanements contournés qui évoquent tout à fait d'anciennes coulées boueuses.

Les dolomies dans lesquelles sont creusées ces poches sont surmontées par une brèche continentale grise ou jaune du premier type. Il n'est malheureusement pas possible d'en voir les rapports avec celle qui remplit les poches, à cause des éboulis et de la végétation, ou peut-être aussi parce que ces poches creusées dans les dolomies peuvent ne pas se trouver jusqu'à leur débouché supérieur dans le plan correspondant à la surface d'érosion, mais être recoupé par celui-ci.

Il s'agit certainement d'un seul et même ensemble.

D'ailleurs, en de nombreux points, cette brèche jaune à réticulations siliceuses, ne se trouve plus incluse dans des poches étroites, mais couvre des surfaces plus vastes, où on la voit tout de même raviner les dolomies. Cela se voit par exemple au nord du lieudit Barrachin (nord de Chanteloube), au sommet de la falaise dominant la Durance, près du couloir herbeux orienté nord-sud, qui descend doucement jusqu'à la rivière — dans le massif de Gaulent, à Clot-la-Selle, et sur la face est de la Tête de Gaulent, au-dessus de Clot-la-Font (voir fig. 2b) — dans le massif de Roche-Charnière, à Roche-Charnière même, dans la falaise des Ponces, etc.

Autrement dit, il y a tous les intermédiaires entre les deux types de brèches que nous venons d'étudier. Nous avons vu d'ailleurs qu'une brèche jaune à réticulations siliceuses (deuxième type) couronnait la série des brèches dolomitiques grises (premier type), sous le conglomérat de base du Dogger, dans la basse vallée du torrent de Tramouillon, en amont du pont du Villars.

J'interprète ces brèches de l'un et l'autre type, comme le résultat du remaniement par les eaux de ruissellement des débris de toute sorte qui recouvraient la plate-forme triasique après son émergence. Des coulées boueuses pouvaient alterner avec l'apport de blocs de toute taille et de toute nature.

L'épaisseur de ce niveau varie de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres dans un même affleurement. C'est là un caractère classique de la sédimentation continentale, lié à l'existence de zones d'épandage plus ou moins distinctes les unes des autres. Naturellement, ces produits d'altération, meubles, remplissaient outre les zones d'épandage, les fissures ou les avens qui s'ouvraient dans les calcaires. Ainsi s'expliquent les poches de dimensions réduites dont nous avons précédemment donné quelques exemples.

1. Dogger (calcaires zoogènes)
2. Formations continentales posttriasiques ou finitriasiques (Br. brèche)
3. Dolomies à patine sombre
4. Dolomies bréchiques à patine blanche

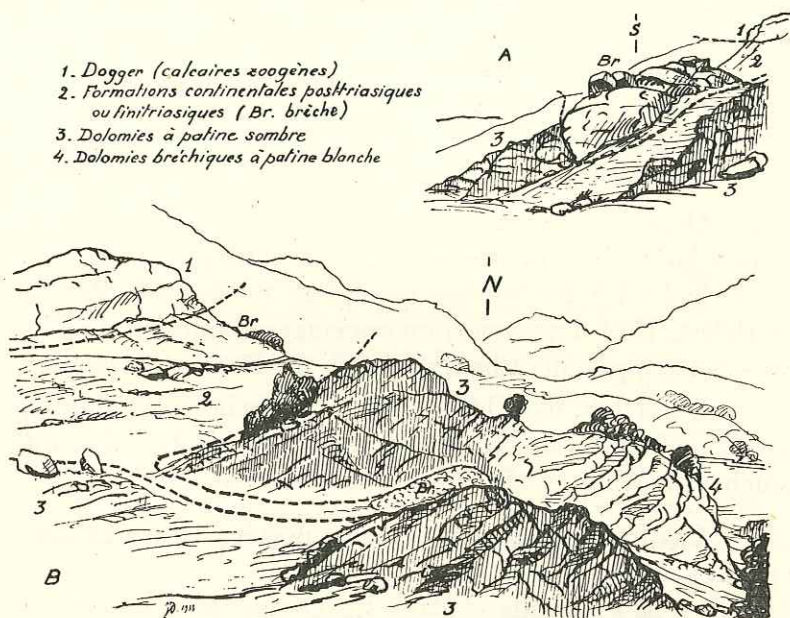


FIG. 3. — Formations continentales superposées au Trias

- A. Près de la route de Champcella à Chanteloube, sous le point coté 1253, au sud-est de la Gardette (colline dominant à l'est le village de Champcella)
 B. Près des Pasques, hameau de Chanteloube

⁽¹⁾ Ces schistes argileux jaunes se sont souvent infiltrés assez loin dans les fissures des calcaires dolomitiques triasiques, où ils forment, par places, des amas lenticulaires isolés et réduits.

L'âge exact de cette formation est difficile à préciser. Tout ce que l'on sait, c'est qu'elle commence au cours du Carnien et est antérieure au Dogger. On peut admettre que sa genèse a pu débiter immédiatement après l'émersion des calcaires dolomitiques qui a eu lieu au Carnien, et se poursuivre jusqu'à la fin du Trias, ainsi que pendant tout ou partie du Lias ⁽¹⁾.

Nous lui donnerons pour simplifier le nom de *brèche continentale post-triasique*.

Il est intéressant à ce sujet de se reporter au travail de O. RENZ (1935) sur les couches à *Mytilus* des Préalpes romandes. Cet auteur distingue sous les premières de ces couches, d'âge jurassique moyen, un ensemble de brèches dolomitiques, par places infiltrées d'un sidérolitique rouge-brun (« Bolus » des géologues suisses). Ces brèches semblent bien analogues à notre formation ⁽²⁾. La diversité des faciès semble être plus grande dans les Préalpes romandes puisqu'on y trouve aussi du charbon et des grès (qui ont fourni *Zamites Renevieri*) qui manquent par contre en Briançonnais.

O. RENZ date cet ensemble du Lias. En effet, partout où, dans les Préalpes romandes, le Lias normal forme le substratum des couches à *Mytilus*, la brèche dolomitique manque.

Or, c'est précisément ce qui s'observe en Briançonnais. Dans les séries où l'on connaît du Norien lagunaire, du Rhétien et du Lias (nappe de Peyre-Haute, par exemple, Lac de l'Ascension, Pic de la Tome), les brèches manquent totalement. Par contre, dans les unités plus orientales (pic de Balart, Béal Traversier) où ces étages manquent de nouveau, les brèches réapparaissent, comme dans les nappes de Champcella et de Roche-Charnière.

D'ailleurs, dans le Rhétien de la roche de la Moutière (nappe de Peyre-Haute), au-dessus du bassin de l'Oriou de Sainte-Marguerite, il semble bien qu'on ait, localement, des alternances de couches marines et de brèches continentales.

Ces formations continentales postérieures à l'émersion triasique nous amènent maintenant à parler des *poches d'argile sidérolitique* que l'on trouve aux environs de la roche de Rame (en particulier sous l'Aiguille et dans les gorges de Coufourant), de Pallon (Serre de la Garde, Roche Rouge, Roussac) et qui mettent des taches d'un rouge vif sur le fond gris clair des calcaires (aussi ces formations étaient-elles déjà connues d'E. GUEYMARD). Sous le climat actuel du Briançonnais, la genèse de ces produits d'altération ne paraît guère possible comme semblaient le croire P. TERMIER et W. KILIAN, opinion combattue par M. GIGNOUX (1936a). Il est par contre frappant de constater qu'ils apparaissent dans une unité que nous verrons être, à partir du Dogger, constamment immergée, jusqu'au bouleversement oligocène.

Aussi peut-on admettre qu'il s'agit là d'une argile de décalcification, véritable terra rossa, témoignant d'un régime karstique fini-triasique et probablement liasique, mais en tout cas antérieur au Dogger qui ne renferme jamais de semblables formations. La genèse de ce sidérolitique pourrait donc être contemporaine de celle des brèches continentales que nous venons d'étudier.

D'ailleurs, sous le Dogger à *Mytilus* des Préalpes romandes, dont l'analogie avec celui du Briançonnais n'est plus discutable, on retrouve, comme nous l'avons vu, des formations rouges à faciès sidérolitique (Bolus) qui remplissent les fissures des calcaires triasiques.

De même, en Vanoise, F. ELLENBERGER a cité (1949b) à la surface du Trias une croûte de sidérolitique dont le métamorphisme a localement effacé les caractères, mais qui ailleurs reprend son allure rouge, schisteuse, pénétrant dans les joints des calcaires triasiques.

On peut être surpris de ne pas trouver, plus ou moins colorées en rouge par remaniement de ces produits, les couches de base du Dogger (et F. ELLENBERGER a fait une remarque analogue en Vanoise). Mais on peut remarquer que le milieu marin du Dogger, au moins à ses débuts, était

⁽¹⁾ De fait, dans le Rhétien de la fameuse carrière du Pas du Roc, en Maurienne, on trouve, dans quelques niveaux, la trace d'apports de brèches dolomitiques qui rappellent tout à fait certaines des brèches continentales dont il est question ici, par exemple, celle de la Charbonnière de Champcella.

⁽²⁾ Où, de fait, on retrouve parfois exceptionnellement ce « bolus » (par exemple dans le haut bassin de Tramouillon, sous la crête de Gaulent).

très réducteur (lentilles charbonneuses). Il n'y a donc aucune impossibilité à ce que les oxydes de fer rouges aient été réduits en milieu sous-marin et transformés en sulfure de fer.

Par contre, lorsque dans d'autres unités tectoniques, on assiste à la transgression sur ce même Trias de la mer du Malm, mer dont le milieu n'était pas réducteur, on voit apparaître la coloration rouge des couches de base par remaniement de ces produits d'altération. Dans ce cas d'ailleurs, le sidérolitique n'est certainement plus seulement fini-triasique et liasique. Sa formation a pu se poursuivre pendant tout le Dogger.

En tout cas, dans la région étudiée ici, le sidérolitique est uniquement fini-triasique et liasique. Toutes les autres teintes rouges qui apparaissent plus haut dans la série sédimentaire sont, soit des « fumées » suivant l'expression de M. GIGNOUX (1936a) de formations continentales d'âge varié que nous ne rencontrerons pas dans les limites géographiques de cette étude, — soit la manifestation d'*hydro-climats oxydants*, n'impliquant aucune émergence préalable.

PALÉOGÉOGRAPHIE DU TRIAS

Au début de cette époque, les conditions de sédimentation prolongent celles du Permien. Le paysage devait être celui de dunes en bordure d'une côte sablonneuse (chaîne vindélicienne). Il n'est pas possible de délimiter ce qui revient au domaine marin et au domaine continental.

De sorte que les gypses et cargneules qui succèdent aux quartzites évoquent aussi bien une régression entre deux périodes marines que les premières manifestations d'une transgression. En effet, les calcaires triasiques vont se montrer comme des sédiments franchement marins, épicontinentaux. La mer était peu profonde, car des prairies d'algues y prospéraient, abritant une faune variée où dominaient les petits Gastropodes. De plus, on y retrouve des faciès finement grumeleux, voire pseudo-oolitiques. Certaines formations bréchiques peuvent s'expliquer comme le résultat de courants et d'émersions temporaires. Cette instabilité du fond marin prélude à l'émergence du Carnien et déclenche la dolomitisation épigénique des niveaux calcaires les plus élevés.

L'épaisseur totale des calcaires est considérable et évoque une subsidence continue, première manifestation du futur régime géosynclinal.

Au Carnien, une régression se manifeste. A l'ouest, dans la région correspondant aux futures nappes de Champcella et de Roche-Charnière, un bref régime lagunaire fait suite au régime marin franc, mais sans amener la formation de gypses ni de cargneules. Bientôt, le plateau triasique émerge complètement et forme un véritable karst que sculpte l'érosion et sur lequel commencent à s'accumuler des produits d'altération variés, éboulis, argiles rouges de décalcification qui vont s'insinuer dans les fissures des calcaires.

Par contre, à l'est, dans la région correspondant à la future nappe de Peyre-Haute, le régime lagunaire semble bien persister jusqu'à la fin du Trias, peut-être entrecoupé de brèves émergences, mais il n'y a pas formation de brèches.

LE LIAS

Jusqu'à présent, les conditions de sédimentation ont été assez uniformes. Les premiers mouvements alpins qui se manifestent à la fin du Trias, vont les diversifier.

1^o Dans la *nappe de Roche-Charnière* et celle de *Champcella*, c'est-à-dire dans le Briançonnais occidental, le Lias n'est pas représenté, sinon sous la forme d'une partie au moins des brèches jaunes dolomitiques qui ravinent le Trias.

2^o *Nappe de Peyre-Haute.*

a. Dans la coupe de la carrière de Saint-Crépin, il n'y a pas de Lias. Le Malm est directement

transgressif sur les calcaires triasiques qu'il corrode. Il est possible que le Lias ait existé, mais il aurait été détruit par érosion sous-marine (hard-ground à la surface du Trias).

b. Par contre, plus à l'est, il est régulièrement représenté, au moins sous la forme de Rhétien.

1. LE RHÉTIEN

Dans les limites de la région étudiée ici, ce Rhétien affleure principalement près du Villard de Saint-Crépin, où il a été découvert par W. KILIAN et revu ensuite avec plus de détails par M. GIGNOUX en 1928. Il détermine une zone de replats cultivés avec les hameaux des Guions et du Villard, au-dessus des abrupts de calcaires triasiques et de Malm qui descendent jusqu'à Saint-Crépin.

Presque partout recouvertes par la végétation, les assises rhétiennes ne se montrent qu'à la faveur des talus des chemins. Il est donc impossible d'en avoir une coupe complète.

Tout ce que l'on peut dire, c'est que cet étage comprend :

1° A sa base, une alternance de schistes noirs et versicolores et de bancs dolomitiques associés à quelques bancs calcaires bleu sombre, à patine rousse, à nombreux débris d'organismes indéterminables. Nous en avons déjà donné le détail.

Aux Hauts-Clos (à l'est des Guions), à la base de cette série, se trouvent des schistes noirs micacés, à faune d'affinités rhétiennes :

Taeniodon praecursor Schloenbach;
Cardita sp.

déjà signalée par M. GIGNOUX (1929a)

2° Au-dessus, se développe une monotone alternance de schistes noirs, de calcaires lumacheliques à patine rousse et cassure bleu sombre, de calcaires en petites plaquettes, à patine grise, souvent d'allure noduleuse ou pseudo-oolitique.

Malgré l'abondance des débris organiques, peu d'espèces sont déterminables. M. GIGNOUX (1929a) cite :

Dimyopsis intusstriata Emm.
Lima sp.
Cardita (cf. *austriaca* V. Hauer?);
Rhabdophyllia longobardica auct. (= *Calamophyllia rhaetiana* Koby);
Terebratula gregaria Suess;
Pinna sp.;
Sarcodon tomicus Plien. (?);
Vertèbre d'Ichthyosaurien (?) et ossements de Vertébrés.

A part ces dernières, j'ai retrouvé toutes ces formes et en plus :

Avicula contorta Portl.;
Pecten cf. *Valoniensis* Defr.;
Gervillia sp. (cf. *inflata* Schafh.);
Placunopsis sp. (? très petite taille);
Cidaris sp.;
Pentacrinus cf. *bavaricus* Winkl.;
Bactryllium sp.;
Neritopsis sp. (?);
Une vertèbre et de nombreux débris (piquants?) de Poissons.

Aux Hauts-Clos, j'ai trouvé également :

Avicula contorta;
Une dent de Pycnodonte.

Cette faune réunit à la fois le type « souabe » et le type « carpatique » à Térébratules.

Cette série rhétienne du Villard est directement surmontée par le Malm transgressif. Toutefois, M. GIGNOUX signalait (1929a) des couches de schistes noirs peut-être supérieurs au Rhétien, dans le ravin au sud du Villard, à l'endroit où le torrent du Béal commence à descendre rapidement vers la vallée; il s'agissait de schistes noduleux où cet auteur avait récolté une grande *Gervillia* (?) et des Pentacrines. J'ai retrouvé là des lumachelles typiques à *Terebratula gregaria* et *Dimyopsis intusstriata*. Nous sommes donc là encore dans le Rhétien.

Cet étage se retrouve aussi au nord du Villard de Saint-Crépin et au sud-est de la Roche de Rame, où il a été découvert par M. GIGNOUX (1937). Un vallonnement N.W.-S.E. monte là vers le lieudit Balme-Rousse. Le Rhétien est difficilement visible en place. On le trouve dans la partie inférieure du bois qui ferme le vallonnement à son extrémité supérieure et le chemin forme en somme sa limite ouest.

On a là des calcaires gris bleu, à patine rousse ou blanche, souvent lumachelliques; certains montrent de gros oolites ou pisolites blancs, centrés d'un point ou d'un tiret noir. Mais surtout, il y a développement de microbrèches et amincissement général. L'allure est donc beaucoup plus néritique qu'au Villard de Saint-Crépin.

On y trouve facilement *Dimyopsis intusstriata* et des Gastropodes indéterminables. M. GIGNOUX y signale aussi des bone-beds à dents de poissons que je n'ai pas retrouvés.

Ce Rhétien de Balme Rousse se prolonge vers le sud au-delà d'un petit col, jusque vers le lieudit Madalaoure où il est découpé en deux bandes. Cette région est très faillée et les choses y sont confuses. Mais, un peu au sud, entre Combe-Mounière et Champaussel, la série redevient régulière et on voit le Malm directement transgressif sur le Trias. Le Rhétien existe cependant çà et là, le long du sentier, en lentilles réduites, jalonnées par des fragments de lumachelle, déterminant une étroite combe entre Trias et Malm, où passe le chemin.

On ne le retrouvera plus au sud qu'au-delà du torrent de Prareboul, où il va s'étaler brusquement entre les Guions et les Hauts-Clos. Et même là, on peut remarquer que sous le point coté 1258 du plan directeur, le Malm est encore directement transgressif sur le Trias. Il ne s'agit nullement d'un contact tectonique. On peut ainsi se rendre compte de l'intensité des érosions antérieures au Malm.

Par contre, il semble bien y avoir effectivement contact anormal entre le Malm du bec rocheux situé au sud des Guions et surmonté d'une croix, et le Trias de la petite butte 1373. On se trouve là en effet dans la zone d'épanouissement d'un faisceau de failles venant de Saint-Crépin et correspondant en gros au ravin des Fontettes ⁽¹⁾.

2. LE LIAS S. STR.

Il n'est connu avec certitude qu'à Balme-Rousse, à l'est de Roche de Rame où il a été également découvert par M. GIGNOUX (1937). Le Lias affleure d'abord dans le fond du vallonnement au milieu des éboulis, puis en bordure du chemin au petit col de Balme-Rousse. En ce point, le chemin forme la limite entre Rhétien et Lias s. str. Au-dessus, dans la forêt, il existe en îlots isolés au-dessus du Rhétien. Cet ensemble Rhétien-Lias se poursuit jusque vers le point coté 1276 du plan directeur où tout est masqué par des éboulis. Dès le lieudit Madalaoure, le Lias a totalement disparu, et ne se retrouvera plus au sud.

Au petit col de Balme-Rousse, la coupe est la suivante :

1. Bancs minces, peu visibles, d'un calcaire clair flammé de vert, ressemblant à l'*Hettangien* décrit par D. SCHNEEGANS dans la zone subbriançonnaise.

2^o Une dizaine de mètres de calcaires bien lités, un peu sableux, à patine roussâtre, à cassure

⁽¹⁾ A leur débouché sur le plateau du Villard, elles font buter latéralement le Trias contre le Rhétien et plus bas, dans les abrupts, les calcaires du Malm contre les marbres en plaquettes. C'est là une des zones du soi-disant « passage latéral » entre ces deux formations, signalée par W. KILIAN.

noire spathique, à nodules siliceux noirs. Les fossiles silicifiés y sont fréquents (Bélemnites, Pentacrines, Pectinidés du groupe de *Pecten valoniensis* Defr., Bivalves bombés à gros crochets, probablement des Gryphées arquées). Il s'agit donc de la fin de l'*Hettangien* et du *Sinémurien*.

3° Ces calcaires à patine rousse semblent passer progressivement vers le haut à des calcaires à patine bleue, en bancs de 10 à 20 centimètres, bien lités, avec encore quelques mollusques silicifiés, de petits rognons de silex et des zones siliceuses jaunes, rubanées, minces et diffuses. C'est encore le Lias, mais rien ne permet de préciser le niveau (20 à 30 m).

4° Ces couches sont surmontées directement par celles de la base du Malm (marbres de Guillestre). Ce contact se fait tranquillement sans hard-ground, quoique la surface de séparation soit assez irrégulière.

Je n'ai trouvé aucune trace de Lias supérieur schisteux et de Dogger laminé (celui-ci sous la forme de calcaires zoogènes et oolitiques) décrits dans cette coupe par M. GIGNOUX.

PALÉOGÉOGRAPHIE DU LIAS s. l.

Dans tout le Briançonnais occidental l'émersion est totale. Des éboulis ou des produits de ruissellement se consolident en brèches dans les régions déprimées de la plate-forme où règne un régime carstique.

La mer envahit par contre la région située à l'est de la précédente. Lorsque les dépôts n'ont pas été détruits par les érosions postérieures, on peut voir qu'il s'agit d'abord de lagunes (dolomies) avec brèves incursions marines (couches à Bivalves). Puis le régime marin devient plus franc bien que la mer reste peu profonde et que des émerisions ⁽¹⁾ temporaires provoquent à plusieurs reprises l'apparition de micro-brèches et de bonebeds.

A partir de l'*Hettangien* et jusqu'à une époque indéterminée, le régime marin devient permanent et régulier. Les faciès sont toujours assez néritiques, puis, après le *Sinémurien*, tendent à s'approfondir (?).

On ne sait plus rien de cette histoire jusqu'au Malm, qui a dû être précédé d'une période d'érosion assez intense, probablement sous-marine.

LE DOGGER

HISTORIQUE

La première mention de la présence de cet étage dans le Briançonnais est faite par Ch. LORY, en 1883, à la montagne du Serre ou Grande Beaume (Crête de Vars de la feuille Guillestre au 1/50000) entre Vars et Escreins. Cet auteur signale là l'existence de marnes feuilletées charbonneuses, à Gastropodes indéterminables (Nérinées) associées à des poudingues grossiers et des calcaires noirs ⁽²⁾.

Il ne sera apporté de précisions paléontologiques qu'en 1893, époque à laquelle W. KILIAN découvre le gisement fossilifère du Lac des Neuf-Couleurs, à quelques kilomètres au sud-est de la Crête de Vars, puis en 1909, par Ch. PUSSENOT qui signale le Bathonien en plusieurs points près de Briançon, mais plus spécialement à la Lauze, près de Cervières. Dès 1922 cet auteur affirmait

⁽¹⁾ Plus généralement toutes les variations brusques des conditions du milieu marin, contrecoups des premières manifestations de l'embryo-tectonique alpine.

⁽²⁾ Rappelons que ces formations avaient été d'abord attribuées au Priabonien par Ch. LORY. Il convient à ce sujet de signaler l'extrême analogie entre la transgression du Dogger briançonnais et celle du Priabonien autochtone, marquées toutes deux par des conglomérats irrégulièrement développés et des lentilles charbonneuses associées dans le premier cas à des couches à Cérithes, fossiles dont la distinction peut être rendue difficile par déformation tectonique.

de plus l'absence totale de Lias ⁽¹⁾ dans le bord externe de la nappe du Briançonnais et la transgressivité du Dogger sur le Trias.

En 1930, PUSSENOT signale pour la première fois le Dogger dans les environs de Champcella, avec ses deux termes principaux, un conglomérat de base et des bancs calcaires superposés. Il trouve dans ces derniers, des fossiles à Roussac, au Serre de la Garde (Bélemnites), mais surtout au Chambon, près de Champcella (Bivalves, Echinides munis de leurs radioles, Nérinées, Natices, etc.). Il signale aussi (1938 a) l'allure oolitique de certains bancs de ce Dogger, les oolites n'étant que d'anciens polypières.

M. GIGNOUX et L. MORET adopteront en 1938 une stratigraphie identique pour la nappe de Champcella. Les choses restaient confuses dans la nappe de Roche-Charnière.

I. — NAPPE DE CHAMPCELLA

PREMIER TYPE

La transgression du Dogger a lieu sans conglomérat de base.

Exemples :

a. Coupe prise au nord du hameau du *Chambon de Champcella* (à 200 m environ au nord des maisons du Seicq).

De haut en bas :

1. Calcaire microbréchiqne à petits éléments anguleux de dolomie jaune et blanche; de un à deux mètres d'épaisseur. Passe peu à peu à :

2. Calcaire à patine grise et cassure noire, finement spathique, à quelques entroques noires plus grosses; rognons siliceux, pouvant parfois épigéniser des coquilles de gros Mollusques. Sections de Polypiers isolés, déterminés par J. ALLOITEAU comme *Thecoseris Schardti* Koby, caractéristiques du Bathonien et connus dans les couches à *Mytilus* des Préalpes médianes. D'autres Polypiers sont coloniaux et leurs colonies entièrement silicifiées se détachent en relief sur la roche. La silicification les rend malheureusement indéterminables. On trouve aussi des Bélemnites, des Crinoïdes, des Oursins, des Bryozoaires et des Nérinées, silicifiées ou non. Au microscope, la structure finement pseudo-oolitique ou grumeleuse est presque constante. Très nombreux débris d'Échinodermes recristallisés. Foraminifères fréquents mais indéterminables appartenant semblait-il à des groupes peu spécifiques (Rotaliidés, Orbulinidés). Épaisseur totale 20 mètres.

3. Passées schistoïdes à pisolites ovales, irréguliers, atteignant facilement 2 centimètres de long sur un de large. On y voit des couches concentriques de calcaire encroûtant souvent, ainsi que l'avait vu PUSSENOT, des Polypières de *Thecoseris Schardti*. Les plus petits prennent l'aspect de pseudoolites. Épaisseur de ce niveau : 50 centimètres environ.

4. De nouveau, calcaire compact, à Polypiers, avec zones noduleuses ou pisolitiques vers la base. Au niveau de celles-ci, le ciment qui réunit les pisolites prend parfois une teinte jaunâtre ou roussâtre témoignant du remaniement d'argiles continentales post-triasiques. Épaisseur 5 m environ.

5. Brèche continentale post-triasique (schistes grisâtres, bréchoïdes, avec lentilles de brèches et énormes blocs emballés de dolomie roussâtre).

⁽¹⁾ Pour PUSSENOT, les « Brèches du Télégraphe » n'étaient pas liasiques mais représentaient des brèches de base jalonnant les grandes transgressions (Dogger, Malm, Crétacé supérieur). Une constitution analogue s'expliquait par une transgression sur un même socle (voir sa note de 1922).

b. *Serre de la Garde.*

De haut en bas :

1. Calcaire microbréchiq (2 m environ), à petits éléments anguleux de dolomie blanche et jaune passant peu à peu à :

2. Calcaire compact, à patine grise et cassure noire. Zones siliceuses et fossiles épigénisés par de la silice (Bivalves et Bélemnites). Ce sont probablement les calcaires « pétris de Bélemnites » que Ch. PUSSENOT signalait à Roussac et au Serre de la Garde. 15 mètres.

3. Couches schistoïdes plus tendres, peu visibles, correspondant à une combe herbeuse. 4 à 5 mètres.

4. Nouvelle barre calcaire identique à 2, mais à rares fossiles. Vers la base, on observe par places de gros nodules un peu siliceux, saillants, craquelés, plus sombres ou plus clairs que le fond de la roche. Il s'agit peut-être de silex embryonnaires ou bien de nodules de remaniement ⁽¹⁾. 10 mètres.

5. Petits bancs discontinus et lenticulaires, voire schistoïdes, à pisolites sombres aplatis, parfois centrés d'un polypierite de *Thecoseris Schardti*. 30 centimètres.

6. Schistes argileux bréchiq grisâtres. C'est la formation continentale fini-triasique et post-triasique.

En résumé, sauf quelques variations d'épaisseur peut-être liées à des raisons tectoniques, il y a identité presque absolue entre les deux coupes précédentes. Dans les deux cas la transgression du Dogger se fait sans conglomérat de base, par des lits noduleux à Polypiers, parfois légèrement colorés par de l'argile continentale remaniée.

DEUXIÈME TYPE

La transgression du Dogger a lieu avec un conglomérat de base.

Premier cas. — Le conglomérat de base résulte du remaniement des produits de l'altération continentale antérieure.

Exemple : versant est de *la Gardette* près Champcella.

La petite colline de La Gardette, qui domine Champcella à l'est, est formée de marbres en plaquettes auxquels succède, sur le versant est, du Jurassique supérieur et moyen. Ce dernier montre la composition suivante de haut en bas :

1. Microbrèche, 3 mètres.

2. Calcaires à zones siliceuses très développées, 10 à 15 mètres. Ce terme passe insensiblement à :

3. Calcaire compact à cassure bleu sombre, à débris organiques, surtout des mollusques silicifiés. Quelques passées oolitiques ou pisolitiques, 15 mètres.

4. Conglomérat de base, 2 à 3 mètres, à galets bien roulés, dans un ciment argileux grisâtre. Les galets sont uniquement triasiques.

5. Brèche dolomitique antérieure au Dogger. Le contact de ces deux dernières formations est visible dans le talus de la route de Champcella à Chanteloube, juste avant le virage de celle-ci vers le nord-ouest (lieudit Peyre-Grosse).

Une coupe analogue se trouve dans le prolongement de la précédente, un peu au sud du

⁽¹⁾ Ces accidents ne sont pas caractéristiques. On en rencontre également dans les calcaires triasiques.

hameau du Seicq (à 1 km au nord de Champcella). Du Seicq part un chemin qui descend à la chapelle de Rame, dans la plaine de la Durance. Peu après les maisons, le chemin franchit un petit ressaut. Le sentier qui se détache ensuite vers le sud, en longeant la base de cet escarpement, permet d'observer le conglomérat de base du Dogger ravinant les schistes argileux et dolomies du sommet du Trias.

Ce conglomérat montre des éléments parfois de grande taille, soudés par un ciment argileux grisâtre. Il a dû en ce point remanier des dépôts d'altération continentale post-triasique, si bien qu'il en montre les éléments et un ciment analogue (de fait les brèches continentales manquent ici), mais on y trouve en plus des galets de calcaires du Dogger (calcaires à débris d'Echinodermes, très fétides). De plus, les galets sont bien arrondis et polis, même les silex, ce qui ne se rencontrait jamais dans les brèches datant de l'émersion post-triasique.

Notons en passant que ce conglomérat ne forme là qu'une lentille, car au nord du Seicq, nous avons vu que la transgression se fait par des calcaires schistoïdes et noduleux, à Polypiers.

Deuxième cas. — Le conglomérat de base est inclus dans la base des calcaires jurassiques (autrement dit, le ciment des galets n'est plus une argile grisâtre un peu dolomitique, mais le calcaire zoogène même du Dogger).

Exemple : Le Pas du Loup (rive gauche de la Durance, au nord du torrent de l'Ascension).

Dans les bois qui s'étendent entre la basse vallée du torrent de l'Ascension et le Pas du Loup (flanc ouest du Puy des Aiguillons), le Dogger forme l'ossature d'une grande croupe s'élevant sur la banquette triasique. Il montre la constitution suivante, de haut en bas :

1. Calcaire microbréchiqne en lentilles discontinues et à contours diffus.
2. Calcaires massifs (20 à 30 m), formant de grandes dalles claires lapiazées au milieu des bois. Cassure bleu sombre, d'aspect velouté. Nombreux rognons siliceux et fossiles épigénisés en silice : Bélemnites, grands Gastropodes à large spire aplatie (Natices?), tiges de Crinoïdes, Bivalves (*Ceromya?*), Nérinées. Les seuls fossiles non siliceux sont des colonies de Bryozoaires.
3. A leur base, les calcaires renferment une zone microbréchiqne et conglomératique, à petits galets triasiques bien roulés, dont l'épaisseur ne dépasse pas 1 m. Ce niveau est souvent masqué par les éboulis, mais il se voit bien au Pas du Loup lui-même et un peu au nord du point coté 1416 du lieudit la Balme, dans les derniers lacets du chemin. Ce Dogger du Pas du Loup se prolonge par celui du bas torrent de l'Ascension, en amont du pont du Villard, qui offre exactement la même composition et que nous avons déjà cité à cause de la netteté du contact de son conglomérat de base avec les formations bréchiqnes continentales post-triasiques.

Pour terminer, notons que dans tous les affleurements de Dogger appartenant à cette bande Pas du Loup-torrent de l'Ascension, la masse du Dogger est beaucoup plus compacte et on ne peut plus y distinguer de niveaux schistoïdes intercalés.

TROISIÈME TYPE

La transgression du Dogger se fait encore par un conglomérat, mais celui-ci est précédé de formations diverses.

Premier cas. — Coupe de la Charbonnière, près de Champcella (200 m au nord-ouest de l'agglomération). De haut en bas :

- 1^o Calcaire microbréchiqne et microbrèches à petits éclats de dolomie blanche et jaune (2 m);
- 2^o Calcaires compacts à organismes et zones silicifiés, surtout fréquents vers le haut (10 m);
- 3^o Zone mieux litée, plus tendre, à pisolites sombres et irréguliers, donnant dans la petite falaise inclinée une vire oblique qui permet de la franchir (1 m);

4° Calcaires compacts, gris bleuté en surface, cassure noire, avec Polypiers et organismes silicifiés indéterminables (10 m);

5° Localement, sur une trentaine de mètres, se développe une lentille de conglomérat à gros galets triasiques arrondis, atteignant parfois jusqu'à 50 centimètres d'épaisseur et qui forme le toit d'une zone de schistes charbonneux ⁽¹⁾. Celle-ci ne dépasse pas 1 mètre d'épaisseur et une vingtaine de mètres de long. Elle ne renferme aucun fossile. Elle a donné lieu, il y a une cinquantaine d'années, à une tentative d'exploitation qui n'a pas abouti, devant la faible puissance et la mauvaise qualité du combustible;

6° Épaisse série schistoïde et bréchique, à éléments triasiques anguleux et ciment argilo-dolomitique gris ou jaune, représentant les formations continentales post-triasiques.

Deuxième cas. — *L'Eyrette* (nom d'une ferme ruinée située sur le chemin allant du hameau des Bruns, dans la plaine de la Roche de Rame aux chalets du Puy, dans la vallée du torrent de l'Ascension).

Le petit affleurement de Dogger, à pendage est, est malheureusement encadré de failles qui limitent la coupe vers le bas et le haut, mais il est facile de se rendre compte que ce Dogger prolonge celui du Pas du Loup.

On y voit de haut en bas :

1. Grosse masse calcaire à patine grise, à cassure bleu sombre, avec très nombreux organismes silicifiés, surtout des Bélemnites. Les Polypiers y sont également fréquents; il s'agit toujours principalement de *Thecoseris Schardti* centrant le plus souvent de gros pisolites ovales à structure concentrique concrétionnée, qui apparaissent en plus sombre sur le fond gris de la roche;

2. Vers leur base, ces calcaires montrent deux bandes de conglomérat épaisses chacune de 1 mètre environ, à galets triasiques et jurassiques (calcaire zoogène du Dogger remanié). Ces bandes sont séparées par 4 ou 5 mètres de calcaire normal. Les galets sont associés à des éléments anguleux de petite taille. Des microbrèches peuvent ainsi se substituer parfois complètement au conglomérat. Elles montrent alors une stratification nette, en petites zones de 1 à 10 centimètres d'épaisseur, alternant avec des couches de calcaire normal. Le ciment de ces zones microbréchiques et conglomératiques est fossilifère (Polypiers, Bryozoaires, une dent de Squale);

3. Sous la bande conglomératique inférieure, le Dogger montre des plaquettes schisteuses, à patine roussâtre et points noirs, un peu microbréchiques, pétries de Nérinées indéterminables. Ces plaquettes schisteuses passent latéralement à une véritable brèche rougeâtre, à petits éléments triasiques remaniés. Ce complexe semble donc être le véritable niveau de transgression.

De fait, un peu au nord du torrent de l'Ascension, au-dessus du Villars, à la base de la falaise des Balmes, ce même niveau renferme une lentille de charbon, réduite, mais ayant donné lieu, elle aussi, à quelques grattages.

En résumé, dans la nappe de Champcella, le Dogger apparaît comme le résultat d'une sédimentation néritique calme (dominance de vases calcaires organiques), sauf vers la fin de cette époque (microbrèches).

Sa constitution est la suivante :

1. *Calcaires microbréchiques et microbrèches* (de 1 à 2 m), passant insensiblement à leur base à :

⁽¹⁾ Signalons que de telles formations charbonneuses, si fréquentes à ce niveau dans les Préalpes vaudoises, sont beaucoup plus rares dans le Briançonnais où on ne les connaissait qu'en deux points, à la crête de Vars (Ch. LORY) et à Saint-Ours, près de Larche.

Ce nouveau gisement signalé pour la première fois présente donc un grand intérêt (voir J. DEBELMAS, 1950).

2. *Calcaires compacts* à patine gris bleuté, à organismes silicifiés et bandes siliceuses, surtout fréquentes à la partie supérieure, 20 à 30 mètres.

La faune est abondante mais les fossiles sont très mal conservés et leur détermination est difficile.

On peut toutefois citer :

Rhynchonella du gr. *Hopkinsi* ou *spathica* (Le Chambon);
Nerinella Buvigneri Piette [?] (Le Chambon);
Nerinella scalaris [?] (Clot du Puy);
Bactroptyxis [?] (Le Chambon);
Thecoseris Schardti Koby (très abondant).

L'ensemble caractérise le *Bathonien*.

Il s'y ajoute des Bélemnites, des Oursins, des Crinoïdes, des Bivalves, des Gastropodes, des Polypiers et des Bryozoaires indéterminables.

Dans certaines coupes, on trouve à la base et dans la région moyenne de cet ensemble, des lits plus ou moins diffus de calcaires plaquetés ou schistoïdes à pisolites. Ces calcaires forment la base transgressive du Dogger, sauf lorsqu'il existe :

3. *Un conglomérat de base* à éléments triasiques, plus rarement jurassiques, bien roulés et cimentés le plus souvent par le calcaire du Dogger, exceptionnellement par de l'argile de remaniement des produits d'altération continentale antérieure.

4. Ce conglomérat peut en certains points être précédé lui-même de formations diverses, réduites et lenticulaires, *schistes charbonneux* ou *schistes microbréchiques pétris de Nérinées*.

Variations de faciès dans la nappe de Champcella (fig. 4)

I. VERS L'EST, SUR LA RIVE GAUCHE DE LA DURANCE

Le Dogger va montrer, en certains points, des faciès témoignant de perturbations dans les conditions de sédimentation.

a. Le Dogger, sous la forme de calcaires zoogènes massifs, noirs, se retrouve à l'est jusque sous la crête du Puy des Aiguillons, dans les ravins descendant du point 2453. Or, dans cette crête du Puy des Aiguillons, le Dogger offre un faciès différent, mais dont le passage avec le précédent est brusqué par l'existence d'un refoulement de cette crête vers l'ouest, sur le synclinal qui lui fait suite. De sorte qu'en suivant le sentier qui court à la base du versant ouest de cette crête, on observe immédiatement après (au-dessus) du calcaire zoogène noir normal du Dogger, à faciès « Champcella », un Dogger représenté par des calcaires à patine très claire, presque blanche, spathiques, entièrement microbréchiques, plus rarement oolitiques, ne dépassant pas 4 à 5 mètres d'épaisseur, et dont le contact avec le Trias est difficile à individualiser, en raison de l'intimité de l'union et de la similitude des patines.

Ce faciès aberrant du Dogger témoigne d'une sédimentation beaucoup plus troublée que plus à l'ouest, et traduit ainsi l'approche d'une nouvelle cordillère briançonnaise. De fait, plus à l'est, il n'y a plus de Dogger et le Malm, sous la forme de Marbre de Guillestre, repose directement sur le Trias.

b. Au Serre des Audéals, au nord de la Roche de Rame, on voit au-dessus des calcaires triasiques des lambeaux de Dogger réduit à un encroûtement d'un calcaire bleu microbréchique, à éléments uniquement dolomitiques (parfois perforés par des Mollusques lithophages), à débris d'organismes (Pentacrines).

Là, encore, le contact avec le Trias est difficile à repérer.

Plus au Sud, dans les rochers qui affleurent au village même de la Roche de Rame (d'où ce nom), on voit le Malm reposer directement sur les calcaires triasiques. Il n'y a plus de Dogger.

Ainsi apparaît dans la nappe de Champcella, au voisinage de la Roche de Rame, une région de hauts-fonds.

Or notons qu'entre les deux zones précédentes, Puy des Aiguillons d'une part et la Roche

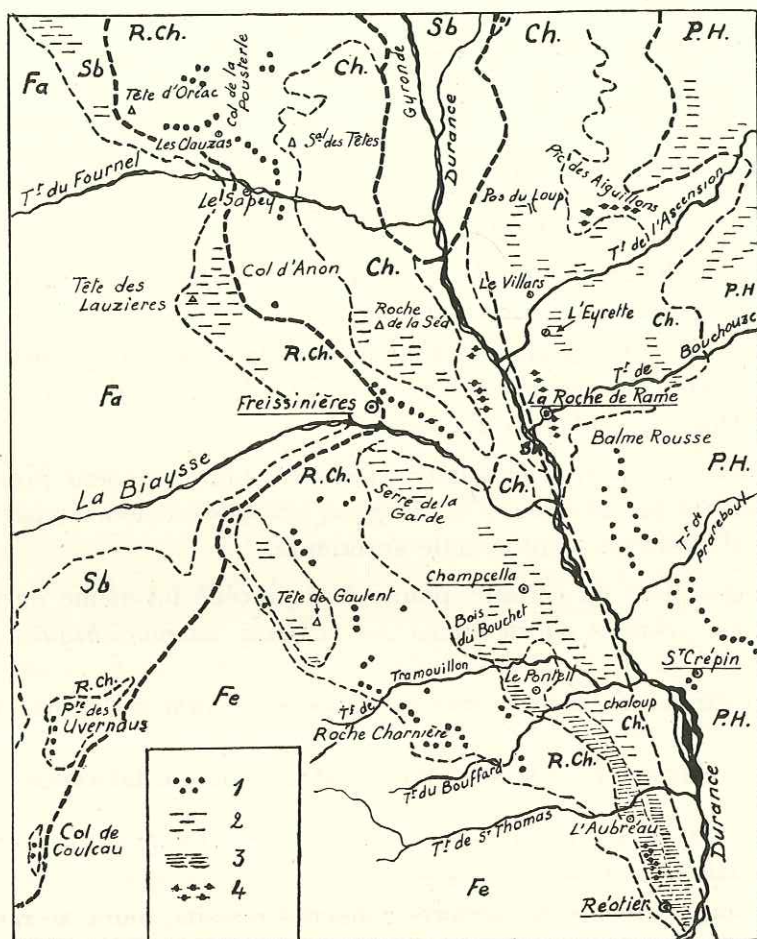


FIG. 4. — Schéma de la répartition des faciès du Dogger

1. Brèches de cordillère ou lacune du Dogger (nappes de Roche-Charnière et de Peyre-Haute).
2. Calcaires néritiques zoogènes (nappe de Champcella).
3. Vases calcaires organiques, presque azoïques (écaïlle du Ponteil, L'Aubréau).
4. Termes de passage :

Calcaires zoogènes (nappe de Roche-Charnière orientale, marge ouest de l'écaïlle du Ponteil-L'Aubréau);

Brèches ou lacune (nappe de Champcella orientale).

Fa, Flysch autochtone; Sb, zone subbriançonnaise; Fe, Flysch de l'Embrunais; R. Ch, nappe de Roche-Charnière; Ch, nappe de Champcella; P. H., nappe de Peyre-Haute.

de Rame d'autre part, où la sédimentation est troublée, les faciès se montrent à nouveau normaux. Nous les avons décrits à l'Eyrette. On les retrouve également dans les écaïlles du bas torrent de Bouhouze, sur le versant nord de l'Oumbras, et dans leur prolongement vers le nord, au milieu des bois du Truc.

Ces faits traduisent une paléogéographie complexe des abords de cette nouvelle cordillère briançonnaise. Nous attendrons la fin de ce chapitre pour essayer de la synthétiser.

Signalons pour terminer que, plus au sud, dans la nappe inférieure du Guil, qui est la répartition de la nappe de Champcella sous celle de Peyre-Haute, j'ai retrouvé l'encroûtement de brèches et microbrèches du Dogger à la surface du Trias, sous le conglomérat de base des marbres en plaquettes.

2. VERS L'OUEST

Les faciès typiques de la nappe de Champcella se retrouvent dans le bois du Bouchet, à l'ouest de Champcella jusqu'à la falaise de Serre-Piarâtre.

Au-delà, les choses deviennent complexes.

a. Dans la crête de Gaulent, qui descend de la Tête de Gaulent vers le col de Tramouillon, le Crétacé supérieur est directement transgressif sur le Trias.

Un peu au nord, dans une crête parallèle que nous pourrions appeler crête de Clot-la-Font (parce qu'elle domine les prairies de ce nom, non indiqué sur le plan directeur), le Dogger existe mais est réduit à des lambeaux de calcaire zoogène et bréchi que qui ravinent la brèche continentale post-triasique (voir fig. 2).

b. Sur la face ouest de l'arête sommitale Tête de Gaulent-Pic de l'Aguilas, le Dogger a par contre son faciès normal (calcaire noir-violet à pisolites allongés, Polypiers et débris d'organismes divers). Un tel faciès auquel s'ajoutent des schistes noirs, se retrouve dans les lambeaux de Dogger du vallon de Clouzis, au sommet des Barres des Treuils.

Par symétrie avec ce que nous avons vu dans les environs de la Roche de Rame, on pourrait expliquer l'anomalie de la Tête de Gaulent et de Clot-la-Font par l'existence d'un haut-fond local sur lequel les courants auraient détruit au moins en partie le Dogger, ou empêché son dépôt.

Mais il importe de noter que la tectonique de ce haut massif de Gaulent est très complexe. En particulier, l'arête sommitale de Gaulent est tectoniquement distincte de la crête de Gaulent et de la région de Clot-la-Font. C'est une unité supérieure, donc plus interne. Nous verrons de plus que la présence d'un haut-fond serait ici difficilement compréhensible au Malm, alors qu'elle apparaîtra très nettement, à cette époque, à la Roche de Rame.

J'ai donc été amené à modifier le schéma classique de MM. GIGNOUX et MORET qui voyaient, dans tout le versant est du massif de Gaulent, la seule nappe de Champcella.

Je laisse dans cette unité l'arête sommitale et les écaillés du vallon de Clouzis et considère la série de la crête de Gaulent et de Clot-la-Selle comme appartenant à la nappe de Roche-Charnière.

3. VERS LE SUD, AU-DELÀ DU TORRENT DE TRAMOUILLON, L'ÉCAILLE DU PONTEIL-L'AUBRÉAU

J'attribue au Dogger, dans cette unité, une épaisse série de calcaires plaquetés, de teinte bleue ou gris-bleu, à cassure noire, traduisant une sédimentation monotone et tranquille. Toute stratigraphie détaillée y est impossible en l'absence presque complète de fossiles, en raison aussi des forêts qui recouvrent presque partout les surfaces d'affleurement de cette unité et surtout parce que celle-ci a formé en quelque sorte coussinet entre la nappe de Roche-Charnière et celle de Champcella, si bien qu'elle s'est trouvée écrasée et découpée en écaillés isoclinales imbriquées les unes dans les autres sans continuité.

Nous ne pourrions donc décrire ce Dogger qu'au moyen de coupes locales.

1. Coupe de la rive gauche du bas torrent du Bouffard, vers la cote 1450, sous le lieudit « les Terrasses ».

On a là d'est en ouest :

Calcaires à zones siliceuses du Malm-Néocomien;

Calcschistes minces (4 à 5 m), représentant probablement les « Terres noires » et les calcschistes à *Cancellophycus* de l'Oxfordien et du Callovien.

Épaisse série de calcaires plus compacts, gris-bleu ou gris violacé, à cassure noire, parfois à rares entroques isolées, associés à des passées mieux litées où les plaquettes présentent en surface, des taches noires, sortes d'oolites ou de pisolites mal formés, classiques dans le Dogger. Ces calcaires

sont parfois un peu fétides sous le marteau. Quelques bancs plus clairs à points noirs, évoquent un peu la partie supérieure des « calcaires de Vallouise ». Rares Bélemnites déjà signalées par M. GIGNOUX et L. MORET (1933 a). Au microscope, aucun organisme ne peut être décelé.

2. Dans le bas ravin du torrent de Saint-Thomas, rive gauche, un anticlinal permet d'étudier les couches inférieures au terme par lequel nous nous sommes arrêtés dans le ravin du torrent de Bouffard. On a là en effet, de haut en bas, la série suivante :

1° Épaisse série de calcaires en minces plaquettes, sèches, gris jaunâtre, à traînées blanches brillantes. Aucun fossile (40 m);

2° Calcaires assez massifs bleus, à cassure noire, sans fossiles, mieux lités à leur base (30 m environ);

3° Alternance de calcaires en minces plaquettes et de calcaires plus compacts noirs (10 m);

4° Calcaires noirâtres en petits bancs et plaquettes, riches en débris d'organismes et parfois microbréchiques (20 m);

5° Alternance de schistes noirs avec des lits calcaires microbréchiques, spathiques, roux en surface, fétides, à très nombreux débris d'organismes (Pentacrines, radioles d'Oursins, Bivalves indéterminés et même une Rhynchonelle très écrasée⁽¹⁾). L'allure est presque celle d'une lumachelle. Ces schistes et microbrèches sont souvent souillés d'une argile ferrugineuse rougeâtre. Ce terme repose sur des schistes noirâtres (2 à 3 m).

Au-dessous vient du gypse, associé aux schistes classiques de cet horizon du Trias (argilolites satinés, finement micacés). Ce gypse jalonne évidemment une surface de dislocation, car au-dessous apparaissent des copeaux de marbres en plaquettes et du Flysch noir.

3. Entre le hameau des Preyts et la falaise de Chaloup, dans les bois des Fons du Sap, on a, dans une écaille malheureusement laminée, le contact de cette série avec le Trias. A la rencontre de la nouvelle route forestière et de l'ancien chemin des Preyts à Chaloup, on trouve en série renversée :

1° Trias calcaire et dolomitique (falaise dominant le chemin);

2° Schistes noirs, friables, finement granuleux;

3° Schistes un peu ferrugineux et schistes clairs luisants (1 m);

4° Début de la série des calcaires en minces plaquettes.

Cette série est très laminée, certainement très incomplète et ne peut nous donner d'indications très précises. Elle semblerait toutefois indiquer que la coupe du bas-ravin de Saint-Thomas comprend bien les termes inférieurs de cette série; le décollement s'y serait produit dans la zone de contact avec le Trias (fait général dans cette unité).

De sorte qu'on peut résumer la succession des couches de la façon suivante :

1° La transgression commence avec des schistes noirs où apparaissent bientôt des bancs de microbrèches remaniant de l'argile rouge continentale post-triasique et des plaquettes calcaires à nombreux débris d'organismes (Pentacrines principalement) qui malheureusement ne nous donnent pas de renseignements stratigraphiques.

2° Épaisse série de calcaires en plaquettes, où les organismes sont très rares. On peut toutefois y signaler :

Thecoseris Schardti Koby (bois des Fons du Sap);

Cladophyllia radiata Koby (sud-est de l'Aubréau); cette espèce caractérise le Bajocien supérieur et le Bathonien;

Nérinées, plusieurs espèces différentes (bois des Fons du Sap et sud-est de l'Aubréau);

⁽¹⁾ Trouvée par M. GIGNOUX et L. MORET.

Bélemnites (bois des Fons du Sap, sud-est de l'Aubréau, bas-ravin de Saint-Thomas, la Combe de Réotier);

Débris d'ossements (Poissons?), sur la route des Moulinets.

3° Calcaires assez massifs, à patine gris-bleu et cassure noire, sans fossiles;

4° Épaisse série de calcaires en très minces plaquettes jaunâtre, sans fossiles.

En résumé, nous admettrons que les couches 1, 2 et 3 au moins représentent le Dogger (le terme 4 est peut-être déjà Callovien).

Il n'est pas impossible que la transgression ait ici commencé un peu plus tôt que dans la nappe de Champcella typique. Les termes de base pourraient être déjà du Bajocien (?).

Quoi qu'il en soit, ce Dogger témoigne d'une sédimentation uniforme et tranquille, de vases organiques où les actions bactériennes ont probablement amené la destruction des restes animaux qui tombaient sur le fond.

Nous avons donc là un sillon qui bordait à l'ouest le début du talus d'une nouvelle cordillère briançonnaise. C'est à ce talus que correspond le Dogger des environs de Champcella, plus mince, néritique et où les brèches sont plus fréquentes.

On peut donc se demander s'il ne serait pas possible d'assister au passage latéral de ces deux types de sédimentation.

De fait, nous allons voir qu'en suivant le Dogger des environs de Champcella, depuis le bas torrent de Tramouillon jusqu'à celui de Saint-Thomas, on le voit se modifier peu à peu, pour venir finalement prendre l'aspect de celui de l'Aubréau.

a. Coupe de la falaise de Chaloup, au sud-ouest de Chanteloube.

Elle dépend indiscutablement de la nappe de Champcella puisqu'elle forme la couverture mésozoïque normale du Houiller de Chanteloube.

On observe là avec fort pendage ouest, et de haut en bas :

1° Marbres en plaquettes;

2° Malm (calcaires à zones siliceuses);

3° Dogger sous la forme de calcaires compacts, fétides, gris en surface, noirs en cassure, donnant la partie principale de la falaise, lapiazée. Ce calcaire montre en section de fines stries rougeâtres, se renflant localement en amandes. Cette structure permet au calcaire de se débiter facilement en plaquettes;

4° Calcaire triasique se terminant vers le haut par une bande dolomitique blanchâtre, visible à mi-hauteur de la falaise ⁽¹⁾.

Cette série de Chaloup montre donc un Dogger assez voisin de celui des environs de Champcella, mais une certaine allure plaquetée commence à s'y dessiner.

La série se suit de façon assez discontinue jusqu'au Moulin Faune, au débouché du ravin de Saint-Thomas.

b. On a là, d'ouest en est, avec fort pendage ouest :

1° Marbres en plaquettes (calcschistes verts et roses, un peu marmoréens);

2° Malm-Néocomien (calcaires massifs à bandes siliceuses);

3° Calcaires se débitant en fines plaquettes (base du Malm, peut-être déjà Dogger);

4° Calcaire d'allure assez compacte, gris clair un peu bleuté en surface, à cassure noire, se débitant sous le marteau en plaquettes parallélépipédiques;

5° Vers leur base, ces calcaires passent à des plaquettes gris jaunâtre sombre, un peu striées de fines zones rougeâtres et qui disparaissent sous les éboulis.

⁽¹⁾ La falaise de Chaloup même ne montre pas les termes inférieurs au Trias calcaire. Ceux-ci sont visibles 100 mètres plus au nord, en plein bois. On a là des débris de schistes verts et jaunes avec cargneules, et enfin un peu de Verrucano reposant sur le Houiller fossilifère.

Autrement dit, on voit apparaître dans le Dogger, surtout vers sa base, l'allure plaquetée caractéristique de la série de l'Aubréau. Le Dogger de cette série ne diffère plus de celui de l'Aubréau que par le moindre développement des schistes superposés à la barre résiduelle du Dogger.

Plus au sud encore, cette série se prolonge dans les bois de l'Aubréau, où elle est d'ailleurs découpée en plusieurs écailles qui viennent chevaucher la série de l'Aubréau. Aucune distinction ne peut plus être faite désormais entre cette dernière et la nappe de Champcella modifiée. On a là, malgré les complications tectoniques, le raccord stratigraphique de ces deux unités.

De fait, dans les environs de Réotier, le Dogger n'est représenté que par des calcaires en minces plaquettes, passant vers le haut à des calcaires noirs un peu plus compacts, enfin à des calcaires en gros bancs, mais qui continuent à se débiter en plaquettes, et dont la cassure montre toujours de fines stries rougeâtres.

II. — NAPPE DE ROCHE-CHARNIÈRE

Nous allons nous trouver en présence d'un Dogger fondamentalement différent. Notons tout de suite que, dans cette unité, les marbres en plaquettes sont souvent directement transgressifs sur les calcaires triasiques sur lesquels ils débentent par un conglomérat de base. Néanmoins, le Dogger (et le Malm) se sont déposés, au moins par places, mais ils ont été presque toujours érodés avant le dépôt des marbres en plaquettes. De fait, on peut les retrouver à l'état de galets dans la brèche de base de cette dernière formation. On en trouve toutefois quelques lambeaux épargnés par l'érosion, encore en place sur la surface de calcaires triasiques.

Une des coupes les plus démonstratives à cet égard est celle que l'on observe à l'extrémité est de la crête d'Oréac, au-dessus des chalets du col de la Pousterle. Ces chalets sont bâtis sur des quartzites, puis vient un couloir où affleurent les schistes verts et jaunes classiques, enfin s'élève la grosse masse des calcaires triasiques dont les dolomies sommitales manquent. Au sommet même, ces calcaires triasiques montrent de belles brèches à ciment rouge (brèches filoniennes colorées par de l'argile sidérolitique). Ces brèches sont enduites d'une mince croûte d'une autre brèche où l'on trouve des fossiles (Polypiers, Bryozoaires, Pentacrines, Térébratules, Gastropodes, Bivalves, etc., indéterminables), et dont l'aspect est d'ailleurs fondamentalement différent de celui des précédentes : sur un fond gris ou gris mauve, d'éclat velouté, se détachent d'innombrables éléments non calibrés, anguleux ou non, des dolomies blanches par lesquelles se terminait le Trias. Ces fragments montrent souvent des perforations de Mollusques lithophages, d'Algues ou d'Annélides cariantes.

L'épaisseur de cette croûte bréchique est très irrégulière, mais toujours faible, de l'ordre de 2 à 3 mètres au maximum. Elle peut même disparaître complètement. Elle est directement surmontée par les couches rouges conglomératiques du Crétacé supérieur.

Si l'on suit cette bande vers l'ouest, on trouve après une faille qui détermine le ravin de Rochas-Roux, de très beaux affleurements de Dogger, malheureusement difficiles d'accès, au-dessus du lieudit La Bertrande. Les éboulis qui descendent là de la falaise montrent néanmoins des aspects intéressants. On peut voir en effet ces brèches du Dogger venir s'insinuer dans les fissures des calcaires triasiques, parfois fort loin de leur surface. On peut aussi assister au remaniement de ces brèches par les couches rouges des marbres en plaquettes dans lesquelles on les retrouve en galets.

Cet aspect caractéristique du Dogger de la nappe de Roche-Charnière se retrouve en de nombreux points de cette unité.

1° Dans les environs du col de la Pousterle, on peut en observer sur la crête de la Coste de l'Ase, au pied ouest de la Tête de la Rochaille, au nord de cette crête, dans la petite falaise située à l'est et au-dessous des chalets des Tournoux, ainsi que sous les chalets de Colomban, en bordure de la nouvelle route forestière, au sommet de la grande falaise triasique qui limite au nord les bois de la Charbonnière, mais surtout au sud-est des Clauzas et dans le ravin qui longe le pied ouest

du Signal des Têtes. A la base de celui-ci, des blocs éboulés montrent encore la pénétration de la brèche du Dogger dans les fissures des calcaires triasiques.

2° Au sud du Fournel, le Dogger de ce type affleure sur la face nord du verrou du Sapey où il est entaillé par la nouvelle route forestière, — puis au col d'Anon — et enfin dans les environs de Freissinières, à l'est des hameaux des Fazis et des Houdourenge. Les brèches m'ont encore fourni là de belles colonies de Bryozoaires. On les voit également pénétrer fort loin dans les fissures des calcaires triasiques. A la surface de ces derniers, le contact Trias-Dogger est très difficile à délimiter parce que probablement très intime. A son sommet, le Dogger est remanié par les schistes rouges argoviens, mais montre aussi par places les restes d'un hard-ground. Son épaisseur varie de 2 mètres à 0, les schistes argoviens reposant alors directement sur le Trias.

3° Au sud de la vallée de la Biaysse, les seuls affleurements de ce Dogger se voient dans le versant est de la Tête de Gaulent (Clot-la-Font), ainsi que dans le versant ouest (base des Barres des Treuils), et enfin dans les bois qui revêtent le versant nord de Roche-Charnière.

En ce dernier point, la végétation rend les accès difficiles et les coupes peu claires. Mais les blocs éboulés le long du chemin du Ponteil à Tramouillon, permettent de retrouver les brèches caractéristiques, avec débris de Pentacrines dans le ciment. De plus, deux faits sont nouveaux :

1° Dans l'épaisseur de ces brèches on peut parfois trouver des lentilles d'un calcaire à débris d'Echinodermes, sans éléments dolomitiques, qui prolonge tout à fait celui du ciment des brèches ⁽¹⁾.

2° A sa base, s'associent aux brèches et microbrèches typiques, des brèches à éléments dolomitiques un peu plus gros, de teinte jaune, qui les font ressembler aux brèches continentales de l'émersion post-triasique. Comme ces dernières d'ailleurs, on peut les voir quand elles sont en place (par exemple au nord du point coté 2195, dans les bois de l'Ubac de Roche-Charnière), raviner assez profondément le Trias. Le microscope y découvre de nombreux débris d'Echinodermes. Il s'agit donc probablement d'un remaniement sur place par la mer du Dogger, des produits d'altération continentale post-triasique conservés dans des trous ou des poches du Trias. D'ailleurs en quelques points, ces formations continentales ont été conservées, comme nous l'avons vu, entre Trias et formations postérieures (par exemple à la falaise des Ponces, au sud de Roche-Charnière, dans la crête de Gaulent, à Clot-la-Font (fig. 2 b), etc.).

Plus au Sud, on ne trouve plus aucun affleurement de Dogger, et les marbres en plaquettes sont directement transgressifs sur les calcaires triasiques.

En résumé, ce Dogger de la nappe de Roche-Charnière traduit l'existence d'une cordillère, à sédimentation marine troublée, encadrée de phases d'érosion intense, probablement dues aux courants sous-marins.

VARIATION DE FACIÈS VERS L'EST, DANS LA NAPPE DE ROCHE-CHARNIÈRE

1. *Au sud de la vallée de la Biaysse*

Les termes de transition avec ceux de la série de l'Aubréau sont très rares, ayant été à peu près complètement laminés. On peut toutefois interpréter comme tels, des calcaires à patine gris bleu, affleurant en une bande assez continue, bien que disloquée par de nombreuses petites failles, depuis le hameau de la Combe (près de l'église de Réotier) jusqu'au sommet du ravin des Terrasses.

Ces calcaires sont tantôt à cassure grise ou noire, à grain fin, sans organismes visibles (type de la sédimentation vaseuse de l'Aubréau), tantôt à cassure plus claire, à nombreuses entroques, avec sections indéterminables de nombreux organismes (Polypiers, Bivalves). On y retrouve (visibles

⁽¹⁾ Un fait analogue s'observe à Clot-la-Font, comme nous l'avons dit.

seulement après polissage) les oolites et pisolites caractéristiques du Dogger, mais de teinte plus claire.

Ces deux faciès s'intriquent sans limites nettes. Visiblement on était là dans un domaine à sédimentation normalement calme et vaseuse, mais où les courants marins étaient responsables d'apports plus calcaires, et pouvaient transporter aussi de menus débris d'organismes. Nous retrouverons au Malm un régime analogue.

2. *Au nord de la vallée de la Biaysse*

La série de l'Aubréau n'existe plus. Un passage vers les faciès de la nappe de Champcella va se manifester dans la partie orientale de la nappe de Roche-Charnière ⁽¹⁾.

Nous avons dit qu'un peu à l'est des Fazis et des Houdourenqs (hameaux de Freissinières) le faciès entièrement bréchtique du Dogger persistait, mais déjà, à l'est des Houdourenqs, les éléments de la brèche prenaient l'allure de galets bien roulés.

Au-delà, la nappe de Roche-Charnière passe au-dessous du Roc Touard (nappe de Champcella), mais vient affleurer à nouveau sur le versant Durance à la côte de Corbières et plus bas, au lieu dit Peyre-Tailla.

a. *Côte de Corbières* (voir fig. 27).

Le Trias se termine là par des dolomies à patine sombre et blanche. Les alternances supérieures de dolomies jaunes et des schistes argileux manquent totalement. La surface de la dolomie à patine sombre supérieure est littéralement corrodée par le Dogger qui s'incruste étroitement sur le Trias et en moule si bien les aspérités que la zone de contact n'apparaît que par un changement de teinte de la patine de la roche, plus claire pour le Dogger.

Cet étage est représenté là par un gros banc de 3 à 4 mètres d'épaisseur, à patine et cassure beige clair, à structure oolitique et pisolitique à peu près constante. Les grosses entroques y sont fréquentes, ainsi que les sections de Polypiers indéterminables. Par place, quelques passées micro-bréchtiques.

La surface du banc montre un hard-ground mince et rougeâtre, avec excroissances siliceuses rouges. Ce dépôt s'insinue dans les fissures du calcaire qu'il peut ainsi colorer jusqu'à plus d'une dizaine de centimètres de profondeur.

b. *Peyre-Tailla* (voir fig. 27).

En bordure de la route de la Roche de Rame à l'Argentière par la rive droite de la Durance, 1 kilomètre environ en amont du pont des Traverses, se montrent des affleurements rocheux d'allure chaotique, à pendage nord, où l'on peut relever la coupe suivante, au-dessus de la route, dans les taillis ⁽²⁾ :

Le Trias se termine ici par les dolomies à patine blanche. Elles sont ravinées par le Dogger qui se présente sous la forme d'un banc calcaire compact d'épaisseur difficile à chiffrer en raison de l'allure chaotique de l'affleurement, mais qui ne doit pas dépasser 2 à 3 mètres. C'est un calcaire gris beige, en cassure, à patine très claire, presque blanche, ce qui le rend difficile à distinguer des dolomies blanches sous-jacentes. Structure oolitique ou pisolitique constante. Traces d'organismes (Polypiers, Cidaridés). Le sommet du banc montre par places un hard-ground mince, rougeâtre, identique à celui de la côte de Corbières.

Ainsi, en ces deux points, comme dans le reste de la nappe de Roche-Charnière, c'est sur un fond marin dénudé, décapé par les courants que s'est déposé le calcaire zoogène du Dogger. Et à

⁽¹⁾ Nous avons vu qu'une modification en sens inverse se produisait dans la partie occidentale de la nappe de Champcella. La continuité primitive de ces deux nappes a donc été rompue dans cette zone de passage.

⁽²⁾ La coupe est également visible dans la tranchée même de la route, mais y est beaucoup plus éboulée.

la fin de ce dépôt, les courants ont raviné à nouveau le sommet de ce calcaire en y édifiant par places un hard-ground.

Par contre, les brèches manquent, les microbrèches y sont rares. Le calcaire est franc, pseudo-oolitique, pisolitique, spathique ou zoogène, se rapprochant ainsi des calcaires néritiques du Dogger des environs de Champcella.

III. — NAPPE DE PEYRE-HAUTE

Le Dogger manque ici totalement. Le Malm est directement transgressif sur les calcaires triasiques (Saint-Crépin) ou le Rhétien (Villard de Saint-Crépin).

Si l'on veut par la pensée rétablir la continuité des fonds marins, on peut admettre que la région frontale de la nappe de Peyre-Haute prolongeait vers l'est la couverture normale du Houiller briançonnais (terrains de l'actuelle nappe de Champcella) à partir d'un point correspondant en gros à la région du chalet de l'Alpavin (vallée du torrent de l'Ascension, à 2 km en aval du lac), où des faciès identiques se retrouvent dans la nappe de Champcella orientale.

Quoi qu'il en soit, nous sommes là sur le faite d'une cordillère briançonnaise plus interne que celle de Roche-Charnière.

PALÉOGÉOGRAPHIE DU DOGGER

Pour la première fois dans l'histoire de notre région, apparaît le trait dominant de la paléogéographie des zones internes : à savoir l'alternance de cordillères et de petites fosses.

Dans celles-ci commence l'avancée marine, avec son cortège de formations charbonneuses (estuaires).

On peut distinguer d'ouest en est :

1. *La cordillère de Roche-Charnière*, balayée par les courants marins, à Dogger micro-bréchique ou bréchique, sporadique. Sur son versant oriental (seul connu) s'édifiaient en eau plus calme, des calcaires zoogènes qui font passage à ceux d'une nouvelle unité géographique :

2. *Le sillon de Champcella*, à sédimentation plus calme consistant surtout en vases calcaires organiques. La profondeur y était suffisamment faible pour qu'une faune abondante s'y développât, au moins à certaines époques et par places.

Vers la fin du Dogger, une activité orogénique se manifeste dans les cordillères voisines, se traduisant par l'apparition de microbrèches au sommet de la série.

Localement, vers l'ouest, ce sillon de Champcella passait à une petite fosse à sédimentation extrêmement monotone de vases très organiques où les fossiles sont rares : celle du Ponteil-L'Aubrèau.

3. Nouvelle cordillère que l'on pourrait appeler *cordillère de Saint-Crépin* où le Dogger manque, soit qu'il ait été érodé au fur et à mesure de son dépôt, ou seulement après celui-ci, — soit qu'il n'ait pu se déposer en raison de l'émersion du faite de la cordillère à cette époque. Dans ce cas, on peut concevoir qu'au moins une partie du sidérolitique (ou des argiles latéritiques) qui sera remaniée par la mer argovienne (marbre de Guillestre) peut alors avoir pris naissance.

Sur sa marge occidentale, cette cordillère était précédée par des hauts-fonds (La Roche de Rame) balayés par de violents courants sous-marins. Ces hauts-fonds étaient les premières manifestations d'une extension plus grande vers l'ouest que manifestait la cordillère à partir de cette latitude vers le sud.

LE MALM

De même que pour le Dogger, nous allons encore avoir à jouer avec deux faciès différents et opposés, liés à la présence de cordillères et de fosses :

1. Le faciès caractéristique des cordillères briançonnaises, c'est-à-dire l'association de deux niveaux très réguliers : à la base, un niveau rouge (schistes rouges et calcaires amygdalaires dits *marbre de Guillestre*); et au sommet, des *calcaires marmoréens*, à pâte fine, de couleur très claire, blanche ou rosée.

2. Des *calcaires vaseux à zones siliceuses*, régulièrement intercalés entre Dogger et Crétacé supérieur.

Le premier de ces faciès, surtout le marbre de Guillestre, est connu depuis longtemps. E. GUEYMARD le cite déjà dans sa *Minéralogie des Hautes-Alpes* : une brèche calcaire de couleur rouge vineux. Ch. LORY l'attribue ensuite au Lias, comme tous les autres calcaires du Briançonnais puis, en 1884, le plaçait dans le Malm (Oxfordien) pour des raisons paléontologiques. Reprenant son étude à partir de 1893, W. KILIAN crut pouvoir en faire du Tithonique⁽¹⁾, mais F. BLANCHET, en 1933, ramenait cette formation à un niveau inférieur, compris entre Oxfordien et Kimméridgien, très probablement Argovien.

Quant au niveau supérieur, c'est-à-dire les calcaires marmoréens à patine claire, à pâte fine, bourrés de Calpionelles, ils seront datés du Tithonique par F. BLANCHET (1927) à la suite de la découverte⁽²⁾ d'une riche faune d'Ammonites au col du Lauzon, dans la partie méridionale du massif de Peyre-Haute.

Le deuxième faciès, c'est-à-dire les calcaires à zones siliceuses, n'est connu que depuis 1930, époque à laquelle Ch. PUSSENOT les cite pour la première fois, aussi bien dans les environs de Briançon que plus au sud, dans notre région (bas torrent de l'Ascension, environs de Champcella). Ch. PUSSENOT les attribue au Jurassique supérieur, peut-être même en partie au Crétacé inférieur, en tout cas à un niveau supérieur à celui du marbre de Guillestre, ayant observé la superposition de ces deux termes.

Ces calcaires sont ensuite revus par M. GIGNOUX (1937) qui y distingue :

- une partie inférieure schisteuse (Oxfordien);
- les calcaires à zones siliceuses proprement dits (Rauracien-Argovien);
- une zone plus compacte, à pâte fine, avec des Calpionelles (Tithonique et Néocomien tout à fait inférieur).

I. — NAPPE DE PEYRE-HAUTE

Pour plus de commodités, nous commencerons par cette unité dont le Malm est le mieux connu.

Cet étage y est formé de deux termes classiques :

1. Schistes rouges argoviens, dans lesquels peuvent parfois apparaître des nodules calcaires

⁽¹⁾ On sait en effet que W. KILIAN, ayant repris l'Ammonite sur laquelle Ch. LORY avait basé son interprétation (*Pelto-ceras transversarium*), la déterminait comme *P. Fouqueti*, espèce créée par lui pour des formes du Jurassique supérieur d'Andalousie qu'il estimait Tithonique.

⁽²⁾ Due à la collaboration du Pasteur DUPASQUIER, J. JUNG et M. GIGNOUX.

à pâte fine, blanche ou rosée. On a alors le faciès *marbre de Guillestre* qui n'est donc qu'un équivalent latéral des schistes rouges.

Ce niveau a fourni à Saint-Crépin *Duvalia* sp. (cf. *lata* Bl. sp.), *Aptychus punctatus* Voltz., et des sections indéterminables d'Ammonites.

2. Marbres blancs ou rosés, plus rarement gris, montrant au microscope des Radiolaires, des spicules de Spongiaires et des Calpionelles.

Ce Malm est directement transgressif sur le Trias à Saint-Crépin, et ceci par l'intermédiaire d'un hard-ground siliceux et ferrugineux ⁽¹⁾, formant un encroûtement sporadique à la surface des dolomies sommitales du Trias. Ailleurs, ce hard-ground peut être plus continu, se présentant comme une mince pellicule brunâtre, imprégnant de façon diffuse le sommet du Trias et s'y insinuant en fines traînées (un tel aspect est visible en plusieurs points entre Saint-Crépin et la Roche de Rame, par exemple au lieudit Combe-Mounière).

Exceptionnellement, l'Argovien rouge peut débiter par une microbrèche d'un mètre d'épaisseur au maximum, passant à sa partie supérieure aux couches rouges noduleuses classiques (sentier de Champaussel à la Roche de Rame, vers le point coté 1448 du plan directeur).

Plus à l'est, par exemple dans les environs du Villard de Saint-Crépin, et dans le vaste plateau boisé de l'Oumbras, la transgression du Malm se fait sur le Rhétien ou le Trias, par des schistes rouges ou du marbre de Guillestre, sans hard-ground ni microbrèche. Néanmoins, un régime de courants sous-marins préalables est certain en raison de l'allure assez sporadique du Rhétien et surtout du Lias, dont le sommet semble bien être raviné par le Malm (Balme-Rousse).

L'interprétation paléo-océanographique des sédiments précédents est assez difficile. Il s'agit de sédiments pélagiques, sans aucun apport détritique, sauf à la base de la formation où sont remaniées des argiles sidérolitiques ou latéritiques. La profondeur de dépôt devait être assez grande (aucun reste d'animaux littoraux, mais seulement des débris de Céphalopodes nageurs, d'Éponges siliceuses, des Radiolaires et des Calpionelles).

Ces calcaires marmoréens à grain excessivement fin ont été interprétés le plus souvent comme des vases coralliennes, ce qui n'est pas incompatible avec de grandes profondeurs, puisque le « Challenger » en a dragué jusqu'à plus de 3 000 mètres de profondeur. Mais on ne connaît pas les récifs dont elles proviendraient. Je n'ai pas retrouvé ceux décrits par L. MORET, E. RAGUIN et D. SCHNEEGANS (1930) dans le massif de Peyre-Haute, au pic de Maravoise par exemple. Dans cette région, le Malm a toujours le faciès pélagique habituel. Mais il n'est pas toujours facile de le distinguer du Dogger qui, par places, renferme des Polypiers. Il est donc probable que la faune décrite par les auteurs précédents dans cette localité, est en réalité jurassique moyen. D'ailleurs dans sa thèse, D. SCHNEEGANS, faisant l'inventaire des formations récifales connues dans les zones internes alpines, ne cite que la barrière des Séolanes.

Ainsi le calcaire blanc du Malm apparaît plutôt dans notre région comme résultant soit d'une sédimentation chimique (précipitation directe du CO_3Ca dissout dans l'eau de mer), soit de l'intervention d'un plancton à micro-organismes extrêmement petits, à tests calcaires, comme les Coccolithophoridés. La région où règnent de tels types de sédimentation existe normalement d'ailleurs à la périphérie des récifs coralliens et de la zone où se dépose une vase blanche résultant de la trituration très poussée des débris de coraux. Elle peut s'étendre sur de grandes surfaces, fort loin des récifs, ce qui correspond bien aux conditions dans lesquelles se présente le Malm proprement briançonnais.

Plus loin encore ou plus profondément, nous entrerions dans une zone où la teneur en argile et silice colloïdale devient plus importante. C'est le domaine des calcaires marneux à zones siliceuses, azoïques ou presque, que nous allons aborder.

⁽¹⁾ Découvert par M. GIGNOUX et L. MORET (1939). Le contact est bien visible sous une petite chapelle située derrière l'église.

II. — NAPPE DE CHAMPCELLA

Les bonnes coupes sont rares, tout au moins celles qui permettent de bien voir le contact avec le Dogger.

1. BORDURE EST DU BOIS DU BOUCHET (au-dessus et à l'ouest de Champcella), au lieu dit *les Balmes* (non indiqué sur la carte au 1/20 000).

On a là de haut en bas :

1° Calcaires bien lités avec nombreuses zones siliceuses⁽¹⁾. L'épaisseur est impossible à chiffrer en raison des éboulis et des moraines (de 4 à 5 m).

2° Calcaires plus compacts, à patine grise et cassure noire ou bleu noir, donnant une petite barre. Zones siliceuses fréquentes surtout à la base, plus rares au-dessus (15 m environ).

3° Calcaires bien lités, se débitant en petites plaquettes, à rares zones siliceuses (8 à 10 m). Le contact de ce dernier terme avec le Dogger est masqué par une faille.

A l'extrémité nord de cette même falaise, on voit s'intercaler à la partie supérieure du niveau 3, une lentille de 3 à 4 mètres d'épaisseur, de schistes argileux noirs, très fissiles, qui déterminent localement une vire à la base de la falaise.

Les calcaires plaquetés à rares zones siliceuses qui se trouvent sous cette lentille montrent parfois une teinte un peu rougeâtre (apport d'argile continentale par les courants marins).

Sous la falaise des Balmes, apparaît une nouvelle petite barre de Malm décalée par rapport à la précédente par une faille. Son intérêt est de montrer le contact du terme 3 avec la microbrèche terminale du Dogger. Le contact se fait très tranquillement, sans ravinement ni hard-ground.

2. LE POUIT (nom d'une petite butte située au sud de Champcella, à la tête du ravin qui descend vers Chanteloube).

De haut en bas :

1° Calcaire massif à rognons siliceux, à patine claire et cassure bleu noir. Détermine une petite barre distincte (5 à 6 m).

2° Calcaires en minces plaquettes, fissiles, à zones siliceuses, donnant une petite vire (3 à 4 m). Ce terme repose sur le Dogger (calcaire massif à Mollusques silicifiés). Le contact est très tranquille.

3. LE CHAMBON (au nord de Champcella).

De haut en bas :

1° Alternance de calcaires à zones siliceuses et de lits schisteux (épaisseur impossible à chiffrer).

2° Calcaire plus compact, avec rognons siliceux, donnant une petite barre (5 à 8 m).

3° Calcschistes sans zones siliceuses, à surface grise ou gris verdâtre, luisante, satinée. Ils rappellent un peu par leur aspect les marbres en plaquettes, mais sont plus compacts (épaisseur impossible à chiffrer, le contact avec le Dogger n'étant pas visible).

4. SERRE DE LA GARDE (au-dessus de Pallon).

De haut en bas :

1° Calcaire d'apparence massive, se débitant en plaquettes épaisses, avec zones siliceuses. Patine claire, cassure sombre. Donne une petite falaise de 4 à 5 mètres d'épaisseur.

⁽¹⁾ Au microscope, ces zones siliceuses montrent ici, comme dans tous les autres exemples cités, un ciment de silice cryptocristalline, à rares spicules de Spongiaires, sans Radiolaires. Le carbonate de chaux y figure sous la forme de rhomboèdres plus ou moins parfaits, très nombreux ainsi qu'en fines veinules.

La structure et l'association intime de ces zones siliceuses avec la gangue calcaire évoque tout à fait les *silixites* du calcaire carbonifère du nord de la France.

2° Calcaires bien lités, se débitant en minces plaquettes, à surface satinée et striée, sans zones siliceuses. Ressemblent aussi aux marbres en plaquettes, mais plus compacts. Leur base doit être plus tendre et détermine un petit replat herbeux qui empêche de mesurer l'épaisseur de ce niveau. Le contact avec le Dogger n'est donc pas visible.

5. BAS TORRENT DE L'ASCENSION.

a. En aval du pont du Villars.

Le torrent traverse là en une petite gorge, un anticlinal de Malm montrant une coupe presque identique à celle des Balmes de Champcella.

De haut en bas :

1° Alternance de bancs schisteux, lustrés, gris bleuté, et de bancs calcaires à zones siliceuses, se débitant en minces plaquettes (15 à 20 m).

2° Calcaires en bancs compacts; certains de ceux-ci renferment des zones siliceuses qui sont parfois très contournées ⁽¹⁾. Ces calcaires sont fossilifères (Bélemnites, *Aptychus*, Pentacrine, Brachiopode?) 10 mètres.

3° Calcaires en petits bancs, voire schisteux, noirâtres ou gris lustré, à fines stries ou plis en surface et rares zones siliceuses (6 à 7 m).

Outre la présence de quelques fossiles macroscopiques, le niveau 2 renferme aussi par places un plancton très dense de Calpionelles. De plus, fait important, il montre en certains points un aspect marmoréen rose, annonçant le faciès des calcaires superposés au marbre de Guillestre. En dehors de ces quelques zones diffuses, la pâte a son aspect habituel, bleu noir.

b. En amont du pont (voir fig. 5).

On a là une très belle coupe découverte par Ch. PUSSENOT.

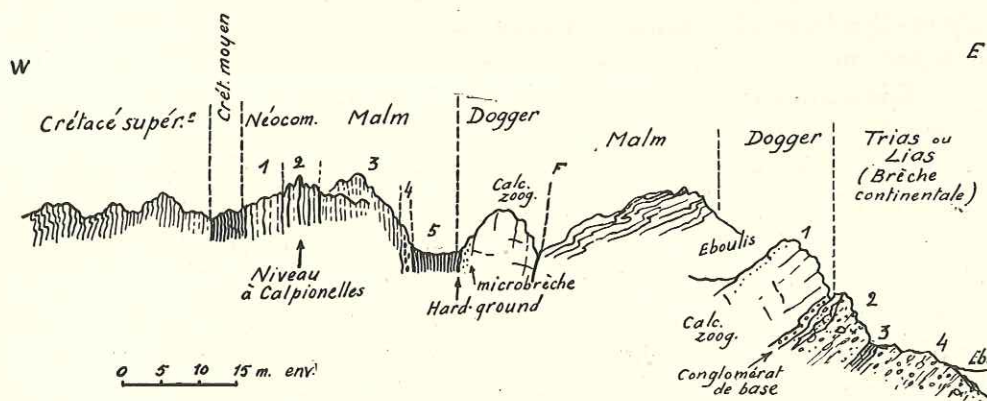


FIG. 5. — Coupe prise sur la rive droite du torrent de l'Ascension, en amont du pont du Villars
 Dans chaque étage ou groupement d'étage, les chiffres désignant les termes successifs correspondent à ceux employés dans le texte pour leur description détaillée

Sous les marbres en plaquettes viennent :

1° Schistes noirs luisants, un peu micacés, puis plus calcaires, avec zones siliceuses, que nous attribuerons au Néocomien (voir le détail plus loin).

⁽¹⁾ Alors que les bancs calcaires encaissants, sans zones siliceuses, sont très régulièrement stratifiés.

Ce fait est le résultat de glissements sous-marins contemporains de la sédimentation, c'est-à-dire affectant des vases encore imparfaitement consolidées (où, dans le cas présent, la silice devait se présenter sous la forme d'une trame ou de lits d'un gel colloïdal).

L'inclinaison du fond n'était pas nécessairement très forte : des phénomènes identiques ont été observés actuellement sur des pentes de 2 à 3 degrés seulement.

Ces aspects ne sont pas spéciaux au Malm : les zones siliceuses du Dogger présentent parfois aussi cette particularité (par exemple au lieudit Barrachin, près de Chanteloube). On peut donc se demander si la présence de silice colloïdale n'était pas un élément favorable au déclenchement du processus (voir J. DEBELMAS, 1953 b).

2° Calcaire à patine grise et cassure bleu noir, irrégulièrement rubané, un peu noduleux, à zones siliceuses. Quelques Calpionelles isolées (5 m).

3° Calcaire identique mais zones siliceuses minces, lamellaires, nombreuses, régulières. Vers la base quelques silex arrondis. Plus de Calpionelles (15 m).

4° Lit d'allure noduleuse, montrant des sortes de galets de Malm, dans une pâte schisteuse, luisante, gris bleu. C'est un lit de remaniement (1 à 2 m).

5° Schistes luisants, gris clair, striés en surface, sans zones siliceuses. Reposent sur les calcaires du Dogger par un hard-ground (5 m).

En résumé, dans la nappe de Champcella, la composition du Malm est la suivante : de haut en bas :

3. Calcaires bien lités, en bancs minces, à zones siliceuses, alternant avec des calcschistes ou des schistes sans zones siliceuses. Épaisseur de l'ordre de 3 à 15 mètres.

2. Calcaires plus massifs, encore un peu lités parfois (bas torrent de l'Ascension, Serre de la Garde), ou parfois au contraire compacts, sans stratification nette, formant une véritable « barre » (Les Balmes de Champcella). Zones siliceuses et rognons siliceux surtout fréquents à la base. Fossiles exceptionnels (Aptychus, Bélemnites, Pentacrines). Épaisseur de l'ordre de 5 à 15 mètres.

1. A la base, calcaires bien lités, en petits bancs minces, à surface sombre, brillante, striée, à zones siliceuses rares ou nulles dans le bas, devenant plus abondantes vers le haut de cet horizon, qui passe en général de façon insensible au niveau 2. Par endroits, par contre, il y a rupture de sédimentation entre ces deux termes, soit sous la forme d'un niveau de remaniement avec nodules (bas torrent de l'Ascension), soit par apparition de lentilles de schistes noirs (Les Balmes de Champcella). Dans les deux cas, ces structures sont liées à l'existence de courants sous-marins.

Au microscope, le niveau 1 est toujours azoïque. Le niveau 2 renferme vers sa partie supérieure des Calpionelles⁽¹⁾, le plus souvent à peine reconnaissables et réduites à des débris isolés, parfois au contraire, mais exceptionnellement, groupées en essaims très denses (bas torrent de l'Ascension), des Radiolaires et des spicules de Spongiaires (qui peuvent avoir contribué en partie à l'édification des zones siliceuses).

Le niveau 3 ne renferme plus de Calpionelles. On y trouve encore des Radiolaires, des Textularidés et surtout des Globigérinidés.

Ces faits portent à admettre la chronologie suivante, déjà suggérée par M. GIGNOUX et L. MORET.

Niveau 3 : Néocomien.

Niveau 2 : Malm supérieur (« Barre tithonique » des zones alpines externes) et Néocomien tout à fait inférieur.

Niveau 1 : Malm inférieur.

Au point de vue paléo-océanographique, la minceur de cette série s'étendant pourtant sur un laps de temps considérable et la monotonie des faciès, évoquent tout à fait une zone de sédimentation calme, vaseuse, sans apports terrigènes. On ignore encore quelle est la signification bathymétrique des zones siliceuses en milieu calcaréo-marneux. Mais la faune excessivement réduite consistant surtout en Céphalopodes et Pentacrines, serait plutôt l'indice d'une profondeur relativement grande.

Ainsi le régime marin persisterait de façon continue entre le Dogger et le Malm. Mais le régime néritique du Dogger serait remplacé par une sédimentation de fosse profonde.

Il est intéressant de rapprocher ces faciès de la nappe de Champcella de ceux du Malm à l'est de Briançon, étudiés récemment par M. LEMOINE (1950). On y retrouve les calcaires à zones siliceuses, attribués également par cet auteur au Tithonique-Néocomien (présence d'*Aptychus* cf. *Didayi* Coq.). Il ne semble pas que s'y individualise une grosse barre plus spécialement « titho-

⁽¹⁾ Signalées pour la première fois par M. GIGNOUX et L. MORET (1937).

nique ». Mais il est surtout intéressant de constater que ces calcaires à zones siliceuses reposent par places (nord-est de Névache) sur le marbre de Guillestre.

En somme, ce faciès des calcaires à zones siliceuses nous apparaît comme une véritable série compréhensive, pouvant aller de la base du Malm au Néocomien, mais passant latéralement à des formations plus proprement briançonnaises.

Le fait que le Malm à zones siliceuses repose sur le marbre de Guillestre en certains points du Briançonnais axial ou oriental, peut s'expliquer soit par un déplacement des aires de sédimentation au cours du Malm, soit par une extension plus grande des faciès proprement briançonnais au Lusitanien (marbre de Guillestre) qu'à la fin du Jurassique (calcaires blancs à Calpionelles).

Mais on connaît aussi dans ce Briançonnais oriental (est du sommet de Roche-Gautié) des schistes et calcschistes rapportés par M. LEMOINE à l'Oxfordien. Nous aurions donc là une coupe qui rappellerait tout à fait celles de la nappe de Champcella.

Ainsi apparaît, comme au Dogger, l'existence de plusieurs sillons sur le géanticlinal briançonnais.

VARIATIONS DE FACIÈS
DANS LA NAPPE DE CHAMPCELLA
(fig. 6)

1. Vers l'ouest

Dans l'affleurement le plus occidental du Malm de cette unité, c'est-à-dire sur le versant ouest du sommet nord de l'arête de Gaulent, cet étage est représenté par un calcaire à zones siliceuses, mais qui, par places, prend l'allure d'un calcaire marmoréen gris-mauve, annonçant ainsi tout à fait le Malm le plus oriental de la nappe de Roche-Charnière (côte de Corbières).

2. Vers l'est

Nous avons vu que dans l'anticlinal du bas torrent de l'Ascension la « barre tithonique », normalement formée d'un calcaire gris noirâtre, montrait déjà par places des zones diffuses marmoréennes, blanches ou rosées.

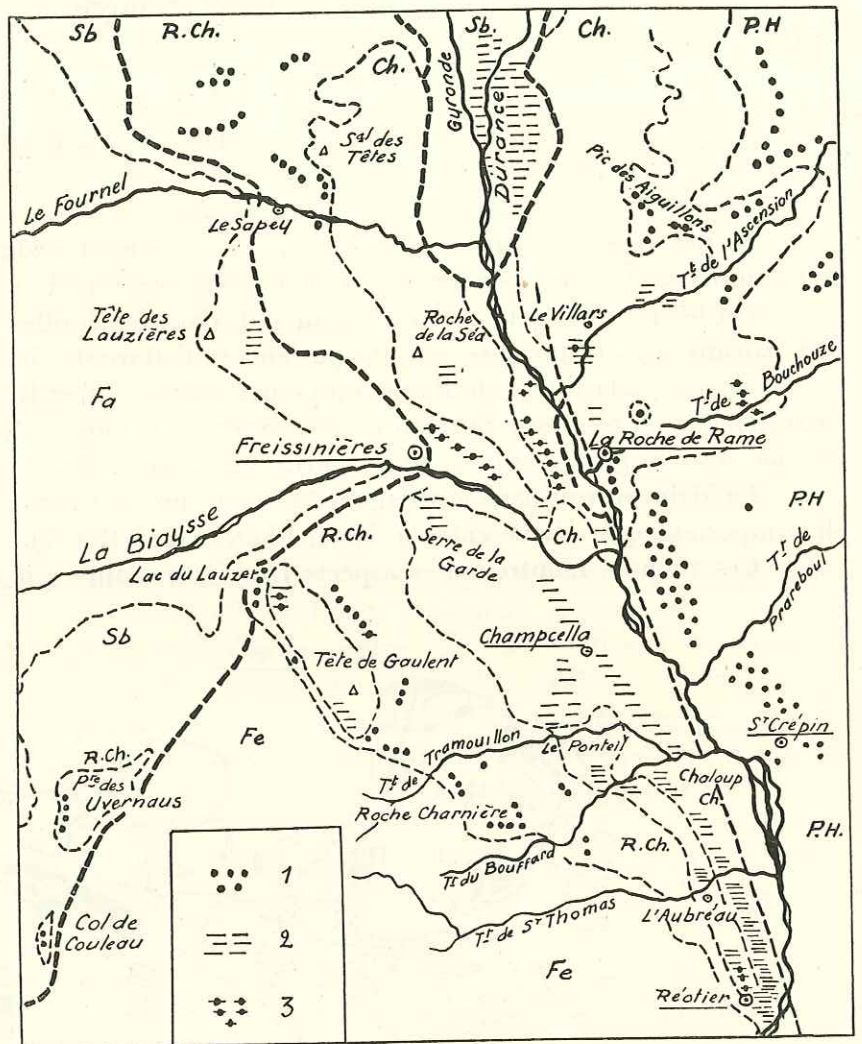


FIG. 6. — Schéma de la répartition des faciès du Malm

1. Marbre de Guillestre et calcaires blancs à Calpionelles superposés, ou l'un de ces termes seulement (nappes de Roche-Charnière et de Peyre-Haute).
2. Calcaires à zones siliceuses (nappe de Champcella et écaille du Ponteil-L'Aubréau).
3. Termes de passage. En général, calcaires blancs à Calpionelles avec zones siliceuses rouges ou grises (nappe de Roche-Charnière orientale, nappe de Champcella occidentale et orientale).

Pour les abréviations, voir figure 4.

Dans la crête du Puy des Aiguillons, le Malm a dans sa totalité le faciès typiquement briançonnais (marbre de Guillestre et marbres blancs).

A la base du versant ouest de cette crête, on observe un terme de passage entre ce type du Malm et celui du bas torrent de l'Ascension.

Si l'on reprend la petite coupe que nous avons commencée à propos du Dogger, coupe visible, rappelons-le, sur le sentier qui court à la base du versant sud-ouest de la crête des Aiguillons, dans les ravins descendant du point coté 2453 du plan directeur — on observe au-dessus des microbrèches du Dogger la série suivante :

1. Schistes rouges argoviens reposant sur le Dogger par un hard-ground (1 m).
2. Calcaire compact, massif, blanc, marmoréen, à bandes de jaspes rouges ⁽¹⁾ à sa partie supérieure (3 à 4 m).

La présence des jaspes rouges est un dernier écho des zones siliceuses du Malm des environs de Champcella. Ces jaspes n'existent plus dans la crête du Puy des Aiguillons.

On les retrouve par contre plus au sud, dans les écailles du torrent de Bouchouze, associés à un calcaire à grain fin, gris, n'ayant pas encore l'allure des marbres blancs précédents.

En aval, à la Roche de Rame, on pourrait donc s'attendre à trouver les faciès de Champcella normalement représentés. En réalité, il apparaît là, comme au Dogger, des faciès aberrants, liés à une paléogéographie complexe des abords de la cordillère de Saint-Crépin.

Le Malm se voit dans le village même, dans un petit rocher situé derrière l'église et dans celui plus important qui s'élève entre le lac et l'hôtel Abeil (fig. 7).

Ces rochers montrent des aspects très intéressants qui ont longtemps paru énigmatiques

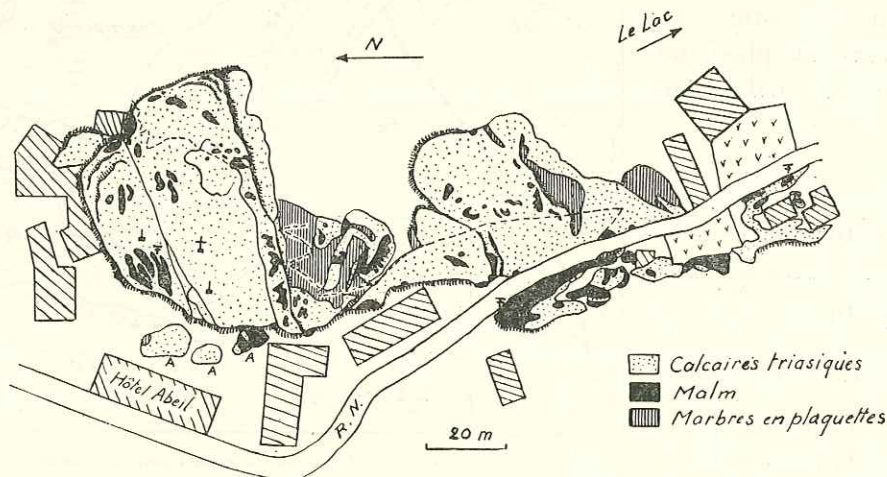


FIG. 7. — La « Roche » de Rame

C'est une « dent cariée » de calcaire triasique, dont les « plombages » seraient faits de Malm et de marbres en plaquettes. Cette disposition évoque un régime de haut-fond pélagique ayant persisté au cours du Malm et du Crétacé supérieur.

parce qu'on y trouvait à la fois les caractères du Trias, du Malm, ainsi que des brèches qui ont même fait penser à la présence du Dogger.

En réalité, il s'agit dans les deux cas d'une masse triasique avec son cortège de fausses brèches, profondément corrodée par le Malm qui y apparaît garnissant des fonds de poches ou des fissures et semble même localement reprendre le Trias en une véritable brèche de remaniement.

⁽¹⁾ Au microscope, la structure est analogue à celle des zones siliceuses grises du Malm typique de la nappe de Champcella. Toutefois la calcite est ici beaucoup plus rare. Aucun Radiolaire visible.

Par places, les parois des cavités triasiques sont enduites de croûtes siliceuses rougeâtres ⁽¹⁾ qui représentent très probablement un hard-ground.

Quant au Malm, il est représenté par un calcaire à Calpionelles, marmoréen, blanc, rose pâle ou mauve, parfois veiné de rouge et offrant alors l'aspect du marbre de Guillestre. Ce calcaire est bourré de Bélemnites et d'Aptychus.

Donc, pour le Malm, nous retrouvons un régime analogue à celui du Dogger. Dès la Roche de Rame, la nappe de Champcella prend des faciès presque identiques à ceux que l'on retrouve dans la nappe inférieure du Guil. On sait en effet que les marbres en plaquettes sont là directement transgressifs sur le Trias ⁽²⁾, avec un conglomérat de base dans lequel on retrouve quelques galets de Malm, sous la forme d'un calcaire blanc à Calpionelles.

3. *Vers le sud*, au-delà du torrent de Tramouillon, l'écaille du Ponteil-l'Aubréau.

Dans cette unité, je rattache au Malm, un ensemble de calcaires en plaquettes avec minces zones siliceuses surmontant une série de schistes et de calcschistes fissiles très souvent laminés ou recouverts par la végétation.

On peut observer ces deux termes :

1. Sous les terrasses du Ponteil, dans le bas ravin de Bouffard. En ce point, les calcaires à zones siliceuses renferment des Bélemnites et des Aptychus. Nous les attribuerons, par analogie avec la série de Champcella, au Malm-Néocomien. Dans cette formation, M. GIGNOUX et L. MORET ont signalé des zones siliceuses en forme de petits rognons de la taille d'une noisette, se détachant en relief sur les surfaces altérées. Je n'ai malheureusement pas pu retrouver ce niveau en place. Il ne semble pas d'ailleurs être caractéristique de cette unité, car j'en ai retrouvé beaucoup plus au nord, dans les éboulis descendant du sommet nord (2709) de l'arête sommitale du massif de Gaulent, arête qui dépend de la nappe de Champcella, et où l'on rencontre quelques lambeaux de calcaires à zones siliceuses du Malm sur lequel nous aurons d'ailleurs l'occasion de revenir.

Sous les calcaires à zones siliceuses du torrent de Bouffard, vient ensuite une zone de calcschistes se débitant en très minces plaquettes, donnant une sorte de couloir. Le passage est continu avec les formations encadrantes. Nous attribuerons cet ensemble au *Callovien-Lusitanien*.

2. Sur la rive droite de ce même torrent de Bouffard, un peu au nord du hameau des Preyts, de grands ravinements ont fait apparaître là une série renversée comprenant d'ouest en est, du Trias, du Dogger typique et enfin un ensemble de calcschistes finement lités, très plissotés, pouvant de loin évoquer les marbres en plaquettes, mais donnant des éboulis bleutés. De près d'ailleurs leur patine et leur cassure sont différentes. Ils ne renferment aucune Rosaline. Il s'agit donc probablement du terme que nous avons précédemment attribué au Callovien, mais dont l'épaisseur réelle aurait pu ici être conservée.

3. Ce complexe se retrouve, comme nous l'avons vu, dans le bas torrent de Saint-Thomas.

4. Enfin dans la région de Réotier, on retrouve les calcaires à zones siliceuses du Tithonique-Néocomien, mais les laminages interdisent toute stratigraphie détaillée.

De même qu'au Dogger on peut assister au *passage du faciès du Malm de la série de l'Aubréau-Le Ponteil, à celui de la nappe de Champcella s. s.*

En effet, dans la falaise de Chaloup, au sud de Chanteloube, on peut attribuer au Malm la série suivante :

1. Au-dessus du Dogger et pratiquement en continuité avec lui, viennent des calcaires en petites plaquettes, minces, grisâtres à cassure noire (Callovien).

⁽¹⁾ Qu'il ne faut pas confondre avec des silex rouges que l'on trouve parfois dans la masse des calcaires triasiques.

⁽²⁾ Parfois revêtu d'une mince croûte bréchique représentant le Dogger.

2. Calcaires bien lités, sans zones siliceuses, un peu plus compacts que les précédents (Lusitanien et Tithonique inférieur?).

3. Calcaires bien lités, à zones siliceuses (Tithonique supérieur et Néocomien).

Plus au sud (moulin Faune), la coupe est identique quoique le terme 2 ne soit pas nettement visible.

Et enfin, dans les bois de l'Aubréau, seul le terme 3 se montre, mais le laminage commence à devenir extrême. Le faciès est celui des environs de Réotier.

Comme on le voit, le Malm de la série du Ponteil-l'Aubréau diffère très peu de celui de Champcella. Paléogéographiquement, il s'agit d'évidence d'une seule et même zone de sédimentation.

Avant de quitter cette région de Réotier, il nous faut examiner deux affleurements de Malm dont le faciès n'est pas celui que nous venons de décrire.

1. Sur le chemin de l'église de Réotier aux Guieux, on rencontre, peu après le départ du sentier de l'Aubréau, une écaille comportant d'est en ouest : marbres en plaquettes, Malm, Dogger. Mais le Malm n'a pas le faciès des calcaires gris à zones siliceuses. C'est un calcaire blanc rosé, à grain très fin, un peu marmoréen, d'allure zonée.

Un tel faciès se rencontre également dans deux minces écailles de Malm que l'on recoupe le long du sentier de l'église de Réotier aux Terrasses, peu après avoir quitté le grand chemin de cette église de Réotier aux Guieux.

Il est probable que ce Malm s'est édifié aux dépens de vases coralliennes amenées localement et exceptionnellement par des courants marins, dans le fond d'une fosse à sédimentation vaseuse, monotone et réduite.

Donc, comme au Dogger, la sédimentation traduit aussi en ce point, des apports d'une région littorale ou de hauts-fonds située immédiatement à l'ouest (cordillère de Roche-Charnière).

2. Dans les environs du hameau des Terrasses (au-dessus de l'entonnoir de dissolution d'une part — entre la route et la fontaine pétrifiante d'autre part, — en petits lambeaux isolés au débouché du ravin des Terrasses enfin), on observe des schistes noirs épais, régulièrement lités, à surface lisse et brillante, rarement fripés et plissotés, jamais micacés, à lits de microbrèches calcaires à patine brune, très ferrifères (véritables zones de limonite). Il n'y a jamais de bancs de grès.

La régularité de la stratification de ces schistes, l'absence de mica détritique et de bancs de grès, la présence de microbrèches calcaires tout à fait différentes de celles que l'on trouve exceptionnellement dans le Flysch noir, me font conclure à la suite de M. GIGNOUX et L. MORET, qu'il ne s'agit pas là de Flysch noir, mais de « Terres noires » jurassiques, c'est-à-dire de schistes callovo-oxfordiens.

Leur interprétation dans le cadre paléogéographique établi précédemment est difficile : dans l'écaille du Ponteil-l'Aubréau, comme dans la nappe de Champcella méridionale, le Callovo-Oxfordien n'a pas ce faciès. Il est beaucoup plus calcaire. Dans la nappe de Peyre-Haute, c'est le début du dépôt du marbre de Guillestre.

L'hypothèse la plus logique est qu'il s'agit là des Terres Noires du bassin d'Embrun-Châteauroux, réapparaissant en fenêtre ⁽¹⁾. Leur position serait donc à rapprocher de celle du granite du Plan de Phasy, analogue d'après P. TERMIER à celui du Pelvoux.

La présence de ces terrains traduit donc une remontée anticlinale du socle, en une écaille parautochtone, suivant un style que les études récentes de P. GIDON ont montré être habituel sur cette bordure ouest du massif du Pelvoux. Nous verrons en effet au chapitre tectonique, que la

⁽¹⁾ Notons que la disparition de ces Terres Noires de Châteauroux sous le Flysch, se fait à 6 kilomètres seulement à vol d'oiseau de Réotier et qu'elles réapparaissent encore, en fenêtre, à l'ouest de Saint-Clément.

remontée de cette écaille est liée à un soulèvement d'ensemble de la partie méridionale du massif de Gaulent (rive droite de la Durance) par rapport à la rive gauche, soulèvement réalisé lors de la phase de surrection du massif du Pelvoux.

III. — NAPPE DE ROCHE-CHARNIÈRE

Disons tout de suite que les témoins de Malm en place sont extrêmement rares dans cette unité. A peu près partout, la transgression du Crétacé supérieur a érodé les calcaires du Malm que l'on retrouve fréquemment dans le conglomérat de base des marbres en plaquettes.

1. Dans le couloir longeant la base du versant ouest du Signal des Têtes, au-dessus du Dogger microbréchiq ou bréchiq qui encroûte le Trias, on observe en de rares points, des lentilles de quelques décimètres, voire des nodules d'un conglomérat à galets triasiques bien roulés, soudés par un calcaire blanc à grain fin, à débris de Gastropodes, sans Foraminifères. Il s'y associe des inter-lits d'enduits ferrugineux.

On peut considérer cette formation réduite comme tout ce qui représente le Malm.

2. A la base du verrou du Sapey, sur la rive droite de la vallée du Fournel. Nous avons déjà vu qu'une croûte de Dogger existait sur son parement ouest. Le Malm existe en place, à la base de la falaise, le long du canal d'irrigation des Feuillaras. C'est un marbre blanc localement veiné de rouge. Le contact avec le Trias est si étroit qu'il ne se manifeste pas dans la falaise par une vire ou une fissure quelconque.

3. Au sud de la vallée de la Biaysse, sur le versant ouest du massif de Gaulent, aux environs de la cabane du Gourre et du lac du Lauzet. On a là, au-dessus du Flysch noir supportant la cabane et le lac, un ensemble d'écailles appartenant à la nappe de Roche-Charnière. En effet, la plus importante est une longue lame de calcaire triasique surmontée de marbres en plaquettes débutant par un conglomérat de base à nombreux éléments de Malm (calcaire à Calpionelles mauves ou roses). On trouve dans la prairie où sort la source de la cabane, de gros blocs éboulés de ce même calcaire blanc, parfois veiné de rouge, un peu noduleux (faciès marbre de Guillestre). Il doit donc exister dans ces écailles, une lentille de Malm actuellement cachée sous les éboulis ou la végétation, ou bien complètement éboulée.

De même, au-dessus du Lac du Lauzet, existent de très nombreux blocs, souvent de très grosse taille, d'un calcaire identique, indiquant qu'une importante lentille de Malm existe ou a dû exister en ce point.

Peut-être cet affleurement est-il celui décrit par W. KILIAN (1904, p. 112) qui signale du « Jurassique supérieur de type Guillestre, avec Ammonites, Aptychus et Bélemnites, dans le massif de Gaulent sur le flanc de ce massif qui domine Val-Haute ». Je n'ai retrouvé aucune trace de cette faune en ce point, mais par contre elle existe dans un affleurement de Malm de ce faciès, avec en plus des jaspes rouges, sur le versant Est du massif de Gaulent, au-dessus de Clot-la-Font, dans une coupe où nous avons déjà décrit un Dogger zoogène et bréchiq ravinant le Trias ou plus exactement les formations continentales postérieures à ce Trias. Le contact du Malm et du Dogger ne peut être observé, le Malm ne figurant qu'à l'état d'écaille isolée dans le Flysch noir qui surmonte directement le Dogger. Le sommet de cette coupe est donc excessivement tectonisé.

4. Plus au sud, aucune trace de Malm n'est visible, si ce n'est sous la forme de galets dans le conglomérat de base du Crétacé supérieur. Il convient à ce sujet de signaler que M. GIGNOUX et L. MORET ont décrit (1933) dans ce conglomérat, à Roche-Charnière, des galets de radiolarites. Le microscope ne permet pas d'affirmer que ce sont bien des radiolarites. Il s'agit soit de jaspes rouges, soit encore de silex rouges que l'on trouve parfois dans le sommet du Trias que les couches crétacées corrodent profondément.

VARIATIONS DE FACIÈS VERS L'EST, DANS LA NAPPE DE ROCHE-CHARNIÈRE
(fig. 6)

1. Nous avons déjà vu une modification du faciès typique du Malm, à Clot-la-Font, sur le versant est du massif de Gaulent. Le Malm renferme là des jaspes rouges qui annoncent les zones siliceuses grises ou noires du Malm de Champcella.

2. Des faits analogues vont apparaître dans les environs de Freissinières, sur la rive gauche de la Biaysse.

A. *Au droit du hameau des Fazis*

On a là, sous les marbres en plaquettes débutant par des couches rouges :

1. Calcaire gris rosé, marmoréen, recristallisé, contenant des zones siliceuses irrégulières rouges, plus rarement vertes, ayant l'aspect de véritables radiolarites. Mais le microscope ne montre aucune trace de Radiolaires. Il n'y a plus de cristaux de calcite. La plus grosse de ces zones, boursoufflée en forme de chou-fleur, forme le sommet même du banc calcaire, associée à un hard-ground ferrugineux vert foncé ou brun rouge, azoïque au microscope. 2 mètres au maximum.

2. Schistes rouges argoviens (60 cm), débutant par une brèche à ciment rouge et éléments de dolomie blanche. Ce terme repose sur la brèche du Dogger.

Cette coupe rappelle beaucoup celle que nous avons vue sous le Puy des Aiguillons, dans la nappe de Champcella orientale.

B. *A l'est des Houdourengs*

On a là, sous les marbres en plaquettes débutant par des couches rouges :

1. Calcaires à zones siliceuses plus réduites, moins rouges. La pâte du calcaire est moins marmoréenne, plus grise. 1 à 2 mètres. Le sommet du banc calcaire est revêtu d'un hard-ground vert luisant, plus mince que précédemment.

2. Schistes rouges argoviens, sans brèche de base. 60 centimètres à 1 mètre. Ce terme repose directement sur le Dogger, bréchiqne et conglomératique.

C. *Au-dessus des Costes*

Ici, il y a disparition du Dogger, et le Malm repose directement sur le Trias. On a de haut en bas :

1. Calcaire marmoréen blanc, avec zones siliceuses grises. Épaisseur difficile à chiffrer : 8 à 10 mètres?

2. Marbre de Guillestre, 2 mètres environ.

3. Schistes rouges argoviens. 60 centimètres. Ce terme repose sur les dolomies triasiques.

En résumé, dans cette région, la série très lacuneuse de Roche-Charnière se complète par un Malm plus développé, où, dans une pâte faite toujours de vases calcaires très pures et très fines, apparaissent des jaspes rouges, puis des zones siliceuses grises qui annoncent celles du Malm de Champcella.

Passons maintenant sur le versant Durance, donc dans une partie plus orientale de cette même nappe de Roche-Charnière.

D. *Peyre-Tailla*

Le contact Malm-Crétacé supérieur n'est pas visible, car la coupe est très ébouleuse.

On a de haut en bas :

1. Calcaire à cassure claire, grise, se débitant en minces plaquettes, avec zones siliceuses grises.
2. Calcaire identique, mais plus compact.
3. Calcaire blanc, marmoréen, à Calpionelles, parfois veiné de rouge, avec zones siliceuses grises.
4. Schistes rouges, puis vers le bas, violets ou verts avec minces zones siliceuses rougeâtres ou brunâtres, ferrugineuses, visibles surtout en fragments dans les éboulis. Ce terme repose sur le calcaire du Dogger par un hard-ground peu visible.

Les épaisseurs de ces termes sont impossibles à chiffrer en raison de l'allure chaotique de l'affleurement. Elles ne dépassent pas quelques mètres.

Cette coupe prolonge donc tout à fait celle des Costes ou des Houdourens, mais en diffère par l'apparition de calcaires gris à zones siliceuses noirâtres au sommet du Malm.

E. *Côte de Corbières*

On a là, de haut en bas, sous le Crétacé supérieur dont les couches de base ne sont plus rouges :

1. Calcschistes gris, en minces plaquettes, à zones siliceuses. Épaisseur considérable (30 à 40 m).

Il s'agit du Néocomien (voir plus loin).

2. Grosse barre calcaire à patine grise, mais à cassure claire, avec quelques zones siliceuses. C'est tout à fait un faciès intermédiaire entre les calcaires marmoréens blancs et les calcaires gris ou noirs de Champcella.

Épaisseur de l'ordre de 20 mètres.

3. Ensemble de calcaires en minces plaquettes, avec zones siliceuses noires, alternant avec des schistes gris noirâtre fissiles. Vers le bas, schistes verts et violets, à zones siliceuses violettes ou vertes, évoquant des radiolarites, mais où le microscope ne montre pas de Radiolaires. A la base, ces zones siliceuses deviennent rougeâtres ou brunâtres, et cette fois le microscope montre de très nombreuses sections de Radiolaires. On peut vraiment parler de radiolarites.

Ce terme repose sur les calcaires du Dogger par un mince hard-ground rougeâtre.

En somme les faciès sont très proches de ceux de la nappe de Champcella. Les calcaires blancs ont pratiquement disparu ainsi que les schistes rouges argoviens. Quelques zones siliceuses rougeâtres persistent encore à la base.

F. *Enfin, à la prise d'eau de Pallon*, dans le talus de la route de Freissinières, immédiatement après le pont, le Malm est représenté par des calcaires à zones siliceuses grises ou noirâtres, impossibles à distinguer de ceux de la nappe de Champcella. Toutefois, à leur base, on retrouve le complexe des schistes à zones siliceuses vertes et violettes, mais dans des conditions d'affleurement que la tectonique a rendues telles qu'aucune coupe ne peut plus être relevée.

En résumé donc, entre Biaysse et Durance, on a tous les passages entre les faciès du Malm de la nappe de Roche-Charnière et ceux de la nappe de Champcella.

Ces deux ensembles étaient donc, au moment du dépôt de ces sédiments, dans le prolongement immédiat l'un de l'autre.

PALÉOGÉOGRAPHIE DU MALM

Le trait dominant est celui d'une *submersion générale du géanticlinal briançonnais*, réalisée dès l'Argovien.

Mais nous retrouvons en gros les mêmes unités qu'au Dogger. D'ouest en est :

1. *Cordillère de Roche-Charnière* à sédimentation toujours lacuneuse.

D'abord balayée par les courants marins qui érodent souvent le Dogger ou le Trias, édifiant par places des hard-grounds, on y voit ensuite se déposer des vases calcaires rouges, traduisant des remaniements de sidérolitique triasique, puis des vases pélagiques, blanches, très fines, exclusivement calcaires. Cette sédimentation fut soit strictement locale, liée à des courants qui la favorisaient ou l'empêchaient, soit au contraire plus généralisée, mais alors les sédiments auraient été très ravinés par la suite par ces mêmes courants.

2. *Sillon de Champcella*, à sédimentation excessivement calme, voire compréhensive, montant jusqu'au Néocomien. La profondeur devait être assez considérable, ainsi que semble l'indiquer la faune. Vers l'ouest, la fosse de l'Aubréau ne se marquait plus bien nettement, si ce n'est par une sédimentation encore plus réduite.

Sur chaque bordure de ce sillon, très symétriquement, des vases calcaires blanches, peut-être coralliennes, issues à l'ouest de la cordillère de Roche-Charnière, à l'est de celle de Saint-Crépin, étaient amenées par les courants, mêlées à quelques apports sidérolitiques ou latéritiques, qui ont pu colorer localement tout ou partie de la vase primitivement blanche, ou se fixer électivement sur les zones siliceuses, parfois véritables radiolarites.

3. *Cordillère de Saint-Crépin*.

Le Malm y est transgressif sur le Lias, le Rhétien ou le Trias (dans ce cas hard-ground à la base), faits montrant que son arrivée s'est accompagnée ou a été précédée par un régime de courants sous-marins.

Après un remaniement de produits sidérolitiques ou latéritiques, triasiques ou jurassiques (Lias ou Dogger), la sédimentation devient pélagique. Ce sont à nouveau des vases calcaires blanches très fines qui vont se prolonger très loin vers l'est.

De même qu'au Dogger, la bordure occidentale de cette cordillère n'était pas régulièrement alignée nord-sud, mais se dilatait brusquement vers l'ouest, au sud de la roche de Rame. A la hauteur de cette localité, cet élargissement était seulement annoncé par des hauts-fonds où régnaient de très violents courants sous-marins, mais où le type de sédimentation était celui de la cordillère voisine.

LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR

La découverte du Crétacé inférieur dans les écailles externes du Briançonnais est due à M. GIGNOUX, L. MORET, H. RENZ, D. SCHNEEGANS (1935).

Ces auteurs décrivent du Crétacé inférieur à la Tête du Grand Pré, au-dessus du Monetier et dans le soubassement de la chapelle Notre-Dame-des-Neiges, au-dessus de Briançon. Dans les deux cas, ce terrain se présente sous la forme de calcaires bien lités gris, avec zones siliceuses et lumachelles à *Aptychus*. Ainsi ce faciès briançonnais du Crétacé inférieur rappelle tout à fait celui des unités subbriançonnaises externes, comme celle de Piolit. Néanmoins, l'épaisseur est bien moindre et ne dépasse jamais 10 à 30 mètres.

I. — NAPPE DE CHAMPCELLA

On peut attribuer au Crétacé inférieur, comme nous l'avons vu, des calcaires bleus à zones siliceuses et à interlits calcschisteux, superposés à la barre « tithonique » quand celle-ci est visible. Nous avons vu en effet que les Calpionelles y disparaissaient et que les Globigérines étaient par contre fréquentes.

A l'ouest de Champcella, au-dessus de la falaise des Balmes, bien que dans de mauvaises conditions d'affleurement, on peut voir le Crétacé supérieur débiter immédiatement au-dessus de ces calcaires bleus à zones siliceuses, par des calcschistes satinés, à cassure claire, à amandes de calcaire à grain fin, blanc ou gris, un peu marmoréen, bourré de Rosalines. Ce changement brusque dans le mode de sédimentation ne s'accompagne d'aucune zone de brèches ou de couches rouges.

Dans cette coupe et celles qui lui sont identiques, il est difficile de savoir s'il y a lacune de sédimentation ou non entre Crétacé inférieur et Crétacé supérieur, parce qu'il est impossible de savoir jusqu'où monte ce Néocomien.

Nous allons essayer de préciser ce point par l'examen d'une autre coupe, celle du bas torrent de l'Ascension, en amont du pont du Villars, dont nous avons déjà vu le Dogger et le Malm (fig. 5).

On a là, d'ouest en est, en série descendante (les couches sont redressées à la verticale) :

1. Marbres en plaquettes typiques, passant peu à peu vers leur base à des calcschistes gris, luisants, à surface striée, puis plus clairs, avec de nombreux points noirs. Au microscope, riche plancton de Globigérines et de Rosalines.

2. Puis brusquement, mais sans hard-ground, ni conglomérat, viennent des schistes noirs, luisants, un peu micacés, qui, vers leur base, alternent avec des lits siliceux à patine gris brunâtre (5 m). Au microscope, on aperçoit des débris attribuables à des Globigérines.

3. Calcaires un peu siliceux, en bancs plus compacts, à patine gris brunâtre, d'allure rubanée, à zones siliceuses allongées ou en nodules. Cassure gris clair, un peu esquilleuse. Très beau plancton à Globigérines (5 m).

4. Enfin viendraient les calcaires à Calpionelles, en bancs irréguliers, un peu noduleux, à zones siliceuses, dont nous avons déjà parlé.

En somme, les termes 2 et 3 appartiennent au Crétacé inférieur. Le terme 3 permet le raccord avec la coupe des Balmes, de Champcella, mais nous voyons se développer, au-dessus, des schistes noirs (encore à lits siliceux à leur base) qui représentent peut-être un lointain écho des marnes noires aptiennes et albiennes de la fosse vocontienne. Elles pourraient donc représenter en partie le Crétacé moyen.

Or nous verrons que les marbres en plaquettes de cette coupe renferment à leur base une micro-faune probablement cénomanienne. Il pourrait donc y avoir ici (et non aux Balmes de Champcella) continuité de sédimentation entre Crétacé inférieur et Crétacé supérieur.

Notons aussi, qu'une coupe identique se retrouve dans le Néocomien de la vallée de Névache (M. LEMOINE, 1950). Dans cette localité également, le Néocomien est recouvert par des marbres en plaquettes mouchetés de points noirs, à micro-faune cénomanienne. Il y a là une symétrie des conditions de sédimentation que nous avons déjà reconnue au Malm.

Dans la digitation du Ponteil-l'Aubréau, le Crétacé inférieur est seulement visible aux environs du Ponteil.

a. Au sud de ce hameau, on a la coupe suivante d'ouest en est, en série montante :

1. Le long du chemin allant du Ponteil aux Preyts, la coupe commence par une petite cuesta d'un calcaire se débitant en plaquettes grises, à cassure bleu sombre, sans zones siliceuses. Il s'agit très probablement du terme succédant immédiatement aux calcaires à zones siliceuses (qui de fait affleurent à quelques centaines de mètres au sud). Nous sommes donc là déjà dans le Crétacé infé-

rieur. Le microscope montre une alternance de lits de vase calcaire à grain très fin, à rares débris de Calpionelles — et de lits où la calcite a recristallisé en grands éléments alignés, associée à du mica blanc et du quartz détritiques.

2. Calcaire en minces plaquettes, à surface écaillée, luisante, à cassure marmoréenne, esquilleuse, à grain très fin, évoquant déjà l'allure des marbres en plaquettes, mais sans Rosalines. Le microscope montre seulement des débris de Globigérines.

3. Calcschistes satinés, à amandes de calcite largement recristallisée.

4. Calcaire à grain fin, gris, un peu marmoréen, à cassure esquilleuse, rappelant tout à fait celle des marbres en plaquettes. Allure rubanée due à la présence de petits lits argileux et phylliteux. Cet aspect annonce aussi celui des marbres en plaquettes de cette même série. Riche plancton à Globigérines seulement.

Au-dessus débuteraient les marbres en plaquettes proprement dits, avec des couches rouges et vertes à leur base. Leur allure rubanée est tout à fait identique à celle du terme 4. Rien n'indique une interruption dans la sédimentation.

Les épaisseurs des différents termes du Crétacé inférieur sont difficiles à préciser, en raison des éboulis et des moraines, d'autant plus que leur pendage est conforme à la pente. On peut l'estimer comme étant de l'ordre de 10 à 20 mètres pour chacun des niveaux.

b. Dans le bas torrent de Tramouillon. Celui-ci s'encaisse à partir du pont de la Casse, près du Ponteil, jusqu'à un coude très brusque qu'il dessine en débouchant dans le vallon qui descend du plateau de Champcella à Chanteloube.

Un peu en amont de ce coude brusque, l'entaille de la petite gorge permet de voir sous les couches rouges des marbres en plaquettes dans lesquels s'encaisse le torrent, des formations tout à fait inattendues, découvertes par M. GIGNOUX et L. MORET (1938 *b*). On a là un gros banc extrêmement compact d'une brèche à gros éléments triasiques. Sous cette brèche apparaissent des schistes noirs et des calcschistes clairs. L'entaille du torrent ne permet pas d'observer le substratum de ces couches.

Comme on ne retrouve ce niveau dans aucune coupe de la série de l'Aubréau, on peut conclure que cette brèche ne forme qu'une simple lentille dans le Crétacé inférieur ou moyen (schistes noirs), et il paraît difficile d'y voir autre chose que le résultat d'un écroulement de falaise sous-marine sur les flancs de la cordillère de Roche-Charnière.

Nous verrons d'ailleurs qu'à cette même époque, sur une cordillère plus externe que celle de Roche-Charnière, des écroulements se produisaient aussi, donnant des lentilles de brèches dans les schistes noirs du Crétacé moyen (l'Argentière).

A cette époque, les cordillères manifestaient donc une activité orogénique intense, qui a pu se traduire par la mise à nu du matériel cristallin. Nous verrons que celui-ci est abondant dans les brèches de l'Argentière. Ici, ce fait expliquerait la présence de mica et de quartz détritiques dans certains niveaux du Crétacé inférieur (coupe au sud de Ponteil, niveau 1) ou du Crétacé moyen (bas torrent de l'Ascension, niveau 2).

II. — NAPPE DE ROCHE-CHARNIÈRE

Le Néocomien manque complètement, mais apparaît, comme on pouvait s'y attendre, sur la bordure orientale de cette unité, dans la zone de passage des faciès de cette nappe à ceux de la nappe de Champcella.

Nous avons vu en effet qu'à la côte de Corbières, au-dessus de la grosse barre calcaire avec quelques zones siliceuses (« barre tithonique »), on trouvait d'abord des calcaires en minces plaquettes, à zones siliceuses, puis peu à peu des calcschistes gris, régulièrement lités, montrant au microscope de nombreuses Globigérines et passant insensiblement aux marbres en plaquettes dont la base ne se marque par aucune couche rouge ou conglomératique.

III. — NAPPE DE PEYRE-HAUTE

Le Néocomien manque également, et les marbres en plaquettes sont transgressifs sur le Malm, avec hard-ground et couches rouges.

PALÉOGÉOGRAPHIE DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR ET MOYEN

Elle reste identique à celle du Malm en ce qui concerne la disposition des sillons et des cordillères.

Mais l'histoire de la sédimentation apparaît à peu près indéchiffrable en raison des érosions précédant ou accompagnant le dépôt des marbres en plaquettes.

La sédimentation semble bien persister dans le sillon de Champcella et celui du Ponteil-l'Aubréau, mais les dépôts ont été souvent détruits par la suite, sous l'action érosive des courants sous-marins. Peut-être aussi en beaucoup de points, de semblables courants (pas forcément très violents) interdisaient-ils simplement tout dépôt ⁽¹⁾.

Sur les cordillères voisines, rien n'indique qu'il y ait eu dépôt du Néocomien — ni inversement émergence. Toutefois, en raison des conditions bathymétriques qui semblent bien avoir régné avant et après cette époque, il est probable que ces cordillères sont restées également submergées, balayées par les courants sous-marins, n'apparaissant que sous la forme de hauts-fonds, ou tout au plus de brisants à peine émergés ⁽²⁾.

LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ET L'ÉOCÈNE INFÉRIEUR

« LES MARBRES EN PLAQUETTES »

C'est un ensemble de calcschistes gris, le plus souvent gaufrés et satinés en surface, à pâte fine, translucide, à cassure un peu esquilleuse, connus depuis longtemps sous le terme vague, mais commode, de « marbres en plaquettes ».

Cette formation fut attribuée au Trias jusqu'en 1899. Mais à cette date, W. KILIAN et P. TERMIER remarquaient que lorsque la série est régulière, les marbres en plaquettes sont compris entre le Malm et le Flysch, avec lesquels ils seraient en continuité stratigraphique, et même en certains points il y aurait eu passage latéral au marbre de Guillestre. Ces deux auteurs, et à leur suite J. BOUSSAC, concluaient que les marbres en plaquettes représentaient une série compréhensive allant du Jurassique supérieur au Flysch (d'où le symbole EJ qui leur est attribué sur la première édition de la feuille Briançon).

Par contre, sur la première édition de la feuille Gap, probablement parce que dans cette région le Jurassique supérieur est plus nettement individualisé, W. KILIAN et E. HAUG séparaient ce terrain des marbres en plaquettes auxquels ils attribuaient la notation du Flysch calcaire éocène.

Mais, en 1917, W. KILIAN reconnaissait que la présence de Rosalines dans les marbres en plaquettes, indiquait l'âge néo-crétacé probable de ces couches qui pourraient ainsi ne pas se prolonger au début du Nummulitique.

⁽¹⁾ De tels phénomènes sont connus de nos jours : Arn. HEIM (1946) cite le cas du golfe de Floride, où, par 2 000 mètres de fond, on trouve des concrétions phosphatées avec microfaune tertiaire qui montre que, depuis cette époque, aucune sédimentation n'a eu lieu.

D'après le même auteur, les courants qui balayent le fond ont un pouvoir érosif à partir de 3 m/s. Dans le golfe de Floride, où il y a simplement annulation de la sédimentation, cette vitesse est de l'ordre de 1,5 m/s, donc comparable à celle d'une rivière.

⁽²⁾ Dans deux notes récentes (1953 a et b), M. LEMOINE arrive à des conclusions semblables dans les environs de Briançon.

En 1924, L. MORET et F. BLANCHET montraient par l'étude minutieuse de la carrière de Saint-Crépin et celle de la coupe du Guil en amont de Guillestre, que les marbres en plaquettes étaient transgressifs sur le Malm et qu'ils contenaient des Rosalines caractéristiques du Crétacé supérieur. Par la suite, F. BLANCHET, M. GIGNOUX, L. MORET, L. RAGUIN et D. SCHNEEGANS devaient montrer que les passages latéraux observés par W. KILIAN et P. TERMIER ⁽¹⁾ entre Jurassique et marbres en plaquettes étaient dus à des failles — et que ces derniers étaient souvent séparés du Flysch par une brèche de transgression à Nummulites.

Récemment, cette question de l'âge des marbres en plaquettes a été reprise dans le Briançonnais par M. LEMOINE et J. SIGAL (1952), grâce aux différentes espèces de Rosalines reconnues au cours des dernières années (travaux de RENZ, BOLLI, BERLIAT, GANDOLFI, TSCHACHTLI, SIGAL, etc.).

Notons tout de suite la complexité du problème, car les déterminations spécifiques de Rosalines ne sont certaines que lorsque ces Foraminifères ont pu être entièrement dégagés et les coupes minces ne donnent pas toujours les éléments nécessaires. De plus, les phénomènes de dimorphisme, d'influence du milieu sont à peu près inconnus et beaucoup d'espèces n'ont peut-être pas la légitimité qui leur est attribuée. Rappelons enfin que la répartition stratigraphique des espèces fait encore l'objet de discussions que les nomenclatures perpétuellement changeantes ne sont pas près de simplifier.

Les résultats obtenus ne doivent donc être accueillis qu'avec une certaine réserve, mais n'en demeurent pas moins extrêmement encourageants.

Dans la région qui nous intéresse ici, la formation des marbres en plaquettes présente un faciès uniforme qui a trop souvent été décrit pour que nous y revenions encore.

Les macrofossiles y sont excessivement rares (une Bélemnite au pic du Mélézein, près de Briançon) ⁽²⁾.

Aucune coupure d'ordre lithologique ne peut être faite dans cet ensemble, dont même l'épaisseur réelle est presque impossible à évaluer en raison de la plasticité extrême de ce terrain, tantôt laminé, tantôt au contraire accumulé en épaisseurs énormes. Même dans les séries d'apparence tranquille, les plissements des plaquettes calcaires modifient certainement l'épaisseur réelle qui ne doit guère dépasser une centaine de mètres, deux au maximum.

Les seules différenciations lithologiques appréciables suivant les différentes unités tectoniques apparaissent à la base de la formation. C'est par elles que nous commencerons cette étude.

I. — NAPPE DE PEYRE-HAUTE

La coupe-clef est naturellement celle de la carrière de Saint-Crépin. Là, le Malm, très corrodé en surface, est revêtu d'un hard-ground ferrugineux, vert et violet, qui s'insinue assez loin dans les fissures de ce terrain. Au-dessus, viennent directement, sans conglomérat, les marbres en plaquettes débutant par des couches rouges.

En un point, toutefois, existe entre les deux formations une lentille, découverte par M. LEMOINE, d'un calcaire blanc marmoréen, tout à fait analogue au Malm dont il est séparé par un hard-ground, mais présentant aussi à sa surface supérieure un autre hard-ground semblable au premier et recouvert par les couches rouges des marbres en plaquettes.

⁽¹⁾ Au Serre des Hières, dans la partie sud du massif de Montbrison et aux environs de Prareboul, près de Saint-Crépin.

⁽²⁾ Il faudrait y ajouter un Inocérame trouvé dans le massif de Piolit. Mais là, le Crétacé supérieur n'a plus le faciès marbres en plaquettes franc : à sa base, en particulier, se développent des grès ou des calcaires gréseux à spicules de Spongiaires.

Cette lentille contiendrait :

Globotruncana lapparenti;
Gl. coronata;
Gl. angusticarinata;
Gl. leupoldi;
Gl. stuarti;
Gl. linnei;
Gl. arca (forme primitive);
Gl. globigerinoides ;

association qui, pour J. SIGAL, évoquerait le *Sénonien inférieur*.

Notons, dans cette faune, la présence de *Gl. leupoldi* et cf. *stuarti* attribuées habituellement au Maestrichtien d'après la classification de H. BOLLI (1944). Ces espèces n'auraient donc pas, dans les zones internes alpines, la signification stratigraphique que leur attribue cet auteur dans les nappes helvétiques ⁽¹⁾.

L'existence de cette lentille avec un tel faciès permet de se demander s'il n'y aurait pas eu continuité de la sédimentation de ces vases blanches coralliennes ou de précipitation chimique, depuis le Malm jusqu'au Crétacé supérieur, avec simplement des coupures ou des ravinements par courants sous-marins. L'allure transgressive des marbres en plaquettes pourrait donc n'être qu'une apparence.

Les couches rouges qui surmontent cette lentille montrent peu de formes déterminables, sinon :

Globotruncana coronata;
Gl. globigerinoides ;

avec nombreuses Globigérines.

Ce niveau n'est donc pas stratigraphiquement très éloigné de celui de la lentille calcaire.

Dans la même unité tectonique, mais plus au sud, au niveau du Guil, dans la nappe supérieure, la base des marbres en plaquettes a été datée par J. SIGAL (1952) du *Turonien inférieur* :

Globotruncana renzi;
Gl. sigali;
Gl. helvetica ;

associées à des formes moins caractéristiques :

Gl. linnei;
Gl. angusticarinata;
Gl. coronata.

Ainsi, dans la nappe de Peyre-Haute, les couches de base des marbres en plaquettes datent tantôt du Sénonien inférieur, tantôt du Turonien inférieur. Les faits observables dans la carrière de Saint-Crépin laissent supposer que le dépôt des marbres en plaquettes a dû être précédé de celui de formations ayant encore les caractères lithologiques du Malm (et ceci jusqu'au début du Sénonien) mais que les courants sous-marins ont à peu près partout complètement détruits.

II. — NAPPE DE CHAMPCELLA

1. Nous pouvons examiner tout de suite le cas du rocher de la Roche de Rame où, aux époques précédentes, les conditions de la sédimentation étaient les mêmes que celles de la cordillère voisine.

Comme sur celle-ci, les marbres en plaquettes débutent par des schistes rouges, mais qui, ici, sont microbréchiques et ravinent sans hard-ground l'ensemble Trias-Malm (voir fig. 7).

⁽¹⁾ Voir d'ailleurs à ce sujet l'article de F. DELANY, Observations sur les couches rouges et le Flysch dans plusieurs régions des Préalpes médianes. (*Ecl. Geol. Helvetiae*, vol. 41, n° 1, 1948).

Les éléments de cette microbrèche sont surtout triasiques, moins fréquemment Jurassique supérieur (calcaire à grain fin, avec Calpionelles). Le microscope montre également de nombreux grains de quartz⁽¹⁾ et de mica blanc détritique.

L'âge de ces couches est ici difficile à évaluer, car elles sont très laminées et les Rosalines le plus souvent méconnaissables. Une coupe m'a fourni une section attribuable à *Gl. helvetica*(?) caractéristique de la limite Cénomaniens-Turonien.

Il semble donc bien que l'âge de ces couches rouges soit identique à celui des formations analogues de la nappe de Peyre-Haute.

2. Dans la coupe du bas-torrent de l'Ascension, en amont du pont de l'Eyrette, nous avons vu que le Crétacé inférieur se terminait par des schistes noirs, sans fossiles, sinon de rares débris de Globigérines, ensemble que nous avons attribué au Crétacé moyen.

Ces schistes noirs sont surmontés par des calcschistes ou des calcaires en plaquettes gris, parsemés de points noirs, qui passent vers le haut aux marbres en plaquettes typiques.

Dans les calcschistes à points noirs, on peut trouver une faune très riche, mais mal conservée de Globigérines (certaines à loges anguleuses) associées à *Globotruncana stephani* (?) et *Rotalipora* sp. ind. (dét. J. SIGAL).

Ces schistes peuvent donc représenter le Cénomaniens.

Notons en passant que la pâte calcaire montre une allure noduleuse, témoignant d'un remaniement sur place du sédiment au fur et à mesure de son dépôt.

Il est très intéressant de remarquer que les caractères de cette coupe sont, comme au Malm et au Néocomien, analogues à ceux de la coupe décrite par M. LEMOINE, au nord-est de Névache (1950), ainsi qu'à celle donnée par D. SCHNEEGANS pour le Crétacé supérieur de la digitation du Morgon (v. thèse, p. 120).

3. Au-dessus des Balmes de Champcella, les schistes noirs du Crétacé moyen manquent et, directement sur les calcaires à zones siliceuses du Néocomien, viennent les marbres en plaquettes débutant, comme nous l'avons vu, par des calcschistes satinés à Globigérines et rares Rosalines à double carène, du groupe *Gl. lapparenti* (dont les formes existent dans tout le Sénonien).

4. Plus au sud, dans la terminaison de la nappe de Champcella, par exemple dans les bois de l'Aubréau, on voit les marbres en plaquettes raviner légèrement le Malm à zones siliceuses. De plus, les teintes rougeâtres apparaissent à plusieurs niveaux dans la base de la série du Crétacé supérieur. Les Rosalines y sont trop laminées pour être déterminées spécifiquement.

5. Digitation du Ponteil-l'Aubréau.

Si l'on reprend la coupe située au sud-est du Ponteil et qui nous a déjà fourni les différents termes du Néocomien, on voit que celui-ci se termine par des calcaires à pâte fine, à cassure marmoréenne, esquilleuse et surtout à allure rubanée due à la présence de lits de minéraux phylliteux, argileux et ferrugineux. Cet aspect rappelle celui des « marbres phylliteux » de la Vanoise. Les Globigérines y sont fréquentes.

Dans ces calcaires apparaissent bientôt des teintes rouges, puis vertes, assez diffuses, enfin la couleur se fixe au gris verdâtre, mais l'aspect est resté le même. Avec les premières teintes rouges, les Rosalines font leur apparition, mais le laminage est tel que toute détermination spécifique est impossible.

⁽¹⁾ Ce quartz montre une extinction roulante. De plus, ces cristaux d'éléments clastiques sont enrobés dans une gangue calciteuse recristallisée. Ainsi que l'avait déjà noté F. BLANCHET (Thèse), on a effectivement l'impression qu'au cours de la tectonisation de cet ensemble, des décollements ou des distensions se sont produits autour des grains de quartz ou de mica, amenant en même temps la migration et la recristallisation de calcite dans ces zones. Ce phénomène a parfois lieu aussi pour des coques de Foraminifères, dont le test s'encroûte de calcite seulement dans le sens de l'étirement, ce qui lui donne un aspect caréné ne correspondant pas à la réalité.

Néanmoins, le passage du Crétacé inférieur au Crétacé supérieur semble bien ici se faire de façon continue.

Plus au sud, dans la région de Réotier, de nombreuses lames ne m'ont jamais fourni de sections déterminables, aussi bien dans les couches rouges que dans celles qui les surmontent, ceci en raison du laminage qui est de plus en plus accentué vers le sud.

Dans la boutonnière du bas torrent de Tramouillon, sous le Ponteil, la lentille de brèche néocomienne est surmontée directement par les couches rouges du Crétacé supérieur qui renferment de rares galets bien arrondis de zones siliceuses rougeâtres, probablement issues du Malm de la nappe de Roche-Charnière.

En résumé, nous voyons qu'en certains points de la nappe de Champcella, les marbres en plaquettes apparaissent comme succédant pratiquement sans hiatus au Crétacé inférieur et moyen. Ailleurs, ils recouvrent directement les calcaires à zones siliceuses du Néocomien inférieur qu'ils ravinent par places. Ce ravinement a même pu intéresser les premiers dépôts du Crétacé supérieur puisque, aux Balmes de Champcella, le Sénonien (et non pas le Cénomaniens) repose directement sur les calcaires à zones siliceuses néocomiens.

On trouve parfois des teintes rouges à la base de la série ⁽¹⁾ mais jamais de conglomérat.

Tous ces faits témoignent d'une période d'érosion sous-marine intense, précédant ou accompagnant le dépôt des marbres en plaquettes et donnant à ceux-ci une allure, un *aspect* transgressif, mais il n'y a pas eu *transgression* au sens habituel du terme, qui implique une régression préalable, ce qui n'a pas été le cas ici ⁽²⁾. Les lacunes constatées par places sont le fait de courants sous-marins. Le caractère transgressif des marbres en plaquettes est au fond synonyme ici de renouvellement de la nature de la sédimentation.

III. — NAPPE DE ROCHE-CHARNIÈRE

Ici, les marbres en plaquettes débutent régulièrement avec des couches rouges conglomératiques. Elles ravinent, non seulement le Malm, qu'elles ont presque totalement fait disparaître, mais aussi le Dogger et le sommet du Trias. Tous ces terrains se retrouvent dans le conglomérat de base à l'état de galets plus ou moins arrondis, le Malm sous la forme de calcaires blancs à Calpionelles, le Dogger sous celle de brèche ou de microbrèche, le Trias sous la forme d'éclats de dolomie blanche ou noire et de calcaires ⁽³⁾.

On trouve fréquemment aussi des nodules siliceux rouges, déjà signalés par M. GIGNOUX et L. MORET, qui sont probablement des jaspes rouges du Malm ou des silex rouges du Trias (la distinction de ces deux roches est impossible, même au microscope).

L'épaisseur de ce conglomérat varie de quelques centimètres à plusieurs mètres. Le ciment en est formé le plus souvent par les couches rouges elles-mêmes, plus rarement par des calcschistes verdâtres, les schistes rouges formant alors des lentilles distinctes, non conglomératiques.

⁽¹⁾ Cette coloration n'a pas une grosse valeur interprétative. Elle peut être la manifestation d'un milieu sous-marin oxydant ou le résultat d'un remaniement d'argile sidérolitique empruntée, par accentuation de l'érosion sous-marine, aux cordillères voisines, et dispersée au large de celles-ci de façon très irrégulière.

⁽²⁾ Des conclusions analogues ont été formulées pour la région de Briançon, par M. LEMOINE (1953 *a* et *b*).

⁽³⁾ Mais on ne trouve jamais de galets attribuables au Néocomien. Celui-ci semble donc ne pas s'être déposé. L'absence totale d'indices d'émersion (nous venons de voir que les couches rouges peuvent très bien se former en milieu sous-marin) me fait conclure qu'il s'agit là d'un cas de *lacune sans émersion*, déterminé par une absence de sédimentation sur un fond marin balayé par les courants (voir à ce sujet une note récente de M. LEMOINE, 1953 *a*, qui aboutit à des conclusions identiques).

La « transgression » des marbres en plaquettes ne serait donc encore ici qu'une apparence.

Les niveaux de base renferment par places (crête d'Oréac, versant ouest du Signal des Têtes, Roche-Charnière) une riche micro-faune où J. SIGAL a pu déterminer :

Globotruncana stephani;
Gl. cf. asymetrica;
Gl. arca (forme primitive);
Gl. du gr. marginata;
Gl. cf. sigali;
Gl. cf. angusticarinata.

L'ensemble indique le *Turonien moyen*.

Le fait nouveau par rapport aux unités voisines, est celui d'une activité orogénique probable de la cordillère, activité responsable de l'apparition de brèches (ou secondairement de conglomérats à galets arrondis, si les éléments de ces brèches ont été roulés et remaniés).

Avec les couches de base des marbres en plaquettes, nous venons d'étudier les dernières formations où pouvait encore se lire la distinction entre cordillères et fosses.

La masse des marbres en plaquettes qui surmonte ces couches de base ne laisse plus apparaître de différenciations lithologiques suivant les différentes unités tectoniques. Ce sont des calcschistes gris, à cassure esquilleuse, extrêmement plissotés, parfois à zones plus noirâtres et schisteuses. Exceptionnellement, s'y intercalent des lits diffus de couleur rouge, identiques à ceux de la base de la formation (crête d'Oréac, route de Vallouise). Les Foraminifères n'y sont que rarement visibles et dans ce cas, presque toujours rendus méconnaissables par les recristallisations. On trouve toutefois quelques Rosalines à double carène (*Gl. du gr. lapparenti*, Sénonien) mais je n'ai jamais trouvé (faute peut-être d'un nombre suffisant de coupes) *Gl. stuarti* ou *leupoldi* isolés, indiquant la présence de Maëstrichtien. Quand des Rosalines pouvant être rapprochées de ces formes se rencontrent en lames minces, elles sont associées à *Gl. lapparenti*, voire même *Gl. coronata*, *globigerinoides*, *inflata* qui évoquent plutôt le Sénonien inférieur, comme nous l'avons vu à propos de la carrière de Saint-Crépin. Mais les phénomènes de remaniement sont toujours possibles.

Par contre, le fait extrêmement net et intéressant est le remplacement, à la partie supérieure des marbres en plaquettes, de la faune à Rosalines, par une faune constituée de grosses Globigérines à test très perforé⁽¹⁾ et de Globorotalidés à test épais, association qui, pour J. SIGAL (1952 et, in M. LEMOINE, 1950), évoque l'Eocène d'Aquitaine et pour Z. REISS (1952) celui d'Israël⁽²⁾.

Ces Globorotalidés sont d'ailleurs très difficiles à distinguer de certaines Rosalines d'après de simples sections, aussi n'étaient-ils pas encore séparés de ces dernières lors des premières études micropaléontologiques systématiques des marbres en plaquettes (L. MORET, 1924).

Notons, pour terminer, que le remplacement de la faune à Rosalines par celle à Globorotalidés se fait, par places, très bas dans la série des marbres en plaquettes. Par exemple, aux Balmes de Champcella, il n'y a guère que quelques mètres de marbres en plaquettes à Rosalines avant ceux à Globorotalidés. Il y a là la trace de ravinements sous-marins qui semblent bien être la règle depuis le Malm.

⁽¹⁾ Ce fait avait déjà été observé par D. SCHNEEGANS (1937) dans le sommet de son « Flysch calcaire » de la digitation des Séolanes, Flysch qui succédait en continuité aux marbres en plaquettes à Rosalines. D. SCHNEEGANS admettait déjà, en ce point, la continuité de sédimentation entre le Crétacé supérieur et l'Eocène inférieur.

⁽²⁾ D'après une étude préliminaire de cet auteur, la disparition des Rosalines se ferait à la fin du Maëstrichtien. Pendant le Danien et peut-être une partie du Paléocène on ne trouverait plus que des Globigérines. L'arrivée des Globorotalidés marquerait la fin du Paléocène et le début de l'Eocène.

Cet auteur insiste aussi sur le caractère cosmopolite de cette faune éocène à Globorotalidés.

PALÉOGÉOGRAPHIE DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ET DE L'ÉOCÈNE INFÉRIEUR

Dans la fosse de *Champcella*, le régime marin semble rester continu entre le Néocomien et le Crétacé supérieur. Toutefois, en de nombreux points, une érosion sous-marine intense, liée à l'existence de courants profonds, fait apparaître une fausse transgressivité de ce Crétacé supérieur. Il y a néanmoins renouvellement de la nature de la sédimentation qui devient plus calcaire, mais reste pélagique.

Sur le faite des cordillères et les haut-fonds qui les précèdent (La Roche de Rame), ce renouvellement de la nature de la sédimentation n'apparaît plus: schistosité mise à part, les calcaires du Crétacé supérieur sont identiques à ceux du Malm et dérivent de mêmes vases calcaires très pures et très fines. Localement même (Saint-Crépin), de ces vases blanches se déposent, n'évoluant pas par la suite en calcschistes mais restant compactes, continuant ainsi le type de sédimentation du Malm. Ce dernier fait en particulier implique une persistance du régime marin pélagique depuis cette époque, entrecoupé bien sûr de phases d'érosions sous-marines. D'ailleurs, presque partout, une de ces phases particulièrement intense, liée comme les précédentes à l'existence de courants (hard-grounds fréquents), détruit ces premiers dépôts et remanie leur faune.

Une activité orogénique se manifeste dans les cordillères au Turonien et au Sénonien inférieur. Elle détermine la libération d'une faible quantité de matériel siliceux, mais surtout la formation de brèches, dont les éléments restent anguleux ou s'arrondissent suivant le transport ou les remaniements successifs dont ils témoignent.

On pourrait ainsi songer à lier à cette poussée des cordillères la coloration rouge de la base des marbres en plaquettes, en y voyant le résultat de la libération d'argile sidérolitique triasique ou jurassique immédiatement dispersée par les courants. Mais en raison de la constance et de la régularité de ce niveau, ce processus paraît difficile à admettre. Je vois plutôt dans ces couches rouges, la manifestation d'un *hydro-climat oxydant* ^(1 et 2).

Ainsi leur présence n'implique nullement l'existence d'une émergence de tout ou partie du domaine briançonnais, hypothèse dans laquelle elles résulteraient d'un remaniement de produits sidérolitiques ou latéritiques déposés sur les surfaces émergées ⁽³⁾. C'est dans ce dernier cas seulement que l'on pourrait parler de « transgression » néocrétacée.

Quoi qu'il en soit, la mer des marbres en plaquettes présente ensuite, jusque dans l'Eocène et sur toute son étendue, les mêmes caractères qui se manifestent par une sédimentation pélagique monotone de vases calcaires très pures et très fines, identiques à celles du Malm, sans apports détritiques. La distinction entre les types de sédimentation de cordillère et de fosse s'efface désormais. C'est la première ébauche de la mer du Flysch.

En ce qui concerne leur interprétation bathymétrique, ces calcschistes planctoniques pélagiques semblent bien correspondre, ainsi que l'a déjà fait remarquer J. TERCIER (1939), à des dépôts bathyaux (absence d'apports détritiques, de fossiles macroscopiques; par contre, abondance et uniformité de la microfaune).

Ce sont là, au fond, des caractères identiques à ceux de la mer du Malm dont la mer néocrétacée n'est que le prolongement.

(1) Ces phénomènes ont pu se reproduire au cours du Crétacé supérieur et de l'Eocène. Ainsi s'expliquerait la présence d'une autre couche rouge au moins, au sommet des marbres en plaquettes, fait dont nous avons vu quelques exemples dans la région étudiée ici et que l'on retrouve en d'autres points du Briançonnais (renseignement oral de M. LEMOINE). Ces couches rouges supérieures ne peuvent évidemment représenter le résultat d'un remaniement sur place de produits d'altération continentale.

(2) Dans le même ordre d'idée, nous avons vu qu'inversement, au début du Dogger, régnait un *hydro-climat réducteur*.

(3) On ne connaît d'ailleurs aucune formation continentale témoignant de cette émergence (brèches d'éboulis, croûte latéritique, etc.), ni même les faciès néritiques ou lagunaires qui auraient dû forcément marquer la régression et la transgression marines.

Rappelons, par exemple, que l'émergence finitriasique est précédée par une phase lagunaire, suivie par une phase néritique (Dogger) et jalonnée par des formations bréchiennes continentales.

L'absence de certains étages que semble montrer l'absence des Rosalines correspondantes (*Gl. stuarti* par exemple) a déjà été notée en d'autres régions et J. TERCIER (*op. cit.*) l'attribue à l'influence de courants sous-marins, plutôt qu'à l'existence de lacunes ou de régressions qui ne se manifestent pas dans la lithologie.

On peut leur attribuer également le brusque remplacement des faunes à Rosalines par celles à Globorotalidés.

Ce régime d'érosions et de remaniements sous-marins apparaît donc constant au cours de cette époque. Peut-être est-il même responsable du mode de stratification très spécial des marbres en plaquettes, en minces lits lenticulaires se relayant indéfiniment, aspect qui permet seul de distinguer les calcaires de cette formation de ceux du Malm dont la pâte est identique.

Cette persistance de la nature très spéciale de la sédimentation pélagique et bathyale, souligne une fois de plus la continuité de la submersion entre ces deux époques ⁽¹⁾.

PASSAGE DES MARBRES EN PLAQUETTES AU FLYSCH

Il est assez difficile de trouver, dans de bonnes conditions d'affleurement, la zone de passage des marbres en plaquettes au Flysch, car ces terrains tendres sont souvent recouverts par la végétation. De plus, quand elle est visible, cette zone reste difficile à interpréter, en raison des décollements et des laminages qui se manifestent si particulièrement dans ces niveaux plastiques constituant le plus souvent des coussinets d'écrasement ou des matériaux d'« emballage tectonique ».

J'ai étudié ce passage dans quatre coupes différentes.

1. *Au pied de la tête de Gaulent :*

Sur 3 à 4 mètres, se succèdent là, de bas en haut, des marbres en plaquettes au Flysch :

1. Calcaire clair, marmoréen, à cassure esquilleuse, se débitant en petites plaquettes, (faciès typique des marbres en plaquettes).

Au microscope, faune de Rosalines :

Globotruncana lapparenti;

Gl. tricarinata;

Gl. inflata;

Gl. globigerinoides

associées à des Globigérines.

C'est une faune du Turonien ou du Sénonien inférieur.

2. Calcaire gréseux ou grès calcaire à mica blanc et quartz détritiques.

3. Calcaire gris sombre à Globigérines, sans Rosalines ni Globorotalidés ⁽²⁾, renfermant des sortes de nodules calcaires, blancs, marmoréens, à contours diffus, bourrés de Rosalines (*Gl. lapparenti* et *Gl. cf. leupoldi*) du Sénonien franc, plutôt supérieur. Il y a là l'indice net de phénomènes de remaniement.

4. Grès calcaire à quartz et mica blanc détritiques.

5. Calcaire gris noir, strié de nombreux et petits lits phylliteux noirs; pas de micro-organismes;

6. Au-delà, alternance des grès et schistes du Flysch noir typique.

En résumé, une phase de violents courants sous-marins s'est manifestée à la limite des deux formations (marbres en plaquettes et Flysch noir), accompagnées de phénomènes de rema-

⁽¹⁾ C'est là un fait déjà connu dans certaines portions du domaine subbriannonnais (Digitation de Piolit, écaille de Dramonasq). Voir Thèse de D. SCHNEEGANS.

⁽²⁾ Si l'on en croit Z. REISS (1952), nous aurions peut-être là le Danien et le Paléocène (?).

niement qui ne permettent pas de dater le sommet des marbres en plaquettes par les Rosalines turoniennes ou sénoniennes qu'ils renferment. Ces marbres en plaquettes semblent plutôt se terminer par des couches déposées à une époque où les Rosalines avaient disparu mais où les Globorotalidés n'avaient pas encore apparu, donc probablement à la limite Crétacé-Éocène.

Deuxième coupe. — Au-dessus (au nord-ouest) du Peyron, dans les prairies de Tramouillon.

Là encore, sur 5 ou 6 mètres, se succèdent, de bas en haut :

1. Calcaire gris sombre, à pâte fine et cassure esquilleuse; ce sont les marbres en plaquettes typiques. Faune riche de grosses Globigérines à perforations bien visibles et de Globorotalidés à test épais. C'est l'Éocène inférieur.

2. Calcschistes gréseux et micacés, sans Foraminifères.

3. Schistes noirâtres et luisants.

4. Grès calcaire micacé.

5. Schistes noirâtres luisants.

6. Grès calcaires micacés, puis alternance classique des schistes et grès du Flysch noir.

On peut faire débiter celui-ci avec le terme 2.

Ainsi, le faciès Flysch semble débiter assez brusquement au-dessus des marbres en plaquettes. Il n'y a pas passage continu, mais la superposition des deux faciès est très tranquille. On ne peut savoir s'il y a lacune ou continuité de la sédimentation, avec simple changement de sa nature.

Troisième coupe. — Au-dessous (à l'est) du hameau de la Casse, près du Ponteil, rive gauche du bas torrent de Tramouillon.

Sur 10 mètres se succèdent, toujours dans le même sens que dans les coupes précédentes :

1. Calcaire rubané à faune abondante de Globorotalidés et de Globigérines à ponctuations bien visibles. C'est déjà l'Éocène inférieur.

2. Calcschistes clairs, à surface phylliteuse luisante, légèrement micacés.

Au microscope sont visibles :

Gl. lapparenti;

Gl. tricarinata;

Gl. inflata;

Gl. leupoldi.

Donc association de formes du Sénonien inférieur, voire turoniennes (*Gl. inflata*) et du Sénonien supérieur (*Gl. leupoldi*).

Ces formes d'âges crétacés différents, apparaissant dans un même lit au-dessus des calcaires éocènes et associées à des éléments détritiques, montrent parfaitement l'existence de remaniements sous-marins, et viennent confirmer l'interprétation de la coupe 1.

3. Calcaire rubané non détritique, à Globorotalidés et Globigérines.

4. Calcaires en minces plaquettes, à surface schistoïde, noirâtre, à fines particules de mica détritique. Faune de Globigérines et de Rosalines :

Gl. lapparenti;

Gl. inflata;

Gl. leupoldi.

Donc, comme pour le terme 1, association de Rosalines d'âges différents et apports détritiques. C'est encore un niveau de remaniement.

5. Calcaire très recristallisé, montrant tout de même par places sa texture primitive: à savoir, celle d'un calcaire noirâtre, à grain fin, sans Foraminifères, avec délits schisteux noirâtres, luisants.

Ce calcaire est associé avec des grès calcaires micacés et des schistes gréseux.

6. Schistes à enduits noirâtres, à nodules calcaires en général très recristallisés, mais pouvant renfermer encore exceptionnellement des Globigérines et des Rosalines à double carène latérale (?). C'est un lit typique de remaniement.

7. Grès micacé à grain fin, par places un peu calcarifère.

8. Grès grossier micacé, à calcite recristallisée et mouchetures de limonite.

9. Calcschistes noirs micacés.

Nous sommes là dans le Flysch noir franc.

En résumé, cette coupe ne fait que confirmer nos déductions précédentes. Les marbres en plaquettes passent au Flysch par des lits de remaniements. Rien n'indique une émergence entre le dépôt de ces deux formations. Tout porte à croire que le régime marin a été ininterrompu, mais indiscutablement fort troublé.

Quatrième coupe. — Crête de la Selle, à l'ouest de Roche-Charnière.

Sur 50 mètres se succèdent dans le même sens que précédemment (d'est en ouest sur le terrain) :

1. Calcaire se débitant en plaquettes à surface irrégulière. Faune abondante de Globorotalidés à test épais et de Globigérines à ponctuations bien visibles. C'est l'Éocène inférieur.

2. Calcaire gris bien lité, donnant des plaquettes à surface régulière, couvertes d'un enduit noirâtre schisteux. Même faune.

3. Schistes argileux noduleux noirâtres; nodules calcaires souvent souillés de limonite et séparés par des délits schisteux noirâtres.

Niveau de remaniement probable, mais pas de microfaune dans les nodules.

4. Grès calcaire.

5. Comme 3, mais plus schistoïde.

6. Calcaire gris, plissoté, montrant au microscope une microfaune à Globigérines et Rosalines :

Gl. tricarinata;

Gl. inflata.

donc d'âge turonien. Ce calcaire renferme de petits nodules roses bourrés de Globigérines et de Globorotalidés. Le phénomène de remaniement est net, mais par une curieuse inversion, c'est l'élément le plus récent qui apparaît en nodules dans le plus ancien (remplissage de fissures?).

7. Schistes plissotés, finement gréseux et micacés, très chargés par places en limonite.

8. Schistes argileux noirâtres, à nodules calcaires, sans microfaune.

9. Schistes gréseux et micacés, limonitifères.

10. Calcaire sombre, à délits phylliteux noirâtres, très finement microbréchiqne, avec riche plancton de Globigérines à ponctuations bien visibles. Les Globorotalidés sont rares. Pas de Rosalines.

11. Schistes argileux noirâtres, à nodules calcaires sans microfaune.

12. Alternance de schistes argilo-gréseux et micacés et de grès très compacts, limonitifères et calcarifères par places. C'est le Flysch noir.

Cette coupe confirme les idées précédemment émises et montre peut-être plus nettement encore la continuité de la sédimentation entre marbres en plaquettes et Flysch noir.

En résumé, dans la région étudiée ici, le régime marin persiste pendant tout l'Éocène inférieur, mais après le dépôt des marbres en plaquettes et avant celui du Flysch, c'est-à-dire à peu près au moment où se fait le changement dans la nature de la sédimentation, les niveaux de remaniement deviennent la règle. Cet épisode de violents courants sous-marins est ici la mani-

festation d'une phase d'instabilité sous-marine, qui se manifestait ailleurs (Ubaye par exemple) par une « transgression » du Flysch avec conglomérat de base sur les marbres en plaquettes. Mais dans ces régions il serait bon de reprendre la question de l'âge du sommet de cette dernière formation.

LE FLYSCH

Ce terme, créé en 1827 par STUDER, ne désigne pas une formation d'âge déterminé, mais un ensemble de terrains ayant un faciès spécial, et dont le dépôt précède la phase paroxysmale dans la surrection d'une chaîne de montagne géosynclinale. Ces terrains terminent donc la série stratigraphique. Leur base est restée en liaison avec les termes inférieurs dans le fond des synclinaux briançonnais ou sur le front des nappes, mais la plus grosse partie s'est décollée et s'est écoulée vers l'est, formant un vaste pays nummulitique qui, dans la région étudiée ici, s'étend autour des sommets de la Tête de Couleau, Tête de Rochelaire, Tête de Vautisse (Flysch subbriançonnais et briançonnais) et comprend aussi la bordure est du massif de Dourmillouse (Flysch autochtone).

Cette distinction entre Flysch autochtone et Flysch charrié, ailleurs faite par J. BOUSSAC (1912), est due ici à M. GIGNOUX et L. MORET (1931-1936).

Les auteurs qui les avaient précédés n'avaient pas été préoccupés de l'extension vers le nord des nappes de l'Ubaye-Embrunais découvertes par E. HAUG en 1900, et ne voyaient là, à la suite de Ch. LORY, que du Flysch autochtone, ce qui rendait difficile l'interprétation des écailles mésozoïques du pic des Uvernaus et du Roc Blanc.

M. GIGNOUX et L. MORET, cherchant vers le nord la limite ouest de la nappe du Flysch de l'Embrunais, remarquèrent qu'à la Tête de Gramusat et au Piquet, les grès du Champsaur sont recouverts (et parfois recoupés) par une masse de Flysch noir, avec des brèches à grandes Nummulites, qui jalonne la base d'une unité tectonique. L'interprétation des écailles précédemment citées devenait en même temps possible.

Par la suite (1938) ces mêmes auteurs devaient montrer que le Flysch gréseux de la série charriée ne représente qu'une modification de faciès du Flysch à Helminthoides qui affleure plus largement au sud de la Durance. Ces « grès de l'Embrunais » ressemblent beaucoup aux grès d'Annot ou aux grès du Champsaur autochtones.

Enfin, la découverte de lentilles de brèches à grandes Nummulites dans le Flysch noir leur fit attribuer cette formation au Lutétien, les grès de l'Embrunais devant représenter le Priabonien. Aucune preuve n'a été faite de l'âge oligocène de ces grès.

Dans ce qui suit, nous ne parlerons pas du Flysch autochtone qui s'intègre dans une étude détaillée de la couverture sédimentaire de l'Oisans, actuellement en cours (P. GIDON).

1. *Le Flysch noir* ou Flysch argileux, est seul conservé dans les synclinaux du Briançonnais. Il est ainsi nommé à cause de sa couleur en affleurement. C'est une alternance de schistes noirs prédominants, plus rarement blafards, et de petits bancs de grès qui peuvent exceptionnellement prendre l'allure de gros bancs quartziteux.

Ces schistes sont le plus souvent micacés et un peu quartzeux mais il en est aussi de franchement argileux, parfois un peu calcaires, portant souvent à leur surface des empreintes inutilisables (traces de reptation et Fucoïdes).

Ce Flysch noir renferme des lentilles d'un calcaire à grain fin (crête de la Selle, à l'ouest de Roche-Charnière) sans organismes visibles même au microscope, ainsi que des lentilles de micro-brèches⁽¹⁾ calcaires à Nummulites. Celles-ci n'apparaissent jamais au contact des marbres en plaquettes sous-jacents, mais dans la masse même de ce Flysch (crête de la Selle, col de Val-Haute,

⁽¹⁾ Témoignant donc encore de reliefs sous-marins orogéniquement actifs.

ped du versant sud de la Tête de Gaudent). Tous ces gisements ont été découverts par M. GIGNOUX et L. MORET qui citent même de grandes Nummulites dans le dernier.

Je n'ai malheureusement pas pu retrouver ces grandes formes, mais les petites y sont nombreuses, le plus souvent indéterminables, sauf *N. incrassatus* (dét. J. FLANDRIN), espèce allant du Lutétien à l'Oligocène.

L'âge de ce Flysch est difficile à préciser. Tout ce que l'on peut dire c'est qu'il est en partie Lutétien. Nous avons vu qu'il succède aux marbres en plaquettes éocènes par des niveaux de remaniement où les faunes sont mélangées. Il est possible qu'il ait débuté avant le Lutétien, mais rien ne le prouve nettement.

Le Flysch noir se termine localement par des couches rouges et vertes (un fait analogue a été observé par D. SCHNEEGANS dans sa digitation de Chabrières-Escouréous). De telles couches se retrouvent :

Au-dessus du hameau des Garrats, entre Champcella et Freissinières (découvertes par M. GIGNOUX);

Près des Moulinets de Réotier presque en bordure de la voie ferrée (découvertes par Ch. PUSSENOT);

A l'extrémité ouest de la crête de la Selle (près de Roche-Charnière).

Ces schistes, dépourvus d'organismes, renferment de nombreux et très fins minéraux ferrugineux indéterminés. Ils sont associés à des bancs de grès quartziteux brunâtres, souvent un peu scoriacés.

L'origine de ces couches rouges pose un problème difficile à résoudre. Avec M. GIGNOUX (1938) on pourrait comparer cette coloration avec celle que présentent parfois les conglomérats de base du Priabonien autochtone sur la bordure du Pelvoux. Ce serait là, évidemment, si la preuve pouvait être faite de cette liaison, un moyen de dater au moins le sommet de ce Flysch noir (base du Priabonien). Mais d'après P. GIDON (renseignement oral), cette coloration rouge des conglomérats est liée à des remaniements très localisés de cinérites spilitiques.

Il semble peu probable que ces accumulations sporadiques de cinérites aient pu colorer aussi loin les sédiments marins. La chose est toutefois parfaitement possible.

On peut aussi penser que ces couches colorées représentent le résultat du mélange de la vase avec de véritables cinérites sous-marines, liées à ce volcanisme que M. VUAGNAT vient de mettre en évidence dans le Tertiaire des Alpes franco-suissees. On sait que dans les grès du Champsaur par exemple, cet auteur a récemment signalé des débris de roches volcaniques ⁽¹⁾.

On peut enfin reprendre les explications données à propos des couches rouges des marbres en plaquettes (voir p. 75, note 1).

Cette multitude d'hypothèses indique bien que la question reste entièrement posée.

En ce qui concerne l'extension du Flysch noir, j'ai été amené à modifier sensiblement les contours de la deuxième édition de la feuille Gap.

En partant de la Durance, vers Réotier, la bande de Flysch noir qui longe le front des unités Briançonnaises est très étroite et correspond à un petit vallon herbeux (hameau des Guieux, des Lajards, Truchet, Mikéou, Basse-Rua, Les Bruns).

Probablement très laminée à Bouffard, elle va seulement se renfler sur la crête de la Selle (à l'ouest de Roche-Charnière) qui en donne une bonne coupe, ainsi que sur l'Ubac de Roche-Charnière. Elle redevient étroite au sud du Peyron, dans les prairies de Tramouillon, s'élargit au col de Val-Haute et disparaît sous les éboulis au nord de celui-ci.

Quelques affleurements existent encore près de la Cabane des Sébières, mais ils sont réduits

⁽¹⁾ M. VUAGNAT. Remarques sur les grès mouchetés du Champsaur. *C. R. séances Soc. Phys. et Hist. nat. Genève*, vol. 64, n° 2, 1947, p. 36.

et comprimés entre les grès de l'Embrunais et les unités briançonnaises. Dès le lac du Lauzet, ce Flysch noir briançonnais disparaît. Il sera ensuite relayé par le Flysch noir subbriançonnais.

Très localement, de petits affleurements apparaissent en boutonnière sous les grès de l'Embrunais (sud du petit lac Trébou, à l'ouest de Roche-Charnière, vallée du torrent de Couleau).

Ainsi, malgré quelques renflements locaux, le Flysch noir briançonnais se montre très réduit sur le front des nappes briançonnaises, contrairement à ce qu'indique la deuxième édition de la feuille Gap qui a repris les contours de la première.

2. *Le Flysch dit de l'Embrunais.*

C'est un Flysch gréseux, c'est-à-dire que les bancs de grès y deviennent prépondérants, dessinant des rubanements réguliers sur les parois. Les schistes intercalés sont souvent un peu calcaires, plus ardoisiers, moins fripés et moins noirs que ceux du Flysch noir.

Les grès sont toujours micacés et renferment un peu de calcaire. Cette teneur en calcaire peut devenir suffisante pour qu'on puisse parler de calcaires gréseux, voire de calcaires francs.

Aux Moulins de Réotier par exemple, les premières assises de Flysch de l'Embrunais qui succèdent au Flysch noir sont des calcaires gréseux et micacés et des calcschistes à cassure noire, à patine grise un peu luisante, qui évoquent tout à fait les calcschistes à Helminthoïdes dont ils sont le dernier écho vers le nord-est.

Ce Flysch gréseux et son coussinet basal de Flysch noir représentent-ils la suite stratigraphique du Flysch noir conservé dans le fond des synclinaux de ce Briançonnais occidental?

Le changement de la nature de la sédimentation après le dépôt du Flysch noir, caractérisée par la prédominance de l'apport gréseux, s'explique par le démantèlement des massifs cristallins externes à l'ouest, et vers l'est, par celui des nappes métamorphiques plus internes dont la mise en jeu avait commencé.

Mais la sédimentation gréseuse devait être surtout nette à la marge de ces deux ensembles; plus au large dans la région axiale de la mer priabonienne, qui devait correspondre à peu près à la limite Subbriançonnais-Briançonnais occidental, les dépôts étaient plus fins, c'étaient des calcaires pélagiques : le Flysch à Helminthoïdes.

Vers l'est, le passage progressif de ce Flysch à Helminthoïdes à des faciès plus gréseux est en effet connu depuis longtemps, car il n'a pas été masqué lors de l'écoulement ultérieur de ce Flysch en une grande nappe. Par contre, à l'ouest, le passage est totalement caché par le chevauchement de cette dernière nappe qui fait brutalement reposer le Flysch à Helminthoïdes sur les grès priaboniens autochtones de la bordure sud-est du Pelvoux.

Ainsi, dans l'état actuel des choses, au front des nappes briançonnaises, ce que nous touchons, c'est la « queue » de cette grande nappe du Flysch, donc la portion du revêtement sédimentaire qui, au Priabonien, confinait au front des nappes métamorphiques internes : d'où son faciès gréseux ⁽¹⁾.

On voit donc que si l'on remettait en place la couverture de Flysch, on aurait au-dessus du Flysch noir, dans notre région briançonnaise occidentale, le Flysch calcaire à Helminthoïdes.

PALÉOGÉOGRAPHIE DU FLYSCH

La mer lutétienne prolonge celle des calcschistes planctoniques du Crétacé et de l'Éocène inférieur, mais les premières manifestations de la phase paroxysmale alpine (soulèvement du Pelvoux à l'ouest, mise en jeu des nappes métamorphiques à l'est) y font régner une sédimentation essentiellement détritique. Les dernières traces des cordillères y apparaissent sous la forme de lentilles

⁽¹⁾ *Note ajoutée en cours d'impression* : Ces idées ont été confirmées par la découverte récente faite avec M. LEMOINE, d'une klippe de Flysch gréseux analogue à celui de l'Embrunais, au Pic du Gazon, dans la partie sud-est du massif de Peyre-Haute.

de microbrèches calcaires et peut-être de couches rouges (libération d'argiles sidérolitiques triassiques ou jurassiques?).

L'absence d'organismes, de ripple-marks, de stratification entrecroisée, montre que le Flysch s'est certainement déposé non sur une plate-forme continentale faiblement submergée, mais à des profondeurs situées au-delà du domaine néritique, tel qu'on le définit aujourd'hui. Ce sont des dépôts du talus maritime ou de fonds de bassin, dont la profondeur pouvait facilement dépasser 1 000 mètres mais où la plate-forme continentale était très étroite. KUENEN et NEEB (expédition du « Snellius »), J. TERCIER, ont décrit des conditions de sédimentation de ce genre dans l'archipel des Moluques ou dans les Antilles.

La mer priabonienne est nettement transgressive vers l'ouest. Peut-être peut-on y voir la trace d'un déplacement dans le même sens de l'onde d'intumescence alpine ayant déclenché l'écoulement des schistes lustrés.

Quoi qu'il en soit, cette mer envahit une partie de l'aire primitivement émergée jusqu'alors à l'emplacement du futur massif du Pelvoux, y remaniant peut-être des produits colorés dont on retrouve la trace assez loin au large.

La sédimentation détritique s'accroît encore sur ses bords, dans des conditions paléocéanographiques identiques à celles qui viennent d'être décrites, tandis que plus au large, en dehors de la zone des apports grossiers, régnait une sédimentation pélagique, ayant abouti à la formation du Flysch à Helminthoïdes.

Bientôt, par rétrécissement de cette fosse nummulitique, probablement toujours à la suite de l'évolution vers l'ouest de l'onde d'intumescence alpine, les faciès détritiques envahiront la totalité de l'aire de sédimentation : au sud de la Durance, le faciès gréseux s'étend au sommet de la série du Flysch à Helminthoïdes.

Bientôt l'onde d'intumescence atteindra le Briançonnais et la mer alpine sera rejetée plus à l'ouest.

DEUXIÈME PARTIE

STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE DES UNITÉS SUBBRIANÇONNAISES

Dans le titre de cette deuxième partie, le terme de « subbriançonnais » est employé avec le sens que lui ont donné en le créant M. GIGNOUX et L. MORET, c'est-à-dire qu'il s'agit des écailles jalonnant la base de la nappe du Flysch de l'Embrunais et de leurs prolongements nord sous les nappes briançonnaises.

Mais nous allons voir que certaines des écailles étudiées dans ce nouveau chapitre, écailles *tectoniquement* subbriançonnaises (parce que répondant à la définition de M. GIGNOUX et L. MORET), montrent en réalité une série stratigraphique qui doit en fait les faire rattacher à la zone briançonnaise, dont elles ne seraient qu'une émanation. Nous les traiterons néanmoins ici, en raison de la similitude de leur position tectonique et de celle des écailles dont la série stratigraphique est réellement subbriançonnaise (au sens *paléogéographique* du terme).

Nous aurons donc à examiner quatre groupes d'écailles :

1. Groupe de la pointe des Uvernaus-Roc-Blanc, dans le haut-vallon de Ruffy, au sud de Dourmillouse, près du col des Terres Blanches.
2. Groupe du col des Terres Blanches.
3. Groupe Tête des Lauzières-Vallouise,
4. Série de la fenêtre de l'Argentière.

I. — GROUPE POINTE DES UVERNAUS-ROC-BLANC

A. *Le complexe de la pointe des Uvernaus*, forme la partie sud de la crête des Uvernaus qui s'étend entre le Piquet (Flysch noir subbriançonnais) et le pic de Rochelaire (Flysch de l'Embrunais).

Le point culminant de cette crête, la pointe des Uvernaus (2 864 m) n'appartient pas à la série mésozoïque, mais est un chapeau de Flysch de l'Embrunais reposant par l'intermédiaire d'un coussinet de Flysch noir briançonnais sur la série mésozoïque (voir fig. 8). Celle-ci donne une sorte de grande dalle à topographie chaotique et ébouleuse qui va s'amincissant vers l'est pour disparaître très effilée au sud de la cabane de la Mouthe, sur le versant nord de la Tête de Vautisse (voir fig. 18).

Les calcaires triasiques qui forment l'ossature de cette écaille reposent sur du Flysch noir subbriançonnais qui renferme, sur le versant ouest de la crête des Uvernaus, des lames de carnegueules, ceci principalement au contact du Flysch gréseux autochtone du Champsaur, ainsi que de multiples échardes de calcaire triasique.

Signalons aussi que ce Flysch noir contient des lentilles de microbrèches calcaires et gréseuses, à grandes et petites Nummulites, découvertes par M. GIGNOUX et L. MORET (1936) ⁽¹⁾.

La série stratigraphique est la suivante :

1. Calcaires triasiques; ce qui implique un décollement dans la série primitive au niveau de l'horizon des gypses et des cargneules.

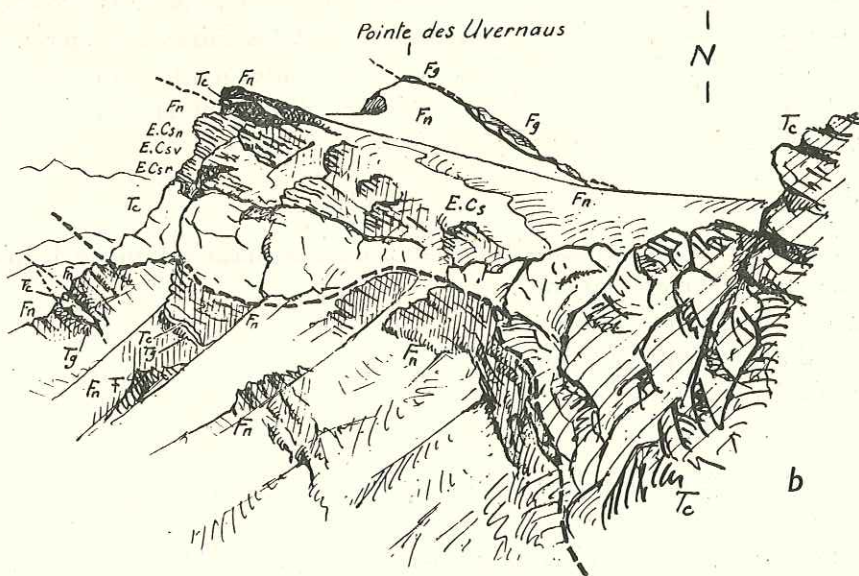
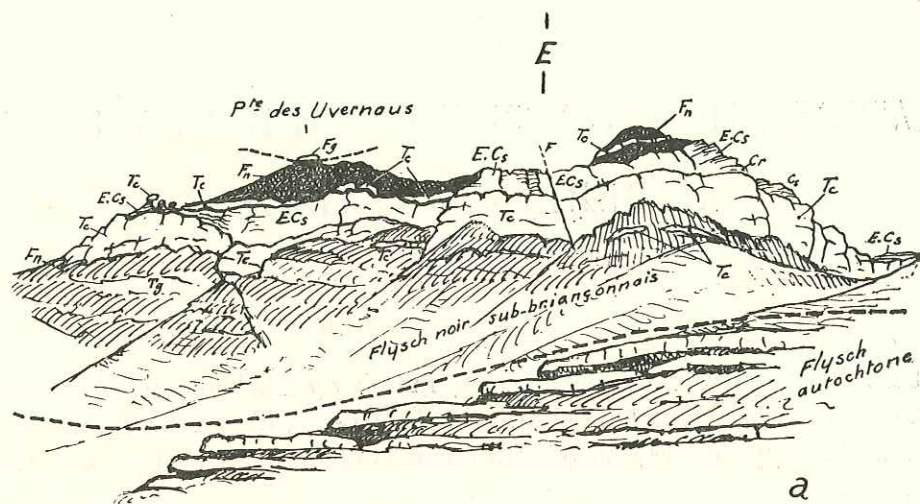


FIG. 8. — Pointe des Uvernaus

a. Vue par sa face ouest

b. Vue de l'extrémité sud de la crête des Uvernaus

Tg, cargneules triasiques; Tc, calcaire triasique; ECs, marbres en plaquettes; ECr (ou ECsr), couches rouges de la base des marbres en plaquettes; ECsv, marbres en plaquettes verts; ECsn, marbres en plaquettes noirs; Fn, Flysch noir; Fg, Flysch gréseux de l'Embrunais; F, lentilles de microbrèches à Nummulites; F, faille

Remarquons toutefois que, plus au sud, sous le col de Couleau, dans le prolongement de la série des Uvernaus et reliée à elle par une série de petits lambeaux calcaires triasiques, on trouve

⁽¹⁾ Elles affleurent en particulier de part et d'autre d'une niche de névé à topographie très fraîche, avec moraine à la base, immédiatement à l'ouest du point coté 2791 du plan directeur.

Par contre, tout le soubassement est une masse énorme de calcaire triasique très chaotique et ébouleux, où les pendages sont fort variables, mais dont malheureusement la couverture jurassique et crétacée manque totalement. Quelques pointements de cargneules apparaissent au milieu des calcaires : entre le Roc Blanc et le col de Ruffy, d'une part, entre le Roc Blanc et la pointe des Rougnous d'autre part. En ce dernier point ces cargneules sont associées à des lames réduites d'un calcaire zoogène à Pentacrines et Rhynchonelles, vraisemblablement jurassique moyen, qui doit se rattacher aux écailles proprement subbriançonnaises du col des Terres Blanches.

Malgré l'absence de cette série jurassique et crétacée qui permettrait de juger exactement de l'origine de cette écaille du Roc Blanc, on peut penser à bon droit qu'il s'agit toujours de la même unité qu'à la pointe des Uvernaus, à laquelle le Roc Blanc est relié par toute une série d'autres écailles très réduites, dont l'une, celle du col de Couleau, montre des marbres en plaquettes transgressifs, avec conglomérat de base et couches rouges, sur les calcaires triasiques, comme à la pointe des Uvernaus.

C. Enfin, il paraît logique de rattacher à cette unité tectonique, ainsi que l'a fait D. SCHNEEGANS, les petites klippes de calcaires triasiques qui affleurent sous le Flysch de l'Embrunais dans la vallée du torrent de Couleau (où elles furent découvertes par E. HAUG), jusqu'au-dessus du hameau des Casses, à l'ouest de Réotier (écaille découverte par W. KILIAN).

En résumé, les écailles de la pointe des Uvernaus et du Roc Blanc appartiennent à la nappe de Roche-Charnière dont elles ont été détachées par le Flysch de l'Embrunais qui les a entraînées en avant.

Elles représentent donc une émanation de la zone briançonnaise, mais leur situation à la base du Flysch de l'Embrunais les faisait attribuer jusqu'à présent à la zone subbriançonnaise par M. GIGNOUX et L. MORET.

On sait en effet que ces auteurs, qui ont défini les premiers cette zone, et cela entre Gap et Embrun, considéraient comme lui appartenant toutes les écailles qui jalonnaient la base du Flysch de l'Embrunais quels que soient leurs faciès.

Ce critère est évidemment très commode dans l'Embrunais, mais n'est plus applicable en dehors de la zone d'affleurement de ce Flysch. Force est donc de s'adresser alors aux faciès, en les comparant à ceux des écailles de l'Embrunais.

Mais ainsi, des unités considérées jusqu'alors comme briançonnaises, devraient être rangées dans la zone subbriançonnaise, par exemple la nappe de Roche-Charnière.

En réalité, la tectonique responsable de la présence d'écailles à la base du Flysch de l'Embrunais n'a rien à voir avec l'embryotectonique à laquelle est intimement liée la sédimentation, donc les faciès, qui restent en définitive le seul critère applicable partout.

A mon sens, pour que la définition de la zone subbriançonnaise soit utilisable de façon générale, il faut donc la relier à cette embryotectonique, plutôt qu'à l'écoulement de la nappe du Flysch et de l'Embrunais, qui ne représente qu'une conséquence secondaire du paroxysme alpin.

Et de fait, au point de vue embryotectonique et paléogéographique, l'individualisation d'une zone subbriançonnaise est justifiée :

Nous avons vu en effet qu'au cours du Trias, à partir du Ladinien, tout un domaine est franchement immergé : c'est celui des épais calcaires triasiques briançonnais. Au contraire, à l'ouest, dans le futur domaine subbriançonnais, un régime lagunaire ne permet l'édification que de dolomies plus minces et de schistes colorés.

Au Carnien supérieur, puis surtout au Lias, un « renversement de subsidence » (F. ELLENBERGER, 1951) complet se produit : la partie précédemment immergée émerge, c'est le *géanticlinal*

briançonnais, alors qu'à l'ouest, à partir du Lias, le régime marin s'affirme : c'est la mer *subbriançonnaise* ⁽¹⁾.

L'émergence du géantoclinal briançonnais va durer jusqu'au Bathonien, sauf quelques incursions marines au Rhétien et au Lias inférieur dans certaines portions médianes du géantoclinal ⁽²⁾. Mais ces dépôts sont toujours relativement minces et localisés, bien différents du Lias épais *subbriançonnais* et *prépiémontais*.

C'est l'incorporation à ce géantoclinal briançonnais liasique, caractérisé par la présence de calcaires triasiques et le faible développement ou l'absence totale de Lias (remplacé dans ce cas par des formations continentales), qui peut donc être le test permettant le rattachement d'une unité donnée à la zone briançonnaise s. str.

Et ainsi, la cordillère des Séolanes qui n'a joué que comme haut-fond, mais n'a pas émergé au Lias et au Bajocien, sera laissée dans le domaine *subbriançonnais*.

Par contre, la région correspondant à la future cordillère de Roche-Charnière (non encore individualisée au Lias) faisait corps avec le géantoclinal et était émergée avec lui. L'attribution de cette unité à la zone briançonnaise est donc justifiée.

Ceci étant posé, revenons aux écaillés des Uvernaus et du Roc Blanc.

M. GIGNOUX, L. MORET et D. SCHNEEGANS les rattachaient avec raison à la *digitation de Chabrières-Escouréous*, définie par le dernier de ces auteurs, dans sa thèse, comme correspondant à une sédimentation de type tout à fait briançonnais et même de faite de cordillère.

Nous avons vu qu'il en était de même pour la série de Roche-Charnière. Pour moi, il s'agit là d'une seule et même cordillère qui marquerait ainsi, dans ma définition, la limite des zones *subbriançonnaise* et briançonnaise.

D. SCHNEEGANS avait toujours admis d'ailleurs que sa *digitation de Chabrières-Escouréous* était typiquement briançonnaise. Si le raccord avec la zone briançonnaise au nord n'avait pas été fait par cet auteur, c'est que la série stratigraphique de la nappe de Roche-Charnière était alors totalement inconnue. Par contre, vers le sud, ce raccord avait déjà été admis par lui dans la vallée de la Stura, à l'est du Mercantour, au-delà de la zone d'affleurement du Flysch (D. SCHNEEGANS, 1933 c).

Il est d'ailleurs possible que, plus au sud, dans l'Ubaye, la paléogéographie fût un peu plus compliquée. La série Chabrières-Escouréous pourrait bien ne pas être le prolongement de celle des Uvernaus ou de Roche-Charnière. En effet, M. GIGNOUX a insisté à plusieurs reprises sur l'allure en festons ou relais successifs aussi bien des grands accidents tectoniques que des entités paléogéographiques. Les nappes ou les plis, comme les cordillères, doivent bien commencer et se terminer quelque part.

Ainsi, on peut très bien concevoir que partout les écaillés rattachées par D. SCHNEEGANS à la *digitation de Chabrières-Escouréous* et la nappe de Roche-Charnière représentent les restes épars d'une seule et même cordillère, la première du briançonnais proprement dit, séparant ce domaine de la région *subbriançonnaise*, mais il paraît tout aussi logique de penser que la cordillère de Roche-Charnière s'atténuait vers le sud pour disparaître finalement et qu'elle était alors relayée par une autre, plus externe peut-être, celle de Chabrières-Escouréous.

⁽¹⁾ De même, à l'est, le géantoclinal était bordé par la *mer prépiémontaise*. Pour raison de parallélisme on pourrait proposer de remplacer le terme de *mer subbriançonnaise* par celui de *mer prébriançonnaise*, ce qui aurait également l'avantage d'éviter toute confusion dans l'emploi du mot *subbriançonnais* que l'on conserverait avec la signification que lui ont donnée en le créant M. GIGNOUX et L. MORET. Il me semble toutefois préférable de ne pas compliquer la terminologie et, dans ce qui suit, je conserverai le terme *subbriançonnais*, avec le sens plus restreint que nous venons de lui donner.

⁽²⁾ En effet, dans les *digitations* les plus orientales du massif de Peyre-Haute (Pic de Balart, Béal Traversier), il n'y a plus de Lias et le Dogger est directement transgressif sur les brèches dolomitiques de l'émergence finitriasique, réapparues dès disparition du Lias marin (voir p. 38).

II. — ÉCAILLES DU COL DES TERRES BLANCHES

Extrêmement réduites, elles comprennent outre la grosse masse de gypse qui donne son nom au col :

1. Deux lames d'un calcaire bien lité, à patine gris bleu, à cassure noire, finement spathique, avec nombreuses Bélemnites (à phragmocône en général bien conservé) et des Aptychus. C'est probablement le Néocomien, ainsi que l'ont admis M. GIGNOUX, L. MORET et D. SCHNEEGANS.
2. Une petite lame d'un calcaire à patine sombre, à cassure noire, sans fossiles, que les auteurs précédents ont attribué, avec raison, au Lias.
3. Nous avons vu aussi l'existence au pied du versant ouest du Roc Blanc, d'une esquille de Dogger probable, sous la forme d'un calcaire gris très zoogène.
4. De menues écailles de dolomies triasiques, un peu au nord du col des Terres Blanches, dans le fond du vallon d'un affluent du torrent de Ruffy (quartier d'Août).

Il est impossible, avec des écailles aussi réduites, de savoir à quelle digitation subbriançonnaise nous avons affaire. Rappelons simplement que les auteurs précités les attribuaient à la série de Piolit.

Ces écailles sont emballées dans du Flysch noir qui renferme en plusieurs points des lentilles de microbrèches à grandes Nummulites (en particulier immédiatement à l'ouest des entonniers de dissolution dans les gypses du col).

Naturellement il n'existe aucune limite nette entre ce Flysch noir et celui qui emballe les écailles du Roc Blanc et de la pointe des Uvernaus.

Au nord de cette dernière, cette bande de Flysch noir couronne les grès autochtones jusqu'au sommet du Piquet, puis son pendage général devenant en gros parallèle à la pente, elle s'étale largement dans les immenses prairies de Val-Haute qui lui doivent leur topographie très douce. Ce Flysch se réduit à nouveau vers le petit lac du Lauzet et la cabane du Gourre, enfin se poursuit régulièrement au sommet des grès autochtones jusqu'à Freissinières.

Les écailles briançonnaises et subbriançonnaises ont disparu depuis le haut vallon de la Motte (versant est de la pointe des Uvernaus).

Elles réapparaîtront seulement au-delà de Freissinières, à la Tête des Lauzières, annonçant ainsi un nouveau groupe d'écailles que nous allons maintenant étudier.

Notons toutefois en passant que c'est au petit lac du Lauzet que vient se terminer en pointe l'énorme masse du Flysch de l'Embrunais (voir pl. IV, fig. 12), si bien qu'au nord de ce point, la zone briançonnaise n'est plus séparée de l'autochtone que par le mince liseré du Flysch noir subbriançonnais. Le petit lac du Lauzet apparaît bien ainsi comme « un des points stratégiques de la tectonique briançonnaise » (M. GIGNOUX, 1934).

III. — RÉGION DE VALLOUISE-TÊTE DES LAUZIÈRES

Ici la zone subbriançonnaise est représentée par une série à faciès plus externes que ceux de la nappe de Roche-Charnière qui la recouvre directement.

Les écailles de cette série vont se retrouver au front des nappes briançonnaises depuis Freissinières jusqu'au-delà du col du Galibier, en passant par le col de l'Eychauda et Le Monétier. Au nord du col du Galibier, cette bande doit rejoindre la Maurienne au défilé du Pas du Roc où elle a été étudiée par R. BARBIER (1948).

Dans les limites de la région étudiée ici, ce subbriançonnais est représenté par une série d'écailles mésozoïques qui affleurent :

1. A la Tête des Lauzières, à l'est du col d'Anon, entre les vallées de la Biaysse et du Fournel.
2. Depuis la crête des Prés des Bans, à l'est de la Tête d'Oréac (versant nord de la vallée du

Fournel) jusqu'à Puy-Saint-Vincent et au-delà de la vallée de l'Onde, au-dessus de Vallouise, sur la rive droite du Gyr, jusqu'au grand ravin du Goîtreux. Elle forme là le plateau de Puy-Aillaud.

3. Sur la rive gauche du Gyr, à l'entrée du vallon de Chambran, sur les premières pentes du massif de Montbrison, au-dessus (à l'est) du hameau des Claux. Pour simplifier, nous l'appellerons l'écaille des Claux. Sa structure est fort complexe.

Toutes ces écailles sont emballées dans du Flysch noir qui les relie les unes aux autres et prolonge celui du col des Terres Blanches, assurant ainsi la liaison des minimes écailles subbriançonnaises de ce col, à la série de Vallouise.

A partir de la crête des Prés des Bans, le matériau d'emballage de ces écailles est surtout représenté par des marbres en plaquettes, associés ou non avec le Flysch noir. Ces terrains tendres déterminent le grand talus à topographie molle, couvert de moraines, de Puy-Saint-Vincent, ainsi que les premières pentes douces du versant est de la vallée du Gyr, entre Saint-Antoine et Vallouise, où ils sont le plus souvent masqués par des cônes de déjection ou des moraines.

Dans toutes ces écailles, la série stratigraphique va du Trias à l'Oxfordien. Elle est bien connue depuis les travaux de P. TERMIER, W. KILIAN et surtout ceux de M. GIGNOUX et D. SCHNEEGANS (1934).

1. *Le Trias* affleure tantôt à la base de la série mésozoïque (est du puy Aillaud, pied de la falaise nord de la Tête des Lauzières) tantôt en écailles isolées dans le Flysch noir (crête de la Pendine, au sud de Puy-Saint-Vincent—crête des Prés des Bans).

Il s'agit de dolomies à patine jaune ou rousse, plus rarement grise, parfois accompagnées de cargneules. Le gypse franc que l'on rencontre au lieu dit la Bertrande, au pied sud de la crête d'Oréac — ainsi que celui du col des Terres Blanches — est difficile à rattacher avec certitude à cette unité plutôt qu'aux unités briançonnaises sus-jacentes, car selon son habitude il jalonne les grandes surfaces de dislocation et son origine peut être proche ou lointaine.

Dans tous les cas, ce Trias, soit parce qu'il a servi de coussinet d'écrasement ou de glissement, soit par étirement, se montre très laminé et réduit en épaisseur. Celle-ci n'excède jamais quelques mètres à l'affleurement. Elle ne correspond certainement pas à l'épaisseur originelle.

2. *Le Rhétien*, découvert par M. GIGNOUX et D. SCHNEEGANS, affleure à la base de l'écaille des Claux, le long de la route de Chambran. On a là des calcaires un peu dolomitiques, à patine rousse, des lits de schistes noirs, des bancs calcaires à gros oolites. Enfin les auteurs précédents ont signalé des bancs lumachelliques à débris de Bivalves (*Avicula contorta?*) que je n'ai pas retrouvés.

Toute stratigraphie de détail est impossible en raison de l'allure chaotique et ébouleuse de l'affleurement.

3. *Le Lias et le Dogger*, forment une série compréhensive connue sous le nom classique de « calcaires de Vallouise ». Ces calcaires considérés comme nummulitiques par les anciens auteurs, furent rattachés au Lias par Ch. LORY, avec tous les autres calcaires du Briançonnais. Lorsque W. KILIAN en sépara les calcaires triasiques, il maintint dans le Lias les calcaires de Vallouise, à cause de leur structure oolitique et de leur richesse en débris d'Échinodermes⁽¹⁾. W. KILIAN y voyait même un terme de transition entre les calcaires liasiques vaseux des environs de Grenoble et le faciès typiquement briançonnais de son « Lias », les brèches du Télégraphe.

P. TERMIER (1903) n'apporte pas d'observations nouvelles et les attribue aussi au Lias.

En 1928, M. GIGNOUX trouvait des Polypiers lui paraissant très voisins de *Calamophyllia*

⁽¹⁾ Les fossiles déterminables y sont rares. W. KILIAN (*in* W. KILIAN et J. REVIL, 1912) cite des Gastropodes (Nérinées, *Pleurotomaria*), des Bivalves (*Lima*, *Pecten*, *Ostrea*), des Bélemnites, un Brachiopode, des Pentacrines (*Pentacrinus tuberculatus* Mill. au col de l'Eychauda), des radioles de Cidaridés et surtout de nombreux Polypiers.

radiata Lamoureux sp., espèce répandue dans le Bathonien ⁽¹⁾. Aussi cet auteur, sans se prononcer définitivement au sujet de l'âge de ces calcaires, laisse entendre qu'une partie au moins pourrait appartenir au Dogger.

C'est la totalité de ces calcaires que Ch. PUSSENOT attribue au Dogger en 1930. Depuis 1922, d'ailleurs, cet auteur niait l'existence de Lias au sud de l'Arc dans la zone briançonnaise.

En 1934, M. GIGNOUX revoyait ces calcaires en compagnie de D. SCHNEEGANS. Ce dernier y retrouvait superposés, les faciès du Lias et du Dogger qu'il avait observés dans l'Ubaye, dans le massif du Morgon.

A la suite de ces auteurs, j'adopterai donc la stratigraphie suivante pour les calcaires de Vallouise :

1. Une partie inférieure, formée de calcaires à cassure le plus souvent noire, finement scintillante.

Ces calcaires en gros bancs, alternent avec des schistes noirs. Ils peuvent passer latéralement à des calcaires à cassure plus claire, à entroques, plus rarement microbréchiques.

La patine est grise, parfois un peu rousse, la stratification en général nette. Les fossiles y sont excessivement rares (débris de Pectinidés et de Limidés, Pentacrines).

On peut attribuer cet ensemble au *Lias*.

On en voit des affleurements à la base de la falaise de Puy-Aillaud, versant Gyr, face au hameau du Poët — dans l'écaille des Claus, où ce Lias succède au Rhétien — et enfin, rappelons-le, au col des Terres Blanches même, en une infime lentille.

2. Une partie supérieure, formée de calcaires plus compacts, à stratification moins nette, à patine gris clair, à cassure parfois noire, mais plus souvent claire et montrant des entroques nombreuses. Les faciès oolitiques et pisolitiques y sont fréquents. Les débris fossilifères indéterminables y abondent : Pentacrines, Rhynchonelles, Nérinées et Polypiers ⁽¹⁾.

Par sa faune, cet ensemble peut être nettement daté du *Jurassique moyen*.

Un autre fait, d'ailleurs, vient à l'appui de cette conclusion. L'écaille des Claus possède, comme je l'ai dit, une structure complexe. Elle est formée, en effet, de trois petites écailles superposées dont les deux inférieures sont réduites au flanc normal, tandis que la supérieure semble montrer ses deux flancs juxtaposés. Dans cette écaille supérieure (donc la plus interne), on trouve à la limite de la partie inférieure liasique et de la partie supérieure, jurassique moyen, une lentille d'un conglomérat à galets bien roulés du Trias, qui est absolument identique au conglomérat de base du Dogger que nous avons vu en plusieurs points dans la nappe de Champcella, et en un point, sur le flanc oriental de la cordillère de Roche-Charnière (à l'est des Houdourens de Freis-sinières).

Le Dogger forme la masse principale du plateau de Puy-Aillaud, de l'écaille complexe des Claus, de la Tête des Lauzières, et semble bien constituer la totalité de la butte de Puy-Saint-Vincent (chapelle Saint-Romain) et de la crête de la Pendine.

Enfin, nous avons vu qu'on en retrouve une ou deux petites lentilles au col des Terres Blanches, associées à des cargneules, en fenêtre dans les calcaires triasiques du Roc Blanc. Elles ont fourni des Pentacrines et une Rhynchonelle.

4. *Le Callovien*. — Avec M. GIGNOUX et D. SCHNEEGANS, j'attribuerai à cet étage des calcschistes plus tendres et plus fissiles, un peu luisants, qui couronnent la série des calcaires de Val-

⁽¹⁾ Ayant abondamment retrouvé ce Polypier, je l'ai soumis à J. ALLOITEAU qui a confirmé cette détermination, en lui donnant la terminologie actuelle : *Cladophyllia radiata* Koby. Cette espèce caractérise le Bajocien supérieur et le Bathonien. Elle est associée à d'autres Polypiers, d'âge jurassique moyen également :

Thamnastrea Mettensis (ou *Defrancei*) E. et H. (?)

Microsolena Verdati Koby (?)

louis. Ces auteurs y ont signalé des empreintes d'Ammonites indéterminables. C'est tout à fait le faciès des couches à *Cancellophycus* du Morgon ou d'Ancele.

On les observe dans le bas-ravin du Goîtreux, superposés à des calcaires du type Vallouise, qui appartiennent là à une petite écaille que le torrent entaille presque à l'origine de son cône de déjection — ainsi qu'à l'ouest du rocher de Cuguillon, sur le chemin de Puy-Aillaud.

5. *L'Oxfordien*. — Succédant normalement aux couches à *Cancellophycus*, viennent des schistes noirs, un peu calcaires (faisant effervescence à l'acide), ce qui les distingue du Flysch noir qui les recouvre en général.

Ces « terres noires » oxfordiennes revêtent, avec les calcschistes à *Cancellophycus*, les calcaires de Vallouise du plateau de Puy-Aillaud, mais sont à peu près partout masquées par les moraines. Elles affleurent par places, par exemple au nord du hameau, en bordure du chemin, près de la croix cotée 1643 (en ce point, elles renferment des bancs de microbrèches brunes, à éléments dolomitiques tout à fait caractéristiques) — au sud du hameau, à la naissance du ravin de la Combe, en bordure de la route — ainsi que sur la petite butte qui domine celle-ci, ce décalage en hauteur étant le résultat d'une faille verticale passant à peu près à la petite chapelle Saint-Jean. Elles affleurent aussi dans la petite écaille du bas-ravin du Goîtreux.

La série stratigraphique ne monte pas plus haut. Au-dessus des « terres noires », vient directement le Flysch noir d'emballage des écailles subbriançonnaises.

L'unité subbriançonnaise à laquelle appartient cette série de Vallouise est immédiatement chevauchée par la nappe de Roche-Charnière (digitation de Chabrières-Escouréous de D. SCHNEEGANS).

La série sédimentaire évoque celle d'une région littorale, mais où le régime marin a persisté au moins depuis le Lias jusqu'à l'Oxfordien.

On peut donc concevoir paléogéographiquement cette série comme correspondant à la déclivité occidentale de la cordillère de Roche-Charnière. Il paraît donc tout à fait logique, ainsi que l'a d'ailleurs fait D. SCHNEEGANS, d'y voir l'équivalent de la série de Dramonasq ou du Morgon, qui, dans l'Ubaye, précède celle de Chabrière-Escouréous, et que D. SCHNEEGANS a considéré comme un sillon de sédimentation entre cette cordillère et celle des Séolanes.

Quant à l'interruption de la série sédimentaire à l'Oxfordien, nous attendrons pour l'interpréter d'avoir étudié la série stratigraphique des environs de l'Argentière.

IV. — ENVIRONS DE L'ARGENTIÈRE-LA BESSÉE

Suivant un triangle dont les sommets pourraient être situés aux Vigneaux (Nord-Ouest), à Queyrières (Nord-Est) et à l'Argentière (Sud), affleurent sous les unités briançonnaises un ensemble de terrains à faciès aberrants par rapport à ceux de ces dernières et que, depuis 1933, M. GIGNOUX, L. MORET et D. SCHNEEGANS ont interprété comme une série subbriançonnaise apparaissant en fenêtre. La série stratigraphique est en effet analogue à celle de Piolit ou du Morgon. Incomplète pour des raisons tectoniques, elle va de l'Oxfordien au Flysch.

Avant les travaux de ces trois auteurs, les terrains de cette « fenêtre de l'Argentière » étaient groupés par W. KILIAN et P. TERMIER en deux ensembles, les marbres en plaquettes et le Lias (voir feuille Briançon, 1^{re} édition).

Ce Lias apparaissait comme formé du mélange de calcaires noirs bien lités (faciès dauphinois) et de brèches du type « brèche du Télégraphe » (faciès briançonnais). Aussi, W. KILIAN et P. TERMIER voyaient-ils dans cette région une zone de passage entre les deux faciès. Nous verrons plus loin que les formations précédentes doivent être rapportées au Néocomien.

C'est la découverte de Bélemnites et de lumachelles à *Aptychus* dans les calcschistes « liasiques » du mur des Vaudois, au nord de l'Argentière, qui les fit attribuer par M. GIGNOUX,

L. MORET, D. SCHNEEGANS, au Néocomien (par analogie avec le Néocomien à *Aptychus* des nappes préalpines suisses et des écaillés externes du soubassement de la nappe de Flysch de l'Embrunais ⁽¹⁾).

Cette ressemblance entre le Néocomien de ces séries stratigraphiques se prolongeait dans les termes inférieurs : on retrouvait le Malm à zones siliceuses et les « terres noires » callovo-oxfordiennes.

La série stratigraphique telle que l'établirent les auteurs précédents et que nous adopterons est donc la suivante :

1. *Les « terres noires » callovo-oxfordiennes.*

Ce sont des schistes noirs très argileux, à surface luisante, finement plissotée, associés à des calcaires spathiques gréseux en minces lits et des microbrèches calcaires à patine très brune.

Ces couches forment le noyau d'un anticlinal dessiné par tous les terrains de la série de l'Argentière, que l'on peut appeler l'anticlinal de la Balmette (nom d'un hameau ruiné bâti sur ces terres noires, un peu en contre-bas de la route des Vigneaux à Prelles, au N.N.E. du siphon des conduites forcées, voir fig. 10).

Les terres noires sont à peu près partout recouvertes d'éboulis, mais affleurent le long de la route. Je les ai retrouvées près de la voie ferrée, au-dessus de l'entrée aval du tunnel.

2. *Les calcaires à zones siliceuses.*

Leur passage avec les « terres noires », bien visible le long de la route des Vigneaux à Prelles, est tout à fait continu, bien que se faisant sur quelques mètres.

Nous avons là une série de calcaires ou de calcschistes bien lités, à patine grise, à cassure noire le plus souvent, alternant avec des lits plus schistoïdes et contenant des zones siliceuses grises continues.

Vers le sommet de cette formation, les bancs deviennent plus calcaires, plus compacts. Par places, les lits siliceux marquent seuls la stratification. La cassure devient conchoïdale, esquilleuse. C'est tout à fait l'aspect du Tithonique subalpin. Et de fait, dans les lacets de la route de Briançon à l'Argentière par la rive gauche, sous la chapelle Sainte-Marguerite, ces couches renferment quelques Calpionelles et des Radiolaires extrêmement fréquents. On y trouve aussi des *Aptychus* et des Bélemnites. On peut donc dater ces calcaires du *Malm* et de la base du *Néocomien*.

L'examen microscopique des zones siliceuses ne permet pas de les considérer comme des radiolarites.

Cet ensemble paraît avoir une épaisseur totale assez grande et couvre de grandes surfaces d'affleurement. Cette épaisseur n'est probablement qu'apparente, et surtout le fait des multiples plissottements de détail. Même dans les deux flancs de l'anticlinal de la Balmette où la route donne une coupe nette, cette épaisseur semble de l'ordre de 100 mètres, mais on voit de nombreux contournements des bancs. Il est très probable que l'épaisseur réelle ne dépasse 20 ou 30 mètres.

3. Puis viennent des calcschistes secs, bien lités, sans zones siliceuses, à patine grise, à cassure noire, débutant par des couches tendres qui déterminent une combe entre le terme précédent et les calcschistes plus durs qui leur font suite. Cette combe est, par exemple, nettement indiquée sur le plan directeur (Guillestre n° 1), immédiatement à l'ouest de la crête de la Balmette.

Ces calcschistes sont toujours très plissottés (comme on peut s'en rendre particulièrement compte au début de la route de Vallouise, à la sortie nord de l'Argentière, immédiatement après le pont). Ils renferment des Bélemnites et des *Aptychus*. Ces derniers forment parfois de véritables lumachelles souvent associées à des microbrèches, découvertes par M. GIGNOUX, près du mur des Vaudois, au nord de l'Argentière. Je les ai retrouvées en place, en plusieurs points, le

(1) On ne parlait pas encore de zone subbriançonnaise.

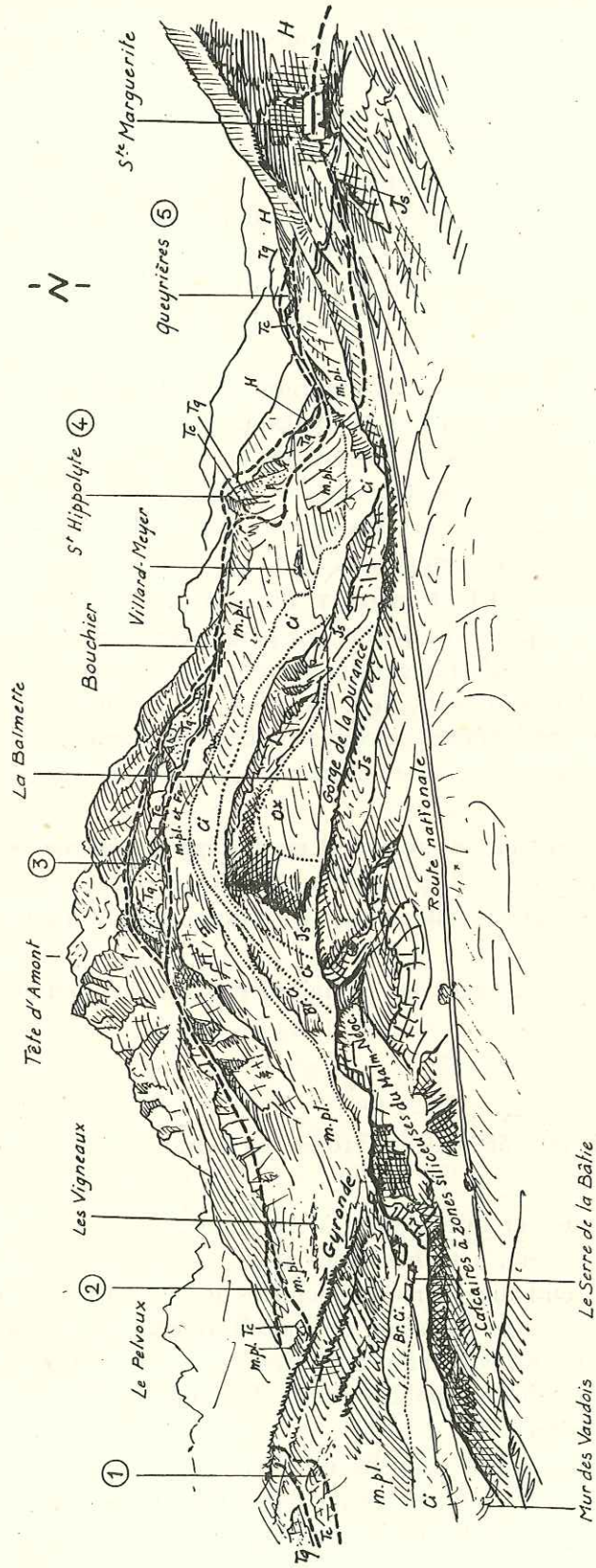


Fig. 10. — Extrémité nord de la Fenêtre de l'Argentière
 Vue prise près de la chapelle Sainte-Marguerite, sur la rive gauche de la Durance au nord de la Bessée.
 On distingue une série inférieure, subbriançonnaise :

- Ox, terres noires oxfordiennes;
- Js, calcaires à zones siliceuses du Maln.-Néocomien;
- Ci, Néocomien supérieur et Crétacé moyen;
- BrCi, brèches associées au terme précédent;
- mpl, marbres en plaquettes;
- Fn, Flysch noir;

replacée en un anticlinal de nappe, recouvert de deux unités briançonnaises : la nappe de Roche-Charnière, à la base, et celle de Champcella au-dessus. La première, encore bien développée en amont des Vigneaux, dans la vallée de la Gyronde (2), se lamine vers l'est et disparaît au Champ-dés-Ans (1). Au nord du confluent Durance-Gyronde, elle se réduit à des écaillés discontinues : écaillé de Bouchier (3), de la chapelle Saint-Hippolyte (4), de Queyrrières (5). Au-dessus, la nappe de Champcella, plus exactement la série des termes de cette nappe superposés aux gypses triasiques, se replie de façon complexe dans le massif de la Tête-d'Amont, tandis que le substratum, principalement houiller dont cette série s'est décollée, affleure à droite de la figure, au-dessus de Queyrrières. H, Houiller; Tq, quartzites triasiques; Tc, calcaires triasiques.

(D'après un croquis de L. MORET, modifié)

long de la route de Vallouise, ainsi qu'à la Bessée haute. Rappelons que ce sont ces faits qui ont poussé M. GIGNOUX à rattacher ces couches au *Néocomien*.

Elles se terminent vers le haut par des calcaires plus compacts, à taches violacées caractéristiques.

Le microscope montre dans ces calcschistes néocomiens, de très nombreux Radiolaires, mais pas de Calpionelles. Dans les microbrèches à *Aptychus*, il apporte par contre des faits extrêmement intéressants. Tout d'abord, ces microbrèches sont très riches en débris d'algues calcaires du groupe des *Solenopora*, formes qui ne dépassent pas le Crétacé inférieur (la dernière est urgo-nienne). De plus, les éléments de la microbrèche, surtout triasiques, sont parfois des débris d'un calcaire à grain fin contenant des Calpionelles. Il y a donc du Malm ou du Néocomien inférieur remanié dans cette formation dont tous les faits précédents confirment l'attribution au Néocomien.

4. Nous arrivons maintenant à des roches dont l'interprétation est beaucoup plus complexe.

Dans leur note de 1936, M. GIGNOUX, L. MORET et D. SCHNEEGANS voyaient, directement au-dessus du Néocomien, le Flysch, sous la forme de schistes noirs et de conglomérats à galets bien roulés de roches cristallines, de Trias et de Dogger (ce sont ces conglomérats que W. KILIAN avait assimilés à sa « brèche du Télégraphe »). Quant aux marbres en plaquettes de l'Argentièrre, ils auraient appartenu à une unité supérieure, briançonnaise.

Ces conclusions avaient été critiquées par Ch. PUSSENOT, dans deux notes assez obscures dont il ressort que cet auteur avait observé en plusieurs points (en particulier près de la chambre de mise en charge des conduites forcées de l'usine de l'Argentièrre) l'interstratification d'un calcaire oolitique à Bivalves et Polypiers, incontestablement bathonien, dans les calcaires à zones siliceuses ou bien (au nord du Serre de la Bâtie) que ces mêmes calcaires bathoniens formaient le ciment des conglomérats. Ch. PUSSENOT attribuait donc brèches et calcaires à zones siliceuses de la série de l'Argentièrre, au Dogger.

Par la suite, M. GIGNOUX et L. MORET (1938) admirent aussi l'âge jurassique moyen des brèches et le fait que les marbres en plaquettes de l'Argentièrre et de Queyrières représentaient bien la couverture normale de la série subbriançonnaise, passant progressivement à leur base au Néocomien.

Disons tout de suite que j'attribue maintenant ces conglomérats au *Néocomien*, et ceci pour les raisons suivantes :

1. *Raisons d'ordre structural.*

Si l'on examine la coupe que fournit la crête entre Gyronde et Durance, au sud du Serre de la Bâtie, on voit d'E. en W. (fig. 11a) :

1. Calcschistes à bancs microbréchiens et lumachelles à *Aptychus*.
2. Calcaires en bancs plus compacts, noirs, à taches violacées.
3. Conglomérat formé de gros blocs emballés dans des schistes gris-noirâtre ou blafards, à Globigérines. L'épaisseur de ce niveau est variable en raison de son allure chaotique (1 à 10 m.).
4. Ces schistes noirs ou gris se développent, contenant des galets isolés, souvent bien roulés, de grès houiller, de dolomies triasiques, de calcaires oolitiques du Lias ou du Dogger, parfois fossilifères (*Gastropodes*, *Bactryllium*). 20 mètres.

Les niveaux 3 et 4 forment la crête jusqu'à la chapelle du Serre de la Bâtie.

5. Schistes noirs, formant le talus qui descend en pente raide vers la Gyronde.
6. Schistes plus clairs, d'allure satinée (dans le lit du torrent).
7. « Marbres en plaquettes » succédant de façon continue au terme précédent, et dont le début est marqué par des couches rouges affleurant par places à la base du versant rive gauche, mais à peu près toujours masqués par les éboulis.

Ainsi, le niveau conglomératique apparaît entre les calcaires néocomiens et les schistes noirs probablement Crétacé moyen, car ils passent insensiblement aux marbres en plaquettes.

Cette disposition se poursuit régulièrement vers le nord. Au-delà du Serre de la Bâtie, la route de Vallouise montre dans son talus alternativement des calcschistes à Aptychus et des niveaux conglomératiques, ceci par suite de multiples plissements de détail.

Au-dessus de la route, le niveau conglomératique montre un développement bien marqué : le conglomérat devient très compact et détermine une corniche rousse qui s'élève rapidement. Les éléments sont plus anguleux, mais la composition lithologique reste la même. Nous y reviendrons.

Sur la route des Vigneaux à Prelles, on retrouve une coupe identique à celle du Serre de La Bâtie : les calcaires à zones siliceuses forment la Crête de la Balmette. Il leur succède vers l'ouest un petit vallon correspondant aux calcschistes à Aptychus, puis viennent les brèches, toujours très compactes, déterminant un nouveau ressaut (très bien marqué sur la carte au 1/20 000) au nord du hameau de la Sagne. Plus à l'ouest encore, quelques récurrences de calcschistes à Aptychus sont dues à des plissements. Les schistes du Crétacé moyen sont à peu près partout masqués sous les éboulis et les moraines, mais on en retrouve de minces affleurements. Enfin, viennent les marbres en plaquettes des Vigneaux.

Vers le nord, le niveau de brèche suit régulièrement le flanc ouest de l'anticlinal de la Balmette, forme le point coté 1380, puis amorce la charnière de l'anticlinal, mais disparaît très vite sous les éboulis et le Glaciaire (fig. 10).

On le retrouve avec son cortège de schistes noirs, toujours dans la même situation stratigraphique, sur la retombée nord de l'anticlinal, au niveau de la voie ferrée qui les traverse en tunnel sous le hameau ruiné des Celses. L'entrée du tunnel, à droite du point coté 1164, est dans les calcschistes néocomiens. Le long du sentier qui contourne l'éperon, il leur succède une alternance de calcaires en minces bancs et de schistes noirs avec des lentilles de la brèche typique. Nous reviendrons plus loin sur cette diminution de la puissance du niveau conglomératique.

Au sud de la fenêtre, à l'est de l'usine de l'Argentière, une disposition analogue s'observe : sous la falaise dite de la Grande Barre, on trouve, dans les bois, les calcaires à zones siliceuses et les calcschistes du Néocomien, puis au lieudit les Poutasses, les marbres en plaquettes.

Les schistes noirs qui accompagnent les brèches sont ici masqués par les éboulis, mais on peut les voir à la Bessée basse, au débouché du ravin des Rouyès (fig. 11b) : la très petite falaise de brèche située juste en contrebas du chemin, dès que celui-ci a franchi le ruisseau des Rouyès, montre bien la brèche emballée dans des calcaires en minces plaquettes et même des schistes noirs ardoisiers, non micaçés, un peu plissotés en surface, qui sont l'analogie de ceux de la crête du Serre de la Bâtie et qui représentent probablement le Crétacé moyen.

Si l'on remonte le ravin des Rouyès, on voit apparaître sous les brèches, les calcaires en plaquettes à Aptychus et les calcaires à zones siliceuses. Plus haut, les plissements font alterner les brèches avec les termes précédents.

Comme au Serre de la Bâtie, il semble bien exister au contact de ces terrains avec les brèches, et terminant les calcschistes à Aptychus, des calcaires plus compacts, à taches violacées (déjà observés par Ch. PUSSENOT), puis une zone chaotique, avec des blocs énormes. L'un de ceux-ci, fossilifère (Polypiers), indubitablement jurassique moyen, situé au voisinage du canal d'évacuation de la chambre de mise en charge des conduites forcées (fig. 11b), avait été vu par Ch. PUSSENOT qui avait cru à son interstratification régulière entre les calcaires à taches violacées du Néocomien qu'il attribuait pour cette raison au Dogger.

Ainsi, partout où il affleure, le niveau conglomératique se montre régulièrement interstratifié entre les calcaires à Aptychus du Néocomien et les schistes noirs du Crétacé moyen qui l'emballent à leur base. Il semble donc logique de le situer à la limite du Crétacé inférieur et moyen.

2. Arguments lithologiques.

Ainsi que l'avaient déjà signalé M. GIGNOUX, L. MORET, D. SCHNEEGANS, cette brèche renferme bien des galets de Dogger. Il est facile de les observer sur la crête qui sépare Gyronde et Durance au sud du Serre de la Bâtie, ainsi qu'à la chambre de mise en charge des conduites forcées de l'usine de l'Argentière. C'est un calcaire à patine gris bleuté, à cassure noire zoogène (Gastropodes, Bactryllium, Polypiers), parfois microbréchiqne, presque toujours oolitique.

Ce Dogger se retrouve facilement dans les coupes minces, sous la forme d'un calcaire oolitique à Foraminifères (Miliolidés, *Textilaria*, *Nodosaria*).

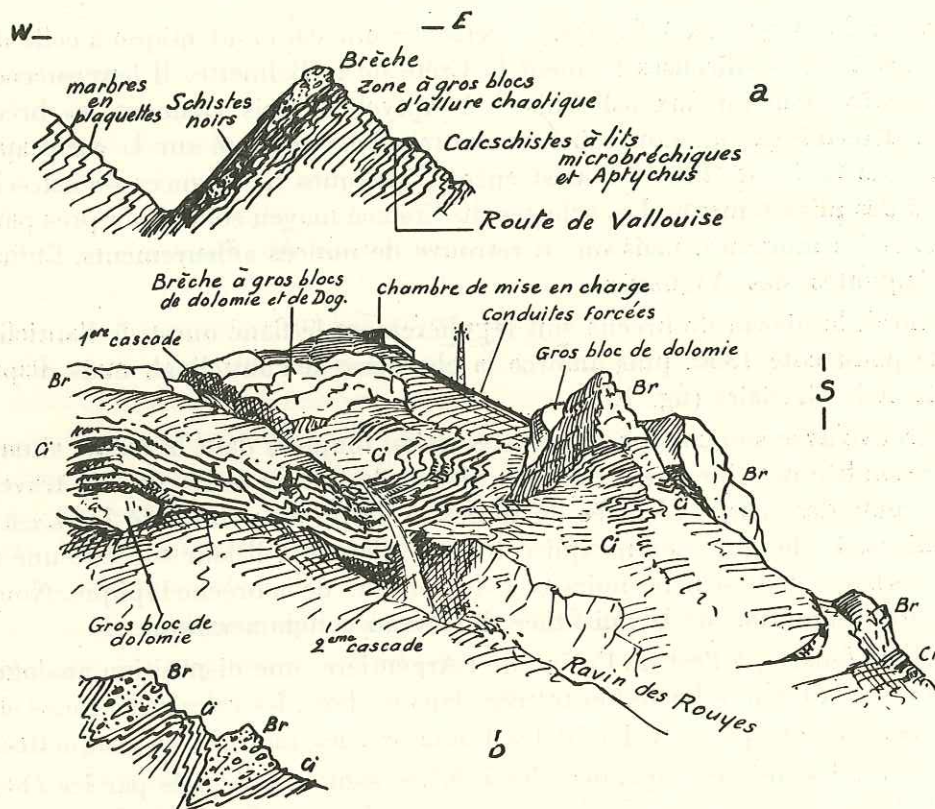


FIG. 11. — Position stratigraphique des brèches de la Fenêtre de l'Argentière

a. Coupe prise entre la route de l'Argentière à Vallouise et la Gyronde, un peu en aval du hameau du Serre de la Bâtie
 b. Vue du bas ravin des Rouyes, près des conduites forcées de l'usine de l'Argentière, montrant, comme l'indique la petite coupe jointe, l'alternance, par plissement, de la brèche (Br) et des calcschistes à Aptychus du Néocomien (Ci)

En dehors du Dogger, on trouve également :

1. Du Cristallin (gneiss et micaschistes).
2. Du Houiller (grès et schistes noirs).
3. Du Trias (dolomies grises ou rousses, rares quartzites).
4. Du Rhétien (calcaire à patine rousse, rappelant celle des dolomies triasiques, montrant au microscope une structure oolitique⁽¹⁾, avec des sections d'organismes).
5. Des calcaires gris bleu ou bleus, à cassure noire, finement spathique, parfois un peu microbréchiqnes, ainsi que des silex gris noirâtre, qui représentent probablement le Lias.
6. Un calcaire gris clair, à patine veloutée, un peu noduleux, contenant des débris d'organismes abondants, surtout des Foraminifères (*Textilaria*, *Nodosaria*, Miliolidés, *Lagena*). Je n'y ai pas vu de Calpionelles bien nettes. Toutefois, l'association des formes précédentes, en particulier

⁽¹⁾ Analogue à celle du Rhétien de Balme Rousse, près de la Roche de Rame.

l'existence de *Lagena*, me porte à attribuer ces calcaires au Malm, par analogie avec celui de certaines unités subbriançonnaises de l'Ubaye, par exemple celui de l'écaille de Peissour-Rocher, décrit par D. SCHNEEGANS (thèse).

Ainsi, du point de vue lithologique, cette brèche apparaît postérieure au Malm et antérieure au Crétacé supérieur (pas de couches à Rosalines en éléments dans la brèche), ce qui vient confirmer nos précédentes conclusions.

INTERPRÉTATION

Ainsi que nous l'avons dit brièvement dans le paragraphe des arguments structuraux, le conglomérat de l'Argentière se présente sous deux formes différentes :

1. Une brèche compacte (barre des conduites forcées de l'usine, cuesta au nord du Serre de la Bâtie), où les éléments non roulés, restés anguleux, sont étroitement pressés et soudés seulement par un film de calcite recristallisée, souvent souillée d'un peu d'argile ferrugineuse.

2. Un conglomérat où les galets, moins anguleux, parfois de taille énorme, sont épars dans les calcschistes de la base du Crétacé moyen ou de la fin du Crétacé inférieur qui en forment le ciment.

Ces caractères permettent de concevoir ce conglomérat comme le résultat d'un écroulement de falaise sous-marine, à la marge d'une cordillère. La partie principale de l'écroulement pouvait former une masse compacte, dont les éléments n'ont pas subi de déplacements et ont été cimentés sur place. C'est la brèche typique.

Au contraire, les éléments superficiels ont pu être roulés et usés par les courants sous-marins et se trouver ainsi dispersés à quelque distance, dans la masse du sédiment crétacé proprement dit. Quelques très gros blocs, en raison de leur poids, ont pu aller plus loin que les autres, comme on l'observe dans les cônes d'éboulis actuels, et venir ainsi occuper d'emblée, une position périphérique analogue à celle des galets plus petits, entraînés ultérieurement par les courants. De fait, ces derniers et les gros blocs se montrent souvent associés, les premiers au-dessus des seconds, en dehors de la masse bréchique proprement dite.

L'examen du faite de la crête du Serre de la Bâtie est très suggestif à ce sujet. Lorsqu'on le suit en partant du sud, on voit d'abord les gros blocs à disposition chaotique et, au-dessus, les couches schisteuses à galets épars. Au niveau du hameau du Serre de la Bâtie, par exemple sous la chapelle, les gros blocs ont disparu, les galets sont encore un peu arrondis, mais le conglomérat est déjà plus compact. Enfin, au-dessus du hameau de la Sagne, le conglomérat est devenu très compact, les éléments sont anguleux, ou très roulés, c'est la brèche d'écroulement typique.

Naturellement, la région recouverte par cet écroulement devait avoir un contour irrégulier; aussi en quelques endroits de la fenêtre de l'Argentière, on voit le Néocomien passer au Crétacé moyen sans conglomérat.

Prenons, par exemple, le cas du ravin des Rouyes, près des conduites forcées de l'usine. On voit y alterner lorsqu'on le remonte, les calcaires à zones siliceuses et les calcschistes néocomiens avec des schistes noirs à lentilles bréchiques (fig. 11b). Mais alors que celles-ci sont prépondérantes vers le bas, on les voit disparaître peu à peu vers le haut et, à la tête du ravin, plus rien n'indique dans le Néocomien ou le Crétacé moyen l'existence d'une perturbation de la sédimentation.

De même, dans l'anticlinal de la Balmette, la brèche, si développée sur le flanc sud-ouest, semble bien disparaître à la clef de voûte même et au début de la retombée nord-est (la route de Villard-Meyer à Bouchier ne recoupe plus que des schistes noduleux entre Néocomien et Crétacé supérieur) puis réapparaît en menues lentilles à la base des schistes noirs du Crétacé moyen, entre la route de Prelles et la Durance.

La question se pose maintenant de savoir quelle était la cordillère sur la déclivité de laquelle est parti l'éboulement. Ce n'était pas celle de Roche-Charnière (peu de quartzites, pas de calcaires

triasiques francs dans la brèche) mais une cordillère plus externe, subbriançonnaise, peut-être le prolongement nord de celle des Séolanes. De fait, par leurs faciès, les éléments de la brèche évoquent la série de l'écaille de Peissour-Rocher, ou du pli du Cap, dans la vallée de l'Ubaye, séries que D. SCHNEEGANS a situées paléogéographiquement sur la déclivité orientale de la cordillère des Séolanes.

La présence d'éléments cristallins et houillers prouve qu'au Néocomien cette cordillère était à notre latitude, atteinte jusque dans son tréfond par l'érosion, ce qui traduit une phase d'activité tectonique intense, qui se manifestait depuis le début du Crétacé (microbrèches dans le Néocomien de l'Argentière).

5. La série stratigraphique de la fenêtre de l'Argentière se poursuit par des *marbres en plaquettes* très épais, débutant par des couches rouges.

Ils sont particulièrement développés au voisinage de la gare de l'Argentière. Vers le sud, ils se prolongent jusqu'à la pointe du cône de déjection du Fournel, où l'on peut les voir surmontés par le Houiller de base de la série briançonnaise. Vers le nord, ils forment la rive droite de la Gyronde, puis, sur la rive gauche, la grande falaise dominant les Vigneaux, qui dessine elle aussi l'anticlinal de la Balmette. C'est sur la retombée nord-est de cet anticlinal que les marbres en plaquettes très développés forment les gorges où s'encaisse la Durance, sous Villard-Meyer et Queyrières.

Ces marbres en plaquettes ne m'ont pas fourni de Rosalines déterminables. Leur âge ne peut donc être précisé. Il semble bien toutefois qu'on puisse les comparer à ceux de la série de Champcella qui présente beaucoup d'analogie avec celle de l'Argentière.

6. Celle-ci se termine par un peu de *Flysch noir* en partie caché par les éboulis et le Glaciaire, à côté du hameau de Bouchier.

Avec une telle série stratigraphique, la structure tectonique de la fenêtre de l'Argentière devient facile à interpréter (voir pl. V, coupes 17 à 20) : c'est un anticlinal dont le noyau oxfordien affleure à la Balmette. Vers le sud, l'axe de cet anticlinal, orienté N.W.—S. E., s'abaisse (l'Oxfordien n'apparaît plus) et disparaît assez vite sous le chevauchement de la série briançonnaise du Puy des Aiguillons; en même temps, la charnière du pli, simple au nord, se fronce. Les multiples replis du ravin des Rouyes (fig. 11 b) correspondent à cette charnière très replissée.

Ainsi, à la hauteur de l'Argentière, l'anticlinal n'est plus représenté que par son flanc ouest, comprenant : les marbres en plaquettes de la gare de l'Argentière et des Poutasses — le Crétacé moyen à la Bessée basse, — les brèches de la base de ce Crétacé moyen ou de la fin du Néocomien au niveau des conduites forcées et, plus au sud, les calcschistes du Néocomien et les calcaires à zones siliceuses, sous la Grande Barre.

Notons aussi que sur le flanc est de cet anticlinal, au sud de Queyrières, les marbres en plaquettes sont le plus souvent laminés (sauf dans le ravin des Faures), si bien que, lorsque le contact avec le Houiller briançonnais est visible, on voit ce dernier reposer, soit directement sur les calcaires à zones siliceuses (au nord de la Chapelle Sainte-Marguerite), soit sur le Crétacé moyen (ravin des Rouyes.)

L'exception du ravin des Faures a lieu à la faveur d'une indentation vers l'est de la limite de la nappe briançonnaise superposée. La symétrie des deux flancs de l'anticlinal pourrait donc exister, mais être cachée au sud de Queyrières par le Houiller briançonnais chevauchant. On peut donc se demander s'il n'y aurait pas eu, plutôt qu'un laminage local des marbres en plaquettes, un rabotage de la clef de voûte de l'anticlinal de l'Argentière par la nappe briançonnaise.

Une dernière question se pose enfin, au sujet de l'interprétation de cette fenêtre de l'Argentière, celle des rapports de sa série stratigraphique avec celle des calcaires de Vallouise.

On ne sait malheureusement pas s'il existe, dans la fenêtre de l'Argentière, les termes stratigraphiques inférieurs à l'Oxfordien. Mais il est tout de même curieux de constater que la série de l'Argentière commence où celle de Vallouise finit, c'est-à-dire au niveau de l'Oxfordien. Il me paraît difficile qu'une telle coïncidence soit le résultat d'un simple hasard, aussi j'admets qu'il s'agit d'une

seule et même série qui, au cours de son déplacement vers l'ouest, s'est dissociée en deux ensembles suivant le niveau plastique des terres noires oxfordiennes ⁽¹⁾.

Le noyau dur inférieur (Lias-Dogger de Vallouise) a été entraîné en avant par le glissement sur ses cargneules de base ⁽²⁾, emballé dans une masse de marbres en plaquettes et de Flysch noir qui représentent la partie supérieure de la série de l'Argentièrre ⁽³⁾, partie qui, en raison de sa position superficielle, pouvait prendre, au cours de l'écoulement, une certaine avance tectonique.

L'ensemble supérieur (calcaires à zones siliceuses de l'Argentièrre) est resté en arrière, avec sa carapace de Crétacé inférieur et de Crétacé supérieur incomplet le plus souvent vers le haut.

De fait, quand on suit vers le nord les « calcaires de Vallouise », on les voit à partir du col des Neyzets, dans le soubassement de la Cucumelle, puis sur la rive gauche de la Guisane, entre le Monétier et le Galibier, se compléter vers le haut par des schistes noirs et des calcaires à zones siliceuses attribués déjà au Malm par M. GIGNOUX (1936b) et dont on peut faire l'équivalent de ceux de l'Argentièrre. Ces calcaires sont également surmontés de calcschistes clairs attribuables au Néocomien, qui passent peu à peu aux marbres en plaquettes à Rosalines.

En résumé, la zone subbriançonnaise entre la Guisane et le col des Terres Blanches, est formée par une série d'écaïlles appartenant à une même unité. Un décollement s'y produit à peu près régulièrement au niveau des terres noires oxfordiennes, si bien que la série est partagée en deux ensembles dont l'inférieur, comprenant principalement Lias et Dogger (« calcaires de Vallouise »), est le plus fréquemment représenté dans les affleurements.

Les similitudes de faciès rapprocheraient cette série soit de celle de Piolit (M. GIGNOUX, L. MORET, R. BARBIER), soit de celle du Morgon (D. SCHNEEGANS).

La cordillère dont des apports se manifestaient au Néocomien dans cette série, était probablement celle des Séolanes qui séparait les sillons de sédimentation de Piolit et du Morgon (sillon de Dramonasq).

Si la stratigraphie de la série de l'Argentièrre évoque davantage celle de Piolit, par contre il paraît plus normal au point de vue tectonique et paléogéographique, de la relier à celle du Morgon, en y voyant les sédiments déposés à la marge de la zone briançonnaise, entre la cordillère des Séolanes et celle de Roche-Charnière.

Quant aux écaïlles du Pic des Uvernaus et du Roc Blanc, on peut les rattacher aussi bien à la digitation de Chabrières-Escouréous qu'à la nappe de Roche-Charnière. Ces deux termes désignent une seule et même entité paléogéographique, à savoir la première cordillère briançonnaise. Dans notre région, on assiste au raccord des éléments de cette cordillère au domaine briançonnais, tandis que, plus au sud, ils ont été entraînés en écaïlles éparses à la base du Flysch de l'Embrunais, fort loin de leur zone d'origine.

⁽¹⁾ Une tectonique analogue (dédoublément de la série au niveau de l'Oxfordien) a été mise en évidence par R. BARBIER (1948) dans sa digitation du Pas du Roc, prolongement nord de la série de Vallouise-l'Argentièrre. Mais là, c'est le noyau supérieur qui a été entraîné en avant du noyau inférieur.

⁽²⁾ La série de Vallouise l'Argentièrre est donc aussi tronquée vers le bas, le terme le plus ancien étant représenté, outre ces cargneules, par les dolomies rousses du Trias supérieur.

⁽³⁾ Ce qui expliquerait peut-être que le Flysch noir soit si peu représenté dans celle-ci.

TROISIÈME PARTIE

TECTONIQUE DES UNITÉS BRIANÇONNAISES

I. RIVE DROITE DE LA DURANCE

RÉSUMÉ DES RECHERCHES ANTÉRIEURES

La clef de l'interprétation de ce massif a été l'individualisation par MM. GIGNOUX et L. MORET des deux nappes de Champcella et Roche-Charnière.

Les idées de ces auteurs ont été développées dans deux notes fondamentales (1932 et 1933), puis synthétisées dans la « Description géologique du Bassin supérieur de la Durance » (1938). Elles inspirent les tracés de la deuxième édition de la feuille Gap.

Rappelons brièvement que, partant de Réotier, ces auteurs suivent une série d'écaillés ou de plis isoclinaux serrés jusqu'à Roche-Charnière (d'où le nom donné à cette unité) puis sur le versant ouest de la Crête de Gaulent dont le point culminant pourrait peut-être lui appartenir encore.

Au delà, cette nappe se prolongerait par le col d'Anon et celui de la Pousterle, se raccordant ainsi avec la deuxième écaille définie par P. TERMIER dans les « Montagnes entre Briançon et Vallouise », mais en ces points aucune précision nouvelle n'est apportée à sa structure, si ce n'est qu'une partie de cette deuxième écaille représente probablement des éléments subbriançonnais (Tête des Lauzières, par exemple).

A partir du torrent de Tramouillon, une nappe plus interne, dite de Champcella, chevauche la précédente par son Houiller de base ⁽¹⁾, celui de Chanteloube, et ce terrain se retrouverait à la base du versant est de la Tête de Gaulent (bande du col de Tramouillon). Cette bande était ainsi interprétée comme le noyau d'un anticlinal de nappe, le flanc normal de cet anticlinal étant la région de Champcella-Serre Piarâtre et le flanc inverse, la Crête de Gaulent (au moins jusqu'à une antécime, ces auteurs ayant aussi émis l'hypothèse que le sommet même de Gaulent pourrait peut-être appartenir à la nappe de Roche-Charnière).

Au nord de la Biaysse, dans la Roche de la Séa, cette nappe de Champcella montre deux

⁽¹⁾ Il est intéressant de noter à ce propos que W. KILIAN et E. HAUG, dès 1899, avaient également distingué ces deux ensembles, mais sans leur attribuer de noms. Le premier était également représenté par les plis isoclinaux de Réotier, prolongeant les première et deuxième écaillés de P. TERMIER. Plus au Nord, ce faisceau de plis était, pour ces auteurs, recouvert sur sa tranche par une masse de calcaire triasique d'allure plus tranquille (l'actuelle ossature du synclinal de Champcella) interprétée comme le flanc inverse d'un pli émané de la bordure du massif de Peyre-Haute (troisième écaille).

Après KILIAN et HAUG, Ch. PUSSENOT, en 1930, était arrivé à un schéma très voisin de la conception de M. GIGNOUX et L. MORET. Pour lui, il existait aussi deux nappes superposées, la nappe 1 (= nappe de Roche-Charnière) et la nappe 2 (= nappe de Champcella). Les limites de ces nappes sont tracées par Ch. PUSSENOT avec une exactitude surprenante. Mais son schéma est malheureusement déformé par la méconnaissance de la zone subbriançonnaise dans la région de l'Argentière, dont il englobe les terrains dans sa nappe 1.

écailles superposées à la suite d'un petit redoublement local, et enfin au nord du Fournel, cette nappe se renverse complètement dans le Signal des Têtes, avant de passer dans le massif de Montbrison où elle constituerait la troisième écaille de P. TERMIER.

Plus récemment (1941), J. GOGUEL a revu la question du raccord avec le massif de Montbrison. Le résultat auquel aboutit cet auteur diffère de celui de M. GIGNOUX et L. MORET. Pour lui, il n'y a pas de raisons géométriques ni stratigraphiques pour distinguer au sud de la Gyrone, plusieurs unités tectoniques dans les terrains briançonnais. Les surfaces de dislocation ne sont que des accidents secondaires et les caractères stratigraphiques, ceux de la deuxième écaille du massif de Montbrison. Celle-ci forme donc le Signal des Têtes et la crête Roche de la Séa — Roc Thouard — L'Aiguille, donc aussi le synclinal de Champcella. Quant au redoublement du Roc Thouard, ce n'est pas un accident local, mais le chevauchement de la deuxième écaille sur une unité inférieure, donc la première, prise ainsi dans un sens différent de celui de P. TERMIER⁽¹⁾. Celle-ci se prolongerait au sud-ouest par la nappe de Roche-Charnière qui, sur le front des nappes ne dépasserait pas ainsi, vers le nord, Freissinières.

PLAN DE L'ÉTUDE TECTONIQUE

Celle-ci doit être abordée, comme l'ont fait tous les auteurs précédents, par l'examen des coupes transversales naturelles que fournissent les versants nord⁽²⁾ des vallées du Fournel, de la Biaysse, des torrents de Tramouillon, du Bouffard et de Saint-Thomas.

1. COUPE DU TORRENT DE TRAMOULLON

Pl. II et IV, fig. 12 à 18

Elle est fondamentale pour l'interprétation du massif de Gault.

Les noms géographiques utilisés ici sont ceux de la carte au 1/20 000.

1. A Chanteloube, l'ossature de la nappe de Champcella est formée par une banquette de calcaires triasiques craquelée de failles⁽³⁾ qui amènent parfois la conservation à la surface de la lèvre abaissée d'un peu de Dogger, ou exceptionnellement de Malm (Pl. IV, coupes 1 et 2). A la base de ces calcaires triasiques, existent le Trias inférieur (cargneules et quartzites), le Verrucano et le Houiller. Ce dernier est surtout développé sur la rive droite du torrent où il a été exploité.

Ces différents termes inférieurs se montrent sur la rive gauche, en amont des Pasques, et on les retrouve à un kilomètre environ au nord de Chanteloube, de l'autre côté de la banquette, presque dans le lit de la Durance.

Dans les deux cas, ce liséré de Trias inférieur et de Permo-Carbonifère montre les traces d'un laminage intense. Les quartzites et le Verrucano sont réduits à quelques mètres d'épaisseur et parfois disparaissent totalement. Dans l'ensemble, ils se présentent comme un chapelet de menues lentilles irrégulières, déjà bien observées par M. GIGNOUX et L. MORET (1932, p. 13; 1938, p. 232).

Cette banquette de calcaire triasique offre l'allure d'un véritable escalier de failles qui élèvent peu à peu sa surface. Dès le lieudit Soureliou, les failles s'atténuent, la série stratigraphique devient

⁽¹⁾ Rappelons que pour P. TERMIER, la première écaille affleure uniquement sous le col de la Pousterle, à Champ-Didier, dans la vallée du Fournel. C'est un simple copeau écrasé entre la deuxième écaille (Signal des Têtes, Crête d'Oréac) et le Flysch autochtone.

⁽²⁾ Les versants sud (exposés au nord) sont trop recouverts par la végétation.

⁽³⁾ A ce sujet signalons l'existence de « crevasses tectoniques » (M. GIGNOUX) en bordure de la Durance, à la hauteur de la maison MATHIEU.

Au sujet de ces accidents, voir M. GIGNOUX (1948 b) et P. GIDON (Observations sur la plasticité des roches calcaires, 77^e Congrès des Sociétés savantes, Grenoble, 1952).

complète : au-dessus des calcaires triasiques apparaissent le Dogger, le Malm, et les marbres en plaquettes. C'est le synclinal de Champcella qui s'étend assez régulièrement jusqu'à la Biaysse, du lieu dit le Pouit (au-dessus de la basse vallée du torrent de Tramouillon) jusqu'à Pallon, dans celle de la Biaysse (Pl. IV, coupes 3, 8 et 11).

2. Au petit col, situé immédiatement à l'est du Pouit et où passe le chemin de Champcella à Chanteloube, vient se terminer une faille limitant à l'ouest le synclinal de Champcella méridional (Pl. IV, coupe 3). Les marbres en plaquettes de l'axe de ce synclinal butent contre la série de la Crête du Bouchet, dont les calcaires triasiques déterminent une imposante falaise à la base de laquelle affleurent tous les termes inférieurs (schistes et quartzites du Trias inférieur, Verrucano, Houiller) momentanément peu laminés. Ce Houiller est donc le prolongement de celui de Chanteloube. Des grattages de charbon y furent faits par les habitants des hameaux de la Casse et des Imberts.

Sur le dos des calcaires triasiques de la Crête du Bouchet, viennent le Dogger, le Malm et les marbres en plaquettes prolongeant ceux des Balmes de Champcella, et de faciès identique.

Plus au nord, vers les hameaux des Faures et des Roberts, le synclinal de Champcella reprend son unité. Son remplissage se complète par l'apparition de Flysch noir, dont les dernières couches versicolores sont bien représentées au-dessus du hameau des Faures.

3. Ce synclinal de Champcella ne montre son ossature de calcaire triasique que sur son bord est et sur ses tranches sud (Falaise du Bouchet) et nord (Serre de la Garde). Son flanc ouest est au contraire invisible parce que masqué par une faille verticale importante (toujours dans le même style que celles que nous avons rencontrées depuis la Durance) qui abaisse le synclinal de Champcella et le fait buter contre de nouveaux éléments dont le premier est une falaise de calcaire triasique, celle de Serre Piarâtre qui domine ainsi directement les marbres en plaquettes du Bois du Bouchet. Pour l'instant, aucun fait ne nous permet de savoir à quelle unité tectonique appartient cette grande falaise.

Celle-ci, si homogène morphologiquement, est tectoniquement très tourmentée. De multiples accidents de détail y font sans cesse alterner des pendages est et ouest. Mais vers le sud, presque à son débouché sur la vallée du torrent de Tramouillon, on voit ces calcaires triasiques se redresser et, au-dessous d'eux, apparaissent l'horizon des cargneules, les quartzites, le Permien et le Houiller (fig. 12). Celui-ci presque partout masqué par la végétation donne un petit vallon herbeux et humide,

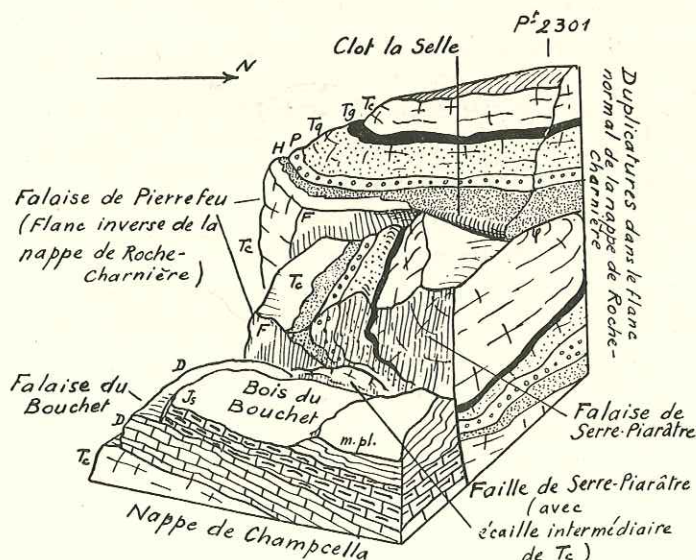


FIG. 12. — Bloc stéréogramme des accidents de Serre-Piârâtre (extrémité sud) et de Clot-la-Selle
 H, Houiller; P, Verrucano; Tq, quartzites triasiques; Tg, horizon des gypses, cargneules et schistes versicolores; Tc, calcaires triasiques; D, Dogger; Js, Malm; m pl, marbres en plaquettes; F, faille; Ø, chevauchement

où passe le chemin allant du Bois du Bouchet à la bergerie de Clot-la-Selle (le chemin et la bergerie sont indiqués sur le plan directeur, mais le nom de cette dernière n'est pas porté). Ce Houiller repose sur le dos d'un gros paquet de calcaires triasiques formant falaise sur le versant nord de la vallée du torrent de Tramouillon et longé à sa base par le canal de Pierrefeu. Ces calcaires triasiques de Pierrefeu ne sont donc pas le prolongement de ceux de Serre-Piarâtre.

Toutefois eux aussi viennent buter par la faille de ce nom contre la tranche des couches de la série de la Crête du Bouchet (fig. 13). Celle-ci montre d'ailleurs là une falaise absolument verticale, parfaitement polie, aspects difficilement explicables par la seule action des glaciers. Peut-être peut-on y voir plutôt un grand miroir de faille, simplement retouché ensuite par l'érosion glaciaire.

Le passage en ce point de la faille de Serre-Piarâtre est d'ailleurs également marqué par un copeau coïncé là entre la série de Pierrefeu et celle du Bouchet. Il est formé de Houiller et de Verrucano très broyés, contenant une mince lame de calcaire triasique avec des cargneules. Des grattages ont également été effectués dans ce Houiller, mais sans résultat.

On pourrait être tenté de voir dans ce Houiller (auquel nous donnerons le nom du lieu, dit le Crest) celui de la base de la série du Bouchet. A l'origine, ces deux houillers ont dû être en effet dans le prolongement l'un de l'autre, mais la tectonique postérieure a rompu cette continuité. En effet, en raison du pendage bien visible des calcaires triasiques, on voit que le Houiller qui en forme normalement la base et qui disparaît sous les éboulis à la hauteur du hameau des Imberts, doit se trouver bien en dessous de celui du Crest qui vient s'appliquer sur la tranche des calcaires triasiques du Bouchet.

Cette écaillé du Crest, jalonnant la faille de Serre-Piarâtre, n'est pas isolée. On en rencontre au moins une autre, formée de calcaire triasique dans la terminaison sud du Bois du Bouchet.

4. Laissant de côté pour l'instant les calcaires triasiques de la falaise de Pierrefeu, nous allons reprendre le Houiller et les termes supérieurs qui la couronnent.

Ils s'élèvent doucement, jusqu'à une prairie (ruines d'anciennes maisons), puis là, sont brusquement dénivelés de 70 mètres environ, par une faille verticale qui, plus au nord, sous la bergerie de Clot-la-Selle, s'exagère en un petit chevauchement local dirigé vers l'est (voir fig. 12 et pl. IV, coupes 4 et 6). Ainsi, à l'écaillé de Serre-Piarâtre, en succède une autre à laquelle nous donnerons le nom d'*écaillé de Clot-la-Selle*.

A Clot-la-Selle même, le Houiller s'étale largement, donnant des prairies qui entourent la cabane. Il est surmonté par du Verrucano, très ébouleux au-dessus de la cabane, plus net vers le sud, puis par des quartzites et enfin des calcaires triasiques qui culminent au point 2301.

A. Examinons d'abord la structure vers le sud. Là, le Houiller se lamine à nouveau entre les calcaires triasiques de Pierrefeu et le Verrucano qui le surmonte. Il ne dépasse pas quelques décimètres d'épaisseur, mais détermine une petite vire entre la falaise calcaire qu'il couronne et celle du Verrucano et des quartzites qui lui est superposée (v. pl. II). Cette curieuse petite vire de près de 300 mètres de long, suit régulièrement toutes les ondulations de la nappe à laquelle elle appartient, mais recouvre parfois, sans manifester aucune perturbation, des failles existant dans les calcaires triasiques de Pierrefeu⁽¹⁾. Cette vire, suivie d'ailleurs par les troupeaux de moutons, permet ainsi d'accéder facilement de Clot-la-Selle aux prairies de Tramouillon.

Dans celles-ci, la vire cesse, le Houiller disparaît sous le Glaciaire et les éboulis, mais le

⁽¹⁾ C'est le cas en particulier d'une faille déterminant un petit couloir vertical, un peu en aval de la prise d'eau du canal de Pierrefeu (fig. 13). Ce couloir a eu son importance, car M. GIGNOUX et L. MORET y faisaient passer le Houiller prolongeant celui du Crest et de Chanteloube et allant rejoindre celui de Tramouillon.

De fait ces auteurs y avaient signalé du Verrucano. Ayant remonté ce couloir, j'ai pu me rendre compte qu'il ne s'agissait que d'une simple faille de détail et que le Verrucano qu'on y trouve y est à l'état de blocs éboulés, en provenance de celui que nous suivons au-dessus du Houiller depuis Serre-Piarâtre et Clot-la-Selle.

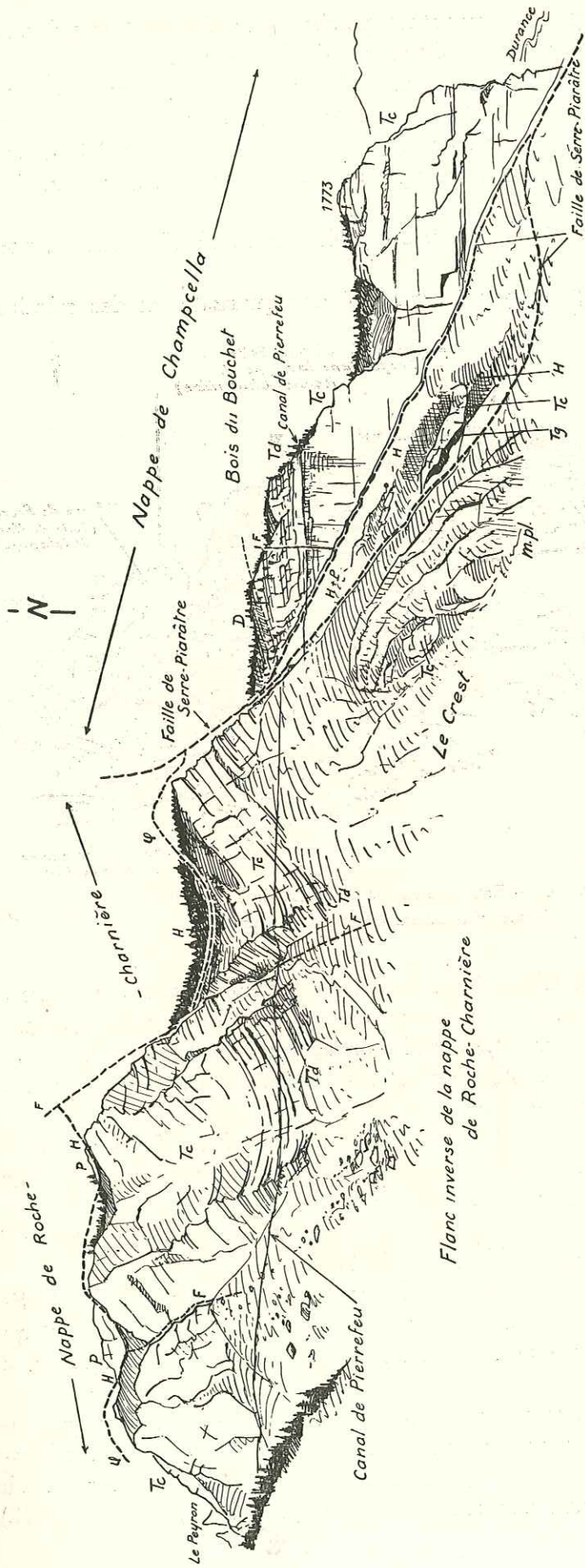


FIG. 13. — Vue de la rive gauche de la vallée du Torrent de Tramouillon, entre les falaises de Pierrefeu et du Bouchet

La série du Bouchet dépend de la nappe de Champcella et vient buter par une faille sub-verticale importante (faille de Serre-Piarâtre) contre un compartiment surélevé, la falaise de Pierrefeu qui représente le flanc inverse de la nappe de Roche-Charnière. Le flanc normal de cette nappe n'est visible ici que sous la forme de son Houiller et de son Verrucano de base, qui couronnent la falaise de Pierrefeu.

Entre les deux compartiments, des écaillés de terrains variés (Houiller, Verrucano, cagneules et calcaires triasiques) jalonnent le tracé de la grande faille de Serre-Piarâtre. Mêmes abréviations que pour la figure 12. En plus, Td, dolomies sommitales du Trias.

Verrucano et les quartzites qui le surmontent persistent en donnant une falaise importante qui forme en quelque sorte verrou au sortir du cirque de Tramouillon.

Au-dessus de cette falaise, versant Tramouillon, vient un étroit couloir, bien marqué, rempli de schistes jaunes accompagnant habituellement les cargneules; ils sont surmontés de minces copeaux de calcaires triasiques très laminés, puis directement par des marbres en plaquettes abondants. Les calcaires triasiques vont se développer un peu plus au nord, formant l'ossature du sommet 2 301 (fig. 14).

B. Examinons maintenant la structure de l'écaille de Clot-la-Selle, au nord de la bergerie de ce nom.

Le Houiller se prolonge, toujours surmonté des quartzites et des calcaires triasiques. Au

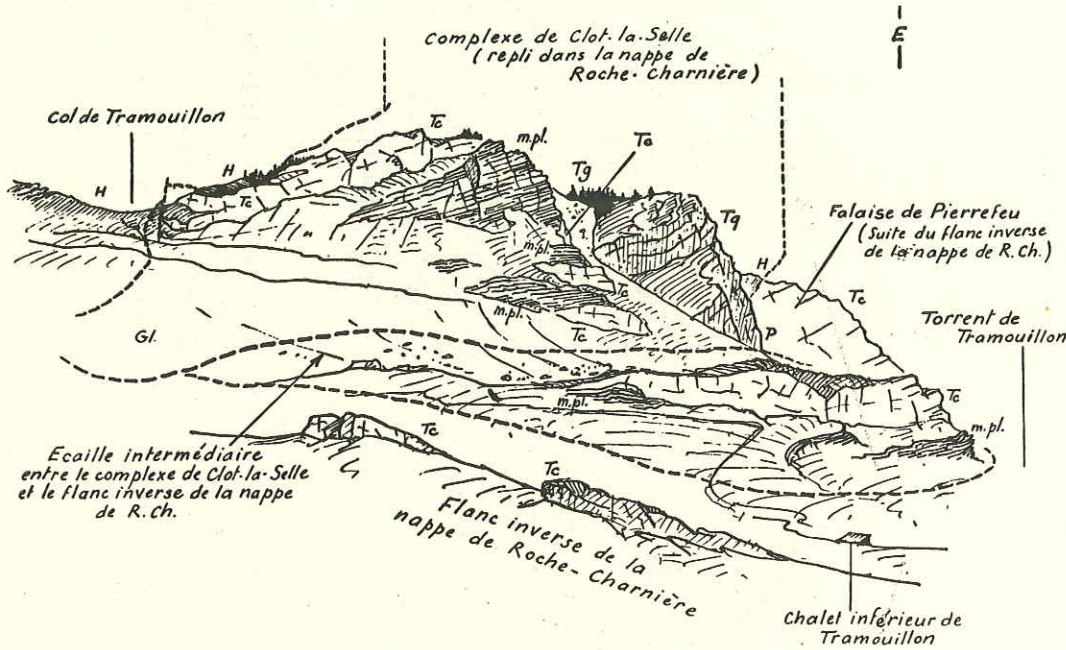


FIG. 14. — Extrémité sud-est du bassin de Tramouillon
Mêmes abréviations que pour la figure 12

nord du chemin qui conduit de Clot-la-Selle au col de Tramouillon, les calcaires triasiques disparaissent, par laminage ou décollement, au niveau des gypses à la base et dans les marbres en plaquettes au sommet. Aussi, les quartzites sont-ils directement enveloppés par ces marbres en plaquettes, avec des écailles variées, dont quelques-unes montrent du Dogger avec le faciès typique de la nappe de Roche-Charnière (brèches).

Aussi cette écaille de Clot-la-Selle et par suite celle de Serre-Piarâtre, qui en est le prolongement, appartiennent à cette unité. Nous en aurons confirmation par l'étude d'un élément tectonique nouveau, qui va se superposer à cette écaille de Clot-la-Selle.

En effet, celle-ci disparaît bientôt vers le nord, sous une série chevauchante, orientée vers l'est et dont nous allons maintenant aborder l'étude.

5. Recouvrant l'écaille de Clot-la-Selle au sud et directement celle de Serre-Piarâtre au nord, vient une masse de Houiller débutant, au sud, au col de Tramouillon, et qui court ensuite tout le long de la base du versant est de la Tête de Gaulent-Pic de l'Aiguillas, déterminant les prairies de Clot-la-Font.

Ce Houiller repose horizontalement sur la série de Clot-la-Selle, ainsi qu'on peut s'en rendre compte sur le sommet 2 301 où un petit chapeau de Houiller a été conservé à la surface des calcaires triasiques (pl. IV, coupe 4), ainsi qu'en quelques autres points, plus au nord, à la hauteur de Clot-la-Font, où le Houiller repose sur les marbres en plaquettes (pl. IV, coupes 9 et 12), surtout enfin

à Clot-la-Font même, où une fenêtre dans le Houiller laisse apparaître un petit affleurement de Flysch noir, découvert par M. GIGNOUX et L. MORET⁽¹⁾ (pl. IV, coupe 9).

Rappelons en passant que ce Houiller du col de Tramouillon a fourni une flore stéphanienne.

On peut étudier la série qui lui est superposée dans trois crêtes E.-W., qui montent à l'assaut de l'arête sommitale Gaulent-Aguilas :

1. Au sud, s'élevant du col de Tramouillon à la Tête de Gaulent, vient la crête de Gaulent (fig. 15, pl. II et IV, coupe 6). Elle montre successivement du Verrucano, des quartzites, des schistes noirs (cortège habituel des cargneules), les calcaires et dolomies du Trias⁽²⁾ et enfin les marbres

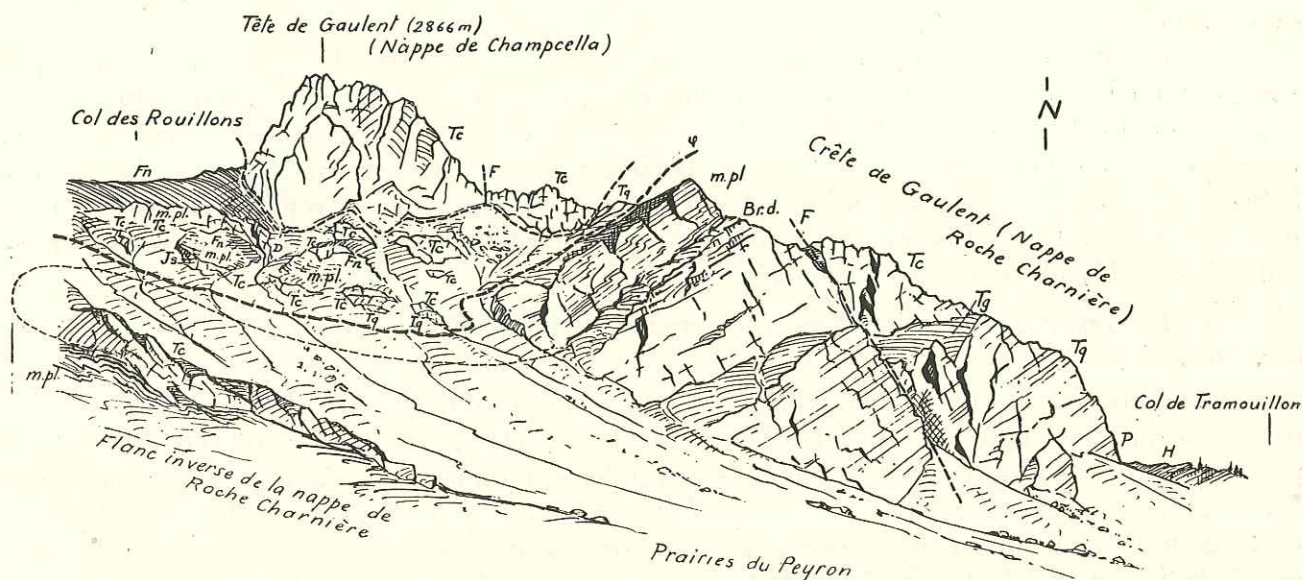


FIG. 15. — Extrémité nord-ouest du bassin de Tramouillon

Même abréviations que pour la figure 12. En plus : Br.d., formations continentales (brèches dolomitiques principalement) édifiées au cours de l'émergence de la fin du Trias et du Lias; Fn, Flysch noir

en plaquettes directement transgressifs sur le Trias par des couches rouges, conglomératiques par places.

2. La deuxième s'élève vers le Pic de l'Aguilas en partant de Clot-la-Font (fig. 16a, pl. IV, coupe 9). Nous lui donnerons le nom de crête de l'Aguilas. Là encore viennent successivement le Permien, puis tous les termes du Trias. La brèche continentale qui termine celui-ci est ravinée par le Dogger, bréchique et zoogène (voir fig. 2). Le sommet de cette coupe est malheureusement très tectonisé. Les éléments supérieurs au Dogger manquent ou sont inclus, séparés de leur substratum, dans une masse de Flysch noir. On pourrait interpréter ainsi une lame de Malm qui, fait intéressant, montre un faciès de marbre blanc à Calpionelles, avec jaspes rouges et nombreux fossiles.

Enfin, au-dessus de ce Malm, viendraient les marbres en plaquettes prolongeant en continuité ceux de la crête de Gaulent et débutant aussi par des couches rouges.

3. La troisième crête, ou crête des Plattes, montre une coupe analogue à celle de Gaulent. Son Houiller de base repose sur le Flysch noir subbriançonnais⁽³⁾ (fig. 18 et pl. IV, coupe 13).

⁽¹⁾ M. GIGNOUX et M. MORET y voyaient l'homologue du Flysch noir qui, sous la Casse et les Imberts, forme le dos de la digitation du Ponteil, sous le Houiller de Chanteloube. Cette digitation ne parvient pas dans les parties hautes du massif.

⁽²⁾ Avec brèches continentales au sommet, attribuées à tort jusqu'à présent au Dogger.

⁽³⁾ On peut donc se demander si la petite fenêtre de Flysch noir de Clot-la-Font n'en serait pas la réapparition, plutôt que celle du Flysch noir de l'écaille de Clot-la-Selle.

La zone de contact doit être injectée de gypse, car dans les bois apparaissent plusieurs beaux entonniers de dissolution.

Ainsi la stratigraphie de cette série de Tramouillon-Clot-la-Font montre que nous sommes dans la nappe de Roche-Charnière.

Donc, bien que la continuité soit masquée par les éboulis, ce Houiller doit prolonger, comme l'ont bien admis M. GIGNOUX et L. MORET, celui de la vire de Pierrefeu que nous avons vu arriver dans les prairies de Tramouillon.

Ainsi ce Houiller formerait bien au col de Tramouillon le noyau d'un ancien anticlinal devenu chevauchant vers l'est. Nous reviendrons plus tard sur l'interprétation de cette direction de chevauchement.

Pour l'instant, résumons la situation tectonique : la nappe de Champcella ne dépasse pas vers l'ouest le bois du Bouchet et vient alors buter, au niveau de la falaise de Serre-Piarâtre, contre la nappe de Roche-Charnière, décalée en hauteur par cette faille. Nous sommes là sur la dernière marche de cet escalier de failles qui a débuté à la Durance. L'écaille de Serre-Piarâtre, celle de Clot-la-Selle et enfin celle de Tramouillon-Clot-la-Font, correspondent à des replis, des duplicatures, dans la nappe de Roche-Charnière (v. pl. VI). Vers le nord, le substratum de cette nappe apparaît : c'est le Flysch noir subbriançonnais.

6. Il ne reste plus à interpréter que l'ensemble sommital Tête de Gaulent-Pic de l'Aguilas (fig. 16 et 17).

Vue des prairies de Tramouillon, une chose est frappante, l'allure chaotique des calcaires triasiques qui forment cette crête. D'ailleurs, même à l'échelle de l'échantillon, on voit que, le plus souvent, ces calcaires sont à peu près intégralement transformés en brèches mylonitiques. De nombreuses dislocations affectent cet ensemble. L'une des plus frappantes, bien visible de la vallée de la Durance même, se manifeste par une sorte de grande dalle polie qui descend du sommet de la Tête de Gaulent jusqu'à une brèche au-delà de laquelle débute l'arête du Pic de l'Aguilas (voir pl. I). Il s'agit là d'un grand miroir de faille (avec brèches de friction) qui traduit un petit chevauchement de détail de cette arête du Pic de l'Aguilas sur la Tête de Gaulent.

On dispose heureusement d'un excellent point de repère pour interpréter cet ensemble.

Immédiatement à l'ouest du sommet 2709 (sommet nord de l'arête), sous les calcaires triasiques ici redressés à la verticale, apparaissent en superposition stratigraphique normale, le Dogger et le Malm (fig. 16 *b* et 17) avec les faciès typiques de la nappe de Champcella, comme nous l'avons vu (calcaires zoogènes avec pisolites et Polypiers pour le Dogger, calcaire à zones siliceuses pour le Malm. Nous avons toutefois dit que ce dernier commençait à prendre une allure marmoréenne et une couleur mauve qui annoncent le Malm de la nappe de Roche-Charnière. Ceci n'a rien d'étonnant puisque nous sommes au front de la nappe de Champcella).

L'arête sommitale Tête de Gaulent-Pic de l'Aguilas est donc une véritable klippe de la nappe de Champcella.

On peut remarquer aussi qu'elle ne montre pas son substratum siliceux normal (Houiller à Werfénien) sauf quelques menues écailles de quartzites à la base des calcaires triasiques, au contact des marbres en plaquettes de la crête de Gaulent (fig. 5).

Il s'agit donc d'une émanation tout à fait frontale de cette nappe, ayant continué son glissement sur ses gypses de base. La liaison entre ce fragment et le reste de la nappe ne peut plus être décelée que par les analogies des séries stratigraphiques, cette liaison ayant été supprimée par la grande faille de Serre-Piarâtre, et peut-être aussi par le fait que ce fragment avait, au moment de l'écoulement des nappes, « largué ses amarres » avec le reste de la nappe de Champcella, probablement sous l'effet d'entraînement du Flysch. Ainsi s'expliquerait son allure chaotique.

Au cours de sa mise en place, cette masse a pu encore s'écailler et des fragments peuvent se retrouver plus loin encore, emballés dans le Flysch noir et surtout les marbres en plaquettes qui terminaient primitivement la série stratigraphique de cette unité et qui ont giclé en avant.

Ainsi s'expliqueraient les écaïlles du versant ouest du vallon de Clauzis et du col de Val-Haute (crête de l'Homme) qui montrent, outre de nombreux copeaux de calcaires triasiques, du Dogger et du Malm avec les faciès typiques de la nappe de Champcella (calcaires noirs zoogènes et calcaires à zones siliceuses, fig. 17).

7. La base de cette klippe est jalonnée par une série de petites écaïlles arrachées par le

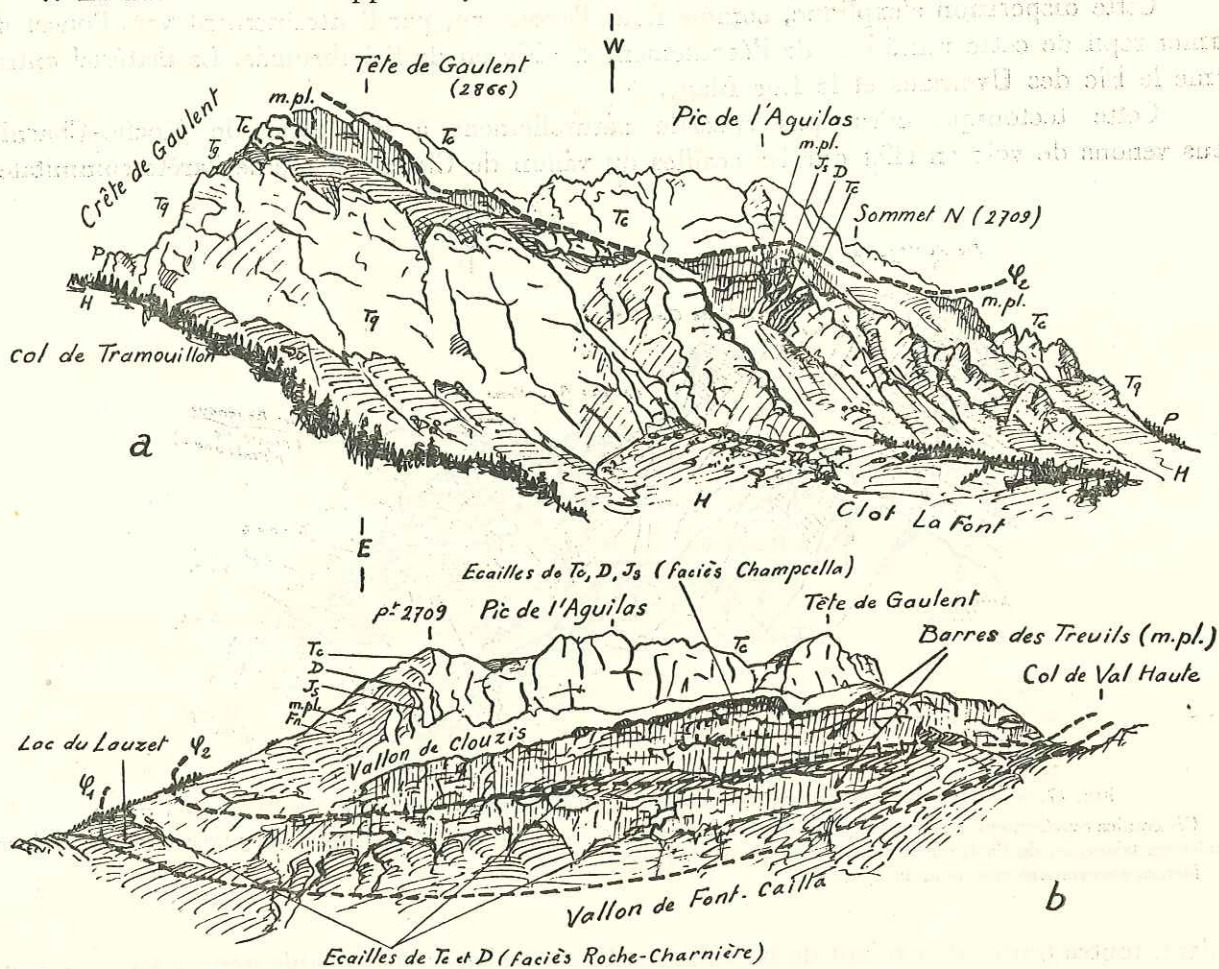


FIG. 16. — Massif de la Tête de Gaulent

a. Vu de l'est;
b. Vu de l'ouest.

Dans les deux cas, on distingue bien deux unités tectoniques superposées.

1. L'unité supérieure (nappe de Champcella), véritable klippe, forme l'arête sommitale proprement dite. Il s'agit surtout de calcaires triasiques (Tc), décollés au niveau des gypses et n'ayant conservé leur couverture de Dogger (D), Malm (Js), marbres en plaquettes (mpl) et Flysch noir (Fn) que sur la face ouest du sommet 2709. Partout ailleurs, cette couverture s'est décollée à son tour et vient former la partie supérieure des Barres des Treuils.

2. L'unité inférieure (nappe de Roche-Charnière) est très développée sur la face est du massif de la Tête de Gaulent. Elle montre la série lacuneuse caractéristique de cette unité (marbres en plaquettes directement transgressifs sur les calcaires triasiques, sauf sous le pic de l'Aguilas où apparaissent un peu de Dogger et de Malm).

Sur la face ouest du massif, cette unité est représentée seulement par des marbres en plaquettes (base des Barres des Treuils) avec de rares écaïlles des autres termes de la série stratigraphique (lac du Lauzet). C'est la zone originelle probable des écaïlles des Uvernaus et du Roc Blanc.

frottement à cette unité et surtout à son substratum (nappe de Roche-Charnière). De fait certaines montrent les faciès typiques de cette dernière nappe (Malm à faciès Guillestre). Ce sont les écaïlles du col des Rouillons (ce nom n'est pas indiqué sur les plans directeurs). Le col est situé entre la crête de l'Homme et le pied de la Tête de Gaulent (fig. 15 et pl. II).

8. Quant aux écaïlles du vallon de Font-Cailla (Base des Barres des Treuils), sur le versant ouest de la Tête de Gaulent (fig. 16b), elles appartiennent comme le montre le faciès du Dogger

(brèches et microbrèches) à la nappe de Roche-Charnière. De même, les écailles de la cabane du Gourre montrent tous les termes de la série stratigraphique de cette unité depuis le Houiller, mais en position quelconque. Rappelons que le Malm en particulier y est très développé.

Ainsi, c'est à ces menus débris que se réduit, entre le col de Val-Haute et la vallée de la Biaysse, la nappe de Roche-Charnière.

Cette disposition s'explique, comme nous l'avons vu, par l'entraînement vers l'ouest d'un dernier repli de cette unité lors de l'écoulement du Flysch de l'Embrunais. Le matériel entraîné forme le Pic des Uvernaus et le Roc Blanc.

Cette tectonique n'est pas spéciale naturellement à la nappe de Roche-Charnière. Nous venons de voir en effet que les écailles du vallon de Clouzis et même l'arête sommitale de

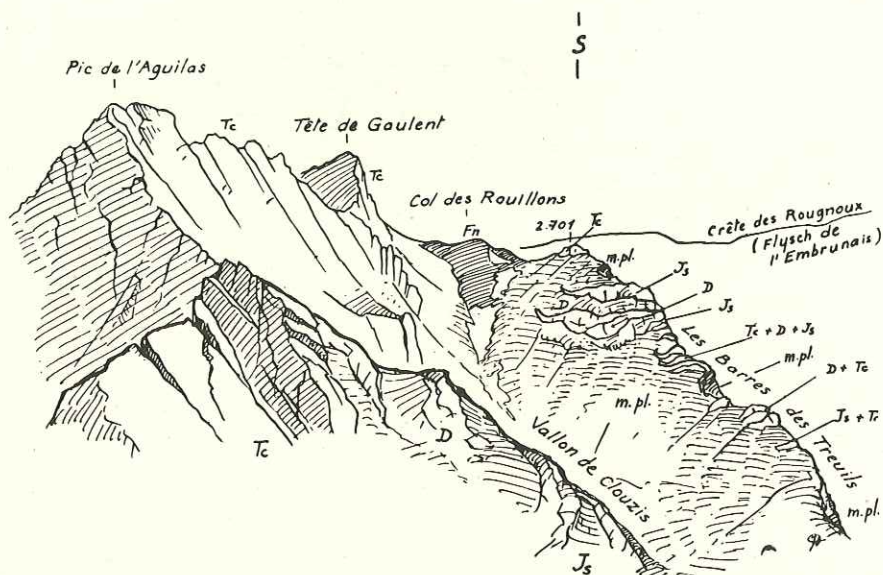


FIG. 17. — Arête sommitale du massif de Gaulent et détail des écailles du sommet des Barres des Treuils

Ces écailles représentent la couverture glissée et disloquée (soit par simple gravité, soit par entraînement sous le Flysch de l'Embrunais) des calcaires triasiques de l'arête Tête de Gaulent—Pic de l'Aguilas.
Mêmes abréviations que pour la figure 16.

Gaulent, toutes unités dépendant de la nappe de Champcella, sont probablement aussi des témoins de cet entraînement par le Flysch.

9. Il reste maintenant à interpréter une série d'écailles isolées, celles du Peyron, des chalets inférieurs de Tramouillon et de Pierrefeu (pl. II et IV, coupe 4).

Partons des quelques écailles situées à l'est et au pied de la crête de l'Homme, entre le col de Val-Haute et les prairies du Peyron.

Nous avons là une série Houiller, Permien, Quartzites, Marbres en plaquettes, Flysch noir qui est évidemment la suite de celle de la crête de Gaulent, avec seulement disparition par laminage des calcaires triasiques. Ceux-ci réapparaissent bientôt d'ailleurs, un peu au sud, mais dessinent une charnière et bientôt se présentent en série renversée, couchés sur des marbres en plaquettes qui leur font stratigraphiquement suite, transgressifs par des couches rouges un peu conglomératiques comme sur la crête de Gaulent.

Cette charnière nous fait donc passer du flanc normal (crête de Gaulent) au flanc inverse (le Peyron) de la nappe de Roche-Charnière⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Cette charnière est précédée à l'ouest par d'autres éléments appartenant à cette unité, marbres en plaquettes ou Flysch noir injectés d'écailles diverses (fig. 19), que l'on voit passer au Col de Val Haute et rejoindre ceux de la base des Barres des Treuils. Ces éléments « frontaux » sont donc aussi des lambeaux d'entraînement, seuls restes du repli cutané de cette nappe, décollé au niveau des gypses et emporté par le Flysch.

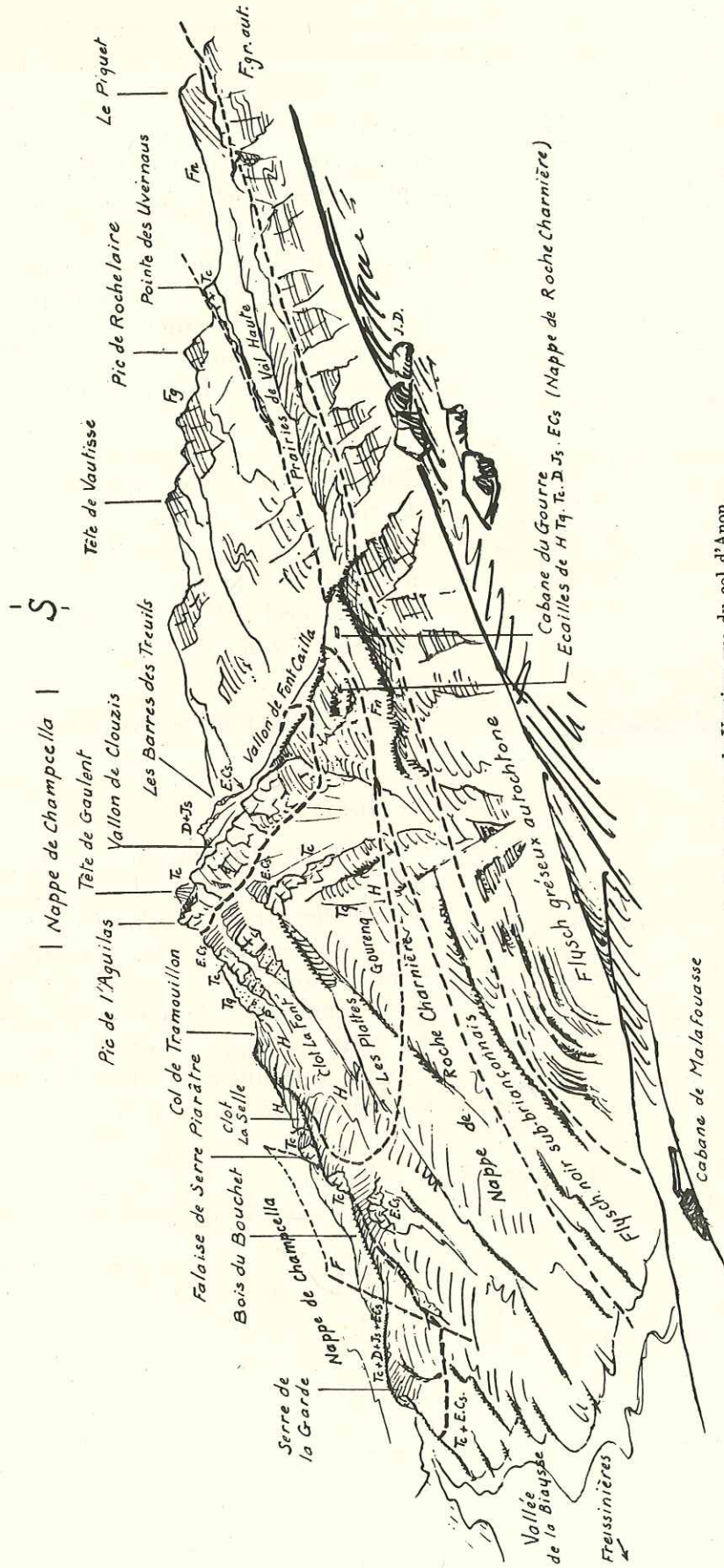


FIG. 18. — Massifs de Gaulent et de Vautisse vus du col d'Anon.

Sur le versant nord de la Tête de Vautisse, l'écaillé des Uvernaus représente une émanation de la nappe de Roche-Charnière, entraînée à la base du Flysich de l'Embrunais.

Pour l'interprétation tectonique du massif de Gaulent, voir la légende de la figure 16.
 H, Houllier; P, Verrucano; Tq, Tc, quartzites et calcaires triasiques; D, Dogger; Js, Malm; ECs, marbres en plaquettes; Fn, Flysich noir; Fg, Flysich gréseux de l'Embrunais;

F gr. aut., Flysich gréseux autochtone.

Le rocher du Peyron montre toujours cette série renversée : à sa pointe ouest, assez failée d'ailleurs, apparaissent sous les calcaires triasiques, les marbres en plaquettes débutant par un splendide conglomérat de base.

Ce flanc inverse se suit très bien jusqu'au chalet inférieur de Tramouillon. Là il est séparé du flanc normal (Houiller de la « vire », Permien, quartzites de Clot-la-Selle) par une petite écaille intermédiaire (calcaires triasiques et marbres en plaquettes) représentant probablement un redoublement local dans le flanc normal (fig. 14).

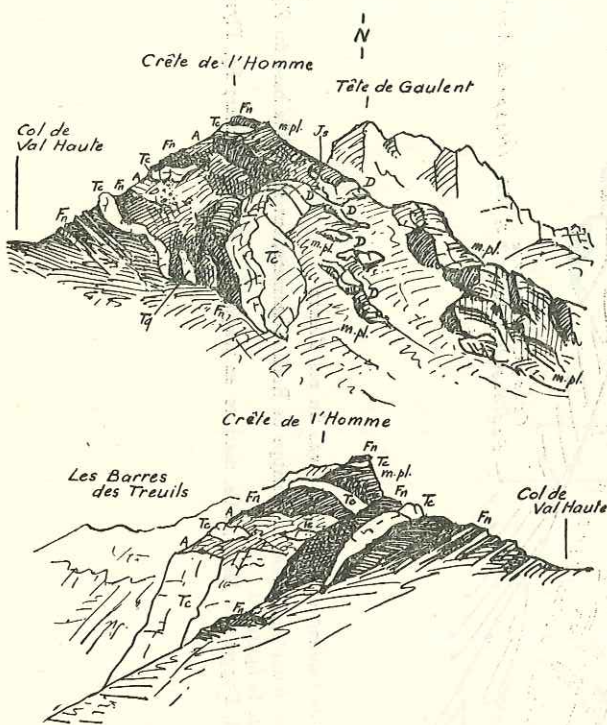


FIG. 19. — Écailles du col de Val-Haute et de la crête de l'Homme

Elles jalonnent le front de coulée de la nappe de Champcella (klippe de la Tête de Gaulent) ou forment un coussinet d'écrasement à sa base. Leurs faciès sont ceux de cette nappe.

Au voisinage du Col, certaines de ces écailles (Tc et Tq) peuvent toutefois appartenir à la nappe de Roche-Charnière, très laminée en ce point.

Tq, Tc, quartzites et calcaires triasiques; D, Dogger; Js, Malm; mpl, marbres en plaquettes; Fn, Flysch noir.

Le flanc inverse se poursuit ensuite par la falaise de Pierrefeu. La disposition renversée se lit dans la situation des dolomies sommitales du Trias qui sont à la base de la falaise ⁽¹⁾ et la présence de marbres en plaquettes au lieu dit le Crest, sous les calcaires triasiques. Ce flanc inverse est d'ailleurs certainement très tectonisé car une lame de calcaire triasique est incluse dans ces marbres en plaquettes (fig. 13).

Ce flanc inverse de Pierrefeu vient buter à l'est (faille de Serre-Piarâtre) contre la nappe de Champcella (bois du Bouchet) par l'intermédiaire de l'écaille de Houiller du Crest.

2. COUPE DU TORRENT DE BOUFFARD

Elle a déjà été décrite par M. GIGNOUX et L. MORET en 1933.

1. En partant du hameau des Pasques, nous traversons d'abord une masse imposante de Houiller (traces de l'ancienne exploitation de Chanteloube). Très vite ce Houiller se redresse et moule un noyau de quartzite et de Verrucano. Nous avons déjà décrit le contact à propos de la question des rapports entre Houiller et Verrucano. Le Houiller de base de la nappe de Champcella ne va désormais plus affleurer.

2. Sous lui, apparaît un complexe où s'intriquent Houiller, Verrucano, quartzites et même un peu de calcaire triasique. La figure 20 et la coupe 1 de la planche IV donnent le détail de la disposition de ces différents termes.

On voit qu'au-dessus de la série renversée, apparaissent par contre des éléments qui semblent en série normale, quoique très laminés. On peut voir dans ces derniers, soit un reste de la base du flanc normal de la nappe de Champcella, soit plutôt une écaille basculée dépendant à l'origine de ce flanc inverse (c'est l'hypothèse adoptée sur la carte jointe à ce travail, ceci afin de simplifier les tracés),

3. Il est beaucoup plus important de constater que, sous ces écailles, viennent s'enfoncer au nord, les marbres en plaquettes du Ponteil, et au sud, dans le lit du torrent, les calcaires jurassiques des Terrasses. Tous ces éléments dépendent de la digitation du Ponteil-L'Aubréau.

⁽¹⁾ Rappelons qu'elles sont là, par anomalie, largement recristallisées et colorées en rouge par de l'argile sidérolitique.

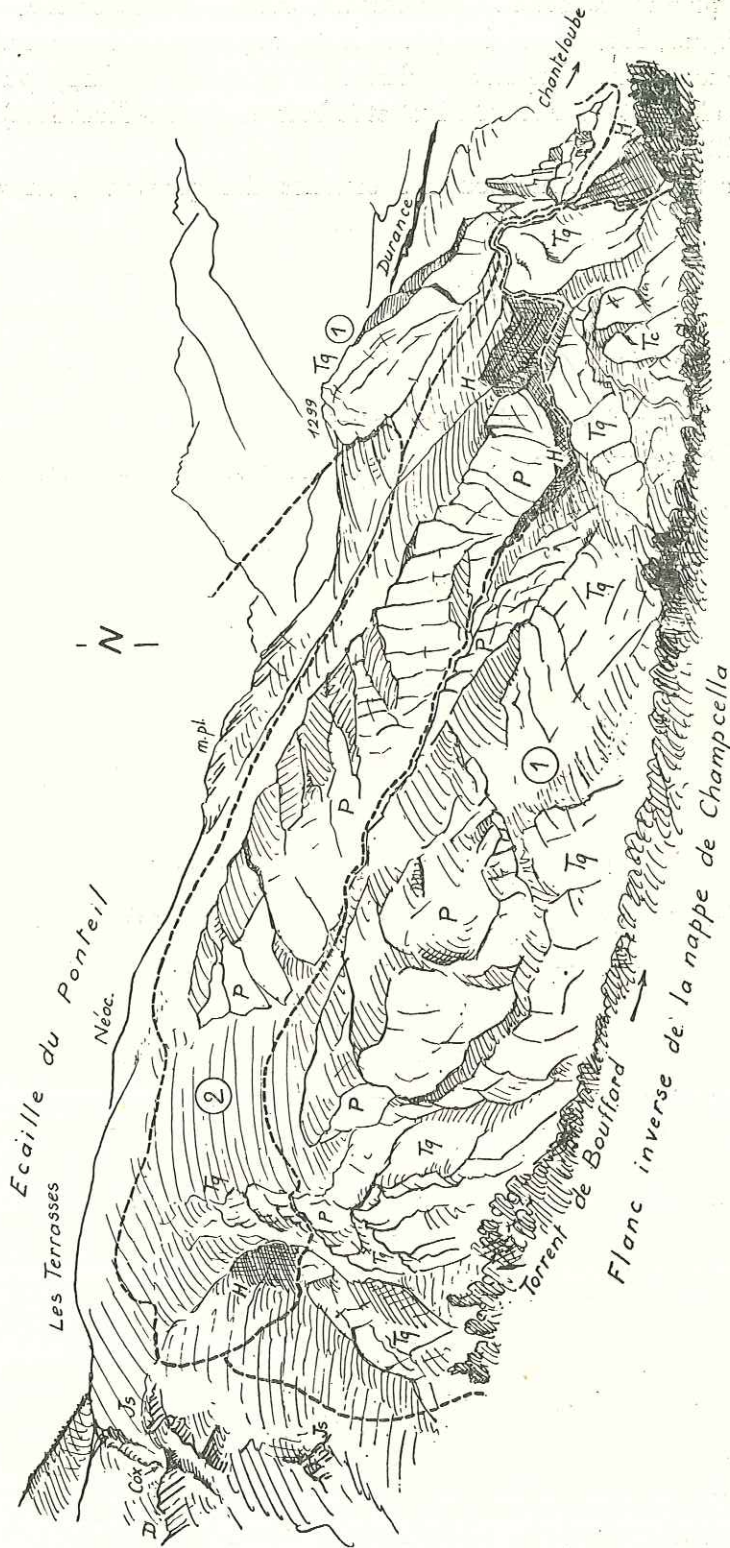


FIG. 20. — Écailles du bas torrent du Bouffard (rive gauche)

Une écaille inférieure (1) montre en série inverse, le Permien (P), les quartzites et les calcaires triasiques (Tq et Tc). L'écaille supérieure (2) montre, au contraire, en série normale, le Houiller (prolongeant celui de Chanteloube) et le Permien. La première de ces écailles au moins, sinon les deux, représente le seul reste du flanc inverse de la nappe de Champcella. Elle repose sur des calcaires à zones siliceuses du Malm-Neocomien inférieur (Js), auxquels succèdent des calcschistes probablement callovo-oxfordiens (Cox) et enfin les calcaires plaquetés du Dogger (D) de la série du Ponteil-l'Aubréau.

4. Mais dans les premières pentes situées à l'ouest du Ponteil, au delà d'un vallum morainique très nettement dessiné, on voit (fig. 21) les calcaires plaquetés du Dogger de cette unité reposer sur des marbres en plaquettes dont le substratum, bien que très écaillé, laisse voir tout de même les calcaires triasiques, les cargneules (dans le talweg d'un petit ravin affluent nord du torrent du Rivet, qui lui-même se jette plus en aval dans le torrent de Bouffard), puis les quartzites et un peu de Verrucano (dans le haut torrent du Rivet et le bois de Roche-Charnière). En ce dernier point existe même du Houiller.

Si l'on suit en même temps l'inclinaison des couches des quartzites, on voit le pendage

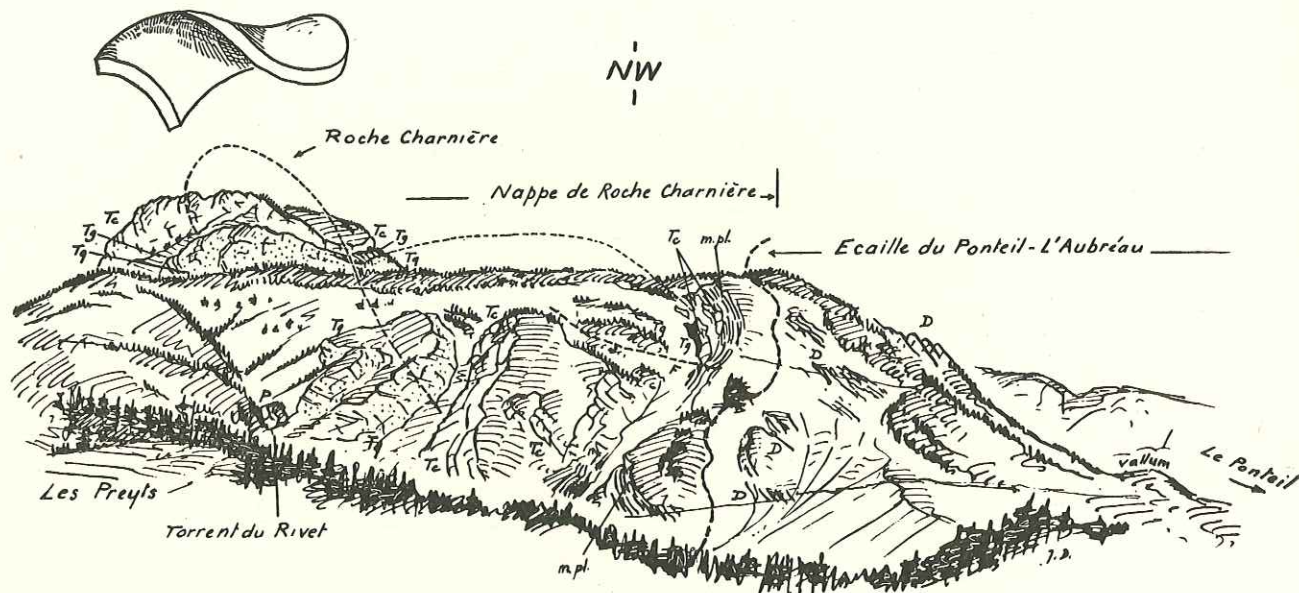


FIG. 21. — Rive gauche du torrent de Bouffard et Roche-Charnière

Vue prise des Preyts.

La nappe de Roche-Charnière est là ployée en un anticlinal dont le flanc ouest se déverse de plus en plus jusqu'à devenir inverse, ainsi que l'indique le tectonogramme figuré au-dessus de Roche Charnière.

Mêmes abréviations que pour les figures précédentes.

d'abord est, devenir bientôt nul (affleurements isolés dans les bois) puis se renverser vers l'ouest dans le soubassement de Roche-Charnière (sous le point coté 2228).

Ainsi, toute la coupe allant du torrent du Rivet au pied de Roche-Charnière, correspond au flanc normal de la nappe de ce nom, ployée ici en un anticlinal, sorte de charnière à grand rayon de courbure. Mais vers le sud cet anticlinal va se déverser vers l'ouest. En effet, lorsqu'on suit du nord au sud, le soubassement oriental de Roche-Charnière, on assiste peu à peu à la torsion progressive des quartzites et des calcaires triasiques superposés. Ces éléments en série normale au nord, sont en série inverse, avec pendage est au sud (voir fig. 21 et pl. IV, coupes 1 et 2).

5. La montagne de Roche-Charnière est formée de deux unités juxtaposées (fig. 22) :

A. Celle de l'est vient d'être décrite. Les marbres en plaquettes qui y succèdent directement aux calcaires triasiques (avec couches rouges et conglomérat de base), déterminent une bande médiane de prairies sur la croupe sommitale.

B. A l'ouest de cette bande, vient une table calcaire, toute craquelée de failles, qui s'élève jusqu'au point culminant (2 421 m.). Il s'agit là d'une série renversée, car ces calcaires reposent sur des marbres en plaquettes qui les transgressent par un conglomérat de base. Ceci s'observe facilement le long du sentier qui joint les prairies de la croupe de Roche-Charnière à celles de Bouffard. Le contact est d'ailleurs dénivélé sans arrêt par une série de petites failles (voir fig. 22b).

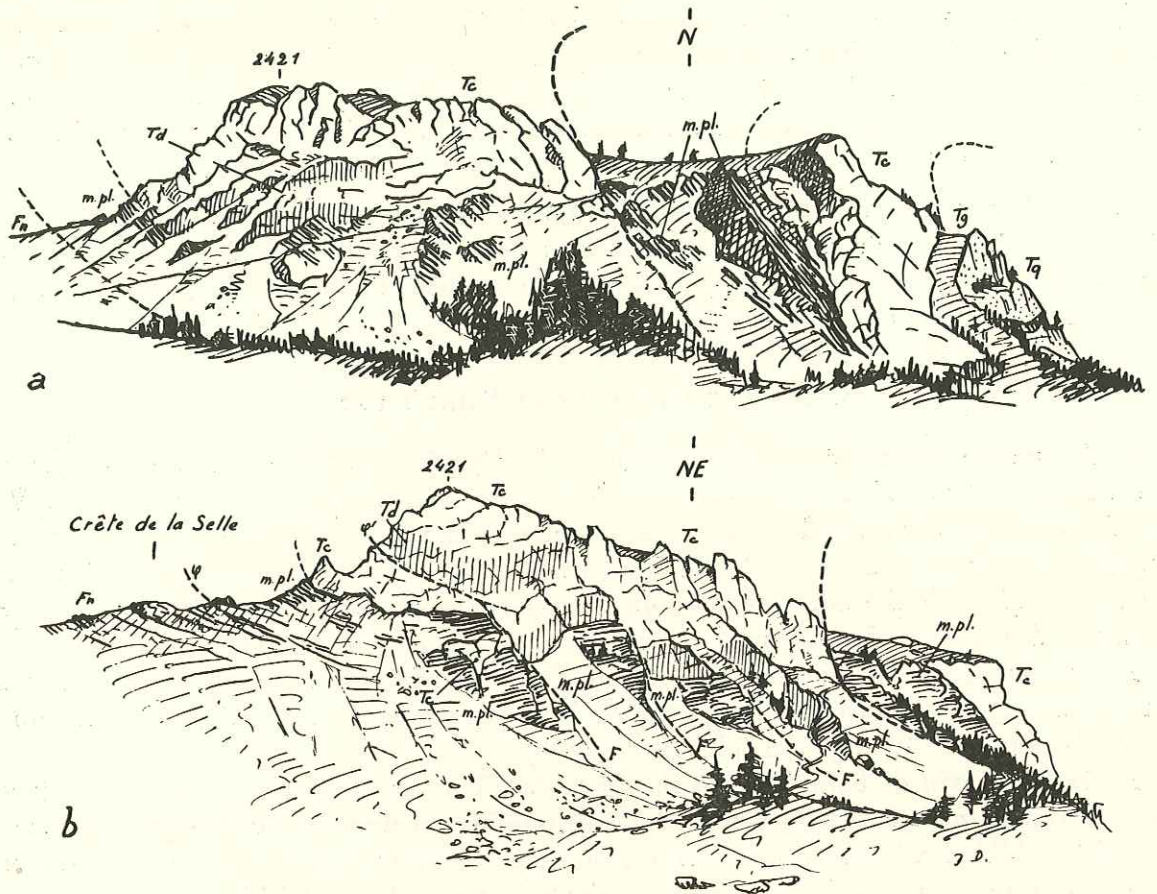


FIG. 22. — Face sud de Roche-Charnière

Vue suivant deux angles différents, de la route forestière de Bouffard.
 Dans les deux cas, la dualité de structure apparaît : un compartiment est montré en série redressée, commençant à s'inverser, les quartzites (Tq), l'horizon des cargneules (Tg), les calcaires triasiques (Tc) et les marbres en plaquettes (m. pl.).
 Cette série correspond à la retombée ouest d'un anticlinal, dont la clef de voûte, décollée au niveau des gypses, est venue basculer en avant de cet anticlinal, formant le compartiment occidental de la montagne. De ce fait, la série de ce dernier, inverse, montre un aspect chaotique et une tectonique de détail complexe.
 A gauche, le Flysch noir (Fn) de la base du Flysch de l'Embrunais.
 Td, dolomies sommitales du Trias.

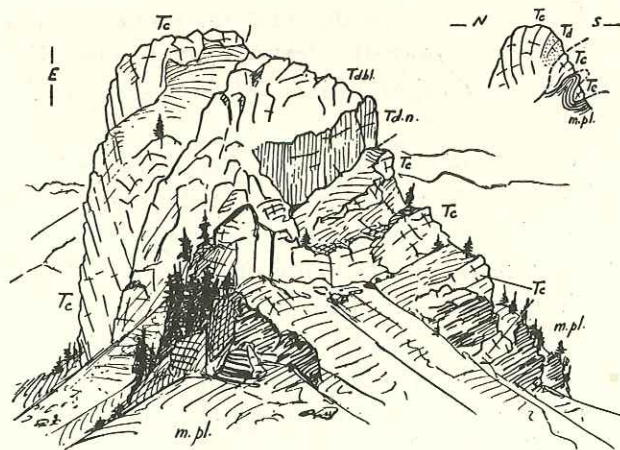


FIG. 23. — Face ouest de Roche-Charnière
 Vue de la crête de la Selle

Série inverse (marbres en plaquettes, mpl, sous les calcaires triasiques, Tc), mais de tectonique complexe. Le petit croquis en haut, à droite, en donne une interprétation.
 Tdn et Tdbl, couches dolomitiques à patines noire et blanche du sommet du Trias.

Quoiqu'il en soit, cette partie ouest de Roche-Charnière représente un fragment de la nappe de Roche-Charnière basculé sur le front de cette nappe après décollement au niveau des gypses. Il paraît logique de l'enraciner sur la grande voûte de quartzites du bois de Roche-Charnière, dont effectivement la couverture calcaire manque, alors qu'elle est bien représentée sur ses retombées est et ouest.

5. Vers le nord les écailles de Roche-Charnière se prolongent par une série d'affleurements de calcaires triasiques et de marbres en plaquettes dont les relations sont peu nettes en raison de la végétation abondante, mais qui se poursuivent au-delà du torrent de Tramouillon par le Rocher du Peyron dont nous avons déjà parlé.

3. COUPE DU TORRENT DE SAINT-THOMAS

1. Au moulin Faune, à la pointe du cône de déjection du torrent de Saint-Thomas, une petite coupe permet de voir que nous sommes là encore dans la nappe de Champcella. Vers le nord, cette série peut se suivre, bien que très ébouleuse, depuis les Eymars jusqu'à la falaise de Chaloup. En ce dernier point on peut effectivement voir qu'elle forme bien la couverture normale du Houiller de Chanteloube dont les derniers affleurements vers le sud se voient encore vers les hameaux des Achards et des Césarès.

Au sud-ouest de celui de la Chapelle, on voit apparaître en fenêtre sous ce Houiller, un pointement de calcaire triasique. Il s'agit d'un lambeau de poussée ou d'un morceau du flanc inverse de la nappe de Champcella (pl. III, coupe 8).

Au sud du ravin de Saint-Thomas, la nappe de Champcella peut se suivre encore jusqu'au ravin des Terrasses mais les faciès continuent à se modifier et deviennent identiques à ceux de la série du Ponteil-l'Aubréau. En même temps, la série relativement tranquille encore au moulin Faune, se découpe en une série d'écailles isoclines serrées. C'est déjà le style des coupes des environs de Réotier. Au sud du ravin des Terrasses, nappe de Champcella et digitation de l'Aubréau ne sont plus séparables (voir fig. 36).

2. Revenons au torrent de Saint-Thomas. En amont du moulin Faune, on entre dans la grande écaille de l'Aubréau. On a là une épaisse série de calcaires plaquetés du Dogger, probablement découpée en plusieurs écailles secondaires impossibles à reconnaître.

Dans le bas ravin de Saint-Thomas, ces calcaires dessinent une belle voûte anticlinale (voir pl. III, coupe 6). On peut au fond concevoir que la retombée est de cet anticlinal est le bord ouest d'un synclinal dont l'autre flanc serait la petite série du moulin Faune, l'axe du synclinal étant rempli par les marbres en plaquettes de cette dernière, et la charnière froissée tectoniquement. On aurait donc ici la première manifestation du raccord de la série de l'Aubréau à celle de la nappe de Champcella.

Notons aussi que le cœur de l'anticlinal de ce bas ravin de Saint-Thomas montre, sous le Dogger, du Flysch noir qui représente probablement le dos de la nappe de Roche-Charnière et qui est séparé des calcaires sus-jacents par un coussinet de gypse. Celui-ci donne aussi un entonnoir d'effondrement 200 mètres plus à l'ouest, à côté du point coté 1175 sur le plan directeur, c'est-à-dire encore au contact de l'écaille de l'Aubréau et de la nappe de Roche-Charnière.

Ainsi à peu près partout, la série de cette écaille de l'Aubréau semble s'être décollée de son Trias basal (probablement au niveau d'un lit schisteux dont on retrouve la trace en plusieurs points). Le déplacement ultérieur a pu être facilité par du gypse ayant giclé à ce niveau.

Au sud du ravin de Saint-Thomas, les calcaires du Dogger forment l'ossature du petit plateau de l'Aubréau, associés à des marbres en plaquettes, et viennent ensuite culminer au front de l'écaille, au point coté 1469, où ils dessinent une petite charnière (pl. III, coupe 5).

Dans le ravin des Terrasses, ils s'écaillent, s'intriquant avec du Flysch noir ou des marbres en plaquettes, mais on retrouve toujours à leur base le coussinet de gypse et de cargneules (coupe 4).

3. En amont du point 1175, dans le torrent de Saint-Thomas, on voit s'enfoncer sous les calcaires plaquetés du Dogger de l'écaille de l'Aubréau, le Flysch noir, les marbres en plaquettes et le Trias calcaire de la nappe de Roche-Charnière dont ils forment le flanc normal (coupe 6).

Vers le nord, ce flanc normal se déverse vers l'ouest : les couches deviennent verticales dans la falaise des Ponces (coupe 7); c'est l'amorce d'une véritable charnière frontale. Le flanc normal ne se retrouve que dans les bois des Fons du Sap où il est représenté par une masse importante de Houiller surmontée des quartzites triasiques. Le passage du flanc normal à la charnière se voit lorsqu'on suit du sud au nord la falaise des Ponces sur son versant est; les couches verticales au sud deviennent peu à peu horizontales vers le nord (coupe 8). Des témoins épargnés par l'érosion se retrouvent ainsi plus loin vers l'ouest, aux Eymars, isolés à la surface du Flysch de l'Embrunais. Ce sont des lambeaux de calcaires triasiques et de marbres en plaquettes. Leur progression vers l'ouest s'est donc accompagnée et a été facilitée par un décollement de la série au niveau de l'horizon des cargneules.

Le renversement de la série de Roche-Charnière a lieu aussi au sud du torrent de Saint-Thomas, dans la petite falaise de Mikéou (coupe 5). Malgré un laminage extrême, on voit fort bien, à l'extrémité nord de cette petite falaise, les deux flancs superposés, reposant horizontalement l'un sur l'autre; puis au sud, le flanc inverse seulement, avec une mince lame de calcaire triasique curieusement ployée sous les quartzites, chevauchant ainsi directement le Flysch noir, base du Flysch de l'Embrunais.

4. RÉGION DE RÉOTIER

La coupe fondamentale est ici celle de la route de Saint-Clément à Chanteloube, entre les Moulinets et les Terrasses, sous le hameau chef-lieu de la commune de Réotier (pl. III, coupe 1 et fig. 24).

En partant des Moulinets, on a la coupe suivante d'ouest en est :

1. Flysch gréseux aux Moulinets même, avec bancs calcaires à la base.
2. Flysch noir dans le vallon des Sagnes. Près de la voie ferrée, au-dessous de la route, ce Flysch noir renferme à sa partie supérieure les schistes rouges et verts caractéristiques.
3. Calcaire dolomitique triasique gris-clair, à patine rousse, à nombreuses veinules calciteuses réticulées. Débute par quelques centimètres de « marbre fluidal » (D. SCHNEEGANS). 5 mètres.
4. Calcaire noir bien lité se débitant en petites plaquettes, avec nombreuses passées dolomitiques. 20 à 25 mètres.
5. Schistes versicolores, associés à des dolomies et des schistes gréseux lités, roussâtres; le tout assez broyé. 1 mètre.
6. Quartzites. 2 à 3 mètres.
7. Verrucano très broyé. 50 centimètres. Disparaît au-dessus de la route.
8. Argilolites rouges. 50 centimètres. Disparaissent également au-dessus de la route.
9. Andésite verte. 15 à 17 mètres. Sous la route, en bordure de la voie ferrée, cette andésite est incluse tectoniquement dans le Verrucano.

Ces termes 3 à 9 représentent la nappe de Roche-Charnière, ainsi que l'ont déjà admis M. GIGNOUX et L. MORET.

10. Schistes pourris, gypse et cargneules, 5 mètres.
11. Marbres en plaquettes et Dogger, très laminés et broyés, 3 mètres.
12. Zone broyée avec schistes du cortège des cargneules, 0,50 à 1 mètre.

Ces trois termes représentent la zone de contact entre la nappe de Roche-Charnière et l'unité tectonique suivante, l'écaille du Ponteil-l'Aubréau ⁽¹⁾.

13. Dogger, d'abord compact, puis en minces plaquettes, 3 mètres.

(1) Il serait aussi justifié de parler de nappe de Champcella, puisque ces deux éléments sont ici raccordés.

la série marbres en plaquettes, Malm, Dogger, n'a pas d'intérêt. Il suffit de signaler que le degré de laminage y est aussi intense que le long de la route, sinon plus.

Mais bientôt, sous le hameau des Terrasses, apparaît un élément nouveau, un amas énorme de gypse. Il s'y creuse un magnifique entonnoir de dissolution, 100 mètres à l'ouest des maisons des Terrasses.

A ce gypse sont associés des éléments divers :

1. Des calcaires plaquetés du Dogger, visibles d'abord sur le bord est de l'entonnoir de dissolution des Terrasses, sous la forme d'un mince copeau, et en amas plus importants, le long des deux routes, celle de Réotier et celle de Montdauphin, entre les points cotés 932 et 894.
2. Des lames de calcaire triasique, entre les deux routes précédentes, à l'ouest du point 894.
3. Du Flysch noir à ce dernier point coté.
4. Mais surtout, une grosse masse de schistes noirs que nous avons attribués à l'Oxfordien (terres noires parautochtones) et qui affleurent d'une part à l'ouest et au nord des Jourdans, d'autre part entre la route de Réotier et la voie ferrée.

L'apparition massive de gypse dans cette région traduit le passage d'une dislocation importante.

Ce gypse se relie certainement avec celui de Plan de Phasy, formant ainsi une bande allongée en gros nord-sud, qui jalonne le tracé de cette dislocation.

De plus, il paraît naturel de considérer que la remontée d'éléments autochtones (terres noires des Terrasses, granite et Permien de Plan de Phasy) se soit faite le long de cette surface de dislocation, entraînant avec elle quelques écaillés de terrains briançonnais (calcaire triasique, Dogger, Flysch noir).

N'ayant pas encore en mains tous les éléments nécessaires, nous reviendrons plus loin sur l'interprétation de cette importante fracture.

Que deviennent au nord de la route de Réotier, les éléments décrits dans la coupe précédente.

1. *Nappe de Roche-Charnière*

Elle se suit très régulièrement jusqu'à la falaise de Mikéou où nous l'avons laissée. Les calcaires triasiques, quoique tronçonnés par de petites failles transversales, laminés et réduits à quelques mètres d'épaisseur, forment une petite croupe saillante, dominant à l'est le petit vallon des Sagnes, des Guieux, des Lajards, Truchet et Mikéou, où affleure le Flysch noir (fig. 24).

Le pendage de ces calcaires triasiques est presque toujours vertical. A leur base, c'est-à-dire à l'est, on peut reconnaître les cargneules, les quartzites, le Permien, mais étirés en minces lentilles discontinues, complètement cicatrisées par places. Le Verrucano ne s'élève guère au-dessus de la route de Réotier. L'andésite cesse aussi bientôt d'être continue et ne forme plus que des lentilles isolées, à l'église de Réotier, aux Guieux. Par contre, elle se développe à nouveau dans le haut ravin des Terrasses.

A partir du hameau de l'Église, et jusqu'au ravin précédent, apparaît le Houiller qui n'affleurerait pas plus bas et qui va se suivre régulièrement à la base des calcaires triasiques qui reposent presque partout directement dessus, par laminage des quartzites et des cargneules.

Dans le haut ravin des Terrasses, la surface de contact entre cette nappe de Roche-Charnière et les terrains de l'unité du Ponteil-l'Aubréau, est inclinée comme la pente, ce qui lui donne un tracé extrêmement irrégulier (voir fig. 36) : par places, Houiller et andésites apparaissent dans de véritables petites fenêtres sous le Dogger ou les marbres en plaquettes (pl. III, coupe 3).

2. *Écaille de l'Aubréau* (impossible à séparer ici de la nappe de Champcella méridionale).

Le régime écaillé se poursuit avec une grande complexité jusqu'au ravin des Terrasses.

Sa description détaillée n'aurait guère d'intérêt si ce n'est de nous révéler une zone d'écrasement extrême.

A titre d'exemple, le long d'un petit sentier allant de l'église de Réotier aux Terrasses, on trouve en un point, *sur une épaisseur de 1 mètre*, au-dessus d'une masse de calcaire du Dogger, quatre lames superposées de terrains différents : Trias calcaire, Malm, Flysch noir, Malm.

Dans de tels cas, il conviendrait de reprendre le terme que M. GIGNOUX et L. MORET ont employé pour désigner certaines couches de la coupe de la route des Moulinets, celui de *filon*. De fait les quartzites, par exemple, finissent par prendre l'aspect d'un filon de quartz.

Avant de quitter cette région de Réotier, il est bon de dire un mot de la structure du Flysch, peu compréhensible avec les seules indications de la carte.

Nous avons vu qu'aux Moulinets affleure le Flysch gréseux. Si l'on suit la route vers Saint-Clément, on retrouve bientôt du Flysch noir, à la hauteur du hameau de Mensolles et ce Flysch noir forme une bande importante que l'on suit jusqu'au-dessus du hameau des Casses, au lieudit Rabastelle. En ce point il renferme une écaille de calcaire triasique (analogue finalement à celles du Roc Blanc ou de la pointe des Uvernaus) associée à une lentille de Flysch gréseux subbriançonnais. Enfin, ce Flysch noir se termine entre les hameaux des Oliviers et de Pinfol, au-delà desquels réapparaît le Flysch gréseux de l'Embrunais.

Ce Flysch noir se montre ainsi autour des Casses, dans une sorte de demi-fenêtre sous le Flysch gréseux de l'Embrunais (demi-fenêtre parce qu'au sud, sous ce Flysch noir, apparaissent les grès priaboniens subbriançonnais de Saint-Clément, affleurant à partir du hameau d'Église-Vieille et où M. GIGNOUX et L. MORET ont découvert un gisement de petites Nummulites et d'Orthophragmines).

Ainsi, entre les hameaux de la Bourgea et les Moulinets, le Flysch de l'Embrunais dessine une ondulation synclinale qui est le prolongement de celle dont la charnière se lit si magnifiquement dans les parois dominant la Durance, sur la rive gauche, en aval de Plan de Phasy (charnière de Saint-Clément).

Au sud des Casses, le Flysch noir disparaît à nouveau sous une nouvelle ondulation du Flysch de l'Embrunais. On sait qu'il réapparaîtra dans la vallée du torrent de Couleau. Il n'affleure pas toutefois dans le bas torrent de Pinfol, entre les grès priaboniens subbriançonnais et le Flysch gréseux de l'Embrunais, mais il doit être là simplement masqué par les éboulis et les moraines.

5. PLAN DE PHASY (fig. 25)

Je ne redécrirai pas cette coupe, renvoyant pour cela au mémoire de F. BLANCHET.

Disons simplement pour la raccorder à celle de Réotier, que je considère la falaise de calcaire triasique dominant l'ancien établissement thermal comme le prolongement de la nappe de Roche-Charnière, et tout ce qui est plus en amont, c'est-à-dire Permien, granite, quartzites et gypse, comme des éléments autochtones ou briançonnais, jalonnant le passage d'une dislocation importante.

Rien ne représente plus ici l'écaille de l'Aubréau ou la nappe de Champcella méridionale.

Nous venons ainsi de parcourir toute la région comprise entre la vallée de la Durance, en aval de Montdauphin et celle de la Biaysse, c'est-à-dire le massif de Gaulent et de Roche-Charnière.

Nous allons maintenant revenir à cette vallée de la Biaysse, en étendant notre description vers le nord.

6. ENTRE LES VALLÉES DE LA BIAYSSE ET DU FURNEL : LE MASSIF DE LA ROCHE DE LA SÉA.

Entre ces deux vallées, l'ossature de la rive droite de la Durance est formée par une grande arête triasique, culminant successivement du sud au nord, à l'Aiguille (1502), au Rocher Touard

(1720), à la Roche de la Séa (1932), et qui, après une cassure transversale, se prolonge par la crête de la Baume Noire jusqu'à la vallée du Fournel.

A l'ouest de cette arête, et à partir du col des Lauzes, au pied ouest de la Roche de la Séa, la topographie devient beaucoup plus molle, par suite de la prédominance des marbres en plaquettes (Serre de Lanneau).

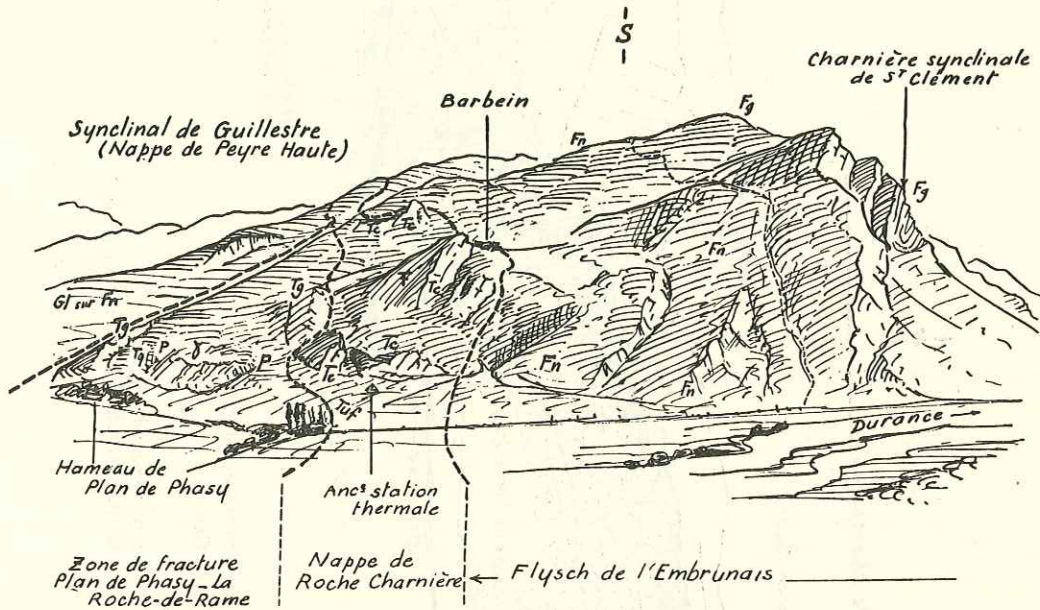


FIG. 25. — Éperon du Plan de Phasy
Vu de la route de Réotier

Cette coupe prolonge celle de l'éperon de Réotier. Le laminage des unités Briançonnaises externes, refoulées sur le Flysch de l'Embrunais, est toujours extrême, et a amené la disparition de la nappe de Champcella méridionale.

Le granite du Plan de Phasy (γ) est une écaille parautochtone émanée du socle cristallin et jalonnant une grande zone de fracture.

Vers le Sud, le Flysch noir (Fn) du synclinal de Guillestre, va se raccorder avec celui de Barbein, base du Flysch gréseux de l'Embrunais (Fg). Ces deux termes représentant donc bien la couverture primitive du mésozoïque Briançonnais.

Mêmes abréviations que pour la figure 24.
Gl, moraines.

Nous distinguerons deux parties dans ce massif :

A. De la Biaysse au col des Lauzes

1. *Versant Freissinières* (coupe de la vallée de la Biaysse, fig. 26 et pl. V, coupe 14).

La Crête Aiguille-Roc Touard est en réalité, comme l'ont montré M. GIGNOUX et L. MORET, formée de deux unités superposées.

L'unité supérieure montre au-dessus d'un coussinet lubrifiant de cargneules et de schistes associés, une grosse masse de calcaire triasique que couronnent par places, en particulier au Clot du Puy, des lambeaux de Dogger et de Malm, avec les faciès typiques de la nappe de Champcella. Cette crête représente donc le prolongement du synclinal de Champcella. D'ailleurs, vers Pallon, malgré un grand nombre de petites failles, on voit ces deux éléments se rejoindre.

On peut aussi relier la crête du Rocher Touard au Serre de la Garde, bastion nord du synclinal de Champcella, sur la rive droite de la Biaysse, haussé par rapport à ce synclinal par une faille transversale. Le Serre de la Garde, malgré son craquèlement de failles, montre aussi la série stratigraphique typique de la nappe de Champcella.

La crête du Rocher Touard montre, à son extrémité nord-ouest, une tectonique singulière : cette crête se fragmente en une série de compartiments qui s'emboîtent les uns sous les autres :

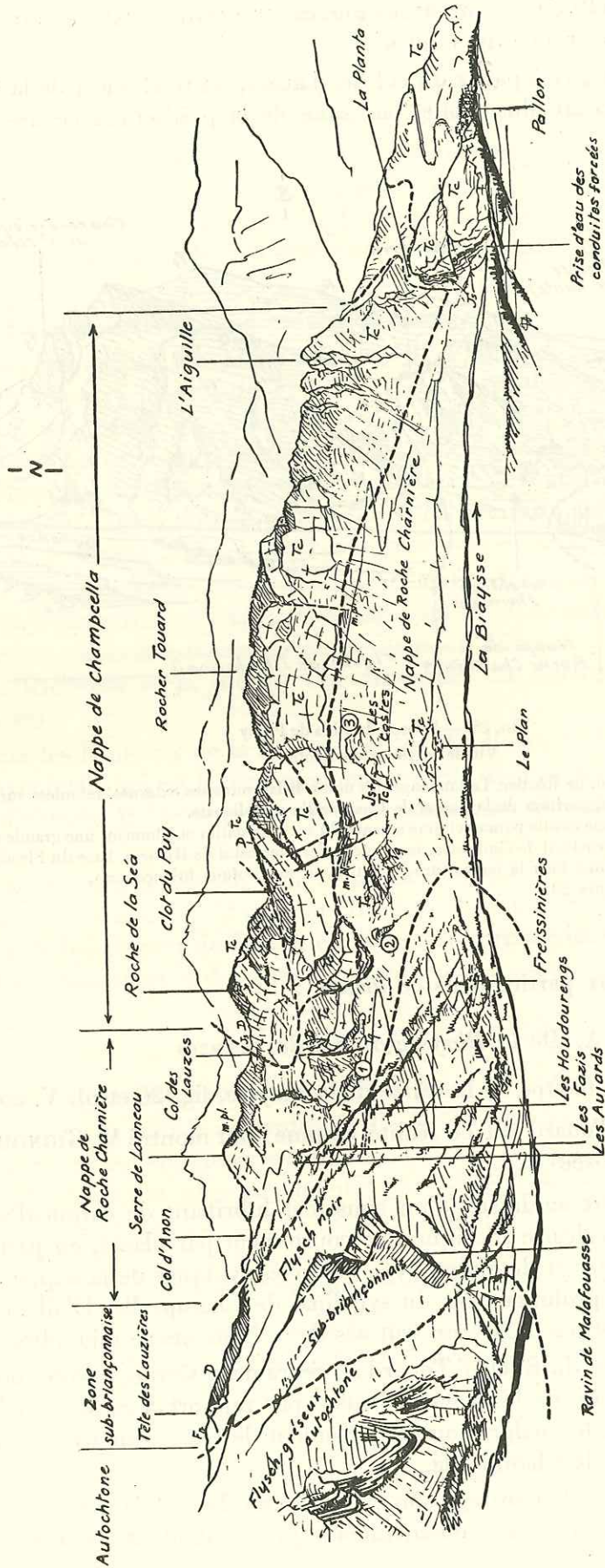


FIG. 26. — Rive gauche de la vallée de la Biaysse, entre Freissinières et Pallon
 Vue prise des contreforts nord du massif de Gaulent

L'écoulement de la nappe supérieure (nappe de Champcella) s'est fait sur le niveau des gypses et cargneules. Noter les phénomènes d'emboîtement successifs sur son front ouest, qui sont probablement un contrecoup du soulèvement du Pelvoux. La nappe inférieure (nappe de Roche-Charnière) est très laminée, mais a conservé les termes de sa série stratigraphique, inférieurs au niveau des gypses. Mêmes abréviations que pour la figure 24.

le bloc Rocher Touard s'enfile sous le bloc Clot du Puy ⁽¹⁾, et celui-ci sous la Roche de la Séa ⁽²⁾. Enfin, le flanc ouest de cette Roche de la Séa montre l'amorce d'une charnière : d'est en ouest, on voit les bancs triasiques à pendage ouest se redresser à la verticale au-dessus du col des Lauzes, où ce mouvement se lit aussi dans les calcaires du Dogger et du Malm.

Nous aurons plus loin à interpréter une telle structure.

L'unité inférieure est au contraire le plus souvent cachée sous les éboulis et ne montre que des affleurements discontinus, hachés et faillés, portant en général les traces d'un laminage intense. Les calcaires triasiques par exemple passent de 200 mètres d'épaisseur, au-dessus du hameau du Plan, à l'est de Freissinières, à 30 ou 40 à l'est des Houdourenqs (hameau supérieur de Freissinières).

Dans cette unité inférieure, la série stratigraphique va du Houiller ou des quartzites (affleurements près des Fazis et des Houdourenqs) aux marbres en plaquettes sur lesquels reposent à peu près partout les cargneules de base de l'unité supérieure.

Les faciès du Malm et du Dogger montrent, comme nous l'avons vu, que nous sommes là dans la nappe de Roche-Charnière, mais ces étages nous apparaissent avec de légères modifications de faciès qui annoncent ceux de la nappe de Champcella.

Ainsi, au moment du dépôt des sédiments, l'unité inférieure devait se trouver dans le prolongement occidental de l'unité supérieure. On voit donc qu'il est possible de concilier les interprétations de M. GIGNOUX et L. MORET, qui voyaient dans la superposition de ces deux unités, un redoublement local dans une même nappe, et de J. GOGUEL qui l'interprétait comme la superposition de deux nappes distinctes.

L'unité inférieure (nappe de Roche-Charnière) se retrouve également sur la rive droite de la Biaysse, à la base du Serre de la Garde, dans le bois de Monsieur (marbres en plaquettes et calcaires triasiques) malheureusement très masquée par la végétation. Par la Grande Tirassière, elle se relie aux affleurements de Serre-Piarâtre, où l'on trouve toujours les marbres en plaquettes directement transgressifs sur le Trias, puis à la falaise de ce nom, après une petite cassure transversale.

Dans la brusque élévation des affleurements de Serre-Piarâtre, on retrouve la dernière trace vers le nord de la faille de ce nom, qui vient là encore, faire buter la série du Serre de la Garde (nappe de Champcella) contre celle de Serre-Piarâtre (nappe de Roche-Charnière, voir fig. 18).

2. Sur le versant Durance (fig. 27)

Cette dualité dans la structure s'observe encore mieux, en particulier au lieudit Côte de Corbières, sous le Rocher Touard. L'unité inférieure est là représentée par une série : calcaires triasiques, Dogger, Malm, Néocomien, marbres en plaquettes, avec des faciès intermédiaires entre ceux de la nappe de Roche-Charnière et ceux de la nappe de Champcella. Si l'on remettait toutes ces nappes dans le prolongement les unes des autres, tel qu'il était réalisé au moment de la sédimentation, on verrait probablement cette série de la Côte de Corbières se prolonger immédiatement à l'est par celle de la Roche de la Séa et du Serre de la Garde.

Nous allons maintenant voir ce que devient cette coupe de la Côte de Corbières, au sud et au nord.

(1) La surface de chevauchement détermine, dans la falaise dominant la Biaysse, une vire que suit un sentier.

(2) Ce dernier emboîtement qui apparaît très simple lorsqu'on le regarde de la vallée de la Durance, se montre au contraire plus complexe sur le versant Biaysse, car un petit compartiment intermédiaire triasique s'encastre entre les deux blocs, immédiatement au pied de la falaise ouest du Clot-du-Puy. Il est accompagné par une petite écaille montrant du Dogger, du Malm et des marbres en plaquettes en série renversée, avec toujours les faciès typiques de la nappe de Champcella.

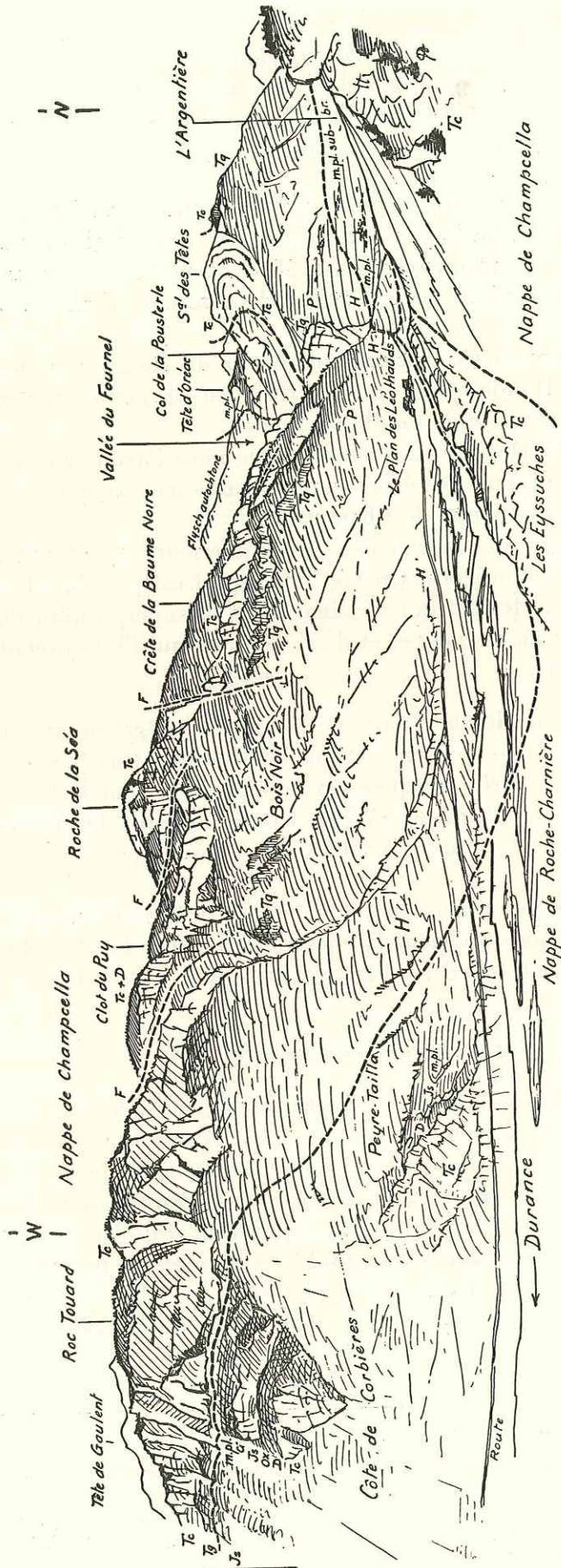


Fig. 27. — Rive droite de la vallée de la Durance entre le roc Touard et l'Argentièrre
 Vue prise du sommet de la falaise où s'encaisse le bas torrent de l'Ascension

La nappe de Champcella montre, entre l'Argentièrre et Peyre-Tailla, son Houiller (H), son Permien (P) et ses quartzites (Tq) de base. A partir du roc Touard, un décollement se produit au niveau des gypses et schistes versicolores. La nappe de Champcella repose alors par l'intermédiaire de ces derniers, sur l'unité inférieure (nappe de Roche-Charnière) que l'on voit se laminer progressivement dans les Eysssuches, pour disparaître à la hauteur du Plan des Léohtauds.

Tc, calcaires triasiques; D, Dogger; Ox, Oxfordien; Js, Malm; Ci, Néocomien; mp1, marbres en plaquettes.

a. *Vers le sud* (pl. I).

La série de Côte de Corbières se suit régulièrement jusque sous l'Aiguille, mais les marbres en plaquettes se laminent et c'est sur les calcaires à zones siliceuses du Malm-Néocomien que se fait le chevauchement de la série supérieure.

Au sud de l'Aiguille, au lieudit La Planta, l'érosion interrompt momentanément la continuité de la Crête de l'Aiguille, et les calcaires à zones siliceuses de la série inférieure apparaissent, déterminant le petit col de La Planta. D'ailleurs en ce point, la tectonique se complique : un petit chevauchement local refoule ces calcaires à zones siliceuses sur les calcaires triasiques de l'Aiguille.

Jusqu'à Pallon d'ailleurs, cette crête de l'Aiguille est tronçonnée par une multitude de petites failles verticales et horizontales, ces dernières ayant pu produire des rabotages qui se traduisent, par places, par des amas de menues écailles excessivement broyées (en particulier, à côté de la prise d'eau des conduites forcées de Pallon).

La surface de séparation des deux unités s'abaisse très vite au sud de l'Aiguille. Elle disparaît bientôt sous les alluvions de la Durance, peu après le confluent de la Biaysse. En ce point, à côté de la chapelle et de l'usine de Rame, la Biaysse, débouchant de son canyon de raccordement de Coufourent, montre les deux séries séparées seulement par les schistes et dolomies de l'horizon des cargneules. Peut-être aussi certains de ces bancs sont-ils des restes laminés des calcaires à zones siliceuses.

La base de la série inférieure (nappe de Roche-Charnière) apparaît en un point, au lieudit Fonds de Rame, un peu en amont de l'usine, sous la forme de plusieurs petits pointements de Houiller, dont l'un repose sur des marbres en plaquettes qui ne peuvent donc être que le prolongement de ceux de l'Argentière. Il y a donc là une nouvelle et infime fenêtre de Subbriançonnais. La découverte de cet affleurement est due à Ch. PUSSENOT, et son interprétation à M. GIGNOUX et L. MORET.

b. *Vers le nord* (fig. 27).

Là, au contraire, la série de Côte de Corbières ne suit plus la base du Rocher Touard. Les calcaires triasiques de ce dernier se complètent à leur base par des quartzites (Bois Noir) puis le Houiller (Peyre-Tailla), prolongeant celui de l'Argentière.

La série de Côte de Corbières (nappe de Roche-Charnière) se prolonge, comme le montrent les faciès du Dogger et du Malm, dans celle de Peyre-Tailla qui apparaît de fait *sous* le Houiller de l'Argentière (base de la nappe de Champcella), puis dans les affleurements chaotiques des Eyssuches, sur la rive gauche de la Durance (calcaires triasiques uniquement).

Au nord de ce point, la nappe de Roche-Charnière se lamine et disparaît entre le Subbriançonnais de l'Argentière et la nappe de Champcella (« Grande Barre »).

B. *Du col des Lauzes à la vallée du Fournel*

a. *Nappe de Champcella*

A partir du col des Lauzes, la série stratigraphique de cette unité ne s'élève plus au-dessus des calcaires triasiques. Les indices stratigraphiques vont nous manquer et seule, la continuité des éléments structuraux devient le fil directeur.

Les calcaires triasiques dessinent la crête de la Baume Noire que l'on peut suivre jusqu'à la vallée du Fournel, avec son substratum de quartzites, d'un peu de Verrucano (L'Ubac, près du plan des Léothauds-Coumbal des Feuillaras) et enfin le Houiller où s'encaisse le bas torrent du Fournel.

Rappelons qu'à la pointe du cône de déjections de ce dernier, on assiste à la superposition directe de ce Houiller sur les marbres en plaquettes de l'Argentière (sans l'intermédiaire d'éléments attribuables à la nappe de Roche-Charnière).

Le haut Coumbal des Feuillaras montre une structure disloquée complexe et probablement récente : la falaise triasique s'est morcelée en une série de compartiments qui s'affaissent progressivement.

Ce glissement doit être dû à l'existence de gypse que l'on voit affleurer à son niveau stratigraphique normal, dans le talweg même.

Vue de la vallée de la Durance ou de la rive gauche du Fournel, la crête de la Baume Noire semble se poursuivre régulièrement jusque dans le fond de cette vallée du Fournel, où elle se terminerait par un gros verrou dominant à l'ouest le hameau disparu du Sapey (pour simplifier, nous l'appellerons le verrou du Sapey). Or, ce dernier n'est pas le prolongement de la crête de la Baume Noire : à sa surface en effet, existent une mince lentille de Dogger (visible dans la tranchée de la nouvelle route forestière, au sommet du verrou) et une autre de Malm (visible au contraire à la base du verrou, le long du canal d'irrigation des Feuillaras) dont les faciès sont ceux de la nappe de Roche-Charnière. De plus la séparation se fait aussi tectoniquement ; un peu en aval du verrou lui-même, on voit les bancs calcaires de la crête de la Baume Noire se replier en une charnière anticlinale très nette, qui se déverse à l'ouest et vient s'emboutir dans la masse calcaire probablement très replissée du verrou du Sapey. Le contact est une zone disloquée déterminant un étroit couloir bien marqué dans la falaise (voir fig. 28 et pl. V, coupe 15). Nous verrons que cette charnière est la première manifestation du grand pli déversé du Signal des Têtes.

b. *Nappe de Roche-Charnière*

Réduite encore au sud du col des Lauzes à de menues écailles dispersées sous les calcaires triasiques de la Roche de la Séa, cette nappe va se dilater au col d'Anon, sous la forme d'une épaisse série de marbres en plaquettes (Serre de Lanneau) responsables de la topographie adoucie du versant nord de ce col. Les termes inférieurs à ces marbres en plaquettes ne se voient qu'à la surface du verrou du Sapey.

c. En avant de cette unité, apparaissent toute une série de petites écailles représentant des lambeaux de poussée et qui prolongent la « première écaille » de P. TERMIER. Cette zone tectonisée a vu naturellement l'épanchement d'une masse importante de gypse affleurant au col d'Anon même, avec ses entonnnoirs de dissolution caractéristiques.

A ce col, des écailles de quartzites très broyés, de Dogger bréchiqne, de calcaire triasique, accompagnent le gypse (pl. V, coupe 14). Une des écailles de calcaire triasique se prolonge vers le nord, chevauchant directement le Subbriançonnais de la Tête des Lauzières, et vient se raccorder avec les calcaires triasiques du rocher des Douciers, emballés avec encore un peu de gypse, dans du Flysch noir qui représente la couverture normale, mais plus ou moins décollée, des marbres en plaquettes de la nappe de Roche-Charnière s. s. (v. fig. 28 et pl. V, coupe 15).

A l'ouest, toutes ces écailles chevauchent directement le Flysch gréseux autochtone par l'intermédiaire d'un mince liseré de Flysch noir subbriançonnais. A ce niveau, les écailles mésozoïques subbriançonnaises de la Tête des Lauzières sont à nouveau complètement cicatrisées.

7. AU NORD DU FOURNEL : LE MASSIF DU SIGNAL DES TÊTES.

a. *Coupe de la rive gauche du torrent du Fournel* (voir fig. 29, 30, 31, pl. V, coupes 16 et 17).

C'est une des coupes les plus classiques du Briançonnais depuis les études Ch. LORY (1864), P. TERMIER (1903) et celles, récentes, de M. GIGNOUX et L. MORET (1938) et J. GOGUEL (1942). Les interprétations de ces derniers auteurs sont apparemment très différentes, puisque les premiers y voient au moins deux unités et le second une seule seulement. En réalité elles se concilient facilement car nous sommes là, comme plus au sud, au voisinage de la zone de raccord des deux nappes superposées.

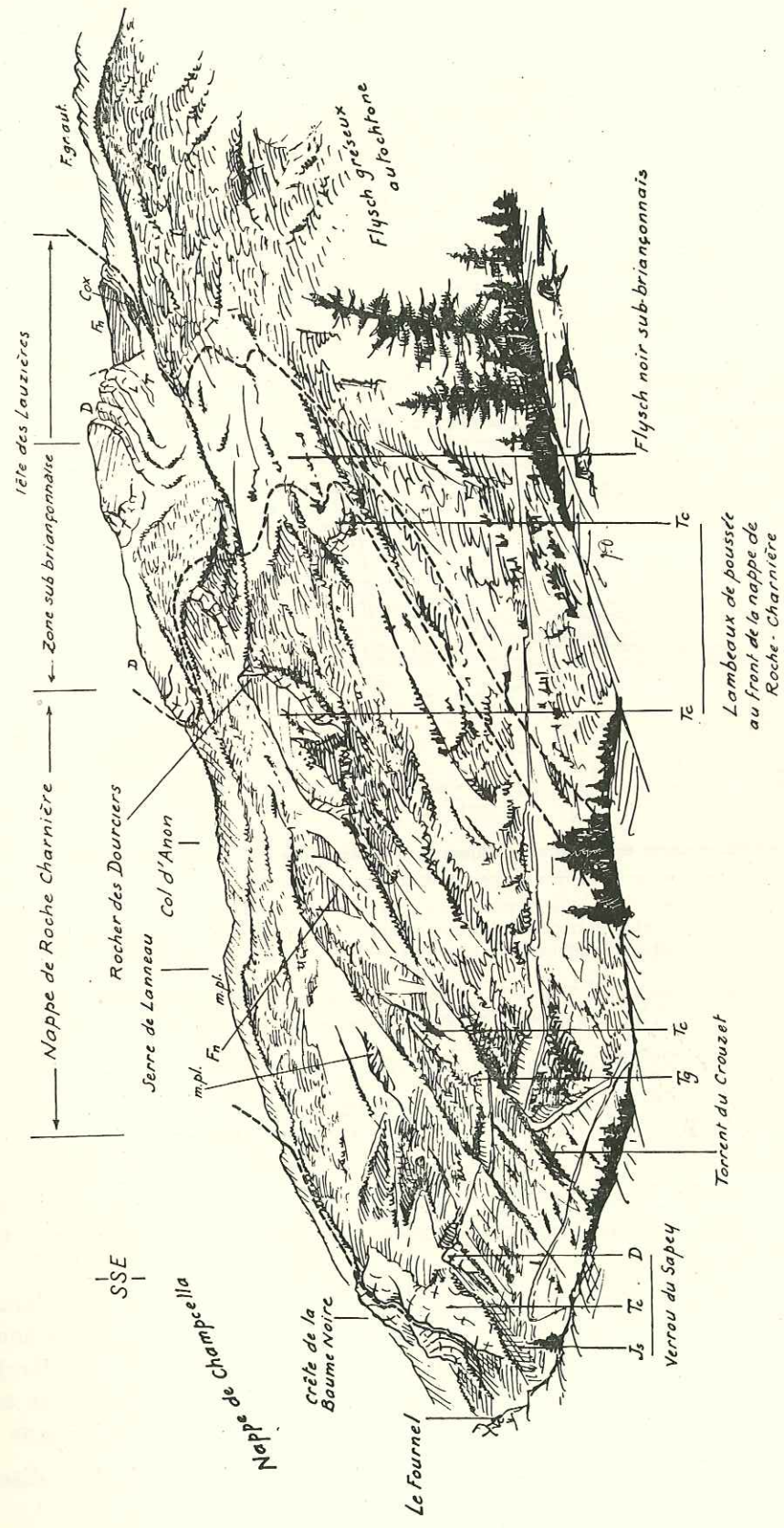


FIG. 28. — Rive droite de la vallée du Fournel en amont du verrou du Sapéy
 Vue prise des pentes situées au-dessus du hameau de Champ-Didier

La nappe de Champcella n'est visible qu'à l'extrême-gauche du panorama (crête de la Baume Noire). On voit néanmoins ses calcaires triasiques (Tc) dessiner une charnière anticlinale qui est la première manifestation du pli des Têtes.
 La nappe de Roche-Charnière montre ses calcaires triasiques dans le verrou du Sapéy (avec des lambeaux de Dogger, D, et de Malm, Js). Plus en amont, les pentes s'adoucissent dans les marbres en plaquettes (mpl) et le Flysch noir (Fn) qui terminent la série stratigraphique de cette unité.

Celle-ci est séparée de l'autochtone :

- 1° Par des copeaux de calcaires triasiques (rocher des Dourriers, bas torrent du Crouzet) emballés dans du Flysch noir, avec un peu de gypse;
- 2° Par la zone sub-briançonnaise, représentée dans le bas des pentes par un simple coussinet de Flysch noir, et plus haut, par les « calcaires de Vallouise » (Tête des Lauzières).

Le long de la route de la vallée du Fournel qui suit la rive gauche du torrent jusqu'en amont du verrou du Sapey, on voit, superposés aux marbres en plaquettes subbriançonnais de l'Argentière, le Houiller, le Verrucano, les quartzites, les schistes versicolores et enfin les calcaires triasiques, se succédant avec un pendage voisin de la verticale.

Plus haut dans la pente, et enfin au Signal des Têtes, les calcaires triasiques se renversent progressivement vers l'ouest jusqu'à devenir horizontaux en série inverse. La charnière se lit splendidement dans les bancs calcaires du Trias, sur la rive droite du ravin des Têtes (dont le sommet seulement correspond à l'horizon des cargneules et schistes versicolores, fig. 29).

Ce pli se montre ainsi comme l'exagération de la petite charnière que nous avons vue, sur la rive droite du Fournel, à l'extrémité nord de la crête de la Baume Noire, charnière au sud

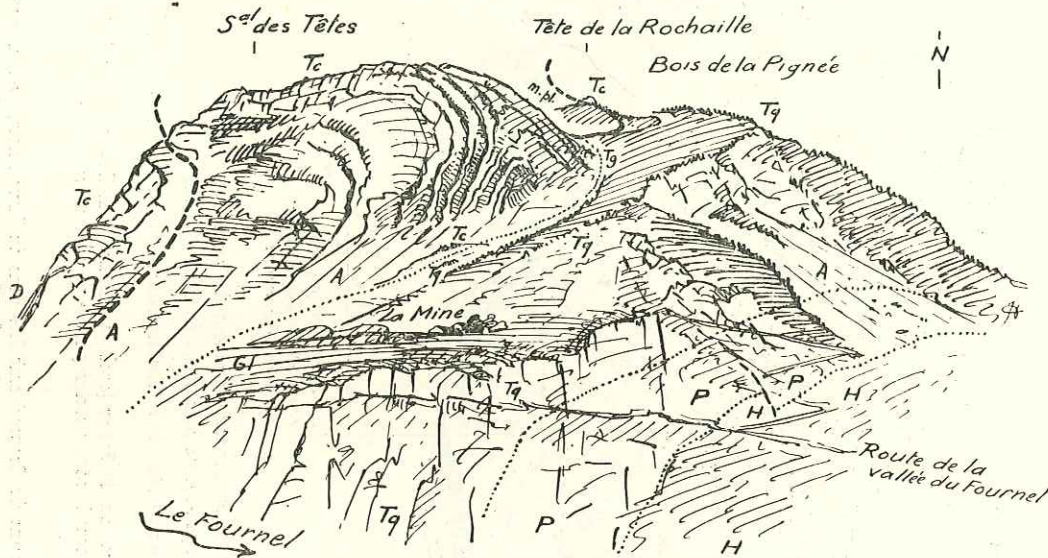


FIG. 29. — Renversement des calcaires triasiques dans le Signal des Têtes
Vue prise de la rive droite du Fournel

Le long de la route de la vallée du Fournel, le Houiller (H) et le Permien (P) ont un pendage ouest assez fort. Les quartzites (Tq) et les cargneules (Tg) sont pratiquement verticaux, ainsi que les calcaires triasiques (Tc) non visibles sur le croquis. Plus haut, ces derniers se renversent vers l'ouest. Les calcaires triasiques du pied sud-ouest du Signal des Têtes n'en sont pas le prolongement, mais dépendent de la nappe de Roche-Charnière.

Vers le nord, il y a surélévation d'axe. Le petit piton de la Tête de la Rochaille est un témoin prolongeant les calcaires triasiques du Signal des Têtes et reposant sur les marbres en plaquettes (mpl) de la nappe de Roche Charnière.

de laquelle la succession des couches se faisait en série normale avec pendage ouest. Ainsi, sur deux kilomètres, on assiste à la formation et au déversement complet d'un anticlinal de nappe, ce qui constitue suivant l'expression de M. GIGNOUX et L. MORET, une des visions tectoniques les plus grandioses des Alpes.

Si cet accident a toujours été bien interprété depuis P. TERMIER, par contre, bien des incertitudes subsistaient au sujet de la structure du substratum sur lequel se déversent les calcaires triasiques du Signal des Têtes (fig. 30).

Nous avons vu que sur la rive droite du Fournel, l'extrémité nord de la crête de la Baume Noire montrait juxtaposées deux unités tectoniques. Celle de la Baume Noire (nappe de Champcella) se prolonge par le Signal des Têtes, celle du verrou du Sapey (nappe de Roche-Charnière) se prolonge aussi, sur la rive gauche, par une grosse masse de calcaire triasique, englobée par tous les auteurs précédents dans ceux de la série inverse des Têtes, mais qui en réalité s'en distingue :

Tectoniquement, par la direction des bancs qui, subverticaux, se montrent ainsi en discordance avec ceux horizontaux du sommet des Têtes;

Stratigraphiquement, puisque ces calcaires triasiques de l'unité inférieure montrent encore les différents termes de la série stratigraphique normalement superposée au Trias, à savoir Dogger

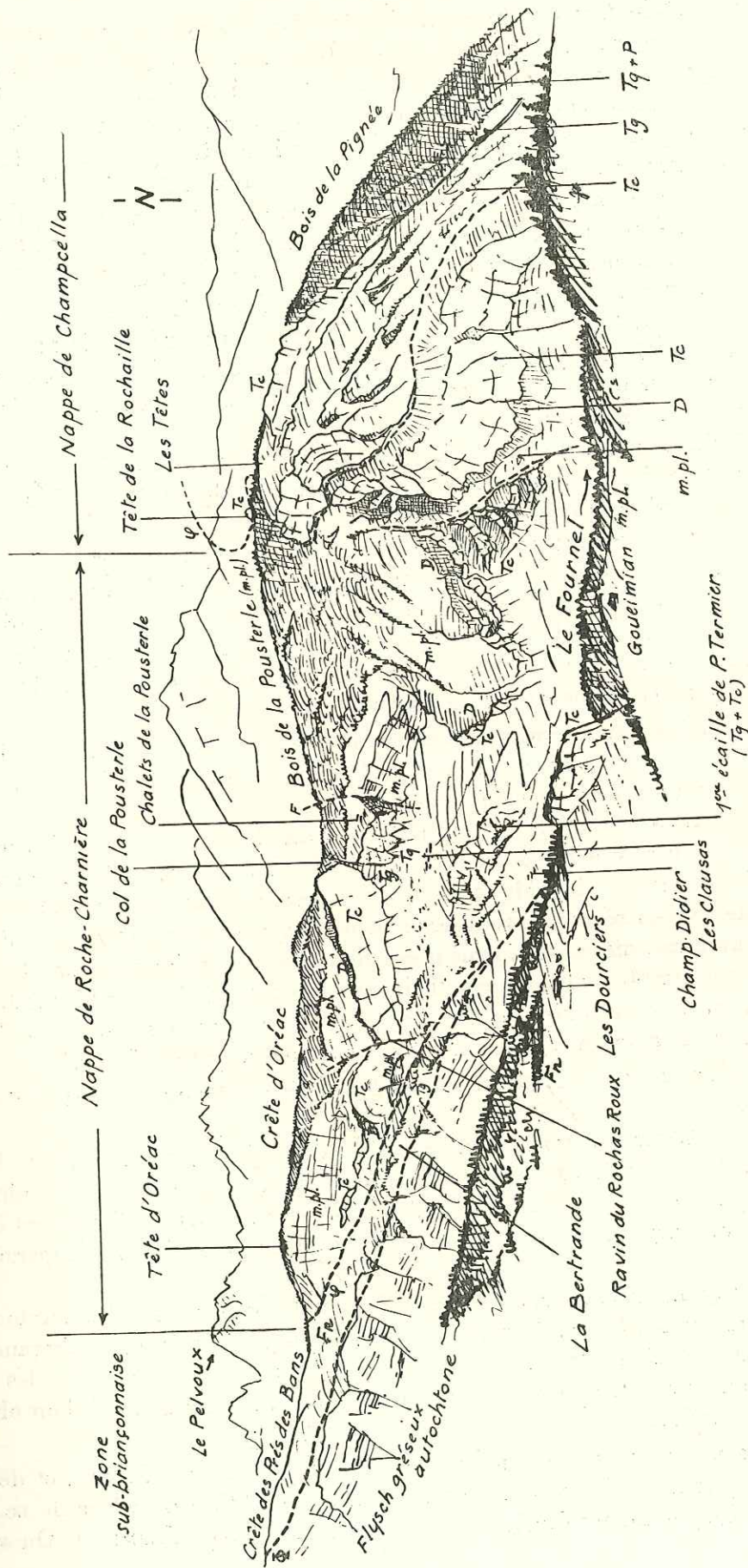


FIG. 30. — Rive gauche de la vallée du Fournel
 Vue du versant nord de la Tête des Lauzières

P, Permien; Tq, Tc, quartzites, cagneules (ou gypses) et calcaires triasiques; D, Dogger; m.pl., marbres en plaquettes; Fn, Flysch noir

(mince croûte bréchique), Malm (rares nodules conglomératiques) et marbres en plaquettes, directement transgressifs sur le Dogger ou le Trias, avec des couches rouges conglomératiques. Ces faciès sont donc ceux de la nappe de Roche-Charnière à laquelle appartient ainsi la masse triasique inférieure du Signal des Têtes, le sommet de ce dernier dépendant par contre de la nappe de Champcella.

Les marbres en plaquettes transgressifs sur les calcaires triasiques de l'unité inférieure déterminent un étroit couloir encombré d'éboulis qui s'élève au pied ouest du Signal des Têtes. Dans la partie inférieure de ce ravin, les marbres en plaquettes viennent buter à l'ouest contre les calcaires triasiques qui forment l'ossature de la rive droite, calcaires à la surface desquels on retrouve, décalés ainsi en hauteur, le Dogger et les marbres en plaquettes.

Cette faille s'atténue peu à peu vers le sommet du ravin et disparaît. Les marbres en plaquettes s'épanouissent alors largement, toujours chevauchés à l'est par les calcaires triasiques des Têtes, sous lesquels n'apparaissent bientôt plus ceux de la nappe de Roche-Charnière. Ces marbres en plaquettes sont d'ailleurs, dans cette zone de contact, tout lardés d'échardes de calcaire triasique, probablement issues de l'unité inférieure.

Les calcaires triasiques de la rive droite du bas ravin précédent se suivent quelque temps vers l'ouest, donnant une falaise qui s'amenuise peu à peu. Ils n'atteignent pas les Clausas, masqués par les éboulis à partir du ravin des Brunès, ou plus probablement laminés.

Au col de la Pousterle, une faille verticale interrompt la continuité des marbres en plaquettes dans lesquels se creuse la longue dépression nord-sud du col; le compartiment ouest est soulevé, laissant voir les quartzites de son substratum, mais les calcaires triasiques superposés (déterminant la falaise située à l'ouest des chalets de la Pousterle) montrent toujours leur mince croûte de Dogger bréchique, puis les marbres en plaquettes avec leurs couches rouges conglomératiques basales. Nous sommes toujours dans la nappe de Roche-Charnière.

Malgré une faille inclinée qui interrompt la continuité de cette crête et détermine le ravin du Rochas Roux, cette nappe de Roche-Charnière va se prolonger jusqu'à la Tête d'Oréac où elle n'est plus représentée que par ses marbres en plaquettes.

Notons en passant qu'à l'ouest de cette faille du ravin du Rochas Roux, les marbres en plaquettes présentent à leur base une structure plus complexe : sur la rive droite du ravin, les calcaires triasiques avec leur carapace bréchique de Dogger dessinent une petite voûte anticlinale faillée, mais à la base de celle-ci réapparaissent des marbres en plaquettes. Il y aurait donc ici un véritable petit pli-faille avec charnière nette, mais il est plus probable que ces calcaires triasiques ne forment déjà plus là qu'une simple écaille anticlinale incluse dans les marbres en plaquettes. De fait, au-delà vers l'ouest, on en observe toute une série qui se tronçonnent et se laminent de plus en plus. Elles ont complètement disparu à la terminaison ouest de la crête d'Oréac.

Ces écailles représentent donc les restes d'une charnière anticlinale étirée : c'est tout à fait un front de coulée.

La nappe de Roche-Charnière repose sur les grès priaboniens autochtones par l'intermédiaire d'un coussinet de Flysch noir subbriançonnais. Assez comprimé encore au lieudit La Bertrand, ce Flysch noir se dilate sur la crête des Prés des Bans (voir fig. 31), où il contient de petites écailles de dolomies et de cargneules, puis, au-dessus du Clot des Léothauds, apparaissent les calcaires de Vallouise.

Dans toute cette région, les sources sont très tuffeuses et ferrugineuses, les pointements de cargneules fréquents. Il est probable que du gypse s'infiltré le long des surfaces de chevauchement. Il affleure d'ailleurs au lieudit La Bertrand, entre le Flysch noir subbriançonnais et les marbres en plaquettes de la Tête d'Oréac. Il doit passer sur la crête des Prés des Bans où l'on observe de petits entonnoirs de dissolution.

Ce gypse est dans une situation tectonique analogue à celui du col d'Anon, et de fait, on retrouve, sur cette rive gauche du Fournel, le prolongement du cortège d'écailles de ce dernier. Ce sont les esquilles de Champ-Didier (ancienne première écaille de P. TERMIER). On voit près

de ce hameau, de multiples répétitions de quartzites, cargneules et schistes versicolores, et enfin des calcaires triasiques, tous ces termes très laminés.

Leur empilement en ce point est peut-être lié à un bombement de la nappe de Roche-Charnière, bombement qui aurait été même suivi de la rupture de sa clef de voûte, aux chalets de la Pusterle.

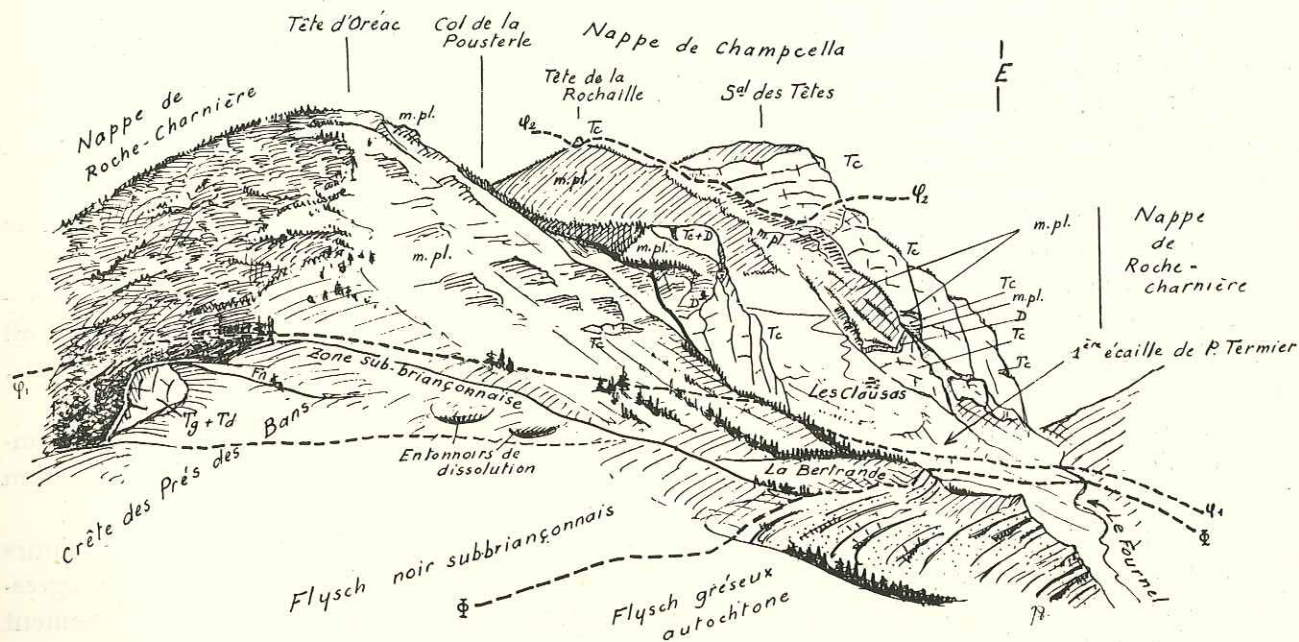


FIG. 31. — Massif du Signal des Têtes et de la Tête d'Oréac, vu de la crête des Prés des Bans
Mêmes abréviations que pour la figure 30

b. Prolongement de cette coupe vers le Nord

1. Nappe de Champcella

Nous avons vu que les calcaires triasiques du Signal des Têtes reposaient en série renversée sur les marbres en plaquettes des forêts de la Pusterle (nappe de Roche-Charnière).

Au nord des Têtes, une série de petites klippes de calcaires triasiques, posées horizontalement sur ces mêmes marbres en plaquettes, représentent le prolongement de cette structure. Ainsi s'expliqueraient le petit piton de la Tête de la Rochaille (fig. 31) et les affleurements chaotiques plus importants du lieudit La Charbonnière (pl. V, coupe 19). En somme, on assiste vers le nord à un amincissement du flanc inverse du pli des Têtes ⁽¹⁾, qui est ainsi littéralement ajouré par l'érosion.

L'horizon des schistes versicolores inférieurs aux calcaires triasiques des Têtes, d'abord vertical dans le ravin de ce nom, jusqu'aux chalets, se renverse à son tour vers l'ouest, et, au pied sud de la Tête de la Rochaille, on le voit plaqué à la surface des calcaires triasiques des Têtes.

Enfin les quartzites du bois de la Pignée (rive gauche du ravin des Têtes), d'abord verticaux, se déversent aussi peu à peu vers l'ouest. Ce terme étant moins plastique, il semble bien que cette torsion se soit accompagnée de plusieurs failles transversales, dont l'une est bien visible à l'est de la Tête de la Rochaille. Les autres n'ont pu être tracées en raison de la végétation et de l'allure un peu chaotique en surface de ces quartzites.

⁽¹⁾ De fait, lorsqu'on regarde le Signal des Têtes de l'ouest (par exemple des Clauzas), on voit, sous le sommet, les bancs calcaires du Trias inclinés vers le nord, être recoupés obliquement par les couches rouges des marbres en plaquettes qu'ils chevauchent (l'apparition de couches rouges en ce point est liée au rebroussement du flanc est du synclinal de marbres en plaquettes auquel elles appartiennent, voir fig. 31).

Quoiqu'il en soit, à leur terminaison nord (champ des Ans), ces quartzites reposent horizontalement sur les marbres en plaquettes ou les calcaires triasiques de l'unité inférieure (nappe de Roche-Charnière, pl. V, coupe 19).

Quartzites et calcaires triasiques n'atteignent donc pas la vallée de la Gyronde.

2. Nappe de Roche-Charnière. Tête d'Oréac

La Tête d'Oréac n'est que la pointe culminante ouest du plateau d'Oréac, dont la limite nord, ou crête de la Coste de l'Ase montre une structure parallèle à celle de la bordure sud (crête d'Oréac) mais plus simple. On y retrouve la succession caractéristique : calcaires triasiques, croûte de Dogger bréchique et marbres en plaquettes transgressifs par des couches rouges conglomératiques.

Ce plateau d'Oréac est limité à l'est par la faille nord-sud de la Pusterle qui se termine seulement vers le hameau de Prey d'Amount.

A l'est de la faille, les marbres en plaquettes, très développés, déterminent la longue dépression nord-sud du col de la Pusterle et leur soubassement de calcaire triasique et de Dogger apparaît au nord du lieu dit La Charbonnière, tout à fait symétriquement de ce qu'il était à l'est des Clauzas, avec en plus, apparition locale à l'est, de quartzites à la base des calcaires triasiques.

Au-delà des éléments décrits, les pentes descendent doucement jusqu'à la Gyronde, encombrées de dépôts glaciaires ou d'éboulis et couverts de forêts, ce qui rend difficile l'interprétation de la structure.

Il semble bien qu'on ait là cependant une succession de compartiments montrant toujours l'association calcaires triasiques, marbres en plaquettes (avec ou sans Dogger), abaissés progressivement par une série de failles verticales, traduisant un véritable tassement ou un glissement progressif vers le fond de la vallée, mouvements qui pourraient donc être assez récents.

Le dernier et le plus bas de ces compartiments affleure en bordure de la Gyronde et de la route de Vallouise à 1 kilomètre en amont des Vigneaux.

Les calcaires triasiques affleurent largement dans le talus de la route, donnant de petites falaises verticales. Il est curieux que P. TERMIER ne les ait jamais observés. Ils ont une grande importance tectonique puisqu'ils ferment à l'ouest la fenêtre de l'Argentière.

Ainsi, contrairement aux schémas structuraux classiques, la fenêtre de l'Argentière ne dépasse pas les Vigneaux. Entre ce village et ceux du Grand et Petit Parcher, le fond de la vallée correspond au passage de la nappe de Roche-Charnière.

La limite ouest de ce passage est difficile à préciser puisque cette dernière nappe est là représentée par ses marbres en plaquettes qui reposent sur ceux, subbriançonnais, de la série de Vallouise.

Avant de quitter ce versant nord du col de la Pusterle, signalons que la nappe de Roche-Charnière, dont tous les affleurements vus jusqu'à présent correspondent au flanc normal, montre en un point un reste de flanc inverse, près du chalet du Sapet, au nord du champ des Ans, dans le ravin de la Sébeyrare.

Au sud-est de ce point, la nappe de Roche-Charnière s'effile. Entre le champ des Ans et le bois de la Ruinette, elle est réduite à une simple écaille de calcaire triasique. Celle-ci représente là le seul reste de la nappe de Roche-Charnière, pincé entre les quartzites de la nappe de Champcella (champ des Ans) et les marbres en plaquettes de la fenêtre de l'Argentière (bois de la Ruinette, pl. V, coupe 19).

8. POURTOUR DE LA FENÊTRE DE L'ARGENTIÈRE

Presque partout les marbres en plaquettes qui terminent la série subbriançonnaise sont recouverts par le Houiller (ou à défaut les quartzites) de la base de la nappe de Champcella. Toutefois, en certains points, des écailles isolées représentent les restes laminés de la nappe de Roche-Charnière, ou mieux des débris abandonnés par elle au cours de son écoulement.

Nous venons d'en voir un exemple sur la rive droite de la Gyrone. On en observe d'autres :

1. *Près du hameau de Bouchier*, à la pointe sud-est du massif de Montbrison (série inverse) (voir fig. 10).

2. *A la chapelle Saint-Hippolyte*, un peu à l'est du hameau de Bouchier. Cette écaille montre sous la chapelle une série redressée (voir fig. 32), déjà même un peu renversée vers l'ouest, puis, sur la rive gauche de la Durance au contraire, une série normale (voir fig. 33⁽¹⁾).

3. *Au rocher de Queyrières*, dont le détail de la structure est donné par la figure 33. On a là association de deux petites écailles, l'une normale, l'autre inverse.

4. *A 1 kilomètre au sud de Queyrières*, en bordure de la route (série inverse)⁽²⁾ (fig. 33).

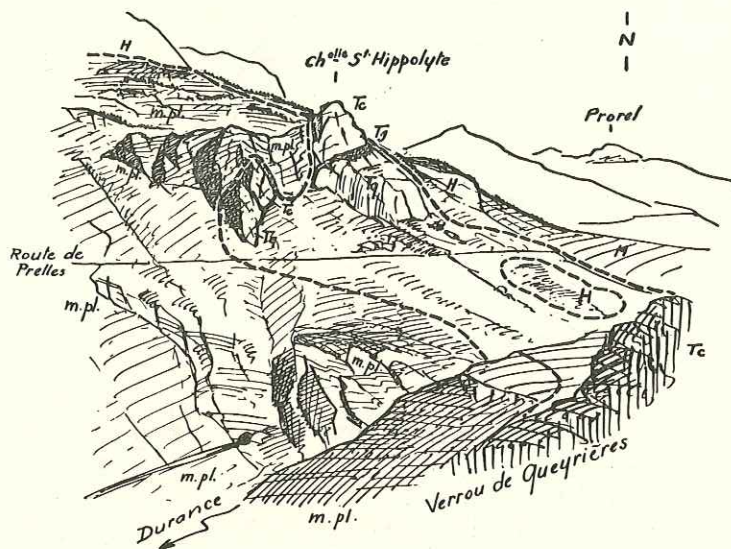


FIG. 32. — Écaille de la chapelle Saint-Hippolyte, près de Queyrières
Vue prise du verrou de Queyrières

Cette écaille, reste laminé de la nappe de Roche-Charnière, se décompose en réalité en deux petites écailles distinctes, toutes deux formées de quartzites (Tq), cargneules (Tg) et calcaire triasique (Tc).

Elles reposent sur les marbres en plaquettes (mpl) subbriançonnais de la fenêtre de l'Argentière et sont recouvertes par le Houiller (H) de base du prolongement nord de la nappe de Champcella. Un témoin de ce Houiller, conservé presque dans le lit de la Durance, témoigne soit d'un ensellement ayant déterminé le passage de ce cours d'eau en ce point, soit d'un glissement superficiel récent.

II. — RIVE GAUCHE DE LA DURANCE

1. RÉSUMÉ DES RECHERCHES ANTÉRIEURES

Les premières explorations de cette région (1898-1900) sont dues à M. LUGEON et W. KILIAN. Mais jusqu'en 1930, les idées tectoniques restent confuses et, sur la première édition de la feuille Briançon, aucune surface de chevauchement n'est figurée, bien que M. LUGEON ait reconnu l'existence de plusieurs unités superposées.

En 1930, Ch. PUSSENOT apporte des précisions nouvelles et donne de la rive gauche de la Durance, au voisinage de la Roche de Rame, un schéma tectonique que la stratigraphie permet aujourd'hui de confirmer. Pour Ch. PUSSENOT, la nappe 2 (l'actuelle nappe de Champcella) se poursuit sur la rive gauche de la Durance, au nord de la Roche de Rame, « s'enracinant » vers

(1) L'ensemble dessine un ensellement où passe la Durance, et qui nous est indiqué par un lambeau de Houiller, témoin de la nappe de Champcella, conservé entre le talweg de la Durance et la route de Prelles aux Vigneaux.

(2) Signalons dans le détail qu'en ce point, un gros bloc de calcaire triasique a dû glisser à une époque récente, sur les marbres en plaquettes, puis sur les calcaires à zones siliceuses subbriançonnais, à la surface desquels il est resté perché, en contrebas de la route, formant le petit piton coté 1153 (fig. 33). Il y a là un véritable décoiffement.

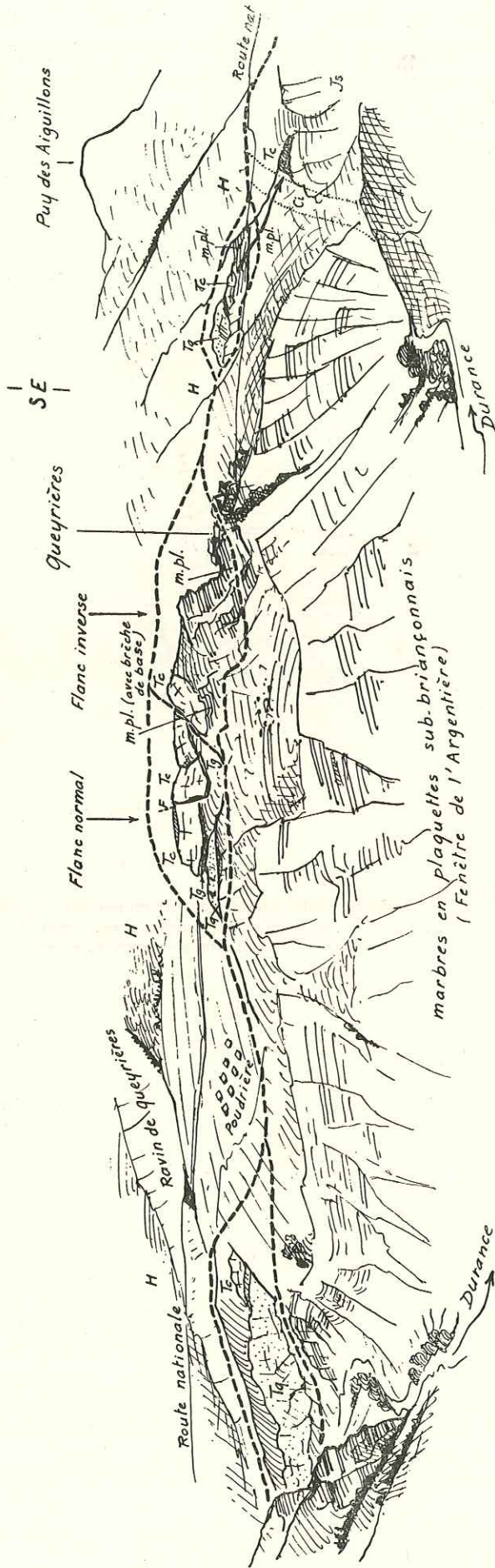


FIG. 33. — Écailles de Queyrières
Vue prise de la route des Vigneaux à Prélles

Les trois écailles sont des restes de la nappe de Roche-Charnière laminée. Cette appartenance est prouvée par le fait que les marbres en plaquettes du verrou de Queyrières reposent directement, avec conglomérat de base, sur les calcaires triasiques.

Ces trois écailles sont intercalées entre les marbres en plaquettes subbriançonnais de la fenêtre de l'Argentièrre et le Houiller de base du prolongement nord de la nappe de Champocella. Dans l'écaille de droite, noter un petit décrochement, amenant un lambeau de calcaire triasique à reposer sur les calcaires à zones siliceuses de la série de l'Argentièrre. Mêmes abréviations que pour la figure 32.

Queyrières, c'est-à-dire passant là à la couverture mésozoïque normale du Houiller briançonnais. Au sud de la Roche de Rame, elle est recouverte par une nappe 3 (l'actuelle nappe de Peyre-Haute) qui s'étale jusqu'à la Durance, alors que plus au nord elle se cantonne dans les parties hautes du massif (Le Peyron, pic de la Tome).

A peu près à la même époque, l'ensemble du massif de Peyre-Haute était revu par L. MORET, L. RAGUIN, D. SCHNEEGANS, qui arrivaient à un schéma tectonique voisin. Toutefois ces auteurs ne reconnaissent pas la disparition de la nappe 2 sous la nappe 3. Pour eux, celle-ci n'atteint pas la Durance et se termine peu au sud du Peyron, en s'enracinant.

Ces idées seront reprises avec plus de précisions en 1938, par M. GIGNOUX et L. MORET dans la « Description géologique du bassin supérieur de la Durance ».

2. PLAN DE L'ÉTUDE TECTONIQUE

Cette bordure ouest du massif de Peyre-Haute est entaillée par de petites vallées transversales (du nord au sud, celles des torrents de l'Ascension, de Bouchouze, de Prareboul) qui, lors des études sur le terrain, fournissent bien les coupes de base. Par contre, pour l'exposé qui suit, nous adopterons une méthode plus synthétique, en distinguant d'emblée un certain nombre d'éléments tectoniques différents.

3. DESCRIPTION DES ÉLÉMENTS CONSTITUTIFS

1. Synclinal du Puy (fig. 34)

Immédiatement en amont de son cône de déjections, le torrent de l'Ascension est encaissé en canyon dans les calcaires triasiques qui se relèvent peu à peu vers le nord formant l'ossature de la rive gauche de la Durance et dessinant une falaise dite « La Grande Barre » qui domine à l'est l'Argentière.

Le substratum de ces calcaires apparaît dans le ravin du Riou-Sec, au nord du recourbement

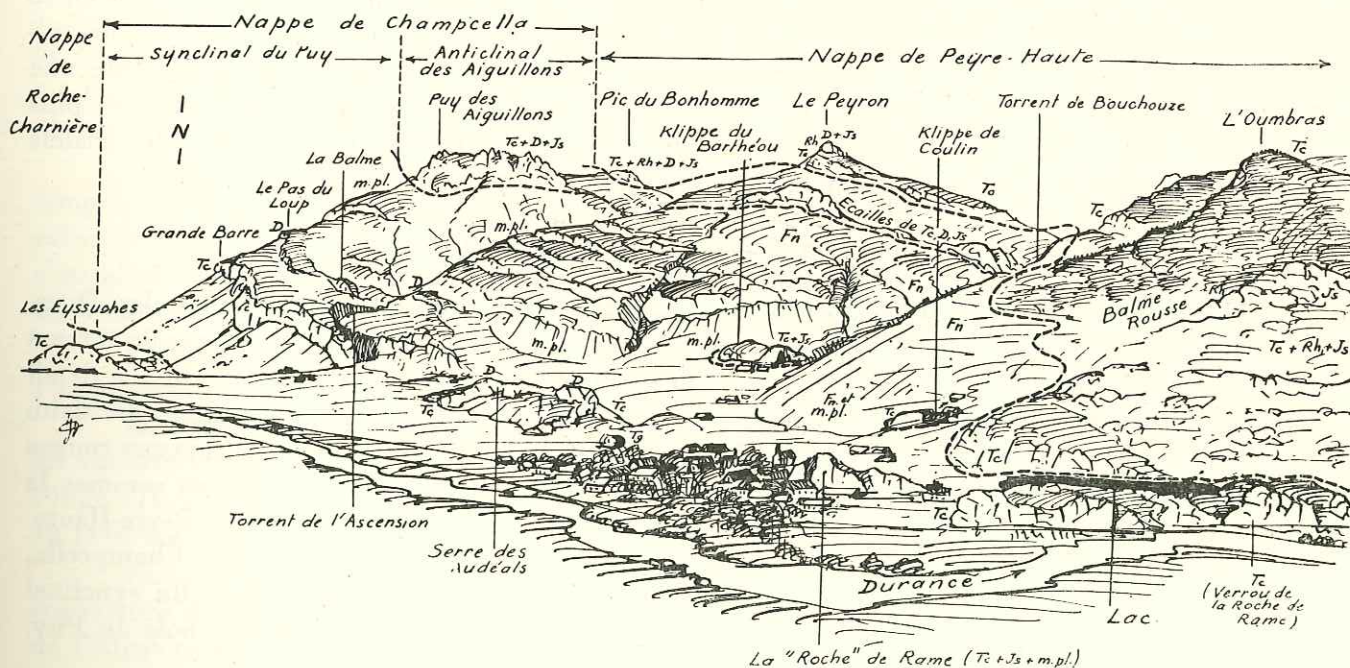


FIG. 34. — Bassin de la Roche de Rame

Vu de la route des Traverses

Tc, calcaires triasiques; Rh, Rhétien; D, Dogger; Js, Malm; mpl, marbres en plaquettes; Fn, Flysch noir

N. B. — Au Pic du Bonhomme et au Peyron, les calcaires indiqués comme étant du Dogger, sont en réalité liasiques.

vers l'est de la Grande Barre, sous la forme de Houiller reposant sur les marbres en plaquettes sub-briançonnais de la série de l'Argentière (pl. V, coupe 17).

La Grande Barre forme le rebord d'un plateau repley en synclinal, dont le flanc ouest est seul bien conservé : au-dessus des calcaires triasiques viennent le Dogger (Pas du Loup) et les marbres en plaquettes de la crête du Ban des Aiguillons (le Malm est masqué par des moraines).

Le flanc est du synclinal n'est visible qu'en amont du pont du Villars, mais la série complète y est conservée : Néocomien, Malm, Dogger, Trias.

Ce dernier, très développé et replissé, donne les grandes falaises ravinées qui s'étendent entre le lieudit le Gros Puy et Le Coumbal de la Bouchière.

Les faciès des termes de remplissage de ce synclinal permettent de le rattacher à la nappe de Champcella. On peut d'ailleurs voir immédiatement qu'il n'est que le prolongement de la série du Roc Touard-Roche de la Séa; la coupure n'est due qu'à l'érosion de la Durance; les cotes de la surface des calcaires triasiques sont tout à fait comparables.

1. *Vers le sud*, le complexe de la rive gauche de la Durance s'abaisse très vite. Les calcaires triasiques de la Grande Barre disparaissent sous les dépôts quaternaires de la plaine de la Durance au voisinage du cône de déjections du torrent de l'Ascension. Le Dogger se voit encore près des ruines de la ferme de l'Eyrette et disparaît un peu au-delà. Le Malm apparaît dans le lit même du torrent de l'Ascension, un peu en aval du pont du Villars. Il bute là par une faille contre les calcaires triasiques de la Grande Barre (pl. V, coupe 15), ce qui traduit un abaissement d'axe du remplissage du synclinal, plus rapide encore que celui de son flanc ouest. De même, à l'Eyrette, ce sont les marbres en plaquettes des chalets du Puy (axe du synclinal) que cette faille vient faire buter contre les calcaires triasiques et le Dogger du flanc ouest.

Enfin, au niveau de la Roche de Rame, il n'affleure plus que des marbres en plaquettes et du Flysch noir (pl. V, coupe 14).

A ce premier ensemble; à valeur synclinale, M. GIGNOUX et L. MORET ont donné le nom de *synclinal du Puy*, terme que nous conserverons ici.

2. *Vers le Nord*, au contraire, ce synclinal du Puy se couche peu à peu vers l'Ouest en se comprimant : Dogger, Malm et marbres en plaquettes, laminés, se prolongent au milieu des calcaires triasiques de la crête de La Grande Barre. Ces marbres en plaquettes se voient encore une fois le long du sentier des chalets de l'Oriou de Sainte-Marguerite. Au-delà, le synclinal n'est plus représenté que par une bande de calcaire triasique formant le rebord ouest du plateau des chalets de l'Oriou de Queyrières. Cette bande s'effile et disparaît dans les bois du Testasson.

2. *L'anticlinal des Aiguillons, l'écaille de l'Alpavin*

Le Flysch noir de la Roche de Rame remonte dans le versant jusqu'au mas des Ducs. En ce point surgit une bande d'écailles à valeur anticlinale, qui débute sur la rive gauche du torrent de Bouchouze (voir fig. 36 et pl. V, coupe 14) où elle atteint son maximum de complexité. Le détail de la disposition de ces écailles n'a pas d'intérêt. On y voit du Trias calcaire, du Dogger, du Malm et des marbres en plaquettes. Les faciès du Malm (calcaires gris un peu marmoréens, à jaspes rouges et verts) montrant, comme nous l'avons vu dans le chapitre stratigraphie, que nous sommes là dans la zone de passage des faciès de la nappe de Champcella à ceux de la nappe de Peyre-Haute. Tectoniquement, nous sommes donc très près de la terminaison orientale de la nappe de Champcella,

Nous pouvons donc considérer cette bande anticlinale comme la limite est du synclinal du Puy ⁽¹⁾. Elle se poursuit très régulièrement dans les bois du Truc, puis dans les bois du Puy.

⁽¹⁾ Le Flysch noir se prolonge au-delà jusqu'au hameau du Pont de Giet. Nous ne parlerons plus alors de synclinal du Puy, mais nous reprendrons le terme plus général de nappe de Champcella.

Ainsi, au niveau du torrent de Bouchouze, le synclinal du Puy est moins nettement dessiné, beaucoup plus aplati, qu'au niveau de la coupure du torrent de l'Ascension.

Là, la structure se simplifie momentanément, puisqu'on n'y voit plus que des calcaires triasiques, avec très peu de Dogger, entre les marbres en plaquettes.

Au débouché du ravin de la Chapelle, on voit apparaître, entre ces calcaires triasiques et les marbres en plaquettes, du Malm, avec le faciès de calcaires blancs, marmoréens, sans zones siliceuses, avec couches rouges basales, transgressives sur les calcaires triasiques. Les marbres en plaquettes montrent également à leur base des couches rouges conglomératiques.

Les faciès typiques de la nappe de Champcella ont donc passé ici à ceux de la nappe de Peyre-Haute. La rupture de la couverture sédimentaire primitivement continue, rupture séparant nappe de Champcella et nappe de Peyre-Haute, a dû se faire peu à l'est de ce point.

Au point de vue tectonique, la structure apparaît ici extrêmement complexe.

La bande de calcaires triasiques du bois du Puy se suit sans difficultés jusqu'au Puy des Aiguillons. La valeur anticlinale de cette bande est nettement indiquée par l'apparition sur le versant est de ce dernier sommet, des quartzites de base avec les schistes de l'horizon des cargneules (pl. V, coupe 17).

Le versant ouest, au contraire, montre au-dessus des calcaires triasiques, du Dogger (lentilles micro-bréchiques) et du Malm (couches rouges et calcaires blancs à Calpionelles). Malgré de petites cassures locales, l'ensemble dessine une charnière très nette déversée vers l'ouest, donc par-dessus le synclinal du Puy.

L'extrusion de cet anticlinal des Aiguillons a produit ici le rebroussement vers le haut du flanc est du synclinal du Puy, avec lequel il se trouvait primitivement en continuité. On voit très bien dans les ravinements du Coumbal de la Bouchière, les calcaires triasiques froissés de ce flanc inverse, chevauchés sur leur tranche par ceux du Puy des Aiguillons ⁽¹⁾.

Ainsi cet anticlinal prend la valeur d'une écaille intermédiaire entre la nappe de Champcella et celle de Peyre-Haute. Son jaillissement est probablement lié à l'avance de la deuxième sur la première. Cette grande écaille n'est d'ailleurs pas unique. Une seconde apparaît, en arrière, à laquelle nous pourrions donner le nom d'*écaille de l'Alpavin*.

Partons par exemple du petit col coté 2418, à l'est du Puy des Aiguillons. Entre les quartzites de ce dernier (dans lesquels ils s'encapuchonnent) et les calcaires triasiques du soubassement du pic du Bonhomme (qui les chevauchent), apparaissent des calcaires triasiques et des marbres en plaquettes.

Très laminée en ce point, cette série se dilate vers le sud-ouest, se complétant en même temps par du Malm (toujours avec son faciès de marbre de Guillestre et marbres blancs). Les calcaires triasiques forment l'ossature du verrou de l'Ausselard, portant le chalet de l'Alpavin et s'étendent ensuite vers l'ouest, sur les deux rives du torrent, dessinant les deux branches d'un fer à cheval.

La branche sud se termine dans le bas ravin de la Chapelle où elle vient s'emboutir, en s'amincissant, dans les marbres en plaquettes du bois du Puy.

La branche nord arrive jusqu'à l'origine du Coumbal de la Bouchière, où elle bute contre les calcaires triasiques du Puy des Aiguillons, en dessinant une charnière assez froissée (pl. V, coupe 17). C'est cette même branche qui vient à quelques centaines de mètres au nord se laminer au petit col des Queyrelets.

Naturellement, tout le long de ces deux branches, les calcaires triasiques montrent leur couverture de Malm (fossilifère comme nous l'avons vu sur la rive droite du torrent, face au chalet de l'Alpavin) et de marbres en plaquettes.

⁽¹⁾ Un peu à l'ouest du point 2107, apparaissent ainsi superposées deux écaillles de Dogger à faciès différents. Dans la plus basse, le faciès est plus externe (type Champcella) que dans la plus élevée (type de transition entre les faciès de la nappe de Champcella et celle de Peyre-Haute).

Aux extrémités ouest des deux branches du fer à cheval, cette couverture paraît d'ailleurs facile à relier à celle de l'anticlinal du Puy des Aiguillons ⁽¹⁾.

Ainsi, après le synclinal du Puy, la nappe de Champcella s'est découpée en deux écailles, celle du Puy des Aiguillons, qui se présente comme un anticlinal comprimé à sa base et déversé vers l'ouest à sa partie supérieure — et l'écaille de l'Alpavin qui n'est au fond qu'un simple lambeau de poussée et n'a qu'une valeur tout à fait locale.

Vers le nord, la structure se simplifie. L'anticlinal du Puy des Aiguillons se couche sur le synclinal du Puy. Son Houiller axial forme les prairies des chalets de l'Oriou de Sainte-Marguerite et de l'Oriou de Queyrières. Le flanc normal est représenté par les quartzites du point coté 2248, les calcaires triasiques du point 2339 avec leur couverture de Malm et de marbres en plaquettes directement surmontés par la nappe de Peyre-Haute. Cette couverture calcaire est le prolongement de l'écaille de l'Alpavin.

Le flanc inverse se voit près des chalets de l'Oriou de Queyrières, sous la forme d'un minuscule lambeau de quartzites ⁽²⁾ connus depuis longtemps, et de quelques schistes jaunes de l'horizon des cargneules (fig. 35).

Au nord de ces chalets, dans la crête du Testasson (points 2348 et 2483) cet anticlinal se relève et ses deux flancs deviennent symétriques, mais sa largeur est devenue très faible; le noyau houiller

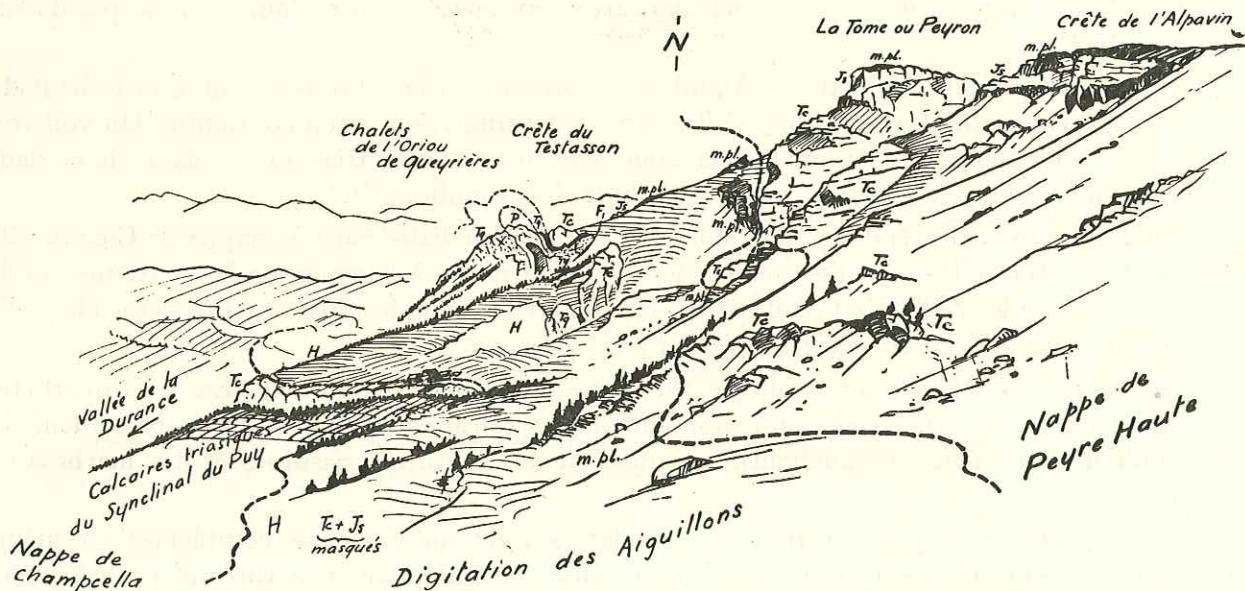


FIG. 35. — Extrémité nord de la digitation des Aiguillons : le bassin des Chalets de l'Oriou de Queyrières

L'anticlinal des Aiguillons se transforme vers le nord en une vaste écaille qui chevauche sub-horizontalement la nappe de Champcella, par son Houiller (H) de base, très développé, qui détermine les prairies entourant les chalets de l'Oriou de Queyrières. Le reste de la série se présente à l'affleurement de façon assez discontinue et chaotique : sur cette vue apparaissent seulement le Malm (Js) et les marbres en plaquettes (mpl).

Le flanc inverse de l'anticlinal des Aiguillons n'est visible que sous la forme d'un minuscule lambeau de quartzites (Tq) et de cargneules (Tg) près des chalets.

Plus au nord, le pli se relève et se régularise dans la crête du Testasson. Il disparaîtra bientôt par surélévation d'axe.

Ce pli des Aiguillons est compris entre la nappe de Champcella (à gauche, en bas), repliée en synclinal (synclinal du Puy) et surtout représentée à ce niveau par ses calcaires triasiques (Tc) et la nappe de Peyre-Haute (à droite, en haut) montrant sa série complète, calcaires triasiques, Rhétien (Rh), Malm et Marbres en plaquettes.

P. Verrucano.

⁽¹⁾ Notons qu'au point de vue tectonique on peut aussi bien concevoir une indépendance absolue entre cette écaille de l'Alpavin et celle des Aiguillons, qu'une liaison se faisant par une couverture commune de marbres en plaquettes, l'ossature triasique de l'écaille de l'Alpavin venant s'encapuchonner dans ces marbres en plaquettes. Cartographiquement, le problème se ramène au fond à une question de prolongement des pointillés représentant les surfaces de contact anormal, dans la masse des marbres en plaquettes.

⁽²⁾ Le lambeau symétrique indiqué sur la feuille Briançon au 1/80 000 (2^e édition), au voisinage des chalets de l'Oriou de Sainte-Marguerite n'existe pas. Il s'agit de blocs de quartzite accidentellement groupés dans la moraine.

à sa disparition n'a plus que 20 mètres de diamètre. Il est très régulièrement enveloppé par un épais et très beau Verrucano, puis par des quartzites.

Dans le versant nord de cette crête, plus rien n'indique l'existence de l'anticlinal.

3. Nappe de Peyre-Haute

Elle est réduite à son flanc normal et débute avec les calcaires triasiques. Son glissement s'est donc fait sur les gypses et cargneules.

a. Au nord de la Roche de Rame (fig. 34)

Dans les limites de cette étude, elle est visible à partir du pic du Bonhomme où nous l'avons vue recouvrir l'écaille de l'Alpavin sur la crête des Queyrelets. Si l'on remonte cette crête en direction du pic du Bonhomme, on voit qu'aux calcaires triasiques font suite un Rhétien bien développé, le Lias (avec couches à Mytilus), le Malm (Argovien rouge et marbres blancs) et enfin les marbres en plaquettes avec leurs couches rouges basales.

La surface de chevauchement se suit très régulièrement sur le flanc sud du pic du Bonhomme, à la base du verrou du lac de l'Ascension, sur le versant nord de la Tête du Peyron, du Signal du Peyron et de la crête de l'Aste, sur lesquels la série stratigraphique est identique à celle du pic du Bonhomme. Sur le versant du torrent de Bouchouze, elle s'abaisse très vite, passe au hameau abandonné du Giet, puis au pont du Giet, où l'on voit les calcaires triasiques chevaucher sub-horizontalement le Flysch noir des Bois du Puy (nappe de Champcella).

Sur la rive gauche du torrent de Bouchouze, ces calcaires triasiques se suivent sans difficultés malgré quelques petites failles transversales jusqu'au sommet de l'Oumbras. On les voit, au passage, surmonter à peu près horizontalement le paquet d'écailles redressées des Bois du Truc (fig. 36), écailles qui représentent comme on l'a vu, la naissance de l'anticlinal du Puy des Aiguillons. Dans la zone de contact, ces écailles se montrent naturellement très froissées.

Au-delà de l'Oumbras, les calcaires triasiques s'abaissent rapidement vers la vallée et viennent se terminer en bordure du lac de la Roche de Rame. Les éboulis qui garnissent le pied de la falaise

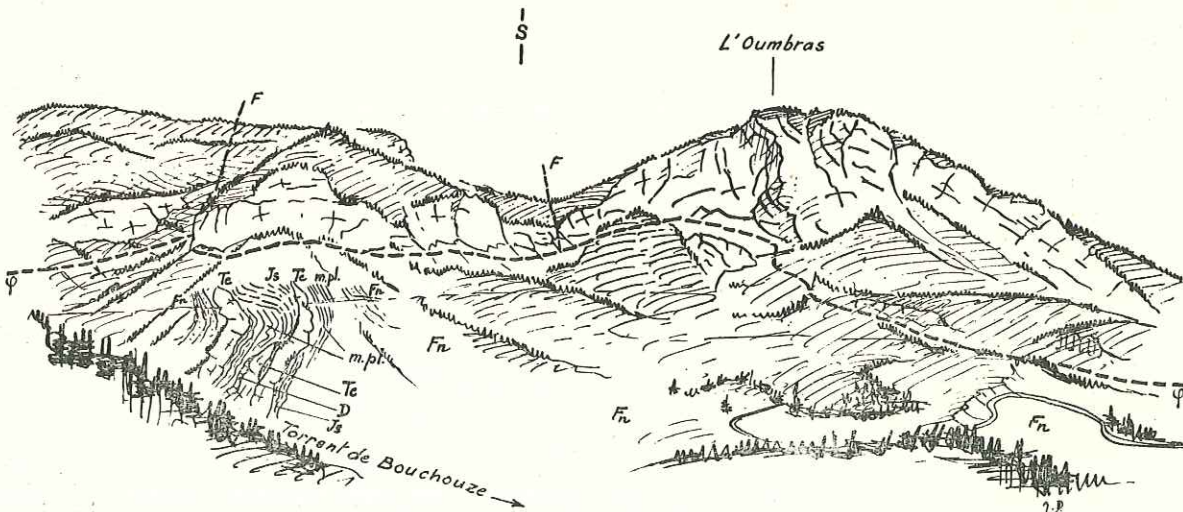


FIG. 36. — Écailles anticlinales du bas torrent de Bouchouze
Vue prise du Mas des Ducs

Ces écailles représentent la première apparition de l'anticlinal des Aiguillons. Au-dessus, les calcaires triasiques de l'Oumbras appartiennent à la nappe de Peyre-Haute dont l'écoulement s'est fait sur les gypses et cargneules.

A droite, Flysch noir du bassin de la Roche de Rame.

Mêmes abréviations que pour la figure 34.

empêchent de voir le contact avec le Flysch noir du bassin de la Roche de Rame. Néanmoins, on peut se rendre compte qu'il est voisin de l'horizontale :

1. Par un certain nombre de petites klippes posées à la surface de ce Flysch noir, et qui témoignent d'une extension plus grande de la nappe de Peyre-Haute, ou, beaucoup plus probablement, qui représentent des fragments détachés de cette nappe, ayant continué à glisser isolément, peut-être à une époque assez récente. Telles sont les klippes des Coulins, du Serre, de Barthéou.

2. Inversement, par l'existence d'une fenêtre ouverte à travers les calcaires triasiques de la nappe de Peyre-Haute, et qui laisse voir le Flysch noir et les marbres en plaquettes de la nappe de Champcella. Cette fenêtre, découverte par Ch. PUSSENOT et revue par F. BLANCHET (1938), est située au sud-est de l'Oumbras, dans la vallée du torrent de Prareboul, au niveau des hameaux de l'Adroit et des Martins.

b. Au sud de la Roche de Rame, la totalité de la rive gauche de la Durance appartient à la nappe de Peyre-Haute. La falaise de l'Oumbras forme en effet le rebord nord d'une vaste banquette calcaire à topographie chaotique, à végétation méditerranéenne, que l'on suit facilement jusqu'à Saint-Crépin, et qui est entaillée en amont de ce village, par le canyon du torrent de Prareboul.

Cette banquette se montre craquelée de très nombreuses petites failles, dont le détail est sans intérêt. Rappelons que certaines qui mettent en contact Malm et marbres en plaquettes, avaient amené W. KILIAN à y voir un passage latéral entre ces deux formations.

Les calcaires triasiques sont revêtus de Rhétien, par places d'un peu de Lias, et surtout de Malm, avec le faciès typique du marbre de Guillestre et marbres blancs superposés, et enfin par des marbres en plaquettes à couches rouges basales.

Donc, même stratigraphiquement, la continuité de la banquette de l'Oumbras-Saint-Crépin, avec la nappe de Peyre-Haute, ne fait aucun doute.

A partir de Saint-Crépin, une série de failles verticales importantes, de direction S. W.-N. E., interrompent la continuité de la banquette, et au-delà, par suite de l'affaissement du compartiment sud, la base du versant se montre uniquement constituée de marbres en plaquettes ou de Flysch noir à moitié cachés sous le Glaciaire et les cônes de déjections (fig. 37).

Ainsi, à la topographie chaotique, karstique, de la région située entre la Roche de Rame et Saint-Crépin, fait place un relief beaucoup plus atténué.

Ces deux régions, si opposées géographiquement, conservent tout de même au point de vue géologique un trait commun : les affleurements d'un même terrain (Trias, Malm, marbres en plaquettes, Flysch noir) y couvrent des surfaces considérables : leur disposition relative évoque en même temps celles de cartes à jouer dont on ferait glisser un paquet sur un plan incliné.

Ainsi, à partir de la Roche de Rame et surtout de Saint-Crépin, la tectonique de cette rive gauche (nappe de Peyre-Haute) apparaît fondamentalement différente de celle de la rive droite, où se développe comme nous l'avons vu, un style d'écailles isoclinales pressées. De plus, cet ensemble de la rive droite apparaît nettement surélevé (terrains primaires et Trias fréquents) par rapport à celui de la rive gauche (Crétacé-Flysch) et c'est pourtant sur la rive droite qu'affleure l'unité tectonique inférieure.

On aboutit donc nécessairement à l'idée d'une dislocation importante longeant la rive droite de la Durance, à la faveur de laquelle s'est soulevée la partie méridionale au moins du massif de Gaulent et au niveau de laquelle les marbres en plaquettes et le Flysch noir de Saint-Crépin viennent buter contre ce massif (voir coupe de la fig. 37).

Rappelons que nous étions déjà aussi arrivés, par la seule étude de la rive droite, à la conclusion qu'il existait là une zone de fracture importante.

Celle-ci est à peu près partout masquée par les alluvions de la Durance, sauf aux Terrasses de Réotier et à Plan de Phasy. On peut voir en ces deux points qu'il ne s'agit pas naturellement

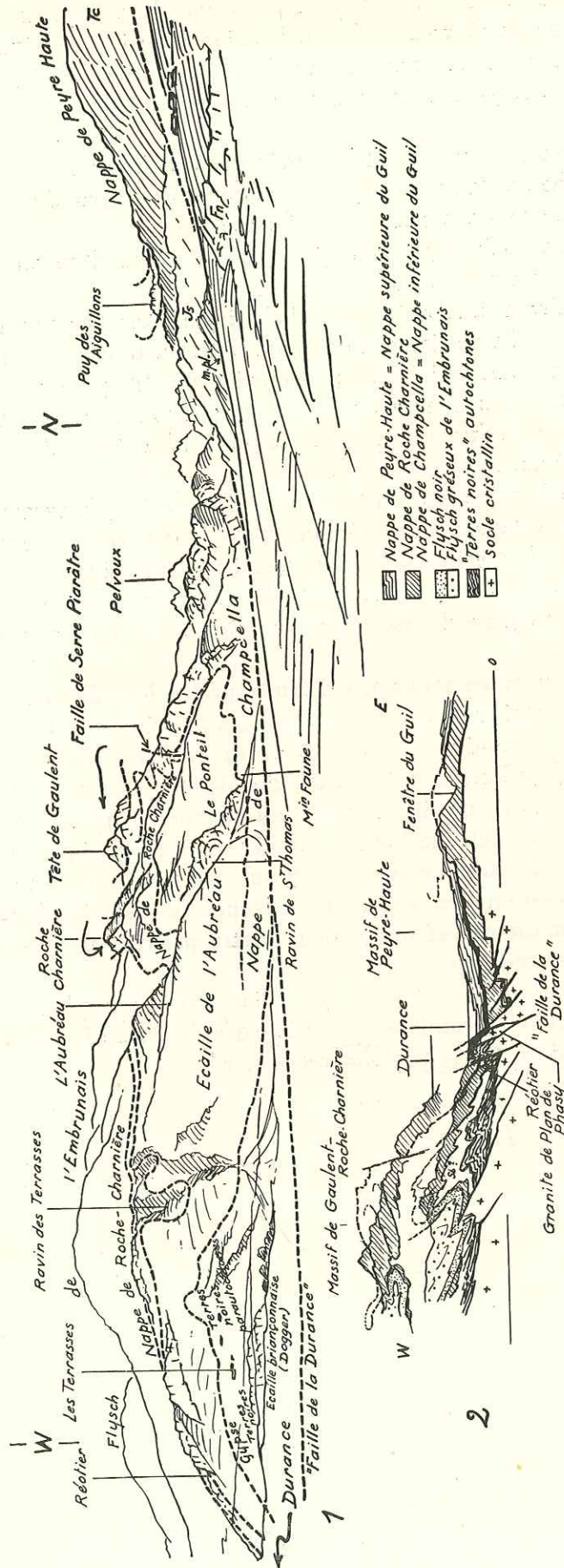


FIG. 37. — Massif de Gaulent et bordure occidentale du massif de Peyre-Haute
 Vue prise d'Eygliers, près de Montdauphin (d'après une photographie de M. GENOUX)

Le croquis et la coupe ci-jointe traduisent la différence de style entre les deux rives :

Sur la rive gauche, le style est celui de plans peu gauchis, dont la mise en place s'est faite par glissements différentiels.

Sur la rive droite au contraire, les actions tectoniques liées au soulèvement du Pelvoux, ont découpé les unités briannonaises en multiples écaïlles (région de Réotier), ou provoqué des replissements sur place (massif de Gaulent et de Roche-Charnière), enfin ont déclenché le soulèvement général de cet édifice, le long d'une zone de fracture que l'on peut suivre de Réotier et Plan de Phasy jusqu'à la Roche de Ranne, et que jalonnent du gypse, des terres noires et des écaïlles variées.

Tc, calcaires triasiques; Js, Malm; mpl, marbres en plaquettes; Fr, Flysch noir.

d'une simple faille verticale, mais d'une large zone de broyage dans laquelle apparaissent des écaillés variées, les unes arrachées aux « lèvres » de la dislocation (calcaires triasiques, calcaires plaquetés du Dogger de l'Aubréau), les autres, émanées du substratum autochtone (granite du Plan de Phasy, « terres noires » des Terrasses), le tout emballé dans une masse énorme de gypse (voir pl. VI).

Vers le nord, cette fracture importante est masquée par les alluvions de la Durance, mais elle passe certainement à la Roche de Rame où elle est encore jalonnée par du gypse qui affleure près de l'hôtel Fourrat, dans une petite carrière abandonnée.

Le lac de la Roche de Rame offre également tous les caractères d'un entonnoir de dissolution colmaté par les limons de ruissellement.

Notons aussi que c'est à la faveur du soulèvement de la rive droite par rapport à la rive gauche que peut affleurer, près de la Chapelle de Rame, le contact entre la base de la nappe de Roche-Charnière (Houiller) et le sommet de la série subbriançonnaise de l'Argentière (marbres en plaquettes). Le décalage des complexes des deux rives est donc encore ici très important.

Le rejet de cette grande fracture diminue très vite au nord de la Roche de Rame, par relèvement axial des éléments structuraux de la rive gauche.

Un peu en amont du cône de déjections du torrent de l'Ascension, la symétrie de structure des versants apparaît : comme nous l'avons vu, la Grande Barre, sur la rive gauche, prolonge, à la même cote, la crête du Roc Touard et celle de la Baume Noire, sur la rive droite.

Ainsi, la grande « faille » de Plan de Phasy-la Roche de Rame (que pour simplifier nous pourrions appeler *faille de la Durance*), ne dépasserait pas vers le nord le lieudit les Eyssuches.

Il ne reste plus, pour terminer ce tableau, qu'à interpréter les affleurements de calcaire triasique de la Roche de Rame et celui du Serre des Audéals, à la pointe nord du village (fig. 34).

Ces affleurements sont très tectonisés, mais nous avons déjà dit que la série mésozoïque qui les recouvre, montre du Dogger (Serre des Audéals), du Malm et des marbres en plaquettes (la Roche de Rame). Or ceux-ci que l'on voit succéder normalement aux termes précédents, se prolongent par ceux du bassin de la Roche de Rame (remplissage du synclinal du Puy). Ainsi, le Serre des Audéals et la « Roche » de Rame représentent une réapparition presque extrusive du flanc ouest du synclinal du Puy. C'est en somme une des marches de l'escalier de failles par lequel se fait en ce point le soulèvement du massif de Gault. Cette position permet de comprendre l'allure froissée et disloquée de ces affleurements.

Outre leur intérêt tectonique, rappelons que ces derniers sont de la plus haute importance stratigraphique puisqu'ils montrent une première apparition des faciès de la nappe inférieure du Guil dans celle de Champcella qui en est le prolongement nord.

QUATRIÈME PARTIE

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

PROLONGEMENT DES UNITÉS TECTONIQUES DANS LES RÉGIONS VOISINES

I. — ZONE SUBBRIANÇONNAISE

Les écaïlles de la Tête des Lauzières, de Vallouise, de l'Argentière, appartiennent à une même digitation. Sa continuité relative cesse au sud du col des Terres Blanches, mais l'analogie des faciès a poussé D. SCHNEEGANS à la rattacher à la digitation du Morgon (série de Dramonasq).

Vers le nord, la zone subbriançonnaise se suit facilement jusqu'au col de l'Eychauda et au Monétier. Elle passe ensuite sur la rive gauche de la vallée de la Guisane dont elle suit la base du versant. Elle est recoupée par la route du Lautaret sous la Mandette. Momentanément laminée elle réapparaît au nord du col du Galibier, où l'on peut la suivre jusqu'à Valloire. Là, elle se raccorde avec la zone du Pas du Roc. Or, R. BARBIER considère que cette dernière est le prolongement de la série de Piolit.

Cette apparente contradiction est au contraire satisfaisante pour l'esprit. On conçoit difficilement une structure paléogéographique qui se suivrait avec des caractères identiques tout au long d'une chaîne en formation. Les paléoreliefs devaient commencer et se terminer quelque part. Si donc, avec raison, les uns relient la digitation du Pas du Roc à celle de Piolit; si, avec autant de raison, les autres la relient à celle du Morgon, c'est que, au nord du Pelvoux, les fosses de sédimentation auxquelles correspondent les séries de Piolit et du Morgon, ne faisaient plus qu'une, par disparition de la cordillère des Séolanes qui les séparait plus au sud.

II. — ZONE BRIANÇONNAISE

I. NAPPE ⁽¹⁾ DE PEYRE-HAUTE

A. *Vers le nord*, les travaux de L. MORET, E. RAGUIN, D. SCHNEEGANS (1930), nous ont montré que cette nappe (appelée alors pli couché de l'Ascension — pic de la Tome) se poursuit au-delà du pic du Bonhomme, par le pic de la Tome, pic de Peyre-Haute, pic de Jean-Rey, à l'est duquel elle viendrait s'enraciner, en se raccordant avec l'unité inférieure.

Plus tard (1938), M. GIGNOUX et L. MORET ont au contraire admis que cette unité disparaissait « en l'air » par élévation d'axe, ce qu'ont confirmé les recherches récentes de M. LEMOINE.

⁽¹⁾ Rappelons une fois de plus qu'à l'échelle de la chaîne alpine, il s'agit, comme pour celles de Roche Charnière et de Champcella, de nappes élémentaires pour lesquelles le terme de digitation conviendrait certainement mieux. A notre échelle locale, nous conserverons néanmoins le terme de nappe pour ces unités tectoniques, réservant celui de digitation à celles plus réduites que l'on voit s'enraciner aux deux extrémités, après une extension en longueur assez faible (parexemple celle du Pic de Maravoise—Grand-Serre).

B. *Vers l'est*, la nappe englobe le bassin de l'Ascension et est bientôt recouverte par un nouveau chevauchement, défini encore par L. MORET, E. RAGUIN, D. SCHNEEGANS, comme le pli couché digité de Maravoise-Grand-Serre. Débutant au nord, au pic des Chalanches, le front de cette digitation vient passer au pic de Chabrier, Grand-Serre, crête de Pategou, col de Mouissière, au sud duquel il s'enracine en se raccordant avec la nappe de Peyre-Haute, ainsi que l'a vu M. ROQUES (1936). De fait, peu au sud-est de ce point, la fenêtre du torrent de la Valette fait apparaître la même unité inférieure que dans celle du torrent de Prareboul, ouverte dans la nappe de Peyre-Haute. Cette unité inférieure est la nappe de Champcella ou nappe inférieure du Guil.

C. *Vers le sud*. — La nappe de Peyre-Haute n'est pas autre chose que la nappe supérieure de la fenêtre du Guil. Au sud de ce cours d'eau, elle donne le synclinal de Guillestre-Risoul : le flanc est de ce synclinal apparaît en bordure de la fenêtre d'Escreins; le flanc ouest, beaucoup plus laminé et discontinu, se retrouve au sud-ouest de Risoul, où il chevauche le Flysch de l'Embrunais par l'intermédiaire d'un coussinet d'écaillés discontinues (calcaires triasiques et marbres en plaquettes) qui représentent probablement l'extrémité sud de la nappe de Roche-Charnière.

Plus au sud encore, le chevauchement de ces unités sur le Flysch de l'Embrunais cesse. On les voit au contraire s'enfouir régulièrement sous le Flysch noir basal de ce dernier, qui apparaît donc bien ici comme le manteau sédimentaire primitif, mais décollé et glissé de ces unités.

2. NAPPE DE CHAMPCELLA

Au sud de Réotier, sur la rive gauche de la Durance, on ne retrouve plus aucune trace de cette nappe. Nous n'avons donc à expliquer que son prolongement vers le nord.

A. *Sur la rive droite de la Durance*

La nappe de Champcella se prolonge vers le nord dans le massif de Montbrison. Ce dernier a fait l'objet d'études récentes de J. GOGUEL (1939 *a* et *b*, 1940*b*), qui a revu les « écaillés » de P. TERMIER. J. GOGUEL conserve les termes de deuxième et troisième écaille, mais leur signification et leur extension ne sont plus exactement les mêmes. Nous adopterons dans ce qui suit la terminologie de J. GOGUEL.

Les quartzites du Signal des Têtes se prolongent par ceux de Prelles, où ils se complètent à leur base par du Houiller, mais on les voit toujours reposer sur les marbres en plaquettes de la fenêtre de l'Argentière (nord de la chapelle Saint-Hippolyte).

Depuis P. TERMIER, on sait que ces quartzites reposent par contre à l'ouest, sur une masse de calcaires triasiques (Croix de la Salcette) qui pourrait bien représenter le prolongement nord de ceux du Signal des Têtes. Le renversement vers l'ouest de l'anticlinal des Têtes se prolongerait ainsi au nord de la Gyronde. Ainsi que l'ont montré les études de J. GOGUEL, toute la couverture calcaire de ce substratum siliceux s'est décollée sur le flanc normal de cet anticlinal et a continué à glisser vers l'ouest sur les cargneules, bien que par places, quelques lambeaux de quartzites aient pu rester accrochés à la base de cette série décollée (écaille de Parapin); inversement, des lambeaux de couverture sont restés collés au substratum, par exemple à Ratière. Cette couverture s'est repliée de façon complexe en avant du matériel siliceux : c'est la deuxième écaille de J. GOGUEL, qui affleure surtout dans la partie méridionale du massif de Montbrison.

Stratigraphiquement, cette deuxième écaille montre bien en effet les faciès de la nappe de Champcella : calcaires zoogènes et schistes noduleux pour le Dogger, calcaires à zones siliceuses pour le Malm. A propos de ce dernier terrain, au pied est de la Tête d'Amont, J. GOGUEL a constaté que le Malm évoluait vers un faciès Guillestre. Or nous sommes là dans le plus élevé des replis de cette deuxième écaille, donc dans le plus interne. Il y a là un passage de faciès dont nous avons vu l'équivalent dans la partie orientale de la nappe de Champcella.

Dans la partie nord du massif, la structure se complique encore. Une nouvelle digitation

prend naissance. A la faveur d'un nouvel anticlinal bien dessiné dans le substratum houiller en amont du hameau des Combes, sur le versant est du rocher Blanc, une nouvelle portion, plus interne, de la couverture calcaire se décolle⁽¹⁾, toujours au niveau des gypses, entraînant toutefois quelques lambeaux de quartzites, et vient chevaucher les replis de la deuxième écaille (klippe de la Tête d'Amont, groupe Sablier-Condamine). C'est la troisième écaille de J. GOGUEL.

De fait, les faciès nous montrent une série stratigraphique réduite, correspondant à une nouvelle cordillère (peut-être celle de Saint-Crépin). Comme dans cette localité en effet, le Malm a le faciès Guillestre, et les marbres en plaquettes débutent par des couches rouges, parfois conglomératiques. Vers l'Est, cette série montre, à Notre-Dame-des-Neiges, des faciès qui ne sont plus ceux d'une cordillère (Néocomien, Malm avec radiolarites) mais qui annoncent un nouveau bassin. Là par contre apparaît une certaine différence avec ce que nous avait montré l'interprétation des séries de la nappe de Peyre-Haute, qui n'est ainsi qu'un relai et non le prolongement de l'unité de la Condamine.

Cette structure se prolonge sur la rive droite de la Guisane, mais simplifiée. Aux écailles empilées, succède maintenant une série unique, bien qu'ondulée et assez disloquée. L'élément essentiel de cette région est le synclinal de la nappe de la Tête du Grand Pré, dont M. GIGNOUX a élucidé la stratigraphie. On y retrouve un Malm à zones siliceuses, avec terres noires à la base, ainsi que du Néocomien. Ce sont tout à fait les faciès typiques de la nappe de Champcella. La Tête du Grand Pré est donc le prolongement de cette unité ainsi que des replis de la deuxième écaille du massif de Montbrison méridional. Comme dans cette dernière région, la Tête du Grand Pré repose directement sur la zone subbriançonnaise.

La crête de la Balme qui prolonge au sud-est la Tête du Grand Pré et appartient aussi à cette deuxième écaille, montre une variation progressive des faciès, qui ne sont plus du tout ceux d'un sillon à sédimentation calme, mais ceux d'un haut-fond balayé par les courants. Nous sommes habitués à de telles variations de faciès dans la nappe de Champcella.

On peut limiter à l'est le synclinal de nappe de la Tête du Grand Pré, par l'anticlinal du Bez (J. GOGUEL) dessiné par les quartzites et le Houiller, qui semble bien prolonger celui signalé plus au sud, dans la vallée des Combes, en amont de Puy Saint-André, au niveau duquel la couverture sédimentaire de la troisième écaille s'était décollée pour chevaucher la deuxième. De fait, à l'est de l'anticlinal du Bez, le Malm est représenté par le faciès Guillestre (cirque des Gayets, au pied du Rocher Blanc). C'est la troisième écaille.

Enfin, au nord de la Guisane, en accord avec J. GOGUEL, il paraît logique de voir le prolongement de la deuxième écaille (tête du Grand-Pré) dans le synclinal de l'Aiguillette du Lauzet et du Grand Galibier, et celui de la troisième, dans le synclinal du Grand Aréa-Pointe du Vallon.

B. Sur la rive gauche de la Durance

Nous allons suivre vers le nord les trois éléments tectoniques dont est constituée la nappe de Champcella.

1. *Le synclinal du Puy* se poursuit vers le nord, ainsi que l'ont montré M. GIGNOUX et L. MORET (1938), en se vidant peu à peu de son contenu. Il n'est plus représenté que par des calcaires triasiques sous les chalets de Queyrières, puis par les quartzites de Roche-Baron.

Sur l'autre rive de la Durance, ce synclinal est jalonné par les calcaires triasiques de Ratière, puis se perd sur le versant est de la Croix d'Aquila.

2. *L'anticlinal des Aiguillons* se complète à sa base par du Houiller (chalets de Queyrières) auquel bientôt, par la même surélévation d'axe que précédemment, se trouve réduite la série de cette unité tectonique. Le Houiller forme une bande anticlinale limitant à l'est le synclinal de

⁽¹⁾ Dans l'hypothèse où la « quatrième écaille » viendrait de l'est, il ne serait pas impossible de voir dans ce dernier décollement la trace d'un entraînement par une unité supérieure.

quartzites de Roche-Baron, puis sur la rive droite de la Durance, se prolonge dans la vallée des Combes où il dessine une charnière anticlinale sur le versant sud du rocher Blanc.

3. *L'écaille de l'Alpavin* passe vers le nord à la couverture normale du Houiller des chalets de Queyrières, couverture sur laquelle repose toujours la nappe de Peyre-Haute. C'est dans les marbres en plaquettes de cette couverture que s'élargit le cirque de Fontfroide : d'où le nom de *synclinal de Fontfroide* donné à cette unité par M. GIGNOUX et L. MORET et que nous conserverons.

Cette série de Fontfroide représente donc probablement le prolongement de la troisième écaille du massif de Montbrison.

3. NAPPE DE ROCHE-CHARNIÈRE

1. Vers le sud

Dans la coupe de Plan de Phasy, on peut attribuer à cette unité les calcaires qui donnent une croupe saillante derrière l'ancien établissement de bains, jusqu'au hameau de Barbein, et que l'on peut suivre jusqu'au ravin du torrent de Pals. Au-delà, elle est masquée par la nappe de Peyre-Haute; toutefois, par places, des débris de calcaires triasiques et de marbres en plaquettes pourraient peut-être en représenter les restes.

2. Vers le nord

La nappe de Roche-Charnière n'est plus visible dans la partie méridionale du massif de Montbrison, que sous la forme de quelques écailles en série normale ou renversée, que nous avons décrites, à Bouchier et à la Chapelle Saint-Hippolyte. Cette nappe ne réapparaîtra pas plus au nord. Sa disparition sous les chevauchements des unités supérieures s'explique facilement lorsqu'on songe que nous sommes là dans une des régions où a eu lieu l'écrasement maximum des nappes briançonnaises contre le môle du Pelvoux. C'est d'ailleurs ce mouvement de butée qui a provoqué le décollement et le plissement sur place de la couverture calcaire, mais seulement dans les unités supérieures (nappe de Champcella par exemple), les plus inférieures (nappe de Roche-Charnière) étant à peu près complètement écrasées; ce qu'il en restait était de plus totalement masqué par les replis des unités supérieures qui ont dû s'empiler dans tout l'espace disponible.

LES STYLES TECTONIQUES

Ils sont étroitement liés à l'existence de *niveaux particulièrement plastiques*, qui ont servi de *plans de décollement*.

1. *Pour la nappe de Flysch de l'Embrunais*, ce niveau plastique est le *Flysch noir basal*.

2. *Pour les écailles subbriançonnaises*, on peut distinguer un niveau de décollement principal : les *gypses* et les *cargneules* du sommet du Trias, et un niveau secondaire, qui n'a pas joué partout, mais ici avec une particulière ampleur : celui des *terres noires* callovo-oxfordiennes.

Nous avons dit que R. BARBIER avait décrit un style tectonique analogue dans sa nappe du Pas du Roc, qui est le prolongement de nos écailles.

3. *Pour les unités briançonnaises*, ce sont le *Houiller* et les *gypses werféniens* ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Ainsi que l'ont souligné J. GOGUEL (1940 b) et M. LEMOINE (1952a), ce niveau de gypse sépare un ensemble siliceux (paléozoïque supérieur et Werfézien) et un ensemble calcaire (calcaires triasiques, jurassiques et crétacés). Seul le Flysch noir montre à nouveau une sédimentation à tendance siliceuse.

Même lorsque ces deux ensembles sont superposés, donc lorsque le décollement s'est fait au niveau du Houiller, il faut toujours penser qu'un glissement parallèle a pu aussi avoir lieu au niveau des gypses, si bien que la série calcaire ne représente peut-être pas, sur la verticale étudiée, la suite stratigraphique normale du substratum siliceux visible.

Une telle observation peut aussi être faite en ce qui concerne le contact Houiller-Verrucano.

Remarquons tout de suite qu'on ne peut caractériser une unité donnée par la présence exclusive à sa base de l'un ou l'autre de ces niveaux. Dans la nappe de Champcella par exemple, on trouve tantôt du Houiller (Chanteloube, basse vallée du Fournel), tantôt des cargneules (crête du Roc Touard).

Néanmoins, dans leur ensemble, les nappes de Champcella et de Roche-Charnière montrent la présence fréquente du substratum siliceux, donc un décollement dans le Houiller, et en cela elles se distinguent de toutes les autres unités de la région, par exemple celles du massif de Peyre-Haute, sauf la série inférieure du Guil. Mais l'étude stratigraphique nous a montré que cette série inférieure du Guil était le prolongement des nappes de Champcella et de Roche-Charnière. La nappe de Peyre-Haute (nappe supérieure du Guil) montre au contraire la présence exclusive à sa base des cargneules.

A ce sujet, J. GOGUEL s'est posé la question (1950) de savoir où se trouvait son socle siliceux primitif, mais a montré qu'il était impossible de le retrouver plus à l'est. Aussi cet auteur reprend-il une hypothèse de M. GIGNOUX suivant laquelle ce socle aurait été comme aspiré en profondeur. De fait, à la bordure occidentale du massif de Peyre-Haute offrant l'allure d'une nappe à écoulement tranquille, succède à l'est, vers l'Aiguille de Ratier, une zone de plis synclinaux serrés et verticaux qui évoquent un rétrécissement en ce point de la zone briançonnaise, et une succion vers le bas.

STYLE TECTONIQUE DE LA NAPPE DE L'EMBRUNAIS

Nous n'insisterons pas à son sujet, D. SCHNEEGANS ayant déjà suffisamment souligné son style souple, qui évoque celui d'une masse plastique, glissant sans contraintes et pouvant entraîner à sa base des écailles à valeur anticlinale d'unités inférieures. Ces écailles vont être séparées de leurs racines par étirement, si elles ne l'étaient déjà.

Tel est le cas, dans notre région, de la klippe de l'arête sommitale de Gaulent, entraînée sur 3 à 4 kilomètres au maximum, et de celles du pic des Uvernaus et du Roc Blanc, dont le déplacement horizontal a été beaucoup plus important, de l'ordre de 8 à 10 kilomètres.

Ces faits impliquent, comme l'avait déjà noté D. SCHNEEGANS, une antériorité de la mise en mouvement des unités subbriançonnaises et briançonnaises, par rapport à celle du Flysch.

La région considérée ici a, sur celle étudiée par D. SCHNEEGANS, l'avantage de montrer l'existence des zones d'origine probable de ces lambeaux isolés vers l'ouest.

Pour la Tête de Gaulent, le détail de cette zone « radicale » est malheureusement masqué par la faille de Serre-Piarâtre.

Pour les lambeaux émanés de la nappe de Roche-Charnière (pointe des Uvernaus et Roc Blanc), les coupes 4 et 13 de la planche IV, ainsi que le bloc tectonogramme de la planche VI, montrent comment s'est fait leur départ par une sorte d'« écrémage » de la charnière anticlinale frontale de cette nappe.

Tous ces lambeaux entraînés par le Flysch de l'Embrunais, présentent deux caractères communs :

1. Les calcaires triasiques, et éventuellement les termes superposés, présentent une allure très chaotique;
2. De plus, l'ensemble est toujours plus ou moins emballé ou enduit par le Flysch noir lubrifiant la base de la nappe de l'Embrunais.

Ces faits sont très nets pour le pic des Uvernaus et le Roc Blanc, et même pour la Tête de Gaulent dont on voit les calcaires ruiniformes s'encaster dans le Flysch noir du col des Rouillons.

Les petites écailles du vallon de Clouzis qui représentent des fragments de la couverture sédimentaire et de la partie supérieure des calcaires triasiques de la Tête de Gaulent, peuvent aussi

être des témoins d'un entraînement par le Flysch, après arrêt de la klippe de Gaulent, dû à sa butée contre un obstacle inférieur qu'il nous est impossible de connaître.

Mais on peut plutôt les interpréter comme le résultat de glissements assez récents sur le flanc ouest de l'arête sommitale de Gaulent, dont le pendage se serait fort bien prêté à de tels accidents. Cette dernière interprétation a été adoptée sur la planche de coupes ci-jointe (Pl. IV, coupes 6 et 9), en raison de l'absence totale de Flysch noir associé à ces écailles, Flysch noir dont on devrait trouver des restes si ces petites écailles avaient été prises dans sa masse.

STYLE TECTONIQUE DES NAPPES BRIANÇONNAISES

Ici, une couverture sédimentaire primitivement continue ne s'est pas écoulee en un seul bloc, en se replissant souplement comme précédemment, mais cette couverture s'est partagée en un certain nombre de tronçons qui se sont chevauchés mutuellement.

Une image de cet écoulement tranquille d'unités superposées (se faisant comme nous l'avons dit, par une somme de petits glissements différentiels parallèles et superposés, évoquant celui d'un jeu de cartes que l'on ferait glisser sur un plan incliné) nous est donnée par la rive gauche de la Durance. Au contraire, sur la rive droite, cette structure s'est trouvée compliquée par des actions tectoniques tardives.

La première idée qui vient à l'esprit, si nous faisons abstraction de ces dernières, c'est d'essayer de remettre bout à bout ces différents fragments d'un même ensemble ⁽¹⁾, ce qui est d'autant plus justifié que l'étude stratigraphique nous a permis de voir des transitions entre les faciès des séries des trois unités superposées intéressées par cette étude (nappe de Roche-Charnière, Champcella, Peyre-Haute).

Nous trouvons donc d'ouest en est :

1. En arrière du chevauchement briançonnais, une cordillère, celle de Roche-Charnière;
2. Une nouvelle surface de chevauchement, puis une fosse ⁽²⁾, celle de Champcella, dont les faciès nous annoncent peu à peu l'approche d'une nouvelle cordillère;
3. Troisième surface de chevauchement, puis cordillère de Saint-Crépin, suivie d'un bassin, celui de l'Ascension (le terme de fosse serait ici exagéré).

Ainsi les chevauchements majeurs apparaissent toujours au voisinage des cordillères, et surtout sur leur flanc ouest. Cela concorde bien avec l'idée que l'on se fait de ces entités considérées tout récemment encore par F. ELLENBERGER (1951) comme des « paléoreliefs » monoclinaux, révélateurs d'efforts tangentiels précoces.

Si donc ces cordillères ont réglé la sédimentation, elles ont déterminé aussi la place des chevauchements primitifs, originels, c'est-à-dire l'*embryotectonique*. Et au stade de cette embryotectonique, il y a donc bien *parallélisme entre zones tectoniques et zones de faciès*.

Le paroxysme alpin n'a fait le plus souvent qu'exagérer les structures ébauchées par cette embryotectonique. Le parallélisme entre zones de faciès et zones tectoniques persiste (par exemple nappe de Champcella, de Peyre-Haute).

En de rares points (Embrunais) ce parallélisme n'apparaît plus, car les effets secondaires

⁽¹⁾ Une telle opération permettrait de calculer les dimensions primitives du bassin, étant entendu qu'elles ne nous fourniraient ainsi qu'un ordre de grandeur.

Pour le bassin de Champcella, par exemple, la largeur comptée entre les crêtes des deux cordillères bordières serait d'une quinzaine de kilomètres.

⁽²⁾ Cette fosse est bien découpée en deux par une nouvelle surface de chevauchement, isolant l'écaille du Ponteil-Aubréau, mais cette dislocation diminue d'amplitude vers le sud, où se fait bientôt le raccord des deux tronçons qu'elle sépare. C'est donc une dislocation de détail, pas du tout liée à la tectonique des cordillères, mais aux actions postérieures à la mise en place des nappes.

de ce paroxysme ont masqué la disposition déterminée par l'embryotectonique (tectonique de cordillère).

Ainsi à la base du Flysch de l'Embrunais, rencontrons-nous dans une position tectonique identique, des écaillés à *faciès briançonnais* et à *faciès subbriançonnais*, toutes groupées par M. GIGNOUX et L. MORET (à cause de cette communauté de situation) dans une « zone subbriançonnaise ».

La liaison que j'ai proposé d'établir entre zones tectoniques et entités paléogéographiques, afin d'établir un critère applicable partout, ferait donc dire maintenant qu'à la base du Flysch de l'Embrunais, on trouve des *écaillés briançonnaises* et des *écaillés subbriançonnaises*.

En somme, ainsi que l'ont déjà si fortement souligné D. SCHNEEGANS et R. BARBIER, on peut dire que, exception faite de l'Embrunais (région dans laquelle la tectonique offre des caractères tout à fait exceptionnels) il y a partout parallélisme entre zones de faciès et zones tectoniques.

Mais à la différence de la Maurienne et de la Tarentaise, il n'y a ici, par contre, aucun rapport entre la morphologie et la tectonique, à cause de la complexité des actions ultérieures.

Celles-ci peuvent revêtir plusieurs aspects :

1. L'écaillage extrême de la région de Réotier par exemple, ne s'explique pas ou mal, au cours du simple écoulement des deux nappes de Champcella et Roche-Charnière. Ici, indiscutablement, nous avons affaire à une zone d'écrasement dont le style évoque la participation du socle cristallin (voir pl. VI). Le granite du Plan de Phasy serait une émanation de ce socle.

Le style est au fond celui des multiples écaillés parautochtones que P. GIDON a si minutieusement décrites en bordure du Pelvoux.

Cette tectonique cassante se retrouve aussi sous la forme de grandes failles longitudinales nord-sud, parallèles, déterminant, sur la rive droite de la Durance, une série de marches d'escalier.

La première et la plus importante s'étend dans la plaine de la Durance même, entre Plan de Phasy et la Roche de Rame, jalonnée par du gypse représentant probablement celui qui lubrifie la base de la nappe de Peyre-Haute — ainsi que par des écaillés arrachées au substratum autochtone ou parautochtone, écaillés sédimentaires ou cristallines, analogues dans ce dernier cas, à celles de la Croix de Ciboui ou du Lautaret.

Cette grande faille est suivie à l'ouest par celle de Champcella, puis celle de Serre-Piarâtre, pour ne citer que les plus importantes. Il n'est pas impossible que plus à l'ouest encore, les différents replis de la nappe de Roche-Charnière (replis de Serre-Piarâtre, Clot-la-Selle, Tramouillon) aient été primitivement de simples tronçons décalés les uns par rapport aux autres par des failles verticales analogues aux précédentes. Nous en trouvons en effet une trace à Clot-la-Selle (fig. 12).

Nous reviendrons plus loin sur la cause de la transformation de ces failles verticales en chevauchements dirigés vers l'est.

2. Les autres effets de cette tectonique postérieure n'impliquent pas une participation du socle cristallin :

A. Ce serait le cas des emboîtements successifs des compartiments dans lesquels se trouve découpée la crête Roc Touard-Roche de la Séa;

B. Ainsi s'expliqueraient également les anticlinaux de nappe, comme celui de l'Argentière (qui apparaît en effet comme postérieur à l'individualisation du cours de la Durance);

C. Enfin, on peut rattacher à cette tectonique tardive les phénomènes suivants : lorsque l'échafaudage des unités briançonnaises en glissement ou en écoulement est venu buter contre le môle cristallin, il s'est produit dans la région frontale de multiples replis. Au niveau des têtes anticlinales de ces replis, il y a souvent eu décollement de la série sédimentaire calcaire du flanc normal au niveau des gypses du Trias, donc émission d'une nouvelle digitation qui a pu s'écouler à son tour vers l'ouest, par-dessus le front primitif de l'unité en question.

C'est ce que montre avec une particulière netteté la coupe de Roche-Charnière : le compartiment ouest (en série renversée et de structure chaotique) représente probablement la clef de voûte et une partie du flanc normal d'un anticlinal, dont le compartiment oriental de Roche-Charnière serait la retombée ouest. La position primitive de ce morceau de couverture de l'anticlinal se retrouve facilement dans le bois de Roche-Charnière où la voûte anticlinale est marquée seulement par les quartzites, qui apparaissent ainsi comme *dénudés tectoniquement* (pl. IV, coupes 1 et 2; pl. VI).

Nous avons vu également que la partie méridionale du massif de Montbrison nous montrait un aspect particulièrement saisissant de ce phénomène de décollement, dont l'ampleur est due au resserrement plus intense à cette latitude du domaine pennique.

Après ce stade de froncements et d'ultimes chevauchements vers l'ouest, il a pu se produire, toujours sous la seule action de la gravité (la déclivité ayant peu à peu changé de sens, par soulèvement progressif des bordures du môle cristallin du Pelvoux) des écoulements limités vers l'est.

Par exemple, dans la coupe du torrent de Tramouillon, la série de Tramouillon chevauche vers l'est celle de Clot-la-Selle qui, elle-même, chevauche dans la même direction celle de Serre-Piarâtre. Dans ce dernier cas, on voit même comment a pu prendre naissance ce chevauchement « en retour » à partir d'une simple cassure verticale primitive (voir fig. 12).

Ainsi, comme R. BARBIER l'a déjà souligné dans sa thèse, il y a un contraste net entre le style déterminé par la phase de mise en place des nappes par simple écoulement, style souple, avec de vastes ondulations simples, et celui de la phase de surrection des massifs cristallins externes, phase déterminant une tectonique cassante, responsable d'un style d'écaillés isoclinales, souvent à fort pendage (Réotier) ou de multiples froncements irréguliers quoique souples, amenant un empilement sur place de courtes digitations (massif de Montbrison par exemple).

HISTOIRE TECTONIQUE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

1. Au Houiller, rien n'annonce encore le déclenchement du plissement alpin, même dans sa phase embryonnaire.

La région étudiée correspond à la partie occidentale d'un large fossé de subsidence situé en bordure de reliefs hercyniens en proie à l'érosion. On ignore à quelle époque a commencé cette subsidence puisqu'on ne connaît pas le substratum de ce Houiller.

Au cours de cette époque a eu lieu une dernière manifestation de l'orogénie hercynienne, avec son cortège de venues éruptives. Cette phase est difficile à dater, elle est post-westphalienne et antépermienne, car elle n'intéresse pas le Verrucano qui repose au contraire sur le Houiller avec une discordance angulaire faible, mais indéniable.

Ainsi, à partir du Permien (probablement du Permien supérieur), le régime redevient identique à celui qui régnait au début du Houiller. Jusqu'au Werfénien, nous assistons à l'arasement des derniers reliefs hercyniens, les produits d'érosion s'accumulant dans une région désertique ou dans une mer bordière peu profonde. Un épisode lagunaire termine le Werfénien, traduisant soit l'arrivée de la mer si la région était primitivement émergée, soit une régression temporaire dans l'autre hypothèse.

Le régime marin devient certain et franc avec le Virglorien et le Ladinien. Les énormes épaisseurs de calcaire triasique, édifiées pourtant en eau peu profonde, prouvent la persistance de la subsidence antérieure.

Celle-ci cesse au Carnien. Jusqu'à la fin du Trias, l'aire de sédimentation émerge à peu près complètement. Puis, au Rhétien, la mer réenvahit sa bordure orientale, mais reste de profondeur très faible, avec de fréquentes émergences probables. La zone restée au contraire complètement

émergée à l'ouest, alignée nord-sud, correspond à l'emplacement de la future cordillère de Roche-Charnière et de son futur bras de mer bordier oriental (fosse de Champcella). On peut y voir la première indication d'une embryotectonique alpine. De fait, l'histoire entre dans une deuxième phase.

2. Au Lias, en effet, ce caractère s'affirme et la zone en cours d'émergence s'élargit très vite. Dès le Lias supérieur et au début du Jurassique moyen, la totalité de la région briançonnaise est émergée, encadrée de part et d'autre par deux domaines déprimés, dauphinois et subbriançonnais d'une part, prépiémontais d'autre part, où se poursuit la sédimentation. Cette zone, allongée comme la future chaîne alpine, est le *géanticlinal briançonnais*. Ce terme doit être préféré à celui de *cordillère*, structure plus réduite, de valeur locale (par exemple, au Lias, le géanticlinal briançonnais était précédé à l'ouest par la cordillère des Séolanes qui apparaissait comme une série de haut-fonds ou de chapelets d'îles).

Ainsi, à la fosse de subsidence primitive, bordée à l'ouest d'une aire continentale stable, fait place maintenant une zone émergée, bordée dans la même direction d'une région où la sédimentation devient subsidente par places. Il y a eu, suivant l'expression de F. ELLENBERGER, « renversement de la subsidence » (1951).

Au cours du Jurassique moyen, la mer revient et envahit l'aire précédemment émergée : les premiers effets de la tectonique alpine y édifient des reliefs alignés dans la direction de la future chaîne alpine, émergés en chapelets d'îles ou formant les haut-fonds sur lesquels la sédimentation est nulle ou de type très spécial; les rajeunissements incessants du relief, suivis de démolition, y déterminent la formation de sédiments très détritiques.

Entre ces reliefs s'alignaient des fosses, où la sédimentation était plus calme. Dans notre région apparaissent alors nettement la cordillère de Roche-Charnière, suivie à l'est du sillon de Champcella, puis une deuxième cordillère, celle de Saint-Crépin, au-delà de laquelle s'étend un nouveau bassin, puis peut-être de nouvelles régions émergées ou de nouveaux haut-fonds.

A la fin du Dogger et au début du Malm, une activité orogénique très nette se manifeste, intéressant tout le géanticlinal briançonnais, sauf la fosse de Champcella ⁽¹⁾.

Un peu plus tard, l'apparition de l'Argovien rouge peut s'interpréter, soit comme le résultat d'une érosion sous-marine consécutive à ce soulèvement de la fin du Dogger, érosion très active, ayant éventré les calcaires triasiques et libéré beaucoup d'argile sidérolitique datant de la grande émergence liasique, soit comme le résultat du remaniement de produits d'altération continentale accumulés depuis la fin du Trias jusqu'au Jurassique moyen, dans certaines portions du géanticlinal briançonnais qui n'avaient pas été submergées à cette époque.

Quoi qu'il en soit, cet Argovien rouge marque, après la phase de surrection que l'on peut déceler à la limite Dogger-Malm, le retour de la mer à Calpionelles, dont les caractères sont très uniformes.

La sédimentation est alors dans l'ensemble très calme. Seuls la troublent par places, sur le faite des cordillères, de violents courants sous-marins.

Ainsi, pendant toute la fin du Malm, l'orogénie alpine se contente de maintenir le régime établi précédemment, la surrection lente des cordillères compensant seulement le jeu de l'érosion.

Au Néocomien et au Crétacé moyen, le régime franchement marin persiste et très probablement aussi les conditions et la nature de la sédimentation (sauf dans la fosse de Champcella). Toutefois cette sédimentation est très troublée, voire annulée, par de violents courants sous-marins

⁽¹⁾ L'histoire de cette fosse contraste donc avec celle des régions encadrantes. Cette opposition finit par faire poser la question de la justification de son attribution (et par suite de celle de la nappe de Roche-Charnière) à la zone briançonnaise, car son régime et ses faciès évoquent beaucoup plus ceux de la zone subbriançonnaise. Sans cacher que nous sommes là à la limite de ces deux domaines et que par conséquent la distinction n'est qu'une affaire de définition, nous maintiendrons le rattachement de cette fosse et de la cordillère qui la bordait à l'ouest, à la zone briançonnaise, parce que ces deux éléments se sont montrés nettement liés au géanticlinal briançonnais, au cours du Lias.

accompagnant une nouvelle crise orogénique dans les cordillères (écroulements de falaises sous-marines).

Le passage au Crétacé supérieur se fait dans de telles conditions : le régime marin reste pélagique, et l'activité des cordillères persiste. Des phénomènes d'oxydation sous-marine amènent à plusieurs reprises la rubéfaction des sédiments.

La sédimentation s'uniformise ensuite dans tout le domaine alpin, par dessus les inégalités du fond marin. Les calcschistes pélagiques à Foraminifères qui se déposent, évoquent par leur épaisseur et leur monotonie une nouvelle subsidence qui va se prolonger avec ces caractères jusqu'à l'Eocène inférieur, puis après un renouvellement dans le matériel sédimentaire, jusqu'à la fin de l'Eocène (Flysch noir, puis Flysch gréseux).

Ce schéma n'a de valeur que dans le cadre de la région étudiée ici. En dehors de celle-ci, le régime est parfois très différent : en certains points, la sédimentation des calcschistes planctoniques à Foraminifères ne commence qu'avec l'Eocène. Ailleurs, le Flysch noir débute par un conglomérat de base sur ces calcschistes planctoniques.

Ces faits indiquent que l'activité orogénique a pu persister en certains points des cordillères plus tardivement qu'ailleurs.

Au terme de cette deuxième phase de l'histoire tectonique de notre région, un fait apparaît très nettement, sur lequel j'ai déjà eu l'occasion d'insister (J. DEBELMAS, 1953), celui de la *submersion progressive du géanticlinal briançonnais*. Cette submersion généralisée débute à l'Argovien, s'affirme au cours du Malm et, dès le Néocomien, devait être pratiquement totale.

3. La sédimentation détritique du Flysch se termine par la phase paroxysmale alpine que tous les auteurs placent à la fin de l'Eocène ou au début de l'Oligocène.

Cette phase est la plus saillante de l'orogénie alpine, mais la plus complexe et la moins bien connue.

Nous ferons à son sujet la remarque suivante :

Dans les nappes briançonnaises, le terme le plus récent de la série stratigraphique est toujours le Flysch noir. Le Flysch à Helminthoïdes n'a jamais été trouvé, même en lambeaux minuscules, sous les chevauchements des nappes.

On est donc obligé de conclure :

— soit que les nappes briançonnaises se sont mises en place après le départ du Flysch à Helminthoïdes (décollé au niveau du Flysch noir), ce qui est impossible, car le mécanisme ayant déclenché la coulée de ce Flysch à Helminthoïdes aurait en même temps agi sur son substratum, où il existe au moins deux niveaux de décollement (gypse triasique et Houiller). De plus nous savons que certaines portions frontales des nappes briançonnaises ont été détachées de leurs racines et entraînées par le Flysch sus-jacent;

— soit que les chevauchements des nappes briançonnaises se sont faits totalement à l'intérieur du coussinet de Flysch noir sus-jacent, sans influencer le Flysch de l'Embrunais situé au-dessus. Autrement dit, ces structures résulteraient de l'exagération de petits plis ou cassures tangentielles, ébauchés à la base d'une série sédimentaire décollée et s'atténuant progressivement vers le haut jusqu'à disparaître ⁽¹⁾. Dans le cas présent, ces plis ou cassures primitifs résultent évidemment du jeu des cordillères (embryotectonique). Si un niveau particulièrement plastique existe entre les parties supérieure et inférieure de la série, il peut arriver qu'au-dessous de ce niveau, par *glissement différentiel*, le pli se transforme en écaille qui glisse et se superpose aux portions

⁽¹⁾ Ce mécanisme est celui des « chevauchements intercutanés » de P. FALLOT. (Les chevauchements intercutanés de Roya (A.-M.), *Ann. Hébert et Haug*, t. VII, livre jubilaire Ch. JACOB, 1949, p. 162.)

qui la précédaient, et ceci sans influencer les termes supérieurs de la couverture. Ainsi, seul le terrain lubrifiant peut se trouver coincé sous le chevauchement.

On peut d'ailleurs parfaitement concevoir que ces phénomènes ont pu commencer à s'ébaucher avant le paroxysme alpin ⁽¹⁾ et s'accroître ensuite au cours de ce dernier; mais alors la mise en mouvement du Flysch de l'Embrunais a pu modifier plus ou moins profondément les structures réalisées précédemment.

En effet, bien qu'il y ait indépendance totale entre la tectonique souple de la partie supérieure de la couverture (Flysch de l'Embrunais) et celle de la partie inférieure (nappes embryonnaires subbriançonnaises et briançonnaises), un effet d'entraînement transmis (bien qu'atténué) par le Flysch noir a pu, par étirement, isoler de leurs « racines » certaines écaïlles ou portions d'écaïlles qui ont donc pu alors, toujours au sein du Flysch noir, accompagner passivement le Flysch de l'Embrunais, comme nous l'avons vu dans un chapitre antérieur.

Ainsi deux phases apparaîtraient dans le paroxysme alpin s. l. :

a. Au cours du Priabonien, alors que se terminait la sédimentation du Flysch de l'Embrunais, une dernière phase de l'activité orogénique des cordillères, mais la plus importante, permet la mise en jeu de nappes embryonnaires subbriançonnaises et briançonnaises, sous la forme de chevauchements intercutanés, dont l'amplitude a dû rester faible;

b. A la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène, une onde d'intumescence atteint notre domaine et rejette à l'ouest la mer du Flysch. En même temps, elle met en mouvement les unités briançonnaises et subbriançonnaises déjà ébauchées. Elle déclenche surtout le départ du Flysch de l'Embrunais qui, glissant facilement sur son substratum lubrifiant de Flysch noir, va dépasser largement les nappes qu'il recouvre, entraînant à sa base certaines écaïlles de celles-ci.

4. Après la phase paroxysmale de l'Oligocène, les grandes lignes de l'édifice sont définitivement établies. Toutefois, de nouveaux mouvements, probablement déjà en cours depuis l'Eocène, vont s'accroître plus tardivement, à une époque que tous les auteurs s'accordent à considérer comme le Pliocène : la surrection du Pelvoux.

Les effets simultanés de cette surrection vont être les suivants :

Arrêt de l'écoulement des nappes : toutefois le « signal d'arrêt » n'ayant pas été transmis à la totalité des masses en mouvement, une partie de celles-ci vont venir chevaucher les régions qui les précédaient à l'ouest, ce qui peut se manifester par des plissements de la totalité de l'édifice des nappes — ou des emboîtements — ou la formation d'écaïlles empilées. C'est également dans ces conditions que se serait fait le chevauchement des unités briançonnaises de la Tête de Gaulent et de Roche-Charnière sur le Flysch de l'Embrunais (qui se présente, ainsi que l'avait noté D. SCHNEEGANS, comme tout à fait exceptionnel) car c'est le seul point où du Flysch de l'Embrunais se trouve compris entre le Pelvoux et les nappes briançonnaises.

Participation de cet édifice à la tectonique du socle en surrection (formation d'écaïlles ou de compartiments séparés par de grandes cassures verticales). C'est alors que les unités de la rive droite de la Durance se sont trouvées surélevées par rapport à celles de la rive gauche.

Ce mouvement persiste peut-être encore (séismes fréquents, dont l'épicentre se situe à Plan-de-Phasy, sur le passage de la plus importante des cassures).

Sur les flancs de la nouvelle intumescence réalisée, début d'écoulement vers l'est, dirigé ainsi en sens contraire de celui qui avait originellement mis en place les nappes.

⁽¹⁾ Ce serait le paroxysme de la tectonique de cordillère proprement dite, où la gravité et les courants de convection sub-crustaux doivent agir simultanément.

SOMMAIRE DES PRINCIPAUX FAITS NOUVEAUX APPORTÉS À LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE ⁽¹⁾

A. — STRATIGRAPHIE DES UNITÉS BRIANÇONNAISES

Découverte du Stéphanien fossilifère au col de Tramouillon (première mention de cet étage dans le Briançonnais s. str.).

Les divers niveaux du Trias ont été précisés. Grâce à quelques découvertes de fossiles et par comparaison avec le Trias de la Vanoise, les niveaux ont été datés du Werfénien au Carnien.

Interprétation océanographique des dolomies du sommet du Trias. Leur liaison avec des brèches variées. Distinction entre ces différents types de brèches, dont quelques-unes étaient attribuées au Lias.

Existence de brèches et de formations continentales ravinant le sommet du Trias et mettant ainsi en évidence l'émersion à peu près totale de la future région briançonnaise : ce fait permet de définir un *géanticlinal briançonnais*. Détermination de l'âge de ces formations par l'existence du passage latéral avec le Rhétien (bordure ouest du massif de Peyre-Haute). Age du sidérolitique briançonnais, au moins dans le cadre de la région étudiée.

Variations de faciès du Dogger, permettant l'individualisation d'une nouvelle cordillère (dite de Roche-Charnière) et d'un sillon à sédimentation plus calme et régulière (dit de Champcella). Tous les termes de passage entre les faciès caractéristiques de ces entités ont été découverts.

Distinction entre le conglomérat de base du Dogger et les brèches continentales finitriasiques et liasiques.

Découverte de gisements de charbon dans le Dogger (Champcella et région au nord de la Roche de Rame).

Variations de faciès du Malm, confirmant les interprétations précédentes sur la paléogéographie de la région étudiée. Là encore tous les termes de passage entre les différents types de faciès ont été découverts.

Mise en évidence d'une nouvelle cordillère (dite de Saint-Crépin) bordant à l'est le sillon de Champcella. Ainsi, malgré les complications tectoniques, la paléo-océanographie de cette région, au Dogger et au Malm, est éclaircie jusque dans le détail (fait rarement réalisé dans les zones internes alpines).

Existence sporadique du Crétacé inférieur et moyen dans la nappe de Champcella, mettant ainsi en évidence un régime de violents courants sous-marins et non une émersion de cette région.

Étude micropaléontologique de la formation des « marbres en plaquettes ». Age des couches de base : inexistence d'une « transgression » au sens habituel du terme, mais persistance du régime marin pélagique depuis le Malm.

Découverte d'une faune à *Globorotalia* et *Globigérines* à test perforé dans le sommet de la formation, montrant ainsi que cette dernière monte jusque dans l'Eocène.

Étude micrographique du passage des marbres en plaquettes au Flysch, ne montrant aucune trace d'émersion mais des phénomènes de remaniements sous-marins qui traduisent, là encore,

⁽¹⁾ Ce paragraphe a été rédigé à la demande de mon jury de thèse.

l'influence de violents courants : découverte de nodules à microfaune sénonienne dans l'Eocène supérieur.

Une interprétation nouvelle des rapports entre Flysch gréseux autochtone (Dourmillouse) et charrié (Flysch de l'Embrunais) est proposée, dans laquelle il s'agirait d'une seule et même formation, où ces deux termes étaient primitivement juxtaposés et directement dans le prolongement l'un de l'autre.

B. — STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE DES UNITÉS SUBBRIANÇONNAISES

Découverte de Calpionelles dans les calcaires à zones siliceuses de l'Argentière, démontrant leur âge jurassique supérieur et néocomien inférieur.

Mise en évidence de l'âge néocomien des « microbrèches à Aptychus » succédant aux calcaires précédents, par la découverte d'algues calcaires (*Solenopora*) et de nodules à Calpionelles remaniés.

Interprétation océanographique et mise en évidence de l'âge des fameuses brèches de l'Argentière (écroulements sous-marins d'âge néocomien supérieur ou crétacé moyen, sur les flancs d'une cordillère subbriançonnaise).

Rapports entre la série de l'Argentière et celle de Vallouise : existence d'un « mouvement différentiel » amenant la rupture de cette série au niveau des « terres noires » callovo-oxfordiennes, et l'indépendance tectonique totale des deux compartiments superposés. Ce décollement s'ajoute à celui de l'ensemble de la série, primitivement réalisé au niveau des gypses triasiques.

C. — TECTONIQUE GÉNÉRALE

Mise en évidence de plusieurs unités tectoniques se superposant aux zones de faciès précédentes.

Nouvelle définition des zones subbriançonnaise et briançonnaise, liée à l'embryotectonique, donc aux faciès. La zone briançonnaise est formée de toutes les unités dont le matériel constitutif s'est déposé sur le géantoclinal briançonnais.

Aussi, rattachement des écailles de la pointe des Uvernaus et du Roc Blanc (près du col des Terres Blanches) à la nappe briançonnaise de Roche-Charnière, montrant un exemple d'étirement et d'entraînement par le Flysch des écailles mésozoïques sous-jacentes. Ce rattachement permet ainsi de prouver que la *digitation de Chabrières-Escouréous* (D. SCHNEEGANS) n'est que le prolongement de cette nappe de Roche-Charnière. L'entraînement du matériel de cette unité apparaît donc enfin dans toute son ampleur, depuis son enracinement sud dans la vallée de la Stura.

Étude détaillée des plis et accidents des diverses unités briançonnaises.

En particulier, mise en évidence d'une très importante zone de fracture suivant en gros le cours de la Durance, entre la Roche de Rame et Réotier, Plan-de-Phasy. Cet accident est la conséquence d'un soulèvement d'ensemble des unités tectoniques de la rive droite de la Durance par rapport à celles de la rive gauche.

Cette hypothèse nouvelle permet enfin d'interpréter la position du granite du Plan-de-Phasy et sa couverture de Permien (dont le faciès « externe » est souligné par la première fois), le gypse de Réotier et de Plan de Phasy, les « terres noires » oxfordiennes de Réotier : il s'agit en somme d'une véritable *fenêtre* tectonisée faisant réapparaître l'autochtone sous les unités internes.

Mise en évidence du caractère charrié de la « série inférieure du Guil ».

Étude du style tectonique des unités précédentes : écoulements souples par gravité (par exemple rive gauche de la Durance), mouvements différentiels, dénudations tectoniques (Roche-Charnière).

Rôle du Houiller comme niveau lubrifiant à la base des nappes briançonnaises.

Prolongement des unités tectoniques étudiées dans les régions voisines. En particulier, schéma structural de la partie méridionale du massif de Montbrison.

Histoire tectonique de la région étudiée :

a. Mouvements hercyniens tardifs (extension à la région étudiée de la notion d'indépendance entre Permien et Houiller);

b. Soulèvement, donc individualisation, du géanticlinal briançonnais;

c. Embryotectonique alpine (Trias à Crétacé) provoquant la différenciation de zones de faciès allongées dans le sens de la chaîne;

d. Phase paroxysmale aboutissant à la mise en place des nappes suivie de la surrection du massif du Pelvoux, ce qui détermine le basculement vers l'est des unités plus internes qui étaient venues recouvrir sa bordure orientale;

e. Dans cette nouvelle direction (est), écoulement en sens inverse de la normale des parties superficielles des unités briançonnaises (écaillés de Tramouillon-Serre-Piarâtre).

D. — CARTOGRAPHIE

Lever au 1/20 000 des feuilles Orcières n° 8, Guillestre nos 1, 2, 5, 6 et de la partie sud des feuilles Briançon 5 et 6.

BIBLIOGRAPHIE

ABRÉVIATIONS

- B.S.G.F.*..... *Bulletin de la Société géologique de France.*
C.R.S.G.F...... Comptes rendus sommaires des séances de la Société géologique de France.
C.R.A.S...... Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Paris).
T.L.G...... Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble.
B.S.C.G...... *Bulletin du Service de la Carte géologique de France.*
M.S.C.G...... Mémoires du Service de la Carte géologique de France.

- BARBIER (R.), 1948. — Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère (M.S.C.G.).
BAUDINOT (M.), 1861. — Note sur la mine de l'Argentière (*B.S.G.F.*, 2^e série, t. XVIII, p. 791).
BLANCHARD (R.), 1950. — Les Alpes occidentales, t. V, Les Grandes Alpes françaises du Sud, 2^e volume, Arthaud, Grenoble.
BLANCHET (F.), 1927. — Sur un nouveau gisement très fossilifère de Tithonique intra-alpin. (*C.R.A.S.*, t. 184, p. 1181).
BLANCHET (F.), 1933. — Sur l'âge des marbres de Guillestre, roche caractéristique du Malm du Briançonnais (*C.R.A.S.*, t. 196, p. 632).
BLANCHET (F.), 1934. — Étude géologique des Montagnes d'Escreins Hautes et Basses-Alpes (*T.L.G.*, t. 19).
BLANCHET (F.), 1936. — Sur l'extension du Bathonien dans les zones intra-alpines au sud de la Guisane (*C.R.A.S.*, t. 202, p. 232).
BLANCHET (F.), 1938. — Sur la tectonique de la rive gauche de la Durance aux environs de la Roche de Rame (Hautes-Alpes) et ses rapports avec les nappes du Guil (*C.R.A.S.*, t. 207, p. 1429).
BLANCHET (F.), 1940. — Les sources thermo-minérales du Plan de Phasy et de Réotier, près Montdauphin (Hautes-Alpes) [*T.L.G.*, t. 22].
BOUSSAC (J.), 1912. — Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin (M.S.C.G.).
CAYEUX (L.), 1935. — Les roches sédimentaires de France, Roches carbonatées (calcaires et dolomies), Masson, Paris.
CORSIN (P.), 1950. — Le Houiller de la zone du Briançonnais (*C.R.A.S.*, t. 230, p. 2315).
CORSIN (P.) et DEBELMAS (J.), 1952. — Sur la présence de Stéphanien fossilifère au col de Tramouillon, dans le massif de Gaultent, au sud de Briançon (Hautes-Alpes) [*C.R.S.G.F.*, p. 45].
DEBELMAS (J.), 1950. — Sur la présence de charbon dans le Jurassique moyen briançonnais, près de Champcella (Hautes-Alpes) [*C.R.S.G.F.*, p. 246].
DEBELMAS (J.), 1951. — Une coupe transversale naturelle du versant sud du massif de la Tête de Gaultent (Hautes-Alpes) [*B.S.G.F.*, 6^e série, t. I, p. 185].
DEBELMAS (J.), 1952. — Les phénomènes de dolomitisation de la fin du Trias, dans le massif de Gaultent, au sud de Briançon (Hautes-Alpes) [77^e congrès des Sociétés savantes à Grenoble, Gauthier-Villars, Paris].
DEBELMAS (J.), 1953 a. — Les brèches du Trias supérieur dans le massif de Gaultent, au sud de Briançon, près l'Argentière (Hautes-Alpes) [*T.L.G.*, t. 30].
DEBELMAS (J.), 1953 b. — Exemples de glissements sous-marins dans le Dogger et le Malm briançonnais (*T.L.G.*, t. 30).
DEBELMAS (J.), 1953 c. — Schéma structural du bassin de la Durance entre Queyrières et Guillestre (Hautes-Alpes) [*B.S.G.F.*, 6^e série, t. 3, p. 123].
ELLENBERGER (F.), 1947. — Découverte de fossiles dans le massif de la Vanoise (*C.R.S.G.F.*, p. 312).
ELLENBERGER (F.), 1949 a. — Niveaux paléontologiques dans le Trias de la Vanoise (Savoie) [*C.R.S.G.F.*, p. 348].
ELLENBERGER (F.), 1949 b. — Sur la série stratigraphique et la structure de la Vanoise (Feuilles de Moûtiers et Modane au 1/50000) [*B.S.C.G.* n° 226, t. XLVII].
ELLENBERGER (F.), 1951. — Le géosynclinal briançonnais archaïque et les renversements de subsidence (Reliefumkehrung) dans la préorogénèse alpine (*C.R.S.G.F.*, p. 133).
ELLENBERGER (F.), LEMOINE (M.), SIGAL (J.), 1952. — Sur l'âge des marbres en plaquettes du Briançonnais et des marbres chloriteux de la Vanoise (*C.R.S.G.F.*, p. 205).
FABRE (J.), 1951. — Résumé des études sur le carbonifère briançonnais (2^e congrès de stratigraphie et de géologie du Carbonifère, Heerlen).
FABRE (J.), FEYS (R.), GREBER (Ch.), 1952. — Observations sur une note récente de P. CORSIN et J. DEBELMAS « Sur la présence de Stéphanien fossilifère au col de Tramouillon (Hautes-Alpes) » [*C.R.S.G.F.*, p. 123].
FEYS (R.), 1952. — Le Carbonifère sur la rive gauche de la Guisane (Hautes-Alpes) [*B.S.G.F.*, 6^e série, t. 2, p. 197].
FEYS (R.) et GREBER (Ch.), 1949 a. — Sur l'association dans le terrain houiller du Briançonnais (Hautes-Alpes) des roches éruptives d'intrusion et des niveaux charbonneux (*B.S.G.F.*, 5^e série, t. XIX, p. 435).
FEYS (R.) et GREBER (Ch.), 1949 b. — Les rapports du Houiller et du Permien au sud de Briançon (Hautes-Alpes) [*C.R.S.G.F.*, p. 32].

- FEYS (R.) et GREBER (Ch.), 1950. — Les conglomérats du Verrucano dans la région de Briançon (Hautes-Alpes) et leurs rapports avec le Carbonifère (*B.S.G.F.*, 5^e série, t. XX).
- GIDON (P.), 1950. — L'âge du grès d'Allevard (massif de Belledonne, Isère) [*C.R.A.S.*, t. 231, p. 974].
- GIGNOUX (M.), 1929 a. — Révision de la feuille de Briançon au 1/80000 (*B.S.C.G.*, n° 176, t. XXXIII).
- GIGNOUX (M.), 1929 b. — Observations géologiques sur la bordure occidentale du massif de Pierre Eyraultz (Briançonnais) [*C.R.S.G.F.*, p. 139].
- GIGNOUX (M.), 1932. — Sur la possibilité de l'existence du Néocomien dans la zone de l'Embrunais, sur la rive droite de la Durance (*C.R.A.S.*, t. 194, p. 879).
- GIGNOUX (M.), 1936 a. — Sidérolitiques et formations rouges dans les nappes des Alpes françaises, au sud de Briançon (*C.R.S.G.F.*, p. 115).
- GIGNOUX (M.), 1936 b. — Stratigraphie de la bordure ouest du Briançonnais, entre Briançon et le Galibier; origine de la « quatrième écaille » briançonnaise (*B.S.G.F.*, 5^e série, t. VI, p. 155).
- GIGNOUX (M.), 1937. — Stratigraphie de la zone du Briançonnais aux environs de la Roche de Rame (Hautes-Alpes) [*C.R.S.G.F.*, p. 89].
- GIGNOUX (M.), 1948 a. — Sur les analogies du faciès à Radiolaires (lydiennes, radiolarites), d'une part dans le domaine méditerranéen, d'autre part dans le Jurassique supérieur des zones alpines internes (*C.R.S.G.F.*, p. 354).
- GIGNOUX (M.), 1948 b. — Méditations sur la tectonique d'écoulement par gravité (*T.L.G.*, t. 27).
- GIGNOUX (M.), 1950. — Géologie stratigraphique, 4^e édition, Masson, Paris.
- GIGNOUX (M.), 1951. — Discontinuités dans le Houiller et le Permien des Alpes françaises (*C.R.S.G.F.*, p. 89).
- GIGNOUX (M.) et AVNIMELECH (M.), 1937. — Genèse de roches sédimentaires bréchoïdes par intrusion et éclatement (*B.S.G.F.*, 5^e série, t. VII).
- GIGNOUX (M.), LORY (P.) et MORET (L.), 1932. — Révision de la feuille de Gap au 1/80000 (*B.S.C.G.*, n° 187, t. XXXVI).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1929. — Observations à propos de deux notes récentes de Géologie alpine : grès singuliers du col du Bonhomme (Savoie) et Trias à Équisetites du Briançonnais (*C.R.S.G.F.*, p. 17).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1931. — Sur la géologie de la région de Dourmillouse (Hautes-Alpes) entre le Pelvoux et la nappe de l'Embrunais (*C.R.S.G.F.*, p. 245).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1933 a. — Révision de la feuille Gap au 1/80000 (*B.S.C.G.*, n° 190, t. XXXVIII).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1933 b. — Les unités structurales internes de la chaîne alpine, entre le Pelvoux et la Durance (*C.R.A.S.*, t. 196, p. 1064).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1933 c. — La zone du Briançonnais et les racines des nappes préalpines savoisiennes (*C.R.A.S.*, t. 196, p. 1189).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1934. — Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises (*Annales de Géographie*, n° 244).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1938 a. — Description géologique du bassin supérieur de la Durance (*T.L.G.*, t. 21).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1938 b. — Remarques complémentaires à notre « Description géologique du bassin supérieur de la Durance » (*T.L.G.*, t. 22).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1948. — Le Permien des zones externes des Alpes françaises (*C.R.A.S.*, t. 226, p. 853).
- GIGNOUX (M.), MORET (L.) et SCHNEEGANS (D.), 1933. — Structure géologique de la fenêtre de l'Argentière, au sud de Briançon (Hautes-Alpes) [*C.R.A.S.*, t. 197, p. 1265].
- GIGNOUX (M.), MORET (L.) et SCHNEEGANS (D.), 1934. — Observations géologiques dans le bassin de la haute Durance entre Gap et la frontière italienne (*T.L.G.*, t. 18).
- GIGNOUX (M.) et RAGUIN (E.), 1931. — Sur la stratigraphie du Trias de la zone du Briançonnais (*C.R.A.S.*, t. 192, p. 102).
- GIGNOUX (M.) et RAGUIN (E.), 1932. — Découverte d'écailles de roches granitiques au N. W. du col du Lautaret (Hautes-Alpes) et à la base du Flysch des Aiguilles d'Arves (*B. S. G. F.*, 5^e série, t. II).
- GIGNOUX (M.) et SCHNEEGANS (D.), 1934. — Sur l'âge des « Calcaires de Vallouise » près Briançon (*C.R.S.G.F.*, p. 66).
- GOGUEL (J.), 1939 a. — La base des écailles briançonnaises et la série subbriançonnaise dans la chaîne de Montbrison (*C.R.A.S.*, t. 209, p. 693).
- GOGUEL (J.), 1939 b. — Stratigraphie des unités briançonnaises dans le massif de la Condamine (*C.R.A.S.*, t. 209, p. 836).
- GOGUEL (J.), 1940 a. — Sur les montagnes comprises entre Briançon et Vallouise (*C.R.S.G.F.*, p. 55).
- GOGUEL (J.), 1940 b. — Tectonique de la chaîne de Montbrison (Feuille de Briançon au 1/80000, *B. S. C. G.*, n° 203, t. XLII).
- GOGUEL (J.), 1942. — La chaîne de Montbrison. Essai de coordination tectonique (feuille de Briançon au 1/50000, *B. S. C. G.*, n° 212, t. XLIII).
- GOGUEL (J.), 1943 a. — Les confins du Briançonnais et des schistes lustrés entre le Guil et le Cristallin (feuille de Guillestre, au 1/50000, *B. S. C. G.*, n° 212, t. XLIV).
- GOGUEL (J.), 1943 b. — Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre (*M.S.C.G.*).
- GOGUEL (J.), 1950. — La racine de la nappe du Guil et l'éventail briançonnais (*B.S.G.F.*, 5^e série, t. XX, p. 289).
- GOGUEL (J.), 1952. — Traité de tectonique, Masson, Paris.
- GRAS (Sc.), 1854. — Mémoire sur le terrain anthracifère des Alpes (*Annales des Mines*, 5^e série, t. V).
- GREBER (Ch.), 1952. — Flore et stratigraphie du Carbonifère de la rive gauche de la Guisane (Hautes-Alpes) [*B.S.G.F.*, 6^e série, t. II, p. 207].
- GUBLER-WAHL (M^{me} Y.), 1928. — La nappe de l'Ubaye au sud de la vallée de Barcelonnette. Essai géologique (Jouve, Paris).
- GUEYMARD (E.), 1830. — Sur la minéralogie et la géologie du département des Hautes-Alpes (Grenoble).
- HAUG (E.), 1904. — Les grands charriages de l'Embrunais-Ubaye (comptes rendus du Congrès géologique international de Vienne, I, p. 493, Vienne).

- HAUG (E.), 1912. — Les nappes de charriage de l'Embrunais et de l'Ubaye et leurs faciès caractéristiques (*B.S.G.F.*, 4^e série, t. XII, p. 1).
- HAUG (E.) et KILIAN (W.), 1899 a. — Feuille de Gap au 1/80000 (*B.S.C.G.*, n° 63, t. X, p. 233).
- HAUG (E.) et KILIAN (W.), 1899 b. — Sur le bord externe du Briançonnais, entre Freissinières et Vars (C.R.A.S., t. 129, p. 351).
- HAUG (E.) et KILIAN (W.), 1900. — Feuille de Gap au 1/80000 (*B.S.C.G.*, n° 73, t. XI).
- HAUG (E.) et KILIAN (W.), 1903. — Feuille de Gap au 1/80000 (*B.S.C.G.*, n° 91, t. XIII).
- HAUG (E.) et KILIAN (W.), 1904. — Feuille de Gap au 1/80000 (*B.S.C.G.*, n° 98, t. XV).
- HAUG (E.) et KILIAN (W.), 1906. — Notice explicative de la feuille Gap de la carte géologique détaillée de la France au 1/80000 (T.L.G., t. 8, p. 1).
- HEIM (A.), 1946. — Problemas de erosion submarina y sedimentacion pelagica del presente y del pasado (*Rev. del Museo de la Plata, Sec. Geologia*, t. IV, p. 125).
- KILIAN (W.), 1890. — Contribution à la connaissance géologique des chaînes alpines entre Moûtiers (Savoie) et Barcelonnette (Basses-Alpes) [C.R.A.S., t. 112, p. 63].
- KILIAN (W.), 1891. — Sur la géologie des Alpes françaises (*B.S.G.F.*, 3^e série, t. XIX).
- KILIAN (W.), 1891. — Études géologiques dans les Alpes occidentales. Notes sur l'histoire et la structure géologique des chaînes alpines, de la Maurienne, du Briançonnais et des régions adjacentes (*B.S.G.F.*, 3^e série, t. 19, p. 571).
- KILIAN (W.), 1899 a. — Feuille de Gap au 1/80000 (*B.S.C.G.*, n° 69, t. X).
- KILIAN (W.), 1899 b. — La zone du Briançonnais. Essai de synthèse tectonique (Ass. Fr. pour l'av. des Sciences, 28^e session, p. 403).
- KILIAN (W.), 1899 c. — Structure intime des calcaires liasiques du Briançonnais (*B.S.G.F.*, 3^e série, t. 27, p. 408).
- KILIAN (W.), 1900 a. — Sur la structure de la portion méridionale de la zone du Briançonnais (C.R.A.S., t. 130, p. 188).
- KILIAN (W.), 1900 b. — Nouvelles observations géologiques dans les Alpes delphino-provençales. Feuille de Gap au 1/80000 (*B.S.C.G.*, n° 75, t. XI).
- KILIAN (W.), 1903. — Feuille de Gap au 1/80000 (*B.S.C.G.*, n° 91, t. XIII).
- KILIAN (W.), 1904. — Feuille de Gap au 1/80000 (*B.S.C.G.*, n° 98, t. XV, p. 115).
- KILIAN (W.), 1909. — Aperçu sommaire de la géologie, de l'orographie et de l'hydrographie des Alpes dauphinoises (T.L.G., t. 9, p. 293).
- KILIAN (W.), 1913. — Les marbres en plaquettes et la géologie du Briançonnais (C.R.S.G.F., p. 38).
- KILIAN (W.), 1917. — A propos des marbres en plaquettes des zones intra-alpines françaises (C.R.S.G.F., p. 148).
- KILIAN (W.) et HOVELACQUE (M.), 1897. — Examen microscopique de calcaires alpins (*B.S.G.F.*, 3^e série, t. XXV, p. 638).
- KILIAN (W.) et HOVELACQUE (M.), 1900. — Album de microphotographies de roches sédimentaires (Gauthier-Villars, Paris).
- KILIAN (W.), BLANCHET (F.), MORET (L.) et ROCH (E.), 1923. — Contribution à la connaissance du terrain houiller de la zone intra-alpine française (T.L.G., t. 13).
- KILIAN (W.) et LUGEON (M.), 1899. — Une coupe transversale des Alpes briançonnaises, de la Gyrone à la frontière italienne (C.R.A.S., t. 128, p. 57).
- KILIAN (W.) et REVIL (J.), 1904, 1908, 1912. — Études géologiques dans les Alpes occidentales (M.S.C.G.).
- KILIAN (W.) et REVIL (J.), 1916. — Sur les discontinuités de sédimentation et les niveaux de brèches dans les Alpes françaises (C.R.A.S., t. 163, p. 685).
- KILIAN (W.) et TERMIER (P.), 1895. — Sur quelques roches éruptives des Alpes françaises (*B.S.G.F.*, 3^e série, t. XXIII, p. 395).
- KILIAN (W.) et TERMIER (P.), 1898. — Note sur divers types pétrographiques et sur le gisement de quelques roches éruptives des Alpes françaises (*B.S.G.F.*, 3^e série, t. 26).
- KILIAN (W.) et TERMIER (P.), 1900. — Notice explicative de la feuille de Briançon, de la carte géologique détaillée de la France.
- KILIAN (W.) et TERMIER (P.), 1901. — Nouveaux documents relatifs à la géologie des Alpes françaises (*B.S.G.F.*, 4^e série, t. I, p. 385).
- LEMOINE (M.), 1950. — Le Jurassique supérieur et le Crétacé, près de Névache, Briançonnais (Hautes-Alpes) (C.R.A.S., t. 230, p. 1679).
- LEMOINE (M.), 1951 a. — Stratigraphie des terrains post-triasiques à l'est de Briançon (C.R.A.S., t. 232, p. 86).
- LEMOINE (M.), 1951 b. — Données nouvelles sur la géologie du Briançonnais oriental et sur le problème de la quatrième écaille (*B.S.G.F.*, 6^e série, t. I, p. 191).
- LEMOINE (M.), 1952 a. — Le décollement de la couverture briançonnaise et ses conséquences (C.R.A.S., t. 234, p. 1195).
- LEMOINE (M.), 1952 b. — Le Paléozoïque supérieur de la haute vallée de Névache (zone du Briançonnais) [C.R.A.S., t. 234, n° 25].
- LEMOINE (M.), 1953 a. — Le problème de la transgression des marbres en plaquettes dans la zone briançonnaise (C.R.A.S., t. 236, p. 1056).
- LEMOINE (M.), 1953 b. — Remarques sur les caractères et l'évolution de lapaléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire (*B.S.G.F.*, 6^e série, t. 3, p. 105).
- LEMOINE (M.), BYRAMJEE (R.) et POIMBŒUF (F.), 1953. — Sur une coupe fossilifère précisant les rapports du Crétacé supérieur et de l'Eocène de la zone briançonnaise, au nord-ouest de Serre Chevalier (Hautes-Alpes) [C.R.A.S., t. 236, n° 7].
- LORY (Ch.), 1854. — Le terrain nummulitique des Hautes-Alpes (*B.S.G.F.*, 2^e série, t. XII, p. 17).
- LORY (Ch.), 1858. — Esquisse d'une carte géologique du Dauphiné (*B.S.G.F.*, 2^e série, t. XV, p. 10).
- LORY (Ch.), 1858. — Réponse aux observations de M. Sc. GRAS touchant les grès à anthracite du Briançonnais (*B.S.G.F.*, 2^e série, t. XVI, p. 27).
- LORY (Ch.), 1861. — Compte rendu d'une excursion de Briançon aux mines de l'Argentière. Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France à Saint-Jean-de-Maurienne. (*B.S.G.F.*, 2^e série, t. XVIII, p. 784).
- LORY (Ch.), 1864. — Description géologique du Dauphiné (Paris, Grenoble).

- LORY (Ch.), 1867. — Note sur les sinuosités des affleurements de failles dans les Alpes (*B.S.G.F.*, 2^e série, t. 25).
- LORY (Ch.), 1884. — Note sur deux faits nouveaux de la géologie du Briançonnais (Hautes-Alpes) [*B.S.G.F.*, 3^e série, t. XII, p. 117].
- LUGEON (M.), 1889. — Feuille de Briançon (*B.S.C.G.*, n^o 69, t. X, p. 116).
- MARTIN (D.), 1926. — Les glaciers quaternaires des bassins de la Durance et du Var (Gap) (Imp. Jean et Peyrot, Gap).
- MATHIEU (G.), 1949. — Notions sur l'altitude des bassins houillers du Stéphaniens entre Sarre et Mésogée (Géol. appl. et prosp. min., t. II, n^o 1).
- MORET (L.), 1935. — Sur la présence de *Nummulites incrassatus* dans le « Flysch calcaire » des environs d'Orcières (nappe du Flysch de l'Embrunais) et sur la répartition des faciès du Nummulitique dans le géosynclinal alpin (*C.R.S.G.F.*, p. 30).
- MORET (L.), 1938. — Présentation d'un film cinématographique en couleurs sur la formation géologique des Alpes françaises (*T.L.G.*, t. 21).
- MORET (L.), 1942. — La bordure occidentale de la zone des schistes lustrés entre Ceillac et Saint-Véran (Hautes-Alpes) [*C.R.A.S.*, t. 215, p. 365].
- MORET (L.), 1947. — Précis de Géologie (Masson, Paris).
- MORET (L.), 1951. — Les idées nouvelles sur l'origine des chaînes de montagnes (*T.L.G.*, t. 28).
- MORET (L.) et BLANCHET (F.), 1924 a. — Le problème du Crétacé dans les zones intra-alpines : les « marbres en plaquettes » des environs de Guillestre (Hautes-Alpes), leur âge, leur caractère transgressif (*C.R.A.S.*, t. 178, p. 1598).
- MORET (L.) et BLANCHET (F.), 1924 b. — Contribution à l'étude du Crétacé intra-alpin (Alpes occidentales) : le problème des « marbres en plaquettes » (*B.S.G.F.*, 4^e série, t. XXIV, p. 312).
- MORET (L.) et BLANCHET (F.), 1925. — Sur les marbres en plaquettes du Briançonnais (*C.R.S.G.F.*, p. 89).
- MORET (L.), RAGUIN (E.) et SCHNEEGANS (D.), 1930. — Note préliminaire sur la constitution géologique du massif de Pierre-Eyraultz (*C.R.S.G.F.*, p. 218).
- MOULINIER (L.), 1923. — Les gisements houillers des Alpes françaises (*T.L.G.*, t. 13.)
- PUSSENOT (Ch.), 1922. — Sur quelques terrains du bord externe de la nappe du Grand Saint-Bernard, à l'est du Pelvoux (*C.R.S.G.F.*, n^o 9, p. 100).
- PUSSENOT (Ch.), 1930. — La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des schistes lustrés, entre l'Arc et le Guil (Allier, Grenoble).
- PUSSENOT (Ch.), 1935. — Sur les terrains visibles dans la fenêtre de l'Argentière (Hautes-Alpes) [*C.R.S.G.F.*, p. 182].
- PUSSENOT (Ch.), 1937 a. — Y a-t-il une nappe du Flysch entre Vallouise et Réotier (Hautes-Alpes) [*C.R.S.G.F.*, p. 124].
- PUSSENOT (C.), 1937 b. — Sur l'inexistence d'une zone subbriançonnaise dans la fenêtre de l'Argentière (Hautes-Alpes) et plus au sud (*C.R.S.G.F.*, p. 106).
- PUSSENOT (Ch.), 1938 a. — Les « oolithes » du Bathonien briançonnais (*C.R.S.G.F.*, p. 19).
- PUSSENOT (Ch.), 1938 b. — Sur quelques points de l'itinéraire que doivent suivre les participants à la réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Hautes-Alpes (feuilles dactylographiées remises aux participants).
- REISS (Z.), 1952. — On the upper Cretaceous and Lower Tertiary microfaunas of Israel (*Bull. on the Research Council of Israël*, vol. II, n^o 1).
- RENZ (H.), 1935. — Zur Stratigraphie und Paläontologie der Mytilus-Schichten am östlichen Teil der Préalpes Romandes (*Ecl. geol. Helv.*, vol. 28, n^o 1).
- RIVIÈRE (A.), 1939. — Observations nouvelles sur le mécanisme de dolomitisation des sédiments calcaires (*C.R.A.S.*, t. 209, p. 691).
- ROQUES (M.), 1936. — Structure géologique de la partie méridionale du massif de Pierre-Eyraultz (Hautes-Alpes) [*T.L.G.*, t. 18].
- ROYER (L.), 1938. — Les causes possibles de l'aspect bréchoïde de certaines roches (*B.S.G.F.*, 5^e série, t. VIII).
- SCHNEEGANS (D.), 1931. — Observations sur la série stratigraphique du massif du Grand Galibier (Briançonnais occidental) [*C.R.S.G.F.*, p. 61].
- SCHNEEGANS (D.), 1933 a. — Sur la découverte de nouveaux gisements de Diplopores (Algues calcaires) dans le Trias de la zone du Briançonnais (*T.L.G.*, t. 17, 1.).
- SCHNEEGANS (D.), 1933 b. — Les relations entre la zone du Flysch de l'Embrunais et la nappe du Briançonnais (*C.R.A.S.*, t. 187, p. 262).
- SCHNEEGANS (D.), 1933 c. — Observations sur les racines de la nappe de l'Ubaye dans la vallée de la Stura (Alpes italiennes) [*C.R.S.G.F.*, p. 253].
- SCHNEEGANS (D.), 1937. — La sédimentation du Flysch des nappes de l'Ubaye-Embrunais (*C.R.S.G.F.*, p. 83).
- SCHNEEGANS (D.), 1938. — La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre les vallées de la Durance et de l'Ubaye (Thèse Sc., Grenoble) ([*M.S.C.G.*]).
- SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE, 1938. — Réunion extraordinaire dans les Alpes françaises méridionales.
- TERCIER (J.), 1939. — Dépôts marins actuels et séries géologiques (*Ecl. geol. Helv.*, vol. 32).
- TERCIER (J.), 1947. — Le Flysch dans la sédimentation alpine (*Ecl. geol. Helv.*, vol. 40, n^o 2).
- TERCIER (J.), 1952. — Problèmes de sédimentation et de tectonique dans les Préalpes (*Revue des Questions scientifiques*, 20 janvier).
- TERMIER (P.), 1899. — Sur la structure du Briançonnais (*C.R.A.S.*, t. 128).
- TERMIER (P.), 1899 b. — Les nappes de recouvrement du Briançonnais (*B.S.G.F.*, 3^e série, t. XXVIII, p. 47).
- TERMIER (P.), 1900. — Excursion XIII d du 8^e congrès géologique international (massif du Pelvoux et du Briançonnais) [Livret-guide du 8^e Congrès géologique international, Paris].
- TERMIER (P.), 1903. — Les montagnes entre Briançon et Vallouise (*M.S.C.G.*).
- TERMIER (P.), 1925. — Observations sur la note de MM. MORET et BLANCHET, relative aux marbres en plaquettes du Briançonnais (*C.R.S.G.F.*, p. 45).

TABLE DES FIGURES

	Pages
FIGURE 1. — Carte structurale schématique de la région située au sud-est du Pelvoux.....	9
FIGURE 2. — Deux coupes dans le sommet du Trias.....	30
FIGURE 3. — Formations continentales superposées au Trias.....	37
FIGURE 4. — Schéma de la répartition des faciès du Dogger.....	48
FIGURE 5. — Coupe prise sur la rive droite du torrent de l'Ascension, en amont du pont du Villars.....	59
FIGURE 6. — Schéma de la répartition des faciès du Malm.....	61
FIGURE 7. — La « Roche » de Rame.....	62
FIGURE 8. — Pointe des Uvernaus.....	86
FIGURE 9. — Versant ouest du massif de la Tête de Couleau.....	87
FIGURE 10. — Extrémité nord de la Fenêtre de l'Argentière.....	95
FIGURE 11. — Position stratigraphique des brèches de la fenêtre de l'Argentière.....	98
FIGURE 12. — Bloc stéréogramme des accidents de Serre-Piarâtre (extrémité sud) et de Clot-la-Selle.....	105
FIGURE 13. — Vue de la rive gauche de la vallée du torrent de Tramouillon, entre les falaises de Pierrefeu et du Bouchet.....	107
FIGURE 14. — Extrémité sud-est du bassin de Tramouillon.....	108
FIGURE 15. — Extrémité nord-ouest du bassin de Tramouillon.....	109
FIGURE 16. — Massif de la Tête de Gaulent.....	111
FIGURE 17. — Arête sommitale du massif de Gaulent et détail des écailles du sommet des barres des Treuils.....	112
FIGURE 18. — Massifs de Gaulent et de Vautisse, vus du col d'Anon.....	113
FIGURE 19. — Écailles du col de Val-Haute et de la crête de l'Homme.....	114
FIGURE 20. — Écailles du bas-torrent de Bouffard.....	115
FIGURE 21. — Rive gauche du torrent de Bouffard et Roche-Charnière.....	116
FIGURE 22. — Face sud de Roche-Charnière.....	117
FIGURE 23. — Face ouest de Roche-Charnière.....	117
FIGURE 24. — Éperon de Réotier.....	120
FIGURE 25. — Éperon du plan de Phasy.....	123
FIGURE 26. — Rive gauche de la vallée de la Biaysse entre Freissinières et Pallon.....	124
FIGURE 27. — Rive droite de la vallée de la Durance entre le roc Touard et l'Argentière.....	126
FIGURE 28. — Rive droite de la vallée du Fournel en amont du verrou du Sapey.....	129
FIGURE 29. — Renversement des calcaires triasiques dans le Signal des Têtes.....	130
FIGURE 30. — Rive gauche de la vallée du Fournel.....	131
FIGURE 31. — Massif du Signal des Têtes et de la Tête d'Oréac, vu de la crête du Pré des Bans.....	133
FIGURE 32. — Écaille de la chapelle Saint-Hippolyte, près de Queyrières.....	135
FIGURE 33. — Écailles de Queyrières.....	136
FIGURE 34. — Extrémité nord de la digitation des Aiguillons, le bassin des chalets de l'Oriou de Queyrières.....	137
FIGURE 35. — Le bassin de la Roche de Rame.....	140
FIGURE 36. — Écailles anticlinales du bas torrent de Bouchouze.....	141
FIGURE 37. — Massif de Gaulent et bordure occidentale du Massif de Peyre-Haute.....	143

TABLE DES PLANCHES

- PLANCHE I. — Panorama du bassin de la Roche de Rame.
PLANCHE II. — Panorama de la rive gauche du torrent de Tramouillon.
PLANCHE III. — Coupes sériées entre Chanteloube et Réotier.
PLANCHE IV. — Coupes sériées entre Chanteloube (torrent du Bouffard) et la vallée de la Biaysse.
PLANCHE V. — Coupes sériées entre Queyrières et la vallée de la Biaysse.
PLANCHE VI. — Tectonogramme schématique montrant la structure des montagnes entre Vallouise et Montdauphin.
PLANCHE VII. — Corrélation des faciès des unités tectoniques des montagnes entre Vallouise et Guillestre.

Carte géologique au 1/20000 et schéma structural au 1/50000 des Montagnes entre Vallouise et Guillestre.

N. B. — Ces planches et ces cartes se trouvent en pochette à la fin du volume.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
AVANT-PROPOS.....	7

INTRODUCTION

Délimitation du sujet.....	9
Historique des recherches.....	10
1. Les premières recherches.....	10
2. L'époque de Charles LORY.....	11
3. L'époque de E. HAUG, W. KILIAN, P. TERMIER.....	13
4. Les travaux récents.....	15
Schéma structural.....	16

PREMIÈRE PARTIE

STRATIGRAPHIE DES UNITÉS BRIANÇONNAISES

LE HOULLER.....	19
LE PERMIEN.....	23
LE TRIAS.....	26
A. Les quartzites.....	26
B. L'horizon des gypses, cargneules et schistes versicolores.....	27
C. Les calcaires et les dolomies.....	28
I. Nappe de Champcella.....	29
II. Nappe de Roche-Charnière.....	31
III. Nappe de Peyre-Haute.....	33
Les brèches.....	34
Le sidérolitique.....	38
Paléogéographie.....	39
LE LIAS.....	39
1. Le Rhétien.....	40
2. Le Lias s. s.....	41
Paléogéographie.....	42
LE DOGGER.....	42
I. Nappe de Champcella.....	43
Écaille du Ponteil-L'Aubréau.....	49
II. Nappe de Roche-Charnière.....	52
III. Nappe de Peyre-Haute.....	55
Paléogéographie.....	55

	Pages
LE MALM	56
I. Nappe de Peyre-Haute.....	56
II. Nappe de Champcella.....	58
Écaille du Ponteil-L'Aubréau.....	63
III. Nappe de Roche-Charnière.....	65
Paléogéographie.....	68
LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR	68
I. Nappe de Champcella.....	69
Écaille du Ponteil-L'Aubréau.....	69
II. Nappe de Roche-Charnière.....	70
III. Nappe de Peyre-Haute.....	71
Paléogéographie.....	71
LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ET L'ÉOCÈNE INFÉRIEUR, LES « MARBRES EN PLAQUETTES »	71
I. Nappe de Peyre-Haute.....	72
II. Nappe de Champcella.....	73
Écaille du Ponteil-L'Aubréau.....	74
III. Nappe de Roche-Charnière.....	75
Paléogéographie.....	77
Passage des marbres en plaquettes au Flysch.....	78
LE FLYSCH	81
Le flysch noir.....	81
Le flysch de l'Embrunais.....	83
Paléogéographie.....	83

DEUXIÈME PARTIE

STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE DES UNITÉS SUBBRIANÇONNAISES

I. Groupe Pointe des Uvernaus—Roc Blanc	85
II. Écailles du col des Terres Blanches.....	90
III. Région de Vallouise—Tête des Lauzières	90
IV. Environs de l'Argentière-La Bessée.....	93
Les « terres noires » callovo-oxfordiennes	94
Les calcaires à zones siliceuses.....	94
Le Néocomien.....	96
Les brèches néocomiennes.....	99
Interprétation.....	100
Les marbres en plaquettes et le flysch noir.....	100

TROISIÈME PARTIE

TECTONIQUE DES UNITÉS BRIANÇONNAISES

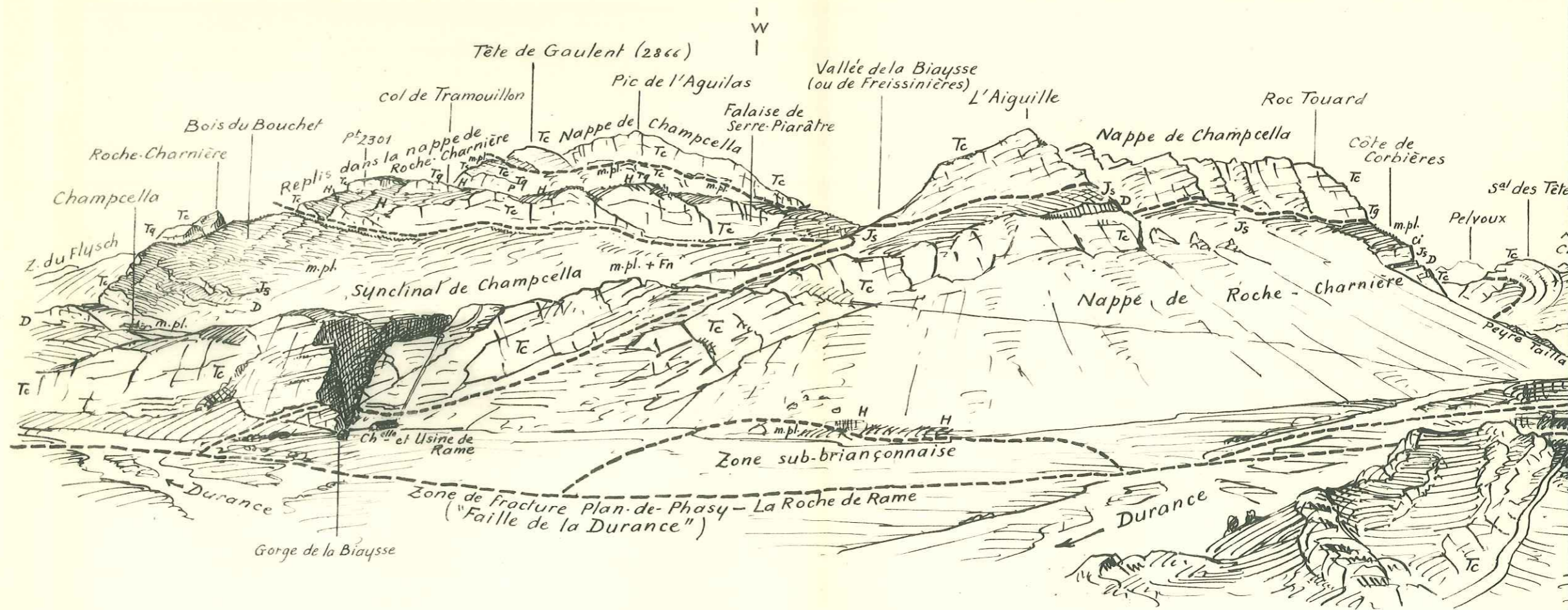
I. Rive droite de la Durance.....	103
Résumé des recherches antérieures.....	103
Plan de l'étude tectonique.....	104
1. Coupe du torrent de Tramouillon.....	104
2. Coupe du torrent de Bouffard	211

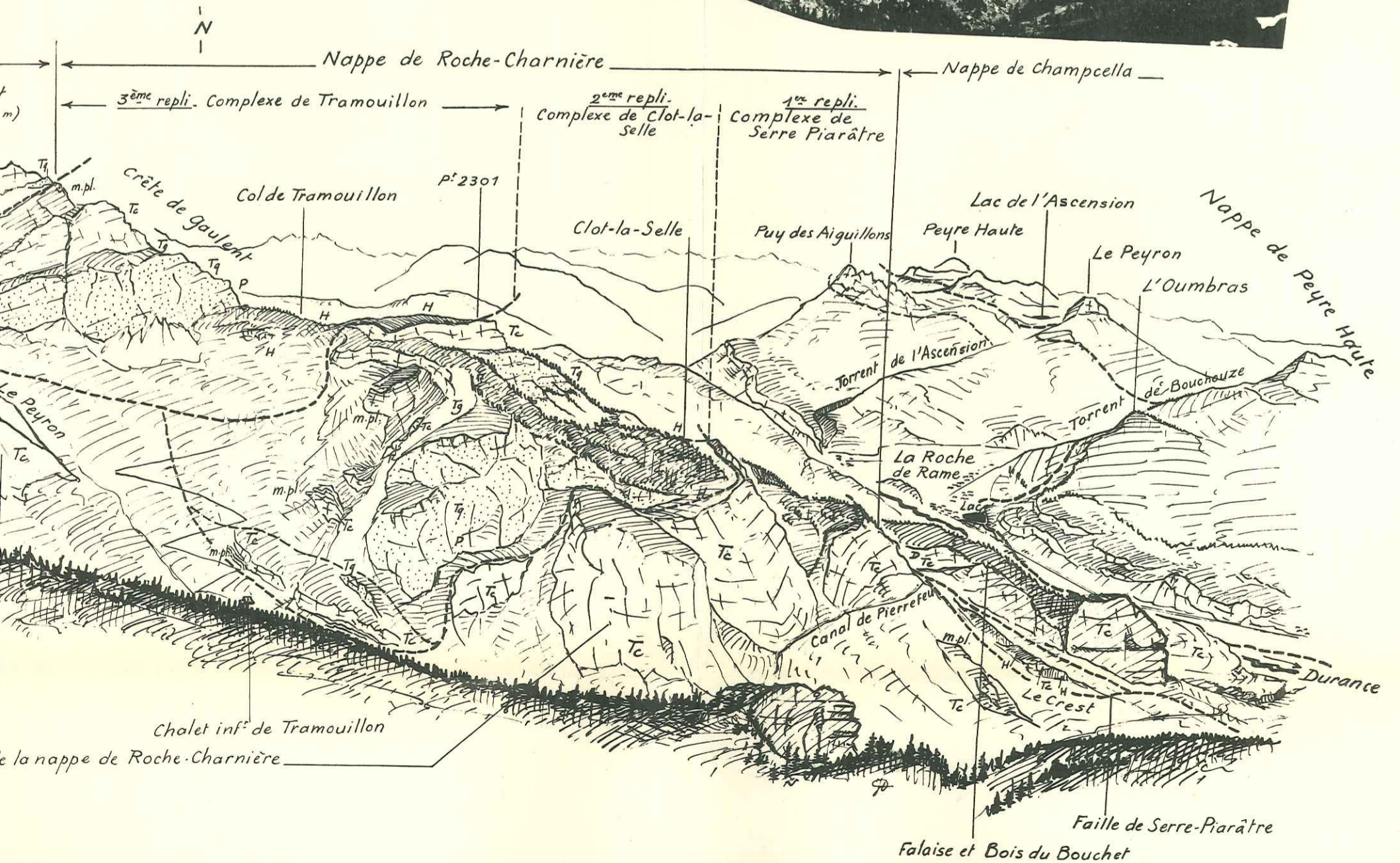
	Pages
3. Coupe du torrent de Saint-Thomas.....	118
4. Région de Réotier.....	119
5. Plan de Phasy.....	122
6. Massif de la Roche de la Séa.....	122
7. Massif du Signal des Têtes.....	128
8. Pourtour de la fenêtre de l'Argentière.....	134
II. Rive gauche de la Durance.....	135
1. Résumé des recherches antérieures.....	135
2. Plan de l'étude tectonique.....	137
3. Description des éléments constitutifs.....	137
1. Synclinal du Puy.....	137
2. Anticlinal des Aiguillons, Écaille de l'Alpavin.....	138
3. Nappe de Peyre-Haute.....	141
<i>a.</i> Au nord de la Roche de Rame.....	141
<i>b.</i> Au sud de la Roche de Rame.....	142

QUATRIÈME PARTIE
CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Prolongement des unités tectoniques dans les régions voisines.....	145
I. Zone subbriançonnaise.....	145
II. Zone briançonnaise.....	145
1. Nappe de Peyre-Haute.....	145
2. Nappe de Champcella.....	146
3. Nappe de Roche-Charnière.....	148
Les styles tectoniques.....	148
Nappe de l'Embrunais.....	149
Unités briançonnaises.....	150
Histoire tectonique de la région étudiée.....	152
SOMMAIRE DES PRINCIPAUX FAITS NOUVEAUX APPORTÉS A LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE.....	157
BIBLIOGRAPHIE.....	161
TABLE DES FIGURES.....	165
TABLE DES PLANCHES.....	167
TABLE DES MATIÈRES.....	169

J. DEBELMAS

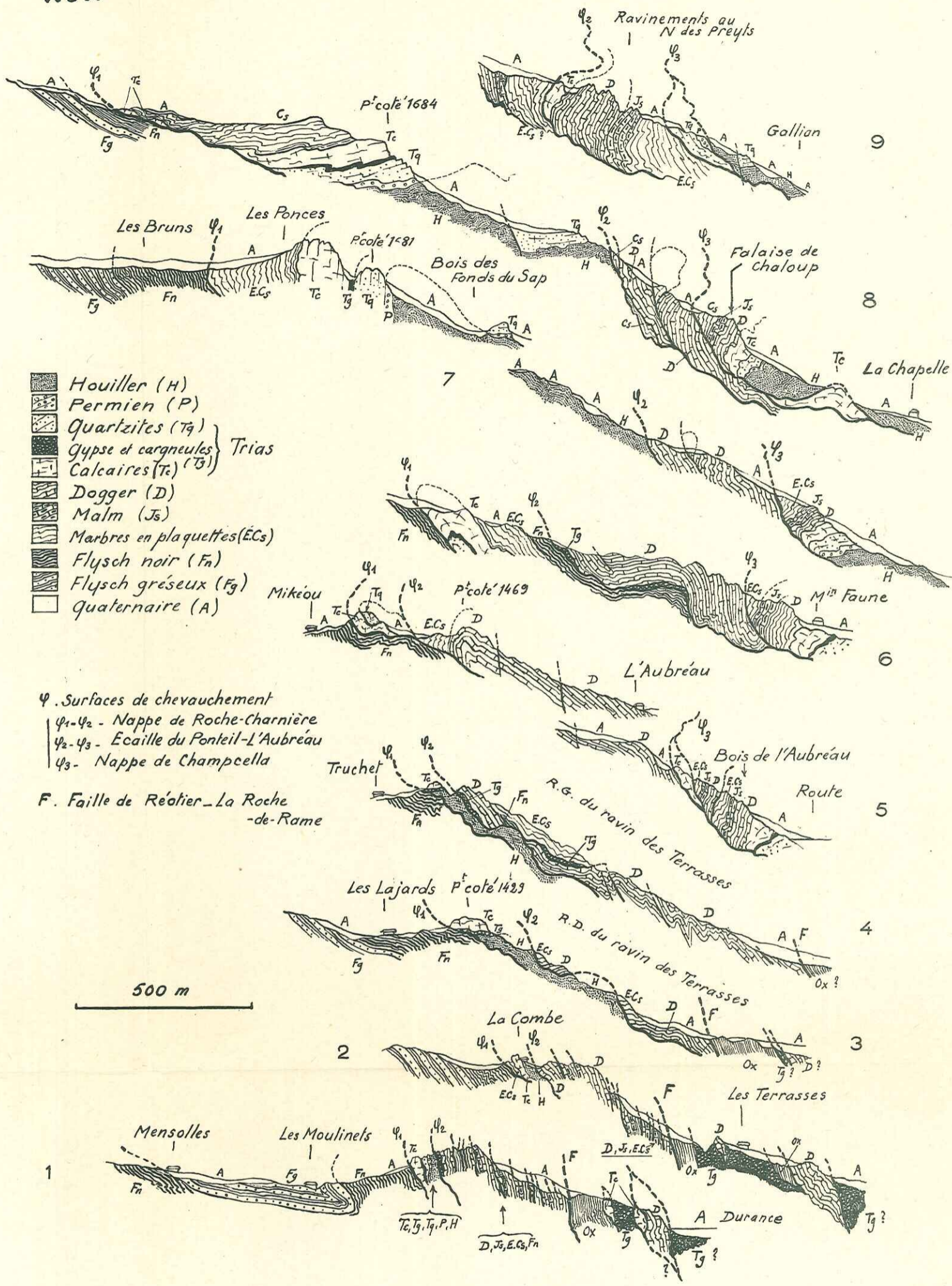




Coupes sérieées entre Chanteloube et Réotier

WSW

ENE



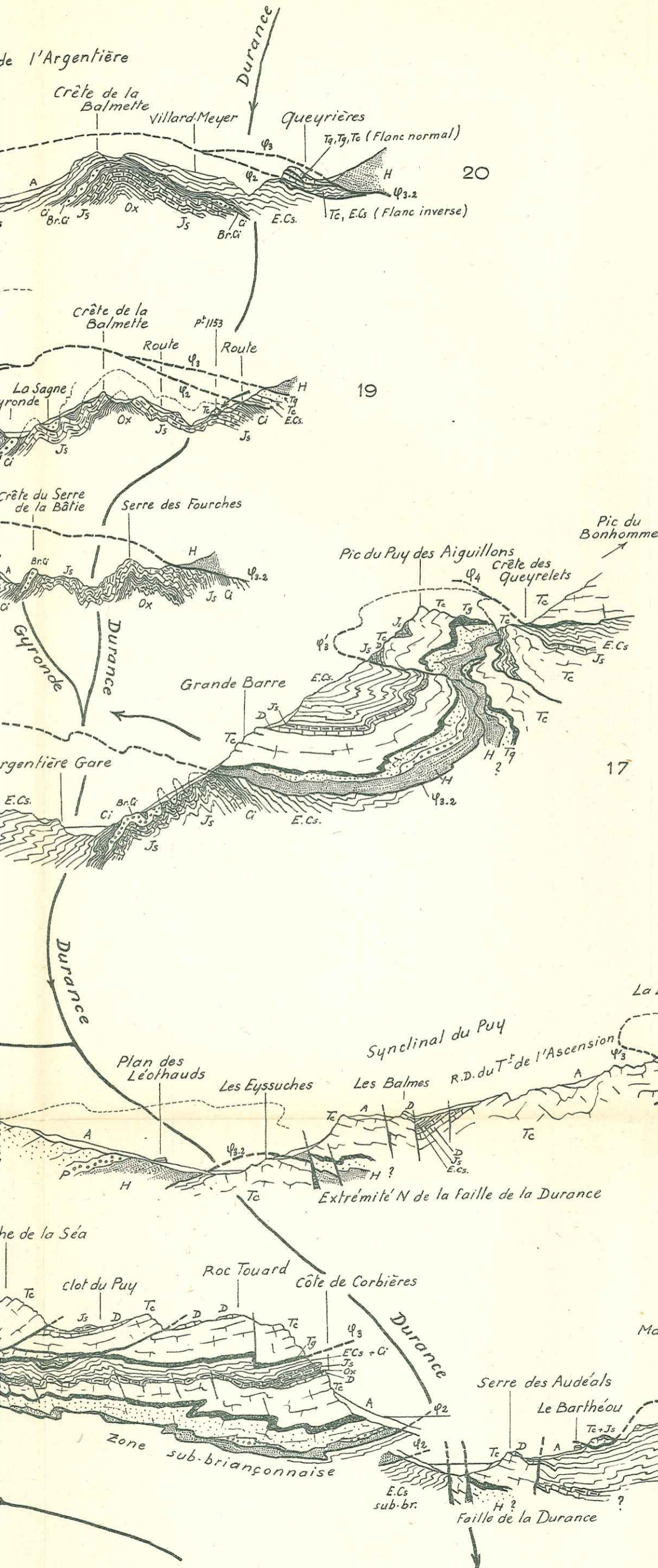
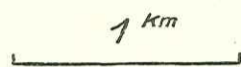
- Houiller (H)
- Permien (P)
- Quartzites (T_q)
- Gypse et cargneules } Trias
- Calcaires (T_c) } Trias
- Dogger (D)
- Malm (J_s)
- Marbres en plaquettes (E.C.s)
- Flysch noir (F_n)
- Flysch gréseux (F_g)
- Quaternaire (A)

Ψ. Surfaces de chevauchement
 Ψ₁-Ψ₂ - Nappe de Roche-Charnière
 Ψ₂-Ψ₃ - Ecaille du Ponteil-L'Aubréau
 Ψ₃ - Nappe de Champcella

F. Faille de Réotier-La Roche-de-Rame

Coupes sérieées entre Queyrières et la vallée de la Biaysse

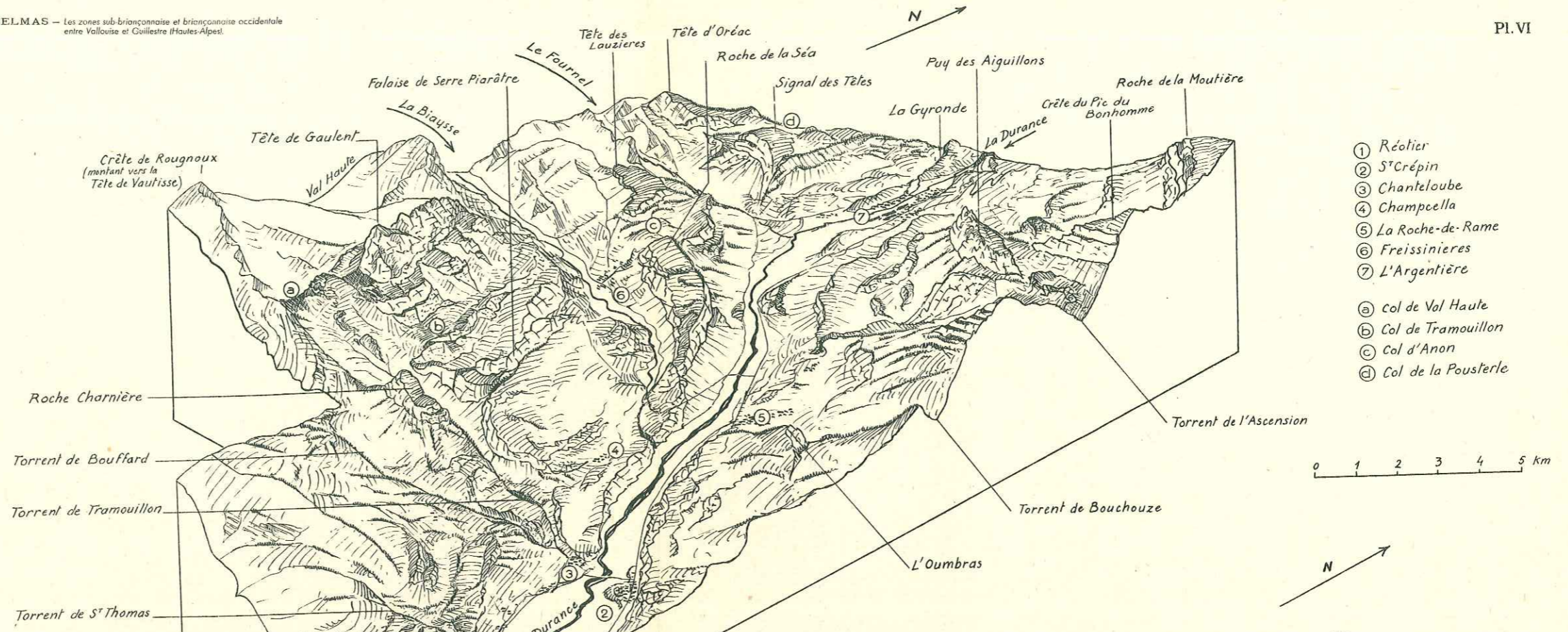
Orientation générale des coupes : SW - NE .



- H. Houiller
- P. Permien
- Tq. Quartzites
- Tg. Horizon des gypses
- Tc. Calcaires
- Td. Dolomies (zone sub-br.)
- D. Dogger
- Ox. Callovo-Oxfordien
- J_s. Jurassique sup^e et base du Néoc.
- Gi. Crétacé inférieur et moyen
- Br.Gi. Lentilles de brèche dans le Crinf^e
- E.Cs. Marbres en plaquettes
- Fn. Flysch noir
- A. Formations quaternaires

- ψ₁. ψ₂. Zone sub-briançonnaise
 - ψ₂. ψ₃. Nappe de Roche-Charnière
 - ψ₃. ψ₄. Nappe de Champcella
 - ψ₄. Nappe de Peyre-Haute
- } Nappes briang.

La numérotation des coupes prolonge celle de la planche



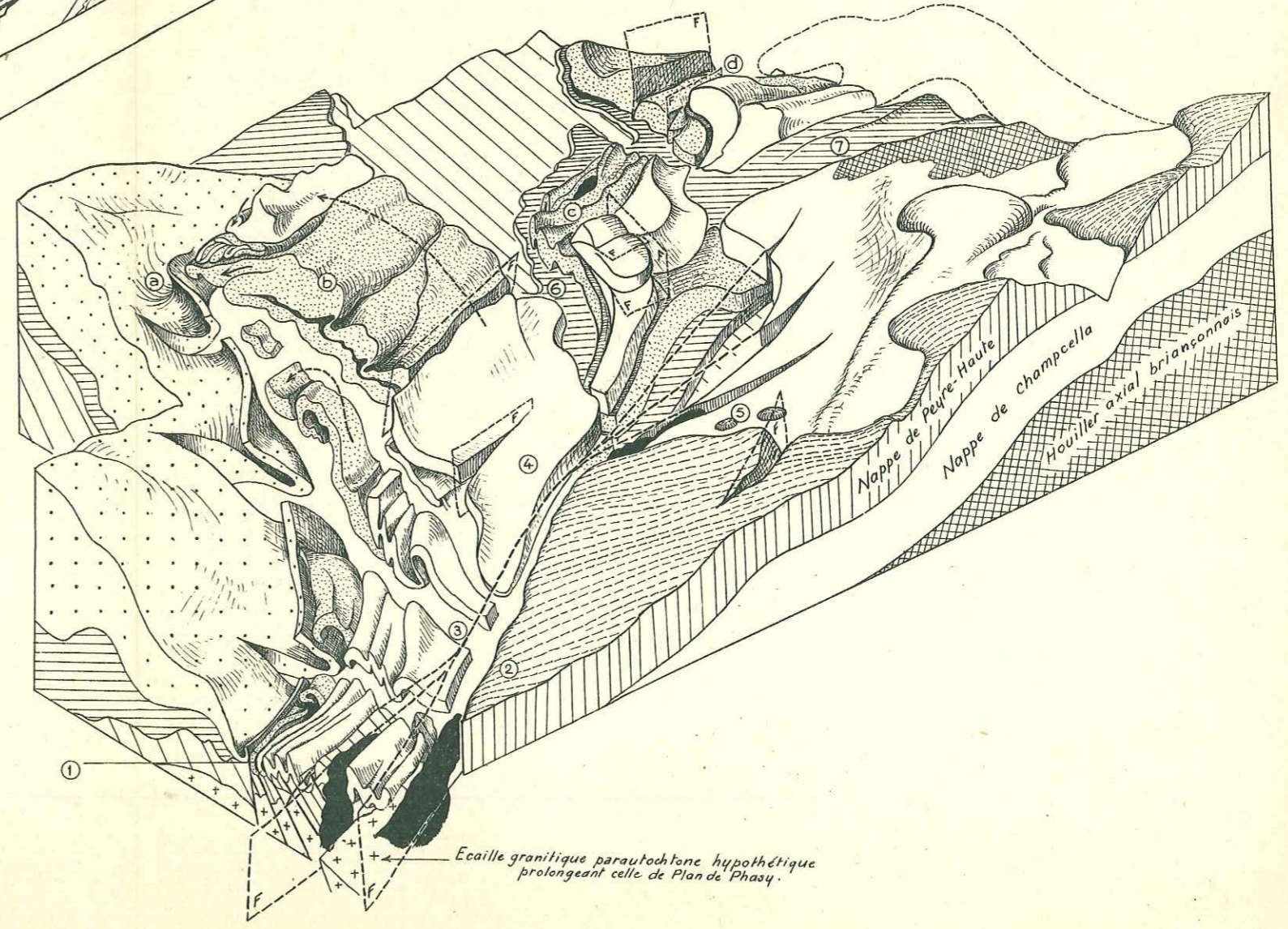
- ① Réolier
- ② S^t Crépin
- ③ Chanteloube
- ④ Champcella
- ⑤ La Roche-de-Rame
- ⑥ Freissinières
- ⑦ L'Argentière

- a Col de Val Haute
- b Col de Tramouillon
- c Col d'Anon
- d Col de la Pusterle

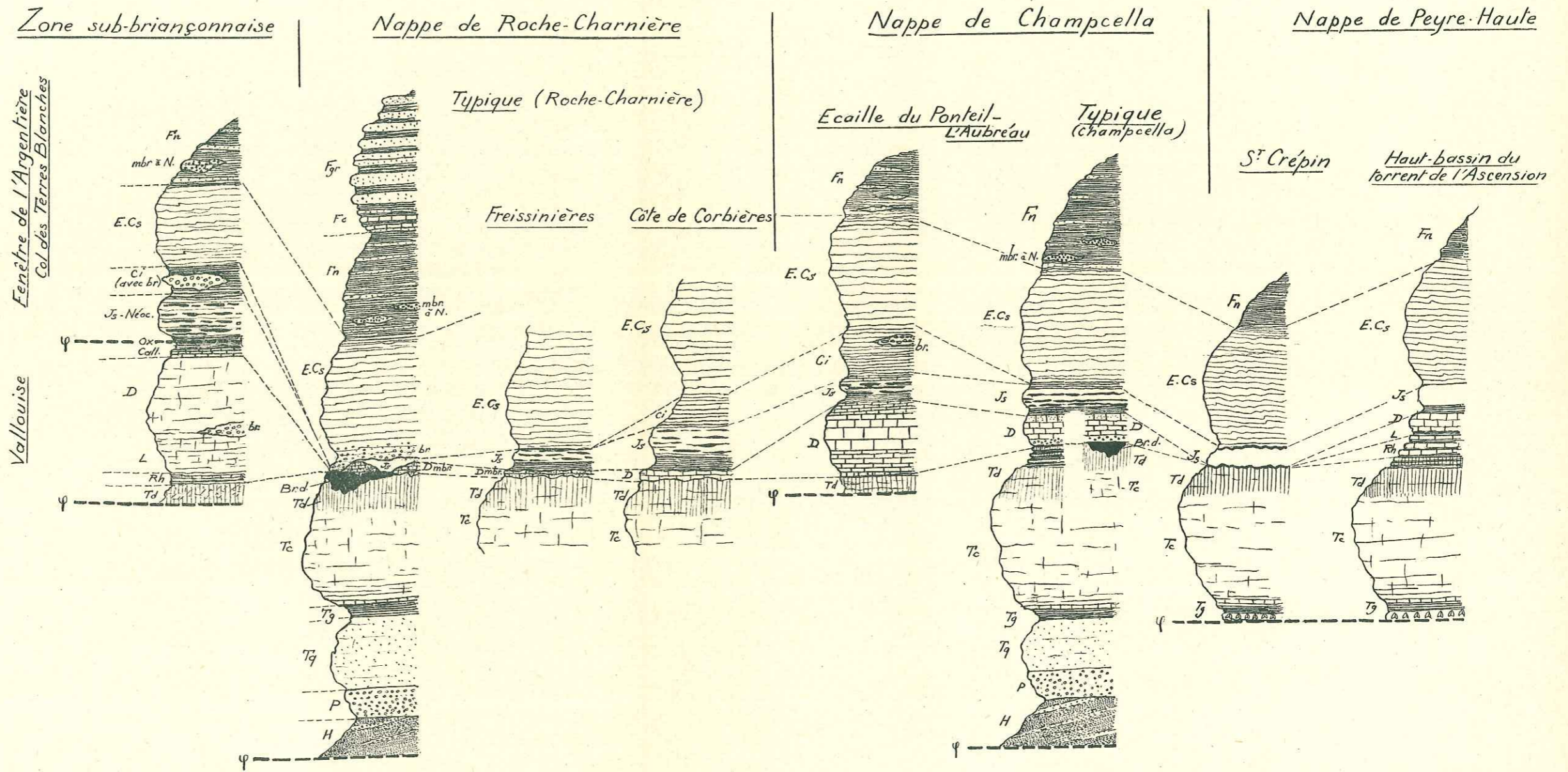
- ++ Cristallin autochtone, type Pelvoux
- ▨ Couverture sédimentaire autochtone de ce Cristallin
- ▧ Unités sub-briançonnaises
- ▩ Nappe de Roche Charnière
- Nappe de Champcella
- ▧ Houiller axial briançonnais
- ▨ Nappe de Peyre Haute
- ▩ Flysch de l'Embrunais

TECTONOGRAMME TRES SCHEMATIQUE
MONTRANT LA STRUCTURE DES MONTAGNES
ENTRE VALLOUISE ET MONTPAUPHIN

J. Debelmas



CORRELATION DES FACIES DES UNITES TECTONIQUES
DES MONTAGNES ENTRE VALLOUISE ET GUILLESTRE



- | | | | | | |
|--------------------------|--|-----------------------------------|----------------------------------|---|-----------------------------|
| H - Houiller | D. Gypse et cargneules | Rh. Rhétien | Call. Callovien | Ci. Crétacé inf ² et moyen | Fg. Flysch gréseux |
| P - Permien | Tc. Calcaires triasiques | L. Lias indéterminé | Ox. Oxfordien | E.Cs. Crétacé supérieur et Eocène inf ² | br. Brèches |
| Tg - Quartzites du Trias | Td. Dolomies du Trias sup ² | D. Dogger | Js. Jurassique supérieur | Fn. Flysch noir | ψ - Surfaces de décollement |
| Tg - Horizon des gypses | Brd. Brèche dolomitique du sommet du Trias | Dbr. Dogger entièrement bréchique | Néoc. Néocomien inf ² | mbr. à N. Microbrèches à Nummulites dans le Flysch noir | |