



Les nappes de l'Embrunais entre Durance et Haut-Drac (Hautes-Alpes) - Alpes françaises

Michel Latreille

► To cite this version:

Michel Latreille. Les nappes de l'Embrunais entre Durance et Haut-Drac (Hautes-Alpes) - Alpes françaises. Tectonique. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1957. Français. NNT : . tel-00609772v1

HAL Id: tel-00609772

<https://theses.hal.science/tel-00609772v1>

Submitted on 20 Jul 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.

T H E S E S

présentées à la
FACULTE des SCIENCES
de l'UNIVERSITE de GRENOBLE

par

Michel LATREILLE

-

Première thèse :

LES NAPPES DE L'EMBRUNAIS ENTRE DURANCE ET HAUT-DRAC
(Hautes-Alpes)

Deuxième thèse :

PROPOSITIONS DONNEES PAR LA FACULTE

Soutenues le 21 Décembre 1957
devant la Commission d'Examen

MM. le Doyen MORET, Président

BARBIER

DEBELMAS

} Examineurs

-

Grenoble

1957

A la mémoire de mon père

A ma mère

A la mémoire de mon Maître

M. Maurice GIGNOUX

Membre de l'INSTITUT

Professeur Honoraire à la FACULTE des SCIENCES
de l'UNIVERSITE de GRENOBLE

A mon Maître

M. Léon MORET

Membre de l'INSTITUT

Doyen de la FACULTE des SCIENCES
de l'UNIVERSITE de GRENOBLE

AVANT-PROPOS

J'ai eu la grande fortune de travailler dans une région qui représente, bien qu'imparfaite, la réplique, en rive droite de la Durance, du Massif du Morgon magistralement étudié naguère par D. SCHNEEGANS. Et tout au long de mon étude, de Piolit ou des tours aériennes de Chabrières, je n'ai jamais manqué de ressentir cette présence. Mon propre travail, dans une région moins complexe, aurait voulu être digne, à son échelle, de celui accompli là-bas, et mon grand désir aura été de ne pas trop décevoir ceux qui me l'avaient confié.

Mais ce n'est pas sans regret, voire même quelque réticence, que je me sépare de ce manuscrit. Certains faits d'interprétation délicate, l'impression à chaque retour sur le terrain que, suivant l'optique utilisée, il peut encore être possible d'y trouver quelque nouveau détail, me font toucher du doigt ses imperfections.

Ce travail pourtant m'a été grandement facilité. La région n'était pas inconnue et l'on mesure toute sa faiblesse et ses insuffisances à ne considérer que les richesses accumulées par nos prédécesseurs. Et plus encore je pense à tous ceux qu'il m'est une joie de remercier ici pour l'aide directe qu'ils ont bien voulu m'apporter.

Mon Maître Maurice GIGNOUX n'est plus, à la mémoire de qui je dédie ce travail, et à qui sans doute je dois d'être géologue. Sa présence m'a soutenu, suppléant sans faiblesse celle d'un guide trop tôt enlevé à mon affection. Il m'a confié l'étude de cette région de l'Embrunais qui lui était chère entre toutes et que, déjà, il ne pouvait plus parcourir et, simplement, sans ostentation, m'a donné les conseils évitant les premiers tâtonnements et toujours le moyen le plus direct pour résoudre les problèmes, que lui suggéraient son extraordinaire intuition et sa clairvoyance. A lui je dois la joie des premières découvertes.

A mon Maître le Doyen Léon MORET va toute ma profonde gratitude. Par sa connaissance incomparable de cette région de l'Embrunais je n'ai pu que gagner dans les longues discussions que sa bienveillance incessante m'a permis d'entretenir avec lui, lui soumettant d'éventuelles hypothèses qu'il mesurait et acceptait avec toute sa largeur de vue et sa jeunesse d'esprit. Son expérience et sa lucidité m'ont évité bien des embûches.

M. le Professeur R. BARBIER et mon ami J. DEBELMAS ont toujours suivi mon travail avec beaucoup d'intérêt, d'autant que leur connaissance de ces problèmes était irremplaçable. Leurs conseils toujours judicieux ont grandement avancé mon étude. Ils m'ont à plusieurs reprises accompagné sur le terrain et de ces belles journées je garde le meilleur souvenir.

Bien d'autres discussions encore et combien passionnées avec M. LEMOINE et M. LANTEAUME. Les connaissances de ce dernier, du problème du Flysch à Helminthoïdes m'ont été une aide précieuse, comme les confrontations sur le terrain, en Ligurie où il a eu l'amabilité de me recevoir et de me piloter.

Mes remerciements vont encore à Madame GUBLER qui a partagé ces mêmes discussions. Son expérience des zones intraalpines entre Pelvoux et Mercantour m'a été d'un grand secours.

Je ne manquerai pas non plus de remercier chaleureusement M. le Professeur J. FLANDRIN, de l'intérêt qu'il m'a toujours témoigné, me conseillant et m'encourageant. Les nombreuses journées passées avec lui sur le terrain, dans les Basses-Alpes ou les Alpes-Maritimes, au cours de stages d'étudiants, m'ont lié à lui de façon toute spéciale.

L'aide matérielle ne m'a pas manqué. Je suis particulièrement reconnaissant à M. le Professeur P. FALLOT dont l'appui a facilité mes débuts (fonds FALLOT d'aide aux jeunes) et qui m'a toujours cordialement reçu dans son Laboratoire. Auprès de M. le Professeur P. PRUVOST, j'ai reçu le même accueil et je lui en témoigne ma profonde gratitude.

Me confiant le levé d'une partie des feuilles Chorges et Orcières au 50 000°, le Service de la Carte Géologique de la France, par son aide matérielle, m'a dégagé de bien des soucis. J'en remercie bien vivement MM. J. GOGUEL et M. LEMOINE.

Je sais gré également à M. NAVARRE, Président-Directeur Général de l'Institut Français du Pétrole et à M. VELLINGER, Directeur-Adjoint de l'E.N.S.P.M., de la compréhension et de l'aide matérielle qu'ils m'ont apportée au nom de l'I.F.P.

Je n'ai pas manqué, bien sûr, de frapper, non sans quelque scrupule, à la porte de spécialistes et je dois dire que celle de J. SIGAL (pour les microfaunes néocrétacées) ou de M. DURAND-DELGA (microfaunes tithoniques et berriasiennes) m'a toujours été largement ouverte. Je n'oublie pas leur aide sans retour et les en remercie cordialement.

R. MICHEL, de son côté, a eu l'amabilité de me donner son diagnostic sur certaines lames minces concernant notamment les galets éruptifs du conglomérat lutétien. Qu'il soit ici remercié.

J'ai toujours également beaucoup retiré des discussions de problèmes variés, avec P. BORDET, F. ELLENBERGER, M. GIDON, J. GUILLEMOT, C. KERCKHOVE et J. SARROT-REYNAULD.

A tous ceux qui, au Laboratoire de Grenoble, dans bien des domaines, m'ont facilité le travail matériel, vont mes remerciements les plus sincères.

Enfin, mon attachement restera à ceux qui sur le terrain m'ont hébergé durant quatre étés, et notamment M. C. BARKATS, de Réallon, dont l'amitié a créé au cours de ces séjours un climat tout spécial.

Grenoble, Décembre 1957.

INTRODUCTION

-

DELIMITATION GEOGRAPHIQUE DU SUJET (figure 1).

La région étudiée ici correspond aux massifs montagneux compris entre la Durance, à la hauteur de Savines au S. et le torrent de Méollion, affluent rive gauche du Drac de Champoléon, au N. La partie septentrionale appartient au Champsaur (région du Haut-Drac), la partie méridionale à l'Embrunais, la crête faîtière les Parias - La Coupa - Le Barle séparant assez exactement ces deux domaines*.

Les limites en sont :

- . au S. : la région du village de Saint-Appolinaire,
- . au S.W. : la bordure N.E. du dôme de Remollon, suivant une ligne Charges-La Bâtie Neuve,
- . à l'W. : le petit massif de la Tour Saint-Phillipe, la région d'Ancelle et de Pont-du-Fossé,
- . au N.W. : Le Drac de Champoléon et le torrent de Méollion,
- . au N. : la région du lac des Estaris,
- . vers l'E. : les hautes montagnes des cirques de Prapic et de Chargès, les sommets de la Pointe de Serre et de la Tête de Lucy, enfin, le Torrent de Réallon, en aval des Méans.

Topographie

1. L'unité morphologique principale est la longue arête S.-S.E. - N.-N.W. alignée grosso-modo entre Saint-Appolinaire et Ancelle. Cette dorsale porte les sommets de Chabrières (2.402 m), La Fourche, La Pousterle, Les Parias (c'est le point culminant de l'arête, avec 2.514 m), Piolit (2.463 m), l'Aiguille et l'Arche.

De Piolit à Chabrières, cette longue arête ruinée domine au S.W. une vaste zone de "bad-lands" qui, aux confins des éboulis et de la forêt, détermine cependant une large bande de pâturages (Pra-Gasta, Jaillet, La Gardette).

2. Du sommet des Parias, une puissante arête se dirige vers le N. et se dédouble à la Coupa (2.627 m) dont l'arête N.E. va déterminer la ligne de partage des eaux des versants de Réallon au S. et du Drac d'Orcières au N. (bassin d'Archinard). C'est la crête qui porte les sommets du Barle, de l'Aiguille (2.790 m) et du Garabrut (2.916 m).

* On peut admettre aussi que la partie occidentale de notre région appartient au Gapençais, mal défini géographiquement.

3. De son côté, l'arête N. de la Coupa va culminer à la Grande-Autane (2.781 m) dont l'arête W. porte le sommet de la Petite-Autane. Ainsi, se trouve délimité le vaste cirque de la Rouanne entre les trois arêtes portant les sommets de l'Arche, l'Aiguille, Piolit, Les Parias, La Coupa, la Grande et la Petite-Autane. Vers le N., la Grande-Autane projette une arête qui porte à son extrémité le sommet de la Petite-Autane d'Orcières (2.548 m).
4. Au N. d'Orcières, un vaste glacis incliné vers le S. et culminant au sommet Drouvet (2.665 m) s'appuie aux puissantes montagnes de la couverture méridionale du Massif du Pelvoux.
5. Enfin, rive gauche du torrent de Réallon, les puissantes crêtes de Flysch dominant de 1.200 à 1.400 m le fond de la vallée et le village de Réallon. Elles culminent ici à 2.716 m à Revire Souléou.

La totalité de cette région correspond à la bordure occidentale des nappes de l'Embrunais en contact avec un substratum autochtone que nous n'étudierons pas ici. Elle comprend très schématiquement la "zone eu Flysch de l'Embrunais" et la "zone des écaillles de base du Flysch" à faciès subbriançonnais et briançonnais.

HISTORIQUE DES RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS L'EMBRUNAIS, ENTRE DURANCE ET DRAC

A. Les précurseurs - 1830-1889

C'est GUEYMARD qui, le premier, parcourt cette région de l'Embrunais au cours de son inventaire sur les richesses minéralogiques du département des Hautes-Alpes. En 1830, il publie un volume consacré à cette étude, accompagné d'une "carte géologique du département des Hautes-Alpes" où la totalité de la région considérée ici appartient à la formation dite "Terrain du Grès vert", surmontant la formation dite des "Calcaires à Gryphées". Il note, en outre, que "toutes les montagnes qui se trouvent au-dessus de Saint-Appolinaire, se lient avec la chaîne d'Orcières, composée de grès et de calcaires à numilites, appartenant au grès vert".

En 1852, ROZET dans ses "Coupes géologiques des Hautes-Alpes" décrit une coupe sommaire d'Embrun à Orcières par le sommet du "Mont-fred" (le Mourrefroid actuel) où il définit la masse de Flysch à Helminthoïdes comme d'"énormes masses de calcaires compacts, grisâtres

parfaitement stratifiées, et dont les strates sont séparées par des couches schistoïdes ... Entre le Drac et la Durance, il est surtout caractérisé par une immense quantité d'empreintes, abondantes dans les strates schistoïdes que M. MURCHISON a nommées Myrianites * et qui me paraissent n'être autre chose que des traces d'Annélides. Toutes les crêtes élevées et les grands sommets, le Montfred, les Barles, Autane (...) etc... qui dominent les sources du Drac, sont formées par le calcaire à Myrianites".

Pour Charles LORY, cette région de l'Embrunais appartenait à sa "deuxième zone alpine" où cet auteur englobait le Flysch des Aiguilles d'Arves, les grès de l'Embrunais et le Briançonnais occidental.

Cet auteur notait, en 1860, dans sa "Description géologique du Dauphiné" que les grès mouchetés du Champsaur s'enfonçaient à l'E., dans la région d'Orcières, sous "une énorme épaisseur de grès alternant avec des assises d'ardoises, de schistes noirs charbonneux, de schistes argilo-calcaires et de calcaires compacts, d'un gris foncé", et que cette formation de plus de 1.000 m d'épaisseur se trouvait alors surmontée de l'ensemble défini par ROZET sous le nom de calcaires à Myrianites.

Pour Charles LORY, il n'y avait donc pas solution de continuité depuis les couches à nummulites du confluent des Dracs jusqu'aux calcaires à Myrianites, et il attribuait à cet "ensemble stratigraphique" une épaisseur jamais inférieure à 2.000 m.

Toujours pour ce même auteur, les belles montagnes calcaires aux formes découpées, telles que Chabrières, La Pousterle, Les Séolanes, etc... devaient représenter "autant d'îles dans la mer éocène".

Quant à GORET (1887) qui étudia surtout les montagnes de l'Ubaye, il y voyait des massifs limités sur leur périphérie par des failles verticales.

Mais il faudra attendre plusieurs années encore avant qu'une nouvelle étape soit accomplie avec HAUG et KILIAN, pour qui la superposition anormale s'imposera, notion qui dès lors prévaudra.

B. L'époque de E. HAUG et W. KILIAN - 1889-1925

En 1884 déjà, Marcel BERTRAND démontrait le rôle important joué dans les Alpes françaises par les charriages, explicitant ainsi les superpositions aberrantes.

Dès lors, l'impulsion était donnée, et KILIAN, lors de ses premières visites dans la vallée de Barcelonnette, soupçonna que les régions disloquées de Méolans et du Morgon devaient présenter des "refoulements", et l'idée du charriage de ces masses calcaires sera formulée pour la première fois par HAUG et KILIAN, en 1892.

* MURCHISON les appliquait à des empreintes analogues? dans les schistes siluriens.

Dans notre région, il faudra attendre 1894 pour que E. HAUG, au cours d'une exploration de la Haute-Vallée du Drac d'Orcières, définisse un lobe de Flysch charrié qu'il relie à la nappe définie par lui et KILIAN dans l'Ubaye, et un plus tard dans la région des Orres.

Aussi, considérant cet ensemble, écrivait-il qu'il s'agissait du "bord arqué d'un grand refoulement, que l'on peut suivre depuis le massif central du Pelvoux, à travers l'Embrunais et l'Ubaye, jusque bien près du massif central du Mercantour. Ainsi, était formulée, pour la première fois, l'idée d'une grande nappe largement étalée "sur un soubassement à faciès dauphinois" entre les deux massifs cristallins du Pelvoux et du Mercantour.

Cependant, ce recouvrement ne concernait pas la masse des grès de l'Embrunais, mais des unités mésozoïques à caractères briançonnais. En 1898, en effet, E. HAUG estimait encore que les "formations tertiaires de l'Embrunais" (Flysch calcaire de l'Eocène supérieur ou Priabonien et grès de l'Embrunais qu'il attribuait dans leur plus grande partie à l'Oligocène) reposaient constamment "sans conglomérat de base", sur les schistes bathoniens-oxfordiens. Et, s'il considérait alors les cimes de La Pousterle et de Chabrières comme des lambeaux de recouvrement, témoins d'un vaste charriage, après avoir envisagé que des affleurements tels que ceux de Puy Saint-Eusèbe ou des Orres représentaient des pointements anticlinaux au milieu de grès oligocènes, E. HAUG admit alors qu'il s'agissait de morceaux de la nappe de charriage pincés dans les synclinaux du substratum tertiaire où ils étaient conservés, alors que la nappe était ailleurs détruite par érosion. Et, pour E. HAUG, si les klippes de Chabrières et de la Pousterle reposent sur le "Flysch calcaire" inférieur aux grès oligocènes, c'est que l'érosion avait déjà attaqué ces derniers avant l'arrivée de la nappe.

Notons au passage la découverte, en 1897, par DAVID MARTIN, Conservateur du Musée de Gap, du curieux lapiaz appelé "Oucane de Chabrières" qui devait être minutieusement exploré, quelques années plus tard, les 5-9 Juillet 1904, par E. HAUG, P. LORY et le spéléologue E.A. MARTEL*. Ce dernier levait un plan très détaillé au 1/3.000 de l'Oucane, tandis que E. HAUG et P. LORY notaient la présence de grandes failles qui en accidentent la surface. MARTEL, enfin, soulignait, très heureusement, l'importance du rôle joué par la tectonique à l'origine de la formation du lapiaz.

En 1899, après quelques campagnes consacrées à la seule région de l'Ubaye, E. HAUG revient dans l'Embrunais et écrit : "Jusqu'à ma dernière campagne j'avais admis que le Flysch calcaire de l'Embrunais repose sur les schistes noirs bathoniens-oxfordiens qui en forment le soubassement en superposition normale et en transgressivité". Mais divers arguments, et en particulier la découverte de lames triasiques, de gypses (et même de quartzites du Trias moyen aux Touisses, près de Réallon) entre les schistes noirs jurassiques et les couches nummulitiques devaient conduire cet auteur à la conclusion que "LE FLYSCH DE L'EMBRUNAIS NE SE TROUVE PAS SUR LE JURASSIQUE DU SOUBASSEMENT EN REPOS NORMAL, MAIS QU'IL A ETE AMENE PAR UN PHENOMENE DE CHARRIAGE DANS SA POSITION ACTUELLE".

* Ils étaient accompagnés de DAVID MARTIN et du Docteur H. VESIGNIE.

Dans cette même publication, d'importance capitale, E. HAUG note que le Flysch a entraîné dans sa marche des parties de son ancien substratum : Trias - Lias - Jurassique supérieur à faciès briançonnais et c'est ainsi que des "têtes d'anticlinaux, tel le pointement de Malm des Gourniers, près de Réallon, apparaissent au milieu des formations nummulitiques". Enfin, E. HAUG crut reconnaître AU-DESSUS de la nappe du Flysch, les témoins d'une deuxième nappe, originaire, pour lui, du Briançonnais, mais AU-DELA de la zone d'origine du Flysch : tels les lambeaux de chevauchement de la Pousterle et de Chabrières. Avec W. KILIAN, E. HAUG était d'ailleurs arrivé à la même conclusion dans la région de l'Ubaye où le Morgon, par exemple, était interprété par ces auteurs comme un témoin de cette nappe supérieure.

Au cours de la même campagne, enfin, dans la région d'Orcières, E. HAUG découvre au Forest des Baniols (S. du lac des Estaris) les îlots mésozoïques (Trias et Jurassique supérieur) "emballés dans le Flysch noir de la nappe", nappe dont il précise les contours sur les crêtes dominant le ravin de Méollion. Mais pour lui, cependant, le contact de la nappe passe ici DANS LES GRES DU CHAMPSAUR ET NON ENTRE CEUX-CI ET LE FLYSCH NOIR. D'ailleurs, le recouvrement lui semble vers l'E. "se réduire à zéro" selon sa propre expression, et c'est dans ce sens que seront dessinés les contours de la première édition de la feuille Gap au 1/80.000.

Quelques temps plus tard (1901), E. HAUG note, dans le Massif de Chabrières-La Pousterle, outre les calcaires triasiques, un grand développement de "calcaires gris à cassure conchoïdale et de schistes satinés et tachetés, correspondant à l'ensemble qui, sur la feuille Briançon, a été marqué EJ". Cet ensemble ainsi décrit, qu'E. HAUG notait en particulier au Col de La Gardette et dans le ravin de La Martinasse, correspond évidemment aux faciès ultérieurement définis comme subbriançonnais par M. GIGNOUX et L. MORET. Il établit, en outre, le parallèle entre les affleurements d'argilites et le Lias de Saint-Apollinaire avec ceux du Morgon*, et tente une corrélation entre les structures synclinales de la formation du Flysch de l'Embrunais d'une rive à l'autre de la Durance.

Enfin, il insiste, une nouvelle fois, sur l'appartenance des lambeaux de recouvrement de Chabrières et de La Pousterle à une nappe plus élevée que les anticlinaux intriqués dans le Flysch, nappe qui, pour E. HAUG, devait primitivement recouvrir toute la masse de ce Flysch et "avait certainement sa racine au-delà des plis du Plan de Phasy".

Ainsi, après 15 ans de patientes et minutieuses recherches, E. HAUG et W. KILIAN pouvaient tenter un travail de synthèse et c'est à l'occasion du Congrès International de Vienne, en 1903, qu'E. HAUG devait exposer devant un nombreux auditoire ses idées nouvelles sur "les grands charriages de l'Embrunais et de l'Ubaye".

Dès ce moment, E. HAUG pouvait écrire : "l'aire qui est aujourd'hui l'Embrunais et l'Ubaye formait une dépression vers laquelle pouvaient S'ECOULER les masses sollicitées par les poussées tangentielles". C'est précisément sous le signe de cette notion de tectonique d'écoulement qu'il faudrait placer la troisième grande période de recherches dans cette région : celle des tectoniciens modernes.

* Tout en estimant que les affleurements de Saint-Apollinaire ne sont pas en place.

Mais E. HAUG devait, par la suite (1912), modifier quelque peu ses vues sur la structure de cette grande nappe, distinguant non plus les deux nappes superposées au-dessus des terres-noires autochtones, mais cinq, partiellement superposées sur une même verticale.

E. HAUG place alors la nappe du Flysch de l'Embrunais et la Cicatrice du Réallon (l'auteur utilise pour la première fois ce terme de cicatrice) dans sa nappe III, de même que les "lambeaux jurassiques" du vallon de La Martinasse.

Quant aux lambeaux de recouvrement de Chabrières et de la Pousterle, ils appartiendraient à un anticlinal couché de la nappe V, la plus interne par conséquent. Par une étude comparée des faciès, E. HAUG devait arriver à la conclusion que "la racine de la nappe à laquelle appartiennent les lambeaux de recouvrement de La Pousterle et de Chabrières se trouve dans l'un ou l'autre des plis couchés à flanc inverse étiré qui constituent, sur la rive droite de la Durance, les montagnes de Réotier, de Champcella et de Fressinières".

E. HAUG, toujours dans cette même publication, attribuait un âge priabonien au Flysch noir et au Flysch à Helminthoïdes, ce dernier se substituant au premier, de S.W. de la nappe III vers son bord N.E.

Recherchant, enfin, l'origine des cinq nappes de l'Embrunais et de l'Ubaye, E. HAUG en arrive à la conclusion que ces nappes se succédaient du S.W. au N.E. dans l'ordre de leur superposition actuelle et "venaient s'intercaler entre la zone autochtone du Gapençais et la zone axiale du Briançonnais".

Enfin, c'est à la même époque que J. BOUSSAC (thèse 1912) étudie de nouveau le contact de la nappe dans la région d'Orcières où, notamment, la coupe de la rive droite du Drac d'Orcières, entre cette localité et Prapic, lui donne la clef de la structure tectonique de la région.

Rappelons, pour terminer, que la première édition de la feuille Gap au 1/80.000 parut en 1905 avec les contours de E. HAUG pour la région étudiée ici.

C. Les travaux récents

En fait, beaucoup d'incertitudes subsistaient dans ce "domaine intermédiaire", entre la zone alpine externe et le vrai Briançonnais. Si dans ses grandes lignes, la tectonique était dès lors définie et la stratigraphie des lambeaux de recouvrement de Chabrières et de La Pousterle assimilée à celle d'unités rencontrées plus à l'E. dans le Briançonnais, par contre, la stratigraphie du Massif de Piolit était totalement ignorée.

M. GIGNOUX et L. MORET, les premiers sans doute, eurent l'intuition que, dans ce domaine intermédiaire, il devait y avoir toute une stratigraphie nouvelle qui ne serait ni celle de la zone dauphinoise,

ni celle du Briançonnais. C'est ainsi que la première découverte importante de M. GIGNOUX, dans cette région de l'Embrunais, fut celle, aux Phasis de Châteauroux, de "lumachelles à Aptychus" de quelques dizaines de mètres d'épaisseur qu'il attribua au Néocomien (couches qu'il devait retrouver l'année suivante à l'Argentière).

Peu de temps après, dès l'automne de 1932, M. GIGNOUX et L. MORET arrivaient à définir, dans la coupe devenue célèbre du torrent d'Ancelle (La Rouanne), une stratigraphie relativement précise de cette zone dont ils devaient faire par la suite leur "zone sub-briançonnaise" : Dogger néritique et zoogène (pour E. HAUG il s'agissait de Tithonique), Callovien et Cancelllophycus, schistes noirs oxfordiens (qu'E. HAUG croyait inférieurs aux calcaires massifs et où il voyait des terres noires autochtones), complexe à zones siliceuses du Malm-Néocomien, marbres en plaquettes néocrétacées. On voit donc, qu'un grand pas en avant venait d'être franchi depuis les travaux d'E. HAUG pour qui toutes ces écailles étaient englobées dans la formation mal définie du "Flysch calcaire" .

Après avoir revu le contact de la nappe dans la région de Chorges-La Bâtie-Neuve (1931), M. GIGNOUX et L. MORET étudiaient à nouveau (1932) la limite de la zone du Flysch dans la région d'Orcières et confirmaient les observations de BOUSSAC. Ils relevaient, en outre, la série des écailles mésozoïques posées sur le Flysch noir de la région du Forest des Estaris.

D. SCHNEEGANS, de son côté, donnait des lambeaux de chevauchement de Chabrières et de la Pousterle une interprétation tectonique différente de celle admise jusqu'alors, les considérant comme un renflement frontal des lames mésozoïques de la cicatrice de Réallon-Les Gourniers, coincées entre l'autochtone et la nappe du Flysch. On devait dès lors admettre que les klipptes de Chabrières et de la Pousterle ne venaient pas par dessus le Flysch, mais par dessous.

Ainsi donc, dès ce moment, tant la stratigraphie que la tectonique des nappes de l'Embrunais, entre Durance et Drac, se trouvaient solidement étayées. Et si, en 1933, cette zone d'écailles mésozoïques est encore englobée par M. GIGNOUX et L. MORET dans la "zone (ou nappe) de l'Embrunais *", en 1934, M. GIGNOUX, L. MORET et D. SCHNEEGANS, dans une note synthétique (T.L.G. 1934) définissent de façon précise une "zone subbriançonnaise" faisant la transition entre les faciès de la zone externe et ceux rencontrés plus à l'E., dans la "zone briançonnaise" proprement dite.

Dans les années suivantes, ces notions nouvelles devaient être confirmées, précisées, et pour les concrétiser M. GIGNOUX et L. MORET publient en 1938 un ouvrage synthétique fondamental qu'ils intitulent "Description Géologique du Bassin Supérieur de la Durance".

Ils insistent tout spécialement sur l'aspect paléogéographique du problème, la nature de la "sédimentation de fosse" de la série de Piolit, estimant que la zone subbriançonnaise devait correspondre au fond et au talus oriental de l'"avant-fosse alpine".

* DAVID-MARTIN, en 1887, parlait à ce propos de "schistes et de calcaires tertiaires à Fucoïdes et Méandrines".

Simultanément la "zone ultradauphinoise" venait d'être définie.

La même année D. SCHNEEGANS publie sa thèse sur "la Géologie des Nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye", formidable travail qui restera à jamais un modèle du genre, débrouillant la stratigraphie et la tectonique particulièrement complexes du splendide Massif du Morgon, pendant de Chabrières, sur la rive gauche de la Durance.

Il semblait, dès cette époque, intéressant d'établir des relations entre l'unité de Piolit et celles définies tant au S. (Ubaye) qu'au N. du Massif du Pelvoux. C'est à ce résultat que devaient arriver successivement D. SCHNEEGANS (thèse 1938) au S. et R. BARBIER au N. (thèse 1948), puis T.L.G. 1951). Ce dernier synthétisait ainsi les conceptions nouvelles sur la zone subbriançonnaise, définissant un subbriançonnais interne (digitation du Morgon - Dramonasq, etc...), un subbriançonnais médian correspondant à la digitation de Piolit qui se prolongerait au N. par la nappe du Pas du Roc, enfin un subbriançonnais externe (Cordillère tarine). R. BARBIER considère d'ailleurs, qu'il s'agit d'unités se relayant en festons successifs, se laminant à leurs extrémités, et non de variations de faciès d'une seule et même zone du S. vers le N.

Plus récemment encore, J. DEBELMAS (thèse 1955) rattache les lambeaux de recouvrement de Chabrières - La Pousterle (digitation de Chabrières - Escouréous de D. SCHNEEGANS) à la nappe briançonnaise de Roche-Charnière, tout en réservant l'hypothèse que cette unité de Chabrières représente peut-être une cordillère plus externe, relayant celle de Roche-Charnière.

J. DEBELMAS pose, d'autre part, le problème de l'appartenance des écaillés ou klippes (Uvernaus, Roc-Blanc, Chabrières, etc...) à faciès briançonnais à l'une des zones subbriançonnaise ou briançonnaise, et définit les critères paléogéographiques et embryotectoniques distinctifs de ces deux zones, proposant ainsi une nouvelle définition de celle-ci.

Enfin, nous ne saurions manquer de souligner que cette région de l'Embrunais fut, pour M. GIGNOUX, L. MORET et D. SCHNEEGANS, un terrain d'étude privilégié pour l'application de certaines grandes théories tectoniques modernes et tout spécialement les notions formulées plus ou moins implicitement déjà par SCHARDT et HAARMANN, de glissement des nappes sur un plan incliné et de l'écoulement des roches par leur propre gravité (voir M. GIGNOUX, T.L.G. 1948).

Signalons pour terminer que la deuxième édition de la feuille Gap paraît en 1945 avec des contours de M. GIGNOUX et L. MORET, presque totalement nouveaux pour toute la région étudiée ici.

S C H E M A S T R U C T U R A L

A. Z o n e a l p i n e e x t e r n e (n o n é t u d i é e i c i) .

Elle est apparente en bordure des unités intra-alpines, et correspond à la zone ultradauphinoise. Cette zone, bien définie au N. et à l'E. du Pelvoux, s'individualise nettement comme le premier des grands chevauchements de la zone interne. Notons que l'on y distingue un Nummulitique transgressif (Eocène).

Dans la région qui nous intéresse ici, cette zone est, au contraire, fort mal différenciée structuralement.

Cette zone n'étant pas ici décollée, le problème est posé de savoir où se trouvent les termes de passage aux faciès dauphinois vers l'W., étant bien entendu naturellement que la série autochtone du Puy de Manse d'une part, et la série de la Batterie du Châtelard d'autre part sont toutes deux conformes au type défini ultra-dauphinois.

On pourrait semble-t-il utiliser le critère du Nummulitique transgressif distinctif de cette zone dans le domaine septentrional. Mais une incertitude subsiste ici concernant l'extension vers l'W. de ce Nummulitique transgressif (trilogie priabonienne). Néanmoins, cela écarte déjà le Dôme de Remollon où il n'y a pas d'Eocène, mais de l'Oligocène transgressif sur le Jurassique.

Par contre, le problème des terres-noires bathoniennes et callovo-oxfordiennes est moins clair. Une étude détaillée de ces faciès, et spécialement de leurs variations d'épaisseur d'W. en E. permettrait sans doute de s'en faire une idée plus précise. Quoiqu'il en soit, la position autochtone de la série du Puy de Manse implique déjà l'idée d'appartenance des terres noires sous-jacentes à la zone ultradauphinoise, dans la mesure, il est vrai, où la notion d'une telle paléo-zone est valable dès cette période bathonienne et callovo-oxfordienne. Un coup d'oeil sur la carte est alors édifiant sur la largeur d'une telle zone ultradauphinoise, puisque, à près de 40 km à l'E. du Puy de Manse, au-delà même de la fermeture de la demi fenêtre d'Embrun, réapparaissent, au Plan de Phasy, les terres noires autochtones, sans trace de faciès subbriançonnais, dans leur situation d'origine.

Mais on remarque alors que les terres-noires qui forment le soubassement de la série du Puy de Manse ne sont autre chose que l'enveloppe bathonienne et callovo-oxfordienne du Dôme de Remollon aux faciès d'appartenance dauphinoise. Il faudrait alors envisager que le passage de ces terres-noires, situées à l'E. du Dôme (et considérées comme ultradauphinoises) à celles typiquement dauphinoises de la bordure occidentale du Dôme de Remollon, se ferait progressivement aux alentours du méridien de Romette par exemple? Mais dès lors, quels critères (paléontologiques, stratigraphiques, lithologiques) adopter pour permettre la discrimination? Ou, deuxième hypothèse, la

zone ultradauphinoise ne s'individualise-t-elle, vis-à-vis de la zone dauphinoise, qu'à partir de la limite jurassique supérieur - infra-crétacé? (En tout cas plus haut que l'Oxfordien).

Vers l'E., la différenciation de cette zone et de la zone subbriançonnaise est, au contraire, assez bien définie à tous les niveaux, et spécialement celui des terres noires. Nous verrons, en effet, que cette série argileuse, compréhensive dans la zone externe, est ici très amincie et n'englobe plus le Bathonien représenté par des calcaires néritiques ou oolithiques, ni le Callovien sous un faciès de calcschistes à Cancelllophycus.

Mais la zone de transition de ces faciès est malheureusement partout marquée par l'important recouvrement de la zone ultradauphinoise par les unités intraalpines* .

Dans la région considérée ici, la zone alpine externe (ultradauphinoise) comprend les trois éléments suivants :

1. L'ECAILLE DE GNEISS DE LA POINTE DES PISSES (enracinée au N. au Cristallin du Pelvoux).

De valeur anticlinale, elle se trouve en position tectonique anormale par rapport aux schistes jurassiques du Ravin de Méollion qu'elle chevauche et surmontée par la formation des grès du Champsaur, également en contact tectonique avec ces gneiss.

2. LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE AUTOCHTONE DU CRISTALLIN DU PELVOUX (région du Haut-Drac).

C'est la classique trilogie priabonienne : calcaires à Nummulites à la base, puis schistes rouges, schistes à Globigérines, grès et conglomérats à ciment rouge, enfin puissante formation de grès, désignée sous le nom de "grès du Champsaur". Cette formation nummulitique repose fréquemment sur du Jurassique (synclinal de Méollion, terres noires de la région de la Tour Saint-Philippe), parfois sur du Lias ou du Trias.

3. LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE AUTOCHTONE DE TYPE DAUPHINOIS DU CRISTALLIN DE REMOLLON - SAINT ETIENNE D'AVANCON (Dôme de Remollon).

Il s'agit, dans notre région, uniquement des terres noires bathoniennes et callovo-oxfordiennes de la vallée morte de Chorges-

* Ces quelques considérations permettent de mesurer la fragilité de la conception de "zones" bien tranchées qui ne sont souvent qu'un cadre schématique destiné à matérialiser des vues humaines interprétatives de faits naturels d'une grande souplesse impliquant l'idée de nuances progressives qui en empêchent souvent toute géométrisation

La Bâtie-Neuve et de la basse vallée de Réallon. Comme nous l'avons noté plus haut, leur appartenance éventuelle au domaine dauphinois ou à la zone ultradauphinoise serait à préciser.

B. Zone alpine interne

Elle comprend :

1. LA ZONE DES ECAILLES DE BASE DU FLYSCH

Elle est extrêmement tourmentée tectoniquement et correspond à la zone définie par M. GIGNOUX et L. MORET sous le nom de "zone subbriançonnaise". Il n'y a ici, contrairement à l'habitude dans les régions intraalpines, aucun parallélisme entre zones de faciès et zones tectoniques. On y rencontre, en effet, le plus souvent superposées mécaniquement, des unités aux faciès variés que l'on peut grouper en deux grands ensembles bien distincts :

a. Unités à faciès subbriançonnais

Comme l'ont précédemment défini M. GIGNOUX et L. MORET, puis D. SCHNEEGANS, il s'agit d'unités faisant stratigraphiquement transition entre les faciès des zones externes et celles plus internes du Briançonnais proprement dit. En fait, cette autonomie paléocéanographique n'est pas effective à toutes les époques géologiques, mais se justifie parfois par une individualité accusée.

On peut y définir ici trois unités, deux d'entre elles semblent passer latéralement de l'une à l'autre.

● Unité de Piolit *

C'est de loin la mieux individualisée et celle dont l'extension spatiale est la plus considérable. La série stratigraphique y est complète du Trias supérieur à l'Oxfordien et du sommet du Malm au Flysch. L'importante lacune du Lusitanien, ainsi que la sédimentation troublée qui lui succède, pourraient être en relation avec une pulsation de la plateforme de sédimentation en relation avec l'extension, au S., d'un important paléorelief défini par D. SCHNEEGANS en Ubaye, sous le nom de Cordillère des Séolanes (?).

* Je n'ai pu retrouver l'origine du mot Piolit. Le plan directeur au 1/20.000 porte "Le Piolit". Cependant, la très ancienne carte des Alpes de BOURCET (1884) porte "Pointe et Col de Pioly".

La série de Piolit semble, pour une part, être un dernier écho de la série dauphinoise (terres noires de l'Oxfordien). Certains faciès, au contraire, annoncent le vrai Briançonnais : Dogger néritique, calcschistes sénoniens, etc...

Mais la zone de sédimentation de l'unité de Piolit paraît, en fin de compte, soumise à d'importantes fluctuations des conditions paléoocéanographiques étroitement liées à l'instabilité du fond marin et aux omissions d'apports désimentaires, malgré un régime de submersion continue.

Cette unité forme la totalité du vaste massif de Piolit et du cirque de la Rouanne où la série type fut définie pour la première fois. Elle se prolonge sur le flanc N. des Autanes (cirque de Combeau) puis, très amincie et incomplète, au N. de la Petite-Autane d'Orcières et du Garabrut (Dogger seul).

Vers le S.E. c'est elle qui forme, très écaillée, le soubassement des klippes de La Pousterle et de Chabrières.

Son extrême avancée méridionale forme le sommet des Croix de Viandre (Dogger) au-dessus de Saint Apollinaire.

Dans cette même région, elle recouvre partiellement une deuxième unité à caractères subbriançonnais, mal définie structuralement.

● L'unité de Saint Apollinaire

Elle pourrait être sur la rive droite de la Durance le prolongement de l'unité du Morgon définie par D. SCHNEEGANS sous le nom de "digitation du Morgon". La série en est très incomplète, les calcschistes néocrétacés reposant directement sur le Dogger par l'intermédiaire d'un hard-ground ou d'un niveau bréchoïde à éléments de Malm.

Cette unité forme de petits affleurements discontinus, masqués par du Glaciaire, glissés sur les pentes et qui affleurent à Saint-Apollinaire et entre cette localité et le Pont du Torrent de Réallon au-dessous du village.

Elle est structuralement inférieure à l'unité de Piolit qui la recouvre tangentiellement, stratigraphiquement pourtant ses caractères en sont nettement plus internes (série lacunaire entre Dogger et Néocrétacé). Nous y reviendrons ultérieurement.

● Unité de La Martinasse

Seulement différenciée dans le Cirque de La Martinasse (entre Chabrières et La Pousterle), cette unité également inférieure à celle de Piolit semble représenter le prolongement septentrional de la précédente (Saint-Appolinaire) avec variations de certains faciès.

b. Unités exotiques à faciès briançonnais

Elles sont de répartition discontinue et fragmentaire. Lambeaux de recouvrement isolés, elles reposent tangentiellement et mécaniquement sur un substratum subbriançonnais, lui-même charrié (l'unité de Piolit) ou encore sur du Flysch noir (région des Estaris). J'y ai distingué deux unités :

● Unité de Chabrières-Estaris

Les faciès les plus externes se trouvent alignés suivant une unité structurale que j'ai appelée : unité de Chabrières-Estaris, tout au long de laquelle, du S. au N., on peut étudier des variations progressives de faciès. La sédimentation n'y a pas été continue, soit que cette lacune ait été due à une véritable émergence (de l'époque finitriasique à l'Argovien par exemple), soit que l'ablation des apports se soit faite en milieu sous-marin par des phénomènes de "déception" (action mécanique des courants de fond - A. HEIM). C'est ce qui semble s'être produit du Tithonique à l'époque néocrétacée ou paléocène (Oucane de Chabrières).

Malgré ces lacunes, les différents termes de la série se succèdent toujours en parfaite concordance, parfois même sans trace de phase d'érosion interposée (absence de brèches continentales au toit des formations triasiques de l'Oucane de Chabrières). Cette unité semble néanmoins correspondre à une entité structurale de type "cordillère" au sens de mes prédécesseurs (M. GIGNOUX, L. MORET puis J. DEBELMAS).

La répartition des affleurements est la suivante :

- Entre la Durance et le Drac d'Orcières et du S. au N.
 - La KLIPPE DE CHABRIERES à laquelle on rattache la petite KLIPPE DU SERRE DU MOUTON sur l'arête de Chabrières aux Croix de Viandre;
 - La KLIPPE DE LA POUSTERLE au N.W. du Col de La Gardette;

- Au N. du Drac d'Orcières (région des Estaris) :

- . La KLIPPE DU FOREST DES BANIOLS;
- . La KLIPPE DE LA CASSE-BLANCHE.

Il y a individualité stratigraphique de chacune et, comme il a été dit plus haut, passage progressif de l'une à l'autre. Malgré les différenciations locales, leur caractère commun est l'absence de tout dépôt du sommet du Trias au Malm, ce qui semble les distinguer de l'unité structurale suivante.

● Unité de La Fourche

Ses faciès sont représentés dans une seule klippe, en repos mécanique sur la klippe de Chabrières. La série y est incomplète pour des raisons tectoniques mais, pour les termes apparents, la submersion, sinon la sédimentation, semble avoir été permanente. Ce caractère et la présence d'un Dogger avec passage progressif au Malm (sédimentation continue) différencient cette unité de la précédente. Elle paraît correspondre à un sillon de sédimentation localisé à l'E. de l'unité de Chabrières et précédant à l'W. la Cordillère de Roche-Charnière*.

2. LA ZONE DU FLYSCH DE L'EMBRUNAIS (FLYSCH A HELMINTHOIDES)

La région étudiée ne comporte que la marge sud-occidentale de la grande nappe du Flysch. Les résultats de son étude ne sont donc que fragmentaire et n'ont peut-être qu'une valeur locale. Le complexe du Flysch à Helminthoïdes repose sur des termes variés des unités subbriançonnaises ou briançonnaises, soit directement, soit par l'intermédiaire d'un peu de Flysch noir ou surtout d'un Flysch argilo-gréseux brun à couches rouges, lié stratigraphiquement à la base du Flysch à Helminthoïdes et qui semble être passé inaperçu parce que confondu avec le Flysch noir. Le Flysch brun, plastique, a permis le décollement de tout l'ensemble qui lui est normalement superposé. Identifiable à distance, il souligne le coeur des grandes structures anticlinales du complexe à Helminthoïdes.

- Répartition

Entre Pont-du-Fossé et le torrent des Réalons (au N.W. de Chorges) le Flysch à Helminthoïdes se trouve accumulé au FRONT des nappes. Nous verrons par la suite ce qu'il faut en penser.

Au-delà des unités mésozoïques (vers le N.E.) dénudées tectoniquement de cette couverture (voir plus loin), le Flysch forme

* Pour J. DEBELMAS (thèse) celle-ci correspond à l'unité briançonnaise la plus externe du pays briançonnais (indépendante par conséquent des unités exotiques entraînées plus à l'W.)

la totalité des puissantes crêtes qui dominent le fond de la vallée de Réallon et sa rive gauche, ainsi que les montagnes au S. de Prapic et d'Orcières. On peut y déceler des structures synclinales et anticlinales à très grande échelle, fort régulières et que l'on peut suivre, en direction, sur plusieurs kilomètres. Il y a souvent correspondance des structures du Flysch (anticlinaux et synclinaux de nappe) et de l'infrastructure subbriançonnaise, mais avec disharmonie de détail (Massif de Piolit et des Autanes).

PREMIERE PARTIE

-

STRATIGRAPHIE DES UNITES SUBBRIANÇONNAISES

-

INTRODUCTION

Deux facteurs rendent délicate l'analyse rigoureuse des différents termes de la série subbriançonnaise :

- La pauvreté en macrofaunes; bien souvent d'ailleurs, celles-ci n'ont pas de caractère spécifique déterminant (*Aptychus*, *Bélemnites*) et les conclusions sur l'âge et l'histoire stratigraphique de notre série n'ont été étayés qu'à l'aide d'une étude micrographique (microfaunes et micro-lithologie) systématique.
- La tectonique propre aux pays de nappes en général et au Massif de Piolit dans le cas particulier a bouleversé l'ordre de succession normale de la série qui se trouve fréquemment dissociée par décollements tangentiels ou tronçonnements et réduite en épaisseur par laminage. De telle sorte qu'on peut toujours se demander si un contact est vraiment stratigraphique et s'il n'a pas été modifié par étirement mécanique. On conçoit donc que les méthodes de travail imposées requièrent beaucoup d'esprit critique et de prudence. Il est en effet nécessaire, pour avoir une image complète de la série, de raccorder bout à bout, suivant une même verticale, des éléments de coupe dispersés spatialement, tout en faisant la part de ces manifestations dynamiques. Si une certaine part d'incertitude peut alors subsister (concernant notamment les épaisseurs), il semble néanmoins que les résultats, quelque imparfaits qu'ils soient, fondés sur des observations nouvelles et une étude statistique et comparative, ont une valeur moyenne suffisante.

D'une façon générale, la première partie de la série (Trias supérieur-Oxfordien) n'offre que peu d'individualité vis-à-vis des termes décrits en Ubaye par D. SCHEEGANS (Massifs du Morgon et des Séolanes). Son étude n'apporte donc que des précisions ou nouveautés de détail et se trouve parfois rendue ingrate, soit par la taille tout à fait réduite des affleurements (Trias supérieur, Rhétien, Lias), soit par l'imprécision de la stratigraphie lithologique ou paléontologique (Terres noires oxfordiennes, par exemple). Nous nous étendrons donc relativement peu sur ce premier ensemble pour étudier au contraire au plus près le complexe supraoxfordien, en particulier du point de vue microlithologie et de son interprétation sédimentologique et paléocéanographique.

CHAPITRE I

L'EPOQUE FINITRIASIQUE ET LE RHETIEN

HISTORIQUE

Dès 1884, E. GORET attribuait au Trias supérieur un faciès très spécial d'argilites rouges, cantonné semble-t-il dans la zone ultradauphinoise et la zone subbriançonnaise, et bien représenté, notamment au sommet du Morgon (synclinal couché).

A la même époque, E. GORET estimait au contraire que les gypses et les cargneules de l'Ubaye et de l'Embrunais appartenaient au Jurassique. C'est E. HAUG qui devait leur attribuer un âge triasique. A ce niveau se produit le décollement de l'ensemble des nappes de l'Ubaye et de l'Embrunais, et D. SCHNEEGANS note que, malgré de minutieuses recherches, il n'a pu nulle part trouver de terrain plus ancien que le Trias moyen.

E. HAUG déjà avait noté la présence d'un liseré de ces gypses et cargneules au-dessus du Lac de Saint-Apollinaire, jalonnant le contact de la nappe (constitué pour lui par son "flysch calcaire") sur les terres noires autochtones.

Le Rhétien fut également identifié pour la première fois par E. GORET en 1884 dans l'Ubaye, où il se trouve représenté par des lumachelles à Avicula contorta et Dymyopsis intusstriata, des calcaires bleus à patine jaune à Terebratula Gregaria, des microbrèches, etc ... W. KILIAN et J. REVIL devaient ultérieurement insister sur la grande uniformité des faciès rhétiens, tant dans l'ultradauphinois que dans l'Ubaye et l'Embrunais. D. SCHNEEGANS, par contre, devait constater dans le détail une assez grande diversité de types lithologiques d'une écaille à l'autre, dont il décrit minutieusement dans sa thèse plusieurs coupes détaillées, faisant état des importantes variations de la sédimentation rhétienne.

Au village de Saint-Apollinaire, où E. HAUG avait trouvé un grand bloc de Lias éboulé de la nappe, M. GIGNOUX et L. MORET devaient identifier plus tard (1931) une "alternance de schistes rouges (déjà noté par E. HAUG et attribué par lui au Trias supérieur), de calcaires dolomitiques gris à patine jaune et de lumachelles noires" dont M. GIGNOUX faisait du Rhétien. Ces auteurs devaient d'ailleurs retrouver des niveaux assez semblables, spécialement les argilites colorées, au Pont du Torrent de Réallon (au-dessous du village).

GENERALITES

Dans le domaine qui nous intéresse ici (rive droite de la Durance), la limite entre Trias supérieur et Rhétien n'apparaît pas parfaitement tranchée et nous verrons que, lithologiquement, à défaut d'arguments paléontologiques, certains niveaux ont été, PAR ANALOGIE DE FACIES, rapportés, suivant les points, aussi bien au Trias supérieur qu'au Rhétien. Il semble donc que, suivant les attributions d'étages faites jusqu'alors, c'est une époque manifestant une tendance au régime lagunaire et à l'émersion qu'il faudrait considérer DANS SON ENSEMBLE à la limite Trias-Lias, ou, si l'on veut, que l'extrême sommet du Trias et certains niveaux rhétiens formeraient un tout cohérent, indépendant tant du Trias proprement dit que de l'Infralias. C'est la raison pour laquelle nous les étudierons simultanément, dans un chapitre commun, en spécifiant le cas échéant que, malgré les attributions des auteurs précédents, tel niveau doit être rapproché plus du Trias que du Rhétien ou inversement. En fin de compte, on arrivera à un schéma modifié et, semble-t-il, relativement simple, de cette période de régression finie et post-triasique.

DESCRIPTION REGIONALE

1. Unité de Piolit

C'est D. SCHNEEGANS qui découvrit dans cette unité le seul affleurement que l'on puisse rattacher à ces niveaux. Il le définissait comme une association de "bancs calcaires à patine nankin" et de "schistes papyracés jaune sale" et l'attribuait au Rhétien par analogie lithologique avec le sommet du Rhétien de la digitation du Morgon.

Ce minuscule affleurement est situé à proximité du verrou calcaire de Rouanne-Basse, en rive droite et à quelque 50 mètres au-dessus du fond du Torrent de la Rouanne. Le pendage, fortement accusé, est d'environ 75° vers le N.E. La coupe détaillée que j'y ai relevée est la suivante, de bas en haut :

- (1) Dolomie grise, à cassure fine, à patine jaune nankin : 1,80 m;
- (2) Passée d'argilites gris-bleuté en cassure fraîche, jaunes à l'affleurement; elles sont très écrasées et n'ont que quelques centimètres d'épaisseur;
- (3) Dolomie grise à patine jaune : 2 m;

- (4) Argilites étirées - mêmes caractères que précédemment : 8-10 cm;
- (5) Dolomie grise et patine jaune, à rognons pyriteux : 3 m;
- (6) Argilites étirées : quelques centimètres;
- (7) Petite lentille de dolomie jaune à rognons pyriteux;
- (8) Argilites bicolores : quelques centimètres;
- (9) Dolomie : 3-4 m.

Ce niveau supérieur est légèrement raviné par le calcaire noir qui lui est superposé (Lias).

Cet horizon est donc constitué d'une alternance régulière de deux lithofaciès de type très constant et parfaitement azoïque.

En lame mince, les niveaux dolomitiques présentent une structure cryptocristalline indifférenciée. Leur formation semble correspondre à une précipitation directe de la dolomie en milieu lagunaire par un processus exclusivement chimique; l'absence d'organismes viendrait encore à l'appui de cette hypothèse de formation.

Au microscope, la pâte des argilites apparaît pratiquement sans texture, et il est très rare que la calcite masque la phase argileuse.

Ces deux lithofaciès alternés représentent donc un dépôt de type lagunaire, inorganique par isolement des milieux biologiques, qui paraît terminer un cycle de sédimentation dont on ne connaît malheureusement pas les termes subordonnés.

En l'absence de faune, l'âge de cette formation peut évidemment prêter à discussion. D. SCHNEEGANS ne détaille pas les arguments qui lui ont fait l'attribuer au Rhétien lors de sa découverte. Je pense que le principal de ceux-ci est l'absence de lumachelle ou de tout autre faciès caractérisé du Rhétien entre cette formation et le Lias qui lui est superposé, le fait aussi que, sans lumachelle, l'alternance de schistes et dolomies peut représenter, en certains points de l'Ubaye, le Rhétien. Mais une analogie de faciès ne me paraît pas suffisante. Nous verrons par la suite (Saint-Apollinaire, unité briançonnaise de la Casse-Blanche) qu'une semblable alternance lithologique peut correspondre sans doute possible au Trias supérieur surmonté d'un Rhétien daté et lithologiquement différencié. On pourrait alors s'appuyer sur une telle comparaison pour faire de l'affleurement de Rouanne-Basse du Trias supérieur (Carnien-Norien ?) en envisageant une lacune du Rhétien avant le dépôt des microbrèches liasiques - ce qui n'est pas impossible.

Il est en effet vraisemblable que, s'il se produit de façon générale une émergence à la limite Trias - Rhétien (Carnien par exemple), la continuité que l'on peut relever dans certaines coupes (Saint-Apollinaire par exemple - voir plus loin) peut n'être qu'apparente et être accompagnée de condensations stratigraphiques et de lacunes. Ces lacunes peuvent intéresser DANS LE TEMPS des niveaux qui correspondraient, suivant les points, soit au Trias supérieur, soit au Rhétien tout ou partie. Inversement, le régime lagunaire avant

émersion totale pourrait se prolonger plus ou moins longtemps, interdisant un autre type de sédimentation (absence de lumachelle). On arriverait donc à l'idée que le type lithologique argilite pourrait "migrier" dans le temps, suivant les domaines géographiques, du Trias supérieur au Rhétien. Quoiqu'il en soit, en l'absence de faunizones caractéristiques, il semble bien que vouloir à toute force identifier Carnien, Norien, Rhétien est assez illusoire et gratuit dans ces régions si peu privilégiées du point de vue biologique.

Enfin, nous rappellerons que R. BARBIER a décrit de semblables niveaux (dolomies, argilites alternées) dans la nappe du Pas-du-Roc et, qu'étant normalement surmontés de niveaux rhétiens datés, leur attribution au Trias supérieur ne semblait pas faire de doute.

2. Unité de la Martinasse

L'affleurement d'argilites et dolomies de la Martinasse fut découvert par M. GIGNOUX et D. SCHNEEGANS. Il se trouve exactement situé à 50 m à l'E. du point coté 1922,5 m à 170 m de dénivellation du fond du Torrent de La Martinasse, en rive gauche de celui-ci, à l'W.-N.W. du Courtier.

La coupe est la suivante :

- (1) 6-8 m de calcaires et calcaires dolomitiques (très disloqués dans le détail), type calcaire à Diplopores briançonnais;
- (2) En quelques centimètres, le passage se fait à des argilites jaunes, parfois un peu vertes - 60-80 cm;
- (3) Argilites rouge lie-de-vin se débitant en petites plaquettes à cassure esquilleuse - 1,80 m;
- (4) Argilites jaunes à cassure grise - 2 à 2,20 m. On y trouve de nombreux cubes de pyrite. Localement, 40 cm de schistes noirs rouillés.

Au-dessus, viennent de nouveau des calcaires dolomitiques. Mais il est difficile de dire si cette récurrence est stratigraphique ou s'il s'agit d'un écaillage tectonique.

Le pendage de l'ensemble est constant : environ 45° vers le N.E. L'affleurement a environ 30 m de longueur.

Je n'ai pu identifier de niveaux rhétiens au-dessus et seulement de façon incertaine le Lias (calcaire à silex noir). Quoiqu'il en soit, on voit très bien les argilites passer non seulement à leur base, mais parfois LATÉRALEMENT, aux calcaires dont il paraît difficile de ne pas faire du Trias (Trias supérieur). Ce fut également l'opinion de M. GIGNOUX et D. SCHNEEGANS lors de leur visite. Ce dernier, en particulier, en prenait argument (thèse) pour estimer que les

argilites ne représentaient pas un "élément supérieur aux calcaires à Diplopores, mais un équivalent latéral ou même un terme inférieur". En fait, nous l'avons dit, il n'est pas sûr que les calcaires qui surmontent les argilites en soient bien la suite stratigraphique. Mais il est en tout cas certain qu'ici les argilites représentent un terme équivalent aux niveaux triasiques dont on ne peut dire cependant de quel âge ils sont (Carnien ou Norien ?). Le régime de régression (faciès lagunaire) est donc bien à paralléliser ici avec le Trias (certainement très élevé), mais l'absence de Rhétien correspond-elle à une véritable lacune ou au prolongement de cet épisode détritique ?

Il est à noter enfin que la présence, dans cette unité subbriançonnaise, de calcaires triasiques, annonce déjà de façon très accusée les faciès briançonnais. La superposition d'une unité (celle de Piolit) d'apparence plus externe doit-elle s'expliquer par une tectonique d'encapuchonnement bien complexe et assez étonnante ou plutôt par le fait qu'externe à Piolit, elle représentait un petit bassin indépendant où pouvait s'édifier une sédimentation d'affinités briançonnaises. A vrai dire, on ignore si à Piolit n'existe pas également, à l'aplomb de l'affleurement de Rouanne-Basse, un homologue des faciès de type calcaire triasique.

3. Unité de Saint-Apollinaire

Nous y ferons deux coupes, d'ailleurs reliées entre elles par quelques jalons intermédiaires, mais isolés.

• VILLAGE DE SAINT-APOLLINAIRE

Le village même est fondé sur un petit promontoire de calcaire sinémurien, de lumachelles rhétiennes et d'argilites.

De bas en haut :

- (1) Alternance irrégulière d'argilites colorées (surtout jaunes) parfois compactées, à petits cubes de pyrite jaune (épaisseur 10 cm - 2-3 m) et de petits bancs dolomitiques à cassure grise et patine blanc. L'ensemble doit avoir 10 m d'épaisseur environ;
- (2) De petites plaquettes d'argilites (30 cm) font le passage à :
- (3) Lumachelle assez compacte, grise, avec lits schisteux noirs alternés (3-4 m); c'est du Rhétien typique.

L'ensemble plonge assez fortement - 30° environ - vers le N.

Je n'ai pas observé de lits lumachelliques interstratifiés avec les argilites. Il me semble au contraire que la présence de petits bancs dolomitiques (à structure cryptocristalline) d'origine nettement lagunaire, doit exclure ce type lithologique zoogène. L'alternance dolomies - argilites, certainement inférieure au niveau lumachellique, doit donc pouvoir être ici parallélisée avec un Trias supérieur de niveau précis indéterminé (Carnien ou Norien ?).

c) PONT DU TORRENT DE REALLON

Ces affleurements cartographiés sur la feuille Gap, 2ème édition, ont été reconnus par M. GIGNOUX et L. MORET. Ils sont visibles sur le bord du sentier qui, du Pont du Torrent de Réallon (rive droite), conduit au hameau des Mallets, à une vingtaine de mètres du Pont.

La coupe est la suivante, de bas en haut :

- (1) Argilites rouges et jaunes, homogènes, nettement litées, quelques mètres;
- (2) Bancs lumachelliques, quelques décimètres; mauvais affleurement;
- (3) Calcaire à silex noir (Lias).

Les argilites ne présentent pas ici l'alternance de petits bancs dolomitiques rencontrée à Saint-Apollinaire.

Le deuxième niveau est un calcaire lumachellique à cassure noire, très riche en Avicula contorta et dont, en section, tous les débris organiques apparaissent jointifs.

Les deux faciès superposés sont donc parfaitement distincts et, à défaut de pouvoir dater de façon précise les argilites, il semble en tout cas logique d'en faire quelque chose d'autre que du Rhétien et commode de paralléliser ce niveau d'émersion avec le Trias supérieur.

Enfin on notera, dépendant de l'unité de Saint-Apollinaire, la présence des cargneules naturellement triasiques qui jalonnent le contact de la nappe (sur l'Oxfordien autochtone) dans le secteur du Lac de Saint-Apollinaire. A ces cargneules sont par places associés quelques calcaires disloqués que l'on peut attribuer au Lias (voir chapitre Tectonique).

CONCLUSIONS - INTERPRETATIONS -
COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES

La chose est sûre dans les deux coupes de la série de Saint-Apollinaire : il y a indépendance du Rhétien et des argilites (ou de l'alternance dolomies-argilites) que l'on doit considérer à coup sûr comme triasiques. A La Martinasse, on a observé le parallélisme des formations triasiques calcaires et des argilites, mais en l'absence de Rhétien, on pourrait se demander si la période lagunaire ne s'est pas prolongée à cette époque. C'est au fond à cela que reviendrait l'attribution par D. SCHNEEGANS de l'affleurement de Rouanne-Basse (série de Piolit) au Rhétien. En l'absence de lumachelles, cet auteur a considéré que cet étage était ici représenté par ces lithofaciès inorganiques d'origine lagunaire. Synthétisant ces différentes observations, le schéma de la sédimentation à la limite Trias-Rhétien de ces régions serait donc le suivant : à une époque d'âge exact indéterminé (Carnien ou Norien ?), le régime marin cesse; il fait place à un épisode lagunaire qui se prolonge selon les régions jusqu'au sommet du Trias, au cours du Rhétien et jusqu'à la base de l'Infralias. Envisageant le problème de l'émersion généralisée au sommet du Trias, j'aurais tendance à imaginer une synthèse schématique différente. Les argilites ou l'alternance dolomies-argilites sont toujours d'âge triasique - d'ailleurs peut-être variable, Carnien ou Norien, suivant les régions -. Ce régime lagunaire, azoïque, prélude à une émersion généralisée. La reprise de sédimentation se produit alors au Rhétien ou à l'Hettangien, l'absence du faciès lumachellic parfois constatée (Rouanne-Basse) s'expliquant, à mon sens, par une ABSENCE DE DEPOT ET NON SON REMPLACEMENT PAR UN AUTRE FACIES (dans l'hypothèse de D. SCHNEEGANS dolomies et argilites). En d'autres termes, je réserverais l'attribution des faciès lagunaires au seul Trias supérieur et l'apparition de faciès organogènes (correspondant à l'installation d'un régime marin) au Rhétien, leur absence éventuelle correspondant à une absence de dépôt pure et simple, malgré apparente continuité stratigraphique du Trias au Lias*.

L'absence de Rhétien est fréquente; nous le verrons dans les domaines plus internes (Briançonnais) et sa présence est en tout cas exceptionnelle (nappe de Peyre-Haute, Tête du Grand-Pré). Sa découverte récente dans une unité briançonnaise plus externe (voir chapitre "Stratigraphie des unités briançonnaises"), la klippe de la Casse-Blanche, ne modifie que peu l'histoire stratigraphique du Briançonnais à cette époque ... D. SCHNEEGANS estimait que la sédimentation avait dû se faire, mais que les érosions ultérieures (durant le Lias et le Dogger) l'avaient purement et simplement supprimée. Je pense personnellement que la sédimentation n'a pas eu lieu de la fin du Lias à la base du Malm dans l'unité de Chabrières et que la présence de Rhétien à la Casse-Blanche est exceptionnelle (voir plus loin).

Dans les unités subbriançonnaises de la rive gauche de la Durance (Morgon, Séolanes, etc ...), la présence d'argilites semble assez générale. Mais ce faciès ne représente que le sommet d'une série triasique où gypses, cargneules et même petits bancs dolomitiques forment la partie essentielle. Il n'est évidemment guère possible d'y tenter une stratigraphie, étant

* De longues lacunes ne se traduisent parfois par aucune manifestation tangible. C'est ce qui semble se produire pour la série briançonnaise de Chabrières, entre Trias et Malm, ou mieux encore, entre Albien et Sénonien de la série dauphinoise, aux environs de Grenoble.

donné que ces termes correspondent au niveau de décollement à la base de la nappe.

Vis-à-vis des domaines externes, on sait que la sédimentation rhétienne apparaît pratiquement indifférenciée, commune à toutes les régions. Les choses sont moins nettes au Trias, sinon que l'on pénètre très vite à l'W. dans le "domaine vindélicien" aux faciès réduits et comme l'a fait justement remarquer D. SCHNEEGANS, la formation finement détritique d'argilites dans le secteur subbriançonnais peut être en relation avec une terre émergée voisine? Mais, d'une façon générale, la différenciation à cette époque finitriasique des zones externes et internes n'est pas tellement considérable et il semble bien que l'on puisse identifier et paralléliser assez étroitement les faciès inorganiques (alternance argilites-dolomies) des unes avec les faciès argilites-dolomies et spilites des autres, le régime lagunaire se poursuivant peut-être au Rhétien dans les zones dauphinoises.

CHAPITRE II

LE LIAS

HISTORIQUE

E. HAUG attribuait au Malm le noyau calcaire de Rouanne-Basse. M. GIGNOUX et L. MORET y reconnurent par la suite (1932-1933) un Dogger certain, zoogène, à structure oolithique, etc ... D. SCHNEEGANS cependant devait, quelques années plus tard, identifier au-dessus de l'affleurement de Rhétien dont nous avons précédemment parlé, et à la base de ce Dogger, un faciès qui lui évoquait beaucoup le Sinémurien de la nappe du Morgon.

A l'autre extrémité de la nappe, le Lias fossilifère avait été reconnu au village de Saint-Apollinaire par E. HAUG déjà, qui en faisant un paquet glissé de la nappe*. M. GIGNOUX et L. MORET confirmaient ultérieurement cet âge liasique, en estimant cependant que l'affleurement était bien en place, et retrouvaient un niveau semblable surmontant la lumachelle du Pont du Torrent de Réallon.

Enfin, j'en ai retrouvé d'autres témoins de faible taille établissant le jalon entre ces deux points et quelques traces à proximité des argilites de La Martinasse.

Le Lias est donc fort mal représenté dans l'ensemble des unités subbriançonnaises en rive droite de la Durance et il n'y a que peu de choses à dire de ces minuscules affleurements.

* C'est la raison pour laquelle l'édition de la feuille Gap mentionne le signe $\mp$ au milieu d'un éboulis.

1. Unité de Piolit

Il s'agit donc du seul affleurement de Rouanne-Basse. Surmontant les niveaux décrits précédemment, on y relève la coupe suivante :

- (1) Reposant directement sur le dernier petit banc dolomitique attribué par D. SCHNEEGANS au Rhétien, le ravinant légèrement : calcaire noir très cristallin à débris d'entroques : 60 cm;
- (2) Calcaire microbréchiq ue à éléments anguleux de quelques millimètres uniquement dolomitiques (ou cargneules) localement, leur taille peut atteindre 1/2 centimètre. La roche est souvent holoclastique, les éléments sont alors presque jointifs;
- (3) En montant la série, sur quelques mètres, les niveaux microbréchiques diminuent de puissance et se trouvent interstratifiés de calcaire noir cristallin qui laisse bientôt place à :
- (4) Calcaire noir à très gros nodules de silex noirs ou violacés, de forme irrégulière, anastomosés et rarement orientés. La patine grise en est plus claire que précédemment. Quelques lamel-libranches indéterminables;
- (5) Récurrence de calcaires microbréchiques à éléments très clair-semés. La pâte noire est finement cristallisée, brillante.

L'ensemble fortement redressé (pendage N.E. 70° environ) n'a, semble-t-il, qu'une quinzaine de mètres d'épaisseur. On le retrouve sur l'autre rive du Torrent de la Rouanne, mais son contact avec le Dogger est d'autant moins net que celui-ci aussi contient à sa base des niveaux microbréchiques.

Au microscope, les microbrèches se révèlent très riches en débris d'entroques, articles de tiges d'Encrines, sphérules calcaires monocristallins indifférenciés et quelques rares microorganismes (notamment des Miliolidés). On y voit encore quelques rares structures colithiques. Un fin réseau microstylolithique pigmenté sépare le plus souvent les cristaux ou associations de cristaux de calcite. Enfin, les éléments détritiques (dolomie jaune) sont bien individualisés et leurs angles parfois émoussés.

D. SCHNEEGANS a naguère trouvé dans les calcaires à silex d'assez nombreux Pectinidés à fines côtes, indéterminables (Pecten, Pseudopecten, Chlamys ?).

Pour D. SCHNEEGANS, ces niveaux devaient sans doute représenter le Sinémurien, tandis que certains niveaux microbréchiques lui rappelaient des assises charmouthiennes de l'écaille de Dramonasq.

A défaut de nouvelles preuve paléontologique, nous conserverons ces attributions d'âge (tout au moins pour les calcaires à silex et les microbrèches supérieures).

2. Unité de Saint-Apollinaire

- A Saint-Apollinaire même, le contact du Lias sur le Rhétien est peu net (maisons d'habitation).

Au-dessus de la lumachelle vient un calcaire gris à silex, nodules, rognons ou zones siliceuses noires, qui souligne la stratification. La cassure est grise, cristallisée, brillante; l'épaisseur de ce niveau semble être de 8 à 10 m, le pendage, comme pour les niveaux précédemment décrits, de 30° N.

Les fossiles, généralement indéterminables spécifiquement, n'y sont pas rares :

- . Limas,
- . Pectens,
- . Bélemnites, etc ..., et notamment
- . Gryphaea arcuata.

Je n'y ai pas trouvé de microfaune.

A l'W. des Raffards, j'ai trouvé dans ce Lias un très beau faciès microbréchique à Pentacrines (P. Tuberculatus) et Bélemnites, et localement deux très petites dents de Poissons dont l'une appartenant vraisemblablement à un Squaloïde.

- Au Pont du Torrent de Réallon, le même faciès de calcaire à silex ou rognons siliceux noirs surmonte la lumachelle du Rhétien. Les affleurements sont très disloqués. On en trouve plusieurs gros blocs au bord du sentier qui conduit aux châlets de Vaucluse, immédiatement après avoir franchi le pont. Là également, ces calcaires m'ont fourni quelques Bivalves indéterminables, des Brachiopodes avec Terebratula punctata (Sinémurien-Charmouthien) — trouvée par M. GIGNOUX.

3. Unité de la Martinasse

J'ai retrouvé de rares témoins — quelques mètres — de calcaires à silex noirs, vraisemblablement sinémuriens, à quelques mètres au-dessus et quelques centaines de mètres en aval de l'affleurement d'argilites et calcaires dolomitiques. Ils sont d'autant moins intéressants qu'ils se trouvent isolés et sans relation avec le reste de la série.

CONCLUSIONS - COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES

On ne peut que souligner l'indigence en affleurements liasiques des séries subbriançonnaises en rive droite de la Durance. Elle nous apparaît d'autant plus frappante que c'est sans doute l'étage (ou l'ensemble d'étages) le mieux développé et le plus fossilifère dans le Massif du Morgon. On peut évidemment penser à un amincissement d'ordre tectonique; M. GIGNOUX et L. MORET parlaient précisément de "petit Morgon laminé" pour la série de Saint-Apollinaire. Mais, bien qu'ils constitue les niveaux de base (ou presque) au contact Nappe-Autochtone, on conçoit mal que seul cet étage soit réduit mécaniquement et que, d'autre part, l'amincissement relativement aux mêmes étages de la série du Morgon apparaisse sans commune mesure de la rive droite à la rive gauche de la Durance, alors qu'au Morgon ces niveaux se trouvent dans une position structurale analogue.

Je pense que la réduction ou la quasi absence de ce faciès au contraire si développé au Morgon, dans les domaines dauphinois et ultradauphinois (défilé de Serre-Ponçon), est originelle, de nature stratigraphique. Elle définit donc une individualité bien à part dans la zone subbriançonnaise s.l., puisqu'au N. du Pelvoux, on le sait, R. BARBIER a décrit dans la série de la Grand-Moenda par exemple, 20 m d'Hettangien, 300 m de Lias inférieur et moyen et 150 m de Lias supérieur. On est donc loin ici des 8 à 10 m de Sinémurien de Rouanne-Basse ou de Saint-Apollinaire. A cette époque, par conséquent, entre Ubaye et Maurienne, c'est le feston de Piolit qui annonce au plus haut degré la presque totale absence du Lias dans l'aire de sédimentation briançonnaise. Le hiatus sera faible, en tout cas, par rapport à l'unité de Chabrières-Estaries ou le Lias, comme le Rhétien (mis à part celui de la Casse-Blanche) est toujours absent. En résumé donc, épaisses séries subbriançonnaises au N. et au S., ultradauphinoises et dauphinoises à l'W., mais séries réduites depuis Piolit jusqu'au Briançonnais, soit par suite d'une émergence progressive, soit que le Lias y ait disparu pour une cause quelconque.

CHAPITRE III

LE DOGGER

HISTORIQUE

Le Dogger était reconnu par Charles LORY dès 1883 dans le Briançonnais, par W. KILIAN en 1914 dans l'Ubaye. En 1926, Madame Y. GUBLER-WAHL confirmait l'âge bathonien de ces formations grâce à sa découverte dans les calcaires oolithiques, situés au Sud du Lac d'Allos, de faunes typiques correspondant aux niveaux à Mytilus.

Rive droite de la Durance, il faut attendre M. GIGNOUX et L. MORET (1933) pour que les calcaires oolithiques et zoogènes du verrou de Rouanne-Basse et du fond du cirque de la Rouanne soient également attribués au Dogger, alors qu'E. HAUG en faisait du Malm appartenant bien à la nappe mais reposant pour lui en contact tectonique sur les terres noires qui l'entourent et dont il faisait de l'Autochtone.

Par la suite, M. GIGNOUX et L. MORET en découvraient d'autres affleurements, notamment dans le cirque de La Martinasse et sur l'arête des Croix de Viandre, au-dessus du Lac de Saint-Apollinaire (voir les contours de la feuille Gap au 1/80 000, 2ème édition).

GENERALITES

Le Dogger se présente en général comme un calcaire à patine claire, massif, exceptionnellement compact même et dépourvu de stratification. De ce fait, il s'avère impossible d'y établir de façon précise une stratigraphie, surtout s'il manque le meilleur repère constitué par le contact du Callovien à sa partie supérieure. Son étude perd donc de l'intérêt et s'avère particulièrement ingrate pour le stratigraphe.

On peut le définir comme un calcaire le plus souvent colithique, ou dans un deuxième type, comme un calcaire à débris d'organismes assez rarement conservés en totalité.

Néanmoins, l'âge bathonien de la formation (tout ou partie) peut être confirmé par la présence relativement fréquente de Rhynchonella Hopkinsi et de Polypiers isolés tels que Thecoseris Schardti Koby.

1. Unité de Piolit

Le Dogger forme ici deux voûtes anticlinales bien caractérisées, individualisées déjà par M. GIGNOUX et L. MORET et baptisées par eux "anticlinal de Rouanne-Basse" et "anticlinal de Rouanne-Haute". En réalité, le deuxième affleure en position anticlinale, mais il s'agit en fait d'un dôme irrégulier hâché de failles, limitant des compartiments où se trouve effondré du Callovien. L'épaisseur de cette formation est très difficile à évaluer. D. SCHNEEGANS l'estimait à une dizaine de mètres. Je pense, en réalité, qu'elle doit être au moins double ou triple.

A Rouanne-Basse, la base du Dogger semble être microbréchique, à éléments dolomitiques jaunes. La limite avec le Lias également microbréchique est, de ce fait, extrêmement peu nette et imprécise. On ne peut donc pas dire s'il y a eu continuité ou rupture de sédimentation entre les deux formations. Cela reviendrait à savoir si le Bajocien est représenté dans les calcaires massifs ou si la transgression bathonienne ailleurs individualisée est également de règle ici.

Cette masse calcaire est très caractéristique par sa patine blanche qui tranche dans le paysage et son aspect homogène. Mais il est impossible d'y faire de véritables coupures stratigraphiques, les faciès variant d'ailleurs aussi bien verticalement que latéralement. Nous nous contenterons donc de décrire quelques-uns de ces types lithologiques.

● CALCAIRE OOLITHIQUE

Les calcaires oolithiques du Dogger de la Rouanne se présentent comme des calcaires à patine blanche, à cassure grise, présentant de petites facettes qui, regardées de très près, correspondent en général à de petites sphères de la grosseur d'une tête d'épingle, ou plus rarement d'un diamètre supérieur. Elles sont en général jointives, parfois un peu aplaties, étirées et réunies par un ciment impossible à caractériser macroscopiquement.

En lame mince, ces petites sphères se présentent comme de véritables oolithes présentant en général deux parties : un noyau vraisemblablement minéral, sombre, inorganisé, homogène, et une

enveloppe corticale formée d'une, deux ou plus rarement plusieurs couches concentriques à structure finement radiée, cette deuxième zone étant toujours moins développée que la première.

Les oolithes sont bien arrondies lorsqu'elles sont isolées les unes des autres; dans le cas où elles sont jointives, elles s'ovalisent, s'étirent et s'amincissent en prenant une forme irrégulière, s'impressionnant parfois mutuellement. Les oolithes sont réunies par une matière fondamentale fortement cristallisée mais dépourvue de structure. A l'extrême cependant, un petit liseré finement cristallisé et indépendant de l'oolithe la limite extérieurement.

A côté de ce type le plus courant, j'ai observé de très grosses oolithes voisinant d'ailleurs avec les précédentes et dans lesquelles s'observe l'association de multiples petites cellules de Polypier. Ce type correspond donc à une oolithe vraie, formée aux dépens d'un organisme qui, dans le cas présent, est un Polypier mais peut également être de tout autre nature.

• CALCAIRE PISOLITHIQUE

La structure en sphérules existe ici, mais les oolithes atteignent la taille de pisolithes (2 cm parfois) et elles correspondent, dans ce cas-ci, à l'encroûtement de Polypierite (Cf. descriptions J. PUSSENOT, 1938).

• CALCAIRE A DEBRIS ORGANIQUES

Il existe des termes de passage de ce faciès au calcaire oolithique, à savoir que les oolithes, plus clairsemées, peuvent coexister avec de nombreux éléments organiques.

Ceux-ci sont très variés. Le plus fréquemment, il s'agit de plaques d'Echinodermes (articles d'Apiocrinus, Pentacrinus), de Radioles d'Oursins, de Bryozoaires, de petites Nérinées parfois silicifiées et en relief, de Bivalves et de Rhynchonelles, peut-être de Stromatopores (?) et naturellement de Foraminifères, le plus souvent indéterminables ou non spécifiques : Miliolidés très fréquents (Tri ou Spiroloculines), Orbulinidés, Textularidés, etc ...

Mais j'ai pu cependant retrouver un exemplaire du Foraminifère décrit par Melle J. PFENDER sous le nom de Kilianina Blancheti, forme spécifique du Bathonien et que l'on doit, semble-t-il, rapprocher des Orbitolinidés (?). Enfin, j'y ai même individualisé quelques bons exemplaires de Globochaete.

Tous ces débris d'organismes, parfois bien conservés, se trouvent enchevêtrés sans aucun ordre; leur fréquence est très grande en général; ils sont jointifs et la roche paraît alors purement organogène.

C'est surtout dans ce faciès que l'on trouve les fossiles les plus déterminables, en général :

- . Lima (Plagiostoma) sp.,
- . Pecten sp.,
- . Ostrea gr. costata,
- . Terebratula sp. (gr. Phillipsi ?),
- . Rhynchonella Hopkinsi (ou gr. Hopkinsi),
- . Thecoseris Schardti Koby,
- . Bélemnites.

Cette association faunique est typiquement bathonienne.

● MICROBRECHES

Elles n'ont pas de caractère très particulier. Les éléments détritiques sont essentiellement formés de petits fragments dolo-mitiques jaunes de quelques millimètres et, en échantillon isolé, elles ne se distinguent pratiquement pas des microbrèches liasi-ques.

● CALCAIRE GRIS INDIFFERENCIE

C'est un faciès relativement fréquent. La patine est blanche, sa cassure gris-clair ou sombre et son analogie avec certains calcaires briançonnais du Trias peut être grande. Il peut renfermer quelques silex et quelques fossiles (Cf. troisième faciès). Je n'ai pu me rendre compte s'il occupait un niveau stratigraphique déterminé, mais cela paraît peu vraisemblable : ainsi que nous l'avons déjà noté précédemment, ces différents faciès semblent passer rapidement de l'un à l'autre et ne pas avoir de position privilégiée dans l'ensemble de la formation bathonienne.

Le contact du Callovien superposé semble se faire tranquillement et indifféremment sur l'un quelconque de ces faciès. Je n'y ai pas vu trace de fond durci.

En résumé, ces différents faciès définissent une sédimentation calcaire néritique (abondance des débris organiques), parfois troublée de l'apport d'éléments détritiques allochtones (microbrèches). La présence très fréquente de sédiments oolithiques semble d'ailleurs impliquer l'idée d'une sédimentation non stabilisée, en eaux agitées et vraisemblablement peu profondes.

2. Unité de la Martinasse

Sous une carapace de calcschistes néocrétacés qui les recouvrent mécaniquement, les calcaires bathoniens affleurent sur environ 150-200 m² dans le haut-cirque de La Martinasse, en couches fortement redressées à regard approximativement N. On ne peut estimer leur épaisseur, leur contact stratigraphique de base n'étant pas visible et la tectonique ayant hâché de failles ce petit dôme en position semi-anticlinale.

A la différence du Bathonien de l'unité de Piolit, le calcaire présente rarement une structure oolithique, tout au moins macroscopiquement. En lame mince en effet, de petites oolithes vraies ou fausses sont souvent bien visibles, accompagnées de microorganismes (Miliolides en général).

Mais le faciès le plus fréquent est celui d'un calcaire à patine blanche, cassure noire finement cristalline à rognons siliceux fréquents, où j'ai trouvé quelques Bélemnites silicifiées.

Vers le sommet de la formation (passage au Callovien), le calcaire est plus lité, moins compact. Le calcaire très noir est zoogène : débris de Rhynchonelles, articles de Crinoïdes, Radioles d'Oursins, Polypiers et prédominance de fragments de Lamellibranches.

A défaut de faunes vraiment spécifiques, nous admettrons la correspondance de l'ensemble de cette formation avec les calcaires bathoniens définis dans l'unité précédente.

3. Unité de Saint-Apollinaire

L'un des meilleurs critères d'individualisation de la série de Saint-Apollinaire est le caractère de transgressivité des calcschistes néocrétacés directement sur le Dogger. Cette formation très peu épaisse (quelques mètres) se trouve donc limitée à son toit par le Crétacé supérieur et en repos normal sur les calcaires du Lias.

J'ai rattaché à cette unité un certain nombre d'affleurements dispersés et dans lesquels nous décrirons deux coupes.

- A 200 m A l'W. DU SERRE DU MOUTON (Cote 1950 m environ - versant E. des Aiguilles de Chabrières)

- (1) Calcaire zoogène gris à cassure cristalline : environ 300 m;
- (2) Interstratification de bancs analogues avec des niveaux très zoogènes à cassure violacée au grain grossier, à facettes brillantes (Entroques) et patine ocre, parfois

- (3) microbréchiques, et présentant des surfaces corrodées et rubéfiées. L'ensemble est couronné d'un fond durci vert à nodules phosphatés qui n'est pas sans analogie avec celui que nous trouverons par la suite dans le Malm de l'unité de Piolit. Au total, environ 10 m. — En lame mince, le niveau de hard-ground apparaît très riche en éléments clastiques (quartz essentiellement), concrétions oolithiques et débris d'Echinodermes. Mais je n'y ai pas trouvé de Foraminifères;
- (4) Calcaire zoogène blanc, typique du Bathonien : 2-3 m; la surface en est corrodée;
- (5) Calcschistes néocrétacés typiques.

A part les nombreux débris d'organismes (Bryozoaires, Polypiers, Echinodermes, Lamellibranches, Brachiopodes, etc ...), je n'ai pu individualiser de faunes caractéristiques, mais on peut admettre que l'ensemble de la formation (premier, deuxième et troisième niveau) correspond au Dogger. Il semble intéressant d'y noter des interruptions de sédimentation sans émergence, répétées au cours de la sédimentation néritique, se traduisant par la présence de fonds durcis qui soulignent encore l'instabilité du régime marin que nous avons déjà remarquée dans la zone de Piolit (calcaires oolithiques, calcaires à débris, etc..).

● AU CLOT DES HOURMES (cote 1450 m au N.-N.E. de Saint-Apollinaire)

L'affleurement est de très petite taille. De bas en haut :

- (1) Calcaire à silex du Lias : 2-3 m;
- (2) En contact bien tranché sans hard-ground, calcaire à patine blanche et cassure spathique du Dogger : 2 à 3 m; le sommet de la formation est couronné d'un fond durci corrodé, rouge et vert. La surface en est ravinée. Au-dessus reposent directement :
- (3) Calcschistes néocrétacés avec brèche de base. Cette série, très mince, est vraisemblablement réduite par laminage, mais le contact du Crétacé supérieur directement transgressif sur le Dogger est un fait certain.

J'ai enfin rattaché à cette unité divers affleurements tels que celui qui se trouve au fond du torrent de Réallon à environ 200 m en amont du Pont où nous avons rencontré les niveaux triasiques et rhétiens et dont il représente, à mon sens, la suite stratigraphique

normale. Cet affleurement fait passage à la Cicatrice de Réallon puisqu'il se trouve directement surmonté mécaniquement par la grande masse du Flysch à Helminthoïdes. C'est un très beau calcaire oolithique.

J'estime également que le gros bloc calcaire isolé au milieu de la forêt de la Dessize, et bien visible de Réallon, appartient à cette unité. J'y ai trouvé un grand nombre d'organismes plus ou moins bien conservés (Lamellibranches et Brachiopodes essentiellement) et notamment un très bel exemplaire de 25 cm de longueur d'un Polypier colonial : Cladophyllia radiata Koby, caractéristique du Bajocien supérieur et du Bathonien.

CONCLUSIONS - COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES

Subbriançonnais et Briançonnais semblent avoir formé une aire de sédimentation unique au Bathonien*. La sédimentation y était caractérisée par un régime marin instable (faciès néritiques, microbréchiques, oolithiques, etc ...), soit qu'elle corresponde à une transgression vraie (Briançonnais), soit qu'elle succède de façon continue à la sédimentation liasique et bajocienne (Ubaye). Nous avons peu d'arguments dans le domaine envisagé ici pour savoir si nous avons affaire à l'un ou l'autre cas, mais il est vraisemblable qu'avec condensations stratigraphiques à la limite Lias-Dogger, la submersion, sinon la sédimentation, a dû être continue (coupes de Rouanne-Basse et du Clot des Hourmes).

Dans l'unité briançonnaise de Chabrières-Estaries cependant, le Dogger est toujours absent et je ne pense pas qu'il s'y soit déposé (voir plus loin). Nous avons là, à l'E. de Piolit, une zone sans doute émergée que la mer bathonienne n'a pas atteint. L'opposition est donc manifeste d'une zone à l'autre à cette époque, mais elle est d'ordre paléogéographique et non sédimentologique comme c'est le cas par rapport au domaine occidental.

* Briançonnais pris ici dans son sens large. En effet, le Bathonien n'y est pas toujours représenté (nappe de Peyre-Haute, Chabrières, etc ...).

C'est vis-à-vis des domaines externes, en effet, que le hiatus semble être le plus considérable, d'autant que la zone de transition possible se trouve partout masquée à l'affleurement par le recouvrement des nappes*. On sait en effet que la très épaisse série dauphinoise (et ultra-dauphinoise) représentée par le faciès dit des "terres noires" correspond à une sédimentation essentiellement argileuse (avec variations lithologiques) qui, sur une aire considérable, s'est poursuivie de façon uniforme durant le Bathonien, le Callovien, l'Oxfordien et même l'Argovien inférieur**. C'est ainsi que M. ORGEVAL et M. ZIMMERMAN** ont évalué l'épaisseur de cette formation dans le bassin de Laragne par exemple, à 1700-2000 m d'épaisseur, dont 1000 pour le seul Bathonien. Si l'on tient compte du fait que le Bajocien est représenté par 250-350 m de calcaire marneux, on reste confondu devant la réduction d'épaisseur du Dogger sub-briançonnais (peut-être une trentaine de mètres). Il est vrai que l'épaisseur des terres noires du bassin de Gap et de la région de Chorges - Savines - Embrun est peut-être considérablement diminuée par rapport aux faciès de Laragne. Ce serait un point intéressant à préciser sur lequel on ne semble s'être jamais arrêté pour expliquer la réduction des faciès internes par une zone d'approche intermédiaire; quoiqu'il en soit, du point de vue lithofaciès, sans transition visible entre zones externes et internes, nous l'avons dit, c'est au contraire une sédimentation néritique en eau peu profondes, agitées qui, au Dogger, paraît alors s'installer de façon brutale (ou modifier le régime de la mer liasique là où elle a existé) dans les zones internes. La même différence subsistera au Callovien et ce n'est qu'à l'Oxfordien, nous le verrons, que la sédimentation finement détritique des terres noires débordera sur une partie du domaine intraalpin.

* Voir à ce sujet dans le chapitre : "Schéma structural" - Zone externe".

** M. ORGEVAL et M. ZIMMERMANN, 1957.

CHAPITRE IV

LE CALLOVIEN ET L'OXFORDIEN

HISTORIQUE

C'est D. SCHNEEGANS qui, en 1930, identifia pour la première fois le Callovien de la nappe de l'Ubaye, dans l'écaille inférieure de la Tête de Louis XVI où il se trouve représenté par le faciès dit des calcschistes à Cancellophycus, en repos normal sur les calcaires du Bathonien et dans lesquels ce même auteur devait, l'année suivante, découvrir (écailles de Roche-Juan) Perisphinctes subbackeriae d'Orb. et Macrocephalites sp. Au-dessus de cet horizon viennent des schistes noirs avec calcaires micro-bréchiques que D. SCHNEEGANS attribua à l'Oxfordien.

Par la suite, M. GIGNOUX et L. MORET devaient retrouver ce faciès callovien (et parfois Oxfordien) dans plusieurs coupes, tant dans le Briançonnais que le Subbriançonnais et notamment dans les cicatrices des Gourniers, Réallon, Puy Saint-Eusèbe et surtout le Massif de Piolit (1931) recouvrant normalement les calcaires bathoniens massifs de Rouanne-Basse et Rouanne-Haute; l'Oxfordien en particulier s'y trouve bien représenté au fond du cirque, enveloppant les noyaux calcaires bathoniens-calloviens. Ces schistes argileux ne correspondent donc pas, comme le pensait à l'origine E. HAUG, à une réapparition sous la nappe des terres noires autochtones, mais à une subsistance réduite dans le domaine subbriançonnais d'un faciès analogue qui, dans les zones externes, représente en fait une très épaisse série compréhensive englobant le Bathonien, le Callovien, l'Oxfordien et l'Argovien inférieur.

Entre Durance et Haut-Drac, les deux faciès (Callovien-Oxfordien) sont bien individualisés et nettement tranchés : nous les étudierons donc dans deux sous-chapitres différents. Mais le contact stratigraphique normal des terres noires sur le Callovien se trouve toujours oblitéré par le décollement de l'enveloppe argileuse sur le noyau calcaire. C'est le cas aussi

bien à Rouanne-Haute (failles du Torrent du Lautaret, voir plus loin) qu'à Rouanne-Basse où la série callovo-oxfordienne verticale se trouve fortement étirée.

LE CALLOVIEN

Le faciès lithologique du Callovien est bien différencié dans la série, mais uniforme et pratiquement sans variations d'un point à l'autre. Ajouté à ce fait qu'il est quasi-azoïque dans le Massif de Piolit, on conçoit qu'il ne présente que peu d'intérêt; aussi nous nous y arrêterons fort peu.

Il correspond à des caloschistes feuilletés noirs, ou des calcaires marneux schistoïdes, faciles à déliter, présentant des surfaces d'érosion arrondies, à patine grise (plus sombre que celle des calcaires bathoniens). Leur cassure est noire, soit mate, soit brillante lorsqu'elle est cristallisée et d'apparence gréseuse. Certaines passées détritiques n'y sont d'ailleurs pas rares, surtout à la base où l'on peut rencontrer des microbrèches.

Ces faciès correspondent aux couches à Cancellophycus du Callovien de l'Ubaye, où D. SCHNEEGANS récolta naguère Perisphinctes subbackeriae et Macrocephalites sp..

A part de mauvaises et rares traces de Cancellophycus, de Bélemnites étirées et peut-être d'Ammonites (?) écrasées, je n'y ai jamais trouvé le moindre fossile. Les collections du Laboratoire de Géologie de Grenoble renferment l'échantillon d'un fragment d'Aptychus et une petite Terebratule (?) découvertes dans ce niveau par M. GIGNOUX à Rouanne-Haute.

L'épaisseur de ce terme est difficile à apprécier étant donné le jeu de failles qui l'effondrent constamment dans la coupole calcaire de Rouanne-Haute. Elle ne semble pas inférieure à 20 ou 30 m, mais doit atteindre 50-60 m dans la coupe du Torrent de Peyron-Roux, et une quarantaine de mètres dans le Torrent du Jas Cerisier où l'on est sûr que le Callovien se trouve normalement encadré des termes stratigraphiques qui lui sont directement inférieur et supérieur.

REPARTITION

1. Unité de Piolit

A Rouanne-Basse, le Callovien forme l'enveloppe méridionale du bombement calcaire anticlinal. Vertical, il se trouve très étiré et l'Oxfordien, visible au fond du ravin, en est certainement décollé.

Généralement, le contact sur le Dogger se fait très tranquillement sans termes de transition. La sédimentation paraît donc avoir été continue avec seulement changement lithologique brutal.

2. Unité de La Martinasse

Le Callovien se retrouve dans le Haut-Cirque de La Martinasse en contact normal sur la formation bathonienne. Egalemeⁿt redressé, il ne présente pas de différenciation par rapport aux faciès de l'unité de Piolit. Son épaisseur atteint sans doute une trentaine de mètres.

3. Unité de Saint-Apollinaire

Enfin, il y a lacune de cet étage dans la série de Saint-Apollinaire puisque la formation bathonienne se trouve couronnée, nous l'avons vu, d'un fond durci sur lequel reposent directement les calcschistes néocrétacés. Cette absence de sédimentation est vraisemblablement sous-marine (présence de hard-ground). Amorcée au Callovien, elle se prolonge jusqu'au Crétacé supérieur sans que se produise autre chose qu'un balayage du fond marin avec, semble-t-il, ébauche de sédimentation au Malm. On devra donc considérer ce petit domaine comme un haut-fond submergé, pas nécessairement très isolé des aires de sédimentation normale, mais sans doute localisé et où les courants (seuil ou détroit sous-marin ?) empêchaient tout dépôt*.

L'OXFORDIEN

J'y ai mis en évidence deux faciès différents, le premier, connu de longue date, de loin le plus développé et le plus fréquent.

• LES TERRES NOIRES

Si le terme est effectivement "imprécis" (M. ORGEVAL et M. ZIMMERMANN pour les zones externes), il paraît en tout cas justifié.

* Selon le phénomène de sublation mécanique par "déreption" de A. HEIM. Voir également chapitre "Malm".

Lithologiquement, en effet, ce faciès est celui de sédiments essentiellement marneux, secs ou gras et de couleur mate ou brillante suivant leur état d'humidité. Cette série schisteuse forme, à l'échelle de l'échantillon, de petites plaquettes fissiles à l'infini et dont la tranche oxydée est de teinte rouille.

Il s'y trouve interstratifié irrégulièrement de petits bancs calcaires parfois gréseux; de plus, on y rencontre parfois des nodules pyriteux et de petites intercalations microbréchiques.

Les bancs calcaires ont une cassure gris sombre finement cristallisée et une patine rousse. Ils peuvent atteindre 2 à 3 décimètres d'épaisseur. En lame mince, ils présentent une structure microcristalline parfaitement homogène de petits cristaux de calcite équidimensionnels. Cette pâte est totalement azoïque.

AGE

L'ensemble de ces lithofaciès semble correspondre à la définition lithologique des terres noires autochtones, mais il faut noter que toute véritable stratigraphie y est impossible, étant donné la nature plastique du sédiment qui, suivant les points, s'est boursouflé ou au contraire étiré, oblitérant tous les repères éventuels. Par ailleurs, la paléontologie n'est d'aucun secours. Les plaquettes schisteuses portent de fréquentes traces de Fucoides, mais je n'y ai pas trouvé de fossile à part une Terebratule dans le ravin de l'Eyrouse, près d'Ancelle. Mais on peut d'ailleurs se demander si les terres noires appartiennent ici à l'autochtone ou à la nappe. On se trouve en effet au contact anormal des deux formations — contact qui est compliqué ici de l'intrication mécanique d'une multitude de niveaux appartenant à l'une ou à l'autre de ces formations. L'absence de fossiles ne doit pas nous étonner dans cette formation plastique à partir d'une certaine échelle et replissée ou laminée de façon extraordinaire. Il y avait bien peu de chance pour que s'y conservassent des restes organiques. Ce n'est donc que par analogie lithologique que l'on peut établir le parallélisme de cette formation avec l'Oxfordien, puisque l'on sait que la sédimentation de type terres noires, instaurée dans les zones externes dès le Bathonien, s'est poursuivie jusqu'à cette époque. Mais si, dans le Subbriançonnais, la limite inférieure paraît assez tranchée (le Callovien présente un faciès différent) comme dans l'autochtone, la limite supérieure pourrait en être recherchée dans l'Argovien inférieur, plus haut encore peut-être. Aucun argument positif ne peut résoudre le problème. Nous estimerons simplement par la suite (voir chapitre "Malm") que la reprise de sédimentation se fait après lacune sous-aquatique vraisemblablement au Kimméridgien ou au Tithonique inférieur.

Vers le bas de la formation des terres noires, nous l'avons dit, le contact est toujours déformé par son décollement des calcschistes calloviens et l'on ne peut considérer comme véritable contact stratigraphique la surface généralement polie qui en tient lieu.

Vers le sommet des terres noires au contraire, les choses sont beaucoup plus nettes : l'Oxfordien a toujours accompagné partiellement,

même s'il est dissocié en deux tangentiellement, le complexe superposé et l'étude des niveaux de passage est tout à fait intéressante. Ils se trouvent liés à la présence d'un fond durci à la base de la pseudobrèche superposée aux terres noires; aussi nous en envisageons l'étude simultanément dans le chapitre suivant.

Enfin, il semble illusoire de vouloir estimer l'épaisseur originelle des terres noires. Comme nous l'avons déjà noté, la nature lithologique de ce terrain a facilité suivant les points son étirement ou son boursofflement par "migration" plastique. Nous la fixerons très arbitrairement à une valeur de 10 à 50 m (?). Mais ceci n'a pas grande signification réelle.

REPARTITION

1. Unité de Piolit

Les terres noires oxfordiennes affleurent au S. du verrou calcaire de Rouanne-Basse, en plusieurs points du pourtour du dôme de Rouanne-Haute et notamment au S. (Sources du Torrent du Lautaret, Serre du Clot des Naïs). On peut y observer quelques structures mais, dans le détail, elles se trouvent extrêmement replissées. On les retrouve au coeur de l'anticlinal du Torrent du Courou qui représente le prolongement méridional du noyau anticlinal de Rouanne-Basse. Enfin, on retrouve de façon quasi-générale un liseré de terres noires chaque fois que la série se trouve écaillée. C'est en effet à ce niveau que s'est produite la dissociation tangentielle de la série en deux parties et il est bien rare que le Dogger ait été également entraîné avec les terres noires (voir chapitre "Tectonique").

2. Unité de la Martinasse

La série de la Martinasse ne comporte pas d'Oxfordien, mais la série est ici incomplète pour des raisons d'ordre tectonique.

3. Unité de Saint-Apollinaire

Enfin, nous le savons, la lacune amorcée au toit du Bathonien de la série de Saint-Apollinaire va se poursuivre durant l'Oxfordien et au-delà. Le faciès terres noires n'y est donc pas représenté.

● BRECHE POLYGENIQUE

Le deuxième faciès que j'ai parallélisé* à l'Oxfordien est constitué par une brèche polygénique visible dans le haut du ravin du Jas-Cerisier (Fig. 2).

Ce torrent a pour bassin-versant le flanc S. de la Grande Autane. Sous le Flysch qui forme ce sommet, la série de Piolit se trouve plusieurs fois répétée par écaillage mais les calcschistes calloviens formant l'enveloppe du noyau calcaire bathonien de Rouanne-Haute se trouvent surmontés non par le faciès terres noires, mais par un niveau de très belles brèches dont le contact de base sur le Callovien est très tranché et, semble-t-il, en concordance. Ces brèches affleurent ici sur environ 200 m, mais on les retrouve plus au S. et en quelques autres points du Massif (Haut-Vallon de La Martinasse en particulier, mais toujours dans l'unité de Piolit et non celle de la Martinasse).

LITHOLOGIE

Le contact sur les calcaires feuilletés du Callovien est souligné par des niveaux microbréchiques, puis les débris argileux, de taille variable, peuvent atteindre jusqu'à 25-30 cm. Il est fort difficile d'y individualiser un ciment véritable; par contre, la nature des éléments détritiques, tous jointifs, est aisée à déterminer. L'élément dominant (comme dans toutes les brèches ou microbrèches de la série, quel qu'en soit le niveau) est constitué par des dolomies grises à patine jaune, cryptocristallines, dont l'origine finitriasique ne semble guère faire de doute (affleurement de Rouanne-Basse, par exemple). Les calcaires du Dogger forment le deuxième élément constitutif. Ils sont très fréquents dans cette brèche. D'autres fragments semblent correspondre à des calcaires du Lias, mais je n'ai pas vu de silex.

Ce niveau de brèche forme une petite corniche et son épaisseur ne dépasse guère 5-6 m. Il se trouve directement surmonté par le complexe à zones siliceuses du Malm. Mais de minimes intrications de quelques décimètres de schistes noirs semblent pouvoir nous indiquer les relations existant entre brèche et terres noires. La brèche polygénique est azoïque mais, encadrée stratigraphiquement entre Callovien et Malm à zones siliceuses, sa position comme équivalent latéral des terres noires oxfordiennes, peut être considérée comme certaine. Mais, en l'absence de tout argument paléontologique, il n'est pas dit qu'elle ne soit pas également argovienne ou plus élevée encore. La remarque est d'ailleurs valable, nous l'avons dit, pour le faciès terres noires lui-même. Quoiqu'il en soit, ce qui me semble intéressant c'est qu'il y a analogie de position stratigraphique entre les deux lithofaciès, l'un impliquant une sédimentation argileuse relativement homogène et tranquille, l'autre l'apport d'éléments allochtones.

* Voir M. LATREILLE, 1954.

INTERPRÉTATION - COMPARAISONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES

Les éléments détritiques de la brèche polygénique ne sont pratiquement pas roulés. Non seulement ils ne sont pas étrangers à la série, mais ils semblent avoir été empruntés à des paléoreliefs très voisins. Leur alloctonie est donc toute relative. Du point de vue spatial, comme leur épaisseur, leur extension est relativement réduite. Et si l'on devait admettre que la brèche s'est formée durant une très longue période, les apports auraient toujours été modérés. Il ne semble donc pas nécessaire d'envisager un véritable état de "mobilité" tectonique caractérisé, à cette époque. L'idée me paraît préférable d'une simple falaise sous-marine (escarpement de faille localisée ?) "s'effritant" dans la mer oxfordienne, et le régime troublé qui en résultait pouvait tout simplement annuler la sédimentation argileuse, ailleurs uniforme.

Dans un cadre plus large cependant, il faut rappeler qu'une telle brèche fortement développée se retrouve en Maurienne dans la nappe du Pas du Roc ("Feston subbriançonnais médian" de R. BARBIER). Il s'agit de la fameuse "brèche du Télégraphe", d'abord datée du Lias par W. KILLIAN, puis du Dogger par M. GIGNOUX et L. MORET et finalement attribuée à l'Oxfordien par R. BARBIER. Il m'a donc paru logique de voir dans la brèche polygénique de Piolite un équivalent réduit de ce type lithologique oxfordien de Savoie. La chose semble alors d'autant plus intéressante que, vers le S., D. SCHNEEGANS a décrit, dans la digitation des Séolanes, en Ubaye, un faciès semblable et qu'il a également daté de l'Oxfordien, mais à une époque où l'âge vrai de la Brèche du Télégraphe n'avait pas encore été précisé. En fait, la véritable Brèche du Télégraphe se trouve à son tour surmontée des schistes noirs oxfordiens; elle apparaît donc comme un épisode momentané au cours de la sédimentation argileuse, mais son épaisseur est ici plus considérable (elle atteint jusqu'à 50-80 m). Ne serait-elle pas en relation avec de véritables mouvements orogéniques*?

A Piolite, la brèche polygénique de l'Oxfordien est signe d'une instabilité de la sédimentation; elle va être suivie d'une véritable lacune (sous-marine) avec formation d'un fond durci à nodules phosphatés, puis il y aura reprise d'une sédimentation toujours instable (pseudo-brèches). C'est donc tout une époque (Lusitanien) qu'il faut considérer comme troublée dans la zone de Piolite cependant toujours immergée du Sinémurien au Tertiaire (voir plus loin).

Le Subbriançonnais de Piolite apparaît donc comme une série perturbée et anormale vis-à-vis de celle continue des zones externes. Le hiatus considérable noté au Bathonien se poursuit au Callovien représenté à Piolite par 40 m de calcaires feuilletés, par 300 ou 500 m de schistes argileux dans la zone dauphinoise. A l'Oxfordien cependant, le type lithologique terres noires s'uniformise sur les deux domaines, mais avec réduction d'épaisseur considérable de l'W. vers l'E. Enfin, le faciès brèche polygénique est inconnu dans les régions autochtones.

A ce niveau ou peut-être à l'Argovien, la sédimentation cesse à Piolite, semble au contraire se poursuivre à l'W. (avec réduction stratigraphique ? - Voir chapitre suivant).

* Prélude aux mouvements argoviens connus en d'autres régions (voir A. LOMBARD : Géologie sédimentaire, p. 645).

Dans le Briançonnais enfin, la sédimentation oxfordienne marneuse a eu lieu dans quelques zones déprimées (sillons). Par places même, le passage du Dogger au Malm semble avoir été continu (M. LEMOINE, 1953 b, et unité de La Fourche, voir plus loin).

CHAPITRE V

LE MALM

HISTORIQUE

E. HAUG n'avait pas identifié le Malm de la série de Piolit. Ou plutôt, nous savons qu'il attribuait à ce dernier (J8-5) les calcaires massifs du Lias et du Dogger qui forment le verrou de Rouanne-Basse et le vaste dôme haché de failles du fond du cirque de la Rouanne (Rouanne-Haute). Apparaissant en lames anticlinales parfois écaillées à la base du Flysch, le véritable Malm de la série de Piolit n'avait pas été distingué par cet auteur du Flysch noir, ou avait été attribué à son Flysch calcaire.

Il faut attendre 1932 pour que M. GIGNOUX et L. MORET étudient à nouveau ce qu'ils appellent le "complexe des couches siliceuses" où ils définissent au-dessus d'un niveau de hard-ground à Ammonites remaniées qui, pour ces auteurs, représentent sans doute encore l'Oxfordien :

- . Un ensemble de calcaires gris, avec pseudo-brèche schistes verts et zones siliceuses vertes où les radiolaires sont parfois abondantes;
- . Des bancs calcaires plus épais, clairs, à faciès vaseux à Calpionelles et rappelant le Malm autochtone;
- . Une nouvelle série de calcaires gris à Radiolaires et spicules avec microbrèches et zones siliceuses grises,

l'ensemble de la série étant très riche en Aptychus et Bélemnites.

De ces différents niveaux, M. GIGNOUX et L. MORET devaient faire, dès 1933, un complexe jurassico-crétacé, estimant par la suite que la partie supérieure plus calcaire représentait le passage au Néocomien, la partie inférieure pseudo-bréchique et surmontant le hard-ground traduisant une transgression vraisemblablement lusitanienne (Argovien ?). M. GIGNOUX, L. MORET et D. SCHNEEGANS (voir thèse) estimaient aussi que les Radiolaires rouges et vertes devaient correspondre à l'Argovien rouge.

1. Unité de Piolit

Le Malm de l'unité de Piolit débutant toujours par un niveau à nodules phosphatés, l'étude détaillée de son contact avec les couches sous-jacentes nous conduit à analyser le passage vers la base du "complexe des couches siliceuses" aux terres noires oxfordiennes. Il se fait de façon variable suivant les points. Mais un décollement d'ordre mécanique se produisant fréquemment au niveau des terres noires, on peut alors se demander si le passage aux termes superposés ne se trouve pas oblitéré par la tectonique. Néanmoins, un certain nombre de bonnes coupes permettent, avec la plus faible marge d'incertitude, l'analyse rigoureuse de ces niveaux de passage au complexe qui les surmonte.

Dans chacun des cas suivants, nous étudierons donc les termes de passage à l'Oxfordien lorsque ceux-ci sont visibles, puis la stratigraphie de l'ensemble qui les surmonte.

Nous commencerons par l'examen d'une coupe-clé : celle de l'Arche (sur l'arête W. de l'Aiguille). Nous poursuivrons par l'étude d'un certain nombre de coupes dans lesquelles la stratigraphie n'a pas été défigurée par la tectonique, tout d'abord au S. du Torrent de la Rouanne, puis au N.

o AU S. DU TORRENT DE LA ROUANNE

a. Coupe de l'Arche (2253 m)

Nous ferons cette coupe en partant de l'extrémité occidentale de la falaise N. de ce sommet et en en suivant le pied, les couches plongeant vers l'E. :

- (1) Schistes noirs oxfordiens typiques;
- (2) Passage progressif à quelques zones siliceuses par l'intermédiaire de petites plaquettes fissiles à patine jaune ou rouille (quelques millimètres d'épaisseur) et de petits bancs calcaires de même teinte (3-5 cm);
- (3) Zones siliceuses de teinte rouille - 20-30 cm au total;
- (4) Croûte à nodules phosphatés verts, de taille assez régulièrement calibrée : quelques millimètres à 2-3 centimètres. Ces nodules arrondis ou ovoïdes sont roulés; ils déterminent une surface mamelonnée. On y trouve quelques Ammonites et Bélemnites également roulées, pratiquement indéterminables (Phylloceras sp.).

Ce niveau correspond à un fond durci. Il a quelques millimètres d'épaisseur. Il se trouve directement surmonté par :

- (5) Pseudobrèches passant localement à une brèche à éléments roulés ou quelques rares fragments anguleux de dolomie jaune, en général de petite taille (1/2 cm). A l'opposé, la pseudo-brèche passe au contraire à un calcaire normal à pâte fine, de 3 à 8 m d'épaisseur;
- (6) Zones siliceuses vertes ou rouges, très abondantes et pratiquement sans niveaux calcaires. Vers le bas de cet horizon existe un niveau de 30-50 cm environ de brèche à petits éléments de la pseudobrèche du niveau (5) (quelques millimètres à 1-2 centimètres) rares et diffus dans une pâte schisteuse blanc-jaune clair. C'est un niveau de remaniement;
- (7) Les zones siliceuses se raréfient, l'apport calcaire (pâte tithonique) devient plus important sur quelques mètres avant la disparition totale des zones de radiolarites. Ce niveau fait le passage au Crétacé. Les niveaux calcaires renferment d'assez fréquents Aptychus et Bélemnites*.

Les niveaux (2) et (3) sont azoïques (quelques Radiolaires dans les zones siliceuses du niveau (3)).

Le niveau (4) ne présente, en lame mince, ni Foraminifère ni microorganisme.

L'extrême base du niveau (5) renferme des Radiolaires calcitisés très fréquents (Spumellariés), Globochaete alpina Lombard assez fréquent, des spicules monoaxones de forme variée assez nombreux, des Radioles d'Oursins et des débris de grands Foraminifères, quelques débris de Saccocomidés, de très rares Ostracodes, quelques rares Globigérinidés de type jurassique, une fibrosphère : Stomiosphaera minutissima Colom**, quelques filaments monocristallins en calcite de nature inconnue, enfin, peut-être, Calpionella elliptica (?). La pâte fine et homogène renferme en outre de petits cristaux d'Albite et de Quartz authigènes. Certaines zones enfin sont imprégnées de silice.

La présence de Globochaete alpina n'a plus grande signification. Sa répartition que les premiers auteurs (A. LOMBARD) avaient pensé cantonnée dans le Tithonique est en effet

* C'est dans un niveau calcaire équivalent qu'a été trouvé à Rouanne-Basse, au cours de l'Excursion extraordinaire de la Société Géologique de France de 1938, un très bel exemplaire de Punctaptychus punctatus Voltz. J'en ai retrouvé un grand nombre d'exemplaires en différents points du massif.

** Détermination M. DURAND-DELGA.

assez vaste (antébarrémienne en tous cas). Stomiosphaera minutissima (Colom) (= Stomiosphaera moluccana Wanner), bien que très abondante au Tithonique-Berrias, n'a que peu d'intérêt, cette fibrosphère se retrouvant de l'Aalénien au Barrémien inclus.

Les Saccocomidae représentent, on le sait, des organismes dont chacun est constitué d'un seul cristal de calcite d'une grande netteté et le plus souvent régulièrement symétriques. Ces organismes ont été étudiés et décrits notamment par R. VERNIORY (1954-1955) et attribués par lui à des plaques et articles de Crinoïdes du genre Saccocoma Agassiz, Crinoïde dont la présence en milieu pélagique s'explique par le fait qu'il s'agit d'une forme libre et nageuse. On sait que pour A. LOMBARD, de telles formes correspondaient à des sections de thalles d'une algue "Eothrix alpina". La répartition des Saccocomidae semble correspondre à la totalité du Jurassique supérieur de l'Argovien au Tithonique. Dans le cas présent, ces organismes n'ont donc pas de valeur stratigraphique déterminante. Enfin, la présence douteuse de Calpionella elliptica ne paraît pas suffisante pour l'attribution certaine de ce niveau au Tithonique. Nous y reviendrons par la suite.

Les zones siliceuses du niveau (6) constituent des Phtanites à Radiolaires. Le fond est silico-calcitique. Les Radiolaires (surtout Spumellariés) sont en général calcifiés. Mais les Radiolaires peuvent manquer. Seule subsiste une pâte siliceuse cryptocristalline à quelques rares spicules. On sait d'ailleurs que le cas est fréquent. J. DEBELMAS (thèse) en fait mention à propos des zones siliceuses du Malm de la nappe de Champcella où il n'a trouvé aucun Radiolaire. Si bien que la désignation de Radiolarite* n'a bien souvent pas sa raison d'être.

Enfin, les bancs calcaires à pâte tithonique interstratifiés de zones siliceuses du niveau (7) renferment des fragments de Saccocomidae, des Globochaete et surtout Calpionella alpina et Calpionella elliptica du Tithonique.

b. Coupe du Ravin du Courou

Ce ravin est situé au N.W. du sommet de Piolit et la coupe que nous décrivons ici se trouve à un peu plus d'un kilomètre de ce sommet en distance horizontale.

Le torrent a entaillé la voûte d'un anticlinal très pincé, faisant apparaître les terres noires oxfordiennes redressées à la verticale. Malgré l'étirement qui en résulte, la stratigraphie semble avoir été respectée, sinon l'épaisseur

* Introduite par G. STEINMANN. Geologische Beobachtungen in der Alpen. Ber. Nat. Ges. Freiburg-i-Brisgau 1905.

originelle des terrains* . Nous ne tiendrons donc pas compte des épaisseurs apparentes.

La coupe est la suivante :

- (1) L'Oxfordien se termine ici par une alternance de schistes argileux très noirs, gras, et de petits bancs calcaires gris sombre à cassure fine, à patine rousse, de quelques centimètres à 30 centimètres environ;
- (2) Le niveau à nodules phosphatés de la coupe précédente se retrouve identique ici directement en contact avec les schistes argileux de l'Oxfordien. Il est surmonté par :
- (3) Pseudobrèche et niveaux bréchoïdes assez compacts;
- (4) Niveau grumeleux à nodules roulés;
- (5) Zones siliceuses typiques, identiques à celles de la coupe précédente, interstratifiées de niveaux calcaires à Calpionelles, Bélemnites et Aptychus.

Les bancs calcaires du niveau (1) sont parfaitement azoïques. Au microscope, ils présentent une pâte calcaire bien cristallisée de façon parfaitement homogène.

Les éléments du niveau (3) renferment de très nombreux Radiolaires. Ils sont tout à fait semblables à ceux du niveau correspondant de la coupe précédente. Mais le liant argilo-calcaire fluidal et pigmenté est plus développé. On passe localement à une véritable brèche.

Les éléments du niveau (4) sont très riches en Radiolaires et en minéraux authigènes : Albite et quartz, pas de Calpionelles, quelques éléments à grosses oolithes. Les éléments sont tous identiques à ceux du niveau (3). Ce niveau (4) correspond seulement à un épisode de remaniement du niveau précédent avec développement de la matière intersticielle.

c. Coupe de l'anticlinal de la Plaine, à environ 500 m au N. du Col de Chorges et 600 m au N.E. du sommet de Piolit (Fig. 3)

- (1) Les terres noires oxfordiennes se terminent ici par des schistes verts secs, à patine rouille sur la tranche et se délitant en petites aiguilles pointues et coupantes;

* Les géologues du Service Géologique des Indes estiment la réduction d'épaisseur des couches verticales à 75 % (?).

- (2) A 2 m sous le niveau phosphaté, on rencontre deux ou trois passées de 3-6 cm d'un niveau calcaire et bréchique;
- (3) Schistes verts : 80 cm;
- (4) Niveau calcaire très régulier de 3-4 cm;
- (5) Schistes verts : 30 cm;
- (6) Fond durci à nodules phosphatés de caractères semblables à ceux précédemment décrits (Ammonites et Bélemnites roulées). Le contact de (6) sur (5) se fait avec parfaite concordance des couches;
- (7) Pseudobrèche. Ce niveau, très constant et compact, renferme quelques Bélemnites. On y trouve également de rares silex noirs allongés, de quelques centimètres, qui semblent annoncer les zones siliceuses de l'horizon suivant. 2,50 m - 2,80 m d'épaisseur;
- (8) Couches siliceuses et calcaires interstratifiées en lits de 3-4 cm d'épaisseur. Les niveaux calcaires renferment des Calpionelles tithoniques, des Bélemnites et des Aptychus. L'ensemble a de 25 à 30 m d'épaisseur.

Dans ce même anticlinal, mais à quelques dizaines de mètres plus au S., le niveau (4) se trouve accompagné d'une pseudobrèche (10 cm) avec hard-ground de base. Ce niveau renferme déjà des éléments comparables à ceux de la pseudobrèche supérieure. On y trouve en outre quelques nodules à oolithes, plaques d'Echinodermes et Foraminifères roulés.

Au-dessus viennent quelques dix centimètres de schistes verts sur lesquels le niveau phosphaté repose en très légère discordance angulaire. Ce fait est tout à fait exceptionnel dans toutes les coupes que nous décrivons ici.

Le niveau (4) renferme quelques grosses oolithes (visibles en lame mince) quelques débris de gros Foraminifères et quelques rares cristaux de quartz détritiques.

Les éléments noduleux du niveau 7 sont très riches en Albite et Quartz authigènes. On y trouve quelques gros Foraminifères indéterminables et quelques Textularidés. Les Radiolaires y sont, par contre, très abondants. Enfin, on y rencontre de rares Globochaete et débris de Sacocomidae. Pas de Calpionelles.

● AU N. DU TORRENT DE LA ROUANNE

Nous ferons deux coupes sur l'arête du Cuchon à la Petite Autane (N.E. d'Ancelle), la série étant écaillée à plusieurs reprises.

De l'W. à l'E. :

a. Coupe des "Tours" du Cuchon

Non cotées et non nommées sur le plan directeur au 1/20 000, elles forment des escarpements ruiniformes verticaux, difficilement franchissables à environ 800 m à l'E.-N.E. du Cuchon.

De bas en haut, la coupe y est la suivante au-dessus des schistes noirs oxfordiens :

- (1) Alternance de petites plaquettes argilo-calcaires à Fucoïdes fissiles et minces (quelques millimètres) à cassure grise et patine blanc-jaune en surface, rouille sur la tranche, associées en couches de 8-30 cm, et de bancs calcaires (5-40 cm d'épaisseur) à cassure fine gris-sombre et patine jaune. Localement, quelques niveaux de brèches. Cet ensemble correspond encore à l'Oxfordien. Au total, environ 8 m;
- (2) Croûte phosphatée verte à nodules. Ammonites et Bélemnites roulées. Les nodules ont de quelques millimètres à 2-3 centimètres, très exceptionnellement 8-10 centimètres. C'est un fond durci;
- (3) Brèche à éléments roulés (jusqu'à 30 cm), nodules de silex noirs. 1 à 2 m;
- (4) Alternance de petites plaquettes schisteuses et calcaires. 2 m;
- (5) Pseudobrèche à pâte tithonique homogène. 5-6 m;
- (6) Niveau bréchoïde à petits éléments (quelques millimètres à 1-2 centimètres), rares et diffus dans une pâte blanc-jaune clair. 1,50 m;
- (7) Petits bancs schisteux verts interstratifiés avec de petits bancs calcaires gréseux de 2-6 cm d'épaisseur. 2 m. La même série se poursuit avec épaissement de niveaux calcaires qui se terminent parfois en biseau. La pâte est d'aspect tithonique. 2 m également;
- (8) Les zones siliceuses apparaissent d'abord minces et schistoïdes, puis régulièrement rubanées; vert pistache et envahissant toute la série. 10-15 m;

- (9) L'apport siliceux diminue, les bancs calcaires deviennent plus fréquents, s'épaississent, tandis que les zones siliceuses s'effilent et se résolvent en gros silex. 25-30 m;
- (10) Gros bancs calcaire massif à pâte tithonique avec rares bandes siliceuses (tous les 80 cm-1 m) passant vers le haut aux calcaires bien stratifiés de la base du Crétacé. 8-10 m.

Au microscope, comme dans les coupes précédentes, le niveau (2) à nodules phosphatés ne révèle aucun Foraminifère ni microorganisme.

Les éléments du niveau (3) sont très riches en filaments monocristallins de calcite (de nature indéterminée). On y trouve quelques débris de gros Foraminifères. Enfin, l'Albite et le Quartz authigènes y sont très abondants.

Le niveau (5), pseudobrèche, contient d'abondants Radiolaires, Globochaete alpina et débris de Sacocomidae. Je n'y ai pas trouvé de Calpionelles.

Par contre, les lits calcaires du niveau (9) renferment des Calpionelles, C. alpina et C. elliptica.

Le niveau (10) enfin contient également, outre de très nombreux Radiolaires, des Calpionelles tithoniques.

- b. Coupe située à l'E., 250 m environ des Tours du Cuchon, sur l'arête W.-S.W. de la Petite Autane

- (1) Schistes noirs oxfordiens;
- (2) Schistes argilo-calcaires verts très fissiles avec rares petits niveaux calcaires roux;
- (3) Un banc de calcaire roux à croûte siliceuse craquelée. 12 cm d'épaisseur;
- (4) Schistes verts. 1 m;
- (5) Fond durci ferrugineux à nodules phosphatés;
- (6) Pseudo-brèche tithonique. Localement, brèche à galets ou nodules d'éléments inférieurs : dolomies, calcaires du Dogger;
- (7) Calcschistes gris. 1 m;

- (8) Alternance de lits calcaires (3-15 cm d'épaisseur) et de schistes gris ou verts à stratification entrecroisée (localement) entre les calcaires;
- (9) Nouveau fond dur, ferrugineux;
- (10) Banc de calcaire pseudo-bréchoïde grumeleux, 5 m;
- (11) Brèche à rares petits éléments dans une pâte blanche schistoïde. On y trouve de petits nodules ferrugineux de 5 mm de diamètre;
- (12) Alternance de petites plaquettes calcaires et de calcaires gréseux;
- (13) Zones siliceuses.

Le niveau (3) est totalement azoïque. Au microscope, le calcaire apparaît finement grenu.

Les niveaux de hard-ground et de pseudobrèche sont tout à fait comparables à ceux décrits dans les coupes précédentes.

En lame mince, la pâte du niveau (11), claire, fine ou grumeleuse suivant les points, est très riche en Radiolaires. Elle enrobe des éléments comparables à ceux des niveaux (6) ou (10).

En résumé, plusieurs traits communs à ces différentes coupes ressortent de leur étude :

- Quelque soit le niveau sur lequel il repose, l'existence d'un niveau de nodules phosphatés correspond à un fond sous-marin durci;
- L'existence d'un ou de plusieurs niveaux de fausses brèches faisant suite, en général, directement aux niveaux phosphatés;
- L'existence de zones siliceuses (Radiolarites ou non) interstratifiées de lits de calcaires à Calpionelles.

Je n'ai pu trouver de Calpionelles certaines dans le niveau de pseudobrèche. Leur apparition indubitable se fait dans les premiers lits calcaires interstratifiés dans les zones siliceuses. Ces niveaux correspondraient donc au Tithonique moyen, date d'apparition des Calpionelles.

Il semblerait donc logique d'envisager que le niveau de fausse brèche correspond au Tithonique inférieur et peut-être au Kimméridgien (tout ou partie ?). Ce niveau reposant sur l'Oxfordien, en l'absence de

faunes absolument spécifiques dans le fond dur phosphaté, et une lacune de sédimentation étant un caractère seulement négatif, il paraît évidemment difficile de préciser la chose. On pourrait penser, par ailleurs, étant donné l'analogie (voir plus loin) de certains types lithologiques du niveau pseudobrèche avec le faciès de Guillestre (où l'on ne trouve également pas de Calpionelles) à en faire un équivalent subbriançonnais de cette formation. La transgression - ou la récession - serait donc ici argovienne, comme dans les domaines franchement briançonnais. Mais, outre que l'établissement de tels parallèles et corrélations à distance dans des zones de sédimentation toutes différentes me paraît hasardeuse, voire dangereuse, il me semble surtout que, si une condensation de sédimentation a eu lieu dans le domaine subbriançonnais, c'est plutôt au niveau du fond durci à nodules phosphatés qu'au niveau de la pseudo-brèche. Car si l'on imaginait ici une reprise de sédimentation à l'Argovien, le niveau phosphaté, qui correspond vraisemblablement à une période d'omission sédimentaire sous-aquatique considérable, et qui repose sur l'Oxfordien, s'expliquerait fort mal. Il me paraît bien plus logique, au contraire, d'envisager qu'il correspond à une condensation stratigraphique des niveaux lusitaniens (et peut-être kimméridgiens ?), les Ammonites et Bélemnites qui lui sont associées correspondant aux faunes des étages qui ne se sont pas déposés. Si l'on veut retenir l'idée d'une analogie de faciès, il me semblerait plus juste alors de rapprocher ce niveau du Malm de Piolit des fausses brèches du Tithonique dauphinois, la zone de sédimentation de Piolit devant se trouver beaucoup plus proche des zones externes que du domaine briançonnais. En particulier, la présence, à Piolit, de terres noires oxfordiennes me paraît très suggestive à cet égard.

L'interprétation paléocéanographique de ces différents niveaux lithologiques mérite que l'on s'y arrête un peu longuement.

- a. Le premier fait mis en évidence est donc l'importante lacune postoxfordienne et antétithonique qui ne peut être imputable à une émergence comme en témoigne le niveau de fond durci à nodules phosphatés et Ammonites roulées surmontant directement le complexe oxfordien. De tels hard-grounds, on le sait, ne supposent pas d'émergence, mais au contraire des arrêts de sédimentation, des phénomènes d'érosions sous-marines et de dénudations sous-aquatiques, parfois même par dissolution et surtout par action mécanique des courants de fond : il y aurait "déception" au sens de Arnold HEIM. Les concrétions phosphatées confirment d'ailleurs cette idée d'une aire de non dépôt en eaux agitées, d'ailleurs pas nécessairement à très faible profondeur.

AGASSIZ (1888) rapporte que le "Blake Plateau" est "balayé par le courant jusqu'à plus de 1000 m de profondeur. Les concrétions phosphatées, ajoute-t-il, démontrent qu'ici, depuis le Tertiaire, aucune sédimentation n'a eu lieu. La vitesse du courant du détroit de Floride atteint celui d'une rivière puisqu'il arrive à 1,5 m/s" (in A. HEIM).

Mais des actions mécaniques de courants de fond aussi violents ne sont pas même nécessaires. D'après A. HEIM, certains fonds durs rencontrés jusqu'à 2000 m de profondeur sont dus à de simples courants de marée (région des Iles Canaries).

En ce qui concerne les nodules phosphatés - onchoïdes -, nous ne reviendrons pas ici sur leur origine, mais rappellerons seulement les observations de DIETZ, EMERY et SHEPARD - 1942 - (voir A. LOMBARD) qui constatent l'état de saturation de l'eau de mer en phosphate tricalcique à partir de quelques centaines de mètres de profondeur. La sursaturation est aisément atteinte du fait de l'apport surajouté de minéraux phosphatés d'origine continentale et qui vont alors se déposer ou pénétrer les organismes. Le mécanisme de dépôt et de son interruption sera donc fonction du pH du milieu et de l'abondance éventuelle des faunes.

Ainsi que nous l'avons déjà envisagé précédemment, ce fond durci à nodules phosphatés implique, en fin de compte, une "omission" de sédimentation de tous les niveaux lusitaniens (et kimméridgiens ?), en d'autres termes, une condensation de sédimentation sous-aquatique de la série postoxfordienne et antétithonique en quelques millimètres de croûte phosphatée à laquelle se trouvent sans doute associées des faunes d'Ammonites des étages correspondants, malheureusement défigurées par les phénomènes de déreption.

- b. L'omission de sédimentation s'est faite sans émergence. Il n'y a donc pas transgression, mais "récession", c'est-à-dire reprise de sédimentation sur une aire immergée. Celle-ci se traduit par une sédimentation troublée entraînant la formation d'une pseudo-brèche; c'est le deuxième élément commun aux différentes coupes décrites dans ce chapitre.

Il y a donc discontinuité de sédimentation avec changement de lithofaciès. Par l'intermédiaire du niveau phosphaté, cette discontinuité se fait avec accordance quasi-générale des couches ("discontinuité bi-concordante" de A. HEIM).

Du point de vue lithologique, la pseudo-brèche présente sur les surfaces d'altération un aspect noduleux à surfaces mamelonnées aux contours rarement anguleux, le plus fréquemment émoussés ou arrondis. Il faudrait plutôt parler d'un pseudo-conglomérat, en notant toutefois que les éléments ne sont pas sphériques mais de forme très irrégulière.

L'étude microscopique de cette formation montre que les "éléments" - de taille très variable, de quelques millimètres à quelques centimètres - sont rarement réunis par un "ciment", mais sont au contraire jointifs, leur contact se faisant par des joints microstylolithiques argileux irréguliers, parfois très calcitisés, envahie par un pigment ferrugineux (limonite). Dans certains cas cependant (notamment dans les niveaux de l'anticlinal de la Plaine), il se développe, au contact des nodules, une matière argileuse également pigmentée, à structure fluidale, et envahie d'abondants rhomboèdres de dolomie. A l'extrême limite, nous avons donc certaines apparences de calcaires noduleux type Guillestre.

Les éléments ne sont pas, lithologiquement, parfaitement semblables et homogènes, bien qu'il s'agisse certainement de matériaux d'une origine commune. Si beaucoup possèdent une pâte fine, certains au contraire, d'aspect un peu grumeleux -- ou parfois même

à concrétions pseudo-oolithiques - témoignent de remaniement, recristallisation locale, bref, remise en mouvement de matière calcaire, vraisemblablement synchrones de l'édification à plus grande échelle de la pseudo-brèche elle-même*. L'hypothèse d'un remaniement "in situ" d'un matériel en cours de dépôt me paraît confirmée par le fait que la pseudo-brèche passe localement à un calcaire normal à pâte fine. Les nodules ou les concrétions grumeleuses d'origine autochtone semblent donc s'être élaborés dans un ensemble en voie de consolidation, perturbé par des mouvements de tassements (instabilité du fond marin ?) et de courants d'eau remettant en mouvement des sédiments encore mous.

L'hypothèse de tassements dans le sens vertical ("trépidations" de la plateforme de sédimentation, dues à des séismes ?) me semble exclusive d'écoulement plastique tangentiel de la vase, quelle qu'en soit sa vitesse. Les éléments de la fausse brèche ne témoignent en effet d'aucune structure "oeillée", étirée, ni même seulement fluidale comme cela devrait normalement se produire dans le cas de phénomènes de slumping. Seule la substance argileuse intersticielle (lorsqu'elle existe) possède un certain aspect fluidal, mais cela est certainement en relation avec les circulations d'eau d'imbibition.

Nous aurions donc ici assez sensiblement l'équivalent des pseudo-brèches du Tithonique** des environs de Grenoble et du Berrias de la fosse vocontienne pour laquelle les auteurs (M. GIGNOUX, L. MORET, J. GOGUEL) s'entendent sur un tel mode de formation. Pour J. GOGUEL, notamment : "Les brèches ne résultent pas d'un transport ... la seule hypothèse qui nous paraît pouvoir être retenue est celle d'un remaniement sur place***.

On retiendra, par ailleurs, la fréquence de quartz et feldspaths authigènes (Albite) dans un tel sédiment pélagique remanié et pour lesquels nous admettons, à la suite de L. van STRAATEN et A. CAROZZI, un processus de formation diagénétique en relation avec des phénomènes de compaction de la roche. Il ne faut pas, semble-t-il, s'étonner de ce phénomène chronologiquement secondaire étant donné la nature hétérogène de ce matériau longtemps demeuré "instable" à l'échelle moléculaire (pseudo-brèche) et qui, postérieurement au remaniement intraformationnel, a pu voir

* Les joints stylolithiques limitent les nodules à leur périphérie et ne coupent jamais les éléments durcis au cours de la diagenèse. Leur formation semble donc antérieure au durcissement et à la compaction de la roche, et peut être contemporaine, mais sûrement pas postérieure.

** On notera la convergence des phénomènes aux mêmes époques dans deux régions assez éloignées l'une de l'autre.

*** Les niveaux bréchoïdes à pâte dure plus ou moins schistoïde mentionnés dans certaines coupes correspondent à des épisodes de remaniements de niveaux analogues à ceux que nous venons d'étudier. Les éléments en sont absolument identiques. Seul un "liant" plus abondant les a réunis.

se concentrer des solutions en circulation, riches en ions Na, avec certaine dissolution du carbonate (libération de CO_2 nécessaire à la formation du feldspath).

Enfin, signalons à ce niveau la présence parfois non négligeable de fragments de dolomie (quelques millimètres) impliquant l'apport d'éléments étrangers à la vase romaniée sur place.

- c. La sédimentation s'enrichit en apport siliceux : ce sont les zones siliceuses rouges ou le plus souvent vertes * que l'on retrouve absolument dans toutes les coupes du Tithonique du Massif de Piolit. Ces roches forment de longues bandes rubanées continues de 2 à 10 cm d'épaisseur. Elles ne correspondent pas à des niveaux localisés et effilés à leurs extrémités dans une trame calcaire. Ces zones siliceuses confèrent aux falaises verticales de Malm une teinte rousse caractéristique qui ne peut prêter à confusion sur leur identité. Elles sont jointives suivant le plan de stratification. Progressivement seulement, les niveaux calcaires à pâte tithonique s'y intercalent; quelle que soit leur couleur, leur surface paraît luisante et dépourvue de grain. Au microscope, le fond siliceux est d'apparence cryptocristalline. Il correspond à une association de calcédonite et de minéraux argileux piquetée de mouchetures ferrugineuses. De nombreux petits cristaux de calcite s'y trouvent associés et les Radiolaires eux-mêmes correspondent à de petits sphérules non étirés par les phénomènes dynamiques. On a beaucoup écrit sur l'origine des Radiolarites que l'on sait très fréquentes dans le Malm intra-alpin et préalpin : nappe de la Simme, domaine piémontais, etc ... et le problème se résume à savoir si le test siliceux des Radiolaires a joué un rôle dans l'édification de ces Radiolarites, qu'elles soient azoïques ou qu'elles ne le soient pas**. Or, A. CAROZZI rapporte que les vases à Radiolaires qui se déposent actuellement dans les fosses de l'In-sulinde ou des Antilles (auxquelles il faudrait comparer les bassins où sillons de sédimentation de formations analogues du Malm alpin) ont une teneur en Radiolaires qui ne dépasse pas 6,7 % - ce qui pose donc le problème de l'origine même de la silice, les conditions de profondeur, température et distance de la côte ne semblant pas des conditions suffisantes.

Rappelons simplement que, pour A. CAROZZI, la silice dissoute dans l'eau de mer sous forme d'ions SiO_3 est négligeable et qu'il faut faire appel à la silice provenant de particules de silicates et de quartz d'origine continentale ou d'éruptions sous-marines. La concentration en SiO_2 de l'eau de mer serait alors fonction de la composition et de la taille des particules silicatées en suspension.

* Le passage du rouge au vert serait dû à un phénomène de diagenèse, ou à l'action de solutions réductrices dans le sédiment frais (voir A. LOMBARD).

** On rejoint ainsi la remarque de A. HEIM constatant la pauvreté fréquente des "Radiolarites" en Radiolaires: "Comment quelques Radiolaires isolés auraient-ils pu se conserver si bien si la pâte siliceuse avait été empruntée aux tests de Radiolaires. Il serait plus juste de dire que la bonne conservation est la conséquence de leur inclusion dans le gel de l'acide silicique".

Les Radiolaires et les Diatomées doivent eux-mêmes extraire de tels apports la silice nécessaire à l'édification de leur test. On conçoit alors — quel que soit le mécanisme (mal connu) de libération ultérieure de la silice — que les minéraux argileux pourraient déposer directement sous cette forme ou sous la forme d'un sédiment siliceux suivant que les Radiolaires seront présents ou absents*.

2. Unité de la Martinasse

Le Malm n'y apparaît que sur quelques mètres carrés à environ 300 m à l'E. du Col de la Gardette.

Localement en contact par faille avec des calcaires du Dogger, il recouvre directement (affleurements de quelques mètres) les terres noires oxfordiennes et se trouve surmonté de calcaires en plaquettes du Berrias. Il est apparemment formé uniquement ici de zones siliceuses interstratifiées de quelques bancs calcaires à Calpionelles tithoniques. Mais les contacts, notamment sur l'Oxfordien, ne sont peut-être pas stratigraphiques.

3. Unité de Saint-Apollinaire

Le Malm y est absent. Nous verrons les formations néocrétacées — au Clot des Hourmes et au Clot des Aurans — reposer directement sur le Dogger par l'intermédiaire d'un fond durci ferrugineux. Au Clot des Hourmes cependant, la brèche de base des marbres en plaquettes renferme des galets de calcaire blanc du Malm (à Ammonites).

* M. LEMOINE, recherchant dans le Briançonnais l'origine de la silice nécessaire à l'édification d'un plancton à Radiolaires, envisage une libération de silice colloïdale à partir d'argiles de décalcification, riches en fer et alumine, élaborées sur des terres partiellement émergées à l'époque antéargovienne.

De semblables terres émergées ne devaient pas exister dans le domaine subbriançonnais continuellement et uniformément submergées, mais cela ne signifie pas qu'il n'en existait pas à proximité.

INTERPRETATIONS - CONCLUSIONS

Dans l'unité de Piolit succède à la sédimentation argileuse de l'Oxfordien une importante lacune de sédimentation correspondant à la totalité du Lusitanien et peut-être même du Kimméridgien. La présence d'un fond durci à nodules phosphatés, Ammonites et Bélemnites roulées conduit à penser qu'il n'y a pas eu émergence, mais sublation de tout dépôt, dénudation sous-aquatique par l'action des courants de fond. La reprise de sédimentation au Kimméridgien - Tithonique inférieur se traduit par l'existence de fausses brèches témoignant de l'instabilité du régime de sédimentation ou plutôt de sa perturbation par des agents extérieurs. L'arrêt de sédimentation postoxfordienne, la condensation de sédimentation anté-tithonique en quelques millimètres de croûte phosphatée et la sédimentation troublée qui lui succède pourraient correspondre à autant d'épisodes en relation avec les mouvements argoviens mis en évidence en d'autres régions des Alpes et qui se seraient prolongés ultérieurement dans notre domaine. Nous savons d'ailleurs que certaines manifestations dynamiques ont pu se produire déjà dès l'Oxfordien : c'est à ce niveau que j'ai rattaché la brèche du Torrent du Jas-Cerisier, tout en l'assimilant à la Brèche du Télégraphe.

Nous savons par ailleurs qu'il existe vers le S. (Ubaye), à cette époque fini-jurassique, un paléo-relief avec barrières de récifs zoogènes* et que D. SCHNEEGANS avant baptisé cordillère des Séolanes.

Dans le cas présent, en l'absence de discordance angulaire et de véritable manifestation paléotectonique, il semble que l'on n'aurait pas nécessairement une phase tectonique caractérisée, mais plutôt une "pulsation" de la plateforme de sédimentation, ce qui semblerait plus en accord avec le changement de régime marin (nodules phosphatés) suivi d'un épisode d'instabilité et de perturbation d'une sédimentation pélagique.

L'apport de silice et le développement d'un plancton à Radiolaires indiquant une stabilisation du régime marin renforcée par l'apparition de calcaires fins à Calpionelles. Nous ne dirons rien de particulier au sujet de l'unité de La Martinasse dont le type de sédimentation tithonique s'assimile à celui de Piolit.

Dans l'unité de Saint-Apollinaire, la lacune du Malm fait suite à celle du Callovien et de l'Oxfordien - lacune sans doute sans émergence - et l'hypothèse d'un éventuel dépôt de sédiments tithoniques, même épais, au toit de la formation bathonienne n'est pas à exclure, dépôt qu'auraient pu balayer les courants sous-marins avant la reprise de sédimentation néocrétacée. La brèche de base des marbres en plaquettes en contient en effet quelques galets qui pourraient correspondre non pas à l'apport détritique d'une unité contigüe, mais à la reprise sur place d'un sédiment autochtone.

* Ce calcaire récifal était mis en évidence déjà par E. GORET en 1887, puis décrit en détail par W. KILIAN.

COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES

Le hiatus considérable déjà noté précédemment entre les zones de sédimentation de Piolit et briançonnaise se retrouve au Malm, mais sans doute avec moins d'acuité qu'à l'Oxfordien. Les zones siliceuses ne sont pas inconnues dans le Malm briançonnais (nappe de Champcella par exemple). Les calcaires à Calpionelles tithoniques couronnant le marbre de Guillestre représentent l'équivalent de la corniche tithonique que nous avons vue sur l'arête du Cuchon à la Petite Autane. C'est sans doute l'horizon dont la constance est la plus grande dans tout le domaine intraalpin, mise à part la barrière de récifs coralliens des Séolanes.

La coupure brutale de sédimentation du Dogger à l'Argovien, connue dans le Briançonnais, ne se retrouve pas à Piolit ou plus exactement elle se trouve déportée "vers le haut". Si nous estimons, en effet, que la reprise de sédimentation se produit ici au Tithonique inférieur ou au Kimméridgien, le niveau phosphaté reposant sur les schistes argileux oxfordiens inconnus dans le Briançonnais, on constate que les oscillations du niveau marin ou seulement les ruptures de sédimentation, quelle qu'en soit l'origine, se sont déplacées dans le temps de l'E. vers l'O. Cette constatation a son importance : nous verrons, en effet, dans l'étude des unités briançonnaises, qu'à Chabrières le Malm ne repose pas sur le Dogger comme cela se produit plus généralement dans la Cordillère de Roche-Charnière (il y a des exceptions) et plus à l'E. encore, mais directement sur le Trias (comme à Saint-Crépin), c'est-à-dire que l'émersion se produit ici dès le Carnien-Norien, alors qu'à l'W. la sédimentation se prolonge jusqu'à l'Oxfordien. Par la suite, si à Chabrières la transgression se fait dès l'Argovien, ce n'est qu'après le Lusitanien que se fera la récession dans le domaine subbriançonnais.

Il me paraît intéressant de noter cette non contemporanéité et ce décalage dans le temps des phases de lacune et de sédimentation dans les deux aires de sédimentation principales qui sont l'objet de notre étude, d'autant que le hiatus paléogéographique est relativement considérable de l'une à l'autre, nous l'avons vu déjà à des époques antérieures (Bathonien, Callovien, Oxfordien).

Vis-à-vis des domaines subbriançonnais méridionaux (Ubaye), la série de Piolit présente une individualité accusée, surtout par rapport à la digitation des Séolanes au Malm si particulier. Mais les calcaires à Calpionelles, déjà mentionnés dans le Briançonnais, se retrouvent dans la série du Morgon. Quant à la série lacunaire de Saint-Apollinaire, elle paraît assez exceptionnelle dans l'ensemble du Subbriançonnais et ne doit correspondre qu'à un HAUT-FOND LOCALISE où la sédimentation, troublée par action mécanique des courants marins, n'a pu se faire.

A l'W. enfin (domaine ultradauphinois), il semble que l'on retrouve une série jurassique complète mais vraisemblablement réduite par rapport aux épaisses séries du Malm dauphinois (environs de Grenoble, corniche subalpine). Tous les niveaux post-oxfordiens et anté-crétacés, en effet, se trouvent-ils bien représentés dans la coupe de La Rochette (Chapeau de Napoléon) ? Dans l'affirmative — la coupe des niveaux superposés aux terres noires ne semblant pas atteindre la centaine de mètres —, on serait contraint d'envisager ici d'importantes condensations stratigraphiques impliquant une indigence d'apports avec réduction de l'W. vers l'E. On concevrait alors d'autant mieux, suivant ce schéma, la série lacunaire du Malm de Piolit, encore plus orientale.

CHAPITRE VI

-

L' INFRACRETACE ET LE PASSAGE AU CRETACE MOYEN (NEOCOMIEN DES AUTEURS)

-

HISTORIQUE

Le Néocomien fut mis en évidence pour la première fois dans les nappes de l'Ubaye et de l'Embrunais en 1888 par E. HAUG et W. KILIAN. C'est au Lan, dans le massif des Séolanes, qu'ils ont trouvé des Bélemnites et Aptychus dans un calcaire reposant sur le Malm récifal. Dans l'Embrunais proprement dit, c'est aux Phasis de Châteauroux que M. GIGNOUX, en 1932, découvrit, en continuité avec le calcaire tithonique de la nappe, des calcschistes en plaquettes gris-clair avec de nombreux Aptychus, et parcourus de quelques zones siliceuses, dont il fit du Néocomien. Ce même auteur devait décrire des niveaux semblables l'année suivante dans la fenêtre de l'Argentière.

Dans le Massif de Piolit, M. GIGNOUX et L. MORET retrouvaient, en 1933, ce même Néocomien (S. 1) couronnant ici le complexe à zones siliceuses décrit dans le chapitre précédent. Il se trouvait représenté, pour ces auteurs, par "des calcaires à taches violacées alternant avec des schistes gris et riches en Bélemnites et Aptychus".

DESCRIPTION REGIONALE

1. Unité de Piolit

Les lithofaciès du Néocomien sont à la fois très uniformes et parfaitement différenciés (sinon à leur base) dans le Massif de Piolit. Ils font suite normalement et en continuité à l'ensemble sous-jacent

(Tithonique) sans la moindre trace de rupture de sédimentation. La limite précise en est d'ailleurs excessivement difficile à déterminer rigoureusement sur le terrain, étant donné que seules les microfaunes (Calpionelles essentiellement) permettent de dire que l'on se trouve dans l'une ou l'autre formation. Difficulté d'autant plus grande qu'à la cassure il n'y a pas possibilité de faire cette distinction, le lithofaciès tithonique à pâte fine et claire se retrouvant à ce niveau. Fort heureusement cependant, il se trouve que le Berrias débute assez sensiblement à l'endroit où s'estompe la corniche à Calpionelles tithoniques et où la sédimentation commence à se traduire par des bancs bien lités. Dans le deuxième cas, le plus fréquent, lorsque cette falaise est inexistante, la limite se fait là où cessent les zones siliceuses fréquentes dans le Tithonique, rares au contraire, puis absentes dans le Berrias. Dans les deux cas, cette limite, naturellement imprécise à l'échelle du centimètre, se traduit dans la morphologie par une rupture de pente bien marquée, commode pour la cartographie.

Le faciès, nous le verrons, est de façon générale représenté par des calcaires à patine blanche, à cassure gris-clair (pâte tithonique), en bancs très compacts et parfaitement homogènes, de 10 à 50 cm, se succédant régulièrement, avec ou sans joints schisteux. Ces bancs sont arrondis sur la tranche et sont encore parcourus à leur base de quelques rares zones siliceuses rouges ou incolores.

Cet ensemble correspond à ce que j'appellerai "le complexe des calcaires en petits bancs du Berrias".

L'épaisseur réelle de ce terme de la série est très difficile à évaluer, soit qu'il se trouve replissé de façon extraordinaire comme au sommet même de Piolit*, soit qu'il ait été laminé comme c'est le cas le plus fréquent aux abords du Flysch ou des klippes briançonnaises superposées à l'unité de Piolit. Il n'est en tous cas pas possible, par conséquent, de dire si les variations d'épaisseur que l'on peut noter d'une coupe à l'autre sont de nature stratigraphique, c'est-à-dire originelle, ou au contraire dues à des effets mécaniques. Une troisième difficulté intervient encore : il n'y a pratiquement sur l'arête de l'Arche à l'Aiguille que le Berrias se trouve surmonté de termes plus récents. Partout ailleurs, la limite supérieure de ce niveau correspond soit à une limite d'érosion, soit à une limite tectonique.

● COUPE DE L'ARCHE

Nous prendrons la coupe type à l'Arche où la continuité de sédimentation est certaine, tant au mur qu'au toit de la formation.

Le faciès est ici très homogène. Les zones siliceuses du sommet du Tithonique disparaissent peu à peu. Les bancs calcaires

* Le Berrias, comme les zones siliceuses du Malm d'ailleurs, est toujours replissé suivant un style très souple, en petites charnières sans laminage, style Flysch.

prédominant; ils forment des niveaux de 10 à 30 cm d'épaisseur en général, d'aspect très compact à patine claire et taches de rouille ou violacées. La cassure est gris-clair, porcelanée; la pâte est celle d'une vase tithonique très fine; les bancs calcaires sont jointifs, sans lits marneux ou schisteux (dias-terms). Par place enfin, subsistent encore de rares lits siliceux ou silex isolés. Cet ensemble peut atteindre de 30 à 40 m d'épaisseur.

Au microscope, ce calcaire se présente comme une vase à grain fin et très homogène, très riche en cristaux d'Albite authigène. Les microfaunes sont d'abord assez rares; les Radiolaires calcitisés (Spumellariés et quelques Nassellariés) prédominent. Les Calpionelles déjà rencontrées dans le Tithonique se retrouvent ici (C. alpina, C. elliptica). Le genre Stenosemellopsis apparaît. On y trouve encore de petits spicules et quelques corpuscules monocristallins de nature indéterminée. Ce niveau semble donc déjà berriasien.

Plus haut, dans la série, les faunes apparaissent plus variées : débris d'Aptychus et d'Echinodermes, C. alpina, C. elliptica et surtout quelques rares Tintinnopsella carpathica, Stenosemellopsis sp. (Colom) et peut-être Favelloïdes (Colom). On y rencontre d'autre part Stomiosphaera minutissima (Colom) et surtout de fréquentes Cadosina fusca* (Wanner) silicifiées. Enfin, les Globochaete alpina et les corpuscules monocristallins ne sont pas rares. Le tout dans une pâte très fine à albite authigène. Cette association de faunes permet, sans doute possible, l'attribution de ces niveaux au Berrias.

Ces microfaunes se retrouvent, avec une assez grande abondance de Radiolaires, jusqu'au sommet de cet ensemble lithologique homogène.

Les macrofaunes ne sont pas rares mais riches en individus et pauvres en espèces. Ce sont essentiellement des Aptychus (A. cf. Didayi), des Bélemnites (notamment une Duvalia sp.) et des Rhynchotheuthis subaudianus. Je n'ai jamais pu y trouver la moindre Ammonite**.

On trouve dans cette série finement calcaire quelques passées (lits) microbréchiques, de répartition d'ailleurs quelconque et accidentelle.

Ces microbrèches renferment de nombreux éléments dolomitiques jaunes de très petite taille (1/2 à 2 mm) et d'assez nombreux clastiques : feldspaths et quartz en individus isolés. En lame mince, une deuxième variété de quartz - quartz authigène - se

* Cadosina fusca (Wanner) sphère ouverte à écorce lisse semble être, dans l'état actuel des connaissances, une forme spécifiquement berriasienne (Durand-Delga).

** D. SCHNEEGANS a trouvé en Ubaye la seule Ammonite néocomienne déterminable de ce domaine intraalpin : Hoplites cf. regalis.

présente en étroit liseré autour de certaines parties détritiques : plages de calcite ou concrétions oolithiques. Il est évident que le développement d'un tel quartz est en relation avec la nature vacuolaire hétérogène de la microbrèche qui a permis la circulation de l'eau, l'origine même de ce quartz provenant de la partie détritique siliceuse contenue dans la roche.

Les oolithes y sont fréquentes, seulement visibles au microscope et la disposition microcristalline de la calcite en couches concentriques peut s'expliquer de façon analogue. Les oolithes ne sont donc pas des éléments étrangers apportés dans la formation microbréchitique mais ont une origine secondaire.

De gros Foraminifères roulés, et de ce fait indéterminables, ne sont pas rares non plus. Enfin, les éléments dominants correspondent au calcaire grumeleux de la fausse brèche du Malm ou au sédiment berriasien lui-même (nombreuses Albites authigènes : c'est un caractère commun à ces deux faciès).

Ces microbrèches ne témoignent pas de granoclassement. Je ne pense pas qu'il faille tirer argument de la présence de telles microbrèches pour envisager une quelconque activité orogénique à cette époque, mais il me semble intéressant de noter ces apports détritiques plus ou moins localisés, au cours d'une sédimentation pélagique par ailleurs parfaitement homogène et tranquille; ils me paraissent témoigner seulement de la reprise par des courants momentanés de produits d'érosions sous-marines vraisemblablement constantes. De tels courants peuvent être déclenchés par de simples glissements sous-marins même faibles, de matériaux en équilibre instable sur une déclivité sous-aquatique, matériaux excédant à peine, parfois, la taille de grains de sable. On conçoit alors que ces turbulences — courants de turbidité — ne mélangent ces apports finement détritiques à la sédimentation pélagique que sporadiquement, la rupture d'équilibre des sédiments ne se faisant qu'à partir de limites critiques; les phases de slumping et de turbulence interdépendantes étant séparées par des périodes où seule la sédimentation pélagique intervient*.

On constate donc en conclusion que cet ensemble lithologique dont nos prédécesseurs faisaient un Néocomien au sens large correspond, en fin de compte, au seul Berrias, bien daté par ses microfaunes.

Sur l'arête de l'Arche à l'Aiguille, ce Berrias, dont les bancs plongent faiblement vers l'E., forme l'extrême sommet de l'Arche et l'arête conduisant au Col sans nom séparant ce sommet de l'Aiguille.

Si, de ce Col, on poursuit alors la coupe le long de l'arête de l'Aiguille, on constate que, sans changement macroscopique notable, le grain devient bien visible au microscope, la pâte

* Dans le même ordre d'idées, A. CAROZZI cite dans le Malm supérieur de la Nappe de Morcles, en Haute-Savoie, le transport par de tels courants de turbidité de faunes récifales en milieu pélagique et bathyal.

cristalline s'enrichit peu à peu en débris calcaires et les Radiolaires deviennent plus rares. Il n'y a plus de Calpionelles; Aptychus et Bélemnites ont disparu; par contre, un peu plus haut, des Fissurines (*F. ovalis*) apparaissent qui, en l'absence de Globotruncana, indiqueraient pour ces niveaux un âge albien ou, de façon plus large, crétacé moyen.

L'ensemble de ces niveaux (Crétacé moyen et termes de passage au Berrias) n'a que quelques décimètres, au plus quelques mètres d'épaisseur. Les limites précises en sont difficiles à déterminer, surtout sur le terrain.

INTERPRETATION

Des niveaux berriasiens à ces niveaux à Fissurines, aucun hiatus stratigraphique n'est apparent. Il n'y a pas trace d'émersion ni d'ailleurs de changement lithologique brutal, mais au contraire EVOLUTION PROGRESSIVE d'un faciès pélagique cryptocristallin très fin à un faciès microgrenu à débris calcaires. Il y a donc lithologiquement PASSAGE CONTINU DU BERRIAS AU CRETACE MOYEN, sans confirmation biologique de l'existence des termes intermédiaires. La lacune, sans rupture de sédimentation caractérisée, est donc possible ou même probable, mais se traduit plutôt par une CONDENSATION QUANTITATIVE, en quelques décimètres, des apports dans les niveaux supraberriasiens. Etant donné la nature tranquille de la sédimentation, l'absence de fond durci ou de toute trace de modification du fond marin ou de l'hydroclimat, il me semble que la sublation quasi-totale à cette époque n'est pas due à l'ablation des dépôts par des courants sous-marins, ni même à des phénomènes de dissolution, mais simplement au fait qu'aucun matériel ou presque n'est parvenu sur la plateforme (?) de sédimentation postberriasienne. De telles conditions paléocéanographiques devaient être très peu favorables au développement de planoton ou de tout autre faune, ce qui expliquerait leur rareté dans ces assises (Radiolaires seulement). Nous reviendrons par la suite sur la signification de cette condensation stratigraphique dans le contexte régional à cette époque, en ce qui concerne notamment les directions d'apports. Mais on peut déjà envisager que l'apparente lacune n'a sans doute de sens que quantitativement et relativement à d'autres domaines (ultradauphinois ou dauphinois par exemple). C'est-à-dire que l'idée de condensation stratigraphique signifierait qu'à toutes les époques postberriasiennes et antéalbiennes est néanmoins parvenu en aussi faible quantité soit-il, quelque témoin de la sédimentation, représentant respectivement chacun des termes de la série, bien caractérisés en d'autres régions.

● COUPE DES "TOURS" DU CUCHON

Au-dessus du gros banc de calcaire à Calpionelles tithoniques décrit dans le chapitre précédent, les bancs calcaires se succèdent régulièrement stratifiés. De 20 à 30 cm d'épaisseur, ils

sont jointifs, sans niveau marneux (diastems), la pâte claire, porcelanée, est une pâte tithonique typique qui renferme une association de microfaunes typiquement berriasienne :

- . C. alpina,
- . C. elliptica,
- . Tintinopsella carpathica,
- . Cadosina fusca,

et naturellement de très nombreux Radiolaires calcitisés, quelques spicules et Globochaete alpina. L'Albite authigène enfin n'est pas rare. Aptychus et Bélemnites y sont toujours fréquents.

La coupe se termine par des bancs calcaires plus épais (de 30 à 50 cm), de même nature, mais interstratifiés de petites passées schisteuses noires de 3 à 5 cm d'épaisseur.

L'ensemble semble avoir plus de 40 m d'épaisseur.

La coupe cesse avec ces niveaux; c'est une limite tectonique : les schistes noirs de l'Oxfordien d'une unité superposée reposent en effet mécaniquement sur ce Berrias. Il n'est donc pas possible d'étudier ici les termes de passage au Crétacé moyen.

● SOMMET DE PIOLIT

La pyramide sommitale de Piolit est constituée par le complexe des calcaires en petits bancs du Berrias. Mais ces couches se trouvent ici à tel point replissées qu'il est impossible de dire à quel niveau de la coupe on a affaire. On notera donc seulement qu'à proximité du sommet, sur l'arête N.-E., les calcaires en petits bancs qui doivent correspondre ici à un niveau assez élevé du Berrias se trouvent interstratifiés de calcschistes fins à pâte claire ou même de quelques schistes noirs argileux (comme dans la coupe précédente). Les niveaux calcaires renferment les associations de microfaunes classiques du Berrias et en outre, une petite Amphorellina acuta Colom.

● A L'E.-N.E. DU COL DE LA POURACHIERE (NORD DE PIOLIT)

Le Berrias qui forme plus au N. le vaste synclinal de Malaparré se rétrécit à l'affleurement en direction du sommet de Piolit (voir chapitre "Tectonique").

A environ 200 m à l'E.-S.E. du Col de la Pourachière, à un niveau du Berrias malheureusement indéterminé, on note une variation de faciès très nette macroscopiquement, d'autant plus nette que son contact avec la vase fine se fait de façon brutale. Il s'agit d'un calcaire très riche en débris calcaires d'origine organique formée aux dépens d'Echinodermes et surtout d'Aptychus

réduits à l'état de débris de quelques dixièmes de millimètres. C'est une véritable lumachelle d'Aptychus dont il est difficile de trouver des individus entiers.

En lame mince, ce faciès se montre riche en plancton : Radiolaires fréquemment transformés en calcite monocristalline :

- . Calpionella alpina,
- . Stenosemellopsis hispanica,
- . Calpionellopsis cf. Thalmanni Colom (T.R.),
- . Tintinopsella carpathica R.
- . Calpionella elliptica,
- . Stomiosphaera minutissima,
- . Cadosina fusca,
- . Globochaete alpina.

On y trouve d'assez fréquents débris d'Aptychus et de plus rares débris d'Echinodermes.

J'y ai en outre retrouvé de nombreux débris d'algues calcaires du groupe des Solenopora déjà noté par J. DEBELMAS (voir Thèse) dans des niveaux apparemment assez comparables de la fenêtre de l'Argentière (microbrèches du Néocomien). Ces algues, on le sait, d'une extension assez considérable puisqu'on en connaît au Silurien, ne dépassent pas l'Urgonien. Mais il semble intéressant d'en souligner ici l'extension spatiale à cette époque.

L'association biologique notée dans ces niveaux indique qu'il s'agit ici de Berrias typique. La pâte, très riche en débris calcaires de toute nature (grandes plages), contient en outre quelques fragments de quartz.

En lame mince, on voit que le contact avec la pâte fine normale du Berrias se fait par un étroit liseré argileux et ferrugineux à fines indentations micro-stylolithiques. Contrastant avec l'assez grande richesse en plancton du calcaire à débris, le calcaire fin ne renferme ici que quelques Radiolaires et Calpionelles. La brutalité de ce contact bien tranché, souligné par un joint pigmenté et témoignant même de ravinements de la vase fine, semble indiquer une brusque rupture de sédimentation suivie d'une lacune de durée malheureusement indéterminée. A cette lacune succède un épisode de sédimentation troublée qui se traduit par ces calcaires à débris, d'où les éléments allochtones sont néanmoins exclus, mais ces conditions paléocéanographiques semblent être assez localisées dans l'espace et dans le temps.

2. Unité de La Martinasse

Le Berrias y est très mal représenté. Quelques mètres de calcaires en petits bancs à microfaune berriasienne surmontent les zones siliceuses tithoniques du haut vallon de La Martinasse. C'est le seul affleurement rencontré dans cette unité.

3. Unité de Saint-Apollinaire

Comme le Malm, le Néocomien et le Crétacé moyen sont totalement absents entre Dogger et Néocrétacé.

INTERPRETATIONS - CONCLUSIONS - COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES

Faisant suite à la sédimentation troublée (fausses brèches) et à l'apport siliceux (Radiolarites) du Tithonique inférieur, un régime de sédimentation stabilisée s'est installé avec la mer à Calpionelles. Celle-ci reste inchangée dans les mêmes domaines au cours du Berriasien, tandis que son absence au Tithonique dans l'unité de Saint-Apollinaire se poursuit au Berrias. Nous savons par ailleurs que si, dans le Briançonnais, le Néocomien avait été reconnu de longue date dans la coupe de la Tête du Grand Pré et à Notre-Dame des Neiges près de Briançon, le fait avait paru accidentel. Or, J. DEBELMAS d'une part et M. LEMOINE d'autre part en ont trouvé de très nombreux témoins au coeur même du Briançonnais. On en arrive donc à l'idée d'une succession de sillons de sédimentation et de faîtes (émergés ou non) où cette mer à Calpionelles n'a laissé aucun dépôt. Ce caractère de non uniformité de la sédimentation pélagique dans le Briançonnais et le Subbriançonnais oriental (fenêtre de l'Argentière) se trouve du reste doublé de la fréquence des apports détritiques ayant comme origine ces reliefs séparateurs des sillons ou bassins de sédimentation. C'est le cas de la brèche de l'Argentière que J. DEBELMAS estime ainsi formée à partir d'écoulements marginaux de l'un de ces paléoreliefs (prolongement N. de la Cordillère des Séolanes ?).

Dans certaines unités briançonnaises où le Néocomien existe (sillon de Champcella notamment), on trouve un Crétacé moyen à l'état de schistes noirs précédant la formation des calcschistes néocrétacés. La continuité de sédimentation peut donc être admise du Jurassique supérieur au Crétacé moyen (et au Crétacé supérieur). Le schéma est identique à Piolit avec condensation stratigraphique ne signifiant pas arrêt de sédimentation ni déreption, mais REDUCTION QUANTITATIVE DES APPORTS. Mais ceci n'a qu'une valeur relative et revient à savoir vis-à-vis de quelle "coupe-étalon" et dans quel sens se fait cette diminution d'apports.

Or, on sait que le Crétacé supérieur de type dauphinois (chaînes subalpines) ou vocontien peut atteindre, suivant les points, des épaisseurs tout à fait considérables, peut-être, par place, près ou plus de 1500 m. Par contre, l'une des meilleures coupes que nous connaissions de ces niveaux dans le domaine ultradauphinois intermédiaire, celle du Puy de Manse, nous montre déjà un Infracrétacé indifférencié lithologiquement, les faunizones seules pouvant être individualisées. Notons pour être exact une dernière subsistance de calcaires un peu détritiques à Milioles (quelques centimètres) naturellement assimilables au faciès urgonien

et quelques témoins réduits des marnes aptiennes si développés en Dévoluy. Or, l'ensemble de ce Crétacé inférieur n'a plus qu'une centaine de mètres d'épaisseur. A Piolit, de tels faciès (calcaires à Miliolites) n'existent plus du tout et la série infracrétacée plus calcaire se trouve dépourvue de coupures lithologiques, mais si le Berrias conserve encore une certaine épaisseur (30-40 m), l'ensemble ne dépasse guère la cinquantaine de mètres. D'W. en E., on assiste donc à un appauvrissement progressif en apports sédimentaires accompagné d'un évanouissement de la variété de ces apports (en particulier ceux d'origine terrigène). De l'interminable succession de marno-calcaires, marnes, calcaires récifaux, sables glauconieux, etc ..., de l'Infracrétacé et du Crétacé moyen des séquences dauphinoises, il ne subsiste plus, à Piolit, que 40 à 50 m de calcaires en petits bancs où d'ailleurs seul le microscope pourra discerner quelque différenciation lithologique pratiquement inapparente sur le terrain. Seulement troublées par de faibles apports microdétritiques, d'ailleurs localisés et momentanés, la stabilité et la permanence du régime pélagique instauré au Tithonique se poursuivent donc de façon uniforme, malgré l'indigence en matériaux sédimentaires, sur une aire considérable (Piolit, bassin de Champcella et plus à l'E. encore) pendant une période d'une impressionnante durée. Tant par la nature et l'épaisseur des lithofaciès que par les directions d'apports, on arrive donc à l'idée de l'éloignement progressif d'W. en E. d'un rivage de localisation hypothétique. Et surtout à la notion d'une mer ne correspondant pas nécessairement aux notions classiques d'une "avant-fosse alpine" (tout au moins à cette époque) mais plutôt d'un domaine marin spatialement très étendu (de Piolit à un Briançonnais déjà assez oriental) bien que discontinu et réduit parfois à d'étroits sillons localisés séparés de faîtes ou de seuils (à l'extrême de la cordillère — par exemple Chabrières ou Roche-Charnière) où ne se faisait aucune sédimentation. Ces paléoreliefs n'étaient sans doute pas émergés (sinon sous forme d'îles). Le fait même de l'UNIFORMITE D'UN MEME TYPE SEDIMENTAIRE (vase à Calpionelles et à Silex) dans ces différents sillons semble impliquer leur rattachement à un même domaine marin d'une part, à une commune origine d'apports d'autre part. Comment alors se seraient établies les connexions entre sillons de sédimentation si les reliefs les séparant étaient véritablement émergés ? L'idée la plus satisfaisante serait alors celle d'érosions sous-marines contemporaines de la sédimentation, localisées à ces "hauts-fonds", soit par dissolution (ce qui semble peu probable) soit par dénudations mécaniques par déréption ou par solifluction (d'ailleurs génératrice de courants de turbidité) sur les pentes de la partie surélevée. On rejoint ainsi l'idée de J. DEBELMAS et M. LEMOINE sur la permanence de la submersion des cordillères briançonnaises où le Néocrétacé se trouve directement en contact sur le Malm ou le Trias (absence de transgression vraie mais reprise de sédimentation après lacune sous-aquatique)*.

Cette idée paraîtra d'autant plus aisée à admettre, eu égard à la condensation quantitative des apports là où ils se sont produits, c'est-à-dire à leur faible épaisseur. J'insisterai donc une fois encore sur la notion de l'uniformité d'une MER EOCRETACEE AVEC OU SANS DEPOTS, COMMUNE AU DOMAINE SUBBRIANÇONNAIS ET A UNE PARTIE DU BRIANÇONNAIS, surtout au N. de la Durance, NOTION QUI INFIRME CELLE D'UNE "FOSSE SUBBRIANÇONNAISE" PRECEDANT A L'W. LA OU LES CORDILLERES BRIANÇONNAISES. L'existence même dans le Subbriançonnais de secteurs où la sédimentation éocrétacée ne s'est

* Voir notamment J. DEBELMAS (Thèse) et M. LEMOINE 1952.

pas faite (unité de Saint-Apollinaire) tendrait encore à rapprocher les conditions paléocéanographiques et bathymétriques des domaines subbriançonnais et briançonnais que l'on peut alors considérer comme fusionnés en un seul à cette époque.

CHAPITRE VII

LE NEOCRETACE ET L'EOCENE INFERIEUR

HISTORIQUE

Le Crétacé supérieur est en général représenté dans les zones intraalpines du secteur durancien par des calcschistes gris et satinés connus sous le nom, d'ailleurs impropre, de "marbres en plaquettes". E. HAUG et W. KILIAN les avaient individualisés dès 1897 et en 1902 ils reconnaissaient leur âge néocrétacé, à la suite de la découverte faite par E. HAUG de Pulvinulina tricarinata Quér. (= Rosalina Linnei d'Orb.), près de Saint-Apollinaire, près d'Orcières, et à Vaucluse, au-dessus de Réallon. Sur la feuille Gap, cependant, la formation des marbres en plaquettes était englobée avec le Flysch calcaire et assimilée à l'Eocène. Dans le Briançonnais proprement dit, W. KILIAN et P. TERMIER allaient même plus loin, estimant que les marbres en plaquettes représentaient une série compréhensive allant du Jurassique supérieur au Flysch (symbole EJ de la feuille Briançon), ces auteurs ayant même cru observer un passage latéral de cette formation au marbre de Guillestre*.

J. BOUSSAC, reprenant le problème à son tour, estimait, en 1912, que Crétacé supérieur et Eocène étaient dans l'Embrunais inséparables et représentés sous le faciès "Flysch calcaire" qui, de ce fait, avait la valeur d'une série compréhensive.

Madame Y. GUBLER-WAHL, au contraire, semblait envisager ce faciès comme un équivalent d'un faciès du Flysch tertiaire, rejoignant ainsi E. HAUG et W. KILIAN qui y voyaient à l'origine la formation de base du Flysch de l'Ubaye. Nous verrons par la suite ce que l'on peut en penser dans le domaine qui nous intéresse ici, entre Durance et Haut-Drac.

* On sait que par la suite L. MORET et F. BLANCHET, étudiant la carrière de Saint-Crépin et la coupe du Guil, montraient le caractère de transgressivité des marbres en plaquettes sur le Malm. Un peu plus tard encore, F. BLANCHET, M. GIGNOUX, L. MORET, L. RAGUIN et D. SCHNEEGANS prouvaient que les passages latéraux observés par KILIAN et TERMIER étaient dus à des failles.

Dans le Massif de Piolit, il faut attendre 1934 pour que M. GIGNOUX et L. MORET mettent en évidence le Crétacé supérieur sur l'arête de l'Aiguille à Piolit. Ils y découvraient un faciès de couches rouges fréquentes à ces niveaux dans le domaine intraalpin, des calcaires gréseux à spicules, des schistes à Fucoïdes et pistes et même un grand Inocérame. Pour ces auteurs, de tels faciès n'étaient plus ceux des zones externes (Sénonien du Dévoluy ou de la Batterie du Chatelard) et pas encore des marbres en plaquettes de type briançonnais.

DESCRIPTION REGIONALE

1. Unité de Piolit

Dans le Massif de Piolit, la meilleure coupe que l'on puisse avoir du Crétacé supérieur et du Paléocène est celle de l'arête de l'Aiguille à Piolit et de ses soubassements. Elle fait normalement et stratigraphiquement suite à celle des niveaux infra et mésocrétacés étudiés dans le chapitre précédent. Hormis cette coupe, le Crétacé supérieur et le Paléocène se trouvent localisés d'une part au petit sommet de l'Aiglière, sur l'arête W. de l'Arche, et à ses abords immédiats (en particulier le prolongement de ces niveaux jusqu'au ravin du Sapet); d'autre part, à quelques affleurements de l'arête S.W. de Piolit. Partout ailleurs, nous le savons, l'Infracrétacé se trouve soit limité tectoniquement à sa partie supérieure par le contact tangentiel d'une nouvelle unité tectonique (écaillage - Voir chapitre "Tectonique"), soit décapé de sa couverture néocrétacée par l'érosion.

Il faut cependant mentionner l'existence de Crétacé supérieur en lames intriquées dans le Flysch noir (voir chapitre suivant) au front des recouvrements mécaniques. Ces affleurements discontinus, en général de faible amplitude et sans relation avec leur contexte stratigraphique originel, n'ont pas d'intérêt autre que leur participation au problème du Flysch calcaire que nous exposerons par la suite. Nous décrirons donc tout d'abord la coupe de l'Aiguille en la reprenant là où nous l'avons laissée dans le chapitre précédent.

● COUPE DE L'AIGUILLE

Nous diviserons l'étude de cette coupe en trois parties, deux ensembles lithologiques différents encadrant un niveau de couches rouges caractéristiques. L'ensemble plonge très faiblement

vers le N.E. . La dénivellation des couches à Fissurines au sommet de l'Aiguille est d'environ 170 m.

a. Le Flysch fin néocrétacé de base

Immédiatement au-dessus des couches à Fissurines débute une série où alternent de façon irrégulière et non réglée une succession de faciès variés, tous différents de ceux rencontrés jusqu'à ce niveau.

A sa base, le passage de cette série aux niveaux à Fissurines se fait sans rupture de sédimentation. Il y a continuité et concordance stratigraphiques avec évolution et changement du type lithologique.

- Lithologie

Cette alternance comprend tout d'abord de petits bancs calcaires gris-jaune, à toucher rugueux, à cassure finement cristalline, renfermant quelques éléments clastiques seulement visibles au microscope (feldspaths et quartz essentiellement, très rarement de la biotite). L'épaisseur de ces petits bancs est de 2 à 15 cm. Certains lits deviennent finement gréseux, la roche devient holoclastique, les éléments détritiques prédominant sur le ciment. On y rencontre même quelques grains de glauconie. Cette glauconie n'est pas autochtone mais d'origine également détritique. Ses grains en sont d'un peu plus petite taille que le quartz clastique et de contours assez réguliers. Ils se trouvent parfois entourés d'un étroit liseré de calcite secondaire finement grenue. Cette glauconie détritique semble indiquer des faciès moins littoraux que la variété authigène (CAROZZI), ce qui serait en accord avec les associations biologiques que nous rencontrerons dans les faciès. Dans les cas extrêmes enfin, existent quelques niveaux microbréchiques (à éléments parfois oolithiques).

Ces petits bancs se trouvent séparés par de petites plaquettes jaunes, calcaires ou argilocalcaires, so- nores, minces (quelques millimètres), d'aspect car- tonné, à la surface desquelles les Fucoïdes sont fré- quents. Cette première partie de la coupe se termine à un niveau de couches rouges bien visible de loin.

Cet ensemble hétérogène correspond donc à des litho- faciès bioclastiques*, sorte de Flysch très fin dont l'épaisseur, relativement grande, peut atteindre en- viron 80 m.

* Voir microfaunes plus loin

A l'affleurement, sa teinte gris jaune sale contraste avec la teinte claire de la partie supérieure de la coupe que nous étudierons au-dessus des couches rouges. Il forme le soubassement de l'arête de l'Arche à Piolet et en particulier la falaise ravinée et ébouleuse qui domine à l'E. la rive droite du Torrent de l'Aiguille (arête N. de l'Aiguille).

- Ago

L'étude microscopique de ce premier ensemble lithologique montre, dans les niveaux calcaires, dans la mesure où ils ne sont pas gréseux, un fond commun à spicules abondants.

Les premiers bancs surmontant les couches à Fissurines contiennent une multitude de Globigérines et déjà :

- . Globotruncana gr. Linnei,
- . Globotruncana gr. tricarinata.

C'est donc déjà du Crétacé supérieur.

Les quelques mètres suivants sont assez pauvres en plancton : quelques Globigérines et quelques Gumbelines.

A part quelques petites formes (Gumbelines) et de nombreux spicules, les calcaires les plus fins (microgrenus ou à pâte cryptocristalline) renferment peu de microfaune. Les calcaires à tendance calcaire gréseux renferment au contraire de plus nombreuses Rosalines mais ces formes sont indéterminables étant donné leur mauvais état de conservation au milieu des éléments détritiques.

Si les Fucoides et pistes en relief (parfois de forte section) sont fréquentes à tous les niveaux, les macrofaunes sont très rares. C'est dans l'un des niveaux de calcaire gréseux que M. GIGNOUX et L. MORET découvrirent naguère un grand Inocérane. Un peu plus tard, en 1938, J. GOGUEL au cours de l'excursion extraordinaire de la Société Géologique de France, en découvrit un autre exemplaire de plus grande taille mais dans un mauvais état de conservation.

L'échantillon découvert par M. GIGNOUX et L. MORET est de forme oblongue, creuse, de 12 cm de longueur, 5,8 cm de largeur. Les crochets et les oreillettes ne sont malheureusement pas conservés, la détermination spécifique est, de ce fait, malaisée. Mais sa forme générale et son ornementation en gros bourrelets concentriques arrondis, semblent l'apparenter à Inoceramus labiatus, ce qui indiquerait déjà un âge turonien pour ces niveaux, l'extrême base de la coupe correspondant alors vraisemblablement au Cénomanién.

Notons que ces niveaux se retrouvent, au-dessous du niveau (b) que nous allons étudier maintenant, sur l'arête du Clot du Rocher à Piolit, à l'E. du Clot du Rocher.

b. Les couches rouges

Le premier ensemble lithologique est limité, à sa partie supérieure, par un niveau de couches rouges.

Ce niveau, de 1 à 3 ou 4 m d'épaisseur, peut par place se trouver dédoublé. Il est bien visible d'Ancelle, sur le flanc W. de l'Aiguille et, à cette distance, on se rend déjà compte qu'il sépare deux ensembles lithologiques différents.

-- Lithologie

Lithologiquement, ce niveau est de nature variable mais, au microscope, il montre toujours un fin litage, une orientation soulignée par de fines lignes plus sombres parce qu'envahies par un pigment par ailleurs diffus dans l'ensemble de la roche.

Par place, ce niveau peut être assez peu calcaire. C'est alors un schiste argilo-calcaire coloré en rouge par de l'oligiste et renfermant soit suivant les lits, soit en petites poches, de nombreux éléments clastiques seulement visibles au microscope : quartz, feldspaths, muscovite, zircon, etc ..., et même quelques grains de glauconie. Ces éléments sont toujours anguleux malgré leur tendance à s'orienter entre les lits pigmentés, linéaires, sinueux ou anastomosés. Dans certains cas, ils deviennent prépondérants et en lame mince se montrent alors presque tous jointifs. A l'opposé, au contraire, ils disparaissent totalement; le faciès est celui d'un calcschiste coloré par un pigment ferrugineux diffus dans la roche.

La coloration rouge, on le sait, est fréquente à certains niveaux du Crétacé supérieur alpin. Elle a donné lieu à de nombreuses interprétations. Je n'y reviendrai que brièvement ici en notant d'abord qu'à Piolit cet horizon coloré se trouve toujours à un niveau stratigraphique déterminé; il est continu et ne peut être considéré comme un accident local, auquel cas on s'attendrait à le voir former plutôt des lentilles discontinues. Cette remarque peut donc impliquer déjà l'idée d'un "CLIMAT SOUS-MARIN" GENERALISE A UNE EPOQUE DETERMINEE. Or, dans le Briançonnais où de telles couches rouges se trouvent fréquemment associées à la base des marbres en plaquettes, et cette formation reposant "en transgression" soit sur du Trias, soit sur du Malm, on avait évoqué pour expliquer leur présence la possibilité

de remaniements sur place de produits d'altération continentale (sidérolithique). J. DEBELMAS (Thèse), rejetant l'idée d'une transgression vraie, y voit, au contraire, la manifestation d'un "hydro-climat oxydant". Il s'appuie, en particulier, sur le fait qu'une semblable couche rouge existe par place au sommet des marbres en plaquettes et pour laquelle il devient difficile d'évoquer la libération d'argile sidérolithique du Trias. C'est évidemment à une idée analogue que l'on arrive pour les couches rouges de Piolit où la submersion (sinon la sédimentation) est continue depuis les termes les plus anciens connus dans la série et où l'apport d'un quelconque produit d'altération continentale supposerait quant à son origine une localisation bien lointaine et hypothétique. Enfin, étant donné l'apport d'éléments terrigènes parfois abondants à ces niveaux (ensemble (a) et couches rouges) ne pourrait-on envisager à l'origine de ce pigment ferrugineux un phénomène de dissociation sous-marine des silicates en alumine et fer (halmyrolyse de Hummel ?). Ce phénomène pourrait du même coup expliquer l'épuisement de cet apport détritique que nous constaterons dans l'ensemble supérieur.

- Age

Ce niveau renferme quelques Globigérines, de petites Gumbelines et Rotalipora (Turonien ?).

c. Les calcschistes planctoniques

- Lithologie

L'ensemble superposé aux couches rouges et qui forme le point culminant de l'Aiguille correspond assez bien au faciès des calcschistes planctoniques définis par J. TERCIER. C'est donc le seul ensemble lithologique du Crétacé supérieur de la série de Piolit qui aura quelque analogie avec la formation des "marbres en plaquettes briançonnais".

Quelques décimètres au-dessus des couches rouges, on trouve cependant encore quelques lits microbréchiques et bréchiques. Les éléments détritiques de ces microbrèches sont fréquemment de petits fragments anguleux de dolomie de très petite taille (1 à 5 mm), mais surtout de calcaires fins du Tithonique ou du Berrias. J'y ai retrouvé en lames minces leurs albites authigènes caractéristiques, des Calpionelles tithoniques, des Calpionelles et Cadosines berriasiennes. De petits éléments roulés ou des oolithes d'origine secondaire se trouvent fréquemment auréolés d'un liseré de petits quartz authigènes (Cf. microbrèches du

Berrias). Les prismes d'Inocérames n'y sont pas rares. Enfin, on y trouve encore de la glauconie (rare) et du quartz détritique dont les plages, parfois dissociées, ont été ressoudées par de la calcite. Entre ces éléments, la pâte renferme un plancton néocrétacé caractéristique (Gümbelines, Globigérines, Globotruncana) bien que certaines de ces formes aient souffert de la présence des éléments roulés.

Ces lits microbréchiques se raréfient à ce niveau et immédiatement au-dessus la sédimentation pélagique s'uniformise. Elle se traduit par des calcschistes à patine claire, à cassure grise, translucide, superposés en petits bancs gaufrés de quelques millimètres ou parfois quelques centimètres d'épaisseur. Ces petits bancs calcaires assez compacts forment alors relief. Ils se trouvent en effet séparés par quelques lits argilo-calcaires plus tendres. Localement, au Clot du Rocher, ces bancs calcaires à pâte claire se développent jusqu'à atteindre 20 cm. Ils sont ici superposés sans interposition de joints marneux (diastems). L'apparence extérieure mime alors à s'y méprendre celle des calcaires en petits bancs du Berrias. Au microscope, la pâte fine et homogène se révèle très riche en plancton (Gümbelines et Globotruncana). Mais ce faciès est relativement localisé.

Vers le haut de la série (notamment sur la crête sommitale de l'Aiguille au Clot du Rocher), certains niveaux deviennent plus grossiers, parfois même légèrement gréseux. Certains lits enfin, franchement luma-chelliques, sont très riches en prismes d'Inocérames.

L'épaisseur de cette série approche la centaine de mètres.

- Age

Les microfaunes n'y sont pas rares. Immédiatement au-dessus des couches rouges, on y trouve, outre des Globigérines et Gümbelines :

- Globotruncana gr. inflata,
- Globotruncana gr. lapparenti,
- Globotruncana gr. linnei.

En l'absence d'autres formes, cette association pourrait indiquer le Turonien supérieur ou le passage au Sénonien.

Un peu au-dessus :

- Globigérines,
- Gümbelines,
- Globotruncana gr. tricarinata,
- Globotruncana gr. inflata,

- Globotruncana gr. sigali,
- Globotruncana gr. angusticarinata,
- Globotruncana gr. Schneegansi,

et peut-être :

- Globotruncana gr. helvetica.

Cette association semble indiquer la limite Turonien supérieur - Coniacien inférieur. La pâte est ici très fine et ne renferme plus que quelques spicules.

Les niveaux supérieurs sont alors franchement sénoniens avec :

- Globotruncana Linnei,
- Globotruncana tricatinata,
- Globotruncana arca,
- Rugoglobigerina.

Un peu plus haut encore, ces associations subsistent avec :

- Globotruncana gr. Stuartiformis,
- Globotruncana caliciformis.

Nous sommes vraisemblablement dans le Maëstrichtien.

Quelques mètres au-dessus, il y a disparition brutale des Globotruncana. Par contre, les Globigérines à test épais, denticulé et à grosses perforations, sont abondantes. C'est la "zone à Globigérines" des auteurs, où les Globotruncana n'existent plus et où les Globorotalidés n'ont pas encore fait leur apparition. Lorsque la sédimentation est ininterrompue, comme dans le cas présent, cette zone s'individualise nettement et, suivant les auteurs (et les régions ?), elle est à rattacher encore au Crétacé ou déjà au Tertiaire. Cette "zone de passage" d'aspect tertiaire et d'affinités crétacées" pourrait donc être considérée comme Danomontienne*.

Quelques décimètres plus haut, les Globigérines sont accompagnées des premiers Globorotalidés, d'abord rares, puis abondants. Ces microfaunes indiquent pour ces niveaux un âge paléocène et même éocène inférieur (Montien, Thanétien, Yprésien).

La coupe de l'Aiguille cesse ici. C'est une limite d'érosion (crête sommitale).

Des niveaux albiens à l'Eocène, la sédimentation, bien qu'hétérogène (apports détritiques mais de faible

* Voir notamment : J. CUVILLIER, F. DALBIEZ, C. GLINTBOECKEL, R. LYS, J. MAQNE, V. PEREBASKINE, M. REY, 1955.

taille) ne porte la trace d'aucune émergence, d'aucune phase d'érosion sous-aquatique (absence de fond durci ou de ravinements), d'aucune activité orogénique (absence de brèches du type de celles que l'on rencontre à la base du Crétacé supérieur briançonnais). Et ceci, aussi bien à l'intérieur de la série néo-crétacée qu'à la limite Crétacé - Tertiaire. La sédimentation est donc continue du Crétacé à l'Eocène avec persistance du même type lithologique et seulement remplacement du plancton à Rosalines par une microfaune de grosses Globigérines et Globorotalidés*.

● NEOCRETACE - PALEOCENE DE L'AIGLIERE

L'Aiglier (2107 m) sur l'arête W. de l'Arche, correspond à un synclinal ouvert vers l'W. de calcschistes planctoniques. Dans le détail, la tectonique en est assez complexe. Mais l'existence de plusieurs niveaux de couches rouges semble être néanmoins d'ordre stratigraphique.

Ces couches rouges m'ont fourni, outre des Gumbelines et des Globigérines :

- Globotruncana arca,
- Globotruncana Linnei,
- Globigerinella,

indiquant le Sénonien supérieur.

A une cinquantaine de mètres au-dessus de ces couches rouges :

- Globotruncana aff. caliciformis,
- Globotruncana gr. arca,
- Globotruncana Linnei bulloïdes,
- Globotruncana Linnei.

Ces formes indiquent également le Sénonien supérieur. Les couches les plus élevées, à Globigérines à test épais et grosses perforations et Globorotalidés, semblent indiquer le Paléocène et l'Eocène inférieur.

La coupe, moins nette et moins complète qu'à l'Aiguille, confirme néanmoins le passage continu du Crétacé au Tertiaire sans discontinuité et avec persistance des mêmes lithofaciès.

La partie inférieure de la coupe (niveaux inférieurs aux couches rouges) est également présente mais incomplète du fait des actions mécaniques; c'est cet ensemble qui forme en particulier de

* Ce fait, également connu dans le Briançonnais (J. DEBELMAS, M. LEMOINE) me paraît ici d'autant plus important qu'il rejoint le problème du Flysch calcaire que nous aborderons ultérieurement.

larges affleurements au S. de l'Arche (les Plates) et au S. de l'Aiguille et de la Petite-Aiguille jusqu'au ravin du Sapet (grosso-modo entre les cotes 1750 et 1900). Il est pratiquement impossible de débrouiller une stratigraphie précise dans cet ensemble ici très replissé qui comprend, outre les niveaux cé-nomaniens et turoniens inférieurs, les termes de passage aux couches à Fissurines*. J'y ai en effet localement noté des faciès à spicules, Radiolaires, rares Globigérines et Fissurines.

● ARETE W.-S.W. DE PIOLIT

Ces affleurements n'ont pas d'intérêt stratigraphique : ils apparaissent en effet à la faveur d'écaillage et il est pratiquement impossible de dire si la coupe que l'on peut en relever est complète et quels en sont les rapports avec les niveaux voisins.

Le Crétacé supérieur formant le point coté 1952,5 est formé de calcschistes planctoniques du Sénonien. Ils correspondent aux niveaux de l'Aiglière dont ils sont structuralement la réapparition sur l'arête S.-S.W. de Piolit.

Plus haut sur l'arête (cote 2150 environ), on retrouve un niveau de couches rouges associé à des calcschistes planctoniques. Vers la base, la coupe semble se compléter normalement; j'y ai trouvé des Fissurines dans un fond de spicules, Globigérines et Radiolaires.

2. Unité de La Martinasse

Le faciès est ici typiquement celui des calcschistes planctoniques de type briançonnais (marbres en plaquettes). Mais il n'y a pas de silex ni de zones siliceuses, pas de couches rouges ni de passées détritiques. Ce sont des calcschistes blancs, parfois piquetés de petits cubes de pyrite et dont la base présente quelques niveaux plus argileux et noirs. Mais la séquence est peut-être incomplète à sa partie inférieure pour des raisons d'ordre mécanique. Dans le haut-vallon de La Martinasse en effet, la formation recouvre indifféremment, en contact tectonique, des calcaires bathoniens et des calcschistes calloviens et elle a pu, de ce fait, se trouver amputée de sa partie supérieure par laminage. Il en résulte que son âge est difficile à établir et paralléliser avec celui de la série de Piolit. Les microfaunes semblent permettre d'y voir du Sénonien supérieur avec :

* Cet ensemble où, sur les flancs de l'Aiguille et dans le ravin du Sapet, n'apparaissent plus ni les couches rouges ni les calcschistes planctoniques, a cependant une valeur synclinale vis-à-vis du Berrias qui l'encadre au-dessus et au-dessous.

- . Globotruncana Lapparenti,
- . Globotruncana coronata,
- . Globotruncana arca.

Mais il est vraisemblable qu'à origine, la série devait être plus complète à sa base.

A son sommet, elle se trouve surmontée par le Flysch noir lutétien et, suivant les points, celui-ci repose en transgression soit sur des assises du sommet du Sénonien, soit sur des calcschistes paléocènes (Globorotalia et grosses Globigérines à test perforé). Cela laisse donc supposer soit que les dépôts ne se sont pas faits de façon uniforme à la base de l'Eocène, soit qu'une érosion antélutétienne les ait, par place, supprimés.

Notons, comme à Piolit, que le passage du Crétacé au Tertiaire se fait par substitution de faunes, sans changement du type lithologique.

3. Unité de Saint-Apollinaire

Le Crétacé supérieur y est très mal représenté, mais si la série est complète, on constate que la formation est directement transgressive sur le Dogger par l'intermédiaire d'un hard-ground ferrugineux et phosphaté et d'un horizon détritique à éléments de Malm (avec Ammonites). Ce Malm forme de petits galets de calcaires blancs, enrobés dans les calcschistes planctoniques et ne se trouve pas associé au hard-ground. Il ne représente donc pas le témoin de dépôts jurassiques plus ou moins pelliculaires au toit du Bathonien et conservés par l'érosion sous-marine antérieure au Crétacé supérieur, mais il semble néanmoins impliquer que des calcaires vaseux du Malm ont dû se déposer dans un secteur voisin et repris lors de la sédimentation néocrétacée.

La série est toujours extrêmement mince; au microscope, on y voit de fréquentes recristallisations témoignant de laminages et, de ce fait, les faunes sont pratiquement méconnaissables (Sénonien, peut-être Turonien ?).

INTERPRETATIONS - CONCLUSIONS - COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES

A Piolit, les formations néocrétacées font suite sans hiatus aux couches à Fissurines et il est vraisemblable que, malgré l'absence de faunes caractéristiques du Vraconien par exemple, la sédimentation s'est faite de façon continue avec condensations stratigraphiques dans des niveaux biologiquement pauvres.

Faisant suite à la sédimentation pélagique et finement calcaire du Berrias et du Crétacé moyen, les assises de base du Crétacé supérieur (Cénomaniens - Turoniens) avec apports détritiques, représentent une sorte de Flysch fin inconnu tant dans les zones externes que dans le Briançonnais.

Le changement du type lithologique se fait d'ailleurs de manière brutale au-dessus des couches à Fissurines et, de la même façon, la sédimentation semble, au-dessus des couches rouges, se stabiliser, l'aire de sédimentation de type "marbres en plaquettes" briançonnais s'étendant à l'W. au domaine subbriançonnais de Piolit. Dans l'un comme dans l'autre d'ailleurs, le passage se fait sans changement de faciès du Crétacé au Tertiaire.

La série de La Martinasse ne peut présenter une individualité accusée, étant vraisemblablement incomplète à sa base.

La transgression directe des calcschistes néocrétacés de Saint-Apollinaire sur le Dogger semble au contraire tout à fait particulière, voire même aberrante, dans le domaine subbriançonnais. D. SCHNEEGANS en a signalé quelques cas semblables dans la série du Morgon. L'identité des deux séries, déjà notée pour le Rhétien et le Lias, semble donc se retrouver ici mais la position structurale de l'unité lacunaire de Saint-Apollinaire, inférieure à celle de Piolit, avec cependant des caractères apparemment plus internes que celle-ci, pose le problème déjà soulevé de sa situation paléogéographique initiale. Nous y reviendrons dans le chapitre "Conclusions générales".

Mais, d'une façon générale, on voit qu'au Crétacé supérieur et à l'Eocène inférieur les séries subbriançonnaises, en rive droite de la Durance, s'apparentent déjà beaucoup plus (en épaisseur et lithologiquement) aux ensembles briançonnais qu'aux faciès sénoniens connus dans le Dévoluy par exemple, dont les calcaires en petits bancs massifs forment des falaises atteignant, au Pic de Bure, 600 m de hauteur.

CHAPITRE VIII

-

LE FLYSCH NOIR ET LE PROBLEME DU FLYSCH CALCAIRE

-

HISTORIQUE

Si le terme de Flysch, introduit pour la première fois dans la littérature par STUDER en 1827, s'est d'abord appliqué à des formations schisteuses tendres (Simmental), puis schisto-gréseuses (Suisse centrale), cette dénomination lithologique a rapidement pris une extension et une variété de signification dont l'idée générale à conserver semble être que le terme ne s'applique pas à une formation d'âge déterminé, mais à un ensemble lithologique formé de séquences variables.

C'est à partir de 1899 que E. HAUG distingue, dans l'Ubaye et l'Embrunais, différents types de Flysch et notamment le Flysch noir qu'il considère comme un équivalent du calcaire à petites Nummulites du Lauzet. Il devait ainsi attribuer à l'Auversien son Flysch calcaire, les couches à grandes Nummulites au Lutétien; quant au Flysch à Helminthoïdes, il estimait en 1901 qu'il n'existait que dans la partie médiane des nappes et que se trouvant remplacé par le Flysch noir sur ses bords externe et interne, il n'en était qu'une variation de faciès.

J. BOUSSAC, revenant dans sa thèse sur ces différentes attributions d'âge (son étude portait principalement sur le domaine situé au Sud de l'Ubaye) estimait, après la découverte d'*Orbitoïdes apiculata* dans les microbrèches du Flysch calcaire de la Montagne d'Autapie, que le Flysch calcaire devait correspondre à une série compréhensive "embrassant tous les niveaux depuis le Sénonien jusqu'à l'Auversien inclusivement"*.

Quant à Madame Y. GUBLER-WAHL, elle supprime le terme d'Auversien et, tout en généralisant l'idée d'une transgression lutétienne, considère

* On voit déjà tout l'intérêt d'une telle idée puisqu'elle rejoint, dans une certaine mesure, les conclusions auxquelles ont abouti récemment les géologues du Briançonnais sur le passage continu du Crétacé à l'Eocène dans la formation des "marbres en plaquettes".

Flysch noir, Flysch gréseux et Flysch à Helminthoïdes comme des faciès latéraux d'une même série d'âge bartonien. Elle réserve d'autre part l'appellation de Flysch calcaire non pas à une formation de base de la série nummulitique, mais à toutes les séquences calcaires pouvant exister à quelque niveau que ce soit de cette série.

L'étude de ce Flysch calcaire (au sens large, c'est-à-dire celui admis à l'origine par E. HAUG et envisagé comme tel dans la légende de la feuille Gap, première édition) fut reprise sur la rive droite de la Durance et dans toute la vallée du Drac par M. GIGNOUX et L. MORET à partir de 1932. Ils y individualisaient, on le sait, dans la région d'Ancelle, des séries jurassiques et crétacées. Mais au S. de Pont-du-Fossé, la découverte par L. MORET, dans le Flysch calcaire, de Nummulites incrassatus et de Discocyclines semblait indiquer que ce faciès peut envahir le Priabonien. Nous y reviendrons plus loin.

Quant au Flysch à Helminthoïdes, il pose à lui seul un problème que nous aborderons dans un chapitre indépendant.

GENERALITES

Le Flysch noir est un ensemble lithologique à dominante argileuse. Etant donné la nature plastique de ce complexe, il forme par place des accumulations considérables, ou se trouve au contraire très étiré mécaniquement à la base des recouvrements. De ce fait, sa stratigraphie est pratiquement impossible à débrouiller et son épaisseur originelle absolument indéterminable.

On peut avoir de cet ensemble un très bon aspect, dans les ravins dominant au N. Orcières où le Flysch noir s'est étalé tel une coulée de boue sur un vaste glacis à regard S. (voir chapitre Tectonique). Il forme là des croupes molles et arrondies que l'on pourrait confondre avec une morphologie glaciaire.

● LITHOLOGIE

Il est essentiellement formé de schistes argileux très noirs, gras au toucher, prenant parfois une teinte rouille à l'affleurement. Ils sont fréquemment couverts de Chondrites du genre Phycopsis (Ph. intricata - Ph. affinis, etc ...)*. Ces schistes peuvent être micacés ou même quartzeux. Ils alternent, sans régularité, avec de petits bancs gréseux de caractères lithologiques très variables. Ils ont parfois

* De tels Fucoïdes ont été longtemps considérés comme caractéristiques du Nummulitique à faciès Flysch des Alpes françaises. Mais on sait qu'il existe des empreintes analogues dès le Silurien (voir D. SCHNEEGANS)

l'allure de psammite lorsque la muscovite y prédomine. Le grain y est plus ou moins grossier, essentiellement formé de quartz et de feldspaths (plus rares) détritiques, réunis par un ciment calcitique. Les minéraux accessoires, tels le Zircon, le Sphène ou l'Apatite n'y sont pas rares. Au microscope, on peut y voir quelques Globigérines. C'est dans ces bancs de grès que l'on trouve les Nummulites caractéristiques de l'étage. J'y ai trouvé (Bois de Baillenq) une petite dent de Poisson.

Ces bancs de grès peuvent être discontinus et se boursoufler, se résolvant parfois en de gros nodules (parfois plusieurs mètres) de grès-quartzites brunâtres, d'allure scoriacée, très caractéristiques. On peut évidemment se demander si un tel mode de gisement est dû à des actions mécaniques ou s'il est au contraire stratigraphiquement originel, ce qui poserait le problème de cette origine.

Ces gros nodules peuvent être accompagnés dans la masse du Flysch noir de gros blocs calcaires. On aboutit alors à une sorte de faciès "wildflysch" tel qu'il a été décrit naguère par J. BOUSSAC dans la coupe de la route de Pont-du-Fossé à Orcières (en aval de Boussensayes) et que nous reproduisons ici :

- " 1 - Schistes foncés visibles sur 3 m;
- " 2 - Grès-quartzite grossier, micacé, 4 m;
- " 3 - Schistes gréseux ou grès marneux micacés, 2 m;
- " 4 - Banc de grès, séparé de l'assise précédente par une mince
" couche schisteuse, d'épaisseur irrégulière, atteignant 0,60 m
" dans le haut;
- " 5 - Schistes noirs luisants, très froissés, avec des bancs de
" grès étirés en lentille ou tronçonnés - 5 m;
- " 6 - Bloc de grès de 2 m de largeur sur 3 m de hauteur;
- " 7 - Schistes noirs luisants, très froissés avec des lentilles ou
" des blocs de grès, comme 5 - 18 m;
- " 8 - Calcaire noir ou bleu foncé, à Nummulites incrassatus de la
" Harpe et N. striatus Brugnière rappelant les calcaires du
" Lauzet; se termine rapidement vers le haut, 3 m de plus gran-
" de largeur;
- " 9 - Schistes ardoisiers devenant un peu plus calcaires - 8 m;
- " 10 - Schistes noirs luisants très tourmentés où sont disséminés
" de nombreux blocs de grès noirs fins ou de calcaires; les
" blocs sont parfois très petits et disposés comme s'ils a-
" vaient été entraînés dans une pâte fluide; en certains points,
" ils s'accumulent pour former un simulacre de brèche. Cette
" formation se suit sans interruption sur 300 m environ. "

Dans le cas présent, les éléments gréseux ou calcaires appartiennent au Flysch lui-même.

Mais dans d'autres cas, le Flysch noir "emballe" littéralement les blocs exotiques, parfois introduits mécaniquement dans la série lors des recouvrements : c'est le cas déjà cité par M. GIGNOUX et L. MORET du "Wildflysch" visible sur la route d'Ancelle au Col de Moissière et qui renferme des radiolarites vertes du Malm, des calcschistes néocrétacés, etc ...

Dans un troisième cas enfin, de telles lames allochtones à la série du Flysch et intriquées dans celui-ci peuvent être considérées comme de véritables klipptes sédimentaires qui se sont mises en place par glissement ou écroulement dans la mer du Flysch au cours de la sédimentation. Nous y reviendrons ultérieurement.

Le Flysch noir, sous ses différents aspects, est commun aux différentes unités subbriançonnaises en rive droite de la Durance et aux unités briançonnaises superposées, bien que, dans ces dernières, il soit assez mal représenté * à moins qu'il ne faille considérer la totalité du Flysch noir situé au N. d'Orcières comme appartenant à ce Briançonnais. La présence de klipptes mésozoïques d'origine briançonnaise pourrait faire songer à une telle éventualité, mais elles en sont, à mon sens, mécaniquement et stratigraphiquement indépendantes : elles se trouvent "posées" sur le Flysch noir et non véritablement "emballées" dans celui-ci. On pourrait très bien envisager cette nappe de Flysch noir comme une couverture nummulitique commune à la bordure orientale du Subbriançonnais et à la bordure occidentale du Briançonnais sur laquelle auraient mécaniquement glissé les klipptes de la région des Estaris.

Les contacts stratigraphiques du Flysch noir sur les termes inférieurs ne sont pas toujours faciles à saisir, notamment dans l'unité de Piolit. Les choses sont plus claires, par contre, dans l'unité de La Martinasse et dans celle de Saint-Apollinaire. Nous les étudierons dans cet ordre en terminant par le Flysch noir du secteur du Haut-Drac (région d'Orcières).

D'une façon générale, la rupture de sédimentation est nettement caractérisée au sommet des formations néocrétacées - paléocènes étudiées précédemment (calcschistes planctoniques, "Flysch calcaire", etc ...), la transgression du Flysch noir débutant par un grès, brèche ou conglomérat à Nummulites lutétiennes. Par contre, il est pratiquement impossible d'individualiser le sommet de la série, étant donné que celle-ci peut être tronquée plus ou moins haut par la mécanique tangentielle des nappes et que, d'autre part, il est bien difficile de savoir à quel niveau on se trouve de ce monotone complexe lithologique indifférencié.

* Nous n'y reviendrons donc pas dans le chapitre concernant la stratigraphie des unités briançonnaises.

DESCRIPTION REGIONALE

1. Unité de Piolit

Le terme de transgression du Flysch noir n'est visible avec certitude que dans le haut cirque de la Rouanne, à proximité des Sources du Torrent du Lautaret, immédiatement au S. du point 1982,5 m et à quelque 800 m (en distance horizontale) à l'W.-N.W. du Col de la Coupa.

Les terres noires oxfordiennes qui forment ici l'enveloppe du noyau calcaire bathonien-callovien de Rouanne-Haute se trouvent directement surmontées d'un ressaut bien visible à distance de calcschistes un peu argileux, à patine jaune et cassure grise, qui, au microscope, se trouvent pétris de très belles faunes de grosses Globigérines à test épais, denticulations et grosses perforations (et peut-être Truncorotalia ?). C'est vraisemblablement un niveau de la base du Paléocène sous un faciès un peu différent de ceux que nous avons notés à l'Aiguille (à rapprocher du faciès "Flysch calcaire" des auteurs). Surmontant directement cette falaise franchie par une cascade se trouve un conglomérat à galets calcaires et à Nummulites. Dans l'un de ces galets d'assez forte taille, M. GIGNOUX et L. MORET avaient trouvé naguère un Polypier roulé qu'ils pensaient, avec doute, attribuable au Dogger (?). Les galets sont de nature variée généralement, dolomies, calcaire du Dogger, du Malm, du Berrias et calcschistes sénoniens (?). Ils peuvent ne pas être roulés. On a alors une véritable brèche.

2. Unité de La Martinasse

C'est dans cette unité que les termes de transgression du Flysch noir sont le plus favorable à une étude de détail.

• REPARTITION

La découverte des niveaux nummulitiques du Ravin de La Martinasse est due à Maurice GIGNOUX et Daniel SCHNEEGANS. Ces auteurs découvrirent un minuscule affleurement de microbrèches à Nummulites lutétiennes en rive gauche du haut ravin de La Martinasse, directement en contact sur des calcschistes néocrétacés, puis à proximité du Col de la Gardette de gros blocs de conglomérats à galets cristallins et à Nummulites.

J'ai retrouvé ces mêmes niveaux sous des faciès variables dans tout le cirque de La Martinasse, couronnant régulièrement les

calcschistes néocrétacés de cette unité spécialement sur le versant exposé à l'E. (rive gauche du vallon) et sur plus d'un kilomètre en distance horizontale.

c. LITHOLOGIE

Nous distinguerons quatre types de faciès de transgression à la base du Flysch noir :

a. Grès calcaires

La roche est hétéroclastique, les rares éléments allochtones étant uniquement constitués de quartz. Le grain fin est visible à l'oeil nu. La roche est riche en Nummulites, Orthophragmines, Lithothamnium (très abondants) et débris de Bryozoaires.

b. Microbrèches

Ces mêmes faunes peuvent se retrouver dans une roche détritique dont les éléments sont englobés dans une pâte à structure fluidale, calcaréoargileuse pigmentée. Les éléments clastiques sont essentiellement du quartz en débris anguleux, mais qui fréquemment on pu s'émousser et, dans ce cas, ils se trouvent entourés d'un liseré de calcite secondaire dont la structure prismée est normale aux contours du quartz. La roche renferme quelques éclats de dolomie jaune. J'y ai même retrouvé de petits débris de calcaires tithoniques à Calpionelles. La pâte elle-même, orientée, renferme une deuxième catégorie de quartz anguleux, alignés suivant le litage et dont la taille très petite est assez régulièrement calibrée. On y trouve en outre quelques Foraminifères et notamment des Globigérines à test épais.

c. Brèches

Ce type lithologique est semblable au précédent. Il en diffère par la seule taille des éléments qui peuvent atteindre plusieurs centimètres et parmi lesquels les dolomies jaunes et les calcaires du Dogger prédominent. Le quartz n'y est jamais très abondant; les éléments calcaires existent seuls à l'exclusion de tout élément éruptif. Le "liant" de ces éléments d'apports, lorsqu'on peut l'individualiser, se trouve formé d'une pâte calcschisteuse grise à points noirs (Globigérines). Il n'y a aucun granoclasement dans ces termes b et c.

d. Conglomérats

Il ne m'est pas possible d'affirmer avec certitude que ce faciès correspond ici véritablement à la base du Flysch noir, c'est-à-dire au niveau de transgression proprement dit. Il n'est en effet représenté que par deux ou trois gros blocs de plusieurs mètres cubes situés au milieu de prairie à proximité du Col de la Gardette. Quoiqu'il en soit, il est absolument analogue au conglomérat à galets cristallins du Lac d'Allos décrit d'abord par KILIAN et TERMIER, puis par Madame GUBLER. Je n'y reviendrai donc que brièvement ici, et seulement au sujet des galets de "porphyres verts" de KILIAN et TERMIER dont ces auteurs avaient fait des felsophyres ou porphyres pétrosiliceux, c'est-à-dire des roches dont la pâte felsitique, micro-cristalline, proviendrait d'un phénomène de dévitrification (felsitisation), la pâte vitreuse originelle étant remplacée par un agrégat de grains très fins de feldspaths et de quartz sans pour cela que la texture fluidale soit oblitérée lorsqu'elle existe. Pour Madame GUBLER, il s'agit d'une rhyolite altérée.

Ces galets sont, dans le conglomérat de La Martinasse, toujours verts et jamais de couleur lie de vin ou brunâtre comme au Col d'Allos. Leur fréquence est extrêmement grande; leur taille est ici toujours inférieure à celle citée par Madame GUBLER (grosueur d'une tête) puisqu'elle est EN MOYENNE de 3 à 4 cm. Comme l'a fait naguère remarquer Madame GUBLER, ces galets sont toujours bien arrondis, parfois brisés, et ils semblent avoir subi un "long remaniement" étant donné leur forme, leur patine et leur état d'altération. Ils sont toujours en relief par rapport à tous les autres éléments du conglomérat. Seul le quartz y est visible à l'oeil nu.

Sous le microscope, ce quartz présente des golfes de corrosion, il est accompagné d'orthose, de feldspath de la zone oligoclase albite et de biotite chloritisée. Le zircon est fréquent. La pâte n'est pas vitreuse mais finement micro-grenue, très altérée, elle renferme de la chlorite et le quartz et les feldspaths sont encore reconnaissables. Il s'agirait donc plus d'un microgranite altéré que d'une lave. Ajoutons que la présence de zircon et le fait que la chlorite n'envahisse pas en totalité la pâte semble également en défaveur d'une éventuelle rhyolite.

Indépendamment de ces galets, j'ai retrouvé dans ce conglomérat les éléments de granite alcalin décrit par Madame GUBLER.

Ces galets d'origine éruptive sont d'ailleurs les seuls éléments roulés du conglomérat. Ils semblent avoir subi un long transport*, ce qui n'est pas le cas des matériaux sédimentaires qui ont, en quelque sorte, été empruntés "sur place",

* Il peut aussi y avoir eu, comme l'a suggéré Madame Y. GUBLER-WAHL pour le conglomérat du Lac d'Allos, remaniement sur place d'un conglomérat préexistant.

car ils sont, la plupart du temps, assez anguleux. L'origine des galets éruptifs pose un problème déjà soulevé par Madame GUBLER et qui n'est pas résolu ("substratum actuellement recouvert par la nappe" — Y. GUBLER-WAHL). Mais ce qui me paraît surtout intéressant, maintenant que le faciès du Lac d'Allos est connu à quelque 60-70 km au N.W. de celui-ci, c'est l'aire de répartition d'un tel faciès ou, si l'on veut, son extension spatiale au Lutétien; puisque ce lithofaciès assez original se trouve identique à lui-même tant au N. de la Haute-Durance qu'au S. de l'Ubaye, mais pour une extension verticale relativement réduite avec amincissement du S. au N. Cet apport de matériel éruptif (d'origine S.E. ?) paraît avoir été brutal, de courte durée semble-t-il, à un moment bien déterminé, mais avec incidences à longue distance, ce qui paraît supposer pour le transport de ces galets des courants d'un grand pouvoir dynamique.

Enfin, parmi les constituants d'origine sédimentaire, je citerai, outre les éléments déjà rencontrés dans les faciès bréchoïdes, la présence de fragments de Radiolarites du Malm qui se présentent sous forme de débris de silex anguleux, de couleur noire ou vert-sombre.

Enfin, la "pâte" est difficile à caractériser; elle est peu abondante, de couleur blanche, parfois un peu gréseuse et elle contient des Nummulites et Orthophragmines qui peuvent dans certains cas se trouver coincées entre les galets*. Le plus souvent, ces galets sont jointifs et la pâte totalement absente.

Le contact de transgression de ces différents faciès se fait toujours sur les calcschistes planctoniques de la série de La Martinasse, mais sur des niveaux d'âge variable suivant les points. Ainsi, au fond même du torrent, dans le haut vallon de La Martinasse (à l'emplacement du point fossilifère indiqué dans le Flysch noir par la feuille Gap, deuxième édition), les microbrèches à Nummulites sont en contact avec des calcschistes à Globigérines à test épais et Globorotalidés, c'est donc du Paléocène ou de l'Eocène inférieur. Sur le versant rive gauche du haut cirque de La Martinasse au contraire (S.E. de Clot l'Echaou), la transgression lutétienne se fait sur des calcschistes néocrétacés à Gumbelines et Globotruncana gr. Linnei. On est donc conduit à envisager une phase d'érosion antélutétienne (Yprésien) peut-être aérienne, qui a décapé, par place, une pellicule plus ou moins épaisse de la partie supérieure des calcschistes planctoniques paléocènes (dans la mesure où ceux-ci s'étaient bien déposés uniformément).

A l'opposé, au-dessus des termes de transgression lutétiens, débute la série lithologique typique du Flysch noir, argilo-gréseux. Son

* En lame mince, on y voit, en abondance, des Lithothamnium. Les Nummulithes semblent caractériser le Lutétien moyen et supérieur, avec notamment Nummulites millecaput (dét. M. LANTEAUME).

épaisseur originelle est inappréciable étant donné que, dans le val-
lon de La Martinasse, ce terme le plus récent de la série se trouve
surmonté mécaniquement par une nouvelle unité.

Le faciès peut être par place celui d'un véritable "Wildflysch" où
se trouvent englobés des blocs ou lames parfois de grande taille, de
calcschistes néocrétacés ou de Berrias.

3. Unité de Saint-Apollinaire

Le Flysch noir y est mal représenté. On trouve cependant quelques
brèches à Nummulites pincées dans les formations néocrétacées for-
mant au N. le soubassement des Croix de Viandre (La Réserve) à l'ex-
trémité de l'éperon E.-S.E. de Chabrières.

Dans le même secteur, à 200 m à l'W. du Serre du Mouton (versant E.
de Chabrières), on retrouve une coupe de la série de Saint-Apollinaire
où le Flysch noir, en contact stratigraphique sur des calcschistes
néocrétacés, débute par un conglomérat à galets verts et Nummulites
lutétiennes identique à celui de La Martinasse. De ce fait, on peut
admettre que ce faciès doit représenter de façon générale le niveau
de base de la transgression lutétienne, à la Martinasse comme au Ser-
re du Mouton.

4. Flysch noir d'Orcières

Il est difficile de saisir le niveau de transgression de la base du
Flysch noir dans le vaste lobe étalé au N. d'Orcières. M. GIGNOUX
et L. MORET découvraient en 1932, à l'E. du Roc des Hommes, d'énor-
mes blocs de brèches à grandes Nummulites lutétiennes jalonnant le
contact de la nappe sur les grès du Champsaur autochtones. Au-dessus
du Forest des Estaris également, ils reconnaissaient une lame de
calcschistes néocrétacés au-dessus desquels reposent des couches à
grandes Nummulites lutétiennes.

Cette lame de marbres en plaquettes (à l'origine "Flysch calcaire"
des auteurs) se trouve intriquée dans le Flysch noir, qu'elle perce
en quelque sorte, en contact mécanique tangentiel à sa partie infé-
rieure et normalement et transgressivement surmontée, à sa partie
supérieure, par les niveaux de base du Flysch noir. Ces niveaux sont
constitués de microbrèches et brèches à grandes Nummulites associées
à des schistes noirs. Les niveaux détritiques sont riches en frag-
ments de quartz.

Nulle part ailleurs dans ce secteur je n'ai retrouvé de niveaux
équivalents*, le Flysch noir en contact mécanique sur les grès

* Hormis les blocs de la région du Roc des Hommes, au S. du grand lac
des Estaris et déjà signalés par M. GIGNOUX et L. MORET.

autochtones étant rarement en relation avec les niveaux subordonnés originels. A dominante argileuse, il forme des croupes émoussées, entaillées de ravins sombres où il s'avère impossible de tenter une stratigraphie.

Pour terminer, cependant, nous reviendrons sur le problème précédemment posé de l'éventuelle appartenance du Flysch noir d'Orcières au Subbriançonnais ou au Briançonnais. Si nous rappelons que dans ce dernier domaine il semble y avoir passage continu des Marbres en plaquettes au Flysch sans rupture de sédimentation (voir J. DEBELMAS, Thèse), la présence ici (les Estaris) d'une brèche de transgression à Nummulites lutétiennes comparable à certains niveaux décrits dans les unités proprement subbriançonnaises (La Martinasse, Saint-Apollinaire, etc ...) paraît donc impliquer le rattachement de ce Flysch à des unités externes et non au Briançonnais auquel, en fin de compte, appartiennent seules les klippes mésozoïques des Estaris (la Casse-Blanche, Forest des Baniols).

Enfin, le Flysch d'Orcières présente un caractère qui, sans lui être exclusif, rejoint un problème que nous allons envisager dans un chapitre indépendant.

LE PROBLEME DU FLYSCH CALCAIRE

Il est fréquent de trouver dans le Flysch noir du Haut-Drac (Orcières, région des Estaris) en lames ou lentilles étirées à leurs extrémités, de quelques mètres, quelques dizaines, au plus centaines de mètres de longueur, des calcschistes planctoniques feuilletés, clairs, plus ou moins argileux, parfois colorés en rouge et tout à fait comparables aux marbres en plaquettes briançonnais ou du sommet de la série de Piolit. Or, l'étude microscopique de ces niveaux révèle, suivant les points, des microfaunes d'âge varié :

- Ainsi, un échantillon pris dans des calcschistes associés aux couches rouges situées sur le flanc droit de la Combe (à environ 1 km au S.E. de la Pointe de Méollion) m'a fourni :

- Globotruncana gr. arca,
- Globotruncana gr. inflata,
- des Globigérines et des Gumbelines;

c'est donc du Crétacé supérieur (limite Turonien supérieur - Sénonien ?).

- A l'E. du chalet Joubert et à la Croix des Gardets, dans le secteur du Forest des Estaris, les lames de calcschistes clairs ou rouges associés au Flysch noir m'ont au contraire fourni des faunes dano-montiennes et paléocènes (Grosses Globigérines à test épais, Globorotalidés).

- Aux Pélissons (au S. du secteur des lacs), les calcschistes directement superposés aux grès autochtones ont fourni des microfaunes paléocènes et éocènes.

Ces lames aux lithofaciès peu différenciés mais correspondant à des faunizones d'âge différent du matériel encaissant sont donc d'ORIGINE ALLOCHTONE. Elles sont équivalentes à ce que l'on a longtemps appelé (E. HAUG le premier, puis Y. GUBLER-WAHL, D. SCHNEEGANS) le "Flysch calcaire" et dont le mode de gisement n'avait pas échappé à Madame Y. GUBLER-WAHL déjà, puis D. SCHNEEGANS qui, dans sa thèse, en a étudié minutieusement les modalités. Dans le Flysch noir des Estaris, sur le flanc N. des Autanes, au front du recouvrement dans la région de Moissière, du Sapet, de Baillénq où nous avons déjà décrit un phénomène analogue, le problème de cette allochtonie se pose de façon identique : il s'agit de savoir si elle est contemporaine de la sédimentation du Flysch noir ou d'origine purement mécanique et synchrone de la mise en place de la nappe. Dans le premier cas, il faudrait considérer ces lames ou lentilles de calcschistes comme des KLIPPES SEDIMENTAIRES glissées ou écroulées de reliefs sous-marins dans la mer lutétienne. Le phénomène a été très bien étudié par D. SCHNEEGANS, nous n'y reviendrons pas ici, sinon pour rappeler qu'un tel mécanisme a été envisagé par Madame N. USPENKAIA pour expliquer des structures analogues dans le Tertiaire de la bordure N.E. du Caucase (Dôme de Kukurt-Tau)*.

Dans l'hypothèse d'une mise en place mécanique de ces lames de calcschistes, il faut envisager un rabotage, au cours du décollement de la nappe du Flysch, de son propre substratum originel, entraînant des copeaux des formations néocrétacées-paléocènes, de taille et d'extension limitées et qui ont été en quelque sorte "emballées" dans la masse plastique du Flysch noir. Je qualifierai ce mécanisme de "tectonique en échardes des marbres en plaquettes (ou du "Flysch calcaire" des auteurs) dans le Flysch noir" (voir chapitre "Tectonique"). Le fait même que les lames à microfaunes paléocènes prédominant est tout à fait satisfaisant puisqu'il indique que, dans la majorité des cas, seule une pellicule superficielle des termes les plus récents de la série a de la sorte été entraînée sous le Flysch**.

Je ne verse pas de nouveaux arguments au débat : les deux hypothèses semblent dans tous les cas logiquement possibles, elles doivent suppléer à la seule observation sur le terrain qui s'avère déficiente pour résoudre le problème. Il est d'ailleurs vraisemblable, dans le cas particulier, que les deux phénomènes envisagés sont successivement intervenus. Quoiqu'il en soit, on aboutit, en fin de compte, à une sorte de "Wildflysch" à très grande échelle, où les blocs exotiques sont constitués par du matériel calcaire intriqué en lames dans une masse fondamentalement argileuse***.

* Voir thèse D. SCHNEEGANS, p. 140-142.

** C'était déjà l'hypothèse de E. HAUG qui, sur les contours de la feuille de GAP limitait ces "klippes" de Flysch calcaire par un contact anormal.

*** Rappelons que pour J. TERCIER, le faciès Wildflysch véritable n'a rien à voir avec un faciès mylonitique lié aux phénomènes de charriage, mais il reste en relation avec d'importants mouvements orogéniques qui peuvent seuls expliquer la coexistence de sédiments relativement profonds et de brèches impliquant l'idée d'érosion de paléoreliefs caractérisés.

Madame Y. GUBLER-WAHL cependant envisageait en Ubaye la possibilité d'une intercalation stratigraphique dans le Flysch gréseux ou le Flysch noir. Au N. d'Orcières, on pourrait penser à une telle hypothèse à ne considérer que leur faciès et leur mode de gisement dans le Flysch. Le doute pourrait subsister si l'on s'arrêtait aux seules faunes d'affinités éocènes contenues dans certaines de ces lentilles. En fait, l'étude de ces formes DEGA-GEES DE LEUR GANGUE, qui seule peut avoir dans un cas semblable quelque valeur, permettrait sans doute de savoir si certains de ces niveaux sont effectivement contemporains de la sédimentation du Flysch noir. Je n'ai pu malheureusement entreprendre, par manque de temps, cette étude. Mais une sédimentation pélagique caractérisée, localisée en LENTILLES bien délimitées et s'effilant à leurs extrémités, me semblerait étonnante au sein d'une sédimentation par ailleurs uniformément argilo-gréseuse. Quoiqu'il en soit, la présence de lames datées avec certitude du Sénonien ou du Paléocène (localement même du Berriasien vers Moissière) implique pour celles-ci une origine indubitablement étrangère au Flysch noir, où toutes ces lames se présentent de façon absolument analogue. L'idée subsiste donc d'ELEMENTS EXOTIQUES, soit sous forme de klippes sédimentaires dans la mer lutétienne, soit d'échardes tectoniques arrachées au substratum. Je ne pense pas, par contre, qu'il faille retenir dans cette optique le fait que ces lames ou lentilles se trouvent à leur mur et à leur toit affectées de surfaces de friction et pour cela envisager qu'il s'agit bien de LAMES TECTONIQUES. Quelle qu'en soit leur origine, il est évident que les matériaux de différente nature (calcaire et argileuse) alors en contact, on pu jouer de façon différentielle au moment de la mise en place de la nappe. De tels petits glissements différentiels peuvent s'observer dans une même suite stratigraphique bouleversée tectoniquement entre des niveaux lithologiquement différents.

C'est l'observation de ce "Flysch calcaire" lardant "stratigraphiquement" le Flysch de l'Ubaye, qui amena Madame GUBLER à ne pas réserver ce terme au niveau de base du Nummulitique intraalpin de ces régions, mais à tous les niveaux calcaires intercalés dans cette série. Or, nous l'avons vu, et ce fait n'avait échappé ni à Madame Y. GUBLER-WAHL ni à D. SCHNEEGANS, si l'on étudie au microscope les différents niveaux calcaires, la présence d'un plancton à Rosalines n'y est pas rare. Madame Y. GUBLER-WAHL estimait même qu'il n'y avait "aucun moyen de distinguer, en plaques minces, les calcaires du Flysch de ceux du Crétacé supérieur". Or, revenons maintenant au cas qui nous intéresse plus directement ici, celui des formations néocrétacées paléocènes intriquées en lentilles dans le Flysch noir subbriançonnais entre Durance et Haut-Drac. Nous avons vu qu'il s'agissait d'un même ensemble lithologique (par la suite dissocié) d'une série compréhensive pour laquelle nous avons admis la notion d'une sédimentation continue du Crétacé au Tertiaire. D. SCHNEEGANS, dans la digitation des Séolanes, admet une telle continuité de sédimentation du Crétacé à l'Eocène inférieur, mais un changement lithologique lui fait attribuer le sommet de la formation à son "Flysch calcaire" tandis que les niveaux à Rosalines correspondent toujours pour lui aux "marbres en plaquettes". Le phénomène stratigraphique et micropaléontologique est donc le même dans le Massif de Piolit et dans la digitation des Séolanes, seule une différence des lithofaciès (qui serait encore à vérifier) appellent en fin de compte un changement de dénomination. Mais celle-ci semble alors d'autant plus étonnante lorsqu'elle s'applique à des "calcschistes feuilletés dont la pâte renferme des Lagenas, Globigérines et Rosalines". En fait, à l'origine même, il me semble que le terme de Flysch calcaire est impropre et prête à confusion. Cette formation ne correspond pas du tout lithologiquement à un Flysch tel qu'on l'entend généralement (il y a dans le secteur, entre

Durance et Haut-Drac, absence d'apports détritiques caractérisés, de type brèche ou conglomérat). On arrive donc, dans la plupart des cas, à une parfaite homologie tant au point de vue lithofaciès que faunizones, du Flysch calcaire et des formations néocrétacées paléocènes, subbriançonnaises et briançonnaises (marbres en plaquettes ou sommet de la série de Piolit). A l'heure actuelle, que ce soit dans le Briançonnais ou à Piolit, l'idée même d'une sédimentation continue du Crétacé à l'Eocène inférieur revient partiellement à l'idée de BOUSSAC estimant que le Flysch calcaire de l'Embrumais correspondait à une "série compréhensive embrassant tous les niveaux depuis le Sénonien jusqu'à l'Auvervien inclusivement". Il y a naturellement une restriction à faire pour le sommet de la série. Nous ne conserverons donc cette idée de passage continu que pour les niveaux inférieurs à l'Yprésien.

Je ne reviendrai pas ici sur certains "Flysch calcaires" tel celui de la Montagne d'Autapie, qui semble poser un problème différent, mais il me semble que dans le secteur compris entre Durance et Haut-Drac qui nous intéresse ici, le "Flysch calcaire" des auteurs correspond stratigraphiquement toujours à un niveau inférieur au Flysch noir lutétien, que son intrication fréquente dans le Flysch noir n'est qu'un phénomène postérieur à sa propre sédimentation et qu'il correspond, en fin de compte, aux niveaux néocrétacés paléocènes de la série de Piolit équivalent des "marbres en plaquettes briançonnais". En lentille isolée sur le terrain, on peut évidemment hésiter sur son âge exact (Sénonien ou Eocène inférieur) que seule une lame mince peut élucider, mais la variété apparente du faciès ne doit pas faire oublier qu'une telle variété existe dans la série lorsqu'elle n'est pas mécaniquement dissociée. Les niveaux à Rosalines du Clot du Rocher par exemple ne sont pas des "marbres en plaquettes" mais des calcaires en petits bancs compacts qui semblent correspondre à la définition lithologique de certains faciès "Flysch calcaire" de l'Ubaye. Pourtant, normalement interstratifiés dans la série néocrétacée de l'Aiguille, il ne viendrait à l'idée de personne d'en faire du Flysch calcaire*.

L. MORET cependant découvrit en 1934, dans la région de Pont-du-Fossé (au S. du Haut-Drac) Nummulites incrassatus de la Harpe et des Discocyclines, dans un faciès qu'il avait attribué au Flysch calcaire. Il en tirait argument que ce faciès pouvait envahir en partie de Priabonien. Je n'ai pu retrouver ce point fossilifère. J'y ai par contre trouvé à proximité (?) un faciès de type Flysch calcaire qui m'a fourni des faunes très vraisemblablement cénomano-turonienues. Or, dans ce secteur, au contact de la nappe, se trouvent de très fréquentes lames plus ou moins redoublées et étirées de calcaires à Nummulites autochtones à rattacher au complexe de la trilogie priabonienne. Ces calcaires priaboniens sont ici accompagnés de conglomérats et schistes rouges typiques de ces niveaux autochtones; le gisement découvert par L. MORET ne correspondrait-il pas alors à l'un de ces niveaux ? C'est ce que j'ai dû admettre pour un gisement analogue de petites Nummulites découvert par D. SCHNEEGANS dans le flanc S. de l'Arche de Piolit et qui est à rattacher à l'un de ces niveaux du Nummulitique autochtone écaillé sous l'avancée de la nappe.

* Au point de vue cartographie, j'ai donc pris le parti de représenter, sous un même figuré, ces formations d'âge différent mais appartenant à la même entité stratigraphique (série compréhensive).

Dès lors, il me semblerait, en conclusion, que le "Flysch calcaire" antérieur au Flysch noir serait toujours, entre Durance et Haut-Drac, à paralléliser étroitement avec les formations néocrétacées paléocènes de la série de Piolit et que le terme n'aurait donc plus ici sa raison d'être.

I N T E R P R E T A T I O N S - C O N C L U S I O N S -
C O M P A R A I S O N S A V E C L E S R E G I O N S V O I S I N E S

En rive droite de la Durance, le schéma de la sédimentation à la base du Tertiaire me semble, en fin de compte, relativement simple. Dans ses grandes lignes, il se résume à peu de choses :

- Il y a continuité de sédimentation du Crétacé supérieur au Paléocène et à l'Eocène inférieur, sans changement lithologique mais seulement substitution de microfaunes;
- Un arrêt de sédimentation, vraisemblablement à l'Yprésien et au Lutétien inférieur, se trouve par place accompagné de l'érosion, peut-être aérienne, d'une mince pellicule des termes les plus élevés de la série*;
- La reprise de sédimentation se fait au Lutétien moyen ou supérieur par l'intermédiaire de faciès variés : grès, microbrèches, brèches ou conglomérats à galets cristallins, à Nummulites et Orthophragmines;
- La sédimentation est alors détritique, argilo-gréseuse. Simultanément, par glissements ou écroulements de reliefs sous-marins, se mettent en place dans la mer du Flysch noir, sous forme de klippes sédimentaires, des lames ou lentilles de calcschistes néocrétacées ou paléocènes. L'âge du sommet de la formation lithologique du Flysch noir est indéterminé (Priabonien ?).

Entre le Haut-Drac et la Durance, la sédimentation continue du Crétacé à l'Eocène correspond à l'édification de la formation pélagique dite du "Flysch calcaire" **. Elle a été semble-t-il générale non seulement sur

* Cette phase pourrait être liée à une possible pulsation ou tectonique antélutétienne (émersion et érosion de parties bosselées).

** J'admets donc ce terme de Flysch calcaire dans un sens plus restrictif que J. BOUSSAC, de même que M. GIGNOUX et L. MORET avaient dû (1933), dans la région d'Ancelle, exclure un grand nombre de termes lithologiques (Malm, Berrias, etc ...) du "Flysch calcaire" au sens de E. HAUG.

l'aire subbriançonnaise mais dans une grande partie du Briançonnais continu. L'extension spatiale de la mer lutétienne qui arrive alors semble lui correspondre assez exactement, mais dans le Briançonnais occidental il y a passage continu des marbres en plaquettes au Flysch par des lits de remaniements et rien n'y indique une émergence. Au contraire, dans le Subbriançonnais, la transgression lutétienne, nous l'avons vu, est nettement caractérisée bien que la mer semble revenir dans un domaine pratiquement inchangé depuis la rupture de sédimentation, et finalement la sédimentation du type Flysch noir sera commune, sans hiatus paléostruc-tural, aux mers subbriançonnaise et briançonnaise confondues en une seule à cette époque.

Vers le S., nous le savons, Madame Y. GUBLER-WAHL avait reconnu la généralité de la transgression lutétienne en Ubaye. C'est ce qui lui faisait rejeter l'idée de J. BOUSSAC d'une série compréhensive du Crétacé supérieur à l'Auvervien correspondant à la sédimentation de type "Flysch calcaire". Ces faciès de transgression, et notamment le conglomérat du Lac d'Allos, sont de façon étonnante les homologues de ceux décrits dans le vallon de la Martinasse, ou dans l'unité de Saint-Apollinaire. Or, dans le domaine intermédiaire (entre Ubaye et Durance), si D. SCHNEEGANS a décrit des niveaux de brèches à Nummulites à la base du Flysch noir de la digestion des Séolanes, ils manquent tout à fait dans la série du Morgon. Déjà, d'ailleurs, la sédimentation de type "Flysch calcaire" était absente dans les Séolanes, puisque le Nummulitique repose parfois directement sur le Malm ou le Néocomien. On voit donc la diversité de la répartition paléogéographique des affleurements nummulitiques dans ces régions puisque le hiatus total existant entre le domaine du Lac d'Allos et le secteur de la Martinasse pourrait finalement faire rechercher une dualité d'origine pour les matériaux éruptifs des conglomérats de transgression malgré leur parfaite analogie (la chose n'est d'ailleurs pas impossible à priori).

Ainsi, comme nous l'avons précédemment envisagé (voir chapitre précédent), il nous faut certainement imaginer la distribution très complexe des aires de sédimentation et de non dépôt dans l'Ubaye comme étant le fait d'une multitude de petits sillons ou bassins séparés de reliefs discontinus (émergés ou non suivant les points) durant la période néocrétacée-paléocène et ce n'est qu'au Lutétien qu'une submersion générale de l'ensemble des domaines briançonnais et subbriançonnais permettra la sédimentation homogène du Flysch noir (avec légères variations de faciès suivant les unités). Il n'est malheureusement pas possible de dire où se trouvait la profondeur maximum de cette mer lutétienne (et infrapriabonienne) ni d'en estimer l'épaisseur des dépôts.

Vers l'W. enfin, le hiatus est considérable par rapport à l'aire de sédimentation ultradauphinoise et dauphinoise. D. SCHNEEGANS a fait l'inventaire des faciès qui, dans l'Ultradauphinois, peuvent rappeler un faciès pélagique de type "Flysch calcaire". Mais plus aucun niveau lutétien n'y subsiste, les calcaires à Nummulites priaboniens reposant directement sur le Crétacé supérieur ou sur les termes bien plus anciens mis à jour par la tectonique et les érosions anténummulitiques (A la Tour Saint-Philippe, ils reposent sur les terres noires oxfordiennes). D'E. en W., on assiste donc à l'évanouissement de la mer lutétienne qui paraît d'autant plus brutal que le recouvrement mécanique des nappes sur le domaine ultradauphinois en masque la limite paléogéographique ou même l'éventuelle zone de passage que l'on pourrait espérer y trouver. D'W. en E. au contraire,

s'atténue progressivement toute manifestation de la tectonique anténummulitique ; nous avons observé * une discordance anténummulitique dans l'écaille ultradauphinoise de Saint-Sauveur ; dans le Subbriançonnais, outre les galets cristallins exotiques du conglomérat lutétien, les éléments anguleux d'origine quasi-autochtone supposent encore une certaine activité orogénique en relation avec la phase d'émersion et d'érosion yprésienne ; mais dans le Briançonnais occidental déjà, la sédimentation, bien que troublée (remaniements) est continue des Marbres en plaquettes au Flysch.

* Voir J. DEBELMAS et M. LATREILLE, 1956.

DEUXIEME PARTIE

STRATIGRAPHIE DES UNITES BRIANCONNAISES

PLAN DE L'ETUDE - GENERALITES

L'étude en est, de façon générale, réduite à fort peu de termes, essentiellement le Trias, le Malm et le Néocrétacé. Exceptionnellement, nous y décrirons d'autres étages, notamment le Rhétien dans la klippe de la Casse-Blanche, le Dogger et le Néocomien dans la klippe de La Fourche.

Les unités briançonnaises parfois superposées (La Fourche et Chabrières) sont le plus souvent séparées les unes des autres, isolées tectoniquement sous forme de lambeaux de recouvrement. Néanmoins, des variations latérales de faciès, amorcées dans l'une ou l'autre de ces klip-
pes, annoncent le passage à l'unité voisine et j'ai, de proche en proche, été conduit à les rattacher (klippe de La Fourche, mise à part) à un même ensemble paléogéographique : "l'unité de Chabrières-Estaries".

Notre étude se fera donc, comme précédemment, par unité paléogéographique : unité de La Fourche et unité de Chabrières-Estaries, mais nous réserverons un paragraphe spécial pour chacune des individualités tectoniques (voir chapitre Schéma Structural) puisqu'aussi bien chaque klippe possède ses caractères distinctifs.

Contrairement à ce que nous avons vu dans les unités subbriançonnaises, la tectonique a, de façon générale, respecté la succession stratigraphique, l'étude de la série en est d'autant plus aisée. Il y a d'ailleurs le plus souvent quasi-identité avec des faciès décrits par ailleurs, il y a quelques années, dans le Briançonnais (F. BLANCHET, thèse, J. DEBELMAS, thèse, etc...). Aussi, nous insisterons surtout sur les caractères propres à ces unités exotiques de la bordure sud-occidentale des nappes de l'Embrunais.

CHAPITRE I

-

LE TRIAS

-

HISTORIQUE

Il paraît étonnant qu'E. HAUG n'ait pas reconnu le Trias dans les klippes de Chabrières et de la Pousterle. Il estimait, en effet, qu'elles constituaient une tête anticlinale à flanc inverse laminé D'ORIGINE BRIANÇONNAISE et appartenant à sa cinquième nappe (la plus élevée) de l'Embrunais. Il la rattachait donc au Briançonnais par analogie de faciès, étant donné surtout la présence à Chabrières du faciès de Guillestre qu'il voyait "alterner" avec des calcaires gris dont il faisait du Malm. C'est la raison pour laquelle les contours de la feuille Gap, première édition, dessinés par cet auteur, ne font état que de ce faciès (Js).

Il semble que la confusion ait subsisté quelque temps puisque le Trias passa tout d'abord inaperçu aux premières visites de ses successeurs (Pierre LORY et Léon MORET) qui voyaient surtout dans ces klippes du Malm et des marbres en plaquettes. Il apparaît à ce moment que, pour ces auteurs, le marbre de Guillestre ne formait que de "minces lentilles dans une masse de calcaire gris clair" ... avec "des alignements de silex et de bandes dolomitiques".

Peu à peu cependant, l'importance du Malm fut réduite aux dépens des calcaires triasiques et c'est dans ce sens que furent dessinés les contours de la feuille Gap au 1/80.000, deuxième édition (L. MORET). La série de Chabrières : calcaires triasiques, Malm à faciès Guillestre et calcaire blanc, marbres en plaquettes, apparaissait alors typiquement briançonnaise. E. HAUG, enfin, avait reconnu la nature mésozoïque des lambeaux calcaires intriqués dans le Flysch de la région des Estaris mais, là encore, il ne distingua que le Malm (feuille Gap, deuxième édition).

GENERALITES - DIVISIONS STRATIGRAPHIQUES

Le Trias des massifs exotiques de l'Embrunais occidental n'est pas formé de la classique trilogie : quartzites - schistes, gypses et cargneules - calcaires et dolomies. Ceci pour une raison d'ordre mécanique : une rupture tangentielle de la série au niveau moyen l'a dissocié en deux parties, l'ensemble supérieur calcaire étant entraîné en avant alors que son socle siliceux restait en arrière. Il ne subsiste donc ici de la série triasique que le complexe suprawerfénien. Pour cette même raison nous ne trouverons jamais dans cette région ni Houiller ni Permien.

Un seul lambeau de quartzites werfénien se trouve avoir accompagné le reste de la série : il affleure dans la Cicatrice de Réallon, au-dessus du hameau des Touisses au flanc S.W. du Mont Saint-Guillaume. Sa présence, déjà reconnue par E. HAUG (1902), aussi loin de sa zone d'origine est exceptionnelle. Le seul autre affleurement comparable isolé dans les montagnes de la rive droite de la Durance est celui du flanc W. du Col de Couleau (voir notamment E. HAUG et W. KILLIAN, puis J. DEBELMAS, thèse). EN Ubaye, E. HAUG, W. KILLIAN, Madame Y. GUBLER-WAHL, D. SCHNEEGANS en ont également signalé quelques témoins (cicatrice de Jausiers - Restefond, etc...).

● L'HORIZON DES GYPSES, CARGNEULES ET SCHISTES VERSICOLORES

Dans notre région, gypses et cargneules ne se rencontrent pratiquement jamais à la base de la série triasique qu'ils ont accompagnée dans son déplacement, en le facilitant mécaniquement. Ils ont été, de façon générale, écrasés et laminés et ce n'est qu'accidentellement qu'on peut ici en trouver quelques témoins associés aux schistes versicolores.

1. Unité de Chabrières - Estaris

Du S. au N. :

- klippe de Chabrières

Ce n'est qu'à l'extrémité S.E. de la klippe que ces niveaux de base de la série suprawerfénienne (en contact mécanique sur l'unité de Piolit) sont quelque peu visibles. En fait, gypses et cargneules n'y sont pour ainsi dire pas représentés. Quelques fragments de cargneules se trouvent seulement associés à quelques décimètres de schistes colorés rouges ou verts : ces schistes sont tendres, ils ont une surface luisante

satinée, due à la présence de fines paillettes de mica détritique et ils alternent avec de petites plaquettes dolomitiques jaunes ou ocres où abondent des filonnets de calcite; schistes et bancs dolomitiques sont parfois séparés par de minces joints argileux jaune clair.

Cet horizon visible à quelques mètres en contre bas et au S. de la Croix du Vallon (Croix Signal 2.146 m) n'a que quelques décimètres d'épaisseur. Très étirés mécaniquement, ces niveaux se présentent ici sous forme de petites plaquettes froissées et ondulées.

Je n'y ai trouvé aucune faune. On se contentera donc, à la suite de F. ELLENBERGER et J. DEBELMAS, d'y voir du Werfénien supérieur. Rappelons que le premier se fonde, pour cette datation, sur le fait que ce niveau lagunaire se trouve immédiatement surmonté par les calcaires vermiculés datés en Vanoise du Virglorien.

- Klippe de La Pousterle

Le contact de ce lambeau de recouvrement sur son substratum est seulement visible quelques mètres en contre bas (versant Chorges) de l'arête conduisant du Col de la Gardette au sommet. Ce contact se fait avec accordance des couches sur les marbres en plaquettes néocrétacés d'une unité inférieure. L'horizon des schistes versicolores (rouges, jaunes et verts) présente ici un assez grand développement des petites plaquettes dolomitiques jaune nankin de quelques millimètres à deux centimètres d'épaisseur. Ces niveaux, peu froissés, ont ici plusieurs mètres d'épaisseur.

- Klippe du Forest des Baniols

Cet horizon y est inexistant ou en tout cas inapparent, la série triasique semblant réduite à sa partie dolomitique supérieure.

- Klippe de la Casse Blanche

Elle repose mécaniquement sur la précédente par l'intermédiaire des horizons du Werfénien supérieur, représentés par quelques cargneules et des schistes versicolores jaunes et surtout violacés, alternant avec de petites plaquettes dolomitiques de 2 à 8 centimètres d'épaisseur. On y rencontre déjà une ou deux passées de calcaires vermiculés; l'ensemble a une dizaine de mètres d'épaisseur.

2. Unité de la Fourche

Les calcaires triasiques y sont inexistants, à plus forte raison le Werfénien supérieur. Mais la série est incomplète, nous le savons, pour des raisons d'ordre tectonique.

• LES CALCAIRES TRIASIQUES

Inégalement développés, ils sont représentés dans les quatre témoins dépendant de l'unité de Chabrières-Estariis. La coupe en est parfois malaisée (surtout à Chabrières et à La Pousterle) étant donné la verticalité des falaises que forment ces calcaires. Il faut bien souvent se contenter de coupes fragmentaires dont il est difficile, à moins de certains repères, de connaître l'exacte position stratigraphique vis-à-vis de l'ensemble de la série. De plus ici, comme l'a déjà fait très justement remarquer F. ELLENBERGER en Vanoise, si l'ensemble présente parfois, à une certaine échelle, une "zonation chromatique", on se rend compte à l'échelle de l'échantillon qu'y attacher une valeur stratigraphique est le plus souvent illusoire. Très fréquemment, en effet, la dolomie peut envahir avec plus ou moins d'intensité la série calcaire, il se produit de rapides modifications latérales et l'on doit admettre, en fin de compte, que l'apparente alternance de lithofaciès n'a qu'une valeur locale et n'est d'aucun intérêt stratigraphique. Ce sont donc les grandes séquences lithologiques et leurs faciès que nous envisagerons de façon synthétique, à côté de quoi nous détaillerons à l'occasion quelque coupe différenciée.

1. Unité de Chabrières-Estariis

- klippe de Chabrières

L'ossature en est formée par les calcaires et dolomies triasiques déchiquetés en forme de tours acérées et verticales.

Leur puissance totale dépasse certainement 400 m puisque la face S. - S.W. du Pic de Chabrières atteint cette hauteur et que l'extrême sommet ne correspond pas tout à fait aux assises terminales du Trias. Nous y ferons deux coupes : l'une, correspondant à la Pyramide même de l'Aiguille de Chabrières et aux soubassements de l'Oucane et qui apparaît ici comme le type moyen de la série triasique, l'autre, plus différenciée, dans le prolongement S.W. de la klippe.

- a. La succession des assises lithologiques est conforme à celle des coupes classiques des calcaires et dolomies triasiques briançonnais.

- (1) A la base des CALCAIRES VERMICULES : ce sont des calcschistes feuilletés et ondulés ou des calcaires en petites plaquettes à cassure grise, présentant à leur surface des vermiculations grises, parfois plus ou moins enchevêtrées, noyées mais en relief dans une gangue ou une trame jaune calcaréo-dolomitique plus tendre. Certaines de ces vermiculations ont simplement la forme de bâtonnets droits et schistoïdes, de section rarement cylindrique, ou encore plus ou moins courbées en U. Pour F. ELLEN-BERGER, "il s'agit presque certainement de boudins de vase moulant les terriers superficiels d'organismes fouisseurs (Annélides) qui se nourrissaient peut-être d'Alcyonnaires ou d'une vase à spicules". La plupart du temps, ces vermiculations sont plus simplement interprétées comme des pistes d'origine organique (F. BLANCHET, J. DEBELMAS, etc...).

Certains échantillons m'ont cependant suggéré une idée différente. En effet, quelques-uns de ces niveaux présentent une zonation en petits lits calcaires, de quelques millimètres à un demi-centimètre, en relief par rapport à d'autres lits dolomitiques, de couleur jaune, généralement plus étroits. Les lits calcaires interrompus peuvent se présenter, au cas où ils ont été dissociés, sous forme de grumeaux ou d'éléments boudinés et tordus dont la forme confine, dans les cas extrêmes, à celle de vermiculations typiques des calcaires vermiculés proprement dit. On arrive donc, grâce à ces types intermédiaires, à l'idée d'une double sédimentation, alternativement calcaire et dolomitique (ou argilo-calcaire) qui, lorsqu'elle a été respectée, se traduirait par des calcaires d'apparence zonée et, lorsqu'elle a été perturbée d'une façon ou d'une autre, EN COURS DE SEDIMENTATION ET AVANT CONSOLIDATION, aurait pu donner cet aspect désordonné d'empreintes calcaires plus ou moins boudinées et contournées au milieu d'enduits dolomitiques jaunes. Il faut d'ailleurs objectivement remarquer que, statistiquement, 30 à 40 % de ces "boudins" calcaires n'ont pas la forme de vermiculures mais seulement de nodules parfois étirés ou simplement de fragments plus ou moins arrondis de forme indéterminée et irrégulière. Cette sédimentation troublée me paraîtrait d'autant plus explicable qu'elle correspond, à la fin du régime lagunaire du Werfénien supérieur, à l'installation de la sédimentation marine dans la fosse de subsidence briançonnaise. Il est alors d'autant plus frappant de noter qu'à la limite Trias-Rhétien (tendance à l'émergence avec dolomies et argilites) nous retrouverons

dans la klippe briançonnaise de la Casse-Blanche un semblable niveau de calcaires à vermiculures. Il existe d'ailleurs à Chabrières même, assez haut dans la série semble-t-il, un autre horizon de calcaires vermiculés que je n'ai malheureusement pu localiser stratigraphiquement.

Les calcaires vermiculés ne semblent pas dépasser quelques mètres (une dizaine).

Je n'y ai pas trouvé le moindre organisme. F. ELLENBERGER, par contre, y a décrit des faunes et flores à Oligoporelles, DADOCRINUS et WORTHENIA sp. qui lui ont permis d'attribuer cet horizon au VIRGLORIEN INFÉRIEUR? A défaut d'argument paléontologique, nous admettons ici la correspondance de nos calcaires vermiculés avec les niveaux de la Vanoise.

- (2) La grande masse des CALCAIRES TRIASSIQUES leur est directement superposée. Ils semblent faire normalement suite aux calcaires vermiculés sans rupture de sédimentation. Ils sont d'abord bien stratifiés en petits bancs de 20 à 50 centimètres d'épaisseur, puis plus compacts. Dans le Trias supérieur, ils apparaissent zonés, des bandes de plusieurs mètres de hauteur alternativement sombres et claires soulignant la stratification (bien visible sur la face S.W. du Pic de Chabrières). La patine de ces calcaires est, en général, gris sombre (beaucoup plus sombre en tout cas que celle du Dogger), la cassure plus ou moins sombre, grise, est fine, parfois légèrement cristalline. Les accidents siliceux (pustules, rognons ou zones siliceuses formant relief) n'y sont pas rares. L'épaisseur des bandes siliceuses est de 1 à 3 cm.

Le calcaire peut s'enrichir en dolomie. C'est le cas à l'extrême sommet du Pic de Chabrières formé de calcaire dolomitique à patine claire, à silex noirs ou violacés.

Fréquemment, s'intercalent à différents niveaux de position quelconque, de petits bancs (5-15 cm) de dolomies blanches, parfois à pustules siliceuses.

Cet ensemble est pratiquement azoïque. Je n'y ai trouvé, dans les calcaires dolomitiques de la partie supérieure, que des articles de tiges d'Encrines (E. cf. liliiformis?) relativement assez fréquents.

A la suite de F. ELLENBERGER et J. DEBELMAS, nous paralléliserons cet ensemble avec les niveaux ladinien et virglorien supérieurs de la Vanoise et du Briançonnais.

- (3) La série se termine - Oucane de Chabrières - par quelques mètres (6-8 mètres) de DOLOMIES BLANCHES litées, parfois noduleuses (ces niveaux soulignant la stratification) d'ailleurs parfois pseudobréchoïdes. Leur sont en effet associées des brèches monogéniques blanches, aux éléments dolomitiques le plus souvent anguleux, gris clair, au milieu d'une pâte elle-même blanche. Elles correspondent certainement au type de "brèches résultant du remaniement du fond marin" décrites récemment par J. DEBELMAS. Ces épisodes de remaniements intraformationnels sont très localisés et correspondent à une rupture d'équilibre sous-marin affectant une vase non encore consolidée, dissociée, puis recimentée par les solutions en circulation*. On sait que L. CAYEUX voit une liaison entre dolomitisation et rupture d'équilibre sous-marin. On conçoit alors que formation de la brèche et phénomène de dolomitisation puissent être synchrones ou qu'en tout cas celle-ci soit de très peu postérieure au dépôt du sédiment. (Cf. J. DEBELMAS).

En lame mince, ces dolomies blanches montrent une structure indifférenciée cryptocristalline analogue aux dolomies subbriançonnaises de Rouanne-Basse par exemple, pour lesquelles nous avons admis une origine lagunaire. En fait, cet épisode, s'il doit être interprété de la sorte, n'est que momentané.

En effet, les dolomies blanches se trouvent, à l'Oucane de Chabrières, surmontées de 5 à 6 m de dolomies beiges ou nankin, lisses, bien litées, parfois à nodules de silex noirs ou pustules silicifiées et portant en surface la trace de multitudes d'empreintes d'algues carriantes. La cassure de ces dolomies est plus sombre et plus cristalline (bien visible au microscope) que celle des niveaux précédents. La dolomitisation est ici certainement secondaire. J'ai encore trouvé à ce niveau quelques tiges d'Encrines. Enfin, on rencontre assez fréquemment des "brèches par intrusion et éclatement" absolument typiques. Nous ne reviendrons pas ici sur le mode de formation de telles brèches monogéniques, véritables puzzles aux éléments dissociés puis recimentés**.

La coupe du Trias cesse ici. Aucune trace des horizons lagunaires, par ailleurs connus dans le Briançonnais, aucun niveau de brèche continentale ou d'argilites, ne permettent d'envisager ici avec certitude l'hypothèse d'une émergence totale ou partielle (pour tant vraisemblable) ou bien alors il faut estimer qu'elle s'est faite très brutalement (absence de

* L'hypothèse d'une vase déjà consolidée en une croûte, puis fracturée (séisme?) et recimentée, paraît non moins satisfaisante (Cf. E. ELLENBERGER, pour des niveaux analogues - A. CAROZZI, pour les brèches multicolores du Purbeckien - J. DEBELMAS reprenant cette idée à propos de ces brèches triasiques suppose des émergences temporaires pour expliquer la dessiccation de la vase).

transition par des faciès lagunaires) et n'a pas été suivie d'érosions : nulle part, en effet, (ni au Pic de Chabrières, ni dans les soubassements de l'Oucane) je n'ai observé la trace d'argile sidérolithique ou de produits d'altération (brèches, coulées de boue, etc...). Autant de points qui posent indirectement dans ce secteur le problème du devenir de la fosse de sédimentation briançonnaise en subsidence depuis la fin du Werfénien. L'omission totale de la sédimentation (dans notre région) de la fin (?) du Trias (Ladinien supérieur - Carnien ?) jusqu'à l'apparition du faciès de Guillestre ne peut nous éclairer sur la très longue histoire de cette période, d'autant plus obscure que nous verrons le Malm reposer tranquillement avec parfaite concordance sur un Trias tabulaire pratiquement ni raviné, ni corrodé.

- b. Une autre coupe dans le Trias de Chabrières, nous montre toutefois des choses un peu différentes, notamment au sommet de la série. C'est la coupe que l'on peut faire dans le paquet glissé et disloqué qui se trouve à l'W. des chalets de Vaucluse, à l'aplomb de la Pyramide 1.952,2 m et plus au Nord. Nous le verrons par la suite à propos des termes superposés au Trias (Malm et Néocrétacé), cette coupe n'est déjà plus du type Chabrières, elle annonce les faciès de la Pousterle bien qu'elle appartienne structuralement à l'unité tectonique de Chabrières.

La coupe du Trias est ici la suivante :

- (1) A la base, quelques mètres de petites plaquettes dolomitiques jaunes, ondulées et quelques schistes colorés. C'est le niveau des schistes versicolores du Werfénien supérieur. Leur contact sur le subbriançonnais est masqué par les éboulis. Les calcschistes paléocènes de cet ensemble inférieur sont néanmoins visibles à proximité (chalet et source de Font Reuniardi).
- (2) Quelques mètres de calcaires et calcschistes vermiculés plaquetés, ondulés, typiques.
- (3) Les calcaires triasiques superposés se présentent ici en petits bancs bien lités gris-clair de 20 à 50 cm. Assez régulièrement se produit tous les 3 ou 4 m, une interstratification de dolomies blanches en petits bancs de quelques centimètres ou décimètres.
- (4) Dolomies blanches à pustules siliceuses, quelques niveaux de brèche de remaniement intraformationnel et de brèche par intrusion et éclatement.

(5) Vers le sommet de la série : dolomies beiges.

L'ensemble des niveaux (3), (4) et (5) semble avoir environ 150 m de hauteur. Cette réduction d'épaisseur considérable par rapport au Trias visible à Chabrières n'est sans doute pas seulement stratigraphique mais d'origine tectonique. La coupe disloquée est d'ailleurs parfois confuse ou incertaine, notamment au sommet de la série. Elle se termine, cependant, par place, par :

- (6) Un niveau plus ou moins développé de brèche* à éléments triasiques (calcaires et dolomies) anguleux à ciment argileux ou calcaire, toujours rubéfié par des oxydes de fer (argile sidérolithique). La limite avec les niveaux sous-jacents et superposés en est difficile à saisir. Cet horizon détritique semble néanmoins former une croûte d'altération au sommet de la série triasique. Il forme de façon certaine l'équivalent des brèches continentales récemment décrites par J. DEBELMAS dans le Briançonnais et que cet auteur interprète comme le "résultat du remaniement par les eaux de ruissellement des débris de toute sorte qui recouvraient la plate-forme triasique après son émergence". Il me semble, en effet, que l'on ne puisse l'envisager comme une véritable brèche de pente fossile, étant donné que la série triasique est restée tabulaire (dépourvue de toute paléostruc-ture), le Malm la recouvrant en transgression, sans aucune discordance angulaire. Ici donc semble s'imposer l'idée d'une émergence-vraisemblablement au Carnien - suivie d'une érosion aérienne et d'un remaniement sur place (ruissellements, coulées boueuses, accumulation des débris dans des poches) de ces produits d'altération. L'âge de cette formation a déjà été discuté dans le Briançonnais (J. DEBELMAS) où elle paraît de toute façon anté-Dogger et plus vraisemblablement fini-triasique et liasique (tout ou partie). Il est en tout cas frappant de constater qu'elle correspond ici à l'absence du Rhétien que nous rencontrerons dans l'unité de la Casse-Blanche où de telles vrèches sont au contraire inexistantes et où la série triasique s'achève par une alternance de petits bancs dolomitiques et d'argilites colorées absentes à Chabrières. Le régime lagunaire et la sédimentation rhétienne de l'une des unités semblent donc correspondre assez exactement à l'émergence et à la phase d'altération de la plate-forme triasique de l'autre **. Mais, il n'est pas dit que cette altération ne s'est pas poursuivie durant le Lias (et le Dogger).

* A ne pas confondre avec la brèche rubéfiée à éléments de Malm immédiatement à l'aplomb de la Pyramide 1952,2.

** J. DEBELMAS constate ainsi, sur la bordure occidentale du Massif de Peyre-Haute, un passage latéral au Rhétien de ces formations continentales ravissant le Trias. La datation est donc ici rigoureuse.

- Klippe de La Pousterle

La coupe du Trias y est très semblable à celle que nous venons de décrire. Il y a, par rapport à la série de Chabrières (du premier type), nette réduction d'épaisseur que nous estimerons d'ordre stratigraphique. L'épaisseur totale de ce Trias doit être, en effet, de 120 à 150 m au maximum. Les falaises qu'il forme sont le plus souvent ébouleuses et ruineuses et l'on n'y rencontre pas d'élégantes aiguilles comme à Chabrières.

On y relève la succession :

- (1) Schistes colorés et plaquettes dolomitiques associés (Werfénien supérieur).
- (2) Calcschistes et calcaires vermiculés très étirés et froissés. L'ensemble de ces niveaux (1) et (2) atteint 15 à 20 m d'épaisseur.
- (3) Calcaires francs du Trias en petits bancs de 30-50 cm interstratifiés de quelques passées dolomitiques jaunes. On y trouve également des silex et des bandes siliceuses de quelques millimètres à 2 ou 3 cm d'épaisseur.
- (4) La partie sommitale dolomitique (dolomies blanches et beiges) et ses niveaux de brèches de remaniement associées semblent ici réduits. J'y ai cependant retrouvé les brèches monogéniques par intrusion et éclatement à éléments dolomitiques jaunes. Mais elles présentent parfois, ici, la particularité d'avoir un ciment coloré en rouge par de l'oxyde de fer. Ceci s'explique, à mon sens, par le fait que ces niveaux se trouvent directement surmontés de brèches continentales à ciment rouge et il semble vraisemblable que les produits de lessivage de parties déjà émergées et en voie d'érosion de la plate-forme triasique auront pu participer à la diagenèse des sédiments rouges encore immergés tels que ces dolomies. Les solutions alors en migration pouvaient ainsi se trouver normalement et finement chargées de produits pigmentés expliquant ainsi la coloration rouge du ciment de la brèche.
- (5) Brèches continentales à ciment rouge. Elles sont localisées et peu épaisses. Leur absence fréquente signifie certainement leur concentration dans les poches d'un relief karstique, par lessivage de la plate-forme émergée. Il s'est, en quelque sorte, produit un nivellement ("nivellement phréatique" de F. ELLENBERGER) de la surface post-triasique par rassemblement des matériaux d'érosion dans des zones d'épandage déprimées et des diaclases où s'infiltraient les matières argileuses

colorées les plus fines. Comme dans les coupes précédentes, il manque ici les niveaux schisteux versicolores et dolomitiques des Carnien et Norien briançonnais (voir J. DEBELMAS). On aboutit donc à la confirmation, pour cette unité, d'une émergence brutale suivie d'une phase d'altération aérienne accompagnée de ses brèches continentales rubéfiées dont l'âge serait en partie contemporain de la sédimentation lagunaire du Carnien et du Norien briançonnais, cette altération se poursuivant, par la suite, au Rhétien, au Lias et au Dogger (?).

- Klippe du Forest des Baniols

Le Trias y est mal représenté. La coupe en est incomplète (notamment absence des niveaux de base) et n'a rien de très spécifique. On n'en voit guère que la partie terminale formée de ses dolomies beiges et blanches, accompagnées de niveaux de brèches très développés. Le Malm est directement transgressif sur ces niveaux sans interposition de Dogger.

- Klippe de la Casse-Blanche

La coupe est malaisée à établir, la plus grande partie des affleurements étant disloqués, glissés sur la pente ou totalement éboulés. La stratigraphie, mètre par mètre, est donc impossible à reconstituer, mais on peut tout au moins s'en faire une idée d'ensemble.

- (1) A la base, la série débute par 6 à 8 m de calcaires vermiculés qui font normalement suite aux niveaux du Werfénien supérieur (schistes et dolomies). On y rencontre encore un banc continu de dolomies jaunes de 30-40 cm d'épaisseur.
- (2) Ce niveau (Virglorien) est alors surmonté de calcaires gris, grumeleux, où l'on retrouve encore certains aspects de calcaires à vermiculures, dont ils semblent représenter une stabilisation du régime de sédimentation.
- (3) C'est au-dessus que la série se montre le plus disloquée; l'épaisseur jusqu'à la base de la série lagunaire superposée doit en être de 150 à 160 m. D'une façon générale, elle apparaît très dolomitique et les zones siliceuses où les silèx y sont très fréquents, même dans les niveaux dolomitiques. La dolomie n'est pas toujours ici le fait d'un processus diagénétique, mais elle apparaît fréquemment comme une récurrence momentanée et périodique (?) de lithofaciès d'origine lagunaire (dolomie cryptocristalline

inorganique). L'hypothèse d'une tendance à l'émersion semble donc pouvoir être retenue pour chacune de ces phases de sédimentation dolomitique, mais ne correspond pas, à mon sens, à autant d'oscillations ou de "pulsations" de la plate-forme de sédimentation, mais simplement au fait que la subsidence progressive devait être plus lente que la sédimentation ; les apports comblant périodiquement le bassin, la mer du Virglorien, épicoon-tinentale, très peu profonde, devait à ces moments s'assécher en quelque sorte, laissant place à une sédimentation de type lagunaire inorganique, après quoi, reprenait le régime marin vrai.

- (4) Vers le tiers supérieur (?) de la série, semble-t-il, j'ai trouvé un niveau à petites granulations oolithiques, dolomitisées secondairement, et qui semble correspondre aux niveaux déjà décrits, par F. ELLENBERGER en Vanoise d'une part, et J. DEBELMAS, dans la nappe de Roche-Charnière, d'autre part.
- (5) La dernière phase d'émersion - régression finitriasique - n'est pas datée paléontologiquement. Nous estimerons, par analogie, qu'elle correspond, comme dans le Briançonnais, au Ladinien supérieur - Carnien. Elle se traduit par une alternance de dolomies à patine jaune et de trois passées d'argilites colorées bien visibles à distance. L'interprétation de ces niveaux ne peut faire de doute, ils semblent correspondre tout à fait aux horizons subbriançonnais de Rouanne-Basse et de Saint-Appolinaire. Ils se trouvent, à la Casse-Blanche, directement surmontés de niveaux rhétiens datés, indépendants lithologiquement.

Ils surmontent ici les niveaux lagunaires et bréchiques rencontrés en d'autres points de l'unité de Chabrières-Estaries, alors que leur présence, comme celle du Rhétien, y est exceptionnelle. C'est donc la seule coupe dans l'unité de Chabrières-Estaries où le passage du Trias au Rhétien est visible, soit que l'érosion en ait respecté les niveaux stratigraphiques, soit que la sédimentation ne se soit produite qu'ici.

2. Unité de la Fourche

Le Trias, nous le savons, y est inexistant.

CONCLUSIONS - INTERPRÉTATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

On ne peut pas se faire une idée complète du schéma de la sédimentation triasique des massifs exotiques de Chabrières, de La Pousterle et des Estaris. Mais la série scindée en deux, tangentielle au niveau des schistes versicolores, ne devait pas différer de toute autre série briançonnaise, à savoir qu'elle se complétait originellement à la base par un horizon de quartzites werféniens. Il n'y a d'ailleurs rien à ajouter sur l'idée que l'on se fait, à l'heure actuelle, de cette histoire stratigraphique et notamment celle de la mer du Virglorien et du Ladinien, épicon-
continentale et peu profonde, recouvrant une aire en subsidence où se dévelop-
paient des prairies d'algues, sinon qu'à la Casse-Blanche la sédimentation marine s'est trouvée fréquemment interrompue d'épisodes lagunaires passa-
gers.

L'âge de la régression qui lui fait suite (régime lagunaire inorganique avec dolomies et argilites) ne peut être ici précisé, mais elle se trouve suivie d'une émergence totale alors fréquemment accompagnée d'une érosion qui se traduirait par des ravinements et la formation de brèches à ciment rubéfié. On doit logiquement penser qu'une telle érosion a pu se poursui-
vre tant qu'a duré l'émergence, c'est-à-dire à Chabrières durant le Rhétien, le Lias, le Dogger et la base du Malm. On doit alors imaginer qu'elle n'a pas été considérable étant donné la faible quantité ou parfois l'absence totale de ces matériaux détritiques qui auraient pu normalement se former durant cette longue histoire où rien d'autre ne s'est produit.

L'émergence est donc accomplie, et ce n'est qu'au Malm que reprendra la sédimentation dans la zone de Chabrières.

Malgré sa position imprécise, l'affleurement de Trias supérieur de La Martinasse présente un grand intérêt, puisqu'il établit le plus sûr jalon de passage du subbriançonnais au domaine briançonnais. Dans l'un comme dans l'autre, l'annonce d'une émergence se traduit par un régime lagunaire (dans un cas argilites colorées, dans l'autre schistes, dolomies, argili-
tes). L'affleurement de Rouanne-Basse lui-même, traduit bien une semblable sédimentation. La continuité de l'un des domaines à l'autre, à cette époque finitriasique, semble donc être un fait acquis, malgré des modalités de détail variables. Il serait intéressant de connaître les niveaux subbrian-
çonnais inférieurs : le hiatus y serait peut-être plus considérable mais rien ne permet de l'affirmer, puisque des calcaires triasiques de type interne existent déjà dans le Subbriançonnais de La Martinasse. Seule peut-être une question d'épaisseur les différencierait, la subsidence vraie ne s'étant sans doute réalisée que dans le Briançonnais.

CHAPITRE II

-

LE RHETIEN

-

Le Rhétien n'avait jamais été identifié dans les unités briançonnaises exotiques de la bordure externe des nappes. On sait d'ailleurs son extrême rareté dans le Briançonnais proprement dit où W. KILLIAN le découvrit pour la première fois près du Villard de Saint-Crépin.

Il est inexistant dans les klippes de Chabrières, de La Fourche, de La Pousterle et du Forest des Baniols. Par contre, j'ai eu la bonne fortune, avec MM. R. BARBIER et J. DEBELMAS, de l'identifier de façon certaine en 1955 dans la série de la klippe de la Casse-Blanche, sur l'arête S.E. du sommet Drouvet. Mais, dès 1933, M. GIGNOUX et L. MORET, sans argument paléontologique, estimaient que le Rhétien devait se trouver représenté par les niveaux rouges que nous allons y décrire. Pour ces auteurs, ils constituaient un type de transition des schistes rouges du Trias sommital et du Rhétien du Morgon à ces mêmes étages, tels qu'on les rencontre dans le Massif de Peyre-Haute par exemple.

D E S C R I P T I O N

Les assises sommitales du Trias se trouvent ici surmontées d'une alternance de calcaires dolomitiques jaunes et d'argilites rouges et jaunes (3 passées) évoquant étonnamment la succession des niveaux subbriançonnais de Rouanne-Basse que D. SCHNEEGANS attribuait au Rhétien. Or, nous avons vu qu'à défaut de preuve paléontologique l'éventuelle appartenance de ces niveaux au Trias supérieur ou au Rhétien n'a pas grande signification et qu'il semble préférable de retenir simplement le fait qu'il s'agit d'un niveau d'émersion à la limite des deux étages.

Dans le cas présent, les choses semblent se présenter de façon différente et d'ailleurs plus claire.

En effet, la dernière passée d'argilites se trouve immédiatement surmontée d'une succession de calcaires en petites plaquettes à vermiculures gris sombre et enduit dolomitique jaune - de véritable lumachelles, de dolomies et calcaires dolomitiques jaunes à cassure noire et pâte fine. Ce type de sédimentation tranquille et fine en petits lits de quelques centimètres fait parfois brutalement place à des lits de quelques millimètres ou centimètres de calcaires dolomitiques criblés de débris d'Echinodermes, articles, tiges et pinnules de Crinoïdes, Pentacrines, etc... Ces divers débris, jointifs, enchevêtrés, apparaissent en relief, en-glus dans un enduit jaune d'aspect terreux. Sur la crête faîtière même, certains niveaux dolomitiques sont, par place, vivement colorés d'une teinte rouille, sans doute en relation avec des venues ferrugineuses hydrothermales sous-marines.

C'est dans les bancs à débris d'Echinodermes que nous avons trouvé plusieurs exemplaires bien conservés d'Ophiures dans lesquels nous avons décrit deux espèces nouvelles :

- . *Ophiolepis estarensis*
- . *Ophiura* (*Ophioglypha*) (?) *estarensis* * .

Ces assises rhétiennes forment, sur 300 m environ, la crête faîtière de la Casse-Blanche au S.E. du sommet Douvet. Leur pendage, conforme à la pente, est d'environ 30-35° vers le N.E. C'est d'ailleurs là une limite d'érosion et l'on ne peut savoir si le Lias était représenté dans cette unité.

I N T E R P R E T A T I O N

Il ressort de l'analyse de cette coupe qu'il se produit à la limite argilites-calcaires vermiculés et lumachelles, un brusque changement du type de sédimentation et des lithofaciès. Succédant à un épisode lagunaire, la reprise du régime marin se fait d'emblée par des niveaux datés, sans doute possible, du Rhétien. Il apparaît alors judicieux, à défaut d'argument paléontologique dans les niveaux antérieurs au Rhétien daté, de paralléliser changement d'époque et changement de type lithologique. De ce fait, on se trouve conduit à considérer, dans le cas particulier, l'alternance dolomies-argilites comme contemporaine de la période finitriasique. C'est ce que nous avons admis dans l'unité de La Martinasse et à Saint-Appolinaire. Nous retombons ainsi sur la remarque déjà faite précédemment que, si l'on admet avec D. SCHENNGANS un âge rhétien pour les niveaux de Rouanne-Basse, le type lithologique alterné dolomies-argilites n'a pas de valeur stratigraphique déterminante, mais ne représente qu'un faciès développé, suivant les régions, soit au Trias supérieur, soit au Rhétien.

* Voir R. BARBIER, J. DEBELMAS et M. LATREILLE, 1956

La sédimentation rhétienne est particulière à la klippe de la Casse-Blanche. Elle est donc accidentelle dans l'unité de Chabrières-Estaries à laquelle j'ai rattaché cette klippe. Il faudrait donc, à l'extrémité septentrionale de cette unité, imaginer un petit bassin de sédimentation localisé comme semble l'être le Rhétien de la région du Villard de Saint-Crépin et de la Roche-de-Rame dans la nappe de Peyre-Haute.

La superposition tangentielle de la klippe de la Casse-Blanche sur celle du Forest des Baniols, où le Rhétien n'est pas représenté, peut aussi faire considérer la série de la Casse-Blanche comme un relais plus interne de l'unité de Chabrières-Estaries proprement dit. C'est également possible. Quoiqu'il en soit, le Rhétien, sous quelque forme que ce soit, est également absent de l'unité de Roche-Charnière que j'estime immédiatement contiguë à l'Est. Ce n'est que très à l'E., dans la nappe de Peyre-Haute, que nous retrouverions du Rhétien d'ailleurs sous des faciès manifestement différents, et l'hypothèse d'une origine aussi interne me paraîtrait bien fragile et surtout absolument pas nécessaire.

Dans l'ensemble de l'unité de Chabrières-Estaries, le hiatus de sédimentation est total, non seulement au Rhétien et au Lias, mais de l'époque finitriasique au Malm (marbre de Guillestre et calcaire blanc). Parfois même, nous le verrons, celui-ci est à peine représenté à la base des formations néocrétacées.

Cette longue histoire est inconnue, il n'en subsiste que de rares traces, et laisse le champ libre à toutes les hypothèses d'émersion totale avec omission de sédimentation, régime marin avec sublation, ou bien encore sédimentation réduite ou non, suivie d'érosion sous-aquatique ou aérienne. Nous avons vu, cependant, qu'une telle émersion suivie de l'altération continentale (brèches à ciment argileux rubéfié) s'est produite de façon certaine à La Pousterle et en certains points du Massif de Chabrières, immédiatement à la fin du Trias. La formation de ces niveaux détritiques nous paraît contemporaine, nous le savons, de la phase lagunaire finitriasique et de la sédimentation rhétienne de l'extrémité N. de l'entité paléogéographique de Chabrières-Estaries. Mais que s'est-il passé par la suite, antérieurement au dépôt de la formation noduleuse de Guillestre?

CHAPITRE III

LE DOGGER

Son absence dans la klippe de Chabrières a été reconnue de tout temps par les observateurs successifs, et du jour où le Trias y fut identifié, le contact direct de la formation noduleuse de Guillestre sur celui-ci ne pouvait prêter à discussion.

Par contre, les contours de la deuxième édition de la feuille Gap mentionnent du Dogger à la klippe de La Pousterle entre Trias et Malm. J'ai noté que ce Bathonien était ici inexistant.

Dans les klippes septentrionales (région des Estaris) le Dogger est également absent.

Je l'ai retrouvé au contraire dans une unité tectonique qui n'avait pas été reconnue : la klippe de La Fourche superposée mécaniquement à la série de l'Oucane (klippe de Chabrières)*.

DESCRIPTION

Le Dogger représente le niveau stratigraphique de base de la série de La Fourche**. Il repose mécaniquement sur les calcschistes néocrétacés de l'Oucane.

Son épaisseur n'est jamais considérable (6-8 m environ). Il est lité en petits bancs de quelques décimètres, puis vers le haut devient plus compact. Il passe progressivement, en effet, sans transition à un calcaire

* Voir M. LATREILLE, 1955

** Ce qui pose d'ailleurs le problème de son décollement. S'est-il produit au niveau d'un Dogger schistoïde de type "Dogger charbonneux" comme dans certains secteurs briançonnais?

vaseux que j'ai rattaché au Malm.

Il se présente parfois aussi sous forme de petites plaquettes plus ou moins schistoïdes à cassure noire.

La base en est microbréchique et bréchique à débris dolomitiques jaunes de quelques millimètres. Ce niveau renferme, en outre, des fragments ligniteux qu'il paraît tout naturel d'assimiler au Dogger charbonneux.

Le faciès le plus courant est celui d'un véritable calcaire lumachellique à patine grise et cassure noire, très riche en débris organiques, le plus souvent formés aux dépens de tests de Lamellibranches et de Brachiopodes. Certains de ces organismes peuvent être entiers, en particulier des Rhynchonelles avec l'espèce bathonienne Rhynchonella hopkinsi, des Pecten et des Limes. J'y ai trouvé également un petit Gastropode turriculé (Nérinée). Cette association de faune est certainement bathonienne. Par place, le calcaire peut être oolithique.

I N T E R P R E T A T I O N

J'ai précédemment admis l'origine briançonnaise de l'unité de La Fourche*. Un tel faciès lui est donc spécifique et suppose une zone de sédimentation indépendante de l'unité de Chabrières-Estaries. Lui étant superposée tangentiellement, il semble logique d'imaginer pour elle une origine plus interne, en fonction de quoi j'ai imaginé**l'existence d'un étroit (?) sillon de sédimentation à l'E. du haut-fond émergé de Chabrières et précédant la "Cordillère de Roche - Charnière". La submersion sera ici continue jusqu'au Néocomien et la sédimentation tranquille (d'abord néritique au Dogger) qui la caractérisera ne sera pas sans évoquer celle envisagée par J. DEBELMAS et M. LEMOINE dans des régions plus orientales du Briançonnais et étroitement localisée dans de petits bassins ou sillons immergés et protégés des érosions aériennes ou sous-aquatiques propres aux crêtes interposées. Cette idée, en tout cas admise par ces auteurs pour la période néocomienne, me paraît ici valable pour le Jurassique moyen, vis-à-vis sinon de Roche-Charnière, où le Dogger peut se trouver représenté, du moins de Chabrières - La Pousterle - Les Estaries où il est toujours absent.

De plus, l'absence de Bathonien à Chabrières confirme, à mon sens, l'indépendance de cette unité, non seulement par rapport à Roche-Charnière, mais vis-à-vis des témoins rattachés par D. SCHNEEGANS en Ubaye à sa digitation d'Escouréous et dont il faisait justement une "cordillère de Chabrières - Escouréous". Outre que le raccord d'une rive à l'autre de la Durance de témoins fragmentaires appartenant pour lui à une même unité exotique morcelée me semble hasardée (il semble que la règle des festons - M. GIGNOUX - se relayant latéralement soit de beaucoup plus

* Voir M. LATREILLE, 1955

** Voir M. LATREILLE, 1956

satisfaisante), la présence dans les lambeaux d'Escouréous d'une série quasi-continue du Trias au Flysch, avec sédimentation du Bathonien, du Callovien et du Néocomien, absents à Chabrières ou à La Pousterle, conduit à opposer une aire de non dépôt (émersion ou déreption, suivant les époques) au N. de la Durance (Chabrières-Estaries) à une zone de sédimentation beaucoup plus complète en Ubaye (Escouréous). Ce qui paraît alors imposer la dissociation en deux de cette entité paléogéographique imaginée par D. SCHNEEGANS. Rattacher dès lors l'unité d'Escouréous à la cordillère de Roche-Charnière ne me semble plus avoir guère de sens, sinon que, structuralement, la première correspond originellement, de façon certaine, au front externe des nappes briançonnaises en position exotique, alors que la seconde apparaissait (avant l'individualisation des unités de Chabrières et de La Fourche) comme le témoin le plus externe, en position allochtone, de ceux restés solidaires des unités contiguës à l'E. (nappe de Champcella). Mais, dans son prolongement méridional et au-delà de la Durance, n'y aurait-il pas relais en feston de la Cordillère de Roche-Charnière?

CHAPITRE IV

LE MALM

HISTORIQUE

En 1885, DAVID MARTIN, Conservateur du Musée de Gap, attribuait, sans argument paléontologique, à l'Oxfordien, les grands bancs calcaires horizontaux de l'Oucane de Chabrières.

Charles LORY, après avoir attribué la formation noduleuse de Guillestre au Lias, la classa par la suite dans l'Oxfordien (1883). Plus tard (1893), W. KILLIAN en fit du Tithonique à la suite de la découverte de certaines faunes d'Ammonites, Bélemnites, Pygope, etc... Il fit encore de nouvelles découvertes du même ordre et, quelques années plus tard, il publia, en collaboration avec REVIL, une monographie faisant état des faunes briançonnaises connues à cette époque (1908). Ils complétaient notamment la liste concernant les calcaires du Malm grâce à la révision d'Ammonites découvertes par GORET dans les calcaires à faciès Guillestre de la région de Chorges, éboulés du Massif de Chabrières.

Par la suite, F. BLANCHET (thèse) devait revenir sur ces déterminations et estimer que les calcaires amygdalaires de Guillestre devaient correspondre à une série continue de l'Oxfordien au Kimméridgien inclusivement, tandis que seule la corniche de calcaires blancs superposés représentait le Tithonique.

La présence à Chabrières du faciès rose de Guillestre est connue de longue date (GORET déjà, qui y découvrit des fossiles, puis HAUG, etc...). Pour E. HAUG d'ailleurs, la klippe tout entière était formée de Malm sous divers faciès (outre le calcaire du Guillestre). A la Pousterle également, le Malm fut reconnu mais il semble que l'importance en ait été exagérée. La remarque est d'ailleurs valable pour les klippes des Estaris (voir feuille Gap, deuxième édition) où le Malm est en réalité à peine représenté.

GENERALITES

Ce n'est véritablement qu'à Chabrières (Oucane) que le faciès de Guillestre est bien représenté. Peu à peu déjà il disparaît dans la partie N.W. de la klippe, et à La Pousterle sa présence n'est que sporadique. Le Malm est ici représenté par le seul faciès des calcaires blancs tithoniques qui, dans les cas extrêmes, arrivent à manquer totalement. Le marbre de Guillestre est également inconnu dans la klippe du Forest des Baniols. Il n'y subsiste que quelques mètres de Malm blanc. La série de la klippe de la Casse-Blanche cessant (pour des raisons tectoniques) avec le Rhétien, le Malm y est inapparent. Enfin, dans l'unité de La Fourche, c'est un faciès de calcaires à zones siliceuses qui représente le Jurassique supérieur.

De façon rigoureuse, le Malm de l'unité de Chabrières-Estaries repose toujours directement sur le Trias sans interposition de Bathonien, de Lias ou de Rhétien. Ce contact se fait tranquillement, en parfaite concordance : il n'y a pas trace de fond-durci au toit de la plate-forme triasique qui, spécialement à l'Oucane, se montre pratiquement inaltérée (ce n'est pas le cas de La Pousterle ou dans la partie N.W. de la klippe de Chabrières).

Nulle part, on ne peut observer une discordance, aussi faible soit-elle, entre les deux formations en contact, et la reprise de sédimentation (transgression), sur une surface tabulaire quasi-inchangée depuis la rupture de sédimentation, reste, à mon sens, l'un des problèmes les plus irritants de l'histoire de ce secteur du pays briançonnais. Les mouvements du sol suivis d'émersion, admis de façon générale à partir du Ladinien terminal ("première pulsation" de M. LEMOINE - "Renversement de subsidence" de F. ELLENBERGER, etc...) supposent un mécanisme d'ensemble, régional qui, dans ses modalités, nous échappe et dont on doit constater QU'IL NE S'EST PAS TRADUIT PAR LE BOULEVERSEMENT DE LA PLATE-FORME FINI OU POST-TRIASIQUE. J'envisage plus spécialement ici le cas de la zone de Chabrières, mais la remarque est, semble-t-il, valable pour plusieurs points du Briançonnais, la découverte par J. DEBELMAS et M. LEMOINE d'une discordance angulaire entre Trias et Rhétien dans le Massif de Peyre-Haute vaut précisément d'être signalée pour son caractère exceptionnel. Si elle permet d'invoquer dans une certaine mesure l'idée de manifestations dynamiques dans certaines parties internes du Briançonnais, le redépôt après lacune, sur une surface laissée topographiquement sinon intacte (brèches continentales, ravinements, etc...), du moins quasi-plane, après son émersion et après la très longue période correspondant aux Rhétien, Lias, Dogger et Malm inférieur, semble infirmer, en tout cas, l'idée d'une paléo-orogénèse vraie. A Chabrières, la transgression se fait au Malm, mais dans le Briançonnais les caractères de la transgression bathonienne*, lorsqu'elle a lieu, paraissent assez identiques, c'est-à-dire que la mer du Dogger a envahi une aire émergée érodée (brèches continentales, sidérolithiques), mais beaucoup plus voisine d'aspect d'un plateau calcaire horizontal et lapiazé que d'une surface topographiquement accidentée de crêtes, falaises et vallées (conformes ou non à une structure en

* "Générale" dans le Briançonnais, pour M. LEMOINE. En fait, je ne pense pas que, pas plus que le Rhétien ou le Lias, le Dogger ne se soit déposé à Chabrières. On imaginerait mal, en tout cas, une érosion qui aurait parfaitement décapé de façon régulière et sélective le seul Dogger (suivant un plan horizontal) et surtout que les résidus de cette ablation ne se retrouvent nulle part, soit sous forme de brèche à la base du Malm, soit de produits de lessivage dans un karst sous-jacent, par exemple.

flexures). A l'appui de cette vue, il faut bien remarquer, que, d'une façon générale dans le Briançonnais, les érosions (éboulis fossiles, apports de matériaux détritiques comblant des bassins, etc...) sont rarement considérables et sans doute même assez exceptionnels, quelles que soient les époques (brèche de la Madeleine néocrétacée par exemple*).

1. Unité de Chabrières - Estaris

● KLIPPE DE CHABRIERES

C'est dans le plateau lapiazé de l'Oucane de Chabrières que nous ferons la coupe **.

Le Mal repose donc en concordance sur le Trias; pas de fond-durci, ravinements tout à fait minimes et pour ainsi dire inappréciables.

La coupe en est la suivante :

a. A l'angle W. de l'Oucane de Chabrières (Serrière de La Fourche).

De bas en haut :

- | | | |
|-----|---|---------|
| (1) | Dolomies beiges du Trias. | |
| (2) | Calcaire grumeleux blanc à pâte claire
et vaseuse | 2 - 3 m |
| (3) | Calcaire amygdalaire rosé de Guillestre | 2 - 3 m |
| (4) | Calcaire amygdalaire blanc, terme de
passage au niveau suivant | 2 - 3 m |

* Ces quelques remarques rejoignent le problème fort complexe des "cordillères" et "sillons de sédimentation" en tant que "paléo-reliefs" temporaires affectés d'un état d'activité tectonique" (J. DEBELMAS, 1957). Je ne veux pas à nouveau discuter ici le problème, mais seulement attirer l'attention sur le paradoxe de l'APPARENTE CONTINUITE, SANS DISHARMONIE GEOMETRIQUE MALGRE LACUNES, des termes de la série de Chabrières par exemple, considérée comme unité structurale de type "cordillère", douée au cours des temps géologiques de "mobilité" tectonique.

** "Oucane" est un terme de dialecte local qui signifie ocre rouge, faisant naturellement allusion à la couleur rouge du marbre de Guillestre.

- (5) Calcaire blanc compact, à cassure fine et claire. Son épaisseur est inestimable, la coupe ne semblant pas complète vers le haut.

b. Au S.E. de la Maït, à l'aplomb du "Banc dou Méné" *.

Le contact se fait ici par l'intermédiaire d'un calcaire blanc, parfois grumeleux et peu schistoïde ou au contraire compact et d'aspect tithonique. Dans ce dernier cas, il y a donc analogie avec la coupe précédente. Le contact se fait sur les dolomies beiges (avec brèches par intrusion et éclatement) de la partie sommitale du Trias.

La coupe en est alors la suivante :

- (1) Marbre de Guillore amygdalaire rosé, avec passées "décolorées" 4 - 6 m
- (2) Calcaire amygdalaire blanc. La décoloration de (1) à (2) se fait progressivement.
- (3) Calcaire blanc, compact - sans doute plus de 8 - 10 m - la surface du lapiaz qu'il constitue est généralement une limite d'érosion.

A proximité de la grande faille qui coupe en deux l'Oucane ("La Grande Crevasse" de E.A. MARTEL), la coupe semble différente. Un calcaire grumeleux très coloré (rouge) à tendance faciès Guillore (80 cm - 1 m) repose directement sur les dolomies du Trias et se trouve surmonté d'une lentille allongée de quelques mètres et de 10 à 15 cm d'épaisseur de schistes rouges. Le niveau calcaire correspond au Malm, mais les schistes rouges ne sont pas jurassiques, leur microfaune est typiquement Eocène inférieur : grosses Globigérines, à test épais et perforé, Globorotalia, Rotalidés, etc... La série qui vient alors est la série jurassique décrite plus haut. L'hypothèse d'un contact tectonique entre les deux formations me paraît inadmissible dans le cas présent. Se faisant tangentiellement, il supposerait que l'ensemble du Malm de l'Oucane repose par ailleurs mécaniquement sur le Trias sous-jacent. L'hypothèse la plus vraisemblable me semblerait alors celle de sédiments paléocènes infiltrés dans le réseau d'un karst jurassique au moment de la reprise de sédimentation des marbres en plaquettes, puis tranquillement déposés dans une poche au coeur de la formation jurassique dont la surface ne se trouvait guère qu'à 10 ou 15 m au-dessus de cette lentille **.

* Voir E.A. MARTEL, LA MONTAGNE, Novembre 1906. La Maït signifie le "pétrin"; Banc dou Méné "le Mur du Banc". C'est la falaise qui limite le lapiaz de l'Oucane proprement dit du côté du N.W.

** On sait que Madame Y. GUBLER-WAHL a décrit des choses analogues dans le cirque de Restefond (1953)

Lithologie - Micrographie - Interprétation paléocéanographique de ces lithofaciès.

- (1) Les calcaires grumeleux blancs de la base de la série se présentent lithologiquement comme des niveaux de fausses brèches de remaniement in situ d'une vase pélagique (calcaire sublithographique) qui, en lame mince, possèdent l'aspect cryptocristallin d'une pâte tithonique. Elle contient d'abondants Radiolaires, des Globochaete, de nombreux débris de Sacocomidés, des plaques d'Echinodermes, des sections de petits Gastropodes et d'Ammonites, etc... Je n'y ai pas trouvé de Calpionelles, ni de microfaunes. Par place, le calcaire devient compact et perd son aspect noduleux.
- (2) Le faciès amygdalaire de Guillestre a déjà été fréquemment décrit et étudié. On sait qu'il se présente comme un calcaire noduleux, le plus souvent coloré en rouge (pratiquement jamais vert à Chabrières) et qu'il est en général interprété comme une pseudo-brèche (F. BLANCHET, G. LUCAS, etc...).

En fait, une chose frappe dès l'abord, c'est la dualité apparente qui existe entre la nature lithologique des "nodules" et celle de la "gangue" qui les réunit, caractère encore accusé au microscope. En lame mince, en effet, on voit très nettement que les éléments noduleux (en général assez homogène) à pâte finement cristallisée ou cryptocristalline, très riches en Radiolaires, Sacocomidés, débris d'Echinodermes et sections de Lamellibranches, Gastropodes et Ammonites, constituent dans l'ensemble de la roche le SEDIMENT NORMAL DE NATURE PELAGIQUE dissocié par remaniement intraformationnel et dont les éléments ont été noyés dans un "LIANT" D'ORIGINE DIFFERENTE. Celui-ci argileux, à texture orientée, fluidale (qui souligne grosso-modo la stratification) est toujours fortement pigmenté par de l'oxyde de fer. Le contact entre "nodules" et "gangue" se fait comme l'a très bien noté G. LUCAS, par de fines indentations microstylolithiques (en relation avec la compaction de la roche) toujours très colorées et qui, parfois, s'épaississent et s'anastomosent. Dans certains cas même, de fins prismes de calcite, orthogonaux au contact, envahissent ces joints.

On doit donc penser qu'au cours de la sédimentation, il y a eu interférence de deux apports de type lithologique différent qui ont coexisté, celui d'origine terrigène (interprété généralement comme résultant du lessivage de sidérolithique formé avant la transgression) perturbant la sédimentation normale de la vase pélagique qui a pu se colorer elle-même légèrement. La présence, par place, dans la série de l'Oucane de calcaire du type décrit précédemment (niveau 1) semble

confirmer cette hypothèse. Il correspond, en effet, exactement, macroscopiquement et microscopiquement, au type lithologique des nodules du faciès de Guillestre. La différence est, qu'il est compact, homogène, dénotant une sédimentation sinon toujours calme (niveaux de pseudo-brèches grumeleux) du moins uniforme, c'est-à-dire où n'intervenait qu'un seul type d'apport. Superposé à ce niveau, le faciès de Guillestre semble seulement correspondre à la perturbation sur place de ce premier type lithologique par un deuxième type d'apport contemporain mais de nature et d'origine différentes.

Or, de la même façon, on sait qu'il existe dans le Briançonnais, des chistes rouges associés au marbre de Guillestre (autrefois confondus avec les couches rouges néocrétacées), qui présentent le même aspect microscopique (fort bien décrit naguère par L. MORET et F. BLANCHET, 1924 b) que le "ciment" réunissant les nodules calcaires. Dissociés, ils représentent donc le deuxième élément à l'origine du faciès et leur association à la phase calcaire se fait par une sorte de "diffusion", de distribution irrégulière, dans le sédiment pélagique, la phase terrigène enrobant des amygdales calcaires. D'une façon générale, d'ailleurs, et suivant les quantités respectives des deux apports, il semble que l'on puisse avoir des intermédiaires entre les deux types lithologiques extrêmes - schistes rouges et calcaires homogènes - la terme moyen de correspondant au faciès de Guillestre. Le processus même de l'interférence des deux phases est difficile à saisir, il est en tout cas vraisemblable que des courants même faibles (mais suffisants pour permettre le transport de matériel sédimentaire) et des glissements sous-marins y participent à l'origine, donnant à la roche son aspect général souvent orienté et, plus encore, à la "gangue" sa texture fluidale. De façon sûre, en effet, c'est la partie colorée qui représente le matériel d'apport en milieu pélagique. Cette idée d'une double sédimentation infirme, à mon sens, celle d'une véritable pseudo-brèche où "gangue" et éléments correspondant à la remise en mouvement de matière calcaire accompagnée parfois de recristallisation, D'UN SEUL ET MEME SEDIMENT, par migration de solution d'imbibition (remaniement vrai) *.

Ajoutons que pour G. LUCAS, ce genre de formation (Ammonotico rosso s. l.) paraît habituellement lié à une sédimentation de seuils sous-marins relativement profonds ou à la crête bordière de talus continentaux, et que, d'une manière générale, la compaction de la roche a occasionné une forte réduction stratigraphique (ce qui cadrerait bien avec le fait qu'il s'agit ici d'une formation où les faunes de plusieurs étages se trouvent représentées).

* C'est le cas pour les fausses brèches du Tithonique ou du Berrias des faciès dauphinois et vocontien auxquelles F. BLANCHET comparait précisément le calcaire de Guillestre.

Comme mes prédécesseurs, je n'ai jamais trouvé de micro-faunes caractéristiques d'un niveau déterminé (absence de Calpionnelles notamment).

J'y ai, par contre, rencontré quelques mauvaises traces de Bélemnites et d'Ammonites indéterminables et, à l'Oucane de Chabrières, une très grande Ammonite (30 cm de diamètre), malheureusement très usée, peut-être du groupe des Périssphinctidés (?).

C'est dans un éboulis des marbres de Guillestre de l'Oucane de Chabrières, sur le versant de Chorges, que E. GORET récolta naguère un certain nombre d'Ammonites, plus tard déterminées et certaines figurées par W. KILIAN et J. REVIL, puis revues ultérieurement par F. BLANCHET. Ce sont :

- . Lytoceras cf. quadrisulcatum d'Orb.
- . Phylloceras serum Opp.
- . Phylloceras Kochi Opp.
- . Sowerbyceras cf. Loryi Mun. Chalm.
- . Lissoceras elimatum Opp.
- . Haploceras carachteis Zeuschn.
- . Waagenia hybonota Opp.

Ces formes seraient plus spécialement du Kimméridgien supérieur et du Tithonique, ou en tout cas d'un Jurassique supérieur très élevé. Mais l'intérêt en est diminué étant donné que le niveau dans la série lithologique est inconnu. Elles ne semblent d'ailleurs pas très caractéristiques, à part peut-être Waagenia hybonota Opp. déjà signalée dans le Kimméridgien de certaines régions, et en tout cas pas spécifiquement tithoniques.

L'âge des marbres de Guillestre, déjà longuement discuté, ne semble donc, pas plus à Chabrières que dans le Briançonnais, commode à trancher de façon sûre. F. BLANCHET s'appuyant sur un certain nombre d'observations et déterminations arrivait à la conclusion qu'ils devaient représenter une série continue allant de l'Oxfordien ou de l'Argovien au Kimméridgien inclusivement. L'absence de Calpionnelles semblerait en exclure effectivement le Tithonique. La limite inférieure paraît plus imprécise encore, la transgression argovienne généralement admise dans le Briançonnais, par analogie de faciès (schistes rouges "argoviens" des Préalpes médianes), n'est en tout cas nulle part prouvée paléontologiquement et surtout à Chabrières où le niveau de transgression sur les dolomies triasiques évoque, au contraire, déjà beaucoup plus par son faciès des affinités tithoniques (faciès pélagique sublithographique).

- (3) Le faciès des calcaires blancs qui couronnent la série est plus commode à dater étant donné la présence de Calpionelles.

Ce sont des calcaires à patine blanche, à cassure gris-clair, sublithographiques, très comparables au Tithonique des faciès subalpins. Leur base est encore rosée et grumeleuse et le passage au faciès de Guillestre semble très progressif et continu.

C'est dans un tel faciès, on le sait, qu'ont été trouvées en quelques points du Briançonnais de belles faunes d'Ammonites tithoniques : Col du Lauzon et Pic de Balard (F. BLANCHET).

Au microscope, la pâte finement cristallisée ou cryptocristalline se montre très riche en Radiolaires, en débris d'Echinodermes, d'Aptychus, d'Ammonites. Les Globochaetes y sont très bien représentés, ainsi que les débris (articles et plaques) de Crinoïdes pélagiques du genre Sacoccoma agassiz. Ces fragments d'organismes monocristallins en calcite qui s'éteignent en un seul temps, il semble bien que L. MORET et F. BLANCHET déjà, les aient nettement individualisés dans les schistes rouges du Malm ou dans le ciment rouge des Marbres de Guillestre, en soupçonnant qu'il devait s'agir de débris de Crinoïdes. Pour ces auteurs, la présence de ces corps, à l'époque encore indéterminés, s'avérait "suffisamment constante et caractéristique pour que l'on ne puisse pas confondre, au microscope, les schistes jurassiques et les schistes crétacés à Rosalines".

C'est à cela sans doute que D. SCHNEEGANS faisait également allusion lorsqu'il parlait de la présence de "plages de calcite blanches très spéciales" dans les calcaires à Calpionelles de l'écaille du Peyron au-dessus des Thuiles, en Ubaye.

Ultérieurement, B. TISSOT, dans les Massifs des Cerces et du Galibier paraît être le premier à les avoir interprétés dans le faciès des calcaires blancs des zones intraalpines.

Ceux, très abondants, que j'ai trouvés dans le Malm de l'Oucane de Chabrières et représentés ci-contre (fig.4), semblent tout à fait comparables à ceux dessinés par R. VERNIORY, mais dont la provenance est bien différente.

Les Calpionelles ne sont pas très abondantes dans l'Oucane de Chabrières. Elles correspondent aux deux formes : C. alpina et C. elliptica. Je n'y ai pas trouvé d'associations de faunes berriasiennes. Comme mes prédécesseurs, j'estime donc que ces calcaires représentent le Tithonique exclusivement, mais il serait intéressant d'étudier statistiquement ce faciès dans l'ensemble du Briançonnais, afin de savoir s'il n'y aurait

pas, tout au moins par place, passage continu au Berrias; cela parce que dans les sillons de sédimentation contigus, la sédimentation des calcaires à zones siliceuses semble englober compréhensivement, tant le Néocomien que le Tithonique. A Piolit même, nous avons vu une chose analogue.

c. A L'W. des Châlets de Vaucluse : extrémité N. de la klippe de Chabrières.

La coupe est ici sensiblement différente et semble annoncer la série lacunaire de La Pousterle. Le Malm en est souvent absent ou représenté seulement par un curieux faciès d'aspect pseudo-bréchoïde différent du calcaire de Guillestre, où les parties calcaires à pâte rouge apparaissent, au microscope, très riches en débris d'Echinodermes (Encrines) et petites Globigérines de type jurassique. La pâte en est fine et évoque celle d'une vase pélagique (de type Guillestre ou Tithonique). Je n'y ai pas trouvé de Calpionelles. Par contre, les parties calcaires se trouvent en quelque sorte cimentées par une trame schistoïde également rubéfiée, plus ou moins diffuse, et passant latéralement en quelque sorte au calcaire. On y retrouve les mêmes Globigérines et quelques Calpionelles (C. alpina). Ce faciès est donc tout à fait particulier. Il semble correspondre au Tithonique si les faunes qu'il contient ne sont pas remaniées. Les éléments calcaires simulant l'aspect de blocs émoussés sont de grande taille (plusieurs mètres cubes) et l'ensemble forme un niveau de plusieurs mètres d'épaisseur notamment à la Pyramide Signal 1952,2 m, où il repose directement sur les formations triasiques ou posttriasiques (brèches continentales à ciment rubéfié).

L'interprétation de ce faciès est délicate. On peut évidemment penser à le rapprocher, par certains côtés, au marbre de Guillestre. Il est évident que l'origine pélagique leur est commune mais ici les apports terrigènes sont absents. Quoiqu'il en soit, ce faciès correspond à une sédimentation perturbée avec remaniement sur place du sédiment en cours de dépôt. Il est aussi possible que le calcaire corresponde à une vase déposée antérieurement à l'époque tithonique et reprise à cette époque où se serait plus spécialement développée la sédimentation des calcschistes.

Le passage de cette coupe à la précédente (série de l'Oucane) est difficile à saisir, mais il semble particulièrement rapide.

● KLIPPE DE LA POUSTERLE

La coupe du Malm est incomplète. Il peut même, le plus souvent, manquer totalement. Les calcschistes néocrétacés reposent alors directement sur une surface triasique très corrodée.

Le faciès Guillestre est encore sporadiquement représenté et forme sur le flanc S.E. de La Pousterle de minces lentilles entre Trias et Crétacé supérieur. Mais le plus souvent, seul subsiste un peu de calcaire blanc (quelques centimètres), lui-même extrêmement érodé et raviné puisque, par place, il ne semble plus former qu'une sorte d'enduit à la surface des formations triasiques. C'est le cas au N.W. de Clot l'Echaou où il se trouve couronné d'une pellicule de quelques millimètres d'un hard-ground ferrugineux et siliceux qui renferme déjà des microfaunes sénoniennes.

On peut évidemment se demander, si les dépôts ont eu lieu normalement puis, par la suite érodés (en milieu aérien ou sous-aquatique), ou si la sédimentation ne s'est traduite que par quelques centimètres ou décimètres d'apports.

La présence de calcaires blancs renfermant des Calpionelles DIRECTEMENT EN CONTACT SUR LE TRIAS semble indiquer que la formation amygdalaire de Guillestre ne s'est pas déposée antérieurement ou que son ablation s'est faite au fur et à mesure de la sédimentation. Cette érosion était donc sous-marine (action mécanique des courants) et il y a tout lieu de penser qu'elle a pu se poursuivre après la fin du Jurassique puisqu'aucun dépôt ne s'est fait avant le Crétacé supérieur. Dès le Malm, à La Pousterle, le régime marin s'est donc trouvé perturbé, en opposition avec la sédimentation parfaitement stable et tranquille de la série de Chabrières. La réduction des apports à La Pousterle, ou leur suppression totale, nous introduit à la sublution anté-sénonienne et, puisqu'au Malm elle s'est produite en milieu sous-marin, il n'y a guère de raison d'envisager par la suite une émergence puis une érosion en milieu aérien. La présence d'un fond-durci au toit des formations jurassiques semble au contraire confirmer l'idée d'une condensation stratigraphique en milieu sous-marin. Nous rejoignons ici la notion de submersion continue, avec absence de dépôt du Malmaux marbres en plaquettes, envisagée déjà par J. DEBELMAS et M. LEMOINE, en d'autres points du Briançonnais.

● KLIPPE DU FOREST DES BANIOLS

Le Malm fait directement suite, ici également, aux dolomies et brèches fini-triasiques. Le marbre de Guillestre n'y est pas représenté. Au contraire, le faciès n'est pas sans analogie avec les calcaires à zones siliceuses connus dans certains sillons de sédimentation, tels celui de Champcella. Ce sont des calcaires blancs, à silex ou zones siliceuses grises ou beiges, qui soulignent la stratification et dont l'épaisseur totale ne dépasse

jamais 6 à 8 m. Ils sont d'ailleurs très recristallisés, vraisemblablement par action tectonique.

Ils paraissent, par place, légèrement ravinés et couronnés d'un fond-durci mal caractérisé sur lequel reposent directement les marbres en plaquettes.

Le calcaire, très recristallisé, est peu favorable à l'étude microscopique. Il contient cependant des Radiolaires, des Sacocomidés et peut-être quelques Calpionelles (?).

Comme précédemment, il y a donc lacune totale des niveaux postérieurs au Trias, mais on ne peut dire à quelle époque s'est produite la transgression (Argovien ?). Vers le haut de la formation, au contraire, il ne serait pas impossible que le faciès englobe le Berrias et le Néocomien. C'est, en tout cas, ce qui est admis pour un semblable faciès, en certains points du Briançonnais.

● KLIPPE DE LA CASSE-BLANCHE

Le Malm n'y est pas représenté. La série cesse, on le sait, avec le Rhétien, mais c'est là une limite tectonique.

2. Unité de la Fourche

Il n'y a pas trace d'émersion ou de rupture de sédimentation du Dogger au Malm. La sédimentation semble, au contraire, tout à fait continue de l'un à l'autre avec seulement changement assez brusque (en quelques millimètres ou centimètres) du type lithologique, mais à une époque qu'il est impossible de préciser de façon nette. L'individualité de la zone de sédimentation de La Fourche avec submersion continue est donc fortement accusée vis-à-vis de la série de Chabrières ou, simultanément, se produisait une longue émersion.

Le faciès est ici représenté par un calcaire blanc, à pâte fine, avec quelques zones siliceuses et qui, au microscope, se montre très riche en Radiolaire et Sacocomidés; vers le sommet, apparaissent quelques Calpionelles tithoniques.

A son toit se produit une rupture de sédimentation puisqu'il se trouve couronné de fonds-curcis ferrugineux et phosphatés sur lesquels reposent directement des calcaires en plaquettes à Bélemnites et Aptychus (Néocomien).

CONCLUSIONS - INTERPRETATION

A défaut d'argument positif, j'admettrais avec certaines réserves, à la suite de mes prédécesseurs, l'idée d'une submersion des unités briançonnaises dès l'Argovien.

Comme au Dogger, nous retrouvons du point de vue paléogéographique les deux mêmes unités contigues dont l'indépendance est nettement caractérisée.

- A l'W., le relief émergé de Chabrières-Estaries où ne s'est produite aucune sédimentation du Trias à l'Argovien et où la transgression se traduit immédiatement par des faciès pélagiques avec interférences momentanées d'apports terrigènes (faciès amygdalaires de Guillestre). Vers le sommet de la série, la sédimentation de la vase fine à Calpionelles suppose la stabilisation et l'uniformisation du régime marin (un seul type de lithofaciès) mais pour une durée momentanée (Tithonique certain et Berrias ?).

Par place (La Pousterle), la sédimentation n'est pas aussi tranquille. Perturbée, elle peut se traduire par la suppression du faciès Guillestre ou même du Malm en totalité. Dans ce cas, les marbres en plaquettes reposent directement sur le Trias (il faut évidemment tenir compte des érosions post-jurassiques).

Vers l'extrémité nord de l'unité (Forest des Baniols) le marbre de Guillestre est absent et seuls subsistent quelques mètres de calcaires à zones siliceuses (Malm et Néocomien ?). Malgré cette différenciation lithologique, leur contact direct sur le Trias me pousse à rattacher cette klippe à la même unité (Chabrières-Estaries) où se sont produites émergences et lacunes dès la fin du Trias. D'ailleurs, la présence de zones siliceuses (Radiolarites) ne doit pas nous étonner outre mesure dans le Tithonique*.

- A l'E., au contraire, le régime de haut-fond ou plutôt de relief émergé cesse. Dans le sillon de La Fourche, la sédimentation est continue du Dogger au Malm**. A cette époque, elle est uniformément vaseuse avec quelques lits siliceux (Radiolarites), mais toujours dépourvue d'apports terrigènes qui ne sont jamais parvenus jusqu'à ce bassin de sédimentation.

Vers l'E. encore (Roche-Charnière), c'est le type précédent qui reprend avec fréquentes intercalations de calcaires bathoniens entre Trias et Malm, bien que les courants sous-marins les aient fréquemment érodés.

* Cela nous conduit à penser que l'idée de zones de sédimentation définies par un type lithologique peut n'avoir qu'une valeur limitée, puisque le faciès dont il est ici question, généralement cantonné dans les sillons à sédimentation continue (Champcella par exemple) semble se retrouver dans une aire qui a précédemment joué le rôle de haut-fond émergé (Cordillère). On doit donc imaginer que la délimitation entre deux zones voisines pouvait s'atténuer considérablement. Nous y reviendrons ultérieurement (Chapitre - Conclusions Générales).

** A noter l'absence du faciès terres noires

CHAPITRE V

LE NEOCOMIEN

Comme au Dogger, la sédimentation n'a pas eu lieu durant le Néocomien dans l'unité de Chabrières-Estaris et cela de façon uniforme. Nous reviendrons par la suite sur la signification de ce fait d'observation.

J'ai, par contre, individualisé de façon certaine cet étage dans l'unité de La Fourche superposée à l'Oucane. Il est d'ailleurs intéressant de retrouver dans la littérature une observation faite naguère (1932) par M. GIGNOUX et L. MORET, concernant l'arête consoidant aux rochers culminants du Pic de Chabrières et où ces auteurs avaient noté "des calcaires schistoïdes à surface grenue, très semblables aux couches à Aptychus de Saint-Vincent - Ubaye et à celles du ravin de Châteauroux". Ils pensaient à juste titre que de telles assises devaient sans doute représenter le Néocomien. Mais, pour eux, la superposition mécanique d'une nouvelle unité structurale leur ayant sans doute échappé, il s'agissait ici de la succession normale aux calcaires tithoniques de l'Oucane.

DESCRIPTION

Le Néocomien de La Fourche repose sur le Malm par l'intermédiaire d'un fond-durci ferrugineux (voir chapitre précédent). Son épaisseur est très faible (au plus 5-6 m) et il se trouve directement surmonté par un peu de Flysch noir, d'épaisseur inappréciable et dont il est difficile de dire s'il en constitue la suite stratigraphique normale - auquel cas il faudrait envisager une lacune du Néocrétacé, ce qui semble peu vraisemblable - ou au contraire un simple enduit étranger à la série, accompagnant l'unité dans son déplacement tangentiel.

Lithologiquement, il est formé de calcaires gris en petites plaquettes à taches violacées, à cassure gris-clair (pâte tithonique) ou sombre. Les débris organiques y sont fréquents (Nérinées, Echinodermes, etc...) ainsi que les Bélemnites et les Aptychus; j'y ai même trouvé deux petites dents de Poissons (Squaloïdes). La faciès est donc très semblable à ceux décrits dans le Subbriançonnais de Piolit.

En lame mince, ce calcaire présente une structure cryptocristalline indifférenciée et parfaitement homogène bien que les recristallisations y soient fréquentes (laminage de la klippe). J'y ai observé de nombreux fragments d'Echinodermes (notamment articles de Pentacrines), spicules et Radiolaires et quelques très rares Foraminifères (Textularidés notamment).

Certains niveaux, enfin, sont microbréchiques ou bréchiques.

I N T E R P R E T A T I O N

La rupture de sédimentation au toit du Malm est manifeste. Les faunes ne permettent cependant pas d'en évaluer la durée, mais cet épisode d'omission de dépôt est vraisemblablement assez bref, et ne trouble que temporairement une sédimentation par ailleurs calme et homogène. Il se produit évidemment en milieu sous-marin et correspond à l'ablation mécanique des dépôts par des courants de fond (fond-durci). Il lui succède une phase d'apports très fins de type pélagique. L'idée se confirme donc à cette époque d'un sillon de sédimentation limité à l'W. par le haut-fond de Chabrières, à l'E. celui de Roche-Charnière, tous deux balayés par des courants sous-marins. Il apparaît en somme comme l'équivalent de l'un des petits bassins décrits par J. DEBELMAS et M. LEMOINE dans une grande partie du Briançonnais, séparés par des crêtes ou plates-formes sous-marines uniformément submergées mais où ne se produisait aucun dépôt. Comme nous l'avons précédemment envisagé dans l'unité de Piolit, les microbrèches ou brèches que l'on peut rencontrer dans ce niveau de La Fourche semblent correspondre à l'apport, par des courants temporaires, de produits de l'érosion de ces crêtes voisines.

En résumé, nous confirmerons l'idée déjà émise de la généralité, dans ces régions, d'une mer éocrétacée, avec ou sans dépôts, uniformément étendue sur les domaines subbriançonnais et briançonnais.

CHAPITRE VI

LE CRETACE SUPERIEUR ET L'EOCENE INFERIEUR LA FORMATION DITE DES MARBRES EN PLAQUETTES

GENERALITES

On se reportera à l'étude des unités subbriançonnaises (Historique) en ce qui concerne la découverte de ce faciès dans le Briançonnais. Nous ajouterons simplement que l'attribution initiale de ce faciès au Crétacé supérieur a dû par la suite être étendu "vers le haut" au Paléocène et à l'Eocène inférieur, à la suite de la découverte, par M. LEMOINE, d'une part, J. DEBELMAS, d'autre part, de microfaunes spécifiques de ces étages au sommet de la formation dite des "marbres en plaquettes", par substitution des microfaunes néocrétacées et sans que se produise de changement lithologique. Nous avons constaté une chose analogue dans une formation équivalente sinon identique de l'unité subbriançonnaise de Piolit.

Du point de vue paléoocéanographique, nous rappellerons également que ces mêmes auteurs, contrairement à leurs prédécesseurs (F. BLANCHET, M. GIGNOUX et L. MORET) envisagent la persistance du régime marin du Malm au Néocrétacé, mais avec absence de sédimentation au Crétacé inférieur et moyen. Les marbres en plaquettes ne seraient donc pas transgressifs au sens propre du mot, mais il y aurait seulement reprise de sédimentation sur une plate-forme sous-aquatique.

Dans les massifs briançonnais exotiques de la nappe de l'Embrunais, le faciès des marbres en plaquettes ayant passé inaperçu à E. HAUG et W. KILIAN. Il faut attendre M. GIGNOUX et L. MORET (1932) pour qu'il y soit individualisé, au sommet de la série de l'Oucane, à La Pousterle et dans la klippe inférieure des Estaris.

Il est absent de l'unité de la Fourche mise ultérieurement en évidence (M. LATREILLE, 1955), mais cela ne signifie pas qu'il n'y ait pas eu dépôt, la série peut être incomplète pour des raisons d'ordre tectonique, la pellicule de Flysch noir couronnant l'unité lui étant vraisemblablement étrangère.

Nous étudierons donc la formation exclusivement dans les divers témoins de l'unité de Chabrières-Estavis.

Du S. au N. :

● KLIPPE DE CHABRIERES

Horizon stratigraphique couronnant la série de l'Oucane, les marbres en plaquettes de Chabrières ont été très écrasés tectoniquement sous la klippe de La Fourche superposée tangentielllement. Aussi leur épaisseur a certainement été réduite par laminage car elle ne semble guère dépasser une dizaine ou une quinzaine de mètres. L'étude en est d'ailleurs d'autant plus malaisée qu'il est difficile d'en saisir le contact sur les niveaux sous-jacents (Tithonique) et que la tectonique cassante propre à l'Oucane a fragmenté les affleurements en petits damiers rectangulaires ou losangiques.

Les caractères de la formation néocrétacée varient vers le N.W. de la klippe (à l'W. des Châlets de Vaucluse) où ils semblent annoncer la série de La Pousterle. Nous diviserons donc notre description en deux paragraphes, l'un concernant la série de l'Oucane proprement dite (abords de la klippe de La Fourche), l'autre celle de l'extrémité nord de la klippe de Chabrières.

1. Série de l'Oucane

Le trait essentiel en est que la reprise de sédimentation ne se fait ici qu'à la limite Dano-Montien ou même à l'Eocène inférieur.

Lorsque le contact stratigraphique des marbres en plaquettes sur le Tithonique de l'Oucane est visible, il est souligné par un hard-ground vert auquel se trouve étroitement lié un grès fin, anisométrique, à ciment calcaire uniquement quartzeux, renfermant quelques rares grains de glauconie. Les microfaunes correspondent assez exactement à la "faunizone à Globigérines" des auteurs d'où se trouvent exclues les Rosalines. On peut donc envisager qu'il s'agit de la zone de passage du Crétacé au Tertiaire (Dano-Montien). Par place, semble-t-il, les grosses Globigérines à test épais et perforé et quelques Rotalidés se trouvent même accompagnés de quelques Globorotalia. Nous admettrons donc, de façon plus générale, que la date du redépôt a pu osciller dans l'espace du Danien au Paléocène sans qu'il soit possible de préciser davantage.

Il n'y a pas de véritable brèche à la base des calcschistes planctoniques qui viennent alors. Par place, pourtant, quelques blocs anguleux de calcaires ou dolomies traisiques ou de Malm

en tiennent lieu, mais leur distribution est irrégulière et ils se trouvent parfois isolés au sein de la formation. A l'extrême existent même quelques lames de plusieurs mètres de longueur de calcaire tithonique ou triasique, alignées suivant la stratification, étirées, et dont la présence ici ne peut s'expliquer mécaniquement. Il s'agit de petites klippes sédimentaires à échelle réduite, correspondant à l'effritement de reliefs sous-marins au cours de la sédimentation paléocène.

L'ensemble de la formation correspond à des calcschistes très feuilletés et gaufrés, le plus souvent noirs, gris ou verdâtres en surface, à cassure relativement claire cependant et qui, en lame mince * se montrent recristallisés à l'extrême, témoignant des intenses efforts dynamiques qu'ils ont supportés sous la surcharge de la klippe de la Fourche. De ce fait, il est bien rare d'y retrouver les microfaunes en bon état de conservation. Les seules intactes m'ont paru celles rencontrées dans la lentille de calcschistes rouges, incluse dans le calcaire de Guillestre (voir Chapitre Malm), ce qui semble bien confirmer qu'aucune action tectonique n'a succédé au dépôt tranquille dans un karst du Malm, de ce sédiment paléocène.

La série renferme enfin, sur quelques mètres et très localement, quelques couches schisteuses rouges, interstratifiées d'un curieux faciès gréseux (passées de 3-5 cm d'épaisseur) formant relief.

Au microscope, les schistes rouges montrent, dans une pâte argilo-ferrugineuse (pigment rouge), une assez grande abondance de minéraux clastiques (quartz anguleux non calibrés, quelques mouchetures de glauconie), mais surtout une microfaune d'une extraordinaire densité de grosses Globigérines à test perforé (Paléocène-Eocène ?). Les grès (quartz équidimensionnels, glauconie, phase calcaire réduite) renferment de leur côté quelques rares Globigérines, des Orbitoïdes, sans qu'il soit possible de préciser davantage, et d'assez nombreuses Amphistégines (dét. J. FLANDRIN et L. MORET). Ces faunes échappent à l'examen à l'œil nu ou à la loupe, et même au microscope, leur taille est relativement faible, ne dépassant pas, en tout cas, celle des clastiques qui les accompagnent. Notons que ces formes ne se retrouvent pas dans les calcschistes rouges associés.

Objectivement, je n'ai guère d'argument véritablement positif à verser au débat sur le caractère de transgressivité vraie (F. BLANCHET, M. GIGNOUX, L. MORET) ou apparente des marbres en plaquettes (reprise de sédimentation sur une aire restée immergée après le Tithonique - J. DEBELMAS et M. LEMOINE), sinon que la présence de hard-ground semble plutôt impliquer la persistance du régime marin avec absence de sédimentation ou condensation stratigraphique sans qu'on en connaisse malheureusement la durée. Il me semble pourtant intéressant de noter que la reprise de sédimentation - d'ailleurs exceptionnellement tardive ici - semble hésitante, se faisant, par place, à la limite Crétacé-Tertiaire, en d'autres points très voisins, au Paléocène

* Quelques apports détritiques : quartz anguleux auréolés d'un liseré de calcite secondaire prismatique, orthogonale au bord du quartz.

ou peut-être même un peu plus tard, SANS QUE LE FAIT SOIT EN RELATION AVEC UNE EVENTUELLE ARRIVEE PROGRESSIVE DE LA MER QUI AURAIT SUCCESSIVEMENT ENVAHI LA PLATE-FORME TITHONIQUE, SUIVANT LES POINTS, AU DANIEN, PUIS AU MONTIEN ET AU PALEOCENE. Car la distribution géographique des points ainsi datés N'EST PAS ORDONNEE.

On pourrait donc penser, de préférence, que si le dépôt ne s'est pas fait en certains points, alors que régnait déjà le régime marin (accompagné, en d'autres points, de sédimentation) c'est qu'une érosion sous-aquatique l'en empêchait, localisée et de plus ou moins longue durée. Du même coup, une idée comparable (suppression des dépôts par des courants de fond) pourrait aussi bien expliquer l'absence de Crétacé supérieur de la formation des marbres en plaquettes de Chabrières et, à l'extrême, du Crétacé moyen et inférieur, le tout réduit stratigraphiquement à quelques millimètres de croûte ferrugineuse et phosphatée (hard-ground au toit du Malm).

2. Extrémité N. de la klippe de Chabrières -
A l'W. des Châlets de Vaucluse

Cette coupe, bien qu'elle fasse partie intégrante de l'unité, diffère notablement de la série de l'Oucane; elles s'apparente, au contraire, étroitement à celle de La Pousterle (voir plus loin). C'est l'un des caractères qui me font penser qu'il n'y a pas hiatus d'une klippe à l'autre, mais au contraire stratigraphiquement passage progressif et qu'elles dépendent donc d'une même entité paléogéographique, à l'heure actuelle dissociée mécaniquement.

La coupe est souvent mauvaise (paquets glissés ébouleux) mais elle permet cependant de mettre en évidence les trois faits suivants :

- . Réduction ou disparition du Malm : les marbres en plaquettes peuvent alors reposer directement sur le Trias;
- . Brèche de base généralisée;
- . Epaissement des marbres en plaquettes vers "le bas" de la formation, accompagnés, en effet, de l'apparition de microfaunes néocrétacées.

Ce sont les trois points que nous allons développer plus spécialement maintenant.

a. Contact de base des marbres en plaquettes

Nous l'avons vu précédemment (Chapitre Malm), la coupe du sommet des formations triasiques n'est pas très claire, mais elle montre le plus fréquemment que le Malm (faciès

Guillestre ou calcaire blanc) est inexistant. Ce n'est qu'en direction de l'Oucane qu'il semble peu à peu réapparaître. Le contact des marbres en plaquettes se fait donc le plus souvent sur une surface extrêmement irrégulière et ravinée, constituée soit de dolomies triasiques, soit de brèches fini ou post-triasiques (à éléments uniquement triasiques). Cela suppose, nous l'avons vu, une érosion aérienne après l'émersion de la fin du Trias et dont la durée a pu se prolonger plus ou moins longtemps sans qu'il soit possible de préciser (Rhétien - Lias - Dogger ?).

b. Brèche de base

Cette phase d'érosion aérienne s'est en tout cas achevée avant le Malm où reprend le régime marin, soit que la sédimentation se fasse régulièrement, soit qu'elle ait été annulée par les courants sous-marins. A leur tour, les formations du Jurassique supérieur ont pu se trouver démantelées puisqu'on en retrouve des éléments associés à des dolomies et calcaires triasiques englobés dans une pâte de calcschistes planctoniques.

Je n'y ai pas trouvé d'élément de Dogger, ce qui semble confirmer qu'il ne s'en est pas déposé dans la série de l'Oucane, ni à proximité*. Cette brèche implique donc l'effritement d'un relief sous-marin en débris, en général anguleux, de taille variable (quelques décimètres au plus) au sein de la sédimentation pélagique des marbres en plaquettes.

c. Lithologie des marbres en plaquettes - Microfaunes

La formation correspond tout à fait aux calcschistes planctoniques du Briançonnais ou du Sénonien de Piolit. Ce sont des calcschistes clairs, feuilletés et plissotés, à cassure translucide. Le faciès est donc bien différent de celui décrit à l'Oucane. Il est dépourvu de niveau gréseux mais les couches rouges y sont représentées à plusieurs niveaux, semble-t-il.

L'épaisseur de la formation, difficile à estimer de façon précise, atteint sans doute 25-30 m et vraisemblablement plus sous le Flysch de La Fourche, versant de Chorges où il semble bien que l'on ait affaire au prolongement des mêmes niveaux.

Les microfaunes semblent indiquer ici, dès les niveaux de base, un âge Sénonien supérieur. J'y ai trouvé notamment, (dét. J. SIGAL) outre des Globigérines et Gumbelines en grande abondance :

* Il paraîtrait en tout cas peu vraisemblable que la seule érosion l'ait totalement supprimé et que les produits de cette éventuelle érosion ne se retrouvent justement pas dans la brèche.

- . Globotruncana gr. linnei
- . Globotruncana stuarti
- . Globotruncana stuartiformis
- . Globotruncana arca

Vers le haut de la formation, cependant, on retrouverait des formes de l'Eocène inférieur à Globorotalia.

Aussi, venant de la série de l'Oucane où le Crétacé supérieur ne se trouvait pas représenté, on se rend compte ici que la reprise de sédimentation s'est effectuée beaucoup plus tôt et qu'en tout cas ces apports n'ont pas été supprimés par érosion sous-marine comme on peut l'admettre à l'Oucane; par contre, les érosions antérieures au dépôt et les apports détritiques (brèches de base) ont été beaucoup plus considérables puisque le Malm et même une partie des formations sommitales du Trias peuvent manquer ici.

● KLIPPE DE LA POUSTERLE

L'épaississement de la formation est encore plus important ici, puisque sa puissance doit atteindre environ 80, peut-être même plus de 100 m.

Elle repose, soit sur les calcaires blancs du Malm, réduits parfois à une fine pellicule de 2 ou 3 cm, soit, lorsqu'ils sont absents, sur les brèches, dolomies ou calcaires du Trias.

On peut étudier ces contacts au N.W. du Clot l'Echaou, sur le versant de La Martinasse à environ 2.300 m et, dans une position symétrique, sur le versant du Clot de Dende, à la même altitude.

1. Versant de La Martinasse

Le Malm blanc (Globochaete, Sacocomidae, Calpionelles) est directement en contact sur les formations triasiques. Il n'a que quelques centimètres, voire même quelques millimètres d'épaisseur. Par place, il disparaît totalement. Il semble ne plus former ici qu'un mince plaçage rarement respecté par les érosions. La surface jurassique ainsi ravinée se trouve couronnée d'une croûte ferrugineuse rouge vif de plusieurs millimètres d'épaisseur (jusqu'à 1 cm). En lame mince, on voit que le contact avec le calcaire pélagique se fait par un joint pigmenté microstylolithique et des débris de quartz anguleux se trouvent associés à la croûte ferrugineuse. Ce hard-ground contient déjà

des Rosalines. Il se trouve directement surmonté par les calcschistes planctoniques feuilletés, blancs, qui à leur base, renferment quelques silex rouge vif (calcédoine teintée par de l'oxyde de fer) disposés suivant le litage de la roche et qui, par place, me paraissent, par leur homologie, correspondre à la reprise sur place de fragments du hard-ground.

La nature de ce fond-durci, RENFERMANT DEJA DES FAUNES NEOCRETACEES, implique bien entendu qu'il ne s'agit pas d'une croûte d'altération continentale et l'idée d'une érosion sous-marine admise pour expliquer l'absence du Marbre de Guillestre entre Trias et Tithonique semble aussi bien applicable, au cours de la sédimentation des calcaires blancs, que postérieurement.

2. Versant du Clot de Dende

L'ablation du Malm (faciès Guillestre et calcaire blanc) est ici totale. Les calcschistes planctoniques reposent directement sur les calcaires triasiques (voir figure 5) ce qui paraît encore supposer une érosion des formations dolomitiques ou bréchiques de la fin du Trias. En fait, il n'est pas impossible que cette érosion antérieure au Crétacé (absence de Malm) n'ait fait que doubler une érosion continentale antérieure (Lias - Dogger) cause première du ravinement de la surface triasique confinant, à l'extrême, à l'amorce d'un relief karstique. C'est à cette érosion initiale que j'attribuerai l'ablation des termes supérieurs de la série triasique.

Les marbres en plaquettes ravinent donc le Trias, les calcschistes comblant de petites poches s'insinuent dans des fentes et fissures, bref il ne s'agit pas d'un contact nettement tranché (figure 5). Quelques centimètres au-dessus du contact, et de façon assez générale, se trouve une brèche à éléments très anguleux (surtout triasiques : dolomies et calcaires) de taille variable, allant jusqu'à 30 ou 40 cm. En fait, il ne s'agit pas d'une véritable brèche, les éléments se trouvant en général disséminés dans la pâte et rarement contigus. Là encore, s'impose l'idée d'un éboulis sous-marin sans transport d'éléments. Au-dessus, vient alors la grande masse des calcschistes planctoniques, mais, de place en place, à des niveaux très variables et souvent très élevés dans la série, on retrouve des blocs allochtones de toute taille, éparpillés au milieu de la formation pélagique, ce qui semble bien confirmer que la brèche voisine du contact ne peut en aucun cas avoir la signification d'un conglomérat de transgression. Sur le versant E. de La Pousterle notamment, se trouvent alignées au sein des calcschistes plusieurs mètres de hauteur de calcaires triasiques (parfois à silex rouge) que l'on ne peut considérer comme des lames tectoniques mais qui apparaissent au contraire comme de véritables petites klippe sédimentaires mises en place au cours de la sédimentation des marbres en plaquettes.

Au voisinage, de simples blocs de taille variable, parfois roulés et d'origine analogue, englobés dans la formation, confirment la nature de ce mode de gisement.

Contrairement à la série de l'Oucane, mais comme dans la coupe précédente, la reprise de sédimentation se fait au Crétacé supérieur mais sans pouvoir en préciser exactement le niveau (peut-être Sénonien supérieur ?); on y rencontre, en effet, outre de petites Gumbelines :

- . Rugoglobigerina
- . Globotruncana gr. linnei
- . Globotruncana gr. linneibulloides
- . Globigerina aff. conica

Au microscope, la pête de ces calcschistes est très fine, dépourvue de minéraux détritiques.

Vers le sommet de la formation, on retrouve la zone à Globigérines, puis les faunes paléocènes. Les niveaux les plus élevés sont très noirs, froissés et recristallisés (en contact mécanique avec une lame de calcaire dolomitique du Trias, superposée tangentielllement). Ils représentent sans doute les termes de passage au Flysch noir.

● KLIPPE DU FOREST DES BANIOLS

Les calcschistes planctoniques reposent ici directement sur les calcaires à silex du Malm (et Néocomien ?) par l'intermédiaire d'un hard-ground peu net. Ils sont noirs (comme à l'Oucane de Chabrières) extrêmement plissotés et recristallisés. Ils semblent, ici également, avoir subi des actions dynamiques, en relation avec la superposition mécanique de la klippe de la Casse-Blanche. Leur épaisseur, difficile à estimer (la série est vraisemblablement incomplète), peut atteindre 20-25 m. En lame mince, toutes les formes apparaissent étirées, quasi-méconnaissables, réduites à l'état de fantômes, mais on y reconnaît quelques petites Gumbelines et des Globotruncana. C'est donc du Crétacé supérieur, sans qu'il soit possible de dire à quelle époque précise s'est faite la reprise de sédimentation, de même qu'au sommet de la formation, il y a vraisemblablement passage à l'Eocène, mais sans qu'on puisse l'affirmer (laminages).

Enfin, nous savons qu'à la klippe de la Casse-Blanche, la série est incomplète pour des raisons d'ordre tectonique; les marbres en plaquettes n'y sont pas représentés.

INTERPRETATION - COMPARAISONS AVEC LES
REGIONS VOISINES

Les érosions antérieures au dépôt des marbres en plaquettes ont, tout au long de l'unité de Chabrières-Estaries, supprimé certains termes de la série, soit qu'elles aient été aériennes (brèches post-triasiques) soit qu'elles aient été sous-marines, au cours même de la sédimentation du Malm, l'en empêchant par place, ou postérieurement à celle-ci, au cas vraisemblable où l'on admet la continuité de la submersion après le dépôt des calcaires tithoniques.

Il n'est pas dit, en effet, nous l'avons suggéré précédemment, que la partie tout à fait sommitale de la formation ne représente pas le Berrias et une partie du Néocénien. La présence de brèches à différents niveaux de la série semble en tout cas exclure, à mon sens, l'idée d'une brèche de base liée à une éventuelle transgression. Celle d'éboulis sous-marins PLUSIEURS FOIS REPETES A DES EPOQUES QUELCONQUES, élaborés aux dépens de reliefs émergés ou submergés, me paraît bien préférable. Les véritables petites klippes sédimentaires des séries de l'Oucane, et surtout de La Pousterle, me paraissent tout à fait suggestives à cet égard. Ce qui me paraît surtout intéressant à noter, c'est la variabilité de l'âge de cette formation et notamment la reprise particulièrement tardive de la sédimentation dans la série de l'Oucane où les niveaux de base font le passage du Crétacé au Tertiaire ou représentant même déjà l'Eocène inférieur. Ce cas semble, en effet, tout à fait particulier dans le domaine occidental du Briançonnais où (voir J. DEBELMAS) les niveaux de base des marbres en plaquettes sont turoniens ou sénoniens. Plus à l'E. (Serre-Chevalier, voir LEMOINE, 1953 c) l'âge de la reprise de la sédimentation semble, comme à Chabrières, assez capricieuse puisqu'en des points très voisins ce sont des couches à Globotruncana ou à Globorotalia (faunes à Nummulites associées) qui reposent sur le Malm. A ce propos, nous soulignerons l'identité apparente des faciès gréseux à Orbitoïdés et Amphistégines de Chabrières avec ces faciès à Nummulites de la région de Serre-Chevalier.

Dans le Briançonnais oriental, enfin, (communication M. LEMOINE) la reprise de sédimentation a l'air de se faire presque systématiquement au début du Tertiaire.

Dans l'unité même de Chabrières, l'apparition des niveaux néocrétacés se fait progressivement du S. au N. avec épaissement maximum de la formation à La Pousterle.

Vers l'W. enfin, le hiatus paraît assez considérable vis-à-vis de l'unité de Piolit, sinon vers le haut de la série où, dans les deux cas, le passage est continu du Crétacé au Paléocène, du moins vers le bas où, à Piolit, la série néocrétacée est complète, avec continuité stratigraphique du Tithonique au Sénonien, accompagnée, on s'en souvient, de condensations stratigraphiques à la limite Infracrétacé - Crétacé moyen.

TROISIEME PARTIE

-

LE PROBLEME DU FLYSCH A HELMINTHOIDES

-

HISTORIQUE

Il se trouve naturellement lié à celui des autres Flysch de l'Embrunais et de l'Ubaye, mais, étant donné l'extension du Flysch à Helminthoïdes en dehors de ce domaine géographique et notamment dans les Alpes de Ligurie en Italie, il me semble logique de considérer les deux régions conjointement.

D'une façon générale, il apparaît que l'âge tertiaire de la formation (Flysch à Helminthoïdes proprement dit et Grès de l'Embrunais) n'ait guère fait de doute et cela depuis les observations les plus anciennes. Ch. LORY estimait déjà que les Grès de l'Embrunais étaient nummulitiques; par la suite, E. HAUG, en 1899, définissait dans le Nummulitique des nappes quatre termes lithologiques, deux d'entre eux correspondant : l'un au Flysch à Helminthoïdes, l'autre aux Grès de l'Embrunais, ces derniers équivalents pour lui des Grès d'Annot. En 1901, il devait montrer que le Flysch à Helminthoïdes n'était qu'un faciès du Flysch noir visible dans les zones internes et externes de la nappe et localisé, lui, dans sa partie centrale.

C'est ainsi que la légende de la feuille Gap, première édition, porte la mention e3h pour le Flysch à Helminthoïdes et mII-III pour les grès de l'Embrunais (comme pour les Grès d'Annot ou du Champsaur) dont l'âge est ici considéré oligocène.

Dans les Alpes Maritimes italiennes, il apparaît qu'une confusion des terrains autochtones et des terrains charriés superposés ait été à l'origine d'une synthèse stratigraphique erronée. C'est ainsi que S. FRANCHI (1915), rapportant au Priabonien les Grès d'Annot, de Pourriac et de Servagno, estimait que le Flysch à Helminthoïdes normalement superposé aux grès devait avoir un âge priabonien supérieur. Cette série serait alors couronnée par les "Grès supérieurs" (c'est-à-dire les grès de l'Embrunais), supérieurs au Flysch à Helminthoïdes. D. SCHNEEGANS (thèse) dénonçait ce qu'avait d'incohérent une telle synthèse puisqu'elle ne tenait pas compte de la superposition anormale du Flysch de la nappe et des formations autochtones. Les observations récentes de M. LANTEAUME, en Ligurie, devaient justement conduire cet auteur à retrouver une zone cicatricielle d'écrasement entre les deux et jalonnée par des lames à matériel mésozoïque, restées jusqu'alors inaperçues ou mal interprêtées.

Notons cependant que S. FRANCHI le premier devait proposer une stratigraphie du Flysch à Helminthoïdes de Ligurie où il définissait un certain nombre de termes, inégalement représentés à l'affleurement (H - Ha - H1 - H2 de la carte italienne). A ces différents termes lithologiques, M. LANTEAUME a rattaché ultérieurement le complexe portant sur cette même carte l'indice PS et qui constitue pour lui la base de la formation. Il s'agit d'horizons versicolores et notamment les couches rouges de la région de La Brigue.

Madame Y. GUBLER-WAHL, en Ubaye, devait estimer pour sa part, nous l'avons rappelé précédemment, que Flysch noir, Flysch gréseux et Flysch à

Helminthoïdes étaient des faciès latéraux d'une même série datée du Bartonien. D. SCHNEEGANS, à ce propos, devait noter qu'il n'avait peut-être pas été suffisamment tenu compte de la distribution de ces faciès suivant les unités tectoniques. Enfin, Madame Y. GUBLER-WAHL, la première sans doute, relevait déjà l'ambiguïté de la synthèse de S. FRANCHI en remarquant fort justement qu'il n'y avait pas, de façon sûre, superposition normale du Flysch à Helminthoïdes sur les Grès d'Annot.

D. SCHNEEGANS de son côté, revenant sur le problème de l'âge des Grès d'Annot, notamment discuté par L. BERTRAND et L. MORET, estime qu'il "est un fait certain, c'est que les grès de type Grès d'Annot* représentent le terme le plus récent de la série stratigraphique plissée des zones intra-alpines". Il remarque cependant que l'âge oligocène de la formation n'a pas encore été prouvé de façon sûre**.

D'une façon générale, le Flysch à Helminthoïdes a toujours paru parfaitement azoïque dans l'Embrunais et dans l'Ubaye. Par contre, la légende de la carte italienne fait de son côté mention, dans le complexe H1 de Ligurie, de Spicules et quelques Foraminifères (Globigérines et Rotali-dés). Mais, ces quelques témoins organiques ne pouvaient avoir aucun intérêt stratigraphique. M. LANTEAUME le premier devait avoir le mérite de découvrir (1956), notamment dans les complexes gréseux et H1, des associations de microfaunes (Globigérines, Gumbelines, Fissurines) qui lui permirent d'envisager pour le complexe un âge compris entre le Céno-manien et le Sénonien. A la suite de sa découverte ultérieure de Rosalines (1957), ce même auteur apportait des précisions à ses premières attributions d'âge, estimant que le complexe de base devait être Céno-mano-Turonien tandis que, suivant les points, le Flysch à Helminthoïdes à dominante calcaire devait être Céno-mano-Turonien à sa base, puis Campanien-Maëstrichtien, ou même Sénonien dès sa base. Dès lors, le problème de l'origine même du complexe à Helminthoïdes se trouvait posé de façon différente et dès ce moment M. LANTEAUME envisageait que cette nappe pouvait s'enraciner "sous le front pennique"*** ou même provenir de "régions orientales plus internes".

* Il s'agit, dans la nappe, des Grès de l'Embrunais.

** Voir à ce propos : Mme Y. GUBLER, J. FLANDRIN, J. SIGAL (1952) qui, se fondant sur la découverte à la base de la formation d'Operculinoïdes cf. nassauensis Cole, et sur le fait que les Grès reposent sur du Ludien très élevé, leur attribuent un âge oligocène.

*** M. LANTEAUME entend sans doute par là le front occidental de la zone des schistes lustrés. le terme étant généralement réservé au

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

Le problème du Flysch à Helminthoïdes n'est pas parvenu à maturité pour le vaste domaine de l'Embrunais et de l'Ubaye*. L'étude ébauchée ici ne fait que l'effleurer puisqu'elle n'en concerne, géographiquement, qu'une faible marge, aussi je ne présenterai pas comme conclusions les quelques résultats auxquels j'ai pu aboutir, des points de vue stratigraphique et structural. Ces résultats n'ont peut-être qu'une valeur locale et je me garderai de les appliquer, a priori, à la totalité de cette vaste région - Quand bien même certains d'entre eux pourraient constituer, par la suite, un éventuel fil directeur, il apparaît que seule une étude détaillée et statistique pourra permettre quelque discrimination dans les diverses hypothèses qu'il est, à l'heure actuelle, possible d'envisager à leur sujet. - Nous nous contenterons donc ici de "poser le problème" et de considérer quelques-unes de ces hypothèses, notamment quant à l'âge et à l'origine du complexe à Helminthoïdes, de même que nous verrons par ailleurs (Chapitre Tectonique) que l'extension spatiale actuelle du Flysch de l'Embrunais suppose, quant à son substratum stratigraphique initial, une aire d'extension transversale double ou triple.

G E N E R A L I T E S

La stratigraphie du Flysch est très délicate à établir étant donné les multiples replis dont il se trouve affecté. Les procédés utilisés pour une étude mètre par mètre sont un peu particuliers, nécessitant beaucoup de prudence et de discernement, si, faisant une coupe au flanc d'une montagne de Flysch on veut éviter de recouper plusieurs fois les mêmes niveaux. Cette remarque est valable à toutes les échelles et je ne pense pas qu'elle soit superflue car, cette étude mètre par mètre n'ayant pas été jusqu'alors entreprise, de semblables erreurs ont pu être faites, notamment à propos du Flysch de la région de Réallon (feuille Gap, deuxième édition) où, plusieurs fois replié sur lui-même, il peut présenter, sur des crêtes faillées, des niveaux lithologiques qui ne correspondent pas du tout aux termes les plus élevés de la série.

Il est donc nécessaire, au prime abord, de se faire une idée des structures à grande et petite échelle avant d'établir une coupe stratigraphique. Inversement, la connaissance de cette série permettra d'élucider certains traits de la tectonique qui n'apparaissent pas avec évidence. On conçoit que pour sortir d'une telle impasse, une étude statistique s'impose, par accumulation d'observations, de comparaisons, de remarques et d'analyses critiques.

* M. VUAGNAT (1948) écrivait fort justement : "De ce monde, nous ne connaissons guère, avouons-le franchement, que les confins. Les difficultés d'accès dans de vastes régions relativement désertes, la monotonie apparente de la formation, les difficultés d'analyse, le défaut d'un fil conducteur ... nous valent ces grandes taches unies ... qui déparent plus d'une carte géologique, détaillée d'autre part"

D'ailleurs à l'échelle du décimètre, du mètre ou de la dizaine de mètres, certaines récurrences lithologiques ne semblent pas avoir grande signification et seule, en fin de compte, une division en grands ensembles m'a paru devoir être retenue.

S T R A T I G R A P H I E

C'est ainsi que j'ai divisé le complexe à Helminthoïdes de la bordure occidentale de la nappe du Flysch de l'Embrunais, entre la Durance et le Haut-Drac, en trois ensemble lithologiques inégalement développés :

● A LA BASE : LE FLYSCH BRUN

A proximité comme à distance, il n'est pas sans analogie d'aspect avec le Flysch noir lutétien, mais, d'une part il se trouve totalement dépourvu de microbrèches à Nummulites, d'autre part il contient déjà des Helminthoïdes. L'ensemble est de couleur brune, sombre, d'où le nom que je propose de lui attribuer. Il est de façon générale plus tendre que les termes lithologiques superposés, aussi l'érosion y a découpé des cols lorsqu'il se trouve sur des crêtes (Col de Combeau, Col de la Coupa (voir figure 6), Col du Barle, Col de Roche-Méane, etc...) ou déterminé des talus, des couloirs, des vallons, s'il passe aux flancs des montagnes de Flysch (Vallon du Casset à l'E. de la Tête de Lucy), mais dans ce cas il est le plus souvent recouvert d'éboulis. Il souligne fréquemment le coeur des charnières anticlinales, en général couchées presque à l'horizontale. Ainsi redoublé, plissoté dans le détail, et vraisemblablement étiré, son épaisseur originelle est assez difficile à évaluer. Elle doit être d'environ 40 à 60 m. L'ensemble est mécaniquement très plastique.

L i t h o l o g i e

Le Flysch brun se trouve formé d'une succession de petits bancs calcaires grés-micacés à patine brune ou verte, présentant en surface de fréquentes pistes en relief, mais les Fucoïdes y sont assez rares. La cassure en est grise, finement cristallisée. L'épaisseur de chaque petit lit est de 3 à 8 cm. A l'extrême, leur aspect est celui de véritables psammites.

Au microscope, la roche, holoclastique, apparaît formée de l'association de débris anguleux, régulièrement calibrés, de quartz et de feldspathes en prédominance, secondairement, de petites paillettes de muscovite, rarement de biotite, le tout noyé dans une pâte calcitique très finement cristallisée. Ces niveaux sont pratiquement azoïques. Je n'y ai trouvé que de très rares débris organiques (Foraminifères (?) indéterminables).

Ces petits bancs ne sont pas superposés les uns aux autres, mais ils alternent irrégulièrement avec de petits lits argilo-schisteux brun jaune en patine et de petits niveaux plus calcaires, blancs, fissiles, de quelques millimètres et qui portent déjà des traces d'Helminthoïdes (*H. labyrinthica* Heer ?).

Ce complexe inférieur renferme enfin des zones rouges de quelques décimètres d'épaisseur dont la position stratigraphique semble variable, mais peut en occuper par place la partie sommitale.

En échantillon, la roche est finement feuilletée, elle se raye aisément et présente, en surface, une multitude de petites paillettes de muscovite. En lame mince, elle présente l'aspect - inapparent macroscopiquement - d'un grès extrêmement fin (quartz détritique anguleux) très riche en débris de Chlorite ou de Muscovite, réunis par un ciment argilo-ferrugineux (pigment rouge). Ces niveaux m'ont toujours paru azoïques.

Sur l'arête S. de la Petite-Autane, la base de la série Flysch en contact mécanique avec la série subbriançonnaise de Piolit est un peu différente : le Flysch brun typique y est mal représenté. Par contre, on y trouve sur 10 à 15 m d'épaisseur une alternance de petites plaquettes calcaires à Helminthoïdes de 3 à 10 cm d'épaisseur et de schistes argileux tendres à patine verte. Vers le haut, cet ensemble passe à une partie formant ressaut de calcaires gréseux compacts en petits bancs de quelques centimètres.

Au microscope, les plaquettes calcaires présentent une pâte finement cristallisée, voire même cryptocristalline, le litage étant parfois souligné par des zones riches en débris calcaires associés à quelques clastiques (quartz).

Cette pâte renferme d'innombrables spicules monoaxones de Spongiaires, quelques Radiolaires calcitisés, des Foraminifères de très petite taille semblant correspondre, le plus souvent, à des Gumbelines. Chose remarquable, cette faunule, très pauvre en individus comme en espèces, est naine.

● PARTIE MOYENNE : LE FLYSCH GRESEUX

Cet ensemble lithologique n'occupe pas, géométriquement, une position médiane dans la série à Helminthoïdes, le complexe superposé étant beaucoup plus épais que le Flysch brun, mais il en définit les termes stratigraphiquement intermédiaires.

D'une façon générale, il correspond à un apport détritique massif et grossier, les bancs de grès formant de puissantes falaises parfois ébouleuses et ruiniformes, mais le plus souvent infranchissables quand elles sont inaltérées. Leur puissance totale semble être généralement de 80 à 150 m avec faible augmentation de la région de la Petite-Autane à celle de Réallon. C'est peut-être cet ensemble lithologique qui envahit tout ou partie de la série dans le centre (?) du bassin de sédimentation, expliquant ainsi le grand développement que présentent, à première vue, les grès de l'Embrunais dans la région de Châteauroux-Saint-Clément-Crévoux, etc... Si la tectonique n'intervient pas dans l'explication de cette grande épaisseur, deux solutions semblent possibles : augmentation des apports dans cette partie moyenne sans modifications d'épaisseur des termes lithologiques superposés, auquel cas la puissance totale du Flysch serait augmentée d'autant; ou, deuxième éventualité, réduction voire même suppression de la partie supérieure (troisième ensemble ici défini : voir plus loin) aux dépens de la phase détritique. C'est ce qui semblerait, a priori, se produire, les auteurs (M. GIGNOUX et L. MORET) ayant noté dans ces régions que "le Flysch à Helminthoïdes semble passer latéralement à un Flysch gréseux, sans qu'il soit possible de tracer une limite précise entre ces deux formations". C'est également l'opinion de D. SCHNEEGANS qui estime que la série gréseuse termine stratigraphiquement la série Flysch.

En fait, dans la région de Réallon, si la phase détritique est prédominante à ce niveau du complexe, les seuls bancs gréseux n'en constituent pas la totalité. Il s'y trouve interstratifiées de fréquentes plaquettes calcaires ou calcschisteuses ou de calcaires gréseux de quelques centimètres à plusieurs décimètres d'épaisseur, les bancs uniquement calcaires portant la trace d'Helminthoïdes. L'alternance (soulignée par un rubannement caractéristique) est, vers le haut, relativement bien ordonnée et périodique, à raison de bancs de 50 à 60 cm d'épaisseur, successivement calcaires et gréseux (région de la Petite-Autane notamment). Dans ce cas, les niveaux calcaires massifs peuvent, au même titre que les grès, former relief, les lits de calcschistes soulignant la stratification.

Vers le bas, le contact avec le Flysch brun est très net, en général souligné par un gros banc de grès de plusieurs mètres (3-5 m) - Col de Roche-Méane-Vallon du Casset - Petite-Autane, etc...) qui amorce la sédimentation grossièrement détritique. Vers le haut, le passage au complexe supérieur n'est pas tranché. Il se fait progressivement par diminution des apports gréseux et enrichissement en bancs calcaires. C'est l'une des raisons pour laquelle l'évaluation en valeur absolue de la puissance de ces niveaux est un peu arbitraire.

Pétrographiquement, la variété des niveaux gréseux apparaît infinie et l'étude entreprise ici étant encore incomplète, je n'en décrirai pas les types lithologiques. Les stratifications entrecroisées y sont fréquentes (route de Réallon aux Gourniers par exemple), mais je n'ai pu me rendre compte si le granoclassement y faisait figure ou s'en trouvait exclu. D'une façon générale, et à première vue, l'analogie avec certains grès du Champsaur ou d'Annot peut être grande et elle n'a pas manqué, on le sait, de frapper les auteurs (Ch. LORY déjà). Mais elle peut n'être qu'apparente et ne pas résister à l'analyse minutieuse, pétrographique ou pétrochimique.

Les lithofaciès calcaires, variables dans le détail, présentent en général un type moyen d'une impressionnante uniformité : à l'oeil nu, la cassure gris clair est celle d'une vase fine, dépourvue de litage et parfois d'aspect sublithographique et qui n'est pas sans analogie avec certains niveaux néocrétacés subbriançonnais (Piolit). Ces petits bancs, couverts d'Helminthoïdes, n'ont que quelques centimètres ou décimètres d'épaisseur. La stratification en est soulignée par des joints ou lits argilo-calcaires, calcschisteux ou finement gréseux. Le microfaciès présente une pâte cryptocristalline ou légèrement cristallisée dépourvue d'éléments clastiques mais où abondent les spicules monoaxones de Spongiaires, que l'on peut considérer comme le témoin organique le plus courant, commun à tous les niveaux. La plupart sont dépourvus de microfaunes. Mais dans certains cas, cependant, on y trouve des Radiolaires calcitisés, de petites Globigérines et Gümbelines.

Dans les niveaux gréseux ou gréso-calcaires peuvent se retrouver les mêmes faunes. Dans l'un d'eux (Petite-Autane) j'y ai trouvé une Globotruncana certaine (Gl. tricarinata).

Ces microfaunes sont toujours naines, mais, en l'absence de toute autre forme, leurs affinités néocrétacées ne semblent pas faire de doute. On peut faire la même remarque à propos du Flysch de base de la Petite-Autane (voir paragraphe précédent).

● COMPLEXE TERMINAL : LE FLYSCH A HELMINTHOIDES CALCAIRE

De même que le Flysch gréseux renferme des niveaux calcaires, le complexe terminal est à dominante calcaire, mais les niveaux détritiques, bien que réduits en épaisseur, n'en sont pas exclus. Les uns comme les autres peu développés, 30-60 cm d'épaisseur, alternent régulièrement semble-t-il, tout au moins à une certaine échelle, et l'aspect finement rubanné des versants qu'ils forment est tout à fait saisissant. Dans la morphologie, cet ensemble plus tendre que le complexe moyen sous-jacent forme des pentes, des croupes et des crêtes émoussées où surabondent les éboulis. Comme nous l'avons vu, la limite inférieure ne peut en être fixée avec précision, le passage au complexe moyen se faisant progressivement. La rupture de pente au sommet de la partie gréseuse peut en tenir lieu du point de vue cartographique. La limite supérieure n'est pas plus aisée à mettre en évidence puisqu'elle correspond à une limite d'érosion : suivant les points, la série peut se trouver amputée d'une partie plus ou moins importante de ses termes lithologiques sans qu'il soit possible d'en estimer la valeur. Enfin, au coeur des grandes structures synclinales où l'on pourrait espérer rencontrer les termes les plus élevés de la série, cet ensemble se trouve toujours replissé à l'extrême. Son épaisseur paraît donc délicate à évaluer : nous la fixerons avec certaine réserve à 150-200 m, mais je ne pense pas, en tout cas, qu'elle atteigne 300 m.

Outre des *Fucoïdes* (*Phycopsis intricata* ou *affinis* ?), c'est dans cet ensemble que l'on rencontre avec la plus grande abondance des empreintes d'*Helminthoïdes* (*H. labyrinthica* Heer). Ces pistes paraissent, en effet, toujours liées aux seules plaquettes calcaires à l'exclusion de tout autre faciès. C'était déjà le cas dans le Flysch brun de base et le Flysch gréseux médian.

Les *Helminthoïdes* ne semblent pas avoir de signification stratigraphique précise, mais on peut dans le cas présent les considérer comme fossiles caractéristiques de la formation. Nous ne nous y arrêtons pas ici *.

La microlithologie de ces niveaux calcaires ne diffère pas de celle décrite dans les horizons comparables du complexe médian : fond commun de spicules monoaxones dans une vase fine cryptocristalline, Radiolaires, Globigérines de petite taille et Gümbelines. Je n'y ai trouvé que deux *Globotruncana* isolées. Ici encore, le rapprochement avec certains microfaciès néocrétacés (Cénomanien, Turonien, ou Sénonien ?) semble devoir s'imposer.

REMARQUES - INTERPRÉTATION - CONCLUSIONS

Les paragraphes précédents, purement analytiques et descriptifs, suggèrent un certain nombre de remarques, soit qu'elles correspondent à l'interprétation de faits d'observations, soit qu'elle remettent en question certaines constatations ou hypothèses faites antérieurement (voir notamment D. SCHNEEGANS) soit enfin, qu'elles entrent dans le cadre très général du complexe à *Helminthoïdes* à l'échelle alpine (comparaisons avec les régions voisines et origine éventuelle).

- (1) En ce qui concerne tout d'abord la puissance totale du Flysch à *Helminthoïdes* s.l., elle ne semble pas dépasser dans la région envisagée ici et suivant les estimations faites plus haut, la valeur maxima de 400 à 450 m. Peut-être même n'atteint-elle pas 400 m, mais il est possible dans ce cas que la série soit incomplète vers le haut.

D. SCHNEEGANS, de son côté, pensait que cette épaisseur ne devait pas être inférieure à 1.000 m, et encore faisait-il abstraction des grès de l'Embrunais proprement dits, couronnant pour lui le complexe à *Helminthoïdes*. L'estimation est peut-être valable en Ubaye et entre Durance et Ubaye (Massif du Parpaillon, région de Crévoux, etc...) mais elle est inapplicable ici où la hauteur considérable des versants de Flysch (1.200-1.400 m à l'E. du village de Réallon)

* On se reportera notamment à l'ouvrage récent de J. LESSERTISSEUR (1955) pour l'interprétation paléobiologique de ces traces organiques.

s'explique par des raisons d'ordre tectonique. Les couches vues "par leur tranche frontale", c'est-à-dire suivant une coupe perpendiculaire à la direction d'écoulement pourraient, en effet, sembler former une suite stratigraphique continue. La coupe des profonds ravins qui entaillent ce versant montre, au contraire, la superposition de plusieurs structures à grande échelle, impliquant la répétition de la série, autrement inapparente, d'autant que le plongement des bancs apparaît parfois quasi-monoclinal (voir Chapitre Tectonique). Il est possible que l'épaisseur du Flysch soit considérablement augmentée (plus que doublée) vers le centre du bassin en même temps que prédomine l'apport détritique. Mais, indépendamment des petits replis souples et désordonnés bien notés par D. SCHNEEGANS en Ubaye, il me semble que l'éventualité d'une tectonique comparable, en grandes structures plus ou moins isoclinales, ne serait pas à exclure, a priori, et pourrait conduire à réduire l'estimation chiffrée par D. SCHNEEGANS, de la puissance du Flysch. Ce qui reste à vérifier.

- (2) Flysch noir et Flysch à Helminthoïdes ont toujours paru liés stratigraphiquement aux géologues des zones intraalpines (M. GIGNOUX, L. MORET, D. SCHNEEGANS, etc...), le premier daté du Lutétien et peut-être en partie du Priabonien servant de base au second. De ce fait, l'âge tertiaire du Flysch à Helminthoïdes, imprécis de façon rigoureuse, n'a pas paru en tout cas faire de doute. Ce rappel pose le problème du Flysch brun que j'ai défini sur la bordure sud-occidentale des nappes de l'Embrunais entre la Durance et le Haut-Drac. Ce flysch, lié stratigraphiquement de façon certaine à la base du complexe à Helminthoïdes, apparaît ici stratigraphiquement indépendant du Flysch noir lutétien par l'absence de microbrèches à Nummulites, la présence d'Helminthoïdes et, par ses microfaunes, d'affinités crétacées. Malgré une certaine analogie des lithofaciès (présence de couches rouges par exemple) et de leur aspect général, il semble donc qu'il s'agisse de deux choses différentes. Or, D. SCHNEEGANS notait par place, en Ubaye, un passage vers le haut du Flysch noir à des calcaires feuilletés contenant des Fucoïdes et des Helminthoïdes. Il citait par ailleurs, dans la région de Jausiers, la présence de schistes rutilants associés pour lui au Flysch noir et qui, en certains points, soulignent les structures anticlinales du Flysch à Helminthoïdes. Le problème serait donc de savoir dans quelle mesure ce Flysch noir (à Helminthoïdes et couches rouges) correspond véritablement au Flysch lutétien ou s'il n'y aurait pas confusion avec un Flysch brun tel que celui de la région de Réallon et des Autanes, précisément en position structurale analogue au coeur des charnières anticlinales. Le problème peut être délicat à résoudre, Flysch brun et Flysch noir stratigraphiquement indépendants pouvant se trouver superposés en contact mécanique sans que la chose soit apparente. C'est peut-être ce qui se produit en Ubaye. C'est ce que j'admets en tout cas dans le Haut-Cirque de la Rouanne et peut-être également à proximité immédiate de Réallon (coupe du bas ravin de la Pisse, au-dessous de la Cascade) où le Flysch noir renfermant plusieurs lames à faciès "Flysch calcaire" (microfaunes paléocènes et éocènes) se trouve surmonté par le Flysch à Helminthoïdes, sans qu'il soit possible de dire avec certitude

(éboulis) si le Flysch brun existe ici puisqu'à peu de distance (fond du torrent de Réallon) les bancs de grès de ce même Flysch à Helminthoïdes se trouvent directement en contact avec des calcaires bathoniens. Il n'y a pas ici de Flysch brun et l'on doit convenir que, dans certains cas, le recouvrement mécanique du Flysch a pu le supprimer tandis que le contact pouvait se faire sur des termes variés des séries sous-jacentes.

On paraît alors conduit à l'idée que le meilleur critère distinctif des Flyschs brun et noir serait la présence ou l'absence des brèches à Nummulites, caractéristiques du Flysch lutétien. Il se peut ainsi que, malgré analogie, le Flysch considéré comme Flysch lutétien par D. SCHNEEGANS et faisant pour lui passage vers le haut au Flysch à Helminthoïdes, ne renferme pas de brèches à Nummulites et corresponde, en fin de compte, au Flysch brun. Dans cette hypothèse (qui suppose la révision, en Ubaye, de tous les points litigieux) et en première conclusion, le Flysch noir lutétien (et Priabonien ?) apparaîtrait comme le terme stratigraphique le plus récent des séries subbriançonnaise et briançonnaise et supposerait, quant au Flysch à Helminthoïdes, une origine différente; nous y reviendrons par la suite, mais nous voyons dès cet instant que le problème est d'importance et peut avoir une portée considérable.

- (3) Nous avons dit que le contact du Flysch à Helminthoïdes se faisait sur des termes variés des séries subordonnées. Cela sans qu'il se trouve accompagné de Flysch noir même seulement de façon mécanique au cas où l'on ne doit pas l'admettre lié stratigraphiquement à la base du complexe à Helminthoïdes. On peut en faire la constatation en de nombreux points du massif, qu'il repose sur des unités subbriançonnaises ou celles plus réduites du Briançonnais : à la Petite-Autane (arête W.) le contact se fait sur du Berrias ou du Malm, au N. du Col de Combeau sur du Berrias, à La Pousterle sur des marbres en plaquettes paléocènes, sur les hauteurs rive gauche du Ravin de La Martinasse sur du Néocrétacé, etc... Même lorsque Subbriançonnais et Flysch ont été, à grande échelle, plissés simultanément, leurs structures se calquant les unes sur les autres (voir Chapitre Tectonique), on doit admettre qu'il y a, de l'un à l'autre, hiatus stratigraphique, et, de ce fait, que le contact Flysch-infrastructures est anormal. Nous verrons ultérieurement tout le parti qu'il est éventuellement possible de tirer de cette idée d'autonomie du Flysch à Helminthoïdes.

- (4) La chose est peut-être valable en certains points de la nappe du Flysch, mais sur sa bordure externe, rive droite de la Durance, la prédominance des apports détritiques ne correspond pas à la phase ultime de la sédimentation. D. SCHNEEGANS d'une part, M. GIGNOUX et L. MORET d'autre part (1938 a), ont, en effet, estimé que "le Flysch à Helminthoïdes était couronné par les Grès de l'Embrunais" * .

* C'est ce qui semble avoir été admis d'une façon générale et notamment dans la région de Réallon, sur les contours et dans la légende de la feuille Gap 1/80.000, deuxième édition.

Dans notre région, c'est au contraire le faciès à Helminthoïdes s. str. qui couronne la série gréseuse et, nous l'avons dit précédemment, la présence de ces grès sur certaines arêtes faîtières ne signifie pas qu'il s'agit des termes lithologiques les plus élevés. Pas plus que la présence à 2.500-2.600 m d'altitude (Col de Roche-Méane, Col du Barle, etc...) de Flysch brun dans une série monoclinale ne signifie qu'il s'agit d'une récurrence stratigraphique de ces lithofaciès dans la partie sommitale de l'édifice du Flysch (figure 7). Sur le grandiose versant de la rive gauche du torrent de Réallon, les grès du Flysch se retrouvent plusieurs fois répétés, pour des motifs d'ordre structural, séparés de talus plus ou moins raides et développés, suivant qu'il s'agit du complexe supérieur calcaire (coeur des charnières synclinales) ou du Flysch brun de base (axes anticlinaux).

Je n'ai pu me faire une idée de la direction des apports détritiques ni de leur provenance, moins encore de la nature des agents dynamiques qui en ont conditionné le dépôt. La bordure étudiée ici est trop étroite vis-à-vis de l'ensemble de la nappe pour qu'il soit possible d'en tirer des enseignements susceptibles de généralisation. La remarque valable à d'autres points de vue me paraît l'être plus encore dans ce domaine où seules des vues à l'échelle de la zone du Flysch tout entière peuvent avoir, à mon sens, quelque signification. Tout au plus peut-on retenir l'apparent développement (?) de la phase détritique de la bordure S.W. au centre (et à la bordure N.E. ?) du bassin de Flysch. Encore faut-il tenir compte du fait qu'il s'agit d'une nappe et que les directions observées ne correspondent pas forcément à celles des courants responsables des apports qui peuvent avoir été oblitérés par diastrophisme.

Mais, connaissons-nous jamais le ou les formidables réservoirs cristallins ou cristallophylliens aux dépens desquels s'est édifié la prodigieuse construction du Flysch de l'Embrunais?

- (5) M. LANTEAUME, nous le savons, a fixé un âge Crétacé supérieur (Cénomanien-Maëstrichtien) pour le Flysch à Helminthoïdes de Ligurie. Les microfaunes que j'ai trouvées en Embrunais ont, de façon quasi-certaine, des affinités crétacées mais sans qu'il soit possible pour l'instant de préciser davantage. On pourrait d'ailleurs se demander à ce propos s'il s'agit bien de la même formation INCHANGEÉE LITHOLOGIQUEMENT ET STRATIGRAPHIQUEMENT, des Alpes Maritimes italiennes au domaine durancien : ce n'est pas évident, a priori, mais disons de suite qu'un certain parallélisme, dans l'état actuel des connaissances, semble possible, voire même probable, pour certains termes de la formation. Ainsi, le Flysch brun mis en évidence en Embrunais serait l'équivalent du complexe de base de Ligurie. Les ensembles à dominante détritique, puis calcaire pourraient aussi, dans une certaine mesure, se correspondre, tandis que les marnes grises connues en certains points de la partie tout à fait supérieure du Flysch de Ligurie seraient absentes (a priori) en Embrunais et en Ubaye. Tout ceci de façon très schématique puisque M. LANTEAUME a décrit en Ligurie d'importantes variations des faciès et notamment des vicissitudes de la phase détritique des bordures au centre du bassin du

Flysch, telles qu'elles ne se retrouvent peut-être pas du tout en Embrunais* .

La micrographie enfin, par certains de ses aspects (fond commun à spicules, petites Globigérines et Gümbelines) ne semble pas sans analogie d'une région à l'autre, bien que le domaine de l'Embrunais - tout au moins la région étudiée ici - paraisse assez peu privilégié quant à la densité en microfaunes.

Ce caractère, associé au fait qu'il s'agit toujours de petites faunes naines, traduit de façon très certaine un milieu biologique peu favorable. On ne peut que s'étonner, par exemple, s'il s'agit bien d'horizons néocrétacés, de la quasi-absence de Rosalines malgré les nombreuses recherches faites dans ces niveaux. De façon brutale, le problème se pose donc de savoir si ces associations microfauniques sont originellement et stratigraphiquement liées aux niveaux lithologiques auxquels on les trouve associées ou si elles y sont remaniées ** .

Dans ce dernier cas, l'hypothèse admise jusqu'alors d'un Flysch à Helminthoïdes nummulitique pourrait être dans certaines limites et jusqu'à nouvel ordre conservée et le problème de son origine resterait inchangé. A défaut de microfaunes éocènes, certains critères lithologiques, pétrographiques, l'étude systématique des matériaux constitutifs de la phase détritique par exemple, de leur origine et mode de sédimentation, permettront sans doute de dire un jour s'il y a ou non correspondance stratigraphique entre grès d'Annot (et du Champsaur) et grès de l'Embrunais.

Dans le cas contraire, la présence dans le Flysch à Helminthoïdes de faunes d'âge néocrétacé n'exclut pas pour autant que la formation passe, dans les niveaux lithologiques supérieurs, à un Tertiaire plus ou moins élevé; ce qui resterait à vérifier. Mais le problème n'est pas là.

- (6) Le Néocrétacé et l'Eocène inférieur étant représentés (avec des modalités de détail variables suivant les points, mais de façon générale) aussi bien dans le Subbriançonnais que dans le Briançonnais (marbres en plaquettes), c'est l'ORIGINE PALEOGEOGRAPHIQUE MEME du Flysch à Helminthoïdes qui se trouverait ainsi mise en cause : c'est, en effet, une aire où le Crétacé supérieur n'est pas représenté qu'il faut alors rechercher pour socle stratigraphique du Flysch à Helminthoïdes, en tenant compte du fait que nous admettons pour celui-ci (voir Chapitre Tectonique) une extension transversale minimum de 80 km. Et l'inventaire que l'on peut en faire dans le domaine intraalpin en paraît d'autant simplifié.

* Nous rejoignons ici le problème non encore résolu des Grès de l'Embrunais.

** On pourrait également penser à d'éventuelles faunes résiduelles dans un bassin isolé où les renouvellements de faunes et les échanges biologiques normaux ne pouvaient se faire (L. MORET). Mais des cas semblables sont-ils effectivement connus par ailleurs avec certitude

Il ne faut pas oublier par ailleurs que l'indépendance tectonique du Flysch notée vis-à-vis des unités exotiques de la bordure externe des nappes est un caractère qui se retrouve au coeur même du pays briançonnais, puisque J. DEBELMAS et M. LEMOINE d'une part (Montagne de Furfande, Massif de Peyre-Haute) et M. GIDON d'autre part (Massif de St Ours - Ubaye) ont retrouvé des témoins de Flysch qu'ils ont rattachés au Flysch de l'Embrunais et qui, dans ces deux régions, reposent tectoniquement sur les unités sous-jacentes. Les premiers estimaient même que le substratum originel du Flysch de Furfande devait "être recherché très à l'E."

Schématiquement, le problème se trouve donc clairement posé : le Flysch à Helminthoïdes, autonome mécaniquement et stratigraphiquement des régions sous-jacentes charriées, ne peut avoir qu'une origine ultrabriançonnaise : zone pré-piémontaise, zone des schistes lustrés ou région plus orientale encore, inconnue à l'affleurement. Les recherches alors en cours dans la première (M. LEMOINE) diront peut-être si la chose y est éventuellement possible (largeur de la zone au sens paléogéographique du terme, possibilité d'un Flysch crétacé, etc...). L'idée d'une origine plus orientale encore (schistes lustrés par exemple) pose naturellement à elle seule un grand nombre de problèmes qui interfèrent les uns les autres et qu'il serait prématuré, semble-t-il, de vouloir résoudre, faute de données précises.

Le Flysch à Helminthoïdes par exemple ne porte pas trace de métamorphisme. Au cas où il aurait formé la couverture néocrétacée des schistes lustrés (niveaux précisément inconnus ici de façon sûre) il faudrait admettre qu'il n'a pas été atteint par le métamorphisme, ou bien encore que son décollement se serait fait avant qu'il puisse l'être *. Il faut bien remarquer en tout cas que le Flysch à Helminthoïdes n'aurait en aucun cas entraîné avec lui quelques copeaux de la formation des schistes lustrés ni des roches vertes qui leur sont associées.

Mais il est vrai que les auteurs (F. ELLENBERGER, R. MICHEL) semblent s'entendre sur un métamorphisme très tardif des schistes lustrés, voire nettement post-tectonique (métasomatose sodique notamment). Inversement, il ne semble pas qu'il existe ici quelques lambeaux de Flysch restés en quelque sorte sur place. Il est vrai que si l'on admet cette hypothèse, le métamorphisme peut en avoir oblitéré les caractères.

Tout ceci n'est naturellement qu'hypothèses mais, de façon plus objective, on devrait alors imaginer, toujours selon la même optique, que le comblement final de la fosse à hauteur des zones penniques se serait achevé par un arrêt prématuré de la sédimentation dès le Crétacé supérieur - peut-être l'Eocène inférieur (?) ** alors que la sédimentation se serait poursuivie au Lutétien dans le domaine contigu à l'W. (Briançonnais) ***. Du même coup, on le conçoit, les

* Notons alors qu'il recouvre fréquemment le Flysch noir lutétien briançonnais et subbriançonnais.

** A moins qu'elle n'ait repris, après décollement du Flysch à Helminthoïdes, ce qui paraîtrait peu vraisemblable, d'autant que le Flysch peut reposer sur les termes lutétiens briançonnais ou subbriançonnais.

*** Puis au Priabonien et à l'Oligocène dans des zones de plus en plus externes.

termes stratigraphiques les plus récents des séries briançonnaises et subbriançonnaises correspondraient au Flysch noir (Lutétien - Priabonien). Il n'en reste pas moins que l'origine de la phase détritique du Flysch de l'Embrunais resterait à résoudre et qu'il serait intéressant de connaître si une origine géographiquement commune, mais à une époque différente, pourrait être retenue pour la formation des Grès d'Annot ou du Champsaur.

QUATRIEME PARTIE

-

TECTONIQUE

-

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

Les nappes de l'Embrunais constituent, sans nul doute, l'un des plus beaux exemples, dans les Alpes, de recouvrements mécaniques tangentiels et de phénomènes de "tectogénèse épidermale" par gravité. Le panorama du bord des nappes, tel qu'on le voit de la région de Chorges (Pl. Ia et b) par exemple, est particulièrement édifiant de telles superpositions multiples d'unités d'origine diverse. Ainsi, si l'on imaginait un itinéraire idéal conduisant de la région de Savines aux sommets de Chabrières et de La Fourche, on traverserait successivement les unités suivantes :

- Les terres noires bathoniennes et callovo-oxfordiennes de l'autochtone.
- L'unité subbriançonnaise de Saint-Apollinaire avec gypses et cargneules du Trias - Rhétien - Lias - Dogger - Néocrétacé - Flysch noir.
- L'unité subbriançonnaise de Piolit complète du Dogger au Flysch noir écaillée à l'extrême sur l'arête des Croix de Viandre à la Croix du Vallon.
- L'unité briançonnaise de Chabrières avec Trias - Malm - Néocrétacé..
- L'unité briançonnaise de La Fourche, avec Dogger - Malm - Néocomien - Flysch noir.
- Le Flysch à Helminthoïdes de La Fourche.

Les contacts mécaniques de ces différentes unités sont tous parfaitement visibles et non interprétés. Ils sont toujours tangentiels, subhorizontaux. Le hiatus stratigraphique peut être grand d'une unité à l'autre, malgré leur superposition directe, et la diversité de leur origine n'en est alors que plus frappante.

P L A N D E L ' E T U D E T E C T O N I Q U E

Nous étudierons successivement la tectonique des unités subbriançonnaises, des unités briançonnaises et du Flysch, ainsi que leurs apports ou influences mutuels.

HISTORIQUE DES RECHERCHES ANTERIEURES

Cet historique concerne les trois domaines envisagés.

La superposition d'unités d'origine différente n'était pas apparue à Ch. LORY qui voyait dans des montagnes telles que Chabrières ou La Pousterle autant d'"îles dans la mer éocène".

Quant à GORET (1887) il y voyait des massifs limités sur leur périphérie par des failles verticales. Ce n'est donc qu'à l'époque de E. HAUG et W. KILIAN, nous le savons, que le rôle des recouvrements s'imposera pour cette région de l'Embrunais. Ces auteurs parvenaient aux deux conclusions capitales suivantes : à savoir que ce "Flysch de l'Embrunais ne se trouve pas sur le Jurassique du soubassement en repos normal, mais qu'il a été amené par un phénomène de charriage dans la position actuelle" et d'autre part, que le Flysch a entraîné dans sa marche des parties de son ancien substratum : Trias - Lias - Jurassique supérieur, etc...

Ajoutons, enfin, que pour E. HAUG il existait au-dessus de la nappe de Flysch les témoins d'une deuxième nappe originaire du Briançonnais, mais au-delà de la zone d'origine du Flysch. Dans la région qui nous intéresse ici, ces témoins sont les klippes de Chabrières et de La Pousterle.

M. GIGNOUX et L. MORET les premiers ont reconnu la double structure anticlinal visible dans la coupe-clef du torrent de la Rouanne (vallée d'Ancelle), tout en précisant la nature mésozoïque de ces pointements anticlinaux et de ces écaillles perçant au milieu de leur couverture de Flysch. Ces idées furent spécialement développées dans plusieurs notes aux Comptes rendus de l'Académie des Sciences et dans leur ouvrage synthétique sur la "Description Géologique du Bassin supérieur de la Durance".

Ces mêmes auteurs notaient également la position aberrante du Flysch à Helminthoïdes encapuchonné au front des nappes dans la région d'Ancelle et jusqu'au N. de la Bâtie-Neuve.

Ils insistaient également sur l'opposition de style tectonique de la masse de Flysch à Helminthoïdes et celui des écaillles subbriançonnaises, appliquant, pour le premier, le terme de tectonique d'écoulement libre ou superficiel et attribuant à ce Flysch le rôle de traineau-écraseur vis-à-vis de son substratum mésozoïque étiré à la base de l'écoulement.

D. SCHNEEGANS devait revenir longuement sur ces idées dans son Mémoire paru en 1938, insistant surtout sur l'indépendance tectonique de la nappe de Flysch vis-à-vis des noyaux mésozoïques entraînés dans l'écoulement.

Ce même auteur avait auparavant (1934) visité les unités situées en rive droite de la Durance (vallée de Réallon et Massif de Chabrières). Il était arrivé à la conclusion - contrairement à E. HAUG - que les klippes de Chabrières et de La Pousterle étaient tectoniquement inférieures à la nappe de Flysch de l'Embrunais et correspondaient à une dilatation des cicatrices de Réallon et des Gourniers. Les klippes étant de nature briançonnaise, D. SCHNEEGANS admettait dès lors une origine semblable pour le Flysch de l'Embrunais.

Enfin, rappelons que dans la partie nord de la région qui nous intéresse ici (secteur d'Orcières), J. BOUSSAC précisa la nature du recouvrement des grès du Champsaur par le Flysch noir, en étudiant la coupe-clef de la haute vallée du Drac d'Orcières, entre cette localité et Prapic.

CHAPITRE I

TECTONIQUE DES UNITES SUBBRIANÇONNAISES

L'examen de quelques coupes naturelles, nous permettra de définir plusieurs styles tectoniques faisant intervenir une tectonique cassante pour les noyaux rigides de Lias - Dogger - Callovien, une dynamique souple pour la dalle Malm - Crétacé, un style par écaillage, sous la surcharge du Flysch, ou des klippes d'origine briançonnaise, enfin, au front du chevauchement, un empilement de plis en cascade, recouvrant une épaisse et longue lame de Flysch à Helminthoïdes.

Afin de faciliter la lecture, nous diviserons notre étude tectonique en trois chapitres d'inégale importance, en utilisant deux limites géographiques naturelles : la vallée du Torrent de la Rouanne d'une part, la vallée du Drac d'Orcières d'autre part.

- Dans le premier chapitre, nous étudierons le domaine situé au S. de la vallée de la Rouanne.
- Dans le deuxième, nous reviendrons au N. afin d'étudier la région située entre le Torrent de la Rouanne et le Drac d'Orcières (cours du Drac de Prapic à Pont-du-Fossé).
- Enfin, le troisième chapitre, plus restreint, sera consacré au domaine septentrional situé au N. du Drac d'Orcières.

A U S. D U T O R R E N T D E L A R O U A N N E

Nous distinguerons deux parties, la première ayant trait au Massif de Piolit proprement dit, la deuxième à son prolongement oriental sous les klippes briançonnaises de La Pousterle et de Chabrières, jusqu'à Saint-Apollinaire.

1. Le Massif de Piolit

Nous y ferons 5 coupes majeures détaillées, accompagnées de quelques coupes secondaires.

● COUPE DE LA VALLEE DU TORRENT DE LA ROUANNE : VALLEE D'ANCELLE

C'est la coupe-clef de la structure de tout cet ensemble d'unités subbriançonnaises. Elle est fondamentale pour son interprétation (Planche 2).

A l'E. d'Ancelle, la nappe subbriançonnaise a pour ossature des calcaires massifs du Lias et du Dogger couronnés de calcschistes calloviens. Ce noyau rigide et cassant se trouve enveloppé d'une plus ou moins grande épaisseur de schistes noirs oxfordiens, surmonté d'une épaisse dalle de Malm-Néocomien néocrétacé et Paléocène. Cette dalle est affectée d'une tectonique toute différente, souple à petite et grande échelle.

La coupe proprement dite débute à 1,5 km d'Ancelle. On devrait s'attendre à rencontrer ici des unités subbriançonnaises en contact avec les formations autochtones. Or, c'est du Flysch à Helminthoïdes qui recouvre ici les grès du Champsaur. Ce contact n'est d'ailleurs pas simple, mais d'une extrême complexité de détail. La crête de la Pierre-du-Vaincu et la Combe de l'Eyrouse, entaillée dans les terres noires oxfordiennes, montrent en effet de nombreux petits affleurements de calcaires nummulitiques, grès du Champsaur et même de calcaires berriasiens subbriançonnais. Ces affleurements témoignent donc d'un intense écaillage au contact des nappes (écaillage auquel participent des éléments de la nappe et des formations autochtones). Au-delà, la crête située à l'E. de la Combe d'Eyrouse est de nouveau formée de Flysch à Helminthoïdes et d'une lame de calcschistes néocrétacés.

Sur la rive gauche du Torrent de la Rouanne, ce Flysch à Helminthoïdes, masqué le plus souvent par la forêt, se prolonge en direction du S. Il forme en particulier la falaise extrêmement plissotée visible au S.E. de Mestringuier.

Nous verrons ultérieurement ce qu'il faut penser de la position aberrante de ce Flysch à Helminthoïdes. La suite de la coupe est totalement masquée par d'épaisses formations glaciaires.

Ce n'est qu'à la hauteur de Pomponne * que l'on rencontre les premiers affleurements d'unités subbriançonnaises : calcaires à zones siliceuses et calcaires en petits bancs à Aptychus. Ces falaises sont affectées de nombreux replis. Il s'agit là du

* Le verrou de Pomponne, en arrière duquel s'est établie une petite terrasse fluvio-glaciaire est dû à un gros éboulement ancien des calcaires à zones siliceuses de la falaise dominant la Rouanne en rive droite et dont on voit fort bien la niche d'arrachement.

flanc occidental de l'anticlinal de Rouanne-Basse, identifié naguère par M. GIGNOUX et L. MORET.

Le noyau de cet anticlinal est formé par le splendide verrou de calcaires massifs du Lias - Dogger - Callovien de Rouanne-Basse. Ce bombement anticlinal irrégulier est affecté de failles dont l'une, grosso-modo E.W., effondre légèrement la partie N. On voit nettement, dans le compartiment S., les calcschistes calloviens couronnant et enveloppant l'édifice, se déverser vers le S. et s'étirer le long des schistes noirs oxfordiens, eux-mêmes très réduits en épaisseur*.

E. HAUG (première édition feuille Gap 1/80.000) attribuant ce noyau de Dogger (ainsi que celui que nous rencontrerons plus loin, à Rouanne-Haute) au Jurassique supérieur, interprétait les schistes noirs oxfordiens qui l'entourent, comme des terres noirs autochtones qui seraient apparues ici en FENETRE sous la nappe.

Vers le N., le prolongement de cet axe anticlinal est masqué en totalité par des formations superficielles, à part quelques petits affleurements d'Oxfordien, dans le ravin situé à l'W. de Rouanne-Basse. Il faudrait aller jusque sur l'arête du Cuchon à la Petite-Autane ou dans les ravins entaillés dans le versant S.W. de celle-ci, pour retrouver son prolongement septentrional. C'est ce que nous verrons ultérieurement.

Vers le S., au contraire, les choses sont beaucoup plus claires. Le Torrent du Courou entaille, en effet, une épaisse dalle de calcaire à zones siliceuses très ondulée, au-dessous de laquelle apparaissent les terres noires oxfordiennes. L'axe de cette formation - de direction N.15°-W. environ - se trouve dans le prolongement du noyau anticlinal de Rouanne-Basse et en constitue ainsi le prolongement méridional (fig. 8).

Vers le S.W., le Malm à zones siliceuses du Torrent du Courou se trouve surmonté de Néocomien et de l'épaisse formation des calcschistes néocrétacés formant la Crête de l'Aiguille - Petite-Aiguille - Clot du Rocher (figure 9).

Au delà du verrou de Rouanne-Basse (E.) un abaissement d'axe amène les couches à zones siliceuses et les calcaires berriasiens à proximité du fond de la vallée de la Rouanne. L'axe anticlinal de Rouanne-Basse est, en effet, suivi plus à l'E. d'un axe synclinal, de même direction, bien visible au S. de la vallée (Malaparré - Pyramide Signal 1991,9) et dont la bordure N.E. recouvre les terres noires oxfordiennes visibles au fond du torrent du Lautaret (et sur sa rive gauche) au S. des Châlets de Rouanne-Haute.

On notera, au centre du synclinal et à mi-distance entre le torrent de la Rouanne et le sommet de Piolit, la présence d'une klippe de Flysch à Helminthoïdes (Signal 2213,3 au N. du Col de la Pourachière). (Figure 9). Ce lambeau de Flysch repose

* La disposition dissymétrique de ce noyau anticlinal s'accompagne (du côté opposé) de la présence d'un petit affleurement de Rhétien aux pendages quasi-verticaux, rive droite du torrent de la Rouanne

sur le Berrias du synclinal de Malaparré, accidenté ici d'un transantoclinal de terres noires, de direction grosso modo N.E., et dont le faite correspond précisément à l'emplacement de cette klippe de Flysch. En effet, ces terres noires, dont nous re-parlerons plus loin (elles forment l'enveloppe d'un deuxième anticlinal de Dogger-Callovien : celui de Rouanne-Haute) ont ici percé leur couverture et se trouvent en contact anormal avec le Tithonique et le Berrias du synclinal de Malaparré et il est vraisemblable que, sous les éboulis, le Flysch du Col de la Pourachière repose à son angle N.E., non pas sur le Berrias, mais sur ces terres noires.

Sur la rive droite du torrent de la Rouanne, quelques affleurements discontinus de Malm-Berrias (Garnier - Torrent du Sella) définissent le prolongement septentrional de ce synclinal. Mais ici, comme aux environs de Rouanne-Basse, les choses sont peu nettes du fait, soit de l'importance des formations superficielles (Chau-Belle - Coste Beaune), soit des glissements affectant ce versant. Quoiqu'il en soit, l'abaissement d'axe semble ici manifeste vers le N., puisque le Flysch à Helminthoïdes descend fort bas sur le versant S. de la Petite-Autane (Pyramide Signal 1942,3 en particulier, et plus bas encore sur la pente) alors que la cote de base du lambeau de Flysch de la Pourachière se trouve à 2170 m.

Les terres noires du Torrent du Lautaret, au S. des Châlets de Rouanne-Haute, constituent l'enveloppe (très incomplète) d'un deuxième noyau calcaire de Dogger-Callovien, affleurant largement dans le haut-cirque de La Rouanne et littéralement hâché de failles. C'est le coeur du deuxième anticlinal défini par M. GIGNOUX et L. MORET, sous le nom d'anticlinal de Rouanne-Haute. Il s'agit, en fait, plus d'un bombement à valeur anticlinale que d'une véritable formation anticlinale à direction bien déterminée.

Vers le S. cependant, - au delà des terres noires du Serre du Clot des Naïs - on retrouve entre les sources de la Rouanne et le Col de Chorges, une épaisse dalle ondulée de calcaires à zones siliceuses semblable à celle du Torrent du Courou. Sous cette dalle, s'enfoncent les terres noires du Serre du Clot des Naïs que l'on retrouve au fond des ravins à la faveur de l'érosion et de bombements anticlinaux dans deux axes parallèles, à quelques centaines de mètres au N. du Col de Chorges. Il est évident que ces axes anticlinaux, de direction franchement N., matérialisent le prolongement méridional de la formation anticlinale de Rouanne-Haute. La direction de ces axes anticlinaux n'est d'ailleurs pas parallèle à celle de l'anticlinal de Rouanne-Basse. Nous y reviendrons par la suite (voir Tectonique de la Région du Col de Chorges). Enfin, ces anticlinaux de style isoclinal se trouvent fortement déversés vers l'W.

Cette formation anticlinale de Rouanne-Haute (figure 10) constitue un vaste dôme qui s'enfouit au N. et à l'E. sous le Flysch à Helminthoïdes et dont l'enveloppe méridionale de terres noires (sources du torrent du Lautaret) se trouve surmontée de Flysch noir à conglomérats et grès à Nummulites (au S. du point 1982,5).

La direction des failles fracturant ce noyau anticlinal semble, à première vue, éminemment variable et il paraît inintéressant de détailler toutes les manifestations de cette tectonique. Un point cependant doit retenir notre attention : on peut, en effet, être frappé par la répartition des affleurements de ce noyau calcaire, dans le haut cirque de la Rouanne qui, en plan, dessinent, grosso modo, un triangle dont l'arête N.E. se trouverait arquée sous l'avancée du promontoire de Flysch de Rey-Térouvières et dont les deux autres arêtes E. et S.W. se réuniraient aux abords du haut torrent du Lautaret. Or, il se trouve que, mises à part un certain nombre de cassures dans l'angle nord de ce triangle, la plupart des grandes failles qui l'accidentent convergent vers cet angle méridional de telle sorte qu'elles dessinent un faisceau divergeant vers le N. "balayant" en éventail la surface de ce triangle.

La disposition assez curieuse de ces cassures peut n'être que le fait du hasard et il paraît de toute façon difficile de l'expliquer par la seule observation de surface de niveaux qui s'enfoncent rapidement, soit sous leur couverture souple d'Oxfordien-Malm-Crétacé, soit sous le Flysch à Helminthoïdes. Nous y reviendrons d'ailleurs plus loin, à propos de la tectonique de la région du Col de Chorges.

Parmi ces grandes cassures, on notera surtout la belle surface polie limitant au S. le noyau calcaire du Lautaret (Pyramide Signal 1784,4 m) étirant totalement le Callovien et mettant directement en contact les calcaires massifs du Dogger avec les schistes noirs oxfordiens de la rive droite du torrent du Lautaret. Cette grande faille se trouve elle-même plusieurs fois décrochée transversalement par un jeu de cassures verticales secondaires, dont le rejet est d'autant plus facile à estimer que le contact Dogger-Callovien est bien visible à distance (de la rive gauche du torrent du Lautaret, par exemple).

Enfin, ces failles n'affectent pratiquement jamais l'enveloppe de Malm et Crétacé et s'amortissent rapidement dans le niveau des terres noires oxfordiennes. On conçoit donc, dès maintenant, le double rôle joué par ce niveau de schistes noirs oxfordiens :

- Division à ce niveau de la série mésozoïque subbriançonnaise en deux ensembles distincts tectoniquement : un ensemble inférieur rigide et cassant, composé d'un matériel essentiellement calcaire : Lias-Dogger-Callovien; un ensemble supérieur surtout calcschisteux et stratifié : Malm-Néocomien-Néocrétacé-Paléocène, réagissant suivant un style très souple aux manifestations tectoniques.
- Il s'ensuit que les terres noires oxfordiennes séparant des deux ensembles, permettent une disharmonie par décollement sur l'Oxfordien de l'ensemble supérieur souple vis-à-vis de l'ensemble inférieur rigide et cassant, les failles affectant ce dernier ensemble étant immédiatement amorties dans le niveau d'Oxfordien.

En fait, la série de Rouanne-Haute n'est pas limitée aux seuls Dogger-Callovien et Oxfordien. Nous allons étudier cette série dans deux coupes où elle se trouve répétée tectoniquement.

- a. Sous l'éperon de Flysch à Helminthoïdes de Rey-Térouvières entre les torrents de Peyron-Roux et du Jas-Cerisier.

On rencontre, au-dessus des calcschistes calloviens du torrent du Jas-Cerisier, une petite falaise de calcaires à zones siliceuses surmontés de calcaires en plaquettes à Aptychus et Bélemnites. L'Oxfordien, s'il existe, est très réduit en épaisseur et masqué par l'éboulis de la falaise de Malm. Cette falaise se trouve ici affectée de petites failles de tassement.

Au-dessus de quelques prairies et éboulis recouvrant peut-être du Néocomien, du Crétacé supérieur ou du Flysch noir, on rencontre une deuxième falaise formée de Dogger (c'est la falaise qui limite au S. l'éperon de Rey-Térouvières). Ce Dogger se trouve surmonté le plus souvent sans niveau intermédiaire, d'une nouvelle série Malm-Berrias, extrêmement étirée et réduite en épaisseur et que le Flysch à Helminthoïdes recouvre directement. On retrouve une coupe un peu différente, mais de signification analogue, dans le ravin du torrent de Peyron-Roux. Cette coupe est la suivante :

- b. Coupe du torrent de Peyron-Roux

Au N.E. des Châlets de Rouanne-Haute, le sentier passant au Chalet Lombard et se dirigeant vers l'E. traverse le torrent du Peyron-Roux, très près du point où cessent, vers l'amont, les affleurements de Callovien recouvrant le Dogger faillé de la Cluse. Le Callovien a ici un très faible pendage N. à N.E. Peu au-dessus du sentier, dans le lit du torrent, vient directement en contact le Berrias sans interposition d'Oxfordien et de Malm, vraisemblablement laminés. Après environ 180 à 200 m (en distance horizontale), on trouve sur la rive gauche et au fond du ravin, du Flysch noir qui marque ici le sommet de cette première série. Sur la rive droite, par contre, se trouve un petit affleurement de Flysch à Helminthoïdes disloqué, partiellement masqué par du Glaciaire et vraisemblablement glissé sur la pente.

Cette première série est surmontée mécaniquement d'une nouvelle écaille débutant par un niveau de brèche tectonique à éléments de Dogger, et qui précède la falaise de Dogger, ossature de cette nouvelle série et prolongeant vers le N. celle de l'éperon de Rey-Térouvières. Partiellement masquée en rive gauche par du Glaciaire, la série se termine par un mince liseré de Malm-Berrias surmonté

de Flysch noir. Ce sont des affleurements de Flysch à Helminthoïdes qui forment le versant escarpé de la rive droite du torrent. C'est également ce Flysch qui forme le haut bassin versant du torrent de Peyron-Roux.

On a donc ainsi, tant dans l'éperon de Rey-Térouvières que dans la coupe du torrent de Peyron-Roux, un premier et très bel exemple de la répétition tectonique par écaillage d'une épaisse série ici considérablement réduite et laminée sous la surcharge de Flysch à Helminthoïdes. En effet, l'écaille supérieure ne dépasse guère, suivant les points, 50 à 60 m d'épaisseur. Quant à la partie supérieure (Malm-Berrias) de la série de Rouanne-Haute proprement dite (au S. de Rey-Térouvières), elle ne dépasse pas quelques dizaines de mètres également. Or, ces seules assises supérieures peuvent atteindre environ 150 m lorsque la série a été respectée tectoniquement (ravin du Courrou - Synclinal de Malaparré, etc...) et lorsque la surcharge du flysch pendant son écoulement n'a pas été de longue durée.

Enfin, il est intéressant de noter que, Dogger d'une part et Malm-Berrias d'autre part, participent à égalité à cet écaillage.

c. Coupe du Torrent du Jas-Cerisier

Le torrent du Jas-Cerisier a entaillé son lit dans le verrou de Rouanne-Haute, constitué de calcaires massifs du Dogger affectés de nombreuses failles. Il est donc sans intérêt de détailler la coupe tant qu'elle se déroule dans le Dogger (approximativement jusqu'au "Jas" de Jas-Cerisier du plan directeur au 1/20.000).

Au-delà, la coupe montre, au-dessus des calcschistes calloviens, un niveau de brèches oxfordiennes que j'ai assimilées à la fameuse Brèche du Télégraphe connue en Savoie. Vient ensuite une mince falaise de Malm à zones siliceuses surmontée de calcaires en petits bancs du Berrias. Au-dessus, se trouve une nouvelle série Dogger-Malm-Néocomien, plus ou moins incomplète et très étirée (20-30 m d'épaisseur). Enfin, une dernière et mince lame (à peine 1-2 m) de Dogger termine la coupe. Le contact même avec le Flysch est masqué par des formations superficielles (Glaciaire et éboulis).

Cet écaillage est fort continu sur plus d'un kilomètre au fond du cirque de la Rouanne. Il est analogue à celui noté dans les deux coupes précédentes, et même plus intense puisqu'on y rencontre trois écailles au lieu de deux.

Enfin, toutes les crêtes formant le cirque sont constituées par le Flysch à Helminthoïdes dans lequel on distingue de magnifiques charnières, notamment sur le flanc

nord de la Pointe de Fleureudon et la face W. de la crête de la Coupa. Le contact du Flysch sur l'infrastructure subbriançonnaise n'est malheureusement pas visible. Il se fait vraisemblablement par l'intermédiaire du Flysch brun de base, pourtant masqué sous les éboulis.

EN RESUME, cette coupe du double anticlinal de la Rouanne, nous a permis de mettre en évidence les quatre faits suivants qui sont, pour une bonne part, la clef de la tectonique des unités subbriançonnaises entre Durance et Drac :

- Importance du niveau des terres noires oxfordiennes dans l'individualisation de deux ensembles distincts dans la série subbriançonnaise.
- Dualité de style tectonique correspondant aux deux ensembles ainsi définis. Dans la coupe de la Rouanne notamment, la tectonique cassante de l'ensemble inférieur rigide, formant les verrous de Rouanne-Basse et Rouanne-Haute, est particulièrement saisissante.
- Ecaillage de l'ensemble de la série avec grande réduction d'épaisseur, SOUS LE FLYSCH A HELMINTHOIDES.
- Enfin, quelles que soient les complications tectoniques, on a toujours affaire ici à des séries normales, à l'exclusion de tout flanc inverse. Cela se conçoit si l'on tient compte du fait que l'écaillage de la série se produit par tronçonnement à partir de petits plis anticlinaux de très faible amplitude ou même de simples cassures obliques à la série, suivi de la superposition tangentielle de ces tronçons.

● COUPE DE MOISSIERE A L'AIGUILLE PAR LE RAVIN A L'E. DE MOISSIERE ET LA CRETE DE L'AIGLIERE

Un dessin et un panorama de cette coupe ont été donnés par L. MORET (M. GIGNOUX et L. MORET, 1938 - p. 193-195).

On sait que, sortant du cirque fluvio-glaciaire d'Ancelle et franchissant une moraine latérale de cet ancien glacier, la route conduisant à Moissière traverse une sorte de Wildflysch où l'on a du mal à distinguer les différentes lentilles de ce complexe broyé tectoniquement au bord occidental de la nappe (M. GIGNOUX et L. MORET, 1938). La rive gauche du Torrent de Rivaou est entièrement formée de Flysch à Helminthoïdes.

L'ensellement du Col de Moissière est totalement recouvert de formations glaciaires (à cailloux cristallins).

Enfin, le bord de la nappe est situé plus à l'W., dans la région Faudon-Tour Saint-Philippe, où le Flysch recouvre les différents termes de la trilogie priabonienne autochtone.

Mais, très rapidement, à l'E. de Moissière, soit dans le ravin de Coste-Belle, soit dans le ravin sans nom, parallèle et au N. (Espitallier), on rencontre les premiers affleurements de Flysch à Helminthoïdes, comme à l'E. d'Ancelle (figure 11). A une centaine de mètres du fond de ce ravin, si l'on utilisait le sentier qui se dirige vers le N., on trouverait un copeau de grès du Champsaur autochtone dont la position est tout à fait analogue à ceux notés dans la Combe de l'Eyrouse (coupe du torrent de la Rouanne).

Ces affleurements de Flysch à Helminthoïdes se rencontrent fort haut dans ces ravins et sur la crête qui les sépare. Ils sont d'ailleurs en continuité avec ceux notés dans la première coupe et le sentier passant à la Pinouse y reste de façon constante. Vers le S. enfin, nous verrons que ces affleurements de Flysch sont encore plus importants. Dès lors, on voit donc que la présence de ce Flysch aux environs d'Ancelle n'était pas purement fortuite et accidentelle, mais qu'elle se généralise sur le pourtour externe de la bordure occidentale des nappes subbriançonnaises. Restera à déterminer, ultérieurement, grâce à d'autres coupes, la valeur de son encapuchonnement par ces unités et les conclusions qu'il faudra en tirer sur son origine.

Au-dessus vient une assez épaisse formation de Flysch noir dans laquelle se trouvent intriquées en lames étirées des calcschistes néocrétacés-paléocènes ou même quelques lentilles de plaquettes calcaires du Berrias. Il semble que ces lames puissent témoigner d'un écaillage du substratum originel du Flysch noir entraînées avec celui-ci au front de la poussée. Un tel style tectonique est d'ailleurs fréquent en plusieurs points de la région considérée. Je le qualifierai de "tectonique en échar-des dans le Flysch noir".

Au delà d'une dernière lame de calcschistes néocrétacés, un peu plus importante que les précédentes, on traverse une assez grande épaisseur de calcaires à Aptychus néocomiens dans lesquels, sur la rive droite du ravin, on reconnaît quelques mètres de calcaires à zones siliceuses encadrant un horizon de terres noires oxfordiennes. Il est évident que ces assises représentent une lame anticlinale très pincée, sans doute écaillée au coeur des calcaires berriasiens. Sur la crête de l'Aiglière, seules les terres noires semblent indiquer ce mouvement anticlinal.

Faisant suite à ces calcaires, la coupe du sommet de l'Aiglière montre une assez grande épaisseur de calcschistes néocrétacés avec plusieurs niveaux de couches rouges (120-150 m au total) eux-mêmes suivis de nouveau de calcaires plaquetés du Néocomien.

Ces calcschistes néocrétacés de l'Aiglière forment synclinal * confirmé par le fait qu'à mi-hauteur de cet ensemble, les calcschistes montrent en lame mince une faune paléocène confirmant ce repli de la série sur elle-même. Au-dessus des niveaux berriasiens qui lui font suite, on rencontre la haute falaise verticale de l'Arche. Cette falaise formée de calcaires à zones siliceuses est très plissotée dans le détail et correspond à une voute anticlinale incomplète, mais bien visible sur le flanc S. où deux falaises de Malm superposées enveloppent les terres noires oxfordiennes du coeur de l'anticlinal, couché jusqu'à l'horizontale.

De côté N., on retrouve ces mêmes terres noires au pied de la falaise de l'Arche. Elles affleurent en particulier sur la crête émoussée située à la tête du ravin de Moissière et en contrebas du côté W. Une mince lame de calcaires à zones siliceuses située au N. (versant des Mortes) et au-dessous de ces terres noires, représente le flanc inférieur très aminci de l'anticlinal de l'Arche.

Tous les affleurements chaotiques visibles au Clot Tourcin et sur la pente située au N. représentent une grande masse glissée dont la niche d'arrachement correspond à la dépression située entre l'Arche et l'Aiguille. Cette masse glissée et les formations superficielles masquent la suite de la structure anticlinale de l'Arche vers le N.

Au delà du sommet de l'Arche, en direction de l'E., la série est normale, sans répétition tectonique, jusqu'au sommet de l'Aiguille **. Le sommet même de l'Arche est formé de calcaires plaquetés du Berrias et le sommet de l'Aiguille de calcschistes néocrétacés-paléocènes, de même que toute la longue crête émoussée et chaotique reliant l'Aiguille à la Petite Aiguille puis au Clot du Rocher. On remarque un très beau niveau de couches rouges sur les flancs de l'Aiguille. Le niveau rouge du versant W. est d'ailleurs bien visible d'Ancelle.

On notera, enfin, l'allure parfaitement isoclinale de la totalité des assises depuis Moissière jusqu'au sommet de l'Aiguille. Abstraction faite des replis de détail, le plongement des couches est régulier, d'environ 15-25° vers le N.E.

Si l'on cherche alors à établir une relation entre cette coupe et celle du Torrent de la Rouanne, on remarque de suite qu'il y a évidemment identité entre la falaise de Malm de l'Arche et la lame ondulée de Malm du ravin du Courou (que nous avons vu être l'enveloppe méridionale du noyau anticlinal de Dogger-Callovien de Rouanne-Basse), l'une et l'autre étant surmontées par la même série crétacée de l'Aiguille. Cette formation anticlinale existe ici, mais sans Dogger, le coeur de l'anticlinal de l'Arche étant constitué par les terres noires oxfordiennes. On en arrive donc à la conclusion que cet anticlinal se trouve en quelque sorte énucléé de son Dogger "resté en arrière" au

* Cette structure est bien visible de l'arête rive droite du Ravin de Moissière.

** Le sommet même de l'Aiguille est affecté de plusieurs crevasses tectoniques de direction E.W.

cours du plissement et de l'écoulement, le décollement de l'ensemble supérieur, en totalité, se faisant au niveau plastique des terres noires. Cet ensemble supra-oxfordien s'est donc énergiquement plissé, mais sous forme de plis très pincés et couchés combinant à l'extrême limite une tectonique par écaillage, expliquant ainsi l'allure isoclinale de la série.

Partant de Moissière, nous avons donc ainsi les éléments tectoniques suivants :

- La formation synclinale du Flysch de Moissière.
- L'axe anticlinal du ravin de Moissière (à l'E. d'Espitalier).
- Le synclinal de calcschistes néocrétacés-paléocènes de l'Aiglière.
- L'anticlinal de l'Arche, surmonté de la série normale de l'Aiguille.

EN CONCLUSION, cette coupe nous confirme certaines données mises en lumière par la coupe de la Rouanne, telles que :

- Indépendance tectonique des deux demi-séries infra et supra oxfordiennes, le rôle de niveau plastique des terres noires étant clairement mis en évidence.
- Style souple de la série supérieure et disharmonie par rapport à la série inférieure.
- Présence de Flysch à Helminthoïdes au front des nappes et au-dessous des unités subbriançonnaises.

Elle apporte trois nouveaux éléments à cette étude tectonique :

- Un phénomène d'écaillage surajouté aux plissements de style isoclinal de la série souple.
- Il faut noter l'importance de l'EMPILEMENT des replis de cette série au front du chevauchement, fait qui sera confirmé ultérieurement.
- Enfin, nous avons mis en évidence un style de "tectonique en échardes dans le Flysch noir", de copeaux de son substratum originel ou de celui sur lequel s'est effectué son glissement (en général des marbres en plaquettes).

● COUPE DU TORRENT DU SAPET

Le Flysch à Helminthoïdes de la région de Moissière se prolonge vers le S. Visible sur environ 150 m le long de la route qui conduit du Col de Moissière à la Maison forestière du Sapet, il est inapparent sur la rive droite de ce ravin où il se trouve masqué par un Glaciaire abondant. On le trouverait à partir de la cote 1500 environ sur le versant S. de la crête de Coste-Belle.

Au S., au contraire, rive gauche du Torrent du Sapet (Bois du Sapet - Baillenq) les affleurements de Flysch sont considérables, affectés de multiples replis de détail bien visibles en rive gauche du torrent de Saint-Pancrace.

Vers l'W., (crête des Auréous-Faudon), le contact des nappes montre un complexe écaillé de Flysch noir, Flysch à Helminthoïdes, Néocrétacé de la nappe d'une part, calcaires à Nummulites et grès du Champsaur autochtones d'autre part. Il s'ensuit que ce contact est très difficile à délimiter et nous ne le détaillerons pas ici. Il faudrait surtout en retenir le développement du Flysch noir proprement dit, dont la position tectonique est ici inférieure au Flysch à Helminthoïdes de Moissière.

Vers l'E., la coupe proprement dite commence donc au delà des formations glaciaires (à quelques millimètres à droite du mot "torrent" de Torrent du Sapet). Elle débute par une double lame de calcschistes néocrétacés-paléocènes (Flysch calcaire. des auteurs) intriquée dans un complexe de Flysch noir froissé qui, sur environ 500 m, se trouve lardé de ces lames ou lentilles. Le sentier rive droite du torrent et passant à environ une centaine de mètres au-dessus du fond du ravin passe même à proximité d'une lame de calcaires à Nummulites.

Au delà de ce complexe de Flysch noir, la coupe traverse une certaine épaisseur de calcaires plaquetés du Néocomien (environ 60 m) surmontés de calcaires à zones siliceuses formant un important ressaut infranchissable dans le lit du torrent du Sapet et de son affluent rive droite, dont le bassin versant est constitué par le flanc S. de l'Arche.

Cette lame de calcaires à zones siliceuses représente le prolongement de la lame anticlinale rencontrée dans le ravin de Moissière (Espitallier). Comme dans ce ravin, elle se trouve ici surmontée de calcschistes à Aptychus néocomiens passant progressivement aux calcschistes néocrétacés que l'on rencontre fort haut dans le ravin jusqu'aux environs de la cote 1950 à 2000, suivant les points (ils débutent aux environs de la cote 1750). Tout cet ensemble se trouve extrêmement plissé dans le détail, en de petites charnières très souples, sans trace de laminage. Ce Crétacé supérieur correspond aux affleurements rencontrés sur l'arête W. de l'Aiguille où ils forment le sommet de l'Aiglière dont nous savons qu'il s'agit d'une formation synclinale pincée sous l'anticlinal de l'Arche. C'est donc cet anticlinal que nous devons nous attendre à rencontrer maintenant. En réalité, les choses sont ici assez compliquées et

difficiles à détailler de façon précise. En effet, l'axe anticlinal matérialisé par les terres noires oxfordiennes et les calcaires à zones siliceuses du sommet de l'Arche ont été progressivement étirés en direction de l'E., leur disparition se produisant définitivement dans le ravin très creusé dont la tête se trouve à l'aplomb de la Petite Aiguille. Par contre, au S.E. de ce ravin, apparaît de nouveau, au milieu des calcaires plaquetés du Néocomien, une très belle voûte anticlinale, déversée vers l'extérieur, de calcaires à zones siliceuses qui s'ennoie périclinalement à ses deux extrémités; de telle sorte que la structure anticlinale sera, dès lors, très visible dans le Berrias du ravin du Sapet.

Au-dessus de ce Néocomien viennent enfin les assises néocrétacées rencontrées à l'Aiguille, bien reconnaissables à leurs couches rouges et qui forment ici le sommet du Clot du Rocher. Le versant S. de ce dernier est affecté de belles charnières dans l'une desquelles s'inscrit un nouvel axe anticlinal Malm-Berrias, en réalité décollé au niveau de base de l'oxfordien qui repose ici directement sur le Néocrétacé. Sur l'arête N.W. de Piolit, cet Oxfordien existe seul ici entre les calcschistes néocrétacés et le Berrias de l'unité qui leur est superposée. En effet, les calcaires à zones siliceuses sont ici totalement laminés et ne se voient que dans le ravin du Sapet et sur le flanc S. de l'arête S.W. de Piolit.

Au-dessus du Berriasien et après une passée de schistes noirs oxfordiens, on rencontre les calcschistes néocrétacés à couches rouges du flanc supérieur de l'anticlinal du Clot du Rocher. Ils s'étirent rapidement vers l'E., au-delà de l'arête S.W. de Piolit, sous une nouvelle série anticlinale débutant par des calcaires en plaquettes du Berrias au-dessus desquels des schistes noirs oxfordiens matérialisent l'axe anticlinal - sans calcaires à zones siliceuses. Enfin la série se termine par le Néocomien du flanc supérieur de cet anticlinal couché que j'appellerai "anticlinal de Piolit" puisque ces assises néocomiennes forment l'extrême sommet de la pyramide triangulaire de Piolit. Le versant N. de ce sommet et le flanc W. de son arête N. se trouvent zébrés de magnifiques charnières très souples, sans laminage affectant ce Berrias (figure 12).

En fait, comme dans la coupe de l'arête W. de l'Aiguille, on peut également penser qu'il s'agit plus, dans le cas de l'"anticlinal de Piolit", de l'écaillage de la série au niveau des schistes noirs oxfordiens accompagné d'un laminage de Malm, que d'un véritable plissement de style isoclinal. L'Oxfordien quasi-horizontale, repose en effet en discordance tectonique sur le Néocomien de l'arête S.W. de Piolit et sur le Crétacé supérieur de l'arête W. On n'aurait donc pas, dans ces assises, le flanc inverse ou inférieur de l'anticlinal, mais le toit d'une série inférieure.

C'est en effet une telle structure écaillée que l'on recoupe sur l'arête conduisant de Piolit au Clot du Rocher où l'on note une succession de couches très étirées, isoclinales, en contact tectonique intéressant la série Oxfordien à Néocrétacé d'où les calcaires à zones siliceuses sont toujours exclus par actions mécaniques.

EN RESUME, on voit donc que la structure mise en évidence sur l'arête W. de l'Aiguille et dans le ravin de Moissière se retrouve dans la coupe du torrent du Sapet, très semblable malgré des modalités de détail surajoutées.

Mai, si l'ensemble de la série entaillée par le torrent du Sapet jusqu'au sommet de Piolit plonge toujours faiblement vers le N.E., on a vu qu'il était surtout plissé de façon extraordinaire sous forme de petites charnières très souples, toujours fortement déversées vers le S.W. On a donc là, en somme, une véritable cascade de plis dont nous verrons un exemple plus net encore dans la coupe suivante. Enfin, on notera une fois encore que l'ensemble infraoxfordien ne participe jamais à cette structure plissée.

● COUPE DU TORRENT DU DEVEZET ET STRUCTURE DU PLATEAU BAILLENQ-
LES RAVELS

- a. La coupe précédente ayant abouti au sommet de Piolit et le Torrent du Dévezet ayant son origine à proximité de ce sommet, nous ferons cette coupe en direction du S., depuis le sommet de Piolit, c'est-à-dire dans le sens de la descente.

Pratiquement, pour le géologue de terrain, cette coupe est d'ailleurs partiellement irréalisable dans sa partie moyenne, étant accidentée de ressauts verticaux infranchissables dans le lit du torrent.

Nous n'y rencontrerons plus de calcschistes néocrétacés, mais seulement un empilement de plis très couché, au style souple, affectant une seule dalle d'Oxfordien, de calcaires à zones siliceuses et de calcaires en plaquettes du Berrias, les premiers (Oxfordien et Malm) représentant le coeur de chaque replis anticlinal. Ce niveau est, comme dans la coupe précédente, fréquemment étiré tectoniquement suivant un style très particulier puisqu'il subsiste alors, le niveau plastique de schistes oxfordiens au-dessous et les calcaires en plaquettes du Berrias au-dessus : l'étirement de ce niveau à zones siliceuses étant toujours le plus important dans le cas d'une série Oxfordien-Néocomien réduite en épaisseur. Lorsqu'il n'y a pas laminage de ce niveau, on le voit donc former des bombements anticlinaux déversés vers l'W. (Cf. coupe précédente) s'ennoyant en général à leurs deux extrémités sous le Néocomien. Les falaises ainsi formées par ces lames anticlinales, caractérisées par leur teinte rousse, permettent de reconstituer à distance la structure de cet ensemble plissé, plus difficilement déchiffrable par la seule coupe au mart au. Au-dessous et au S. de "l'anticlinal de Piolit" - ici encore sans calcaires à zones siliceuses - le torrent du Dévezet recoupe ces innombrables replis de la dalle Malm-Berrias

jusqu'à l'W. de Coste-Lébrière, c'est-à-dire suivant un développement horizontal de plus de 1,6 km et sur une dénivellation de plus de 900 m. Nous n'entrerons pas dans les détails de cette structure (d'ailleurs difficilement cartographiable, même au 1/20.000) et retiendrons seulement la présence, à Coste-Lébrière (sur le C de Coste) d'un affleurement réduit de Dogger et d'Oxfordien apparaissant au coeur des calcaires plaquetés du Berrias *. On a sans doute ici un copeau écaillé de l'ensemble inférieur qui vient donc pointer en une sorte de lame tectonique au milieu du complexe souple. Ceci est d'ailleurs très local et accidentel. Quoiqu'il en soit, il est vrai que nous sommes très près du front de la nappe subbriançonnaise et il ne faut pas s'étonner d'y voir quelques témoins d'un rabotage du substratum rigide produit au cours du glissement de l'ensemble souple sur celui-ci.

Immédiatement à l'W. de ces affleurements, dans le fond du torrent du Dévezet, on rencontre les derniers affleurements de cet empilement de replis de l'épaisse dalle Malm-Berrias. L'Oxfordien, totalement laminé, n'a pas subsisté et les couches à zones siliceuses sont directement en contact avec du Flysch à Helminthoïdes énergiquement plissé, visible en rive droite du ravin. Rive gauche, on trouve au-dessous de ce Flysch un épais soubassement de Flysch noir.

Ces affleurements déterminent l'extrême bord méridional de la nappe et c'est immédiatement au S. de l'Eyssellion, dans le torrent du Dévezet, que se fait le contact avec les terres noires autochtones (rive gauche du torrent).

- b. Que devient vers l'W. ce Flysch à Helminthoïdes et de quelle façon se traduit le contact des nappes?

Les affleurements visibles à l'Eyssellion se trouvent rapidement affectés vers le S.W. par un glissement en masse qui donne naissance au chaos d'éboulis plus ou moins grossier visible rive droite du torrent, en face du Laus des Poissons.

Les terres noires autochtones sont visibles de place en place au fond du torrent et en rive gauche, tandis que sur la rive droite, on voit des affleurements chaotiques et fragmentés de divers terrains de la nappe : Malm, Néocomien, etc... écrasés sous le Flysch charrié et secondairement glissé. Le contact de la nappe est donc ici localement déporté vers le S. par ce glissement de terrain récent. Mais ceci n'est qu'accidentel.

* Cette structure en cascade de plis se traduit, du sommet de Piolit à Coste-Lébrière, par 8 axes anticlinaux majeurs, y compris l'anticlinal de Piolit et le pointement de Dogger à valeur anticlinale dont il est question ici, abstraction faite des nombreux replis de détail de moindre importance.

C'est dans le ravin situé à quelques 200 m au N. du point 1248,0 que l'on retrouve le Flysch à Helminthoïdes supportant, comme dans la vallée d'Ancelle, à Moissière, ou dans le ravin du Sapet, les unités subbriançonnaises qui le recouvrent mécaniquement.

Un étroit liseré de Flysch noir sépare le soubassement de Flysch à Helminthoïdes des calcaires plaquetés du Berrias qui le surmontent. Ils s'enfoncent eux-mêmes sous une falaise de calcaires à zones siliceuses qui forment notamment la roche triangulaire caractéristique à patine rousse, visible de la vallée morte Chorges - La Bâtie-Neuve (et que les habitants appellent précisément la Roche Rousse). Vers l'E., ces divers affleurements Malm-Berrias disparaissent peu à peu et ne sont reliés aux assises du torrent du Dévezet que par quelques rares témoins masqués par du Glaciaire ou de la forêt.

Vers l'W., ces affleurements se poursuivent suivant l'horizontale, très disloqués avec un pendage quasi-horizontale ou plongeant très faiblement vers le N.

Au S. de ces affleurements, le Flysch à Helminthoïdes est totalement inapparent, masqué par les formations superficielles.

Mais au N.E. des Irels, on le retrouve formant jusqu'au torrent de Saint-Pancrace, à l'W., une puissante barrière infranchissable affectée de replis et burinée par l'érosion. (Noter spécialement les deux cônes de déjection des Granès et des Irels).

Ici, le contact avec l'autochtone est partout masqué à l'affleurement et ce n'est qu'au fond du torrent de Saint-Pancrace (à quelques millimètres au S. de "St" de torrent de Saint-Pancrace) que l'on verrait un affleurement de Flysch noir en contact avec les terres noires autochtones.

A environ 500 m vers l'E. on rencontrerait également un copeau de calcschistes néocrétacés raboté sous le Flysch.

Ce Flysch à Helminthoïdes se relie sans hiatus aux affleurements rencontrés dans la coupe du torrent du Sapet (Bois du Sapet - Baillénq) et forme le soubassement du plateau des Ravels.

Mais, il faut surtout remarquer qu'il représente, du point de vue spatial, l'extrême avancée vers le S.W. des nappes de l'Embrunais et que sa distance à vol d'oiseau des premiers affleurements * du dôme de Remollon (au-dessus et au N. du village de Montgardin) n'est que de 2,7 km.

A environ 200 m au N. de la cabane des Ravels (Signal 1541,2) on retrouve des affleurements de Flysch à

* En faisant d'ailleurs abstraction des terres noires de la vallée morte de la Bâtie-Neuve, qui représentent l'enveloppe argileuse (Bathonien - Callovien - Oxfordien) du dôme de Remollon.

Helminthoïdes d'extension plus restreinte. Ils sont en contact vers l'W. avec du Flysch noir redressé ici à la verticale (près d'une cabane en ruines non indiquée sur le plan directeur) et riche en Nummulites dans ses parties gréseuses.

Ces affleurements de Flysch noir sont assez considérables puisqu'on les rencontre de façon continue sur la longue crête émousée qui, en direction du S.-S.W. rejoint les affleurements de Flysch à Helminthoïdes du soubassement du plateau des Ravels. Le contact se trouve à quelques dizaines de mètres au S. du point 1598,6 où passe le sentier conduisant de la cabane des Ravels à Baillenq. Vers le N., ce Flysch noir affleure jusqu'à la longue arête S.W. de Piolit et au-delà. Il se trouve là masqué par les éboulis ou la forêt, mais il est évident qu'il se relie avec le Flysch noir du torrent du Sapet, puis du Ravin de Moissière.

On a donc là une idée de l'uniformité de structure de cette partie frontale du recouvrement tant en ce qui concerne le Flysch à Helminthoïdes que le Flysch noir et ceci sur une très grande distance. Autre analogie, également, avec ce que nous avons vu précédemment : le Flysch noir de Baillenq se trouve lardé de lames tectoniques de calcschistes néocrétacés suivant un style déjà défini antérieurement. L'une de ces lames est très importante : c'est elle qui forme la haute falaise (près de 100 m) culminant au N. de Baillenq à 1730,0 m.

La direction et la valeur angulaire des pendages de cet ensemble sont conformes à celles déjà notées dans les coupes précédentes : suivant les points de 10 à 25° vers le N.E. (direction : N. 30° W. environ).

Notons d'autre part que la quasi-totalité du plateau des Ravels est couverte de Glaciaire et de forêts qui, jusqu'aux éboulis de l'arête S.W. de Piolit, masque les unités subbriançonnaises superposées au Flysch.

Nous ne décrivons pas la coupe de l'arête S.W. de Piolit qui, des affleurements de Flysch noir du Bois de Baillenq au sommet de Piolit, nous montrerait une succession d'assises et des répétitions tectoniques comparables à celles notées dans les coupes de l'arête W. de l'Aiguille, du torrent du Sapet et de la partie supérieure du torrent du Dévezet. Cette coupe représente donc un intermédiaire entre celles du Sapet et du Dévezet et elle n'ajouterait rien à notre étude tectonique.

● COUPE DU TORRENT DES RÉALONS ET STRUCTURE DE LA NAPPE VERS L'E.

Que deviennent, vers l'E., le soubassement de Flysch du plateau des Ravels et les unités subbriançonnaises superposées du torrent du Dévezet?

Le Flysch brun affleure sur d'assez grandes étendues au milieu du Glaciaire, entre les torrents du Dévezet et des Réalons, spécialement au S. du Forest de Sicard et sur les deux rives du torrent des Réalons, à l'E. des Côtes du Brousset.

Pour sa part, le Flysch à Helminthoïdes forme les escarpements de la rive gauche du torrent des Réalons à l'W. de Naune Raze et jusqu'au Champ de l'Ane, au S.: l'affleurement le plus oriental de tout ce secteur se trouve à l'entrée du hameau du Haut Frayssinet.

Le contact de la nappe et de l'autochtone est inapparent entre les torrents du Dévezet et des Réalons. Par contre, il est visible dans ce dernier en un point sous le Flysch brun à Passasurieu.

A l'E. au delà du torrent, si les terres noires autochtones se trouvent masquées par des formations superficielles, on constate cependant qu'entre Flysch brun et autochtone se trouvent coincés quelques copeaux des unités subbriançonnaises, notamment du Dogger, au N. du Clot de la Perdrix. Le contact Flysch brun - Dogger est très visible, souligné par une zone de friction polie dont le pendage est de 45° environ vers l'amont.

Plus à l'E., si l'on rencontre encore quelques affleurements disséminés de Mésozoïque subbriançonnais, on perd définitivement toute trace d'un contact précis de la nappe jusqu'aux abords du lac de Saint-Apollinaire - ceci en raison de l'importance, soit des formations glaciaires, soit des plissements affectant ces dernières, disposées à cheval sur les ultimes assises méridionales de la nappe et sur les terres noires autochtones.

Mais, si l'on poursuit la coupe du torrent des Réalons vers le N., en direction de la crête faîtière Piolit-Les Parias, on retrouve d'autres affleurements et en particulier du Flysch noir sur les deux rives du torrent, entre Rocher de Noradon et Serre-la-Croix. A Serre-la-Croix et en rive droite, des calcschistes néocrétacés surmontent le Flysch noir du ravin. A environ 350 m en amont, on retrouve le Malm à zones siliceuses au fond du ravin et sur les hauteurs de la rive droite à l'E. de Clot Rond (point coté 1917,7, en particulier). Plus au N. encore, entre ce point et Pra-Gasta, d'importants affleurements de calcaires en plaquettes du Berriasien précèdent une belle charnière anticlinale, couchée vers le S.W., de calcaires à zones siliceuses située sur la rive gauche du ravin venant de Pra-Gasta. Nous retrouvons donc là des témoins fragmentaires de la structure décrite dans le haut torrent du Dévezet et où le Malm apparaît en charnières anticlinales pincées au milieu des calcschistes berriasien. La continuité est donc

évidente entre les deux coupes, sous les formations superficielles recouvrant le gros éperon émoussé de Pra-Gasta - Clos Rond - Combe Belle.

Plus au N. enfin, à part un petit affleurement de schistes noirs oxfordiens, tout est masqué à l'affleurement jusqu'au pied de la falaise ébouleuse du Col de Chorges que nous étudierons ultérieurement.

A l'E., entre le torrent des Réalons et le méridien passant grosso-modo par Pierre-Blanche et Jaillet, on retrouve d'autres affleurements, les uns subbriançonnais, d'autres même d'origine briançonnaise.

On trouve en particulier, au N. de la Cabane Signal 1773,8 située à l'E. de Serre-la-Croix, une série assez complète du Dogger au Néocomien, elle-même surmontée d'Oxfordien et de Dogger. Le tout totalement entouré de formations glaciaires *. Un peu à l'E. de cet éperon, ce sont au contraire des éléments à caractères briançonnais (calcaires triasiques - Malm - Marbres en plaquettes) qui pointent au milieu du Glaciaire. Il est évident que de tels affleurements correspondent à des paquets glissés en masse ou à de vastes écroulements provenant de la klippe briançonnaise de la Pousterle, située immédiatement au N.

De même, on devra songer à une origine analogue pour expliquer la présence de calcaires triasiques disloqués à environ 1 km au S., au Forest Rougni.

Enfin, à proximité du Forest Rougni ou Serre-la-Saume, se trouve une écaille qui mérite d'être signalée. On relève, en effet, parfaitement conservée, la série suivante : Dogger, Callovien, Oxfordien, Malm, Néocomien, Néocrétacé dont l'épaisseur n'excède pas ici une vingtaine de mètres. Ici donc, comme à Château-Caleyère au N. d'Embrun, on a sur quelques mètres un résumé de toute la série subbriançonnaise où tous les termes, parfaitement reconnaissables, ont été étirés tectoniquement à un égal degré **. Il est d'ailleurs vraisemblable que cette écaille se trouve également glissée sur la pente.

EN CONCLUSION, les coupes des torrents du Dévezet et des Réalons nous confirment les deux points essentiels suivants :

- Il n'y a pas ici répétition tectonique par écaillage de la série souple de la série de Piolit mais plissement d'une dalle unique de la série Oxfordien à Berrias (parfois

* Cette morphologie glaciaire est bien conservée. On notera, en particulier, de beaux vallums à l'E. de Pierre-Blanche.

** D. SCHNEEGANS signale en Ubaye l'existence d'une écaille de 4 m d'épaisseur où il a pu identifier les calcaires triasiques, le Rhétien, l'Hettangien, le Sinémurien et le Malm.

Néocrétacé) dont les replis s'empilent sur eux-mêmes au front du chevauchement. Il y a donc opposition totale de style avec ce que nous avons vu sous le Flysch à Helminthoïdes de Rey-Térouvières et au fond du cirque de la Rouanne où la série se trouve répétée tectoniquement par écaillage et superposition. A cet écaillage participe l'ensemble inférieur rigide et cassant qui se trouve toujours exclu dans la cascade de plis de Piolit.

- La présence généralisée de Flysch à Helminthoïdes au-dessous des replis subbriançonnais de Piolit est un trait structural majeur du front des nappes dans ce secteur. Nous tenterons l'explication de cette disposition aberrante ultérieurement.

Enfin, nous retiendrons que, vers l'E., toute structure s'évanouit sous les formations superficielles jusqu'à l'aplomb du Pic de Chabrières. Il n'en est pas de même au N. de la crête faîtière les Parias-Chabrières.

2. Structure des unités subbriançonnaises à l'E. du Massif de Piolit

Après avoir étudié un certain nombre de manifestations tectoniques dont le Massif de Piolit proprement dit est le théâtre, nous allons mettre en évidence dans son prolongement oriental d'autres manifestations dynamiques qui, si elles se rapprochent parfois des premières, ont néanmoins une origine différente. En effet, la tectonique des unités subbriançonnaises, du Col de Chorges à la région de Saint-Apollinaire, est directement en relation avec la présence dans ce secteur de deux importants lambeaux de recouvrement d'origine briançonnaise : les klippes de La Pousterle et de Chabrières, elles-mêmes partiellement recouvertes de Flysch à Helminthoïdes.

● SECTEUR DU COL DE CHORGES - SOMMET DE PIOLIT

Nous avons vu précédemment (Coupe du Torrent de La Rouanne) que les terres noires du Serre du Clot des Naïs, formant l'enveloppe argileuse et plastique de la formation anticlinale de Rouanne-Haute, s'enfonçaient vers le S. sous la dalle ondulée de Malm à zones siliceuses, visible entre les sources de la Rouanne au N. et le Col de Chorges au S.. Nous savons également que ces terres noires réapparaissent à la faveur de deux ondulations anticlinales de direction N., à l'W. du Clot des Naïs, et que ces anticlinaux sont assez fortement déversés vers l'W. On retrouve ces terres noires au Col de Chorges même et sur son

versant S., soulignant le coeur de l'anticlinal le plus oriental de ces deux formations anticlinales. De part et d'autre de ces terres noires sont visibles les calcaires à zones siliceuses des deux flancs de l'anticlinal. La falaise inférieure est particulièrement ébouleuse.

Vers l'W., ce Tithonique est affecté de larges crevasses tectoniques qui confèrent un aspect particulièrement *chaotique* à la crête faîtière où la structure est parfois difficilement déchiffrable. On voit, en particulier, une très belle voûte anticlinale de Malm déversée vers le S.W. et qui, par l'intermédiaire d'une lame d'Oxfordien, repose sur le prolongement oriental plissé du flanc inférieur de l'"anticlinal de Piolit".

Ce Tithonique et ce Berrias plongeant faiblement vers le N.-N.E. les falaises qu'ils déterminent s'abaissent progressivement sur le flanc S. du Col de Chorges. A l'E. de celui-ci se trouve le Néocomien du flanc supérieur de l'anticlinal du Col. La structure est ici assez complexe dans le détail, d'autant que ce versant est accidenté de tassements et glissements en masse de l'ensemble de la série. La bosse non cotée située à quelques 150-200 m à l'E. du Col de Chorges est recouverte de Glaciaire qui masque le contact proprement dit des calcschistes néocrétacés de la klippe de la Pousterle sur l'unité briançonnaise du Col de Chorges. Mais la présence de cet important lambeau de recouvrement va nous permettre d'expliquer, dans ce secteur, certaines particularités tectoniques que nous allons envisager maintenant.

Pour cela, nous partirons des faits d'observation suivants :

La direction générale des plis, dans le Massif de Piolit est grosso-modo N.30° W. C'est en particulier celle de la formation anticlinale de Rouanne-Basse - Torrent du Courou; c'est également celle du synclinal de Malaparré qui lui fait suite au N.E. Or, nous avons vu que la direction de la formation anticlinale de Rouanne-Haute dans son prolongement méridional vers le Col de Chorges (double anticlinal de la Plaine) était ici franchement N. Ce changement d'orientation a pour conséquence de produire une virgation vers l'W. de la partie S. du synclinal de Malaparré (au S. du Col de la Pourachière notamment) accompagnée d'un rétrécissement de celui-ci à l'affleurement, entre le Col de la Pourachière et le sommet de Piolit.

Le deuxième point qui retiendra notre attention est la culmination du sommet de Piolit qui, bien que constitué de Néocomien, domine d'une centaine de mètres le plus haut point de la crête horizontale de l'Aiguille au Clot du Rocher formée de Néocrétacé-Paléocène. Nous verrons que les ultimes replis de la dalle Malm-Berrias du haut torrent du Dévezet sont en relation avec cette culmination. Nous savons d'autre part, et accessoirement, que la crête reliant Piolit au Clot du Rocher présente plusieurs contacts mécaniques par écaillages, d'un style opposé à celui dont témoigne la crête régulière qui lui fait suite au N.W. du Clot du Rocher à l'Aiguille.

Enfin, on retiendra la tectonique bouleversée et complexe de la région du Col de Chorges, à proximité du contact de la klippe briançonnaise de la Pousterle.

Il n'est pas aisé, à première vue, d'estimer l'étendue réelle vers le N. de cette dernière, étant donné l'importance des éboulis dans le cirque W. du Col de Fleureudon, entre les Parias au S. et la pointe de Fleureudon au N. Les marbres en plaquettes de la klippe reposent sur le Berrias subbriançonnais du Col de Chorges et recouverts du Flysch à Helminthoïdes des Parias, disparaissent sous les éboulis au S. du Clot des Naïs.

Au delà du cirque du Col de Fleureudon, le dernier affleurement appartenant à cette klippe est situé à quelques 600 m à l'W. (en distance horizontale) de la Pointe de Fleureudon. Il s'agit ici encore de marbres en plaquettes. Le contact avec la série de Piolit n'est pas apparent, toute la partie orientale de la Plaine et le Clot des Naïs étant occupée par de beaux vallums glaciaires.

Nous verrons par la suite (Tectonique des Unités briançonnaises) que l'ossature des klippes briançonnaises (La Pousterle et Chabrières) est constituée de calcaires massifs et rigides du Trias, surmontés parfois de marbres de Guillestre et, à la Pousterle, le plus fréquemment de calcschistes néocrétacés. A l'W. de la Pousterle, à l'aplomb du sommet des Parias, les calcaires triasiques disparaissent et seuls subsistent les calcschistes néocrétacés de la klippe entre les unités subbriançonnaises au mur et le Flysch à Helminthoïdes des Parias au toit. Ce Flysch à Helminthoïdes se relie sans solution de continuité à la crête de Flysch de la Pointe de Fleureudon, puis de la Coupa et de la Grande Autane. Or, nous savons que ce Flysch recouvre, au fond du cirque de la Rouanne, non pas des unités briançonnaises mais la série subbriançonnaise de Piolit d'ailleurs écaillée sous le Flysch.

On arrive donc à la CONCLUSION qu'entre la latitude de la Pointe de Fleureudon au N. et celle des Parias au S., la klippe briançonnaise de la Pousterle se présente comme un élément étranger et inhabituel dans la structure du Massif de Piolit, par ailleurs très homogène. Disons de suite (nous y reviendrons ultérieurement à propos de la tectonique du Flysch) que le Flysch à Helminthoïdes est affecté d'une tectonique très souple et qu'il agit par "surcharge" sur son substratum au cours de l'écoulement. Or, nous avons vu que l'ensemble subbriançonnais Oxfordien-Paléocène est, lui aussi, affecté d'une telle tectonique souple. Il est donc indéniable qu'entre ces deux séries souples, l'élément étranger "klippe de la Pousterle" à ossature rigide représente un "facteur d'influence tectonique" supplémentaire dont la "zone d'action" correspond très précisément au secteur Piolit-Col de la Pourachière - La Plaine - Col de Chorges où nous avons noté un certain nombre de faits aberrants vis-à-vis du contexte structural du massif. En d'autres termes, il semble que la mise en place de la klippe de la Pousterle par "avancée" de celle-ci vers le S.W., ait eu pour conséquence la virgation vers l'W. des plis méridionaux de l'ensemble qui la supporte et correspondent d'une part à la formation anticlinale de Rouanne - Haute, d'autre part au synclinal de Malaparré

entre le Col de la Pourachière et le sommet de Piolit. Ceci explique la direction N. de ces deux formations, non conforme à la direction générale des plis notée plus à l'W. . Cette virgation s'est trouvée accompagnée d'un plissement secondaire isoclinal (plis anticlinaux couchés vers l'W. dans la dalle Malm-Berrias à l'W. du Clot des Naïs) qui s'est trouvée particulièrement accentuée à Piolit même, où les replis de la dalle berriasienne (bien visibles, nous le savons, sur le versant N. de ce sommet) se sont accumulés les uns sur les autres, expliquant ainsi la culmination du sommet de Piolit. Ces multiples replis de la dalle berriasienne se sont effectués aux dépens de la partie méridionale du large synclinal de Malaparré, et l'accumulation sur une même verticale de son contenu berriasien explique ainsi son apparent rétrécissement vers le S. (fig.13) Enfin, il va de soi que la structure écaillée, visible sur l'arête reliant Piolit au Clot du Rocher, n'est qu'un contre-coup secondaire (et ultime vers l'W.) de ces diverses manifestations mécaniques.

Quant à la structure complexe du Col de Chorges, elle est immédiatement en relation avec celle de la double structure anticlinale du Clot des Naïs et par conséquent avec l'avancée vers le S.W. de la klippe de la Pousterle qui la surmonte directement.

Notons pour terminer que l'on pourrait se poser la question de savoir si le faisceau de failles divergentes que nous avons noté à propos de la formation anticlinale de Rouanne-Haute, dans sa partie calcaire et rigide (Dogger-Callovien) ne serait pas en relation avec cette dynamique par cisaillement tangentiel de l'ensemble de la série subbriançonnaise sous la klippe briançonnaise de la Pousterle. Mais, à mon sens, si les terres noires séparant le complexe rigide du complexe souple permet une dualité de style tectonique par décollement de l'un par rapport à l'autre, il semble bien improbable qu'une telle action superficielle se soit transmise "en profondeur" au delà des terres noires oxfordiennes qui jouent un rôle analogue dans les deux sens : surface-profondeur et profondeur-surface. Or, nous avons vu qu'inversement les failles de l'ensemble rigide s'amortissaient toujours dans les terres noires, sans affecter la série souple. Dès lors, le problème reste posé et ne trouverait sans doute de solution que plus en profondeur, au delà du contact des nappes sur l'autochtone (sans doute les grès du Champsaur, mais quelle structure possèdent-ils ici?).

● SECTEUR DU COL DE LA GARDETTE

L'arête reliant le Col de Chorges au Col de la Gardette et passant par les sommets des Parias et de la Pousterle est en majeure partie formée par la klippe briançonnaise de la Pousterle (figure 14). Au S., et en contre-bas de cette arête, on trouve à Roche-Rousse, c'est-à-dire approximativement à l'aplomb du sommet des Parias, des calcschistes néocrétacés au-dessous des

calcaires triasiques de la klippe. Ce contact tectonique est malheureusement difficilement accessible. A l'W., au Grand Cognet de Combe d'Enfer, on note un contact de la klippe (ici Crétacé supérieur) sur du Flysch noir de l'unité de Piolit.

Vers l'E., à l'aplomb et au S. de la Pousterle même, des ravins raides et peu accessibles dans leur partie supérieure, montrent une succession Crétacé supérieur - Dogger - Néocomien - Crétacé supérieur - Oxfordien - Malm. Cette coupe est très fragmentaire mais permet déjà de se faire une idée de la superposition anormale de plusieurs écailles de la série de Piolit, dont tous les niveaux se trouvent très amincis et laminés.

La coupe de la longue arête du Col de la Gardette à la base de la pyramide sommitale de la Pousterle, ainsi que ses abords immédiats, mettront en évidence de tels phénomènes de répétitions tectoniques par écaillage de la série de Piolit.

Nous commencerons cette coupe au S.W. et en contre-bas de l'arête même.

L'écaille la plus inférieure, à environ 120 m sous l'arête, est seulement formée d'une lame de Dogger recouverte de brèches et de microbrèches à Nummulites, niveaux appartenant au Flysch noir.

Au-dessus viennent quelques mètres de calcschistes néocrétacés. Le tout très ébouleux et discontinu.

Une nouvelle série débute alors par des schistes noirs oxfordiens et se termine par des calcaires à zones siliceuses et des calcaires en plaquettes du Berrias. Elle n'a que quelques mètres d'épaisseur au total et se trouve affectée de failles de tassement.

Ces premières écailles sont isolées au milieu d'éboulis et sans relation apparente avec la coupe que nous allons faire maintenant sur l'arête même du Col de la Gardette au bastion triasique de la Pousterle.

Au Col de la Gardette même, de mauvais affleurements de cargneules en contact tectonique sur le Flysch noir du Haut Vallon de la Martinasse (versant E. du col) peuvent être interprétés de deux façons différentes, soit comme niveau de base de la klippe de Chabrières, ici recouverte par le Flysch à Helminthoïdes du Serrière des Rougnous*, soit comme niveau de base des unités subbriançonnaises que nous allons rencontrer vers le N.W., sur l'arête conduisant au bastion de la Pousterle. En faveur de cette deuxième hypothèse, on notera la présence d'un autre affleurement de cargneules à 600 m au N. (immédiatement à l'W. de Rambert), cargneules qui ne peuvent appartenir ici qu'aux unités subbriançonnaises recouvrant du Crétacé supérieur d'une unité subbriançonnaise inférieure, et surmontées par la série de Piolit.

* Il y a un affleurement de calcaires triasiques dépendant de cette klippe à une centaine de mètres vers le S.E., sous le Flysch à Helminthoïdes. En contre-bas de cet affleurement et à proximité se trouve également quelques cargneules.

On remarquera à quelques dizaines de mètres du Col, sur le versant E., au milieu des prairies, de gros blocs isolés de conglomérats à galets cristallins et Nummulites appartenant au Flysch noir qui couronne ici la série du Vallon de la Martinasse.

Si l'on suit alors l'arête, on recoupe la succession suivante :

- (1) Dogger : sur le versant W. il forme une falaise de 20-30 m de hauteur.
- (2) Calcaires plaquetés du Berrias : quelques mètres.
- (3) Calcschistes néocrétacés : une vingtaine de mètres.
- (4) Calcaires plaquetés du Berrias : quelques mètres.
- (5) Couches à zones siliceuses du Malm : elles dessinent un ressaut assez accusé sur l'arête et culminent à la Pyramide Signal 2185,4. Sur le versant W. la hauteur de l'escarpement est de 20 à 25 m. Vers le N., la falaise se prolonge et affleure jusqu'à environ 150 m au S. de la cabane Signal 2122,0.
- (6) Calcaires plaquetés du Berrias : une vingtaine de mètres également. L'ensemble (5) et (6) dessine une voûte anticlinale déversée vers le S.W.

Cette série néocomienne se poursuit au N.W. et plonge sous :

- (7) Couches à zones siliceuses du Malm : quelques mètres.
- (8) Schistes noirs oxfordiens.
- (9) Calcaires en plaquettes du Berrias.
- (10) Calcschistes néocrétacés.

Les niveaux (8) (9) et (10) n'ayant que quelques mètres d'épaisseur.

- (11) Dogger : 3 - 5 mètres.
- (12) 2-4 mètres de calcaires à silex du Dogger.
- (13) Quelques décimètres de calcschistes néocrétacés à couches rouges.
- (14) 2-3 mètres de calcaires à silex du Dogger.
- (15) Calcschistes néocrétacés à couches rouges : quelques décimètres également.

Mis à part les niveaux (5) et (6), le pendage de cet ensemble isoclinal est quasi-horizontal, plongeant faiblement en direction de la Pousterle. On a donc, en résumé, une superposition de lames planes correspondant à autant d'écaillés de la série subbriançonnaise de Piolit * extrêmement réduite en épaisseur, tronçonnée, puis empilée sur elle-même.

C'est sur le niveau (15) que se fait, enfin le véritable contact tectonique de la klippe de la Pousterle sur son substratum écaillé. Ce contact est très froissé et chiffonné mais il se fait cependant avec accordance des couches. La base de la klippe est constituée par les niveaux de base des calcaires triasiques : petites plaquettes dolomitiques jaune nankin et schistes rouges interstratifiés suivis des calcaires vermiculés en plaquettes ondulées et froissées. Le tout a de 15 à 20 m d'épaisseur. Au-dessus seulement viennent les calcaires francs du Trias.

On peut suivre quelque temps ce contact vers l'W., puis il disparaît sous les éboulis. Il en est de même vers le N.

Cette coupe met donc en lumière un phénomène d'intense écaillage dont nous avons vu déjà de semblables manifestations dans le Haut Cirque de Rouanne sous le Flysch à Helminthoïdes (mais cette répétition mécanique de la série n'avait jamais dépassé 3 écaillés) et nous avons conclu que le mécanisme de tronçonnement suivi de la superposition de ces unités tectoniques était dû à la surcharge du Flysch rabotant son substratum subbriançonnais au cours de l'écoulement **. Or, il n'est pas question ici d'une telle surcharge de Flysch, mais il paraît logique d'attribuer une action comparable au lambeau du chevauchement de la Pousterle coincé entre Flysch à son toit et subbriançonnais à son mur. D'autant que cette klippe à ossature rigide manifeste sans doute moins d'indépendance tectonique que la couverture souple de Flysch vis-à-vis de son substratum.

Ainsi, nous le voyons, la série subbriançonnaise de Piolit se trouve toujours tronçonnée, écaillée et réduite en épaisseur lorsqu'elle subit la surcharge et le rabotage d'une couverture superposée mécaniquement, qu'il s'agisse de Flysch ou d'unités briançonnaises exotiques. Dès lors, raisonnant en quelque sorte par l'absurde, nous devons logiquement arriver à la conclusion que la dalle souple reployée à l'infini du Massif de Piolit (et dont le style est totalement opposé à celui défini au Col de la Gardette ou dans le Haut Cirque de Rouanne) n'a pas du subir une telle surcharge, ou en tout cas en aura été débarrassée très tôt au cours de son évolution tectonique, laquelle, en contre-partie, a du laisser place à une "self-tectonic" ayant vraisemblablement pour origine le décollement de la série souple au niveau de l'Oxfordien.

* Mis à part les lames de calcaires du Dogger à sillex.

** Nous remarquerons, à propos de la coupe du Col de la Gardette, que le Dogger participe à l'écaillage, comme dans le Haut Cirque de la Rouanne.

● ENTRE LE PIC DE CHABRIERES ET SAINT-APOLLINAIRE

On ne rencontre plus d'affleurements des unités subbriançonnaises de Piolit sur le versant S. de la crête de Chabrières jusqu'à l'aplomb du Pic de Chabrières. Malheureusement, la plus grande partie de ce versant se trouve éboulé ou glissé et il est souvent difficile de faire la part de ce qui est vraiment en place et de ce qui ne l'est pas. C'est à cette deuxième catégorie d'affleurements que nous attribuerons la série subbriançonnaise disloquée visible à la limite de la forêt et de l'éboulis, exactement au S. du Pic de Chabrières (à 1 km en distance horizontale).

Par contre, au N.W. de cet affleurement et à l'E. de Clot Devez, certains niveaux de Malm et Berrias subbriançonnais sont manifestement en place, immédiatement recouverts tectoniquement par les calcaires triasiques de Chabrières.

Etudions alors ce qui se passe sur le long éperon qui conduit du bastion de Chabrières aux Croix de Viandre.

Le contact de la klippe par les unités subbriançonnaises est visible immédiatement au S. et en contre-bas de la Croix Signal 2146,0 m * établie sur les calcaires triasiques de la klippe. Comme à la Pousterle, mais cependant moins nettement, la base de la série triasique montre les calcaires vermiculés en plaquettes, froissés, et les niveaux de dolomies jaunes. Enfin, quelques niveaux de schistes versicolores et de cargneules jalonnent le contact tectonique lui-même. Ce contact se fait à la Croix du Vallon sur des calcaires en plaquettes berriasien de la série de Piolit.

Poursuivant la coupe vers l'E., nous relevons la succession suivante :

- (1) Calcaires en plaquettes du Néocomien.
- (2) Calcaires triasiques laminés.
- (3) Calcaires en plaquettes du Berrias, replissés.
- (4) Schistes noirs oxfordiens emballant un copeau de calcaire triasique.
- (5) Calcaires plaquetés du Néocomien.
- (6) Un copeau de calcaire triasique.
- (7) Une lame de calcschistes néocrétacés.
- (8) Quelques mètres de Malm à zones siliceuses.
- (9) Néocomien.

* Nom local : La Croix du Vallon. Voir La Montagne, Nov.-Déc. 1930,

(10) Une falaise de Malm à zones siliceuses.

(11) Des schistes noirs oxfordiens.

Après un placage de Glaciaire superficiel :

(12) Schistes noirs oxfordiens.

(13) Malm à zones siliceuses.

(14) Calcaires plaquetés du Berrias.

(15) Malm à zones siliceuses.

Tous ces niveaux très laminés n'ont souvent que quelques mètres d'épaisseur et s'étirent latéralement donnant lieu à la structure très complexe du flanc S. de l'arête de la Croix du Vallon que nous ne détaillerons pas ici.

Dès lors, on ne peut manquer de noter l'analogie de cette coupe avec celle relevée sur l'arête du Col de la Gardette à la Pousterle. Nous avons, en effet, retrouvé ici la série de Piolit écaillée et réduite de façon semblable et il est évident qu'un tel écaillage est en relation directe avec la mise en place de la klippe de Chabrières qui, au cours de son déplacement tangentiel vers le S.W. a tronçonné son substratum subbriançonnais comme l'a fait le lambeau de chevauchement de la Pousterle dans le secteur compris entre le Col de la Gardette et le Col de Chorges.

Si nous poursuivons alors la coupe en direction de l'E., nous rencontrerons à nouveau un niveau de cargneules qui souligne le contact de base d'un nouveau petit lambeau de recouvrement d'origine briançonnaise, formé uniquement de calcaires triasiques : la klippe du Serre du Mouton. Au delà, les éboulis, le Glaciaire et la forêt masquent les affleurements, mais on retrouve à la Pyramide Signal 1895,0 des calcaires du Dogger qui formeront dès lors l'arête disloquée conduisant aux Croix de Viandre. Les Croix de Viandre elles-mêmes se trouvent sur le Dogger. Nous sommes ici à l'extrême base de la série de Piolit et ce Dogger recouvre quelques mètres plus bas les calcschistes néocrétacés d'une nouvelle série : celle de Saint-Apollinaire. Nous avons donc là un important contact tectonique subhorizontal qui, vers le N., se perd rapidement sous les formations superficielles, mais qui, vers l'W., se retrouve de place en place, très irrégulier, d'interprétation parfois délicate du fait des glissements et ravinements rendant l'approche malaisée *.

* La nature de ce contact est d'ailleurs étonnante. En effet, si dans les coupes les plus favorables (Torrent de la Rouanne) un tel contact de l'unité de Piolit sur son substratum est invisible, la série semble néanmoins complète vers la base (Rhétien de Rouanne-Basse) et l'on peut admettre que le décollement s'est ici produit au niveau des gypses et argilites du Trias supérieur. Il n'en est rien aux Croix de Viandre où le contact se fait brutalement entre Dogger calcaire et calcschistes néocrétacés, sans interposition d'un quelconque niveau plastique.

Cependant, on retrouve ce Dogger à environ 70-80 m au-dessous et au S. de la Pyramide Signal 1998,7 de l'arête Croix du Val-lon - Croix de Viandre. A sa base, on trouve un mince liseré de cargneules soulignant le contact tectonique (masqué par un éboulis) sur les calcschistes néocrétacés de l'unité de Saint-Apollinaire dont nous avons ici le prolongement vers l'W. Ces calcschistes néocrétacés forment la totalité des ravinements dominant au N. le Trou de Pancrace et dont les éboulis déterminent une saignée dans la forêt. Ils reposent eux-mêmes, soit sur du Dogger, soit directement sur les cargneules de la base de la nappe et qui jalonnent le contact tectonique sur les terres noires autochtones. Celles-ci bien visibles dans les profonds ravins burinés entre le Trou de Pancrace et Jigoure.

Au-dessous et au S. de ce contact apparaissent, de place en place au milieu de la forêt, quelques affleurements de l'unité de Saint-Apollinaire, vraisemblablement glissés sur la pente. C'est le cas entre Mantéyère et Plate Longue au N.W. du lac de Saint-Apollinaire, où une falaise de Dogger surmontée de calcschistes néocrétacés donne naissance à l'éboulis de gros blocs dominant le lac installé sur les formations glaciaires. On note d'ailleurs, entre le lac et Plate-Longue, de nombreux débris de cargneules témoignant du glissement en masse sur les terres noires de tout ce complexe de bordure des nappes.

Il nous faut alors aller jusqu'au village de Saint-Apollinaire pour retrouver de bons affleurements, connus de longue date (E. HAUG, 1901) et sur lesquels se trouve bâti le village même. Nous savons (voir Chapitre Stratigraphie) qu'il s'agit essentiellement d'une série infraliasique et liasique assimilée, dès les premiers auteurs, à la série du Morgon. Ces affleurements sont tout à fait isolés du milieu de formations glaciaires qui reposent sur les terres noires autochtones. On en trouve quelques pointements plus à l'E., au hameau des Raffards, et au N.W. de celui-ci, et en particulier à l'E. du Fournas. Plus au N. encore, au Clot des Hourmes (sur le CLOT du plan directeur) un affleurement isolé montre un très beau contact du Crétacé supérieur sur le Dogger avec hard-ground silicifié, raviné et à galets de Malm. Le Dogger lui-même repose sur des calcaires à silex du Lias. Enfin, il faudrait aller jusqu'au Pont du Torrent de Réallon, au-dessous de ce village, pour retrouver de nouveaux affleurements liasiques de la série de St Apollinaire.

EN RESUME, on voit donc, que les rares affleurements de la série de St Apollinaire irrégulièrement répartis au milieu des formations superficielles se trouvent dans une position anormale par rapport au contact subhorizontal de la nappe sur les terres noires autochtones, contact qui, au N. de Saint-Apollinaire, se trouve à environ 1700 m (alors que le village de Saint Apollinaire est à 1280 m).

On peut donc penser aux deux hypothèses suivantes :

- Le contact de la nappe s'abaisse localement dans la région de Saint Apollinaire faisant peut-être même une sorte de poche, isolée de la nappe proprement dite par l'érosion.
- Ou, deuxième solution, les divers affleurements disséminés sur les flancs S. et S.E. des Croix de Viandre sont autant de masses glissées, comme nous l'avons admis pour les affleurements situés au N. du Lac de Saint Apollinaire *.

● A L'E. DU PIC DE CHABRIERES : SECTEUR DU CLOT DES AURANS

Les affleurements sont ici dispersés, sans liaison apparente entre eux, étant donné l'importance des formations superficielles : éboulis et glaciaire. Ils sont essentiellement constitués dans la partie haute du cirque, de calcaires triasiques glissés de la masse principale du Pic de Chabrières et, plus bas, de Dogger des unités subbriançonnaises. Le Dogger est, en général, directement recouvert en transgressivité par les calcschistes néocrétacés, eux-mêmes surmontés du conglomérat lutétien de la base du flysch noir. On aurait donc affaire ici à des témoins de l'unité de Saint Apollinaire.

Plus à l'E. enfin, et jusqu'au Torrent de Réallon où l'on rencontrerait les terres noires autochtones, aucun affleurement n'apparaît plus au milieu des formations glaciaires du Clot des Aurans et de Pra-Prunier.

- COUPE DU TORRENT DE LA MARTINASSE, DU TORRENT DE REALLON AU COL DE LA GARDETTE ET VERSANT N.E. DU MASSIF DE CHABRIERES (Figure 15).

Après avoir étudié le prolongement vers le S.E. de l'unité de Piolit, sur le versant méridional de la crête faîtière Piolit - La Pousterle - Chabrières, cette coupe nous permettra d'envisager maintenant la structure des unités subbriançonnaises sur le versant N.E. de cette crête.

Auparavant, afin d'établir la liaison entre le secteur du Clot des Aurans et la coupe de la Martinasse, nous étudierons brièvement ce qui se passe sur le flanc N.E. du Massif de Chabrières.

Entre le Clot des Aurans et le hameau du Bourget (torrent de la Martinasse) la partie inférieure de ce versant, masquée le plus

* E. HAUG écrivait à ce propos en 1899 : "... si l'on tient compte du fait que, par suite de l'érosion du substratum, des fragments de la nappe de recouvrement ont pu quitter leur position primitive et glisser le long des pentes, on comprendra que le grand bloc des calcaires à Gryphées de Saint Apollinaire repose sur les marnes calloviennes. **

souvent par la forêt, est recouverte par d'importantes formations glaciaires d'où pointent quelques rares affleurements. En particulier, à l'aplomb du village même de Réallon, et à proximité du fond de la vallée (près du pont) se trouvent quelques mètres d'argilites rouges et jaunes du Trias supérieur, surmontées de mauvais affleurements de lumachelles à Avicula contorta typiques du Rhétien - quelques blocs disloqués de calcaires zoogènes à silex représentent enfin le Sinémurien (Limas, Pectens, etc...). Ces affleurements, dont la position a été longtemps discutée, sont vraisemblablement en place et prolongent vers le N.W. les niveaux identiques rencontrés dans la région de Saint-Apollinaire et les Raffards. Nous retrouvons donc ici l'unité subbriançonnaise de Saint-Apollinaire qui disparaît rapidement au S.W. sous les formations superficielles. Cependant, dans le lit même du Torrent de Réallon, (rive gauche), et à quelque 200 m à l'amont, des calcaires blancs oolithiques du Dogger font vraisemblablement suite à la série liasique du Pont de Réallon et appartiennent, de ce fait, à la série de Saint-Apollinaire. Ce Dogger est ici directement recouvert par le Flysch à Helminthoïdes, mais l'on sait que dans la série de Saint-Apollinaire il est en général surmonté transgressivement par les calcschistes néocrétacés. Il est dès lors possible que l'affleurement que l'on trouve sur le sentier à la Brou du Naï représente le niveau de l'unité de Saint-Apollinaire. A la Dessize, on retrouve un nouvel affleurement de Dogger isolé, riche en fossiles : Brachiopodes, Lamellibranches, Polypiers, etc...

Au S.W. de Font-Reuniardi enfin (sources du Torrent de Bessuillier), des calcschistes tabulaires, à couches rouges, représentent un niveau paléocène couronnant la série subbriançonnaise et directement surmonté par la klippe de Chabrières. Le contact entre les deux unités est inapparent, masqué par les éboulis de calcaires triasiques.

Au N., plus aucun affleurement n'est visible jusqu'au torrent de La Martinasse.

C'est la coupe de ce ravin et de ses abords immédiats que nous allons étudier maintenant. Elle débute par du Flysch noir avec fréquentes intrications de calcschistes à Globigérines (Flysch calcaire des auteurs) bien visible notamment aux alentours du hameau du Bourget.

C'est sur ce Flysch noir que repose l'unité de la Martinasse dont les niveaux finitriasiques à argilites et liasiques sont visibles sur le flanc gauche de la vallée, aux environs de la cote 1920 m. Le Néocrétacé qui les surmonte forme une corniche subhorizontale couronnant la partie inférieure du cirque. Le Crétacé supérieur (calcschistes gris clair) se trouve stratigraphiquement surmonté de Flysch noir par l'intermédiaire des niveaux bréchiques ou conglomératiques à Nummulites. C'est à proximité du Col de la Gardette, notamment, que l'on rencontre quelques témoins isolés du conglomérat à galets cristallins. Le Néocrétacé forme de vastes affleurements dans le haut cirque de la Martinasse où il recouvre mécaniquement un noyau de calcaires du Dogger et du Callovien assez fortement redressés, sur lesquels semblent s'être moulés les marbres en plaquettes.

Au N. de Rambert, le Flysch noir est à son tour recouvert tangentiellement de Néocrétacé sur lequel se trouve localement conservé un petit lambeau de Flysch à Helminthoïdes.

C'est sur cette unité que repose mécaniquement la série très écaillée de Piolit que nous avons étudiée précédemment. A l'W. de Rambert, quelques rares fragments de cargneules soulignent ce contact de la même façon qu'au Col de la Gardette.

Vers le N., ce contact se fait entre terres noires de Piolit et Néocrétacé (Cabane Signal 2122 m) - puis à La Gardette, à l'W. de la Croix Signal 2246, entre terres noires et Flysch à Helminthoïdes. Ce Flysch à Helminthoïdes correspond au développement du petit lambeau mentionné précédemment, sa position structurale est ici la même, recouvrant mécaniquement les calcschistes néocrétacés de la Martinasse.

Ce Flysch se prolonge vers le N.W. formant falaise et il va se relier à la grande masse de Flysch formant le versant S. de la Coupa. Nous avons ainsi pénétré dans le Ravin de la Gorge, parallèle à celui de la Martinasse. Immédiatement au N. de la Gorge, on note un petit noyau isolé de calcaire bathonien dont la position entre Flysch noir et Flysch à Helminthoïdes est tout à fait analogue à un semblable copeau de Dogger rencontré sur le flanc N. du Garabrut (région d'Orcières).

Quant à l'unité de Piolit, dont nous avons vu précédemment les terres noires en contact avec le Flysch à Helminthoïdes à la Gardette, j'en ai retrouvé, dans le haut-cirque de la Gorge, un témoin (calcaire à zones siliceuses) presque en contact avec la klippe de la Pousterle, puis plus au N. un petit affleurement de Dogger isolé dans les éboulis du Col de la Coupa (point coté 2119 m).

A U N. D U T O R R E N T D E L A R O U A N N E (entre la Rouanne et le Drac d'Orcières)

● COUPE DE L'EPERON W.-S.W. DE LA PETITE AUTANE (ARETE DU CUCHON) (Planche 2)

Au delà des vallums latéraux abandonnés par l'ancien glacier de la Rouanne, au N.E. d'Ancelle, les premiers affleurements visibles à l'W. de la Combe des Prêtres sont représentés par deux des termes de la trilogie priabonienne autochtone plongeant faiblement (10° environ) vers le N.E. En effet, au-dessus d'un liseré discontinu de calcaires nummulitiques, on reconnaît déjà à distance le rubanement caractéristique des Grès du Champsaur, en particulier au S.

et S.E. de Coste-Averseng. Au-dessus, une nouvelle bande de calcaire nummulitique se trouve à son tour surmontée par quelques mètres de Grès du Champsaur, immédiatement suivis de Flysch à Helminthoïdes. Le contact de la nappe passe donc ici et l'on peut admettre que la répétition tectonique dans les formations autochtones est en relation directe avec leur recouvrement par les unités chevauchantes. Ce Flysch se raccorde naturellement à celui noté dans la coupe du torrent de la Rouanne, en rive droite de la Combe de l'Eyrouse. Il est ici très froissé et plissoté et affleure sur environ 120 m de dénivellation. Un affleurement de calcaires en plaquettes du Néocomien, très replissé, se trouve coïncé entre ce Flysch à Helminthoïdes et un liseré de terres noires surmonté localement de calcaires à Nummulites autochtones qui dessinent une charnière anticlinale.

Ce Flysch à Helminthoïdes se poursuit au N. (la Mélézée), en direction de Pont-du-Fossé; mais il est bientôt recouvert par les formations superficielles ou masqué par la forêt (au S. du Riou Meyrel).

Sur l'arête conduisant à la Petite Autane, le Cuchon (2000,6 m) que l'on rencontre ensuite, est formé de calcaires plaquetés du Berrias et de calcaires à zones siliceuses du Tithonique surmontant des terres noires oxfordiennes. C'est donc ici que débute la série sub-briançonnaise proprement dite que nous allons voir répétée tectoniquement à plusieurs reprises.

On rencontre ainsi deux passées de terres noires qui soulignent deux mouvements anticlinaux, bien visibles sur le versant N. de l'arête. Sur son flanc S. au contraire, la structure est moins nette : on note, en particulier, la présence d'affleurements disloqués des niveaux Malm-Berrias, correspondant à autant de masses glissées sur la pente.

Au delà, un important niveau de schistes noirs oxfordiens marque la base d'une nouvelle unité tectonique constituée par ces mêmes horizons. Le Tithonique, notamment, forme ici de hautes tours rocheuses disloquées, qui confèrent son profil caractéristique à cette arête. Le flanc S. de cette unité a partiellement glissé sur la pente : la niche d'arrachement en est d'ailleurs très visible. Les calcaires en plaquettes conservent ici une épaisseur quasi-normale, 60 m environ, et ils se trouvent surmontés de quelques mètres des niveaux de passage au Néocrétacé.

Ils sont eux-mêmes recouverts d'une nouvelle série Oxfordien-Malm - Berrias (le hard-ground de base du Malm à nodules phosphatés est ici particulièrement remarquable); l'ensemble de cette unité et notamment le Malm est très réduit en épaisseur (figure 16).

Enfin, on rencontre une dernière fois, très laminés, quelques mètres de schistes oxfordiens et de calcaires à zones siliceuses du Malm. Au delà *, quelques mètres de Flysch brun font le passage à du Flysch à Helminthoïdes en petites plaquettes, soubassement de gros bancs de grès interstratifiés de calcaire à Helminthoïdes, ensemble qui formera la partie terminale de l'arête conduisant à la Petite Autane (2517 m) sur 270 m de dénivellation.

* Le contact mécanique se fait sur des termes de la série de Piolit, différents suivant les points considérés (versants N. ou S. de la Petite Autane.)

Plusieurs faits sont à retenir de l'examen de cette coupe :

- Un écaillage, sous la surcharge de Flysch, avec réduction d'épaisseur de la série Oxfordien - Berrias (ou Crétacé moyen) (figure 17).
- La non participation à cet écaillage des niveaux calcaires Dogger et Callovien, par suite de la rupture tangentielle de la série au niveau des terres noires.
- Bien que participant de la même structure (prolongement septentrional de l'anticlinal de Rouanne-Basse) il n'y a pas identité de cette coupe avec celle de l'arête W. de l'aiguille. Il nous faudrait plutôt la comparer à celle décrite dans le Haut Cirque de la Rouanne (torrent du Peyron-Roux ou du Jas-Cerisier) où la série de Piolit * se trouve répétée tectoniquement et laminée sous le Flysch à Helminthoïdes. Cette analogie est d'autant plus remarquable qu'ici également (à la différence de ce qui se passe à l'Aiguille) c'est le Flysch de la Petite Autane qui a provoqué le tronçonnement de la même série, avec décollement au niveau de l'Oxfordien enveloppant le prolongement N. du noyau Dogger-Callovien de Rouanne-Basse.

Nous verrons par la suite que la structure de l'ensemble subbriançonnais, au N. de la crête Petite-Autane - Grande-Autane, est précisément en relation directe avec la présence du Flysch formant cette arête.

C'est ainsi que la série de Piolit, coïncée entre la formation priabonienne autochtone et le Flysch à Helminthoïdes se trouve, surtout sur ce versant, écaillée, parfois plissotée et toujours réduite en épaisseur.

Pour cela, nous étudierons plus spécialement ce qui se passe au N. de la Petite-Autane.

● COUPE DE PONT-du-FOSSE A LA PETITE-AUTANE ET ABORDS IMMEDIATS

L'étude en est rendue malaisée par l'importance des formations superficielles et de la forêt; elle est, de ce fait, incomplète et fragmentaire, surtout dans sa partie moyenne.

Pont-du-Fossé est bâti partiellement sur les alluvions moderne du Drac (rive droite) et partiellement sur des affleurements de schistes argilo-calcaires attribués par la feuille Gap au 1/80.000 au Dogger ?... (rive gauche du Drac et au N. du canal de Gap). Immédiatement au S. du canal de Gap (celui-ci est parfois entaillé dans la falaise même) se trouvent les premiers affleurements de la formation priabonienne autochtone : calcaires à Nummulites et Grès du Champsaur, dans lesquels se trouve entaillée la partie aval du Torrent du Ga - riveau.

* Le Dogger est ici représenté

Le contact de la nappe est mal visible, mais il se trouve de façon certaine à l'W. du torrent de Gariveau et à l'E. du hameau des Jallets, aux environs de la cote 1300, au passage même du sentier conduisant de ce hameau au torrent. On a là du Flysch noir indubitable, en contact mécanique avec les formations gréseuses autochtones. Au S., le Rocher de Chafaud (1632 m), isolé au milieu de la forêt, est formé de calcschistes sénoniens appartenant également à la nappe.

Plus au S. encore, dans le Riou Meyrel, on recouperait plusieurs niveaux de la série de Piolit : Tithonique et Berrias en particulier, plusieurs fois superposés, mais qu'il est difficile de rattacher à l'ensemble de la structure étant donné l'isolement de cette coupe.

Plus intéressante, par contre, sont les affleurements de Flysch à Helminthoïdes qui, à l'W. du Riou Meyrel, culminent au point 1756 et forment les escarpements dominant Coste Froide. Ce Flysch, dont on retrouve d'importants témoins à la Mélézée, plus au S.W., se raccorde naturellement sans solution de continuité avec la longue bande qui forme le soubassement des nappes et dont nous avons noté la présence à l'E. d'Ancelle, puis du Col de Moissière, dans le Ravin du Sapet, sous le plateau des Ravels, enfin dans les torrents du Dévezet et des Réalons.

Si nous revenons alors en rive droite du torrent du Gariveau, nous constatons que le contact de la nappe est à une cote bien supérieure (environ 1680 m contre 1300 sur la rive gauche), ce Flysch reposant ici sur des formations de calcaires à Nummulites, conglomérats et schistes rouges autochtones couronnant la formation des Grès du Champsaur.

On en arrive donc à l'idée, malgré la grande rareté des affleurements, qu'il existe une grande cassure, affectant à la fois l'autochtone et la nappe, et qui affaisse le compartiment rive gauche par rapport au compartiment rive droite du torrent du Gariveau, cassure passant grosso modo à l'emplacement de ce ravin lui-même. Ceci explique l'évanouissement brutal vers l'W. de l'importante falaise de Grès du Champsaur, coupée d'éboulis, qui domine le Drac à l'E. du Pont-du-Fossé, inexistante au contraire à l'W. de cette localité.

Si l'on prend alors la coupe en direction de la Petite-Autane, ce n'est qu'au S. de Trategonelle que l'on retrouvera de nouveau les éléments de la série de Piolit.

Notons d'abord qu'au S. du Rocher de la Malésie s'efface, à l'affleurement, la superposition tectonique des différentes écaillés notées sur l'arête W. de la Petite-Autane.

A Trategonelle, en effet, c'est une série unique que nous allons recouper avant d'atteindre le Flysch à Helminthoïdes. Cette série débute exceptionnellement par un gros noyau de calcaires massifs du Dogger qui est ici resté solidaire de l'ensemble supraoxfordien (1,5 cm au S. de Trategonelle sur le plan directeur au 1/20.000). Il forme une large voûte sur laquelle se sont moulés les termes supérieurs, mais avec laminage de certains de ceux-ci, notamment le Callovien, l'Oxfordien (quelques traces en subsistent) et même le Tithonique à la clef de voûte. De part et d'autre cependant, il repose directement sur le Dogger. Au-dessus se trouvent les calcaires

en plaquettes du Berrias dont l'épaisseur, anormalement grande, s'explique ici par les replis extraordinaires qui les affectent. L'existence de ces replis n'est d'ailleurs pas fortuite.

En effet, si l'on se dirige vers l'E., vers l'Aiguille (2092 m) on distingue fort bien de loin déjà (aux environs de Pont-du-Fossé notamment), une vaste charnière synclinale formée de Tithonique-Berrias, ouverte et couchée vers l'W. et surmontée elle-même d'une nouvelle lame formée des mêmes niveaux, écaillée par rupture de la charnière anticlinale qui lui faisait suite * ("normalement suite"). Au coeur de la charnière synclinale, le Berrias s'est plissé disharmoniquement par rapport à ce pli unique, en une multitude de petits plis souples et pincés que nous avons remarqués au-dessus du noyau de Dogger de Trategonelle, expliquant ainsi l'épaisseur anormale de ces niveaux.

Sans interposition de calcschistes sénoniens, la coupe se termine par quelques mètres de Flysch noir et un mince liseré de calcschistes néocrétacés sur lequel repose directement le Flysch à Helminthoïdes de la Petite-Autane, lui-même repley en un vaste synclinal ouvert vers l'W. et dont le coeur est occupé de multiples replis disharmoniques.

Notons, dès à présent, la superposition et la correspondance des structures synclinales du Flysch et de l'unité de Piolit. Nous y reviendrons à propos de la tectonique du Flysch.

o STRUCTURE DU VERSANT N. DE LA CRETE FAITIERE PETITE-AUTANE - GRANDE-AUTANE.

Il nous faut ici envisager cette structure à grande échelle et ne pas nous contenter de la coupe isolée d'un ravin ou d'une arête.

Du point de vue topographique, nous distinguerons deux cirques bien définis :

- . l'un au N., au Col du Seigneur : le cirque de Combeau,
- . l'autre au N. de la Crête du Col de Combeau-Grande-Autane, moins bien différencié : le cirque de Font-Génique.

Entre les deux, une falaise ébouleuse à regard W. et de direction franchement N., constitue les principaux affleurements de ce secteur, par ailleurs envahi par les formations superficielles (Gla-ciaire).

Cette falaise est formée d'un écaillage d'une partie de la série de Piolit (Oxfordien-Berrias) que nous retrouvons ici dans une situation très analogue à la série écaillée de la base du Flysch, sur les versants W. et N. de la Petite-Autane d'une part et dans le

* Les choses sont, en fait, compliquées par une faille verticale de direction E.W., affaissant la partie N. de l'ensemble par rapport à l'Aiguille

Haut-Cirque de la Rouanne d'autre part. Cette série de Combeau répétée jusqu'à quatre fois tectoniquement, apparaît comme la réplique au N. de la Crête de Flysch du Col de Combeau, de la série écaillée décrite dans les ravins du Peyron-Roux et du Jas-Cerisier. D'un côté comme de l'autre, en effet, nous voyons ces écailles s'enfoncer soit sous le Flysch noir, soit sous le Flysch argileux brun à couches rouges de la base du Flysch à Helminthoïdes.

On voit d'ailleurs très bien la superposition des deux termes lithologiques de ce Flysch au S.E. de Font-Génique, où l'imposante paroi N.W. de Flysch à Helminthoïdes, replissée, de la Grande-Autane, repose sur ce terme argileux par l'intermédiaire d'un niveau rouge, non constant, bien visible à distance.

Ce Flysch à Helminthoïdes brun argileux forme la crête émoussée de la Pyramide Signal 2363,3, à l'E. du Col de Combeau. Sans solution de continuité, il se poursuit vers l'E. où, très plissé, il forme le soubassement de Flysch à Helminthoïdes proprement dit de la Grande-Autane et recouvre l'anticlinal de Rouanne-Haute.

On conçoit donc, en fin de compte, que la série subbriançonnaise rencontrée à Combeau a une valeur anticlinale comparable à celle de Rouanne-Haute, mais d'où l'ensemble infraoxfordien est cependant ici exclu.

Vers l'E. encore, on retrouve quelques affleurements isolés de Tithonique ou de Berrias (Serre l'Aupette). Ils présentent même une certaine continuité, en rive droite du torrent du Moulinet, entre Flysch noir à la base et Flysch à Helminthoïdes au toit de la formation. Mais ces niveaux très étirés, amincis, n'ont plus guère ici que la valeur de cicatrice d'où l'ensemble inférieur rigide est encore exclu.

Vers le N. enfin, le contact mécanique de la nappe (Flysch noir en général) sur les formations priaboniennes autochtones est rarement visible. Il se fait aux environs de la cote 1500 vers le N.E. (Torrent du Moulinet) et de la cote 1700 au S.W. (Arnaudenc). Il est visible notamment aux Claves, au S. de Clot-Davin.

La nature de ce contact est extrêmement complexe : les Grès du Champ-saur se trouvent, en effet, surmontés sur environ 80-100 m de dénivellation par une alternance mécanique de schistes noirs (d'origine certainement très diverse puisque M. LANTEAUME, lors d'une visite commune, y a trouvé un fossile qui semble bien être un Aptychus et, en d'autres points, des Operculines) de calcaires à Nummulites et Orthophragmines bartoniennes, et de conglomérats à ciment rouge. Il s'agit donc vraisemblablement d'un écaillage des séries autochtones sous l'avancée de la nappe et pour lequel il s'avère, de façon quasi-absolue, impossible de faire une cartographie correcte.

On notera au passage un fait intéressant : à savoir, dans les Ravins des Ricoux, de Combeyron et du Moulinet, la présence de Flysch à Helminthoïdes qui, dans ce dernier, affleure sur plus de 200 m dans le lit du torrent (immédiatement au S. du mot "Moulinet"). Ce Flysch à Helminthoïdes se trouve, dans ces trois coupes, encadré de Flysch noir, et il semble que l'on doive l'interpréter comme la répétition et le prolongement de la longue bande de Flysch que nous avons décrite au front de la nappe sur les formations autochtones (terres

noires ou Grès du Champsaur) avec ou sans coussinet de Flysch noir.

On arrive donc à la CONCLUSION que cette position aberrante du Flysch à Helminthoïdes que nous avons initialement notée en avant et sous la nappe, dans la région d'Ancelle, n'était pas fortuite et accidentelle, mais qu'elle se retrouve identique sur plusieurs dizaines de kilomètres et que, tant au N. (à l'E. du Ravin du Moulinet) qu'au S. (Torrent des Réalons) on en perd toute trace du fait des formations superficielles. Quoiqu'il en soit, tenant compte des seuls affleurements, on constate que la flèche du recouvrement tangentiel des unités mésozoïques de la série briançonnaise sur le Flysch à Helminthoïdes est d'environ 6 km. Notons d'ailleurs que cette importante lame de Flysch est considérablement replissée et laminée sous le chevauchement de la série de Piolit.

Le moment est alors venu de tenter l'interprétation de la position aberrante de ce Flysch à Helminthoïdes encapuchonné au front des nappes, entre la vallée morte de Chorges - La Bâtie-Neuve et le Haut Drac

Nous partirons pour cela de quelques faits d'observation déjà signalés au cours de notre description tectonique et qui sont les suivants :

- Le Flysch à Helminthoïdes forme la couronne des puissantes montagnes (Petite et Grande Autane, la Coupa, Pointe de Fleureudon) qui ferment le Cirque de la Rouanne et sous lesquelles se trouve écaillée la série de Piolit (notamment : coupe de l'arête W. de la Petite-Autane, coupe des Ravins de Peyron-Roux et de Jas Cerisier).
- Le massif de Piolit, par contre, est totalement dénudé de cette couverture de Flysch, mise à part la petite klippe du Col de la Pourachière.
- L'ensemble de ce massif est formé d'une double voûte anticlinale à noyau de Dogger-Callovien enveloppée d'une épaisse dalle souple de Tithonique-Crétacé qui se décolle, de ce noyau calcaire, au niveau des terres noires oxfordiennes. Or, cette dalle, dans le Massif de Piolit proprement dit, n'est jamais répétée tectoniquement par écaillage, mais se trouve au contraire repliée sur elle-même, suivant un style très souple impliquant beaucoup plus l'idée d'une "self-tectonic" qu'une dynamique de contrainte par surcharge. L'opposition de style est donc manifeste entre ce secteur et le pourtour du Cirque de la Rouanne par exemple, où la tectonique par écaillage est, nous l'avons vu, une conséquence directe de l'action du Flysch.

Dès lors, la première conclusion à laquelle on est conduite est d'imaginer que, si le secteur de Piolit n'est pas écaillé, c'est qu'il n'a pas subi la surcharge de la masse de Flysch au moment de la formation des replis de la dalle tithonique-crétacée, comme ce fut le cas pour la partie la plus orientale de cette même unité.

Cependant, la présence de la longue bande de Flysch d'Ancelle, Moissières, Plateau des Ravels, etc... en position tectonique INFÉRIEURE aux unités de Piolit, suppose naturellement une avancée de celle-ci sur le Flysch POSTÉRIEURE à un écoulement de ce dernier sur les formations autochtones. On peut alors considérer que tout le Flysch absent, à l'heure actuelle, du Massif de Piolit, et encapsuchonné sous ces unités, devait initialement les recouvrir sans solution de continuité avec le Flysch des Autanes, de la Coupa et de Fleureudon. Dès lors, il faut imaginer que si les unités de Piolit ont, au coeur du massif, échappé à l'action du Flysch, c'est que celui-ci s'est écoulé dans un stade très précoce de la mise en place des nappes, mettant ainsi à jour la série mésozoïque de Piolit. Celle-ci, rapidement débarrassée de sa couverture de Flysch, réagira à la dynamique de glissement tangentiel en se scindant en deux par décollement au niveau des terres noires, l'ensemble supra-oxfordien se replissant plusieurs fois sur lui-même. En conséquence, on devra considérer que l'absence de Flysch sur le Massif de Piolit n'est pas le fait de la simple érosion mais correspond bien plutôt à une dénudation tectonique par décollement du Flysch, sur l'unité de Piolit, à la limite Flysch noir subbriançonnais - Flysch brun de base du complexe à Helminthoïdes. Que le Flysch noir ait été entraîné tout ou partie avec le Flysch à Helminthoïdes ne doit donc pas nous étonner. On peut enfin juger de la flèche du recouvrement de ce Flysch par l'unité replissée de Piolit, puisque nous l'avons estimée à environ 6 km.

Notons, enfin, que ce Flysch présente ici une structure à valeur synclinale puisque, lorsque cela est visible, on peut constater que ce Flysch à Helminthoïdes se trouve encadré de Flysch noir sur lequel il repose en général, et qui l'a partiellement accompagné lors de son décollement des unités sous-jacentes. On imaginera donc, en fin de compte, qu'une partie de la couverture de Flysch du Massif de Piolit (s. lato) s'est trouvée rapidement scindée en deux parties, suivant le sens vertical, la partie externe s'écoulant sur les formations autochtones, la partie interne continuant son glissement, écaillant les unités subbriançonnaises et les réduisant en épaisseur. Postérieurement, l'ensemble subbriançonnais s'écoulant de lui-même a recouvert la lame de Flysch glissé en avant, la repliant en une charnière synclinale couchée à l'horizontale par la suite considérablement étirée et amincie. Nous reviendrons plus loin, dans le cadre d'une synthèse tectonique générale, sur l'origine probable de la rupture verticale de la couverture de Flysch en deux parties.

● ENTRE LE HAUT-DRAC D'ORCIÈRES ET LA CRÈTE FAITIÈRE GRANDE-AUTANE - L'AIGUILLE - LE GARABRUT.

Ce secteur forme le prolongement oriental des structures précédemment définies, au S. de Pont-du-Fossé. Malheureusement, les affleurements y sont fort rares, étant donné l'importance des formations superficielles spécialement dans le bassin d'Archinard, au S. d'Orcières.

Quoiqu'il en soit, on peut noter l'important développement de Flysch noir visible dans la plupart des fonds de ravin. Il recouvre directement les formations autochtones (Grès du Champsaur ou calcaires à Nummulites) et se trouve lui-même recouvert par le Flysch à Helminthoïdes avec interposition de quelques lames d'unités subbriançonnaises - notamment au S.W. du Châlet de Pastissou, aux environs de la cote 2000 (Dogger - Tithonique - Néocrétacé) et à la base de l'escarpement nord de Flysch à Helminthoïdes du Garabrut, où le Dogger, seul représenté, laisse supposer que l'ensemble supra-oxfordien décollé est en quelque sorte parti en avant, après scission tangentielle de la série en deux. Signalons d'autre part que le Rocher d'Artouze qui domine la rive gauche du Drac, en aval de Bousensayes, est formé d'une épaisse dalle de Malm à zones siliceuses dont le pendage, conforme à la pente, explique l'étendue d'affleurement *.

Au N. du Garabrut, au plateau de Basset, le contact de la nappe est bien visible, malgré accordance des couches de la nappe sur les formations autochtones. Mais la structure des deux rives du Drac formant ici un seul et même ensemble, nous étudierons simultanément ce contact sur l'une et l'autre rive. L'étude de cette structure fut, pour J. BOUSSAC, la clef de l'interprétation tectonique de cette région. Il en donne une bonne description et une figure dans sa thèse (pages 31-32). Nous allons y revenir avec plus de détails maintenant.

L'autochtone est ici formé de Grès du Champsaur repleyés en une vaste charnière anticlinale déversée vers l'W. et que le Drac recoupe transversalement d'E. en W., de Prapic aux Fourès, mais qui ne se retrouve pas identique d'une rive à l'autre de ce torrent. En effet, si le flanc supérieur de cette structure (l'anticlinal étant couché) se trouve, sur les deux rives, quasi-horizontal puis plongeant faiblement vers l'E., la retombée occidentale, par contre, n'est verticale que sur la rive droite du Drac, alors qu'elle est franchement renversée sur la rive gauche, ne donnant plus de ce côté un bombement anticlinal à grand rayon de courbure, mais un anticlinal couché aigu et déversé vers l'W. (figure 18). C'est sur cette formation anticlinale que repose le Flysch noir de la nappe. Ce contact se fait de la façon suivante :

a. Rive droite du Drac

Ce Flysch noir subhorizontal ou plongeant faiblement vers l'E. repose mécaniquement en concordance sur la partie haute de la formation anticlinale, c'est-à-dire sur son flanc horizontal. Vers l'W., au contraire, les couches de Grès du Champsaur plongeant rapidement à la verticale, celles-ci paraissent comme tronquées par le Flysch noir, qui repose horizontalement sur la tranche des couches de grès (voir figure, page 32, in thèse BOUSSAC). C'est là un des aspects les plus nets et les plus saisissants que l'on puisse avoir du contact tectonique des nappes sur l'autochtone, dans toute cette région comprise entre Durance et Drac.

* La feuille Gap au 1/80.000 y voyait des calcaires à Nummulites autochtones, au-dessus des Grès du Champsaur

b. Rive gauche du Drac

Les Grès du Champsaur sont ici surmontés de calcaires à Nummulites et Orthophragmines, subhorizontaux * . C'est sur ces calcaires que repose en général le Flysch noir de la nappe spécialement au plateau de Basset, où ce Flysch semble tectoniquement concordant sur l'autochtone. Ce n'est qu'à la Lauze, à l'extrémité S.W. du Plateau de Basset que le Flysch noir semble recouvrir en disharmonie tectonique la tête anticlinale couchée et plissotée de Grès du Champsaur.

Vers l'E. enfin, on retrouve encore, de place en place, le contact de la nappe sur les Grès du Champsaur (au S. des Côtes du Comte) mais les formations superficielles le masque fréquemment ** .

Que deviennt : alors au N. du Drac ce contact et quelle est ici l'extension de la nappe ?

A U N. D U D R A C D ' O R C I È R E S : L E L O B E
D ' O R C I È R E S - L E S E S T A R I S

La nappe, largement étalée au S. d'Orcières, se rétrécit considérablement au passage de la vallée du Drac d'Orcières. Nous venons de voir, en effet, qu'entre Orcières et Prapic le contact de la nappe sur les Grès du Champsaur se faisait à proximité du fond de la vallée, à quelque 300 m à l'E. du hameau des Fourès. Or, vers l'W., les affleurements de Flysch noir se retrouvent à Bousensayes et à proximité de la route, en aval de ce hameau. Le contact tectonique est ici subhorizontal et souligné par des copeaux de calcaires à Nummulites arrachés au substratum et emballés dans le Flysch noir. Sur la rive gauche du Drac, on voit déjà que le Rocher d'Artouze est formé de Tithonique appartenant à la nappe. Il repose sur les Grès du Champsaur. Le ravin situé immédiatement à l'E., entre le Châlet Maudit et le Châlet Ricou, est entaillé dans le Flysch noir, de même que le bas torrent d'Archinard. Au-dessus

* Ces calcaires ne paraissent pas liés à la nappe mais aux formations autochtones. Ils représentent peut-être comme dans les coupes des bas ravins du Combeyron et des Ricoux un écaillage des termes de base de la trilogie priabonienne ramenés sur les grès par le chevauchement de la nappe ?

** Dans toute la région de Prapic, la formation autochtone des grès du Champsaur se trouve fortement replissée, à petite et grande échelle, suivant un style Flysch tout à fait saisissant. La direction de ces plis n'est pas forcément celle de la nappe mais ces manifestations tectoniques apparaissent néanmoins de façon certaine en relation avec la surcharge ou la poussée tangentielle de la nappe. On notera ainsi que la charnière anticlinale que nous venons de décrire se trouve fortement déversée sur la rive gauche du Drac où elle est surmontée du Flysch à Helminthoïdes, alors qu'elle ne l'est pas sur l'autre rive.

du village d'Orcières enfin, dans le ravin de la Combe, le Flysch noir est encore visible au bord même du Drac. Au S.E. des Usclas, cependant, et au milieu de la plaine alluviale du Drac, pointe un petit piton de formation nummulitiques autochtones (calcaires conglomérats et schistes) à l'E. duquel, à défaut d'affleurements, il nous semble logique de faire passer le contact de la nappe sur l'autochtone. On voit donc que le Flysch noir, d'une rive à l'autre du Drac, ne forme guère qu'un étroit pédoncule de 1,8 km de largeur entre le pointement des Usclas à l'W. et l'anticlinal de Grès du Champsaur des Fourès - Prapic, étudié précédemment. Ce pédoncule relie donc le domaine méridional des nappes de l'Embrunais au secteur étalé au N. d'Orcières, où la nappe détermine une sorte de glacis incliné vers le S. et que nous appellerons le lobe d'Orcières - les Estaris. Quelles en sont les limites ? Pour cela, reprenons le contact où nous l'avons laissé, à l'E. des Fourès, au-dessus de l'anticlinal de Grès du Champsaur franchi en cluse par le Drac.

BOUSSAC déjà (thèse) avait noté l'allure sinueuse de la ligne de contact de la nappe sur l'autochtone dans ce secteur des Estaris et plus tard (1932), M. GIGNOUX et L. MORET confirmaient ses observations. Nous allons voir les modifications qu'il faut y apporter.

Au bord du Drac, à l'E. des Fourès (1400 m), le contact de la nappe, après avoir pris une direction E., s'infléchit nettement vers le N. et passe à quelques dizaines de mètres à l'W. du Peravar (2214 m) formé de Grès du Champsaur plissés. Il se perd ensuite vers l'W. sous la plaine alluviale dite du Jujal (Riou Tors) mais on retrouve le Flysch noir à proximité des petits lacs de son extrémité amont, où passe le sentier conduisant du village au lac des Estaris.

La ligne de contact de la nappe prend ensuite une orientation W.-N.W. à N.W. en direction du Sommet Drouvet formé de Flysch noir. Le contact avec les Grès du Champsaur de l'arête S. du Roc des Hommes se fait ici par faille verticale (visible surtout sur le versant W.) dans le Col sans nom séparant les deux sommets à une altitude d'environ 2600 m. Le compartiment S. se trouve, en effet, brutalement affaissé par rapport à la crête de Grès priaboniens du compartiment N. Cependant, à un peu plus d'un kilomètre à l'E. du Roc des Hommes et en rive gauche de la gorge de raccordement du lac des Estaris à la plaine alluviale de Roche-Rousse on retrouve de nouveaux témoins de la nappe, isolés de celle-ci par l'érosion sous forme d'énormes blocs de brèches ou conglomérats à grandes Nummulites lutétiennes déjà signalées par M. GIGNOUX et L. MORET. Plus à l'E. encore, on retrouve du Flysch noir et des calcschistes à Globigérines (Flysch calcaire) sur la longue croupe débutant à l'W. du Lac Long, passant à proximité du Lac des Sirènes et se dirigeant au S.E. vers les Péliissons; il n'y a pas de liaison entre ces affleurements et la nappe proprement dite dont ils ont été séparés par érosion.

Revenons maintenant au secteur du Sommet Drouvet. Le contact de la nappe, affaissée par la faille dont il a été question précédemment se trouve, sur le flanc N.W. de l'arête S.W. du Sommet Drouet, à quelque 50-60 m en contrebas de l'arête. Le Flysch noir de la nappe, lardé de passées de calcschistes à Globigérines repose sur les Grès du Champsaur et même, localement, sur les schistes noirs jurassiques du Vallon de Méollion, mais ce contact est parfois masqué à l'affleurement. Au Roc d'Alibrandes (2496,9 m) le contact mécanique se fait avec une forte discordance angulaire : les niveaux de la nappe plongeant de 25 à 30° vers l'E., les

grès autochtones plongeant au contraire assez fortement (40-45° environ) vers le S.-W.S. Nous avons ici encore l'un des contacts mécaniques les plus spectaculaires des unités intraalpines sur les séries autochtones ultradauphinoises. On le retrouve d'ailleurs au S.W., à la Pyramide Signal 2122,4 m, enfin au S. de Côte Anse dans les ravins parallèles et à l'W. du Torrent du Merdarel vers la cote 1850, ici encore avec une nette discordance angulaire. Dans le Torrent de Merdarel même, le contact se fait beaucoup plus bas, vers 1400 m d'altitude, ce qui permet de supposer l'existence d'une grande faille passant aux environs des Tourrens et affaissant le compartiment du Torrent du Merdarel par rapport au compartiment W. où le contact de la nappe se fait 400 m plus haut.

Enfin, nous le savons, le contact se replie vers l'E., en direction de Bousensayes. Il passe, grosso modo, au niveau de la route d'Orcières.

En définitive, on ne saurait manquer de constater que la cote de base de la nappe varie beaucoup suivant que l'on considère sa partie S. (Drac) ou sa partie N. (région des lacs et du Sommet Drouvet) puisque, dans la vallée du Drac, une inflexion transynclinalle (E.W.) abaisse le niveau de base de la nappe jusqu'à 1300 m environ, alors qu'au Plateau de Bas-set, au S. du Drac, il se trouve à 2200 m et qu'au Sommet Drouvet, dans la partie la plus septentrionale, ce contact se trouve à 2600 m. On voit donc que le lobe d'Orcières-les Estaris forme une sorte de vaste plan fortement incliné vers le S. et se relevant au N., au contact des formations autochtones et notamment de l'écaille de Cristallin de la Pointe des Pisses, relié vers le N. au Massif du Pelvoux lui-même. Le Flysch noir n'ayant pu, mécaniquement, s'étaler sur les Grès du Champsaur, tel une coulée de solifluxion sur un plan plus ou moins incliné d'E. en W., il paraît, dès lors hors de doute que la forte cote de base de la nappe dans le secteur N. ne peut s'expliquer que par une action tectonique ultime, postérieure à la mise en place de la nappe. Il paraît alors logique d'expliquer ce renversement vers le S. de tout l'édifice (autochtone et nappe) par la surrection du Massif du Pelvoux, partiellement même par l'écaillage qui l'a précédée et conséquence de l'arrivée de la nappe elle-même*. C'est ainsi que l'on pourrait interpréter les multiples replis visibles sur le versant N.W. de la Crête du Martinet (de la Pointe des Pisses aux Pointes de Rougnoux) comme une conséquence de la surrection qui aurait provoqué un glissement de cet ensemble vers l'extérieur du dôme cristallin.

De longue date (E. HAUG, 1899) avaient été reconnus quelques lambeaux mésozoïques accompagnant le Flysch noir dans le secteur des Forests des Estaris et des Baniols.

Ces affleurements, d'environ 1 km², entre le Forest des Baniols et la Casse-Blanche, constituent deux klippes superposées tectoniquement :

- . la klippe du Forest des Baniols à la base,
- . la klippe de la Casse-Blanche au-dessus.

Elles semblent posées sur le Flysch noir de la nappe et leur origine briançonnaise est indubitable (essentiellement calcaires triasiques et

* Les formations priaboniennes autochtones (Grès du Champsaur) à tectonique très souple, style Flysch, si elles ne participent pas à la nappe, ont certainement joué un rôle analogue dans la formation de ces écailles (région de la Pointe des Pisses précisément).

marbres en plaquettes). Leur décollement au niveau des gypses et cargneules supra-werfénien est particulièrement net dans la klippe de la Casse-Blanche dont les niveaux de base sont constitués par des schistes versicolores, suivis de calcaires vermiculés en plaquettes. La série triasique y est complète, nous le savons, couronnée de passées d'argilites rouges et de Rhétien et Pentacrines à Ophiures. Le pendage de tout cet ensemble est d'environ 25° N.E., la direction des couches étant parallèle à l'arête S.E. du Sommet Drouvet.

En ce qui concerne la mise en place de ces unités, il paraît logique, sans invoquer une quelconque surcharge additionnelle, d'imaginer leur propre glissement en masse, après rupture tangentielle de la série briançonnaise au-dessus de l'ensemble siliceux, suivi d'un transport passif sur le Flysch noir, tel un caillou emporté dans l'étalement d'une coulée de boue.

On notera d'ailleurs l'extrême dislocation de ces deux klippes, en partie contemporaine de leur transport et en partie postérieure (tout en faisant la part de l'érosion actuelle).

Indépendamment de ces lambeaux de recouvrement, de nombreuses lames de Flysch calcaire (calcschistes à Globigérines) ou de marbres en plaquettes sont intriqués dans la masse de Flysch noir, telle la falaise de marbres en plaquettes qui domine le Torrent des Estaris, et recouverte transgressivement par les niveaux de conglomérats à Nummulites de la base du Flysch noir.

Enfin, on notera qu'au contact de la nappe et des formations autochtones, et notamment sur la crête du Roc d'Alibrandes où il est bien visible, le Flysch noir renferme, outre de nombreuses lames de calcschistes planctoniques (Flysch calcaire), de nombreux copeaux de grès appartenant au substratum autochtone, écaillés et repris dans la nappe. Cette structure complexe est également particulièrement nette au S. de la Pointe de Méollion où grès autochtones et calcschistes de la nappe se trouvent étroitement intriqués et alternés.

CHAPITRE II

TECTONIQUE DES UNITES BRIANCONNAISES

Etant donné le mode de répartition des unités briançonnaises dans le domaine qui nous intéresse ici (lambeaux de recouvrement isolés), nous étudierons séparément :

- . d'une part, les klippes de Chabrières et de la Fourche,
- . d'autre part, la klippe de la Pousterle.

Les deux premières étant liées du fait de leur superposition tangentielle, elles se trouvent affectées par une tectonique (faille de tassement) qui leur est commune. C'est la raison pour laquelle nous les étudierons conjointement après avoir décrit leurs rapports mutuels.

Certains caractères cependant sont communs tant à la klippe de Chabrières qu'à la klippe de la Pousterle. Nous les exposerons brièvement avant d'entreprendre l'étude détaillée de chacune d'elles.

1. Le fait majeur est, semble-t-il, leur superposition mécanique non pas sur un substratum autochtone mais SUR UNE AUTRE UNITE ELLE-MEME CHARRIEE et d'origine plus externe : l'unité subbriançonnaise de Piolit. Nous connaissons d'ailleurs (voir Chapitre I : Tectonique des Unités Subbriançonnaises, "Au S. du Torrent de la Rouanne", § 2) les conséquences du recouvrement de cette unité de Piolit par les klippes briançonnaises qui en a provoqué l'écaillage et le laminage, phénomènes étudiés notamment dans les secteurs du Col de la Gardette et de l'arête de Chabrières aux Croix de Viandre.
2. Tant à Chabrières qu'à la Pousterle, le décollement s'est effectué au niveau des gypses et cargneules suprawarféniens (Cf. Tectonique briançonnaise, J. DEBELMAS, M. LEMOINE), la série se dissociant au-dessus du complexe siliceux.

3. Il ne s'agit pas de têtes anticlinales, comme l'estimait E. HAUG (1912) mais de lames ou de masses rigides, déplacées d'un bloc sous le Flysch à Helminthoïdes qui a contribué, par surcharge, au cours de son propre écoulement, à leur glissement sur le substratum subbriançonnais.

La série stratigraphique insérée entre deux niveaux plastiques (gypses et cargneules à la base, Flysch noir ou à Helminthoïdes au toit de la formation) semble d'ailleurs avoir conservé son épaisseur initiale et avoir été, dans une certaine mesure, préservée des laminages *.

4. Les klippes de Chabrières et de la Fourche d'une part, de la Pousterle d'autre part, s'enfoncent au N.W. sous la couverture de Flysch sous laquelle s'est effectué leur déplacement tangentiel. A Chabrières, le Flysch de la Fourche et du Serrière des Rougnoux forme klippe. Mais à la Pousterle, le Flysch des Parias est relié à la grande masse de Flysch de l'Embrunais par l'intermédiaire de l'arrête portant la Pointe de Fleureudon. Cette disposition structurale fut un des arguments décisifs (voir D. SCHNEEGANS) pour estimer que les klippes venaient par dessous le Flysch et non par dessus comme le pensait E. HAUG. Nous n'y reviendrons pas ici.
5. Nous insisterons sur le caractère de rigidité de ces lambeaux de chevauchement d'où tout plissement est exclu à petite ou grande échelle. L'ossature de ces klippes est, nous le savons, faite de calcaires du Trias et du Malm, qui, vis-à-vis tant de l'ensemble sous-jacent que du Flysch qui les surmonte, joue le rôle passif du caillou emporté dans une coulée de solifluxion.

C'est de cette rigidité que va dépendre le style tectonique propre à ces klippes.

LES KLIPPES DE CHABRIÈRES ET DE LA FOURCHE

Etonnamment disséquée par l'érosion, la klippe de Chabrières forme de très belles aiguilles acérées, véritables petites "Dolomites de l'Embrunais", dont le style contraste avec les lourdes croupes de Flysch de la rive gauche de la vallée de Réallon. La plus forte dénivellation de ces falaises calcaires se trouve sur le versant de Chorges, où la face S.W. du Pic de Chabrières atteint 400 m de hauteur.

* Rappelons par exemple que les calcaires triasiques du Pic de Chabrières ont plus de 400 m d'épaisseur.

C'est là l'un des terrains de jeu favori des alpinistes gapençais qui y ont tracé dans chaque couloir sur chaque face ou éperon un itinéraire parfois de haute difficulté *.

La tectonique est en général responsable de cet aspect tourmenté, puisque chaque couloir, chaque brèche correspond le plus souvent à une faille aux pols caractéristiques.

On peut d'ailleurs y distinguer deux ensembles :

- . l'un au S.E., formé uniquement de calcaires triasiques, constitue la partie hérissée de tours verticales,
- . l'autre au N.W., d'allure tabulaire, forme un plateau de Malm lapiazé : l'Oucane de Chabrières.

Ces deux domaines se trouvent séparés par une grande faille dont nous reparlerons plus loin et que nous appellerons "faille de Chabrières" (figure 19).

L'Oucane de Chabrières a été minutieusement exploré par le spéléologue E.A. MARTEL qui, en 1904, en inventoria les richesses spéléologiques. Il était accompagné de E. HAUG, P. LORY, DAVID-MARTIN et du Dr H. VESIGNE, ainsi que de plusieurs porteurs. Il en dressa deux plans-esquisses au 1/10.000 et au 1/3.000, mettant déjà bien en évidence l'effondrement du plateau de l'Oucane par rapport au Pic de Chabrières.

Le contact mécanique tangentiel de la klippe de Chabrières sur son substratum ne se voit réellement bien qu'à la Croix du Vallon (sur le versant Chorges) c'est-à-dire à son extrémité S.E. Nous l'avons décrit précédemment (voir Tectonique des Unités Subbriançonnaises à l'E. de Piolit) et nous n'y reviendrons pas. Rappelons seulement qu'il se fait sur la série de Piolit, elle-même en recouvrement anormal sur les terres noires autochtones, par l'intermédiaire de niveaux de schistes versicolores, dolomies et de rares cargneules. Partout ailleurs, le contact se trouve masqué par les formations superficielles, en particulier les éboulis parfois de forte taille (versant de Chorges notamment entre Salados et le Trou de Pancrace). Au N.W. de la Crête de Flysch du Serrière des Rougnous cependant, quelques affleurements de calcaires triasiques et Malm blanc jalonnent le contact de base de l'unité briançonnaise sur l'unité subbriançonnaise du vallon de la Martinasse. Mais les conditions d'affleurement défavorables ne permettent pas de dire s'il s'agit bien de l'unité de Chabrières proprement dite ou de l'écaillage locale d'une autre unité, le faciès Guillevestre étant ici absent et les marbres en plaquettes que l'on connaît à l'Oucane de Chabrières étant ici inapparents.

Avant d'entreprendre la description détaillée de la tectonique de Chabrières, voyons ce qui se passe au toit de la formation.

* Voir dans la Revue du Club Alpin Français "La Montagne", l'excellent article de E. FRENDON : "Les aiguilles de Chabrières", Nov.-Déc.1930. On peut se rapporter à cette monographie afin de se faire une idée de la topographie très complexe de ce petit massif où E. FRENDON dénombre 58 sommets, brèches ou cols.

Nous savons que cette klippe s'enfonce au N.W. sous un lambeau de recouvrement de Flysch à Helminthoïdes formant la crête du Serrière des Rougnoux et le sommet bifide de la Fourche.

Or, la klippe de Chabrières se trouve ici solidaire d'une unité stratigraphique et tectonique différente qui lui est superposée mécaniquement et que j'ai appelée par ailleurs klippe de la Fourche. Cette unité dont les différents termes n'ont qu'une faible épaisseur (au total 20-30 m suivant les points) forme à la Fourche et au Serrière des Rougnoux un élément structural interposé entre la klippe de Chabrières au-dessous d'elle et le Flysch à Helminthoïdes au-dessus. Mais c'est surtout sur l'arête conduisant de la Fourche au Pic de Chabrières que cette klippe manifeste le plus son individualité (figures 20 et 22). C'est ici également que son contact mécanique tangentiel sur la klippe de Chabrières est le plus facile à étudier. Ce contact se fait entre le Dogger niveau de base de la klippe de la Fourche et les marbres en plaquettes couronnant la série de l'Oucane de Chabrières. Ceux-ci sont très froissés et laminés, tant sur le versant de l'Oucane que sur le versant de Chorges où le contact est bien visible même à distance. Il y a quasi-concordance des couches en contact. Nous savons qu'au-dessus de ce Dogger, la série se poursuit par du Malm blanc avec quelques zones siliceuses, des calcaires en plaquettes du Néocomien à Bélemnites et Aptychus (séparés du Malm par un hard-ground ferrugineux) et enfin par une pellicule de Flysch noir couronnant la bosse arrondie qui précède à l'W. la Brèche 2229,6 m. Au delà de celle-ci on rencontre encore quelques témoins de l'unité de la Fourche avant de se heurter à la grande faille qui effondre l'Oucane par rapport au Pic de Chabrières et dont le rejet considérable doit être d'au moins 200 m (figures 21 et 22). Nous nous trouvons, en effet, ici à environ 2240 m au toit de la formation de Malm blanc de l'Oucane. Or, le sommet de Chabrières, à 2400 m d'altitude, n'est pas formé de Malm comme l'indique la feuille Gap au 1/80000, deuxième édition, mais de calcaires dolomitiques à silex du Trias qui ne correspondent même pas aux niveaux finitriasiques. Cette grande cassure, que j'appellerai "faille de Chabrières", n'est pas verticale. De direction N. 55° E., elle plonge fortement vers le N.W. avec un pendage d'environ 70-80° suivant les points. Elle est ici parfaitement visible, jalonnée par une petite banquette gazonnée elle se traduit par un magnifique miroir de friction des calcaires triasiques du Pic de Chabrières, et quelques brèches tectoniques. Elle se trouve par place dédoublée. A quelque 50-60 m au N.W. de la "faille de Chabrières" existe une autre cassure (parallèle et de moindre importance parce que de faible rejet) n'accidentant que le Malm de l'Oucane lui-même.

La faille de Chabrières divise la klippe en deux domaines bien distincts (signalés précédemment) :

- au S.E. un ensemble uniquement triasique (Pic de Chabrières notamment),
- au N.W. un ensemble tabulaire où l'on trouve calcaires triasiques, Malm et calcschistes paléocènes (Oucane de Chabrières).

De ce fait, on conçoit que la klippe de la Fourche reposant sur les termes les plus récents de l'unité de Chabrières n'existe que dans la partie N. occidentale, ainsi délimitée par la faille de Chabrières (figure 23).

Il serait inintéressant de décrire et de détailler toutes les cassures qui affectent les calcaires triasiques de Chabrières. L'une d'entre elles seulement retiendra notre attention. C'est la faille verticale qui, orientée N. 50° W. pratique une brèche un peu au S. du sommet même du Pic de Chabrières, dédoublant celui-ci et entaillant une profonde cheminée dans la falaise N.W. du Pic. Cette cassure, en effet, se prolonge vers le N.W., accidentant l'Oucane, au delà de la faille de Chabrières. Je l'appellerai pour cette raison "faille de l'Oucane". Nous en reparlerons par la suite et revenons à la faille de Chabrières.

Celle-ci, déjà reconnue par E. HAUG, P. LORY et E.A. MARTEL, n'est que la première grande cassure, limitant au S.E. l'Oucane, de tout un système de failles parallèles et qui vont progressivement effondrer l'Oucane, la klippe de la Fourche qui surmonte l'unité de Chabrières et le Flysch de la Fourche et du Serrière des Rougnous par rapport au faite triasique de Chabrières. En d'autres termes, cette tectonique cassante va progressivement abaisser du S.E. au N.W. la cote du contact de la klippe sur l'unité subbriançonnaise qu'elle surmonte (ce contact, nous la savons, n'est d'ailleurs pas visible). Cela va se traduire finalement par une tectonique en marches d'escalier, descendant du S.E. au N.W., correspondant à des tassements sur place et sans décrochement de plusieurs panneaux rigides des klipptes de Chabrières et de la Fourche (solidaires, étant donné leur superposition mécanique). Ces tassements supposent vraisemblablement une dislocation déjà amorcée lors du transport de ces unités exotiques. Nous en aurons d'ailleurs une preuve par la suite, à propos de la tectonique de la Pousterle. Mais ils correspondent surtout à des réajustements de la surface de base de la klippe sur le substratum qui la supporte, après mise en place et arrêt du déplacement tangentiel.

Nous ferons abstraction de très nombreuses cassures mineures accidentant l'Oucane de Chabrières. Presque chaque crevasse du lapiaz correspond initialement à une cassure tectonique, mais le plus souvent sans rejet, elles ne changent donc rien à la structure d'ensemble. E.A. MARTEL déjà, estimait que "la dislocation tectonique résultant des mouvements orogéniques alpestres a fissuré, diaclasé et même faillé le massif de Chabrières, d'une façon tout à fait extraordinaire et préparé, comme dans les grottes, le canevas du phénomène". Cette action tectonique correspondait pour lui au stade initial de la formation du lapiaz. Il s'est trouvé suivi d'autres stades.

"2. Une première et ancienne série de très puissants ruissellements et d'infiltrations aqueuses a, par érosion et corrosion, commencé et poussé plus ou moins la transformation des diaclases en ces grandes crevasse si remarquables".

"3. Sous le glacier qui recouvrait l'Oucane, la circulation des eaux de fonte à travers les diaclases et leur absorption favorisée par une forme générale en cuvette ont dû (...) continuer et achever l'élargissement des crevasse".

"4. Après le retrait du glacier, une deuxième série de ruissellements modernes réduits a pratiqué les ciselures habituelles aux lapiaz *".

* Voir E.A. MARTEL, L'Oucane de Chabrières (H.A.). La nature, n° 1653, 28 Janvier 1905, pages 135-138.

Pour E.A. MARTEL, le nombre de ces grandes crevasses rectilignes est de plus de 20. Elles mesurent "de 10 à 155 m de longueur et de 1 à 12 m de largeur; leur profondeur arrive à 25 m jusqu'à la neige qui les encombre en partie et empêche de scruter leur réelle étendue verticale *". En fait, ces crevasses tectoniques se trouvent orientées suivant deux directions principales et forment ainsi un réseau à maille losangique tout à fait saisissant. La première de ces directions, grossièrement parallèle à la grande "faille de Chabrières" est N. 45-50° E. suivant les cassures. La deuxième direction N. 50° W. environ. A cette deuxième direction correspond la "faille de l'Oucane" déjà signalée et dont nous reparlerons ultérieurement.

C'est au premier type qu'appartiennent les grandes failles qui effondrent en marches d'escalier le plateau tabulaire de l'Oucane et de la Maît. La Maît (N.W. de l'Oucane) se trouve précisément effondrée par l'une de ces cassures, bien visible puisqu'elle détermine un escarpement limitant l'Oucane proprement dit sur son bord N.W. Cette falaise porte d'ailleurs un nom local : le Banc dou Méné (voir plan au 1/3.000 de E.A. MARTEL). A l'autre extrémité, elle affecte le Dogger de la Fourche et le Flysch à Helminthoïdes qui lui est superposé (figure 24).

Quelques failles mineures mises à part, un autre accident parallèle limite au N.W. le cirque rocheux de la Maît. L'escarpement ainsi déterminé est le Serrière de la Fourche. Elle s'amortit à son extrémité N.E. mais au contraire prend de l'ampleur en direction du S.W. Son rejet est facile à apprécier sur le versant de Chorges de la Fourche, l'effondrement du compartiment N.W. étant d'environ 60-70 m par rapport au compartiment S.E.

La troisième de ces grandes failles - la plus importante - est celle qui détermine l'inflexion dans la crête de Flysch entre le sommet de la Fourche et le sommet 2303,5 m, point culminant du Serrière des Rougnous. Cette faille est responsable du grand ravin dont l'origine est au niveau de cette inflexion et bien visible sur le versant de Chorges (face S.-S.W.). Elle effondre le Flysch du compartiment N.W. d'au moins 120-150 m, peut-être plus. Les conditions d'affleurements sont en effet défavorables et l'on peut ici se demander si les calcschistes néocrétacés visibles à la source Saussus, Tavanier, les Plates (versant de Chorges) appartiennent bien à la klippe de Chabrières ou, au contraire, à la série du Vallon de la Martinasse. Dans ce dernier cas, ils seraient donc sub-briançonnais et le contact avec la klippe (ici très réduite en épaisseur) se ferait au-dessus de ces affleurements de marbres en plaquettes (Tavanier). Dans le cas contraire, il faudrait envisager que la série inférieure aux marbres en plaquettes de la klippe briançonnaise (marbres de Guillestre et calcaires triasiques) serait inapparente, masquée par les formations superficielles au N. de Chenalette. Songeons par exemple aux affleurements de calcaires triasiques reconnus au Forest Rougni manifestement glissés sur la pente et dont l'origine pourrait être recherchée ici.

Vers le N.E. cette grande faille disparaît sous les alluvions de la plaine des Rougnous et bute à son extrémité N.E. contre une faille postérieure qui lui est oblique.

* Voir E.A. MARTEL, L'Oucane de Chabrières (H.A.). La Nature, n° 1653, 28 Janvier 1905, pages 135-138.

Toutes ces failles ne sont pas absolument verticales, mais présentent un assez fort plongement à regard N.W. *.

Enfin, au delà (N.W.) du Serrière des Rougnous, la structure perd toute clarté. Seules les affleurements de Flysch présentent une véritable continuité alors que les formations superficielles masquent en quasi-totalité les témoins calcaires de la klippe : (quelques affleurements de calcaires triasiques et de Malm).

Mais on peut se demander si la klippe de Chabrières encore bien visible et conservant une certaine épaisseur à l'extrémité N.E. du Serrière des Rougnous disparaît, à l'approche du Col de la Gardette, plus par effondrement que par étirement tectonique. Le fait que dans la topographie plus rien n'indique ici la présence, même atténuée, des reliefs calcaires que nous connaissons au Pic de Chabrières, semblerait impliquer une telle réduction d'épaisseur par laminage quasi total de la klippe.

Revenons maintenant à l'Oucane et disons quelques mots du deuxième jeu de failles. Leur direction, nous le savons, est celle de la "faille de l'Oucane" : N. 50° W. "La faille de l'Oucane" débute au Pic de Chabrières, elle accidente ici les calcaires triasiques puis se prolonge au delà de la faille de Chabrières, dans le compartiment N.W., délimitée par cette dernière. Ni la faille de Chabrières, ni la faille de l'Oucane, qui se croisent sans solution de continuité, ne se trouve décrochée. Cela suppose que l'on a affaire ici à des failles de tassement excluant la possibilité de translation latérale d'un bloc par rapport à l'autre, et il semble logique de les imaginer contemporaines.

Cette faille traverse, dans toute leur largeur, le plateau de l'Oucane (d'où le nom que je lui donne ici) et le cirque rocheux de la Maît. C'est elle qui, à l'Oucane, est responsable de la Grande Crevasse notée par E.A. MARTEL sur ses plans au 1/10.000 et 1/3.000. Cette crevasse infranchissable, aux parois verticales, est la plus importante de toutes celles qui accidentent notre lapiaz.

Au delà du Serrière de la Fourche, la faille se trouve masquée sur environ 150 m sous la plaine alluviale des Rougnous, mais au delà elle accidente encore le Flysch en déterminant une légère inflexion sur la crête faîtière du Serrière des Rougnous (au croisement de plusieurs sentiers).

Outre plusieurs fractures secondaires, deux autres failles parallèles à la grande faille de l'Oucane accidentent le plateau de l'Oucane, entre la klippe de la Fourche (crête faîtière de la Fourche à Chabrières) et la faille de l'Oucane. Ces cassures de faible rejet n'intéressent pratiquement que le Malm et le Néocrétacé de la klippe de Chabrières.

CONCLUSION

En résumé, un double jeu de fractures détermine à Chabrières un damier à maille rhombique quasi-rectangulaire, la direction des cassures

* Inversement l'extrémité S.E. de la klippe se trouve affectée de grandes failles à regard E. à S.E. dont le plan forme de grandes dalles lisses visibles sur le versant de Chorges du Pic de Chabrières.

correspondant l'une à la direction de glissement tangentiel des unités de recouvrement (au sens large, direction d'écoulement des nappes de l'Embrunais), l'autre à l'allongement de la chaîne qu'elles forment entre Saint-Apollinaire et Ancelle (en particulier direction de plissement de l'unité de Piolit sous-jacente aux klippes briançonnaises rigides). Ces failles de tassement ne supposent jamais de décrochements par translations latérales. Elles correspondent seulement à un réajustement de la surface de base de la klippe sur l'unité de Piolit durant et après sa mise en place. On notera d'ailleurs que la partie surélevée formant le compartiment S.E. (Pic de Chabrières proprement dit) se trouve superposée à une série de Piolit très écaillée et accumulée sur elle-même, sur l'arête de la Croix du Vallon (conséquence de la présence de la klippe). C'est ainsi qu'un écaillage moindre de cette même série subbriançonnaise à l'aplomb de l'Oucane (invisible, malheureusement) pourrait expliquer l'effondrement de celui-ci par rapport au massif triasique du Pic de Chabrières.

Enfin, on note à Chabrières la présence de masses glissées sur la pente et disloquée mais conservant cependant leurs pendages, l'une de celles-ci, bien visible du village de Réallon, se trouve à l'extrémité N.E. de la crête de Flysch du Serrière des Rougnous et à l'W. des Châlets de Vaucluse. Elle est couronnée par la Pyramide Signal 1952,2 m et se trouve formée de calcaires du Trias et du Malm, de marbres en plaquettes et de minces affleurements appartenant à la klippe de la Fourche qui leur est superposée. Une autre masse glissée est celle des Brinquières (2025 m) à l'extrémité N.E. de la Crête de Chabrières et en contre-bas à l'E. de celle-ci. Elle est exclusivement formée de calcaires triasiques.

LA KLIPPE DE LA POUSTERLE

Le sommet de la Pousterle se trouve à environ 2 km au N.W. de la crête de Flysch du Serrière des Rougnous, et il y a solution de continuité des affleurements de Chabrières à ceux de la Pousterle, le substratum subbriançonnais des klippes réapparaissent dans le vallon de la Martinasse et au Col de la Gardette.

Le lambeau de chevauchement de la Pousterle, grosso modo rectangulaire en plan, s'enfonce, nous le savons, à l'W. sous le Flysch à Helminthoïdes des Parias et de Fleurendon. Une petite klippe de Flysch isolée repose également sur l'unité de la Pousterle à son angle N.E.: elle forme la pyramide triangulaire cotée 2362 m à l'E. du Clot de Dende.

Il repose, comme à Chabrière, sur l'unité subbriançonnaise de Piolit et ce contact tectonique déjà étudié précédemment (voir Unités subbriançonnaises) est visible surtout au Col de Chorges, sur l'arête du Col de la Gardette à la Pousterle, et, à son extrémité N.E., à l'E. de la Pyramide Signal 2362 m (Flysch).

La tectonique qui affecte la klippe est tout à fait comparable à celle que nous venons de décrire à Chabrières et nous allons y retrouver le même style d'effondrements verticaux, par failles de tassements orientées suivant les deux directions déjà notées à Chabrières.

A la Pousterle, nous savons que la série stratigraphique n'est pas rigoureusement identique à celle de Chabrières et qu'elle se trouve surtout caractérisée par un grand développement des calcschistes néocrétacés. Ceux-ci ne forment pourtant pas l'extrême sommet de la Pousterle où ils se trouvent surmontés de Flysch noir dans lequel est incluse, sous forme d'écharde, une lame horizontale de calcaire triasique de quelques mètres d'épaisseur reposant en légère discordance sur les schistes argileux du Flysch noir ou parfois les marbres en plaquettes. Cette lame tectonique, surtout visible sur l'arête W. de La Pousterle semble être emballée dans un Flysch noir qui ne représente donc pas forcément la suite stratigraphique des calcschistes néocrétacés-paléocènes de la Pousterle. Cette structure évoque étonnamment ce que J. DEBELMAS a décrit (thèse) dans la région de la Pointe de Uvernaus - Roc Blanc, où se trouvent également emballées plusieurs lames de calcaires et dolomies triasiques dans le Flysch noir.

Ainsi, de même qu'à Chabrières, la klippe se trouvait surmontée d'une autre unité tectonique, la klippe de la Fourche, nous retrouvons, à la Pousterle, avec toutefois moins d'ampleur, un nouvel élément superposé mécaniquement, arraché au substratum par le Flysch, et entraîné en avant par lui lors de son écoulement.

A la base de la série de la Pousterle, rappelons que le contact tectonique tangentiel avec l'unité de Piolit, bien visible sur l'arête du Col de la Gardette au sommet de la Pousterle, se fait par l'intermédiaire de calcaires vermiculés en plaquettes ondulées, et à l'extrême base de schistes versicolores et de plaquettes dolomitiques jaunes interstratifiées. Le contact se fait en réalité sur des calcschistes néocrétacés à couches rouges d'origine briançonnaise puisqu'ils surmontent quelques mètres de calcaires à silex du Dogger. Cette petite écaille secondaire est d'ailleurs elle-même dédoublée, le contact avec l'unité de Piolit elle-même se faisant sur une lame de calcaire du Dogger.

A l'extrémité N.E. de la klippe, le contact des calcaires triasiques se fait sur les terres noires oxfordiennes déterminant le Col sans Nom situé à l'origine N. du Ravin de Charence.

Enfin, à l'E. du Col de Chorges, nous savons que le contact mécanique de la klippe se fait entre les marbres en plaquettes briançonnais et les calcaires en plaquettes du Berrias de l'unité de Piolit (il y a également un peu de Flysch entre les deux).

La klippe proprement dite, dont l'ossature est rigide, (calcaires du Trias surtout) correspond à une lame horizontale comprise entre deux niveaux plastiques (niveaux suprawerfénien et Flysch) et non à une tête anticlinale couchée comme l'estimait E. HAUG. Elle se trouve affectée, nous le savons, de failles de tassement suivant deux directions : N.45° E. et N. 50° W. Les premières étant les plus fréquentes.

Comme à Chabrières, le premier type de failles va progressivement effondrer vers le N.W. des panneaux rigides grossièrement parallélépipédiques en marche d'escalier (figure 25). Ces cassures, comme à Chabrières, ne

sont pas verticales, mais à plongement et regard N.W. Nous ne les détaillerons pas ici. Elles affectent le plateau chaotique du Clot de Dende au N. de la Pousterle et les affleurements compris entre ce sommet et le sommet de Flysch des Parias. L'une d'elles, immédiatement située au N.W. du sommet de la Pousterle, malgré son faible rejet, a une signification équivalente à la grande faille de Chabrières séparant ce sommet de l'Oucane. Elle effondre, en effet, ici l'ensemble situé au N.W. du sommet, le Clot de Dende, représentant à la Pousterle l'équivalent de l'Oucane à Chabrières.

Ces failles et l'amplitude de leur rejet sont faciles à mettre en évidence, surtout sur le versant S. de la Pousterle et des Parias, sous le Flysch. Comme à Chabrières en effet, c'est du N.E. au S.W. que ce rejet prend de l'ampleur. Tout ceci conduit à l'effondrement du Flysch à Helminthoïdes des Parias dont la cote de base est à environ 2400 - les sommets de la Pousterle (Flysch noir) et des Parias culminant à la même altitude (2500 m). Presque normalement à cette première direction de failles une cassure verticale scinde en deux parties la falaise S.E. de la Pousterle qui domine le vallon de la Martinasse. Cette faille affecte à la fois la klippe proprement dite et la lame de calcaire triasique incluse dans le Flysch noir qui couronne la série mésozoïque de la Pousterle. De faible rejet, elle effondre le compartiment N.; elle se prolonge en direction du N.W. à travers les affleurements subhorizontaux du Clot de Dende en recoupant les failles décrites précédemment. Vers le S.E., cette faille disparaît naturellement sous l'éboulis mais il est intéressant de noter qu'en plan ELLE SE TROUVE DANS LE PROLONGEMENT RIGoureux DE LA GRANDE "FAILLE DE L'OUcANE" DE LA KLIPPE DE CHABRIERES ET QUE L'ON A VU AFFECTER LE FLYSCH A HELMINTHOIDES DU SERRIERE DES ROUGNOUS LUI-MEME.

Il n'y a peut-être ici qu'un hasard, mais on peut aussi se poser la question de savoir s'il n'y a pas eu, initialement, une seule et même faille affectant à la fois les klippes de Chabrières et de la Pousterle réunies en une seule unité tectonique au cours du cheminement tangentiel sous la nappe de Flysch. L'actuelle solution de continuité entre les deux unités tectoniques semblerait due, pour une bonne part, à l'effondrement de la klippe de Chabrières vers le N.W., surajoutée naturellement aux phénomènes d'érosion auxquels il faut toujours penser.

Deux conclusions intéressantes s'imposent alors :

1. Cette grande faille de l'Oucane et de la Pousterle serait donc très ancienne et daterait vraisemblablement de la période de déplacement sur le substratum et sous le Flysch à une époque où la phase ultime de tassements n'aurait pas encore dissocié en deux klippes cette unité tectonique. Ce qui semble d'ailleurs confirmé par le fait que seules les unités briançonnaises se trouvent affectées par cette tectonique, à l'exclusion du substratum subbriançonnais visible par exemple dans le Vallon de la Martinasse.
2. D'autre part, et surtout, cette liaison initiale entre deux unités tectoniques, à l'heure actuelle indépendantes, viendrait confirmer, à mon sens, l'idée d'une cordillère de Chabrières - Estaris unique, avec variations progressives des faciès et de leurs épaisseur du

S. au N., c'est-à-dire SUIVANT LA DIRECTION DE CETTE CORDILLERE; le passage de la zone de sédimentation de Chabrières à celle de la Pousterle se faisant dans la partie manquante, à l'aplomb du secteur subbriançonnais - Col de la Gardette - Vallon de la Martinasse. En d'autres termes, une origine radicale (géographique) commune à ces deux klipptes ne saurait faire de doute au front externe du Briançonnais, ainsi que leur mise en route simultanée après décollement de leur substratum siliceux, sous l'écoulement du Flysch.

CHAPITRE III

LA TECTONIQUE DU FLYSCH A HELMINTHOÏDES

La tectonique du complexe à Helminthoïdes est liée à son décollement au niveau du Flysch brun de base. Celui-ci peut se trouver en contact avec le Flysch noir subbriançonnais (Haut-Cirque de la Rouanne), il devient alors difficile de les distinguer, d'autant plus si l'un ou l'autre se trouve froissé mécaniquement. Nous le savons, c'est sans doute la raison pour laquelle on a pu les confondre et pour cela également que le Flysch noir peut paraître lié stratigraphiquement à la base du complexe à Helminthoïdes.

L'idée d'un décollement conduit à la notion de l'indépendance du Flysch à Helminthoïdes par rapport à son substratum charrié. Cette notion, mise en évidence par D. SCHNEEGANS et longuement développée dans sa thèse, appelle cependant quelque réserve, tout au moins dans la région de l'Embrunais qui nous intéresse ici, et suivant l'échelle envisagée.

Le deuxième point qui retiendra notre attention est le mode de plissement de ce Flysch qui ne m'apparaît pas aussi désordonné qu'il a pu sembler à nos prédécesseurs (M. GIGNOUX, L. MORET, D. SCHNEEGANS)* mais présente au contraire une harmonie et une continuité de structure parfois tout à fait saisissantes.

Nous rappellerons brièvement la répartition du Flysch à Helminthoïdes dans la région considérée ici. Il correspond à la marge occidentale et frontale de la nappe du Flysch de l'Embrunais au-dessous de laquelle apparaissent les unités charriées subbriançonnaises et briançonnaises. Il s'agit donc d'une faible partie de cette immense coulée de Flysch étalée sur les bassons de l'Ubaye et de la Haute-Durance.

Dans le secteur qui nous intéresse, nous savons que le Flysch à Helminthoïdes forme une puissante couronne de hautes montagnes dans la haute vallée de Réallon, sur les crêtes rive gauche de cette vallée, sur

* D. SCHNEEGANS écrivait ainsi : "Ce plissotement du Flysch ne présente pas de directions privilégiées : il s'agit d'un froissement désordonné de toute la masse du synclinorium de Flysch et non d'un régime de plis réglés".

Nous verrons plus loin ce qu'il faut en penser.

la ligne de partage des eaux de ce versant et du Haut Drac d'Orcières et dans le Haut Cirque de la Rouanne. Il recouvre, dans ce dernier, l'unité subbriançonnaise de Piolit et nous connaissons les modalités de ce contact (voir Tectonique des Unités Subbriançonnaises, premier paragraphe). Vers le S.E. il se trouve en contact mécanique - parfois seulement en klippe : La Fourche, le Serrière des Rougnous - sur les lambeaux de recouvrement briançonnais de la Pousterle et de Chabrières.

Rappelons par ailleurs que ce même Flysch à Helminthoïdes forme, à l'extrême front des nappes, une suite d'affleurements continus (région de Pont-du-Fossé - Ancelle - Moissière - La Bâtie-Neuve) en position aberrante entre les terres noires autochtones qu'il recouvre directement et l'unité de Piolit en contact mécanique à son toit. Nous avons vu précédemment ce qu'il fallait penser de cette structure (Tectonique des Unités Subbriançonnaises, premier paragraphe).

Au N. d'Orcières, enfin, nous le savons, le Flysch à Helminthoïdes est inexistant.

La double formation anticlinale du Massif de Piolit (Rouanne-Basse et Rouanne-Haute) se trouve débarrassée de cette couverture de Flysch (à part la petite klippe du col de la Pourachière) qui, après s'être écoulée en avant a, par la suite, été elle-même recouverte sous l'empilement des replis de la série de Piolit.

Mais, si l'on fait à grands traits la coupe complète d'Ancelle, au sommet de la Grande-Autane, on constate plusieurs choses intéressantes : nous avons estimé précédemment que le Flysch encapuchonné au front de la nappe dans la région d'Ancelle - Moissière correspondait à une structure synclinale couchée et très étirée. Faisant suite, à l'E., à cette structure synclinale apparaissant entre les multiples écaillés subbriançonnaises de l'arête du Cuchon, en relation avec le noyau anticlinal de Rouanne-Basse.

Au delà de cet anticlinal, d'où le Flysch est totalement exclu, apparaît, nous le savons, le vaste synclinal de Berriasien de Malaparré (rive gauche du torrent de la Rouanne). Vers le N., l'abaissement d'axe de ce synclinal amène la cote de base du Flysch fort bas (1850 m environ) au S. de Chau-Belle.

Le Flysch à Helminthoïdes (par place liseré de Flysch brun à la base) culmine ici à 2517 m à la Petite-Autane. Il dessine une profonde charnière synclinale bien visible sur le versant N. de la montagne et surtout à distance, notamment de la région de Pont-du-Fossé. Les dalles qui culminent à la Petite-Autane sont renversées, à regard E. Au cœur de la structure, des replis de détail correspondent à un froissement disharmonique et désordonné, mais à grande échelle elle correspond à un ensellement synclinal dans l'infrastructure de l'unité de Piolit. On a donc superposition de deux synclinaux de nappes : la chose est bien visible sur le versant N. de la Petite-Autane, dans le secteur de Trategonelle où Malm et Berrias dessinent, nous l'avons vu, une semblable charnière synclinale avec replis disharmoniques (figure 26).

Vers le S. (synclinal de Malaparré) la présence de Flysch à Helminthoïdes, en klippe au Col de la Pourachière, souligne encore le prolongement de cette superposition d'autant que les pendages du Flysch témoignent du même abaissement d'axe vers le N. que le Berrias.

Immédiatement à l'E. de la Petite-Autane, les choses ne sont pas très claires. Les couches de Flysch plongent faiblement vers l'E. et il est vraisemblable qu'à proximité du Col du Seigneur passe l'axe d'une charnière anticlinale à laquelle succéderait un synclinal dont les couches du flanc oriental, renversées, sont bien visibles dans le secteur du Col de Combeau. Ce synclinal se retrouve dans l'éperon de Rey-Térouvières entre les Pyramides 2076 et 2181 m, au N. du Dôme calcaire de Rouanne-Haute.

Au N. de cet éperon et à l'E. du Col de Combeau, on retrouve d'importants affleurements de Flysch brun * lequel souligne le passage d'une charnière anticlinale couchée à l'horizontale (Pyramide 2363 m) à laquelle succède immédiatement et normalement à l'E., la série de la Grande-Autane dont nous reparlerons ultérieurement.

A l'anticlinal de Flysch du Col de Combeau correspond dans la série de Piolite la formation anticlinale de Rouanne-Haute (Subbriançonnais de Piolite). Sur le versant N. de la Crête de Flysch on en retrouve le prolongement écaillé formant falaises entre le Cirque de Combeau et Font-Génique et que le Flysch de base recouvre directement. On voit donc qu'ici encore il y a correspondance à grande échelle entre les structures anticlinales du Flysch et de l'unité de Piolite qu'il recouvre.

En d'autres termes, on arrive à la conclusion qu'à grande échelle, les structures de la nappe du Flysch se trouvent calquées ou moulées sur les structures de la nappe subbriançonnaise, celles-ci s'étant élaborées vraisemblablement dans un stade tectonique très précoce où le Flysch n'a eu naturellement aucune part. Une fois amorcé le glissement en masse de l'unité de Piolite (essentiellement les deux anticlinaux de Rouanne-Basse et Haute, séparés par le synclinal de Malaparré) cette infrastructure a conditionné, au cours de la mise en place des nappes, les structures de l'épaisse lame de Flysch à Helminthoïdes. Cependant, une diharmonie se manifeste au niveau du Flysch noir ou du Flysch brun de la base du Flysch à Helminthoïdes. Nous savons en particulier, qu'un décollement à ce niveau a très tôt débarrassé la plus grande partie du Massif de Piolite de sa couverture de Flysch qui a glissé en avant. Un tel décollement suppose donc une certaine indépendance tectonique des deux ensembles ainsi superposés. Le Flysch à Helminthoïdes, souple et plastique, va dès lors, à petite échelle, se replisser étonnamment en charnières régulières et sans laminage (figure 27). D. SCHNEEGANS, M. GINGOUX et L. MORET ont longuement décrit ce style tectonique propre au Flysch de l'Embrunais. Mais, à mon avis, ce plissement lâche du Flysch n'est qu'une manifestation secondaire (spatialement et chronologiquement) d'une tectonique dont la première manifestation aura été la superposition à grande échelle des synclinaux et anticlinaux de nappe du Flysch sur les infrastructures de leur substratum lui-même charrié.

En fait, ces petites charnières souples méritent de retenir notre attention. En effet, on a, semble-t-il, beaucoup insisté sur l'aspect désordonné et irrégulier de ce "plissement". D. SCHNEEGANS, par exemple, parle de plis souples "sans orientation constante". Cela peut sembler vrai pour de nombreuses petites charnières, mais paraît supposer que seul existe un "plissement lâche" et de direction quelconque ou accidentelle, sans relation avec la structure d'ensemble de la région. C'est peut-être la raison pour laquelle on ne s'est pas suffisamment attaché à rechercher la continuité de certaines structures dans le

* Plus tendre, cette partie forme un point bas sur la crête reliant la Petite à la Grande-Autane.

Flysch à Helminthoïdes. Or, cette continuité d'orientation existe de façon certaine et rigoureuse. Nous étudierons pour cela la structure des montagnes de Flysch qui forment au N. la vallée de Réallon - les Gourniers - et bordent celles-ci jusqu'au Mont St Guillaume au S.E.

Au fond de la vallée de Réallon, le hameau des Gourniers, à 1468 m, se trouve dominé au N. par une haute crête de Flysch à Helminthoïdes qui culmine au Barle à 2731 m. Ce versant de 1300 m de hauteur est entièrement formé de Flysch à Helminthoïdes, mais cette grande dénivellation dans le même terrain s'explique par le fait qu'il se trouve replissé en une multitude de petites charnières couchées à l'horizontale conformes au style décrit par les auteurs. Ces charnières n'ont en apparence qu'une valeur locale et semblent n'être que le jeu du hasard, mais leur interprétation entre dans le cadre d'une structure d'une grande continuité et d'une grande extension spatiale. En effet, si des hauteurs de la rive gauche du haut-torrent de Réallon (environs de l'Oussella par exemple) on regarde le versant S. du Barle, en amont des Gourniers (en particulier en direction du N.E., vers la Dublée) on remarque que les bancs de la partie moyenne du Flysch à Helminthoïdes (ensemble surtout grésocalcaire par conséquent) dessinent une profonde et très vaste charnière synclinale déversée vers l'W. et couchée presque à l'horizontale (figure 28). Les couches du flanc inférieur sont, en effet, subhorizontales tandis que le pendage du flanc repley et renversé sur lui accuse une faible valeur d'environ 20° vers le N.E. Pour plus de commodité, nous appellerons cette charnière synclinale "charnière des Gourniers". Le flanc renversé de cette charnière parfaitement régulière et sans laminage, se trouve surmonté du Flysch brun de la base du Flysch à Helminthoïdes, lequel se trouve à son tour surmonté du complexe gréseux qui, au Barle, forme un lambeau d'érosion dont les couches plongent légèrement vers le S.W. La charnière anticlinale est donc manifeste ici, soulignée en son cœur par le Flysch brun de base du complexe à Helminthoïdes. Vers le N.E., la série est alors normale et régulière, sans replis, formant plus à l'E. les sommets de l'Aiguille et du Garabrut où les plissements de détail reprennent. Cette double structure synclinale et anticlinale, parfaitement visible dans le paysage est d'autant plus intéressante qu'elle n'est pas localisée. En effet, on la retrouve au-dessus du Pas du Layre où la charnière synclinale est très nette, alors que la structure anticlinale matérialisée par le Flysch brun est seulement soulignée par un talus tendre, visible à distance. A l'E. de l'Oussella par exemple, on le retrouve à proximité de la Pyramide Signal 2241 m, puis il forme un niveau continu sur le flanc S. de Roche-Méane, se trouve plus ou moins masqué à l'affleurement, se retrouve immédiatement au N. de la Tête de Lucy déterminant l'inflexion du col de Roche-Méane (figure 7). Ces affleurements sont alors moins nets, ils se retrouvent dans le vallon de Casset, à l'E. de la Tête de Lucy, passent notamment dans le vallon des Barres, à proximité de la Cabane de Peyssons, au Serre du Corbeau, au Col de Trempo-Latz, formant même le flanc N. de l'extrême sommet du Mont St Guillaume 2622,8 m. Les couches surmontant au N. ce Flysch à Helminthoïdes de base sont parfaitement régulières, plongeant faiblement (une vingtaine de degrés) vers le N.E. Elles forment notamment les soubassements de la Dublée, les sommets de Roche-Méane, Revire-Souléou, Pointe de Serre et Tête de Chante-Perdrix *.

* D'une façon générale, la structure anticlinale présente toujours un style isoclinal nettement caractérisé de telle sorte qu'à la différence des charnières synclinales, il y a toujours absolu parallélisme des flancs normal et inverse (voir par exemple figure 7)

Quant à la charnière synclinale des Gourniers, on la retrouve au S. et au-dessous du talus de Flysch brun qui détermine la structure anticlinale. La totalité du versant dominant le Villard, Réallon et les Méans correspond au reploiement sur lui-même du Flysch à Helminthoïdes dont on voit les couches par la tranche, ce qui lui confère un aspect faussement horizontal. Si au contraire on observe les flancs des profonds ravins qui l'entaillent, (notamment le torrent de la Pisse, au N. de Réallon) on constate que la structure synclinale visible au N. des Gourniers se poursuit toujours ici avec une parfaite continuité et cela jusqu'au Mont St Guillaume dont le flanc S.-S.W. correspond à cette charnière synclinale *. En réalité, celle-ci se trouve de moins en moins profonde au fur et à mesure que la vallée s'ouvre vers l'aval, les bancs de Flysch se trouvant progressivement tronqués par l'élargissement progressif de la vallée (figure 29).

De plus, cette structure surmonte une nouvelle charnière anticlinale qui prend naissance grosso modo à la hauteur du village de Réallon et qui se trouve nettement soulignée dans le haut-ravin du Maou-Riou, sur le flanc W. de la Tête de Colly, par un affleurement de Flysch brun visible à distance. Cette charnière anticlinale surmonte à son tour une nouvelle structure synclinale ouverte vers l'W. et bien dessinée sur le versant W. de la Tête de Colly. Ces structures sont localisées mais leur superposition permet d'expliquer la hauteur de ce versant de Flysch (figure 30).

Au N. de la Crête du Barle, la structure synclinale est moins nette; elle se trouve masquée par d'importants éboulis. Cependant, si l'on remarque, d'une part que l'axe de la charnière synclinale des Gourniers passe aux abords du sommet de la Coupa, d'autre part, que le Flysch du fond du Cirque de la Rouanne ** n'est que le prolongement, par le Col de la Coupa *** , du flanc normal et inférieur de la charnière des Gourniers, certaines considérations géométriques conduisent à envisager les affleurements plus massifs, gréseux, du sommet de la Grande-Autane comme le prolongement du flanc renversé de la Crête de Malamorte (arête de la Coupa ou Barle). Ce qui laisse supposer que l'axe de la charnière synclinale des Gourniers doit se retrouver dans le flanc S. de la Grande-Autane, mais inapparent, étant donné que l'on voit ici les couches par leur tranche. Le synclinal de la Grande-Autane fait donc normalement suite à la structure anticlinale (Flysch brun) du Col de Combeau.

Quant au prolongement N. de la charnière anticlinale du Barle, il est relativement difficile à individualiser du fait de l'importance des éboulis. Il est cependant matérialisé par les affleurements de Flysch brun visible sur le versant W. de l'Aiguille.

-
- * N'ayant pas cartographié ce secteur, je n'ai pu en réalité m'assurer qu'il s'agit bien de la même structure ou d'un relai en coulisse de celle-ci, mais de nature analogue. Par contre, la continuité du Flysch brun du Col de Barle au Col de Trempo-Latz est certaine.
- ** La partie moyenne à dominante détritique du complexe à Helminthoïdes forme ici une falaise dominant un talus couvert d'éboulis qui correspond au Flysch brun de base.
- *** Le Col de la Coupa correspond à une charnière anticlinale dans ce Flysch (fig.7) avec renversement des couches sur l'arête conduisant à la Pointe de Fleureudon. On peut considérer cette charnière anticlinale comme l'équivalent de celle du Col de Combeau.

Si nous revenons alors au coeur du synclinal des Gourniers, on retrouve les multiples petites charnières mentionnées au début de cette étude. On peut d'ailleurs très bien suivre du haut en bas de ce versant S. du Barle l'évolution et le plissement d'un même banc dont la continuité n'est jamais interrompue. Mais on constate surtout qu'en direction du coeur de la charnière synclinale (vers le N.E. par conséquent) chacun des bancs replissés a tendance à venir se mouler sur la charnière proprement dite qui, elle, ne dessine qu'un seul et vaste pli, à l'exclusion de tout petit plissement. Plus on se rapproche du "fond" de la charnière, par conséquent, plus les bancs perdent leur indépendance tectonique vis-à-vis de la structure à grande échelle. En d'autres termes, ces multiples replis apparaissent comme des plissements disharmoniques dans une série souple au coeur d'une vaste charnière dessinée principalement par les bancs massifs gréseux et calcaires. Il serait alors bon, à la lumière de cet exemple, de voir si, en d'autres points de l'Embrunais, le plissement désordonné du Flysch ne correspondrait pas, à petite échelle, à un tel plissement disharmonique vis-à-vis d'une grande structure.

Quoiqu'il en soit, l'étude détaillée de l'une de ces grandes structures de la nappe du Flysch sur sa bordure sud-occidentale nous a permis de retrouver et de suivre avec certitude la charnière synclinale des Gourniers - clef de l'interprétation tectonique de ce secteur - de la Grande-Autane au Mont St Guillaume, c'est-à-dire sur une distance en ligne droite d'environ 15 km. La continuité et la régularité d'une telle structure (Planche 5 - Tectonogramme) me paraissent tout à fait saisissantes et doivent, à mon sens, éclairer d'un jour nouveau l'idée que l'on peut se faire du style tectonique de la nappe du Flysch. Songeons par exemple à la profonde charnière synclinale de Saint-Clément, en apparente continuité structurale avec le Flysch renversé sous la poussée du Massif de Gaulest, aux schistes rouges visibles très haut sur les montagnes des environs de Jausiers et qui suggèraient à D. SCHNEEGANS déjà la possibilité de têtes anticlinales. On pourrait alors se demander si, d'un bord à l'autre de la nappe de Flysch, le style structural de cette nappe ne serait pas régi par une tectonique en grands plis couchés se succédant très régulièrement et d'une grande continuité normalement à la direction de poussée, sans doute même d'une rive à l'autre de la Durance - le plissement n'étant, comme nous l'avons suggéré, qu'une manifestation tectonique secondaire par diharmonie *.

En fait, cette idée de la continuité des structures du Flysch vient à la rencontre d'une idée fort ancienne (1901) formulée plus ou moins explicitement par E. HAUG et qui n'a pas été exploitée par la suite, ni par cet auteur, ni par ses successeurs. Il voyait la nappe de Flysch constituée par 5 grands synclinaux :

- le premier, au S. de Guillestre, est appelé par lui le synclinal de la Croix de l'Alpette;
- le deuxième semble correspondre à la charnière synclinale visible à Saint-Clément;
- le troisième passerait à Clotinaille et au Grand Lombard et près de la Condamine;
- le quatrième à l'Hivernet, Roche Aigue (près de Châteauroux), Saint-André et le Pic de Boussolenc;

* Mais il est également possible que la nappe de Flysch ne soit affectée mécaniquement que sur ses bords interne ("poussée par l'arrière" du Briançonnais) et externe (froncement marginal au contact des

- Enfin, le cinquième synclinal, passant pour E. HAUG à la Croix de Colly, aux Maïtz, à Siguret et au Rioclar, semblerait correspondre à notre synclinal des Gourniers - Mont St Guillaume*.

Ainsi donc, il faudrait considérer la nappe de Flysch de l'Embrunais comme formée de cinq grandes vagues régulières et très couchées (du style des charnières de Saint-Clément et des Gourniers) sans solution de continuité d'une rive à l'autre de la Durance et affectée de petits plis souples, disharmoniques, eux seuls de valeur locale comme le pensait, avec juste raison, D. SCHNEEGANS**. Si cette hypothèse se vérifie, il semble a priori qu'il serait relativement aisé de mesurer la longueur réelle d'un niveau-repère affecté par ces grandes structures anticlinales et synclinales et, partant, de connaître approximativement bien entendu l'extension spatiale (normalement à la direction d'écoulement) du Flysch de l'Embrunais. Il est bien évident qu'une telle opération s'avérerait parfaitement illusoire à partir des petits plis qui seuls avaient attiré l'attention jusqu'alors (hormis E. HAUG).

Si l'on admet que le style des "synclinaux" de HAUG est conforme à la structure des Gourniers (ce qui reste encore à vérifier), on peut estimer, en première approximation, que ce Flysch doit correspondre à une extension spatiale au moins deux fois et demie ce qu'elle est à l'heure actuelle. Celle-ci étant de Réotier au Flysch de Moissière encapuchonnée au front de la nappe d'environ 30 km, il faut envisager pour le Flysch de l'Embrunais un substratum originel de près de 80 km de largeur.

Quoiqu'il en soit, il semble, en résumé, opportun de retenir l'idée que la tectonique du Flysch de l'Embrunais suppose qu'on l'envisage avec une optique différente suivant l'échelle considérée, les structures à grande échelle présentant seules, à nos yeux, un intérêt nouveau.

Par ailleurs, on conçoit que de telles structures nous font toucher du doigt la notion d'épaisseur réelle du Flysch à Helminthoïdes dont nous avons déjà dit un mot dans la partie "Stratigraphie". Si nous prenons par exemple le cas du versant S. du Barle qui domine les Gourniers, on constate que les 1300 m de dénivellée qui séparent ces deux points correspondent en fait à une série repliée en une charnière anticlinale, une charnière synclinale et une multitude de replis disharmoniques dans le cœur de celle-ci, on arrive alors au chiffre approximatif de 350-400 m pour l'épaisseur réelle de ce Flysch, tout au moins dans ce secteur. Il paraît, a priori, vraisemblable que la haute falaise (1200 m) du Pic de Saint-André dominant le village de Crévoux, doit s'expliquer de façon analogue***.

* Ces premières données pourraient servir de base à l'étude systématique et détaillée des grandes structures de la nappe du Flysch de l'Embrunais.

** Rappelons que M. LANTEAUME a décrit une succession de structures anticlinales et synclinales à grande échelle, d'un style apparemment comparable, dans le Flysch à Helminthoïdes de Ligurie occidentale (province d'Imperia, Italie); voir notamment C.R.A.S. 4 Avril 1956.

*** Dans la mesure où le Flysch de l'Embrunais a conservé dans ce secteur les mêmes caractères stratigraphiques que ceux précédemment décrits sur sa bordure occidentale, ce qui ne semble pas du tout sûr.

Il est un autre point sur lequel je voudrais attirer l'attention, à savoir que l'altitude moyenne de l'axe de ces structures oscille suivant leur direction (c'est-à-dire parallèlement à leur allongement) impliquant ainsi l'idée d'ondulations transanticlinales et transsynclinales, arthogonales à cette direction.

Ainsi, dans le cas de la Charnière des Gourniers l'axe de la structure, AU NIVEAU DES GROS BANCs GRESEUX de la partie moyenne du complexe à Helminthoïdes, passe (inchangé d'une rive à l'autre de la vallée en amont des Gourniers) aux environs de 1900 m d'altitude. Vers le S.E., se produit une élévation d'axe considérable puisque, dans le flanc S. de la Tête de Lucy, cette altitude dans les niveaux équivalents est portée aux environs de 2500 m.

Dans la direction opposée (Grande Autane) il est difficile de saisir ces mêmes niveaux stratigraphiques mais certaines considérations géométriques permettent de penser que cet axe synclinal doit se trouver ici aux environs de 2200 m.

On voit donc que la vallée conduisant du hameau des Gourniers au pied de la Dublée doit correspondre, à grande échelle, à une inflexion transsynclinale dans le Flysch à Helminthoïdes.

Tant vers le N.W. que vers le S.E., la nappe de Flysch se trouve donc fortement gauchie et ce caractère ne lui est pas propre. Les affleurements de la Cicatrice de Réallon, visibles au Pont du Torrent de Réallon, se trouvent à 1310 m d'altitude, ceux qui, sur le flanc S. du Mont Saint-Guillaume et au N. du Puy Saint-Eusèbe dépendent de la même unité structurale apparaissent entre 1700 et 1800 m. On arrive donc à l'idée *. qu'il n'y a pas ensellement des nappes dans la vallée de la Durance mais, au contraire, élévation d'axe vers le S.E. Il semble d'ailleurs qu'un phénomène analogue (vers le N.W. cette fois) se produise pour la nappe de l'Ubaye dont le contact de base se trouve aux environs de 1650 m immédiatement au pied N.W. du Morgon, alors qu'il atteint à peine 900 m au Lauzet sur Ubaye**.

De telles déformations de la nappe sont vraisemblablement en relation avec la nature de la surface topographique du substratum autochtone***. Rappelons ainsi que la présence de Lias dans la région de Savines, de Bajocien dans la région d'Embrun-Châteauroux, semble précisément souligner un axe anticlinal dans les formations autochtones, de direction

* Contrairement à nos prédécesseurs : voir notamment M. GIGNOUX et L. MORET, 1932.

** D. SCHNEEGANS avait déjà noté ce relèvement de la nappe vers le N.W. qu'il estimait en relation avec la présence du bombement de Remollon. Nous verrons ultérieurement que nous arrivons à des conclusions semblables sur la rive droite de la Durance quant au rôle joué par le Dôme de Remollon.

*** En ce qui concerne le Flysch de la Tête de Lucy il faut tenir compte du fait que l'accumulation de structures à l'aplomb de la charnière synclinale majeure a formé obstacle et accusé le gauchissement de son axe. Mais au Mont Saint Guillaume, l'altitude de celui-ci doit se trouver aux environs de 2200 m, ce qui est encore bien supérieur à la cote relevée dans la vallée des Gourniers.

orthogonale à celle des plis de la nappe et conforme aux structures transversales de celle-ci. Il y a donc parallélisme entre ces bombements N.E.-S.W. du substratum et les gauchissements transverses de la nappe.

De tels bossellements * d'amplitude d'ailleurs variable, semblent postérieurs à la mise en place de la nappe, mais certains n'existaient-ils pas antérieurement, en relation avec certains mouvements antésénoniens ou anténummulitiques ? ** . Poussée à l'extrême, cette idée pourrait conduire à se demander si la présence d'un bombement anticlinal, suivant une dorsale Savines - Embrun - Châteauroux, au cours de l'écoulement des nappes, n'a pu empêcher leur étalement à cet emplacement. En d'autres termes, la demi-fenêtre d'Embrun n'est peut-être pas le fait de la seule érosion du matériel chevauchant. LA TRANSGRESSION LOCALE DE TERMES NUMMULITIQUES DIRECTEMENT SUR LES TERRES NOIRES POURRAIT, ME SEMBLE-T-IL, POUSSER A LA RECHERCHE, DANS CETTE REGION, DE TRES ANCIENNES STRUCTURES dont la complexe histoire aurait pu avoir des incidences au cours de la phase dynamique proprement alpine de la mise en place des nappes.

Enfin, nous ne reviendrons pas sur le style d'écoulement superficiel "épidermal", sans contrainte de cette masse plastique sur lequel se sont largement étendus D. SCHNEEGANS d'une part, M. GIGNOUX et L. MORET d'autre part. Par contre, nous insisterons une fois encore sur le fait que ce Flysch de l'Embrunais recouvre à la fois les unités sub-briançonnaises et les klippes briançonnaises. Cette superposition est particulièrement nette notamment à La Gardette, au N.E. de la klippe de La Pousterle où l'on voit le Flysch à Helminthoïdes recouvrir les calcschistes néocrétacés de l'unité de Saint-Apollinaire et recouvert lui-même par l'unité de Piolit très laminée qui s'enfonce à son tour sous la klippe de la Pousterle recouverte finalement par le Flysch à Helminthoïdes de la Pyramide 2362 m et surtout des Parias. La nappe d'allure laminaire du Flysch à Helminthoïdes recouvrirait donc déjà les unités sub-briançonnaises les plus externes au moment où les klippes briançonnaises étaient séparées de leurs zones d'origine et entraînées sous ce même Flysch. Une chose intéressante à noter à ce propos, est que les grandes structures les plus internes du Flysch à Helminthoïdes semblent être beaucoup plus indépendantes de leur substratum charrié que celles notées plus à l'W. et qui ont été à l'origine conditionnées, semble-t-il, par celles de l'unité de Piolit. Une telle différence tient sans doute à la nature même des matériaux de l'infrastructure de la nappe du Flysch, les lames calcaires formant les klippes briançonnaises ont, en effet, été sans influence tectonique sur le Flysch qui s'est contenté de favoriser leur déplacement tangentiel, sans avoir eu à se mouler sur une voûte anticlinale comme à Rouanne-Haute par exemple.

Pour terminer, je mentionnerai que le Flysch à Helminthoïdes se trouve affecté assez fréquemment de grandes failles d'effondrement qu'il est aisé de mettre en évidence, elles correspondent naturellement au réajustement de la surface de base de la nappe de Flysch sur son substratum après arrêt de l'écoulement. La plupart des profonds ravins entaillant le Flysch (par exemple le ravin prenant naissance entre les deux sommets de la Petite-Autane, sur le flanc S. de ce sommet, correspondent à de tels effondrements. Cette tectonique est naturellement postérieure aux manifestations de la tectonique souple et n'a qu'une valeur locale.

* Voir D. SCHNEEGANS au sujet de semblables structures de la fenêtre de Barcelonnette (notamment l'anticlinal de Terres-Pleines).

Un tel écoulement du Flysch et des nappes en général suppose une déclivité, même faible, vers "l'extérieur" de la Chaîne. La mise en mouvement de ces masses plus ou moins plastiques a, en effet, nécessité la création d'un "plan de glissement" sur l'origine duquel nous ne nous arrêtons pas (origine sans doute magmatique). On s'attendrait donc à voir schématiquement, à grande échelle, un tel plan d'écoulement ayant une pente à regard S.W., et matérialisé par le fait que la cote de base de la nappe serait plus élevée à l'origine du mouvement qu'à son point d'avancée extrême. C'est, en réalité, l'inverse que l'on constate. Nous ne reviendrons pas sur le "lobe d'Orcières" où nous avons déjà étudié une importante inversion du plan d'écoulement vers l'intérieur de la nappe. Mais si l'on relève de place en place la cote du contact des nappes sur leur bord externe (région de Chorges - La Bâtie-Neuve) on constate qu'elle oscille aux alentours de 1200-1300 m suivant les points, parfois un peu plus (région de Moissière notamment). Or, si l'on suit ce même contact vers "l'intérieur", c'est-à-dire vers l'origine de l'écoulement, vers la fermeture de la demi-fenêtre d'Embrun, on remarque que la cote de base de la nappe s'abaisse progressivement jusqu'à atteindre environ 900 m aux environs de Saint-Clément. On a donc là une déclivité orientée non pas vers l'extérieur mais vers l'intérieur de la chaîne, en direction du point de départ des nappes. Il y a donc eu manifestement "renversement" du plan d'écoulement qui me semble être en relation directe avec la formation ou la surrection finale * de l'hémidôme de Remollon que l'on doit au fond considérer comme le butoir auquel se seraient heurtées les nappes en mouvement. La surrection finale de ce dôme (le pendage des calcaires bajociens de Montgardin par exemple est relativement fort : plus de 45°) aura donc été la cause, non seulement de l'arrêt de l'écoulement, mais du renversement de la surface inclinée sur laquelle il se produisait. Avec moins d'intensité, mais à plus vaste échelle, on a donc ici ce que nous avons envisagé sur la bordure méridionale externe du Cristallin du Pelvoux : surrection et renversement vers le S. du lobe de Flysch noir d'Orcières et de la formation nummulitique qui le supporte.

Cette pente descendant du plan d'écoulement des nappes vers l'intérieur ne serait donc pas due, à mon sens, à des "compressions internes" plus ou moins tardives auxquelles font appel M. LUGEON et D. SCHNEEGANS (voir C.R.A.S., 15 Janvier 1940, p. 87).

Pour terminer, nous insisterons une nouvelle fois avec D. SCHNEEGANS sur le rôle moteur joué par le Flysch à Helminthoïdes dans la mise en place des unités subbriançonnaises et surtout briançonnaises, agissant vis-à-vis de celles-ci par "surcharge" ou "poussée par l'arrière". Nous y reviendrons dans le Chapitre CONCLUSIONS, en notant toutefois qu'une telle action n'est pas forcément nécessaire dans ce diastrophisme et que les unités subbriançonnaises notamment ont été partiellement douées d'une "self-tectonic" en relation avec le décollement de l'ensemble supra-oxfordien.

* La tectonique faisant intervenir le Trias de Saint-Etienne d'Avançon - Notre Dame du Laus, ne serait-elle pas en relation avec cette surrection finale du Dôme de Remollon?

CINQUIEME PARTIE

-

CONCLUSIONS GENERALES

-

CORRELATIONS DES ZONES STRUCTURALES DE LA REGION ETUDIEE AVEC LES UNITES VOISINES

J. DEBELMAS (Thèse) a levé l'équivoque que pourrait constituer l'attribution à une zone subbriançonnaise d'unités de faciès variés, quelle qu'en soit l'origine. Nous n'y reviendrons donc pas.

De notre côté, nous avons ici, à plusieurs reprises, souligné l'important hiatus qui existe des unités subbriançonnaises aux séries des massifs briançonnais exotiques de Chabrières et de La Pousterle qui leur sont pourtant directement superposés. Et, dans le cas présent, en l'absence de jalons cicatriciels de type stratigraphique intermédiaire, il paraît impossible de restituer les parties cachées ou supprimées par le chevauchement et, de ce fait, d'estimer en valeur chiffrée l'importance de la zone manquante ou d'envisager quelle pouvait être la zone d'origine des séries visibles à l'affleurement. Plus que partout ailleurs dans la Haute-Durance, en effet, le secteur étudié ici définit une zone de véritables nappes d'allure laminaire et gauchie, se superposant tangentiellement et formant, en soi, autant d'entités structurales coupées de leur zone de sédimentation originelle. Dès lors, il ne peut être question de rechercher le prolongement de ces unités dans les régions voisines, mais plutôt de s'attacher à y retrouver des ressemblances et l'analogie de certains faciès ou de leur succession biolithologique. En fait, il apparaît de plus en plus qu'une telle façon d'envisager le problème peut à certains égards sembler un peu simpliste, voire même être la cause d'erreurs. Si, par exemple, nous prenons le cas de la série briançonnaise de Chabrières, l'inventaire de séries comparables en tous les points du Briançonnais nous conduirait à en trouver des équivalents (à quelques détails près) aussi bien dans la cordillère de Roche-Charnière qu'à la carrière de Saint-Crépin et dans la nappe supérieure du Guil ou en certains points de l'unité du Haut-Rouchouze et encore en bien d'autres régions du Briançonnais. La remarque est valable dans bien des cas. Dans le cas particulier, on voit que la répartition de ces coupes analogues est quelconque et ne se trouve nullement distribuée suivant une même structure soit actuelle, soit ancienne. Il ressort de tout cela qu'un même type stratigraphique ne peut être de façon sûre le critère de différenciation paléogéographique d'une unité structurale et que le raccord d'unités dissociées peut être bien souvent hasardeux et sujet à caution. L'idée précédemment émise (voir schéma structural) selon laquelle il faut, dans certains cas, n'attacher qu'une valeur limitée à la notion de véritables zones paléogéographiques ou structurales rejoint ici l'idée de festons ou de relais d'unités, introduite semble-t-il par M. GIGNOUX. De telle sorte qu'on doit plutôt envisager ces "zones" comme des provinces paléogéographiques très complexes où, en des points très voisins, la sédimentation pouvait être toute différente ou même totalement absente. Et cela sans répartition ni ordonnance caractérisées. Qu'est-ce à dire ? sinon que rechercher la "zone radicale" de telle unité exotique peut s'avérer parfaitement illusoire et n'avoir aucun sens. C'est, me semble-t-il, ce qui se produit, dans une certaine mesure, pour les unités exotiques de la bordure des nappes de l'Embrunais entre la Durance et le Haut-Drac.

● UNITES SUBBRIANÇONNAISES

D'une façon générale, si le hiatus stratigraphique de celles-ci aux zones dauphinoise et ultradauphinoise n'apparaît pas considérable à certaines époques (Oxfordien), à d'autres au contraire il ne semble nullement annoncé et nulle part saisissable à l'affleurement. Cela ne doit pas nous étonner si l'on songe que la flèche du recouvrement, de la fermeture de la demi-fenêtre d'Embrun à la région de Chorges, est déjà d'une trentaine de kilomètres et qu'à la hauteur de Réotier il n'apparaît pas encore dans l'autochtone de faciès subbriançonnais. Ce n'est donc que par l'hypothèse que l'on peut imaginer le changement radical du type lithologique au Dogger et au Callovien par exemple de l'Ultradauphinois au Subbriançonnais.

1. Unité de Piolit

Il n'y en a pratiquement pas d'équivalent au S. de la Durance ni en Ubaye. Par contre, vers l'E., on le sait, réapparaissent dans la fenêtre de l'Argentières des faciès subbriançonnais dont beaucoup s'apparentent à ceux de Piolit (Dogger-Callovien-Oxfordien-Malm à zones siliceuses). Mais certains caractères font de l'unité de Piolit une unité paléogéographique et structurale manifestement autonome. A son passif : absence des brèches néocomiennes de l'Argentières, mais par contre existence dans le Malm supérieur d'un faciès de pseudo-brèches très particulier, et d'apports finement détritiques dans le Néocrétacé (Flysch fin cénomanien-turonien de la coupe de l'Aiguille). Nulle part à l'affleurement on ne peut retrouver une série absolument comparable, même dans la digitation du Pas du Roc dans laquelle R. BARBIER voyait le prolongement en Maurienne de l'unité de Piolit. Il est pourtant possible que l'idée d'une même zone paléogéographique puisse être conservée avec modifications progressives des faciès du S. vers le N., mais il est alors aussi tentant de rapprocher les zones de sédimentation de Piolit et de l'Argentières en envisageant de semblables modifications des types stratigraphiques. Il apparaîtrait satisfaisant par exemple que les niveaux détritiques du Néocomien de l'Argentières soient localisés géographiquement à un domaine restreint, puisqu'il est admis (J. DEBELMAS) qu'ils correspondent à l'écroulement de reliefs voisins qui, dans l'espace, devaient bien commencer et finir quelque part. De ce fait, la série de Piolit pouvait en être totalement exempté.

2. Unités de Saint-Apollinaire et de La Martinasse

Nous avons admis qu'elles passaient latéralement de l'une à l'autre. Mais dans le contexte plus large du Subbriançonnais proprement dit, elles posent un problème quant à leur position paléogéographique et leurs rapports avec les unités voisines.

Le type même de la série de Saint-Apollinaire (lacune du Dogger au Néocrétacé) est assez particulier dans l'ensemble de la zone subbriançonnaise. Dans le Massif du Morgon cependant (D. SCHNEEGANS), on retrouve, par places semble-t-il, quelques homologues de cette série lacunaire. Cela cadrerait bien avec l'idée que nos prédécesseurs (M. GIGNOUX et L. MORET) se faisaient de la série de Saint-Apollinaire dans laquelle ils voyaient "un petit Morgon laminé". Et, de fait, l'association argilites-dolomies du Trias supérieur, Rhétien lumachellique, Sinémurien et Bathonien fossilifères peuvent être étroitement parallélisés d'une rive à l'autre de la Durance (aux différences d'épaisseurs près).

Ce qui, par contre, paraît paradoxal, c'est le fait qu'une série d'affinités très internes, à certains égards (lacune de sédimentation antésénonienne en milieu sous-marin) se trouve en position structurale inférieure par rapport à l'unité de Piolit. Le cas est semblable, nous le savons, pour l'unité de La Martinasse. Il est toujours possible d'expliquer par une quelconque tectonique (encapuchonnement par exemple) cette disposition visible aujourd'hui et dans laquelle une unité interne se trouverait recouverte mécaniquement par une d'origine plus externe. Mais si, dans le cas contraire, on doit envisager qu'initialement les séries de Saint-Apollinaire et de La Martinasse se trouvaient à l'W. de la zone de sédimentation de Piolit, il faudrait imaginer une aire localisée de non-dépôt, une sorte de seuil sous-marin séparant pendant la longue période post-bathonienne et anté-sénonienne les domaines externes de l'aire de sédimentation de Piolit. L'idée n'est pas à exclure a priori puisque, on le sait, dans cette dernière, si la submersion a été continue, il n'en reste pas moins vrai qu'une lacune post-oxfordienne a supprimé tous les dépôts du Lusitanien et que plus tard une réduction des apports lithologiques s'est produite, par des condensations stratigraphiques à la limite Eocrétacé-Crétacé moyen. Il est donc évident que toute cette zone de sédimentation fut instable à certaines époques — D. SCHNEEGANS l'a remarqué au Sud de la Durance — et il n'est pas impossible que dans un secteur relativement restreint, des séries d'appartenance subbriançonnaise puisse mimer par certains côtés des types stratigraphiques plus internes sans pour cela qu'elles leur soient contiguës.

● UNITES BRIANÇONNAISES

J'y ai défini deux unités structurales correspondant à deux aires de sédimentation qui ont pu être, dans le temps et spatialement, contiguës. En fait, les choses ont pu être aussi plus compliquées. Nous y reviendrons dans un instant. Ce qui me semble positif en tout cas, c'est que les lambeaux de recouvrement à l'heure actuelle visibles à Chabrières, à La Pousterle ou aux Estaris ont dû, à peu de choses près, s'aligner sur une même aire de sédimentation tantôt en subsidence, tantôt en émergence. Nous y avons noté, en effet, des variations progressives de faciès telles que le passage continu de l'une à l'autre de ces klipptes ne semble pas faire de doute.

Si l'unité de Chabrières a pu, à certaines époques, constituer une "cordillère" ou mieux un haut-fond émergé où ne se faisait aucune sédimentation, à La Fourche, au contraire, la submersion sinon la sédimentation (rupture de sédimentation avec hard-ground entre Malm et Néocomien) a été continue. Il est donc tentant d'admettre ici l'existence d'un sillon de sédimentation contigu à l'E. à la zone de Chabrières à série lacunaire. C'est ce que j'ai admis ici. Mais si l'on tient compte du fait que ces deux unités ont été après leur décollement (propre ou contraint) entraînées sous le Flysch à Helminthoïdes, on peut aussi imaginer que leur arrachement au substratum a pu se faire successivement en n'importe quel point du Briançonnais et que leur superposition mécanique ne signifie pas forcément contiguité initiale. Pour les mêmes raisons, l'origine relativement externe que j'ai admise pour ces unités (en avant de la "Cordillère de Roche-Charnière") n'a peut-être pas grande signification et certains caractères relativement internes (reprise de sédimentation à l'Eocène inférieur à Chabrières) pourraient faire penser que le Flysch à Helminthoïdes a entraîné des copeaux d'une unité qui n'a rien à voir avec le front occidental du Briançonnais. On voit donc qu'à défaut d'argument véritablement décisif, la discussion peut être sans fin et qu'en tout cas, rechercher le "prolongement" de l'unité de Chabrières quelque part en Briançonnais n'a qu'une valeur et un sens restreints. La présence à la Casse-Blanche d'un Rhétien à Ophiures inconnu dans le Briançonnais et certains autres caractères me semblent cependant assez significatifs de l'autonomie de cette unité structurale que je continuerai, faute de mieux, à considérer comme une entité indépendante, au front occidental du Briançonnais.

Enfin, je ne reviendrai pas ici sur le problème du Flysch à Helminthoïdes dont on sait qu'il se prolonge en Ligurie, après hiatus derrière le Mercantour, et dont on ne semble pas rencontrer de témoin plus septentrional que celui de la Pointe de la Mandette (Massif du Galibier) tout au moins dans ce secteur des Alpes, puisqu'il en existe en Chablais (L. MORET) et dans les Alpes suisses.

P A L E O G E O G R A P H I E E T H I S T O I R E T E C T O N I Q U E D E L A R E G I O N E T U D I E E

Nous savons (voir schéma structural) qu'il n'y a pas correspondance, dans notre région, entre zones de faciès et zones tectoniques. Il y a fréquemment superposition mécanique d'unités de faciès différents avec important hiatus des unes et des autres et, de ce fait, leur histoire paléogéographique en apparaît d'autant plus obscure.

Les décollements tangentiels ont scindé en deux les séries initiales, qu'il s'agisse des unités subbriançonnaises ou de celles plus internes du Briançonnais. On ne sait donc pas ce qui s'est passé dans celles-ci antérieurement au Trias supérieur (Subbriançonnais) ou au Werfénien supérieur (Briançonnais).

Afin de résumer plus clairement cette histoire stratigraphique, nous allons esquisser un parallèle devant permettre de rapprocher ou d'opposer les deux domaines paléogéographiques.

SUBBRIANÇONNAIS

BRIANÇONNAIS

VIRGLORIEN-LADINIEN

On ne sait pas ce qui se produisait à cette époque, sinon que l'affleurement de calcaires triasiques de La Martinasse semble encore indiquer la persistance du type de sédimentation briançonnais.

Le régime marin avec subsidence vraisemblable est ici un fait certain.

LIMITE TRIAS - RHETIEN

Les dépôts lagunaires semblent communs aux deux domaines.

Ils annoncent ici une émergence généralisée qui se prolongera, semble-t-il, durant le Rhétien, le Lias, le Dogger et la base du Malm.

RHETIEN - LIAS - DOGGER

La sédimentation marine reprendra dès le Rhétien ou le Lias. D'une façon générale d'ailleurs, la submersion sera ici continue jusqu'à l'Eocène avec condensations stratigraphiques, voire même lacune totale en milieu toujours sous-aquatique.

Il y a "renversement de subsidence" (F. ELLENBERGER). C'est alors que débute une phase d'érosion aérienne (brèches) peu intense, parfois même inappréciable (karst) durant la très longue période antérieure au dépôt du faciès de Guillestre. Ce n'est que dans l'unité de la Casse-Blanche que se fait la sédimentation rhétienne et dans le sillon de La Fourche que se déposent les formations bathoniennes.

SUBBRIANÇONNAIS

BRIANÇONNAIS

MALM

1. A Saint-Apollinaire, il y a lacune du Callovien, de l'Oxfordien et de la totalité du Malm, période durant laquelle la surface bathonienne devait se trouver balayée par des courants sous-marins.
2. A Piolit même, la sédimentation se trouve brutalement interrompue après ou au cours (?) de l'Oxfordien*. Il s'élabore ainsi en milieu sous-marin une croûte à nodules phosphatés et Ammonites roulées correspondant vraisemblablement à une lacune totale du Lusitanien. La sédimentation reprend alors, d'abord instable (pseudo-brèche), puis plus tranquille avec zones siliceuses et calcaires blancs à Calpionelles.

La sédimentation semble reprendre plus tôt (Argovien ?) avec la formation noduleuse de Guillestre et il semble bien que la sédimentation vaseuse du Tithonique soit alors commune à une aire de sédimentation unique recouvrant l'ensemble des domaines subbriançonnais et briançonnais.

BERRIAS - NEOCOMIEN - CRETACE MOYEN

1. A Piolit, la sédimentation des vases à Calpionelles se poursuit au Berrias, suivie de condensations stratigraphiques sans modification du régime marin (absence d'apports et non déreption) du Berrias au Crétacé moyen (couches à Fissurines).
2. A Saint-Apollinaire, la sédimentation est annulée jusqu'au Néocrétacé (lacune vraisemblablement sous-marine).

Il n'est pas impossible que par places, le sommet des calcaires blancs représente le Berrias.

Quoiqu'il en soit, nous admettrons que la mer éocrétacée existait dans ce domaine, mais que les dépôts ne se sont pas faits (lacunes sous-marines).

Dans le sillon de La Fourche seulement, le Néocomien se trouve représenté (calcaires à Aptychus).

* La chose est annoncée par des apports détritiques (brèche oxfordienne du Jas-Cerisier), témoignant peut-être d'une courte période orogénique.

SUBBRIANÇONNAIS

BRIANÇONNAIS

CRETACE SUPERIEUR - EOCENE INFERIEUR

Dans les deux domaines, la sédimentation est continue du Crétacé au Tertiaire, sans changement du type lithologique, par simple substitution des microfaunes.

1. Piolit : il s'y développe surtout à sa base (Cénomanién-Turonien) un faciès gréseux assez particulier, sorte de Flysch fin. Le sommet de la formation correspond à des calcschistes planctoniques de type briançonnais.
2. Saint-Apollinaire et Martinasse : le faciès est comparable à celui des marbres en plaquettes.

Le faciès est celui dit des marbres en plaquettes.

1. Chabrières : la reprise de la sédimentation est particulièrement tardive : elle se fait à la limite Crétacé - Tertiaire, voire même à l'Eocène inférieur.
2. La Pousterle : il y a ici une brèche de base, mais il s'y développe en outre (dès le Sénonien) un faciès où les apports détritiques sous forme de klippes sédimentaires paraissent en relation avec l'écroulement de reliefs voisins (émergés ou submergés).

LUTETIEN - BASE DU PRIABONIEN

Dans les deux domaines, il s'y développe le faciès Flysch noir.

D'une façon générale, il y a rupture de sédimentation à la fin du Paléocène. Emersion (?) et activité orogénique (Yprésien - base du Lutétien) sont alors suivis de la formation du conglomérat nummulitique à galets cristallins de La Martinasse, Saint-Apollinaire, etc ...

La reprise de sédimentation se fait au Lutétien moyen ou supérieur et se poursuit sans doute dans la base du Priabonien.

Le faciès est fort mal représenté, à moins qu'une partie du Flysch noir d'Orcières s'y rapporte. Mais le passage aux formations subordonnées est insaisissable. La formation conglomératique du domaine subbriançonnais ne s'y retrouve pas. Sans doute y a-t-il continuité de sédimentation du Paléocène au Lutétien (Voir J. DEBELMAS, Thèse).

C'est avec la sédimentation détritique du Flysch noir que semble cesser la longue histoire stratigraphique de ces régions*, troublée seulement d'oscillations ou de pulsations de la plateforme de sédimentation, voire même d'une certaine activité orogénique, mais ces manifestations n'ont pourtant rien de commun avec le mécanisme responsable de la mise en place des nappes.

PHASE DE DIASTROPHISME : LA MISE EN PLACE DES NAPPES

Il ne paraît guère possible, dans l'état actuel des connaissances, de dater de façon rigoureuse le déclenchement du phénomène. Au cas où l'on admet pour le Flysch à Helminthoïdes une origine ultrabriançonnaise, il paraîtrait logique qu'il ait immédiatement succédé à la fin de la sédimentation lutétienne (et priabonienne ?) du Flysch noir (émersion, puis orogénèse). Le décollement du Flysch à Helminthoïdes d'un substratum plus interne encore, correspondant au stade tout à fait initial de la phase dynamique. Il est hors de doute, en tout cas, que la sédimentation fine-ment ou grossièrement détritique du Flysch noir briançonnais devait être en relation avec des mouvements orogéniques dans des régions voisines, dès le Lutétien.

D'une façon générale, la mise en place des nappes semble être liée, à grande échelle, à une tectonique du socle qui se manifeste de deux façons, la première d'origine magmatique va déclencher le phénomène. Le deuxième mouvement l'arrêtera, rétablira les équilibres provisoirement faussés. Il est donc de nature isostatique.

Nous étudierons successivement les différents stades d'évolution de cette première grande phase tectonique. C'est à l'origine même du phénomène que subsistent le plus d'incertitudes, mais de façon schématique il est la conséquence de la création d'un "plan de glissement" résultant de causes endogènes que l'on ne peut saisir par l'observation, mais seulement envisager par l'hypothèse. Il semble logique d'imaginer pour cela des mouvements différentiels dans le sens vertical, soit sous la forme de cassure basculant un compartiment et sa couverture vers l'W., soit sous la forme d'une intumescence provoquée par le front ascendant de migmatisation, plus superficiellement au contraire, ces mouvements ne sont peut-être que la conséquence de la tectonique embryonnaire des cordillères briançonnaises (mais c'est repousser le problème), etc ...

En relation avec ce stade initial, "profond", il faut alors envisager la formation de replis embryonnaires dans les unités subbriançonnaises, replis non encore caractérisés mais qui vont impliquer déjà des décollements aux niveaux plastiques des gypses ou argilites du Trias et des schistes noirs oxfordiens. Quelle qu'en soit l'origine (de toute façon plus interne

* Nous ne reviendrons pas ici sur le problème du Flysch à Helminthoïdes.

que le Subbriançonnais), le Flysch avait déjà dû s'avancer sur les unités subbriançonnaises qu'il recouvre alors vraisemblablement en totalité au moment où ces unités vont amorcer leur glissement vers l'W. Nous allons voir en effet que l'infrastructure subbriançonnaise et le Flysch à Helminthoïdes superposé se trouvent régis par une TECTONIQUE COMMUNE d'anticlinaux et synclinaux de nappes.

C'est donc un décollement de l'ENSEMBLE "SUBBRIANÇONNAIS - FLYSCH A HELMINTHOÏDES" D'UN SEUL BLOC (superposition de deux nappes) qui se produit au niveau d'un Trias supérieur, par place indéterminé, peut-être intermédiaire entre le type dauphinois et le type Morgon (gypses, cargneules, argilites). Dans l'unité de Saint-Apollinaire, ce niveau triasique (cargneules-argilites) est visible, en contact mécanique, sur les terres noires oxfordiennes. A Piolit, au contraire, l'affleurement connu le plus ancien est constitué par les dolomies jaunes de Rouanne-Basse (Trias supérieur - Rhétien ?). Mais il est vraisemblable que les cargneules existent au-dessous.

Les unités briançonnaises qui leur seront superposées sont décollées au niveau des gypses et schistes supra-werfénien (Chabrières - La Pousterle - klippes des Estaris).

Simultanément, les replis embryonnaires amorcés donnent lieu à la formation d'anticlinaux de nappes très couchés, séparés de synclinaux, affectant non seulement les unités subbriançonnaises mais le Flysch dont les structures, à grande échelle, sont moulées sur celles de l'infrastructure subbriançonnaise, conditionnées par elle. C'est par exemple le cas du synclinal de Berrias de Malaparré que surmonte dans son prolongement septentrional le synclinal de Flysch de la Petite-Autane. En fait, il y a disharmonie de détail entre les deux ensembles, les plissements affectant l'une des structures ne correspondant évidemment pas à ceux de l'autre. La disharmonie se fait au niveau du Flysch brun de base du complexe à Helminthoïdes.

Etant décollé et plissé, cet édifice subbriançonnais est alors en équilibre instable, d'autant qu'il est lithologiquement hétérogène et que ses matériaux constitutifs ont des propriétés mécaniques différentes. Il va donc se dissocier et réagir de la façon suivante :

La partie superficielle de l'édifice (Flysch à Helminthoïdes) non contrainte va glisser la première, par simple gravité, se décollant au niveau du Flysch brun. Les modalités du phénomène sont les suivantes :

Très tôt, il se produit une rupture dans le sens vertical de la couverture de Flysch, grosso-modo à la clef de voûte de l'anticlinal le plus élevé. La partie externe de ce Flysch, "libérée", va de suite glisser en avant, puis s'arrêter par perte de l'énergie dynamique de sa propre masse et surtout du fait d'une "résistance à l'avancement" (voir plus loin). Ce stade d'évolution est capital; il en résulte une DENUATION TECTONIQUE des noyaux subbriançonnais : le massif de Piolit ne peut donc apparaître comme décapé de sa couverture de Flysch par la seule érosion.

Lithologiquement, l'ensemble subbriançonnais maintenant apparent est lui-même hétérogène; il se compose, nous le savons, d'une partie essentiellement calcaire et rigide : Lias - Dogger - Callovien, et d'un ensemble supérieur : Malm - Berrias - Crétacé moyen et Néocrétacé beaucoup plus stratifié. Entre ces deux ensembles, un niveau plastique favorable au décollement de l'ensemble supérieur : les schistes noirs oxfordiens.

Ces deux ensembles vont réagir mécaniquement de façon différente : la partie inférieure calcaire de façon cassante (failles du Cirque de Rouanne-Haute par exemple), l'ensemble supérieur suivant un style très souple, type Flysch (charnières de la Pyramide de Piolit).

Les cassures de l'ensemble inférieur n'affectent pratiquement jamais les structures de l'ensemble souple et semblent s'amortir rapidement dans le niveau intermédiaire des schistes argileux de l'Oxfordien.

Structuralement, nous avons donc dans le Massif de Piolit une double voûte anticlinale (Rouanne-Basse et Rouanne-Haute) séparée par le synclinal berriasien de Malaparré. Ils se trouvent partiellement décapés de la couverture de Flysch glissée en avant. Le glissement tangentiel de la nappe continue, mais les flancs externe et interne (par rapport à la direction de l'écoulement) des anticlinaux se trouvent affectés de manifestations tectoniques différentes.

- Flanc "interne" (N.E.) de l'anticlinal de Rouanne-Haute

Le Flysch le recouvre encore et, dans son écoulement, il va agir sur ce flanc de l'anticlinal de deux façons :

- TRONÇONNEMENT, DONC ECAILLAGE par rupture tangentielle des petites charnières anticlinales à noyaux d'Oxfordien en voie de formation. Il y a alors superposition de ces écaillures auxquelles participe parfois le Dogger;
- ETIREMENT ET LAMINAGE, donc réduction d'épaisseur de la série.

Simultanément et pour son propre compte, dans les zones plus internes où les unités subbriançonnaises sont réduites à de minces cica-trices ou même inexistantes, le Flysch se plisse en s'accumulant sur lui-même suivant de GRANDES STRUCTURES ANTICLINALES ET SYNCLINALES TRES COUCHEES D'UNE GRANDE CONTINUITE et au coeur desquelles s'élaborent de petits replis disharmoniques, de valeur beaucoup plus locale.

- Flanc "externe" (S.W.) de l'anticlinal de Rouanne-Basse

Il se trouve hors de portée de toute action du Flysch, celui-ci, nous l'avons vu, s'étant écoulé en avant. Mais le Subbriançonnais continuant à glisser, la partie supérieure de l'édifice va être affectée d'une tectonique quasi-propre, ayant pour origine son décollement de l'ensemble inférieur, au niveau des schistes oxfordiens.

Il y a formation de plis très souples, le coeur des anticlinaux étant formé d'Oxfordien, avec fréquent laminage du Tithonique et de ses zones siliceuses. Le Dogger ne participe pas à ces structures, la disharmonie est ici manifeste. Il se produit alors un empilement, une cascade de plis (coupes des ravins du Dévezet et du Sapet, versant S. et S.W. de Piolit et de l'Aiguille), impliquant en outre le concours de deux phénomènes : l'un ACTIF, la poussée de Flysch qui s'exerce toujours à l'arrière*, l'autre PASSIF, une résistance à l'avancement due à la présence du Flysch à Helminthoïdes glissé en avant dans un stade précédent.

Les plis souples de la dalle de la série de Piolit vont donc recouvrir ce Flysch en le replissant et le laminant (c'est le Subbriançonnais qui joue ici le rôle de "traineau-écraseur" vis-à-vis du Flysch). Sur ce flanc de l'anticlinal, il n'y a donc pas de redoublements tectoniques par écaillage, ni réduction d'épaisseur de la série, mais un empilement de plis sur elle-même (de style Flysch), d'une DALLE UNIQUE, formant ce flanc d'anticlinal. Nous avons ainsi une confirmation tangible que le Flysch du soubassement de l'unité de Piolit s'est écoulé dans un stade très précoce et a été sans action sur celle-ci, puisque nous n'y trouvons aucune des manifestations remarquées sous le Flysch formant couverture de l'autre flanc de l'anticlinal : écaillage, réduction d'épaisseur, etc ...

En résumé, nous pouvons donc imaginer le Massif de Piolit comme une double voûte anticlinale couchée vers l'W., élaborée dès les premiers stades de l'évolution tectonique (dans lesquels le Flysch n'intervient nullement). Cette formation n'est pas modelée par le Flysch dont elle se débarrasse au contraire en grande partie et très rapidement : il n'y a donc plus "surcharge de Flysch". Sur ses arrières, par contre, elle en subit la poussée et ce flanc se trouve, par ce Flysch, écaillé et laminé. En contre-coup, il se produit un froncement de la partie externe de l'unité subbriançonnaise qui se plisse à l'extrême suivant une "self-tectonic", indépendamment des noyaux calcaires de Dogger. Enfin, il y a empilement de ces replis sur le Flysch visible dans la région d'Ancelle, Moissière, Bois du Sapet, Baillenq et qui, vers le N., se poursuit dans la région de Pont du Fossé.

L'action dynamique du Flysch semble donc finalement surajoutée à celle d'un mécanisme qui, une fois déclenché (décollement, puis glissement) peut évoluer par lui-même et qui s'en trouve seulement accéléré ou hypertrophié**.

Les klippes briançonnaises de La Pousterle, de Chabrières et de La Fourche, par contre, sont un très bon exemple d'unités véritablement entraînées

* C'est ce qui s'est produit dans le Massif du Morgon replié en un synclinal couché vers l'W., sous la poussée tangentielle du Flysch (voir M. LATREILLE, 1956).

** Ainsi, les klippes briançonnaises de la région des Estaris "posées" sur le Flysch noir se sont mises en place par autoglisement sans l'intermédiaire d'aucune surcharge. Le Flysch à Helminthoïdes en particulier est totalement absent au N. d'Orcières.

PASSIVEMENT sous le Flysch après décollement de leur substratum siliceux *.

Ces lambeaux de recouvrement traînés sur l'infrastructure subbriançonnaise vont la raboter, l'écailler, la laminier suivant un style comparable à celui étudié sous le Flysch recouvrant le flanc interne de l'anticlinal de Rouanne-Haute. En particulier :

- SOUS LA KLIPPE DE CHABRIERES : écaillage de la série de Piolit sur l'arête de la Croix du Vallon aux Croix de Viandre;
- SOUS LA KLIPPE DE LA POUSTERLE :
 - . Même phénomène sous le Col de la Gardette,
 - . Dans la région de Piolit : les froncements anticlinaux ultimes déterminant la culmination de Piolit sont, nous l'avons vu, en rapport avec l'avancée de la klippe.

Les grandes unités sont alors en place et cette phase tectonique va se terminer par des tassements différentiels en marches d'escalier correspondant à des ajustements de la surface de base des klipptes au nouveau profil topographique de l'unité qui les supporte : failles de l'Oucane, de la Pousterle, etc ...

Le deuxième grand mouvement du socle intervient, arrêtant l'écoulement et rétablissant les équilibres. Cette tectonique profonde n'est pas réalisée au point de départ de l'écoulement, mais à son front, contrairement à l'origine de la phase précédente.

Nous y distinguerons deux manifestations semblables dans des régions différentes :

- AU N. DES NAPPES : surrection du Massif cristallin du Pelvoux qui élève la cote de base de la nappe à 2600 m dans la région des Estaris - Sommet Drouvet (dans la vallée du Haut-Drac d'Orcières, 1300 m environ). Cette tectonique tardive semble avoir affecté le substratum des nappes (Grès du Champsaur), les replis qu'on y voit pouvant correspondre à un glissement, vers l'extérieur du massif cristallin, de sa propre couverture.

* Mais ici comme aux Estaris, les unités une fois coupées de leur zone d'origine, ne pouvaient-elles glisser par leurs propres moyens sans l'intervention d'une quelconque surcharge ?

- A L'W. DES NAPPES : surrection du Cristallin de Remollon - Saint-Etienne-d'Avançon qui renverse le plan d'écoulement des nappes vers l'E.

Le début de cette phase de surrection est vraisemblablement à l'origine de l'arrêt du phénomène d'écoulement. L'empilement de plis du Massif de Piolit impliquait, nous l'avons vu, une résistance à l'avancement due à la présence du Flysch glissé au front des nappes. Une semblable résistance à l'avancement avait sans doute arrêté cette lame de Flysch; je pense qu'on peut la rechercher dans un obstacle créé par la surrection du socle (héli-dôme de Remollon) ou peut-être certains reliefs déterminés lors de mouvements anténummulitiques qui ont affecté les zones dauphinoise et ultradauphinoise.

BIBLIOGRAPHIE

ABREVIATIONS

- 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 la France.
- M.S.C.G. : Mémoires du Service de la Carte Géologique de la France.
- M.S.G.F. : Mémoires de la Société Géologique de France.

- ARGAND (E.) : 1911 - Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. (Mat. p. l carte géologique suisse, Nouv. sér. lin. XXXI, p. 1-26).
- BARBIER (R.) : 1948 - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère (M.S.C.G.).
- BARBIER (R.) : 1951 - La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse (T.L.G., t. 29).
- BARBIER (R.) : 1956 a - Découverte du Tithonique dans la zone ultradauphinoise au Nord du Pelvoux. (C.R.A.S. t. 242, p. 395).
- BARBIER (R.) : 1956 b - L'importance de la tectonique "anténommulitique" dans la zone ultradauphinoise au N. du Pelvoux : la Chaîne arvinche (B.S.G.F. 6e sér., t. 6, p. 355).
- BARBIER (R.), DEBELMAS (J.), LATREILLE (M.) 1956 c - Découverte d'Ophiuridés dans le Rhétien intraalpin de la région d'Orcières (Hautes-Alpes). (T.L.G. t. 33).

- BERTRAND (L.) : 1909 - Observations à propos des faciès néritiques du Bathonien dans les Alpes. (B.S.G.F. IX, p. 344).
- BERTRAND (L.) : 1935 - L'âge oligocène des Grès d'Annot. (C.R.S.G.F. n° 15, p. 229-230).
- BLANCHARD (R.) : 1950 - Les Alpes occidentales t. V : Les Grandes Alpes françaises du Sud, 2e volume, ARTHAUD, Grenoble.
- BLANCHET (F.) : 1927 - Sur un nouveau gisement très fossilifère du Tithonique intraalpin. (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 - Etude géologique des Montagnes d'Escreins (Hautes et Basses-Alpes). T.L.G. t. 19.
- BOUSSAC (J.) : 1912 - Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin (M.S.G.F.).
- BRONNIMANN (P.), et BROWN Jr (Noël K) : 1955 - Taxonomy of the Globotruncanidae. (Eclogae Geologicae Helvetiae, vol. 48, n° 2, p. 503-551).
- CAROZZI (A) : 1951 - Le comportement des feldspaths authigènes dans le Crétacé supérieur helvétique (Nappes de Morcles et du Wildhorn). (Archives des Sciences, Genève, p. 134-137, 1 photo).
- CAYEUX (L.) : 1935 - Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées (calcaires et dolomies), MASSON, Paris.
- CITA (M.B.) : 1955 - The Cretaceous Eocene Boundary in Italy. Proceedings of the Fourth World Petroleum Congress, Section 1/D, Reprint 2, Rome.
- COLOM (G.) : 1948 - Fossil Tintinnids loricated infusoria of the order of the Oligotricha. (Journal of Paleontology, vol. 22, n° 2).
- COLOM (G.), CASTANY (G.) et DURAND-DELGA (M.) : 1953 - Microfaunes pélagiques (Calpionelles, Fissurines) dans le N.E. de la Berbérie (B.S.G.F. t. III, p. 517-539).
- CUVILLIER (J.) : 1957 - Tintinnoidiens nouveaux dans le Dévonien supérieur du Sahara septentrional et du Nivernais (C.R.S.G.F. 18 Février, p. 61-62).

- CUVILLIER (J.), DALBIEZ (F.), GLINTZBOECKEL (C.), LYS (M.), MAGNE (J.), PEREBASKINE (V.), REY (M.) : 1955 - Etudes micropaléontologiques de la limite Crétacé-Tertiaire dans les mers mésogéennes. (Proceedings of the Fourth World Petroleum Congress, Section 1/D, Reprint 6).
- DEBELMAS (J.) : 1952 - Les phénomènes de dolomitisation de la fin du Trias, dans le massif de Gaudent, au Sud de Briançon (Hautes-Alpes). (77e Congrès des Sociétés savantes, à Grenoble, GAUTHIER-VILLARD, Paris).
- DEBELMAS (J.) : 1953 a - Les brèches du Trias supérieur dans le massif de Gaudent, 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. 6e sér., t. 3, p. 123).
- DEBELMAS (J.) : 1955 a - Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes) (M.S.C.G.).
- DEBELMAS (J.) : 1955 b - Contribution à la connaissance du Massif de Peyre-Haute au S. de Briançon (Hautes-Alpes : les Montagnes de l'Alpavin et de l'Agnelil (feuille de Guillestre au 1/50 000) (B.S.C.G.F. n° 246, fasc B, t. LIII, p. 15)).
- DEBELMAS (J.) et LEMOINE (M.) : 1955 c - Une unité tectonique nouvelle dans le Massif de Peyre-Haute (zone du Briançonnais (Hautes-Alpes) : la nappe du Flysch de Furfande. (C.R.S.G.F.) 21 Mars.
- DEBELMAS (J.) : 1957 a - Quelques remarques sur la conception actuelle du terme "cordillère" dans les Alpes françaises. (B.S.G.F. t. 7).
- DEBELMAS (J.) et LEMOINE (M.) : 1957 b - Discordance angulaire du Rhétien sur le Trias dans le Massif de Peyre-Haute, au S. de Briançon. Importance de l'érosion anté-rhétienne dans la zone briançonnaise (1 fig.). B.S.G.F. t.
- DURAND-DELGA (M.) : 1950 - Le Malm dans l'Ouest de la Chaîne Numidique (Algérie). (C.R.A.S. t. 230, p. 398-400, 23 Janvier).
- 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 (Savoie) feuilles de Moûtiers et Modane au 1/50 000 (B.C.G.F. 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).
- EMBERGER (J.) et MAGNE (J.) : 1956 - Présence de Calpionelles dans les séries néritiques du Berriasien et du Néocomien supérieur des Monts des Oulad-Naïl (Atlas saharien, Algérie). (C.R.S.G.F., 4 Juin, p. 190-193).
- FALLOT (P.) : 1953 - Du rôle des décollements en tectonique (Scientia, 6-47).
- FALLOT (P.) et LANTEAUME (M.) : 1956 - Sur les dislocations de la zone du Flysch au N. et à l'E. du Col de Tende. (C.R.A.S. 4 Janvier).
- FAURE-MUET (A.) Mlle, KUENEN (Philippe-H), FALLOT (P.) et LANTEAUME (M.) : 1956 - Sur les Flyschs des Alpes maritimes françaises et italiennes. (C.R.A.S., 26 Novembre).
- FAURE-MURET (A.) Mlle, FALLOT (P.) et LANTEAUME (M.) : 1957 - Sur les conglomérats lutétiens de la région de Tende et de la Brigue (Haute-Roya). (C.R.A.S. 8 Avril).
- GIDON (M.) : 1955 a - Tectonique des Rochers de Saint-Ours près Larche (Basses-Alpes). Présence de Flysch à Helminthoïdes au Briançonnais. (C.R.S.G.F., 5 Février).
- GIDON (M.) : 1955 b - Sur la présence de Flysch à Helminthoïdes à l'intérieur de la zone Briançonnaise. (C.R.A.S., t. 241, p. 1968-1969, 19 Décembre).
- GIDON (M.) : 1956 a - Précisions sur deux unités Briançonnaises : les unités de Sautron et du Haut-Rouchouze (frontière franco-italienne, environs de Larche, Basses-Alpes). (C.R.S.G.F. 7 Mai, p. 133-135).
- GIDON (M.) : 1956 b - Schéma structural de la zone Briançonnaise en Haute-Ubaye et en Haute-Maira. (T.L.G. t. 33, p. 75-78).
- GIDON (P.) : 1953 - Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientale et méridionale du Massif du Pelvoux (T.L.G., t. 31).
- 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., 30 Mai, p. 879).

- GIGNOUX (M.) : 1936 - Sidérolithique et formations rouges dans les Alpes françaises, au S. et à l'E. du Pelvoux (C.R.S.G.F. 30 Mars, p. 114-116).
- GIGNOUX (M.) : 1948a - 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, 4e édit. MASSON, Paris.
- GIGNOUX (M.) et AVNIMELECH (M.) : 1937 - Genèse des roches sédimentaires bréchoïdes par intrusion et éclatement (B.S.G.F., 5e sér. t. VII).
- GIGNOUX (M.), LORY (P.) et MORET (L.) : 1932 a - Révision de la feuille Gap au 1/80 000. (B.S.C.G., n° 187, t. XXXVI).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) : 1932 b - Sur la structure géologique de la base de la nappe du Flysch de l'Embrunais dans la vallée d'Anceille, près de Gap (Hautes-Alpes). (C.R.A.S., 5 Décembre, p. 1202).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) : 1933 a - Révision de la feuille Gap au 1/80 000 (B.S.C.G. t. XXXVIII, n° 190, p. 3-9).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) : 1933 b - Les unités structurales externes de la chaîne alpine entre le Pelvoux et la Durance (C.R.A.S., 20 Mars, p. 830).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) : 1933 c - Les unités structurales internes de la Chaîne alpine entre le Pelvoux et la Durance (C.R.A.S. 10 Avril, p. 1064).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) : 1934 a - Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises (Ann. de Géographie, 43e année, n° 244, p. 337).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) : 1934 - Stratigraphie de la bordure externe de la zone du Flysch de l'Embrunais entre la Durance et le Drac (Massif de Piolit et des Autanes (Hautes-Alpes). (C.R.A.S. 19 Novembre, p. 1081).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) : 1935 - Tectonique de la bordure externe du Flysch de l'Embrunais entre le Drac et la Durance (massifs de Piolit et des Autanes (Hautes-Alpes). (C.R.A.S., 2 Janvier, p. 29).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) : 1937 - Nouvelles observations sur le Flysch de l'Embrunais, rive droite de la Durance, près de Saint-Clément, Hautes-Alpes. (C.R.S.G.F. 15 Novembre, p. 208).
- 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.), MORET (L.) et SCHNEEGANS (D.) : 1933 - Le problème du Flysch calcaire dans la région frontale des nappes de l'Ubaye-Embrunais. Ass franç. pr l'Avanc. des Sc. C.R. du Congrès de Chambéry.
- 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, p. 5-23).
- GIGNOUX (M.) et RAGUIN (E.) : 1931 - Sur la stratigraphie du Trias de la zone du Briançonnais. (C.R.A.S. t. 192, p. 102).
- GOGUEL (J.) : 1943 - Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre (M.S.C.G.).
- GOGUEL (J.) : 1944 - Contribution à l'étude paléogéographique du Sud-Est de la France (B.S.C.G. t. XLIV, n° 215, p. 40-51).
- GOGUEL (J.) : 1948 - Le Massif de Soleil-Boeuf et le repli de Méollion (B.S.C.G. t. 47, n° 225).
- GOGUEL (J.) : 1952 - Traité de Tectonique, 1 vol. MASSON, Paris.
- GORET (E.) : 1887 - Géologie du bassin de l'Ubaye. (B.S.G.F. t. XV, p. 539-555).
- GRAS (Sc.) : 1840 - Statistique minéralogique du département des Basses-Alpes, Grenoble.
- GUBLER-WAHL (Y.) Mme : 1928 - La nappe de l'Ubaye au Sud de la vallée de Barcelonnette - Essai géologique (Thèse), JOUVE, Paris.
- GUBLER-WAHL (Y.) Mme, FLANDRIN (J.) et SIGAL (J.) : 1952 - Sur l'âge des "Grès d'Annot dans la localité type" (Basses-Alpes). (C.R.A.S., 17 Mars).
- GUBLER WAHL (Y.) Mme : 1953 - Roche-Charnière : klippe briançonnaise du cirque de Restefond (Basses-Alpes). (C.R.S.G.F., 23 Mars).
- GUBLER-WAKL (Y.) Mme : 1955 - L'Eocène subbriançonnais au N.E. du Massif d'Argentera. (C.R.S.G.F. 21 Mars).
- GUEYMARD (E.) : 1830 - Sur la Minéralogie et la Géologie du département des Hautes-Alpes, Grenoble.
- HAUG (E.) : 1894 a - Les régions naturelles de la chaîne des Alpes. (Ann. de Géographie, III, p. 150).
- HAUG (E.) : 1894 b - Excursion géologique dans la haute vallée du Drac (B.S.G.F., XXII, p. 138).
- HAUG (E.) : 1898 - Feuille Gap (B.S.C.G. t. X, n° 63, p. 129).

- HAUG (E.) : 1899 - Feuille Gap (B.S.C.G. t. X, p. 563-566).
- HAUG (E.) : 1900 - Feuille Gap (La nappe charriée de l'Embrunais). (B.S.C.G. t. XI, n° 73).
- HAUG (E.) : 1901 - Feuille Gap (Tectonique et dépôts pléistocènes). (B.S.C.G. t. n° 80).
- HAUG (E.) : 1902 - Feuille Gap (B.S.C.G. t. XII, n° 85, p. 496-499).
- HAUG (E.) : 1903 a - Les grands charriages de l'Embrunais et de l'Ubaye. C.R. Congrès géol. internat. Vienne - Vienne 1904.
- HAUG (E.) : 1903 b - Explorations géologiques dans les Alpes françaises. Feuille Gap (Bull. Soc. Stat. Isère, XI, p. 302-304).
- HAUG (E.) : 1903 c - Sur les racines de quelques nappes de charriage des Alpes occidentales (C.R.A.S. CXXXVII, p. 1307).
- HAUG (E.) : 1904 a - Sur les racines des nappes de charriage dans la Chaîne des Alpes (C.R.A.S. 4 Janvier).
- HAUG (E.) : 1904 b - Feuille de Gap (B.S.C.G. XX, n° 98, p. 255-256).
- HAUG (E.) : 1909 - Sur les racines des nappes supérieures des Alpes occidentales (C.R.A.S. 24 Mai).
- HAUG (E.) : 1912 - Les nappes de charriage de l'Embrunais et de l'Ubaye et leurs faciès caractéristiques (B.S.G.F. XII, p. 1-15).
- HAUG (E.) et KILIAN (W.) : 1896 - Feuille de Gap (B.S.C.G. t. VIII, n° 52, p. 175).
- HAUG (E.) et KILIAN (W.) : 1898 - Feuille de Gap (B.S.C.G. t. X, n° 63, p. 129).
- HAUG (E.) et KILIAN (W.) : 1902 - Feuilles de Gap et de Larche (B.S.C.G. XII, n° 85, p. 500-503).
- HAUG (E.) et KILIAN (W.) : 1903 - Feuilles de Gap et de Larche (B.S.C.G. XIII, n° 91, p. 642-645).
- HAUG (E.) et KILIAN (W.) : 1904 - Feuille de Gap (Ubaye, région entre Orcières et Durance) B.S.C.G. XX n° 98, p. 257-258.
- HAUG (E.) et KILIAN (W.) : 1906 - Notice explicative de la feuille de Gap (Ann. de l'Université de Grenoble XVIII et T.L.G. VIII, p. 1-20).
- 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 a - Sur la géologie des Alpes françaises (B.S.G.F. 3e sér., t. XIX).
- KILIAN (W.) : 1891 b - Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Notes sur l'histoire et la structure géologiques des chaînes alpines, de la Maurienne, du Briançonnais et des régions adjacentes (B.S.G.F., 3e sér., t. 19, p. 571).
- KILIAN (W.) : 1899 - Feuille de Gap au 1/80 000 (B.S.C.G. n° 69, t. X).
- KILIAN (W.) : 1900 - Nouvelles observations géologiques dans les Alpes delphino-provençales. Feuille de Gap au 1/80 000 (B.S.C.G. n° 75, t. XI).
- KILIAN (W.) : 1902 - Feuille Gap (B.S.C.G., XII, n°85, p. 508).
- KILIAN (W.) : 1903 a - Les phénomènes de charriages dans les Alpes delphino-provençales. (C.R. Congrès géol. Internat. Vienne, I, p. 455-476).
- KILIAN (W.) : 1903 b - Sur les phases du plissement des zones intraalpines françaises (C.R.A.S., 19 Oct. , p. 621-622).
- KILIAN (W.) : 1909 - Sur les faciès néritiques du Bathonien dans les Alpes (B.S.G.F., IX, p. 342-344).
- KILIAN (W.) : 1913 - Les marbres en plaquettes et la géologie du Briançonnais (C.R.S.G.F. p. 38).
- KILIAN (W.) : 1914 - A propos du Bathonien intraalpin. (B.S.G.F. XIX, p. 15).
- KILIAN (W.) et HOVELACQUE (M.) : 1900 - Album de microphotographies de roches sédimentaires. GAUTHIER-VILLARS, Paris.
- KILIAN (W.) et REVIL (J.) : 1902-1908-1912 - Etudes 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 REVIL (J.) : 1917 - A propos des marbres en plaquettes des zones intraalpines françaises (C.R.S.G.F. p. 148).
- 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. 3e sér. , t. 26).
- LANTEAUME (M.) : 1956 a - L'allochtone dans le Bassin de la Brigue de Tende (C.R.A.S. 4 Avril).
- LANTEAUME (M.) : 1956 b - Observations sur les Flyschs de la Ligurie occidentale (prov.d'Imperia, Italie). (C.R.S.G.F. 18 Juin).
- LANTEAUME (M.) : 1957 - Nouvelles données sur le Flysch à Helminthoïdes de la Ligurie occidentale (Italie). (B.S.G.F., t. 7, p. 115).

- LATREILLE (M.) : 1952 - La zone subbriançonnaise dans la région de Réallon (Hautes-Alpes). La Cicatrice de Réallon. (T.L.G., tome 30).
- LATREILLE (M.) : 1954 - Un équivalent de la "Brèche du Télégraphe" dans l'Oxfordien de la région d'Ancelle (Massif de Piolit, Hautes-Alpes, zone subbriançonnaise). (C.R.S.G.F., 14 Juin).
- LATREILLE (M.) : 1955 - Contribution à la connaissance des nappes de l'Embrunais, sur la rive droite de la Durance : une nouvelle klippe dans le Massif de Chabrières (Hautes-Alpes), la Klippe de La Fourche (C.R.S.G.F. 24 Janvier, p. 23).
- LATREILLE (M.) : 1956 a - Variations des faciès briançonnais dans les lambeaux de recouvrement de la bordure occidentale des nappes de l'Embrunais, entre Durance et Haut-Drac de Champoléon (Hautes-Alpes). Conséquences à en déduire sur le schéma paléogéographique initial de leurs unités d'origine. (C.R.S.G.F. 7 Mai).
- LATREILLE (M.) : 1956 b - Cinématique de la mise en place des nappes de l'Embrunais entre Ubaye et Haut-Drac (T.L.G. tome 33).
- LATREILLE (M.) : 1957 - Une série subbriançonnaise typique : la série de Piolit (Hautes-Alpes). (B.S.G.F. t.
- 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 - Stratigraphie des terrains post triasiques à l'Est de Briançon (C.R.A.S. t. 232, p. 86).
- LEMOINE (M.) : 1953 a - Le problème de la transgression des marbres en plaquettes dans la zone briançonnaise (C.R.A.S., t. 236, p. 1856).
- LEMOINE (M.) : 1953 b - Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie dans la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire (B.S.G.F. 6e sér. t. 3, p. 105).
- LEMOINE (M.), BYRAMJEE (R.) et POIMBOEUF (F.) : 1953 c - Sur une coupe fossilifère précisant les rapports du Crétacé supérieur et de l'Eocène de la zone briançonnaise, au N. O. de Serre-Chevalier (Hautes-Alpes). (C.R.A.S., t. 236, n° 7).
- LEMOINE (M.) : 1955 - Les klipptes de Flysch de la partie S.E. du Massif de Peyre-Haute (feuille de Guillestre au 1/50 000). (B.S.C.G. n° 246, fasc. B, t. LIII, p. 29).
- LESSERTISSEUR (J.) : 1955 - Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique (M.S.G.F. NOUVELLE SERIE, mém. 74).

- LOMBARD (A.) : 1956 - Géologie sédimentaire. Les séries marines. (MASSON, Paris).
- LORY (Ch.) : 1852 - Observations sur les coupes géologiques des Hautes-Alpes publiées par M. ROZET. (B.S.G.F. 19 Janvier, IX, p. 157-158).
- LORY (Ch.) : 1854 - Le terrain nummulitique des Hautes-Alpes (B.S.G.F. 2e sér. t. XII, p. 7).
- LORY (Ch.) : 1858 - Esquisse d'une carte géologique du Dauphiné (B.S.G.F., 2e sér., t. XV, p. 10).
- 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. 2e sér., t. 25).
- LORY (Ch.) : 1884 - Communication sur le terrain nummulitique des Hautes et Basses-Alpes. (Bull. Soc. Stat. Isère, XIII, p. 189).
- LORY (P.) : 1906 - La Pousterle-Chabrières et l'Oucane. (La Montagne, Revue du C.A.F., 20 Décembre, p. 563-571).
- LUCAS (G.) : 1955 a - Caractères pétrographiques des calcaires noduleux à faciès ammonotico-rosso de la région méditerranéenne (C.R.A.S., 9 Mai, t. 240).
- LUCAS (G.) : 1955 b - Caractères géochimiques et mécaniques du milieu générateur des calcaires noduleux à faciès ammonotico-rosso (C.R.A.S., 16 Mai, t. 240).
- LUCAS (G.) : 1955 c - Signification paléocéanographique des calcaires noduleux à faciès ammonotico-rosso (C.R.A.S., 13 Juin, t. 240).
- LUGEON (M.) et GAGNEBIN (E.) : 1941 - Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes (Bull. des Lab. de Géol. et Minéral. géophysique et du Musée géologique de l'Université de Lausanne, n° 72).
- LUGEON (M.) et SCHNEEGANS (D.) : 1940 - Sur le diastrophisme alpin. (C.R.A.S. t. A10, 15 Janvier, p. 87).
- MARTEL (E-A.) : 1905 - L'Oucane de Chabrières (La Nature, p. 135-138).
- MARTEL (E-A.) : 1906 - L'Oucane de Chabrières (La Montagne, Revue du C.A.F., 20 Novembre, p. 505-523).
- MARTIN (D.) : 1887 - Excursions géologiques dans les montagnes de l'Embrunais (Bull. de la Soc. d'Etudes des Hautes-Alpes, n° 24, p. 337-354).

- 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.) : 1936 a - Sur l'âge des complexes détritiques qui terminent la série nummulitique subalpine (C.R.S.G.F., 20 Janvier, p. 22-23).
- MORET (L.) : 1936 b - L'âge des complexes détritiques terminaux du Nummulitique subalpin envisagé du point de vue de la structure générale des Alpes (C.R.S.G.F., 3 Février, p. 37-39).
- MORET (L.) : 1938 - Présentation d'un film cinématographique en couleurs sur la formation géologique des Alpes françaises (T.L.G. t. 21).
- MORET (L.) : 1951 - Les idées nouvelles sur l'origine des chaînes de montagnes (T.L.G. t. 28).
- MORET (L.) : 1953 - Problèmes de stratigraphie et de tectonique dans les Alpes françaises. (T.L.G. t. 31).
- MORET (L.) et BLANCHET (F.) : 1924 a - Le problème du Crétacé dans les zones intraalpines : "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 intraalpin (Alpes occidentales) : Le problème des "Marbres en plaquettes". (B.S.G.F., 4e sér., t. XXIV, p. 312).
- MORET (L.) et SCHNEEGANS (D.) : 1934 - Le problème du Flysch calcaire de la montagne d'Autapie près Colmars (Basses-Alpes). (C.R.A.S., p. 1639-1641).
- PUSSENOT (Ch.) : 1938 - Les "oolithes" du Bathonien briançonnais. (C.R.S.G.F., p. 19).
- REISS (Z.) : 1952 - On the upper Cretaceous and lower Tertiary microfauas of Israël (Bull. of the Research Council of Israël, vol. II, n° 1).
- RIVIERE (A.) : 1939 - Observations nouvelles sur le mécanisme de dolomitisation des sédiments calcaires. (C.R.A.S., t. 209, p. 691).
- ROYER (L.) : 1938 - Les causes possibles de l'aspect bréchoïde de certaines roches (B.S.G.F. 5e sér., t. VIII).
- ROZET : 1852 - Coupes géologiques des Hautes-Alpes. (B.S.G.F., t. IX, p. 166-169).

- SCHNEEGANS (D.) : 1933 a - Les relations entre la zone du Flysch de l'Embrunais et la Nappe de l'Embrunais (C.R.A.S., 17 Juillet, p. 262).
- SCHNEEGANS (D.) : 1933 b - La subdivision de la zone du Flysch au Sud de la Maurienne (C.R.A.S., 19 Août, p. 486).
- 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., 18 Décembre, n°115, p. 253-257).
- SCHNEEGANS (D.) : 1934 - Constitution géologique du Massif de Chabrières (Hautes-Alpes). (C.R.A.S., 12 Mars, p. 1051-1053).
- SCHNEEGANS (D.) : 1937 - La sédimentation du Flysch des Nappes de l'Ubaye-Embrunais (C.R.S.G.F., n°7, 12 Avril, p. 83-84).
- SCHNEEGANS (D.) : 1938 - La Géologie des Nappes de l'Ubaye-Embrunais entre les vallées de la Durance et de l'Ubaye (Thèse, Grenoble). (M.S.C.G.).
- SIGAL (J.) : 1949 - Dano-Montien ou Paléocène ? ou le passage du Crétacé au Tertiaire en Algérie. (C.R.S.G.F., p. 150).
- SIGAL (J.) : 1952 - Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé 19e Congrès Géol. internat. Alger (Monographies régionales, 1ère sér. Algérie, 26-44).
- SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE : 1938 - Réunion extraordinaire dans les Alpes françaises méridionales.
- TERCIER (J.) : 1939 - Dépôts morainiques actuels et séries géologiques (Ecl. geol. Helvetiae, vol. 32).
- TERCIER (J.) : 1945 - Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse dans les Préalpes fribourgeoises (Ecl. geol. Helvetiae, vol. 38).
- TERCIER (J.) : 1947 - Le Flysch dans la sédimentation alpine (Ecl. geol. Helvetiae, vol. 40).
- TERCIER (J.) : 1952 - Problèmes de sédimentation et de tectonique dans les Préalpes (Revue des questions scientifiques, n°2, 20 Janvier).
- 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).
- TISSOT (B.) : 1954-1955 - Etude géologique des massifs du Grand Galibier et des Cérces (zone briançonnaise, Hautes-Alpes et Savoie). (T.L.G., t. 32).
- TRUMPY (R.) : 1957 - Quelques problèmes de paléogéographie alpine (B.S.G.F.).

- VAN BEMMELEN (R.W.) : 1955 - Tectogénèse par gravité (Bull. de la Soc. belge de Géologie, t. LXIV, fasc. 1).
- VAN STRAATEN (L.M. J.U.) : 1948 - Note on the occurrence of authigenic feldspar in non-metamorphic sediments. (Ann. Journal Sc. 246, p. 569-572).
- VERNIORY (R.) : 1954 - Eothrix alpina Lombard, Algue ou Crinoïde? (Extrait des Archives des Sciences, Genève, vol. 7, fasc. 4).
- VERNIORY (R.) : 1955 - Extension géographique et stratigraphique du genre Sacoccoma Agassiz, dans le Dauphiné méridional et en Provence. (Extrait des Archives des Sciences, Genève, vol. 8, fasc. 2).
- VERNIORY (R.) : 1956 - La création du genre Lombardia Bronniman est-elle justifiée ? (Extrait des Archives de Sciences, Genève, vol. 9, fasc. 1).
- VUAGNAT (M.) : 1943 - Les grès de Taveyannaz du val d'Illeiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gets. (Extrait du Bull. suisse de Minéralogie et Pétrographie, t. XXIII).
- VUAGNAT (M.) : 1948 - Problèmes de Géologie dauphinoise. (Extrait du Compte rendu de l'A.I.P.U.G. série n° 7, conférence donnée le 26 Mai).

TABLE DES MATIERES

	Page
AVANT-PROPOS	3
INTRODUCTION	5
DELIMITATION GEOGRAPHIQUE DU SUJET	6
HISTORIQUE DES RECHERCHES GEOLOGIQUES DANS L'EMBRUNAIS ENTRE DURANCE ET DRAC	7
A. Les précurseurs - 1830-1889	7
B. L'époque de E. HAUG et W. KILLIAN	8
C. Les travaux récents	11
SCHEMA STRUCTURAL	14
A. Zone alpine externe	14
B. Zone alpine interne	16
PREMIERE PARTIE - STRATIGRAPHIE DES UNITES SUBBRIANÇONNAISES	21
Introduction	22
Chapitre I - L'époque finitriasique et le Rhétien	23
HISTORIQUE	23
GENERALITES	24
DESCRIPTION REGIONALE	24
1. Unité de Piolit	24
2. Unité de La Martinasse	26
3. Unité de Saint-Apollinaire	27
CONCLUSIONS - INTERPRETATIONS - COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES	29
Chapitre II - Le Lias	31
HISTORIQUE	31
1. Unité de Piolit	32
2. Unité de Saint-Apollinaire	33
3. Unité de La Martinasse	33
CONCLUSIONS - COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES	34

Chapitre III - Le Dogger	35
HISTORIQUE	35
GENERALITES	35
1. Unité de Piolit	36
2. Unité de La Martinasse	39
3. Unité de Saint-Apollinaire	39
CONCLUSIONS - COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES	41
 Chapitre IV - Le Callovien et l'Oxfordien	43
HISTORIQUE	43
LE CALLOVIEN	44
L'OXFORDIEN	45
. Les terres noires	45
. Brèche polygénique	48
INTERPRETATIONS - COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES	49
 Chapitre V - Le Malm	51
HISTORIQUE	51
1. Unité de Piolit	52
2. Unité de La Martinasse	64
3. Unité de Saint-Apollinaire	64
INTERPRETATIONS - CONCLUSIONS	65
COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES	66
 Chapitre VI - L'Infracrétacé et le passage au Crétacé moyen	67
HISTORIQUE	67
DESCRIPTION REGIONALE	67
1. Unité de Piolit	67
2. Unité de La Martinasse	73
3. Unité de Saint-Apollinaire	74
INTERPRETATIONS - CONCLUSIONS - COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES	74

Chapitre VII - Le Néocrétacé et l'Eocène inférieur	77
HISTORIQUE	77
DESCRIPTION REGIONALE	78
1. Unité de Piolit	78
2. Unité de La Martinasse	86
3. Unité de Saint-Apollinaire	87
INTERPRETATIONS - CONCLUSIONS - COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES	87
 Chapitre VIII - Le Flysch noir et le problème du Flysch calcaire	89
HISTORIQUE	89
GENERALITES	90
DESCRIPTION REGIONALE	93
1. Unité de Piolit	93
2. Unité de La Martinasse	93
3. Unité de Saint-Apollinaire	97
4. Flysch noir d'Orcières	97
LE PROBLEME DU FLYSCH CALCAIRE	98
INTERPRETATIONS - CONCLUSIONS - COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES	102
 DEUXIEME PARTIE - STRATIGRAPHIE DES UNITES BRIANÇONNAISES	105
Plan de l'étude - Généralités	106
Chapitre I - Le Trias	107
HISTORIQUE	107
GENERALITES - DIVISIONS STRATIGRAPHIQUES	108
• L'horizon des gypses, cargneules et schistes versicolores	108
1. Unité de Chabrières - Estaris	108
2. Unité de La Fourche	110
• Les calcaires triasiques	110
1. Unité de Chabrières - Estaris	110
2. Unité de La Fourche	118
CONCLUSIONS - INTERPRETATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES	119

Chapitre II - Le Rhétien	120
DESCRIPTION	120
INTERPRETATION	121
Chapitre III - Le Dogger	123
DESCRIPTION	123
INTERPRETATION	124
Chapitre IV - Le Malm	126
HISTORIQUE	126
GENERALITES	127
1. Unité de Chabrières - Estaris	128
2. Unité de La Fourche	136
CONCLUSIONS - INTERPRETATION	137
Chapitre V - Le Néocomien	138
DESCRIPTION	138
INTERPRETATION	139
Chapitre VI - Le Crétacé supérieur et l'Eocène inférieur - La formation dite des marbres en plaquettes	140
GENERALITES	140
. Klippe de Chabrières	141
. Klippe de La Pousterle	145
. Klippe du Forest des Baniols	147
INTERPRETATIONS - COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES	148
 TROISIEME PARTIE - LE PROBLEME DU FLYSCH A HELMINTHOÏDE	 149
HISTORIQUE	150
INTRODUCTION	152
GENERALITES	152
. A la base : le Flysch brun	153
. Partie moyenne : le Flysch gréseux	154
. Complexe terminal : le Flysch à Helminthoïdes calcaire	156
REMARQUES - INTERPRETATION - CONCLUSIONS	157

QUATRIEME PARTIE - TECTONIQUE	164
INTRODUCTION	165
PLAN DE L'ETUDE TECTONIQUE	165
HISTORIQUE DES RECHERCHES ANTERIEURES	166
Chapitre I - Tectonique des unités sub- briançonnaises	168
AU S. DU TORRENT DE LA ROUANNE	168
1. Le Massif de Piolit	169
2. Structure des unités subbriançonnaises à l'E. du Massif de Piolit	187
AU N. DU TORRENT DE LA ROUANNE	199
AU N. DU DRAC D'ORCIERES : LE LOBE D'ORCIERES - LES ESTARIS	208
Chapitre II - Tectonique des unités briançonnaises	212
LES KLIPPES DE CHABRIERES ET DE LA FOURCHE	213
LA KLIPPE DE LA POUSTERLE	219
Chapitre III - La tectonique du Flysch à Helminthoïdes	223
CINQUIEME PARTIE - CONCLUSIONS GENERALES	233
CORRELATIONS DES ZONES STRUCTURALES DE LA REGION ETU- DIEE AVEC LES UNITES VOISINES	234
. Unités subbriançonnaises	235
. Unités briançonnaises	236
PALEOGEOGRAPHIE ET HISTOIRE TECTONIQUE DE LA REGION ETUDIEE	237
PHASE DE DIASTROPHISME : LA MISE EN PLACE DES NAPPES	241

BIBLIOGRAPHIE