



HAL
open science

Contribution à l'étude de la couverture sédimentaire de Belledonne (Alpes françaises) : Le Massif d'Allevard (Isère)- Alpes françaises.

Philippe Liard

► **To cite this version:**

Philippe Liard. Contribution à l'étude de la couverture sédimentaire de Belledonne (Alpes françaises) : Le Massif d'Allevard (Isère)- Alpes françaises.. Minéralogie. Faculté des Sciences de l'Université de Paris, 1970. Français. NNT: . tel-00609787v2

HAL Id: tel-00609787

<https://theses.hal.science/tel-00609787v2>

Submitted on 14 Feb 2013

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.



LIARD (Ph.) A

Philippe LIARD

22 JUIN 1971

**CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DE LA
COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DE
BELLEDONNE
(Alpes Françaises)
le massif d'Allevard
(Isère)**

Tome : I Texte



LABORATOIRE DE GÉOLOGIE HISTORIQUE
DE LA FACULTÉ DES SCIENCES DE PARIS
THÈSE 3^e CYCLE — 1970

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

M E M O I R E

présenté

A LA FACULTE DES SCIENCES DE PARIS

27 MARS 1970

Pour obtenir le titre de

Docteur de Spécialité
3e Cycle

Mention : Géologie Stratigraphique

par

Philippe L I A R D

CONTRIBUTION A L'ETUDE DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE
DE BELLEDONNE (Alpes Françaises).
LE MASSIF D'ALLEVARD (Isère)

Soutenu le Mai 1970
Devant la Commission d'examen

MM. G. LUCAS,	Président-Rapporteur
J. PERRIAUX, Ch. POMEROL,	Examineurs
P. BORDET, G. DEICHA,	Invités

10449345

A V A N T - P R O P O S

En 1966, Monsieur le Professeur J. PERRIAUX envisage l'étude sédimentologique de la formation des Grès d'Alleverd et propose à Monsieur le Professeur G. LUCAS de confier une partie de ce sujet à l'un de ses élèves.

C'est aux liens d'une telle collaboration et à la confiance qui m'a été accordée par Monsieur le Professeur G. LUCAS, directeur du Laboratoire de Géologie Historique de la Faculté des Sciences de Paris, que je dois d'avoir entrepris ce travail. Qu'il soit remercié pour m'avoir reçu dans son laboratoire et m'avoir fait bénéficiaire, dans ses conférences et au cours des excursions qu'il a dirigées, de sa vaste érudition et de l'attitude rigoureuse qu'il sait nous inculquer face aux problèmes géologiques. Je lui suis très reconnaissant d'avoir bien voulu s'intéresser à mes recherches tant au laboratoire que sur le terrain où sa visite m'apporta des données constructives et un précieux encouragement.

A Monsieur le Professeur J. PERRIAUX, qui a proposé et défini le cadre de ce travail, je ne saurais témoigner trop ma profonde gratitude. Je dois à son obligeance les moyens matériels qui m'ont permis de réaliser les études de terrain ainsi que les conseils et directives sans nombre qu'il m'a prodigués lors de ses fréquentes visites. Qu'il soit remercié pour les multiples et fructueux entretiens qu'il m'a accordés en tous temps avec générosité et bienveillance, et pour l'accueil chaleureux du laboratoire de Grenoble.

Si j'ai pu, malgré les nombreux obstacles rencontrés en chemin, mettre une fin à ce travail, c'est grâce aux Maîtres et aux chercheurs auprès desquels j'ai trouvé des avis compétents et un soutien efficace. Qu'il me soit permis de leur adresser tous mes remerciements.

II.

Monsieur le Professeur P. BELLAIR, fort d'une vaste connaissance des structures alpines, a bien voulu m'apporter les premiers conseils sur la tectonique de la région.

Je remercie Monsieur le Professeur Ch. POMEROL d'avoir accepté de faire partie de mon jury, et de me faire bénéficier de son expérience sur l'étude des bassins sédimentaires.

Monsieur G. DEICHA, Maître de Recherches au C.N.R.S. m'a apporté le concours de son autorité dans le domaine des inclusions des minéraux. Accueilli avec sollicitude dans son laboratoire, j'y reçus à son contact une formation précieuse pour une étude qui fit l'objet d'un Diplôme d'Etudes approfondies de Géologie stratigraphique et qui sera reprise dans le présent travail.

A Monsieur l'Abbé P. BORDET, Professeur de Minéralogie à l'Institut Catholique de Paris, je dois des conseils et des critiques bienveillantes qui donnèrent lieu à des discussions extrêmement profitables sur mes interprétations.

J'ai trouvé auprès de Monsieur J. LANG, Maître-Assistant, l'aide et les encouragements de tous les instants. Les idées nouvelles dont il a bien voulu me faire part et l'éclectisme de ses connaissances ont contribué grandement à l'orientation ainsi qu'à l'accomplissement de mes recherches.

A Monsieur M. COLCHEN, Maître-Assistant, je dois mes premiers contacts avec la géologie de terrain, qu'il sut rendre passionnants et efficaces. L'intérêt dont il ne s'est jamais départi à l'égard de mes problèmes en a fourni bien souvent la clé.

Monsieur J. DANZE, Maître-Assistant, a bien voulu se pencher longuement sur la flore dont je disposais. Les résultats de ses examens m'ont apporté un argument capital dans la compréhension de la région.

Monsieur P. DOLLE, directeur du Laboratoire de Géologie des H.B.N.P.C. m'a admis en 1967 à un stage d'études dans ses services au cours duquel j'ai rencontré un accueil des plus chaleureux. Les méthodes d'étude qu'il a mises au point et auxquelles il m'a généreusement initié se sont avérées particulièrement fécondes.

A Monsieur J. SARROT-REYNAULD, Professeur à Grenoble, je suis redevable autant pour ses publications récentes sur la région, que pour les conseils éclairés qu'il accepta de me donner.

Qu'il me soit permis de rendre hommage à la mémoire de D. DONDEY, pour son travail remarquable sur Belledonne. La synthèse qu'il effectua notamment sur les Grès d'Allevar d me fournit une solide base de départ.

J'eus la chance de pouvoir m'entretenir longuement avec P. CROS, maître-assistant, de certains problèmes soulevés par l'étude des Carbonates, et de recueillir des idées neuves et un avis compétent sur ces questions.

Je dois à Monsieur P. USELLE, Maître-assistant à Grenoble, des échanges de vue fructueux ainsi qu'une visite d'où je tirai grand profit.

A eux tous, j'exprime ici ma profonde gratitude.

Je ne manquerai pas d'associer à ces remerciements mon compagnon de recherches B. POMEROL pour le bienfait des discussions acharnées que nous eûmes sur nos terrains respectifs à propos des corrélations.

Enfin, je n'oublie pas mes camarades de Géologie Stratigraphique : s'ils ont toujours été les artisans de la bonne humeur, ils n'en furent pas moins des interlocuteurs dont je ne saurais sous-estimer la valeur ni la contribution à ce travail.

IV.

Qu'il me soit permis de remercier également Monsieur MAGE, ingénieur des Ponts et Chaussées à Allevard (Isère) qui eut l'extrême obligeance de m'offrir l'hospitalité dans les locaux de ses services. J'adresse également toute ma reconnaissance à son équipe, pour son aide puissante et efficace.

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

I - SITUATION DE LA REGION (carte hors texte au 1/200.000, Fig.1)

La formation des Grès d'Allevard se rencontre sur le versant Ouest de la chaîne de Belledonne. Elle fut décrite pour la première fois aux abords mêmes d'Allevard qui a ainsi donné son nom au faciès-type. Reconnue ensuite dans de nombreux autres points de la Chaîne et au Nord-Ouest du Pelvoux, elle peut être considérée comme une entité stratigraphique de la couverture sédimentaire des Massifs cristallins externes. La Formation est particulièrement bien représentée sur la Feuille Saint Jean de Maurienne au 1/80 000 où elle constitue, d'une part, une bande irrégulière rapidement ennoyée vers l'Ouest sous les terrains secondaires, depuis le Col du Merdaret au Sud jusqu'à Allevard au Nord, et d'autre part quelques placages discontinus reposant soit sur le Houiller, soit sur la série cristallophyllienne.

II - LOCALISATION DU SECTEUR ETUDIE

Couvert par les Cartes de Saint Jean de Maurienne et d'Albertville au 1/80.000ème, il s'étend dans un périmètre défini par le Col du Barioz (Vallée de Theys-Allevard) et la localité de la Ferrière (Vallée du Ht-Bréda) au Sud, et par le village de Montgilbert (vallée de l'Arc) au Nord.

III - LES PROBLEMES - BUTS DE L'ETUDE

Beaucoup d'incertitudes entachent à l'heure actuelle la stratigraphie des Grès d'Allevard, dont les affinités structurales et lithologiques les rattachent à la fois au Carbonifère et au Trias. L'âge des Grès d'Allevard, considéré comme Permien, ne repose en fait que sur la découverte récente, en deux points de la formation, d'empreintes fossiles du Stéphano-Autunien et Permien. Ses caractères pétrographiques, parfois analogues à ceux de certains niveaux du Carbonifère, pourraient lui faire attribuer le vocable Permo-Carbonifère. Son passage

progressif aux formations carbonatées du Trias le fait désigner par le terme commode de Permo-Trias.

L'étude qui nous fut proposée devait être orientée en premier lieu sur une cartographie détaillée de l'ensemble Grès d'Alleward - Trias dans le secteur considéré, basée sur une stratigraphie précise de la formation : l'absence de données stratigraphiques générales constatée dans les publications antérieures s'explique par la grande variabilité de la série selon les localités.

En deuxième lieu, nous avons eu à étudier les rapports existant d'une part entre le socle ou le Carbonifère et le Permo-Trias, d'autre part entre le Lias et le Permo-Trias.

Enfin, nous avons abordé l'étude pétrographique de cette formation ainsi que ses conditions de sédimentation (sédimentologie historique et régionale).

IV - HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LE PERMO-TRIAS

L'attention des géologues a été attirée de bonne heure sur le "Pays d'Alleward", par les nombreuses exploitations minières qui s'y étaient implantées depuis fort longtemps. Le sous-sol fut en effet exploité activement pour sa richesse, toute relative, en ardoises, gypse, grès réfractaires, anthracite et surtout pour ses minerais de fer, qui ont entraîné la création dans la région de véritables complexes sidérurgiques encore florissants à l'heure actuelle. Ces industries ont connu des fortunes diverses au cours de leurs huit siècles d'existence. A ce propos, T. Sclafert (1926) rapporte une foule de détails fort intéressants et nous laisse entrevoir ce qu'était le pays d'Alleward au Moyen-Age : il y régnait alors une intense activité autant sur les pentes où pullulaient les exploitations à demi-souterraines et les "rafours" rudimentaires, qu'au fond des vallées où le minerai, descendu à dos de mulets, était travaillé et affiné par puddlage dans les "martinets", véritables complexes sidérurgiques en miniature, installés sur les rives des

torrents. Il ne subsiste presque rien actuellement de cette exploitation artisanale : seules les concessions de La Tailla et de la Croix-Reculet près de St-Pierre d'Allevard ont extrait jusqu'à ces dernières années et avec un rendement industriel un minerai dont le traitement était assuré par les Forges d'Allevard. Pendant plus d'un demi-millénaire, l'industrie métallurgique a fonctionné au prix de déboisages dont T. Sclafert nous relate la férocité : il est permis de penser que ces coupes répétées ont contribué à l'altération profonde du massif montagneux, qui a de tous temps frappé les géologues.

Les travaux publiés par eux sur la région sont très nombreux mais les observations concernant les Grès d'Allevard que l'on y rencontre parfois, n'en constituent généralement qu'une très faible part. Les recherches portant sur les formations triasiques, quant à elles, se résument à fort peu de choses, mises à part les anciennes descriptions de Ch. et P. Lory (1860, 1893).

C'est à Guettard, en 1779, que l'on doit la première publication sur la région. L'auteur décrit depuis l'Isère jusqu'à l'axe de la chaîne, les "schistes et lauzes, les quartz en rocher et les gypses d'Allevard, les schistes graniteux et les granites sommitaux".

Elie de Beaumont en 1828, regarde les poudingues d'Allevard et de la Ferrière "comme les premières assises du Secondaire reposant sur le Primitif".

En 1831, E. Gueymard décrit la succession des formations le long du Bréda en amont d'Allevard. Il y distingue les "Calcaires à Bélemnites, les gypses, les tufs (cargneules), les grès anthracifères (Grès d'Allevard) les schistes talqueux (micaschistes) et remarque la discordance des grès sur les schistes.

Sc. Gras, en 1839, décrit les "Grauwackes" (Grès d'Allevard) de la montagne du Collet et les interprète comme étant interstratifiés dans les "Schistes talqueux". La même année, il découvre une discordance entre l'ensemble gypses-cargneules et

dolomies qu'il considère d'âge Jurassique, et les "Grauwackes", les "couches anthracifères" qu'il rattache avec les "schistes talqueux" au Carbonifère.

En 1840, E. Gueymard propose une thèse différente et dissocie les "Grès anthracifères" des "Schistes talqueux". Il sépare également les "Grauwackes" qu'il observe dans la montagne du Collet, des "Grès anthracifères". Il regarde les "Grauwackes" comme étant intercalées dans les "Schistes talqueux" suivant les idées de Sc. Gras, et leur attribue un âge Cambrien ou Silurien. Les "Grès anthracifères" plus riches en anthracite que les "Grauwackes", seraient d'âge Carbonifère.

J. Fournet, en 1843, émet l'idée que les "Grauwackes" et les Grès du Bréda, en amont d'Allevard, pourraient être rapportés à la base du Trias, à cause de leurs grandes analogies avec les Grès bigarrés. Cette idée féconde amena, dans la décennie qui suivit, la découverte du Trias dans les Alpes. En 1850, il compare et assimile les couches dolomitiques et les gypses du Bréda, rangés dans le Lias par Gueymard en 1844, à ceux du Trias lyonnais.

En 1857, Ch. Lory distingue les Grès à anthracite attribués au Houiller, des "Schistes talqueux", du Lias, et des Grès du Bréda (ou Grès d'Allevard). Les "Grauwackes" du Collet, encore interstratifiées dans les "Schistes talqueux" pour Sc. Gras en 1854, doivent être rangées dans les Grès d'Allevard, et forment "une sorte de coin, serré dans un repli des "Schistes talqueux". Il décrit, par contre, les cargneules du Collet et du Merdaret comme interstratifiées dans les grès qu'il range ainsi, suivant les idées de Fournet, dans le Trias.

En 1860, il reconnaît les Grès d'Allevard dans la Chaîne du Grand-Rocher et note la discordance qui les sépare des "Schistes talqueux". Les "Grès anthracifères", dont il établit des comparaisons avec le Houiller du bassin de Saint-Etienne, lui apparaissent également discordants sur les Schistes cristallins. Enfin, ces "Grès anthracifères" lui ont "paru sur plusieurs

points pincés dans des replis des couches cristallines et bouleversées avec elles antérieurement au dépôt du Lias, qui repose indifféremment sur les tranches des unes et des autres". Il ne peut malheureusement pas situer les Grès d'Allevard par rapport à cette discordance.

En 1865, la Carte géologique de Ch. Lory et de l'Abbé Vallet comporte des affleurements houillers au Merdaret, à Mont-Mayen et au Collet. La Carte de Savoie en indique à Saint-Hugon et aux Ramiettes de Prodins.

P. Lory rapporte en 1893 une très importante contribution à la géologie de la région d'Allevard. Basée sur les observations de terrain publiées ou restées inédites de Ch. Lory et sur les siennes propres effectuées au cours d'explorations dirigées par W. Killian, elle restera valide dans les grands traits de la stratigraphie jusqu'à nos jours. Les Grès d'Allevard sont définitivement rangés dans le Permien par analogie avec le Verrucano des régions internes que la plupart des auteurs ont distingué du Trias. Jusqu'en 1865, la coupure Houiller-Grès d'Allevard s'articulait, en fait, autour de la présence d'anthracite. A cette date, vint s'ajouter à ce critère pétrographique élémentaire un argument structural propre à définir une limite précise. : L'existence de mouvements orogéniques entre le Carbonifère et le Permien mise en évidence par A. Michel-Lévy dans la région de Saint-Gervais, devient en effet ici très probable. En réalité, cet argument, sur lequel se sont fondées depuis toutes les études sur les Grès d'Allevard, n'est pas sans présenter des défauts reconnus par P. Lory lui-même : "Nous n'avons pas la preuve directe de ces mouvements, n'ayant jamais pu observer une discordance angulaire nette entre le Houiller et le Permien"... "L'existence d'une série de synclinaux uniquement remplis de Houiller (les Ramiettes de Prodins, les Envers sous le Collet) semble impossible à expliquer rien que par des étirements qui en auraient fait disparaître le Permien ; il est au contraire naturel d'admettre que, dès après

le Carbonifère, ces plis se sont accentués énergiquement puis ont été recouverts par une nappe de Permien". Seul, le Synclinal de Carbonifère du Collet a conservé son revêtement de Permien ; et la discordance qu'il croyait pouvoir y observer a été "effacée par les dislocations ultérieures".

A propos des critères lithologiques tendant à différencier les Grès d'Allevard du Carbonifère, P. Lory ne peut qu'avancer des faits d'ordre chronostratigraphique : "quand ils reposent directement sur les schistes cristallins, les niveaux conglomératiques des Grès d'Allevard sont assez difficiles à distinguer de ceux du Houiller, surtout quand ils sont associés à des schistes argileux vert-noirâtres et noirs (Crête du Grand-Rocher). Sauf dans ce cas, la distinction des deux terrains est facile à faire grâce aux différences de colorations qui frappent à première vue ; la teinte lie-de-vin claire est en particulier caractéristique du Permien".

Une même incertitude entoure le passage des Grès au Trias : l'absence des quartzites, telles qu'on les rencontre dans le Briançonnais entre les grès et les calcaires dolomitiques, laisse à penser que les Grès d'Allevard pourraient correspondre à la base au moins du Trias. W. Killian les considère à ce titre, comme les équivalents des Grès rouges et des Grès vosgiens.

La publication suivante, présentée par M. Gignoux et L. Moret date de 1948 et revêt une grande importance pour la stratigraphie du Permien des Massifs cristallins externes. L'élément structural avancé par P. Lory en 1893 a permis de distinguer deux séries d'affleurements : les uns, concordants avec le Carbonifère, sont recouverts en discordance par le Trias ; les autres, les plus nombreux et de faciès Grès d'Allevard, reposent en discordance sur le Carbonifère et passent normalement au Trias.

Les premières découvertes d'empreintes de plantes fossiles par P. Gidon en 1950, sont venues confirmer l'âge permien des Grès d'Allevard. Un fragment de Calamites cisti récolté dans un niveau de "grès fins, gris-noirâtre, schistoïde" sur le versant Est du Grand-Rocher, permet de rattacher cet ensemble à l'Autunien-Permien.

En 1954, la note de MM. P. Corsin et A.C. Tobi apporte un nouvel argument avec la découverte sur le versant Sud-Ouest cette fois du Grand-Rocher de nombreuses empreintes fragmentaires de Cordaïtes et d'un rameau attribué à Pseudovoltzia. Les auteurs soulignent d'autre part qu'étant donnée son épaisseur au-dessus du niveau fossilifère, "cette formation s'étend sur à peu près tout le Permien". Il convient de remarquer que si le niveau encaissant présente des caractères pétrographiques identiques à ceux de l'horizon fossilifère rencontré par P. Gidon, il est tout à fait inconnu dans la série-type d'Allevard (Gorge du Bréda).

Dans son étude pétrographique sur la région du Col du Merdaret - Lac Crop (Feuille de Grenoble), A.C. Tobi conclut en 1958, à propos du Permien, que les corrélations sont impossibles à effectuer dans la formation des Grès d'Allevard.

La contribution de D. Dondey à l'étude de la chaîne de Belledonne méridionale, parue en 1960, concrétise l'évolution survenue au cours de ces dernières années dans les moyens d'investigations géologiques. Les recherches précédentes, limitées à des descriptions morphologiques et structurales connaissaient une stagnation que sont venus rompre les travaux de P. et Cl. Bordet, fondés sur la pétrographie moderne. Appliquant sur le canevas tracé par M. Gignoux et M. Moret, les découvertes récentes de P. et Cl. Bordet sur la chaîne de Belledonne, D. Dondey a réalisé une étude très complète du bâti cristallophyllien et de sa couverture sédimentaire. Ses observations portant sur la région que j'ai eue à étudier seront analysées de façon critique dans différentes parties de ce travail.

Plus récemment, M. J. Sarrot-Reynauld dans sa publication de 1965, propose une esquisse structurale de la région du Collet d'Allevard. Il est à noter que, à ma connaissance, aucune carte aussi schématique soit-elle n'a paru avant cette date.

La représentation simplifiée de ce secteur due à P. Lorry, et qu'on retrouve identique dans les deux éditions de la Feuille de Saint Jean de Maurienne au 1/80.000ème, a cependant le mérite de bien suggérer la discordance des Grès d'Allevard sur le Houiller ; mais elle se montre ainsi fort inexacte dans le détail.

Enfin, tout dernièrement, en 1967, B. Pomerol s'est intéressé au vaste lambeau du Grand-Rocher - Col du Merdaret, région située au Sud-Ouest d'Allevard. Ses conclusions d'ordre stratigraphique et sédimentologique seront tout naturellement confrontées avec celles que j'ai pu émettre en ce qui concerne le secteur voisin.

V - LES MOYENS MIS EN OEUVRE

A/ Techniques physiques de sédimentologie

Dans le domaine de la sédimentologie pure, ont été utilisées les techniques d'analyse classiques préconisées par MM. J. Tricart et A. Cailleux (1959), appliquées aux galets et graviers des conglomérats et dans le cas des sédiments consolidés :

- a) Etudes granulométriques
 - Méthode linéaire
 - Centile
- b) Etude morphométriques
 - Indice d'aplatissement, indice d'émoussé, indice de dissymétrie

Pour l'énoncé de ces méthodes, nous renvoyons au traité de J. Tricart et A. Cailleux (1959).

Quelques analyses granulométriques ont été effectuées selon la méthode G. Lucas - P. Ville (1967).

En ce qui concerne les grès, nous avons fait appel à la méthode d'analyse granulométrique virtuelle de M. P. Dollé (1963) mise au point et pratiquée dans le laboratoire de Géologie des Houillères du Bassin du Nord et du Pas de Calais.

Le mode de représentation graphique utilisée est la Courbe cumulative ; en abscisses, échelle de ϕ définie par Krumbein ; ordonnées arithmétiques. De ces courbes seront déduits les paramètres statistiques : Médiane, Quartiles Q_1 et Q_3 , le coefficient de Triage $Qd\phi$ de Krumbein : $\frac{Q_3 - Q_1}{Q_3}$, et le S_0 de Trask : $\sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}}$. Les Courbes en ordonnées de probabilité ne seront pas utilisées : la granulométrie sur sédiments consolidés est entachée, en soi, de nombreuses approximations (Rosfelder 1961). De plus, dans le cas d'une analyse granulométrique portant sur des galets et des graviers, les pourcentages évalués sur les particules les plus fines sont faussés en raison des mauvaises conditions d'observations inhérentes à une étude en affleurement. En outre, en ce qui concerne la granulométrie virtuelle de grès en lame-mince, la même incertitude demeure, tant pour les éléments de taille réduite (dimension minimum observable : 25μ) que pour les éléments les plus grossiers dont la fréquence à l'échelle de la lame-mince s'avère très aléatoire. La grande précision dont bénéficient les parties extrêmes de la courbe en ordonnées de probabilité, de même que l'incertitude qui entoure la partie centrale, s'opposent ainsi point par point aux degrés de précision, tous relatifs, donnés par ces méthodes d'analyse granulométrique.

L'Etude des stratifications

Elle a porté sur des stratifications obliques, plus rarement des stratifications entrecroisées, constituées par une succession de niveaux détritiques individualisés, grossièrement parallèles entre eux et obliques par rapport au litage général. La méthode (J. Perriaux, 1961) consiste à mesurer la direction et la pente des plans des stratifications. "Dans tous

les cas où les bancs ont été déformés ou déplacés après leur dépôt (compartiments basculés dans les champs de fracture, plissements, gauchissements), il convient de mesurer la valeur de ces déplacements (pendage des couches) afin de pouvoir rétablir les plans de stratification dans leur position originelle. Cette opération s'effectue au moyen du canevas de Wulff". L'étude des stratifications a été rendue malaisée dans la région étudiée par l'existence dans les niveaux gréseux d'un clivage passant à une véritable schistosité dans certains secteurs. Ils se traduisent par un système très serré de diaclases dans les bancs conglomératiques, responsables de leur fréquente dislocation. En conséquence, le petit nombre de mesures effectuées dans des cas particulièrement nets, n'autorise pas une grande précision dans les directions d'apport.

B/Techniques minéralogiques

1°) Les Inclusions des quartz

En vue d'améliorer ces résultats et de cerner avec plus de finesse la province d'origine des sédiments détritiques qui, pour les éléments pluricristallins, ne posait guère de problèmes, nous nous sommes adressés aux grains de quartz détritiques. Leur étude morphoscopique s'étant avérée très délicate du fait des recristallisations et de l'absence totale des niveaux meubles, nous avons entrepris leur étude "endoscopique", basée sur leurs inclusions. Cette étude, entreprise sous la direction de G. Deicha (1968) nous a apporté un certain nombre de renseignements applicables à la sédimentologie de la couverture sédimentaire de Belledonne.

Elle a nécessité l'emploi de méthodes d'investigations particulières, tout en restant abordables, dans le cas d'une telle application.

a) Observations microscopiques

L'observation des inclusions fluides sur des lames minces, pratiquées dans l'échantillon, n'est pas à conseiller : leur épaisseur très faible et les opérations de taille et de collage à chaud sont souvent responsables de la disparition des remplissages chez les inclusions proches de la surface. G. Deicha préconise l'observation sur des esquilles du minéral, montées à froid dans le Baume du Canada.

Prélèvement de l'échantillon de quartz

Dans le cas de roches consolidées, le prélèvement se fait par chocs à l'aide d'un burin dont la pointe a été enduite d'une goutte d'huile de paraffine en vue de retenir les esquilles détachées du minéral. Pour les roches très dures, un concassage léger dans un broyeur à mâchoires ou sous une presse, donne de bons résultats. Les esquilles ou les grains de roches sont ensuite triés sous la loupe binoculaire. Selon leur limpidité, les particules plates, de 3 millimètres à une fraction de millimètre d'épaisseur sont retenues pour l'observation.

Montage de l'échantillon

Le montage le plus commode est la préparation à trois grains, utilisée par G. Deicha (Fig. 2) :

- 3 gouttelettes de Baume liquide sont déposées sur une lamelle couvre-objet extra-mince de 30 x 40 mm. Ces gouttes forment les sommets d'un triangle équilatéral dont un des côtés est parallèle à la grande dimension de la lamelle.
- 3 des esquilles sélectionnées sont ensuite prélevées à l'aide d'une aiguille montée enduite de Baume et immergées chacune dans une goutte de Baume, en prenant soin d'éliminer toute bulle d'air.
- Une autre lamelle de mêmes dimensions est disposée sur la préparation, en contact avec les 3 grains qui sont ainsi entièrement inclus dans une goutte circulaire de Baume.

- L'ensemble de la préparation est finalement pincé entre les volets d'une monture de diapositive en carton auto-collant (24 x 36). Les avantages de ce procédé sont nombreux :

. Chaque grain est en contact avec les lamelles ; il est ainsi possible d'observer aux forts grossissements les deux faces de la préparation. La recherche facile des particules grâce au cerne réfringent du Baume, même aux forts grossissements.

. Le repérage des 3 grains, a, b, c, disposés en triangle est assuré si la préparation est toujours orientée de la même façon sous le microscope. La souplesse relative de la préparation, due à la faible épaisseur des lamelles, évite les accidents aux forts grossissements.

Observations

La préparation ayant une certaine épaisseur permet l'observation en profondeur, impossible à effectuer dans le cas de lames minces classiques. En outre, la netteté des images diminue en fonction de la profondeur du plan de mise au point, malgré l'usage du condenseur : la possibilité de retourner la préparation supprime cet inconvénient.

L'éclairage : si l'emploi de la lumière polarisée et analysée n'est pas nécessaire dans la majorité des cas, elle est cependant très utile dans le cas d'inclusions cristallines d'indice de réfraction voisin de celui du minéral encaissant.

La lumière incidente utilisée seule ou conjointement avec la lumière transmise accentue le relief interne des cavités et souligne d'un cerne brillant les bulles de retraits et les libelles gazeux. En particulier, l'éclairage en lumière rasante confère à ces libelles agités par le mouvement brownien un "scintillement" caractéristique, par réflexion du faisceau lumineux sur les parois de la bulle. Ce phénomène est très net dans le cas des inclusions à 3 phases fluides et présentant un libelle mobile.

Les variations de l'intensité lumineuse, le désaxement du faisceau lumineux transmis, l'utilisation de filtres, condenseurs et diaphragmes m'ont permis des observations satisfaisantes malgré la faiblesse des grossissements dont je disposais pour cette étude (x600)

b) La méthode par écrasement à température ordinaire

Les esquilles utilisées dans la confection des préparations peuvent être employées pour mettre en évidence la présence de gaz sous pression dans les inclusions, parfois non révélée par l'observation microscopique. Le principe de cette technique est basé sur la pression élevée des gaz à température ordinaire : Taber (1950) décrit des quartz explosant véritablement sous le marteau pour cette raison.

L'écrasement du minéral est réalisé dans un liquide ; ainsi l'expulsion des constituants gazeux de l'inclusion est matérialisée par un dégagement plus ou moins abondant de bulles gazeuses. Le dispositif, initialement conçu par G. Deicha, a reçu divers perfectionnements. Il est actuellement livré sous le nom de "Platine à écrasement" par la maison Nacet.

Description :

Il se compose essentiellement (Fig. 3) d'un statif s'adaptant sur la platine d'une loupe binoculaire et d'une vis creuse, de fort diamètre, à jeu vertical. La platine proprement dite est constituée d'une cale rectangulaire de verre épais surmontée d'un réceptacle cylindrique sur lequel est disposée la préparation à étudier. Aux deux extrémités de la cale, sont fixées deux bandes de caoutchouc cellulaire servant de supports élastiques à une deuxième cale de verre, généralement une lame ordinaire.

Mode opératoire :

L'échantillon est immergé dans une goutte d'huile de paraffine, ou de glycérine ou encore d'un liquide chimiquement actif, déposée sur le réceptacle. La cale supérieure est installée sur ses deux supports de caoutchouc. La platine est ensuite

glissée sous le statif et centrée sur l'échantillon à observer.

La cale supérieure est progressivement amenée au contact de la préparation en agissant sur la vis. L'écrasement doit être conduit avec précaution, l'apparition des bulles gazeuses étant brutale. Cette technique ne fournit d'autres renseignements que de détecter la présence de gaz sous pression dans les minéraux. La localisation exacte de ces gaz est quelquefois possible et peut alors amener des renseignements supplémentaires, parfois remarquables, qu'il faut ensuite vérifier par l'observation microscopique.

c) Les méthodes de thermométrie des inclusions.

Nous ne les citerons que pour mémoire, n'ayant pu les utiliser :

- platine chauffante
- décrépítőphonie
- décrépítőscopie

Elles ont pour but de cerner, avec une précision relative, la température de cristallisation du minéral encaissant, d'après le comportement des fluides de l'inclusion en fonction de la température. Les deux dernières techniques énoncées sont fondées sur la relation existant entre la température de formation du minéral et celle à laquelle se produit l'éclatement de ses inclusions (décrépitation).

d) Techniques auxiliaires

Des modifications dans le nombre et la nature des phases fluides contenues dans les inclusions apparaissent souvent à la faveur d'échauffements et de refroidissements de quelques dizaines de degrés.

Parmi les techniques simples d'échauffement utilisables lors des observations microscopiques courantes, il faut citer l'emploi du thermocautère ou d'une turbine à air chaud, lorsque l'espace disponible entre la préparation et l'objectif est restreint.

Les procédés simples de refroidissement sont nombreux, éther, glace salée ou mieux jet d'anhydrite carbonique sous pression. L'air liquide ou l'azote liquide sont utilisés, sans précautions spéciales, pour l'obtention des très basses températures.

2°) Analyses aux Rayons X

Elles ont été effectuées au diffractomètre sur agrégats orientés, dans des niveaux particuliers des Grès d'Allevar.

3°) Colorations

a) L'évaluation des pourcentages en feldspaths par rapport aux autres constituants des grès a nécessité l'emploi de colorations :

- En lame mince, méthode au Cobaltinitrite de sodium (Collini) (Tricart et Cailleux, 1959).

- En surface polie, méthode Dana-Russel, pratiquée au laboratoire de Géologie des H.B.N.P.C. Elle consiste à attaquer la surface de l'échantillon parfaitement poli par l'acide fluorhydrique. Après lavage et rinçage, on procède à la coloration par immersion dans une solution de vert malachite : les quartz apparaissent translucides, de teinte ambrée ; les feldspaths sont fortement corrodés, leur teinte est blanche ; le reste des éléments constitutifs de la roche est uniformément teinté en bleu-vert.

b) Détermination de la dolomie, dans les niveaux carbonatés du Trias. Colorations au Jaune de Titane, Bleu trypan de la dolomite. Coloration de la calcite par l'Alizarine-sulfate (Floyd et Sabins).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

C/ Techniques chimiques

a) Analyses quantitatives des carbonates de calcium et de magnésium par complexométrie.

b) Dosages du fer réduit et oxydé, du manganèse, du titane dans un certain nombre d'échantillons de grès, par fluorescence X.

D/ Nomenclature relative aux matériaux détritiques utilisée.

Nous avons adopté la classification de Grabau et Niggli reprise par G. Millot et A. Carozzi et la Chambre syndicale des Pétroles (1966).

1.- Conglomérats : poudingues et brèches, taille des Rudites environ 2mm.

2.- Grès : taille des Arénites $64\mu \ll 2\text{mm}$.

. grès grossier : $1 \ll 2\text{mm}$

. grès moyen : $0,5 \ll 1\text{mm}$

. grès fin : $0,064 \ll 0,5\text{mm}$

Une épithète caractérisera la fraction minéralogique importante. Ex. Grès fin micacé.

3.- Pélites : $< 20\mu$ (Naumann) : "Roche détritique composée d'argile et de fines particules de quartz ou de roches avoisinantes du bassin versant. Le critère granulométrique est seul en cause".

Etendue par G. Millot à l'ensemble des Lutites ($< 0,064\text{mm}$), la catégorie des pélites a été scindée en trois ensembles basés sur des critères pétrographiques. Nous emploierons :

. "Pélite silteuse" ou micro-grès (G. Lucas, 1942) essentiellement quartzeuse et $< 64\mu$.

. L'abondance de micas détritiques de taille $> 64\mu$ nous a conduit à adopter le terme "Pélite micacée" pour désigner certains niveaux.

. "Pélite fine" correspondant aux Shale et Argillite de G. Millot : en théorie $< 4\mu$, et à l'exclusion de phyllites de II^{ème} génération (structure primitive cryptocristalline ou amorphe).

P R E M I E R E P A R T I E
=====

I - RAPPEL SUR LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE DE BELLEDONNE =====

La chaîne de Belledonne fait partie de l'unité structurale des Massifs cristallins externes. Son histoire a débuté au Primaire (peut-être même au Précambrien), mais n'est connue d'une manière certaine qu'à partir du Westphalien. La période anté-westphalienne est marquée par le dépôt d'une épaisse série détritique d'âge Dinantien selon Cl. Bordet (1957), transformée en Ectinites par métamorphisme régional. A cette ectinisation succède une phase magmatique avec la mise en place d'axes granitiques et l'acquisition du style isoclinal pour les séries cristallophylliennes.

Classiquement, selon les données de M. Gignoux, L. Moret, Cl. et P. Bordet, D. Dondey (1961), on distingue d'Est en Ouest (Fig. 4) deux grands ensembles structuraux subordonnés aux deux axes granitiques : d'une part, la "Série verte", ou groupe de Saint Colomban, d'autre part la "Série satinée" ou groupe des Sept-Laux, séparées par un accident majeur. Par ailleurs, l'existence d'un second accident, le "synclinal médian" de P. Lory, parallèle à l'axe de la Chaîne depuis le Dôme de la Mure au Sud, jusqu'au massif du Beaufortin au Nord, permet de subdiviser celle-ci en Rameau interne à l'Est, et Rameau externe à l'Ouest.

Seul le Rameau externe nous intéressera en tant que substratum des séries sédimentaires primaires et mésozoïques : sa structure a été reconnue par Ch. Lory, en 1864, et le schéma qu'il a tracé, repris en détail par P. Lory (1894) et W. Killian (1893) demeure dans ses grands traits en partie valable (Fig. 5). Il est distingué d'Ouest en Est successivement quatre plis principaux depuis le Grésivaudan jusque dans l'axe de la chaîne :

1°/ L'Anticlinal de Bramefarine affecte les séries calcaires et marno-calcaires du Lias. Accidenté de nombreux replis, il voit son axe dirigé NE-SW à la latitude de Saint Pierre d'Allevard s'infléchir vers le Nord aux abords de la cluse Détrier-Pontcharra, et reprend ensuite sa direction initiale. Cette rotation de l'axe anticlinal est imputable à l'existence d'un décrochement tardif, important, matérialisé par la Vallée du Gelon en aval de la Rochette. Découvert par L. Pillet en 1883, cet accident transverse ENE-WSW est parallèle à ceux qui affectent le massif de la Grande Chartreuse (J. Goguel, 1948) et conserve le même sens de rejet.

2°/ Le Synclinal bajocien des vallées de Theys et d'Allevard.

Se poursuivant depuis Uriage jusqu'à La Table, au Nord de La Rochette, le synclinal est déversé dans la région d'Allevard, puis se couche à la latitude de La Chapelle du Bard. Après quoi, son flanc oriental se redresse, et le synclinal devient franchement ouvert au Nord.

3°/ Zone anticlinale du chaînon Grand-Rocher-Grand-Crêt

Elle s'étend depuis le Grand-Rocher au Sud et s'ennoie sous les terrains mésozoïques au droit d'Arvillard au Nord. Elle est recouverte au Sud d'un placage de Grès d'Allevard à pendage uniforme vers le N-W ; plus au Nord, elle se complique avec l'apparition de "plis synclinaux" à coeur de Houiller (Les Envers); ces affleurements n'ont pas été reconnus depuis.

4°/ Zone synclinale Merdaret - Grand Collet - Prodins - Le Villard.

Les auteurs ont confondu dans cette quatrième zone les terrains pris dans le trajet du "Synclinal médian" (Merdaret - Le Vaugelaz, le Bout ou La Ferrière) et ceux constituant la Zone synclinale proprement dite : Mont-Mayen, le Collet, Saint-Hugon, Prodins. Cette aire synclinale comprenant des sédiments carbonifères, permien et triasiques voit son axe matérialisé par La

Ferrière au Sud. Elle semble s'amortir dans le voisinage immédiat du Grand-Rocher où elle n'est plus représentée que par un petit lambeau de Houiller supportant en discordance les Grès d'Allevard (1ère Feuille de Saint-Jean de Maurienne). Au Nord, la Zone synclinale s'ennoie dans la région du Villard, sous les terrains mésozoïques.

5°/ Zone anticlinale axiale

C'est l'"anticlinal en éventail" de Ch. Lory et W. Killian. L'existence du "synclinal médian" découvert postérieurement à cette étude, permet d'en préciser la structure :

La Zone axiale est formée d'un anticlinorium dont la symétrie, conservée dans la partie Sud de la chaîne, est perturbée dans la région d'Allevard où le "Synclinal médian" provoque la disparition de son flanc Ouest. Le Rameau interne, constitué de roches acides, granites et migmatites (Grand Charnier, Grands Moulins) du coeur anticlinal, vient en contact directement avec les Leptynites et les Micaschistes du Rameau externe. Le long de cette ligne de contact anormal sont conservés des lambeaux de la couverture sédimentaire. Aux premiers affleurements décrits et rattachés par P. Lory à la Zone IV, sont venus s'ajouter ceux du Praillet et du Col de Claran, derniers jalons avant ceux décrits par Cl. Bordet au Nord de la cluse de l'Arc (1957).

En nous basant sur le rôle des faits structuraux dans la répartition des affleurements permo-triasiques, nous entreprendrons l'étude :

- du Flanc Est du synclinal d'Allevard ou Zone II,
- des affleurements Houillers et "Permo-triasiques" conservés dans l'aire synclinale IV,
- enfin des lambeaux sédimentaires en relation avec le "synclinal médian".

II - PLAN DE L'ETUDE =====

1) Cette première partie, essentiellement analytique, on mettra en évidence un certain nombre de faits observés sur le terrain, en vue d'une interprétation d'ordre stratigraphique ou d'ordre structural.

2) La synthèse des faits sera appuyée par une étude sédimentologique des formations en vue de corrélations stratigraphiques à la fois entre les trois secteurs et avec la région voisine (Grand-Rocher).

3) Dans une troisième partie nous tenterons, en nous appuyant sur des travaux récents dans ces domaines, d'aborder l'étude des climats régnant à ces différentes époques ce qui nous amènera à proposer une synthèse paléogéographique, puis celle de l'évolution diagénétique de nos sédiments. Enfin, nous essaierons d'intégrer la région étudiée dans son vaste contexte hercynien.

C H A P I T R E I

I - ETUDE DES AFFLEUREMENTS "PERMO-TRIASIQUES" DU FLANC EST

DU SYNCLINAL D'ALLEVARD

(Col du Barioz - Col du Gelon)

A - AFFLEUREMENT DU BREDA (COUPE - TYPE)

1°) Description :

Il se situe à 800m en amont d'Allevard, sur les rives du Torrent, au lieu-dit le "Bout du Monde". Les Grès d'Allevard affleurent sur la rive gauche, dans une ancienne carrière, et sur la rive droite, le long du Bréda (Fig. 6).

La série s'appuie sur les Micaschistes de la Série Sati-
née, fortement redressés (N.10° E ; 80 NW). On observe la succes-
sion suivante (Fig. 7). En ce qui concerne les niveaux caracté-
ristiques du Trias, la description en est empruntée à Ch. Lory
(1867) :

- "Gypse, exploité sur les deux rives dans des car-
rières souterraines. Sur la rive gauche où sa stratification
est très nette (N 35° E ; 45 NW) il est enclavé dans des schis-
tes argileux bariolés". Il s'agit, semble-t-il des pélites mica-
cées rouges lie-de-vin constituant la partie la plus élevée de
l'affleurement - "Dolomies, passées presque entièrement à l'é-
tat de cargneules". Quelques blocs affleurent sur l'ancien che-
min remontant le Bréda par sa rive gauche, à environ 450m de
l'entrée des Forges. Lias - Calcaires noirs, feuilletés ou com-
pacts, en couches minces datées du Rhétien par Avicula contorta.
Le gisement, découvert par Ch. Lory, sur la rive droite, n'a pas
été retrouvé.

- Calcaires argileux noirs du Pliensbachien - Hettangien, déterminant l'étroit en amont d'Alleward. Ils débutent par une série de bancs calcaires noduleux, parfois de faciès bréchi- que et rattachés au Sinémurien par Ch. Lory.

2°) Les faits observés et leur interprétation.

A la série des Grès d'Alleward, composée d'un conglomé- rat de base et d'un complexe gréseux, pélitique et marneux est superposé un ensemble de pélites, évaporites et carbonates rap- portés classiquement au Trias.

Rapports de la série Permo-triasique avec le socle :

Ils sont manifestement discordants. D'autre part, les différen- ces constatées de part et d'autre du Bréda dans la succession lithologique, amènent à envisager deux explications :

a) d'ordre paléogéographique, et on doit invoquer l'irrégularité du substratum au moment du dépôt : la réduction de la série d'Est en Ouest entraîne la disparition sur la rive gauche du conglomérat de base et de l'assise de pélites rouges lie-de-vin, visibles sur la rive droite. Il y a également amin- cissement des trois termes inférieurs, amenant le niveau gréseux 4 directement au contact du socle au sommet de la carrière (Fig. 6) ; ce point correspondrait ainsi à un paléorelief.

b) d'ordre tectonique: le broyage et le gauchisse- ment des niveaux inférieurs et l'existence de stries de faille verticale (plan : N 40 E ; 80 NW) tendraient à prouver que le contact socle-couverture est tectonique : la faille a provoqué la surélévation du bord Nord du compartiment Sud ; ainsi, pour une altitude donnée, on observe un rejet apparent vers l'Ouest de la couverture du compartiment Sud.

Rapports du Permo-Trias avec le Lias (Fig. 18)

Le contact étant masqué sur les deux rives, son étude s'avère impossible. Le Jurassique est affecté de nombreux replis, bien individualisés dans le Lias calcaire (Rhétien Hettangien) et accompagnés de disharmonies dans le Lias schisteux : c'est

ainsi qu'au Replat, les marnes grises feuilletées du Toarcien - Domérien viennent buter avec un pendage SE contre les bancs du Lias calcaire à pendage NW. La même disharmonie s'observe dans la coupe Allevard - Tilleray (Fig. 19) : les marnes grises du Lias schisteux surmontent normalement les ardoises noires du Lias calcaire, avec un pendage faiblement incliné vers l'Ouest. Elles sont séparées du socle cristallophyllien par une zone déprimée où affleurent des lambeaux de cargneules. Le contact du Trias qui recoupe les formations jurassiques, avec celles-ci est faillé. Nous envisagerons, au terme de ce chapitre, une interprétation générale tenant compte de l'ensemble des coupes effectuées dans le flanc Est du synclinal d'Allevard.

B - REGION NORD DU BREDA

I - Affleurement de La Jeannotte

1°) Description

Tracée perpendiculairement à l'allongement des structures, la coupe naturelle du Torrent La Jeannotte intéresse sur plus de 300m les formations du Permo-Trias, contrairement aux indications (Figuré Eboulis) des deux éditions de Saint-Jean de Maurienne. La coupe lithostratigraphique (Fig. 8) a été relevée d'amont en aval.

2°) Les faits et leur interprétation

Les Grès d'Allevard, d'une épaisseur approximative de 80m, peuvent être scindés en deux parties :

- A la base, un ensemble où s'affirme l'opposition entre les récurrences conglomératiques, les niveaux grossiers et les séquences de granulométrie fine à très fine, d'une puissance globale équivalente et dont les rapports mutuels correspondent à un contact franc - le deuxième ensemble renferme une alternance de niveaux gréseux moyens et fins et de niveaux péli-tiques versicolores, parfois lenticulaires qui constituent un ensemble homogène de granulométrie plus fine : il rappelle par

tous ses caractères macroscopiques les termes de la série de Bréda.

L'ensemble inférieur peut être lui-même scindé en deux parties d'après la nature des galets des niveaux conglomératiques et la teinte générale de la roche - la partie inférieure, en contact avec le socle, apparaît sombre, de gris foncé à noir et contient de nombreux galets de micaschistes dans ses conglomérats.

- La partie supérieure revêt une teinte plus claire à dominante blanche, verte et beige ; les galets sont essentiellement quartzeux.

Rapports des Grès d'Allevard avec le socle

Les Grès d'Allevard sont ici nettement discordants sur le socle.

Rapports avec le Lias

Là encore, le contact est anormal et juxtapose les ardoises du Lias inclinées de $10^{\circ}W$ contre les dolomies triasiques inclinées de $60^{\circ}W$.

II - Affleurement du torrent le Buisson

1°) Description (Fig. 9)

2°) Les faits et leur interprétation

Par comparaison avec la série de la Jeannotte, il faut noter une réduction de l'épaisseur des Grès d'Allevard, avec disparition de la partie basale à récurrences conglomératiques et en particulier de l'ensemble inférieur où prédominent les teintes gris-sombre à noires.

L'absence de niveau-repère macroscopique, les étirements et les laminages fréquemment observés tant dans les Grès d'Allevard que dans les niveaux carbonatés du Trias, rendent illusoire des corrélations plus poussées.

Relations avec le socle

Les Grès d'Allevar (litage moyen N 45° E ; 75°NW) sont discordants sur le socle (N 30° E ; 50°SE).

Relations avec le Lias

Aucune donnée supplémentaire ne peut être apportée. Des cargneules éboulées sont en contact avec les calcaires noirs jurassiques dont le litage est N40°E ; 80°NW. Il semble qu'il y ait concordance.

III - Affleurement du Torrent du Bard

1°) Description (Fig. 10)

2°) Les faits et leur interprétation

Pour les auteurs de la carte, la série gréseuse ne fait plus partie des Grès d'Allevar. En effet, la réduction d'épaisseur s'accroît et la puissance des Grès passe de 80m à 6m en moins de deux kilomètres. Cette faible épaisseur ainsi que l'absence de niveaux bariolés avaient amené les auteurs à considérer cet ensemble comme le terme de base du Trias, par analogie avec celui du Dôme de la Mure et celui de Savoie (Albertville - Notre Dame de Bellecombe) qui en constituent au Sud et au Nord, les prolongements directs.

Il est à noter dans ces niveaux la rareté des micas et l'apparition des graviers et des galets de quartz de degré d'usure élevé. Leur accumulation dans des fonds de micro-chenaux apparaît comme un caractère nouveau, en opposition avec les épandages brutaux de sédiments peu évolués rencontrés à la base des affleurements précédents (voir IIème partie).

Relations avec le socle

La série gréseuse repose en discordance sur le socle. Litages respectifs : N40°E ; 70°NW et N30°E ; 80°SE. Le contact Trias-Lias est masqué.

Le Flanc Est du synclinal d'Allevard se poursuit vers le Nord en Savoie. Les placages morainiques difficilement entamés par un réseau hydrographique déficient, masquent souvent les affleurements (Vallée du Gelon).

IV - Affleurement de la Ferme du Mont Levet (carte au 1/50.000 hors texte)

L'affleurement se situe en bordure de la route forestière de Saint-Hugon, rive droite du Bens (coordonnées Lambert x = 897,15 ; y = 355,65. La Rochette 5 - 6 au 1/25.000).

Description : Socle : micaschistes de la Série satinée. Litage N 10°E ; 70°SE. Zone d'éboulis sur 5 m. Trias : 30 m, au moins, de calcaires dolomitiques gris à patine ocre, à débit prismatique, durs, légèrement gréseux (litage moyen : N35°E ; 60°NW).

Il semble qu'il y ait lacune du poudingue de base, les éboulis de la zone de contact n'en révélant pas la présence.

V - Affleurement du Torrent du Chapelet (ou du Verneil)

(coordonnées Lambert : x=899,00 ; y=57,80. La Rochette 1-2 au 1/25.000). - La base de la série triasique se situe à la cote 780m.

- Socle : micaschistes graphiteux et métaquartzites, en couches verticales.

- Trias : en discordance, poudingue quartzeux épais de 2 mètres, en bancs de 50 cm, composé essentiellement de graviers de quartz roses émoussés.

. 100m au moins d'éboulis et de cargneules remaniés.

Plus au Nord-Est, le liséré triasique de la couverture secondaire longe la chaîne des Hurtières dans la haute vallée du Gelon, où il affleure uniquement sous la forme de cargneules plus ou moins bréchiques :

- Torrent de la Serra (x=899,90 ; y=58,55. La Rochette 1-2)
- Nant des Fruitiers (x=900,8 ; y=59,20 ")
- La Côte du Pontet (x=903,20 ; y=61,85 ")

Il détermine ensuite le Col du Gelon, où le Lias horizontal vient au contact des Schistes cristallins, puis affleure (cargneules) à l'Est du village de Montgilbert, d'une manière discontinue dans le ruisseau Nant-Richard, affluent de l'Arc.

C - REGION SUD DU BREDA

I - Affleurement du Torrent de Montouvrard (carte hors texte au 1/10.000)

1°) Description (Fig. 11)

2°) Les faits et leur interprétation

Situé à une distance de 700m au Sud de la coupe du Bréda, l'affleurement montre en ce qui concerne les Grès d'Allevard de grandes analogies avec la série-type. La présence de grès érosifs, qui n'avait pu être décelée dans la série-type du Bréda par suite des déformations, apparaît comme un trait caractérisant le type de dépôt.

Par ailleurs, l'absence de niveau conglomératique doit être remarquée.

II - Zone Montouvrard - Grand Crêt

La série permo-triasique se poursuit en direction du Sud-Ouest et affleure sur le versant Ouest du chaînon du Grand-Rocher. Son pendage généralement peu incliné vers le NW explique que les coupes naturelles n'intéressent qu'une faible épaisseur de la série.

1°) Les Grès d'Allevard

Ses affleurement les plus importants ont été rencontrés :

- aux ruines de la Taillat (x=892,85;y=346,50. Montmélian 7-8)
- à 450m à l'Ouest du Crêt du Bens(x=893,10;y=346,00.Domène 3-4)
- à la Combe du Bachat (x=892,80;y=345,25. Domène 3-4)

Ils se présentent sous la forme d'ardoises frustes de teinte grise et de grès fins micacés beiges ou rouges lie-de-vin, massifs en dalles épaisses.

L'ensemble des affleurements dessine une bande orientée NNE-SSW depuis Montouvrard au Crêt de Bens, puis NE-SW du Crêt de Bens au ruisseau de la Cassey, à la latitude du Grand Crêt (carte hors-texte au 1/50.000).

2°) Le Trias

Les affleurements triasiques se répartissent à des cotes très diverses et rendent compte de l'ampleur des déformations subies par la couverture jurassique (voir p. 35)

- Affleurement des ruines de Sainte Madeleine

(x = 892,50 ; y = 346,95. Montmélian 7-8)

Il se compose de calcaires dolomitiques gris-beiges, très altérés et de fragments de spilite ; l'ensemble a été remanié.

- Affleurements du Replat de Montgoutoux

(x = 892,00 ; y = 346,20) (Feuille de Montmélian 7-8)

On y distingue d'Est en Ouest :

- 3m au moins de dolomie gréseuse grise, à patine brune, en bancs massifs de 50cm.
- 1m. Banc de spilite massive, verte, interstratifiée dans les niveaux dolomitiques : elle est surmontée de quelques centimètres de calcaires dolomitiques gris-beiges.
- marnes grises friables et bancs calcaires noirs massifs à Bélemnites du Lias.

L'ensemble des couches est renversé et plonge de 50° vers le SE.

III - Zone Grand Crêt - Col du Barioz

1°/ Affleurement des Granges du Coudray (x=891,50 ; y=343,90 Domène 3-4)

a) Description

Situé à 3 km 500 au NE du Col du Barioz, la coupe entaille les Grès d'Alleverd sur une épaisseur de 50m (Fig. 12)

b) Les faits et leur interprétation

La série, dont le pendage général plonge vers le SE, est renversée. La sédimentation est caractérisée par l'absence de niveau conglomératique bien individualisé, par la constance des dépôts quartzeux de granulométrie moyenne et à stratifications planes et par la présence de dépôts pélitiques de type pelliculaire essentiellement micacés et teintés par les oxydes de fer. Ces caractères, déjà esquissés dans l'affleurement de Montouvrard, révèlent déjà au niveau de l'observation macroscopique un bon classement du sédiment à l'échelle de la séquence, ainsi qu'un cloisonnement des fractions granulométriques à l'échelle de la formation.

2°/ Affleurements du Plateau du Laval

a) Description de l'affleurement Nord

Il est situé sur la route forestière des Granges du Coudray, à 1,5 km au NE du Col du Barioz (x = 890,60 ; y = 342,95 Domène 3-4).

La coupe montre la partie supérieure du Trias ainsi que le passage du Trias au Lias. On distingue d'Est en Ouest :

- marnocalcaires gris noirs du Lias composés d'une alternance de bancs massifs peu épais et de passées schisteuses.

- 2 à 3m de dolomies silicifiées en bancs de 50cm, très compacts de teinte rose, et alternant avec des niveaux de schistes dolomitiques verts et blancs.

- 10m ensemble constitué par une alternance de bancs dolomitiques très pyriteux, jaunâtres, associés à des schistes dolomitiques verts et blancs en lamelles flexueuses et des coulées de spilite bulleuse, massive de teinte vert foncé et noire, dont

l'épaisseur individuelle ne dépasse pas 30cm (Fig. 13).

- zone confuse, d'une puissance évaluée à 3m, où affleurent des cargneules.
- après le virage de la route dont l'orientation de N80°E passe à N130°E, la même série affleure à nouveau et semble-t-il, en ordre inverse. La présence de plis d'entraînement sénestres, d'axe N30°E ; 25°NE dans les bancs de dolomies, corrobore l'existence d'un pli anticlinal couché (Fig. 14).

b) Description de l'affleurement méridional

(x = 890,1 ; y = 342,0. Domène 3-4).

Un chemin forestier entame, à 2,5 km au SSE du Col du Barioz, les formations triasiques superposées, ici encore, aux marno-calcaires du Lias. L'affleurement décrit par B. Pomerol (1967) montre :

- 10m de calcaires dolomitiques ocres au contact du Lias, puis,
- 8m de spilite en coulée massive, apparemment sans niveaux dolomitiques intercalés.
- au-dessus et vers l'Est, des calcaires dolomitiques, directement transgressifs sur le socle, selon B. Pomerol.
- à 300m vers l'Est, la route recoupe très obliquement la série des Grès d'Allevard dont la succession stratigraphique, bien que très différente dans le détail, s'apparente dans ses grands traits à celle des Granges du Coudray : les Grès d'Allevard, fortement inclinés vers le NW, montrent des alternances de grès grossiers quartzeux blancs et de grès fins micacés versicolores.

c) Les faits et leur interprétation

-- Le Trias, ses rapports avec le Lias --

L'existence des coulées de spilite reconnue sur plusieurs points du chaînon apparaît comme un jalon stratigraphique important. Il est à remarquer cependant que, si la coulée constitue directement la base de la série marnocalcaire du Lias typique dans la région de Montgoutoux, elle en est séparée au plateau du Laval par quelques mètres de calcaires dolomitiques jaunes dont le faciès est typiquement triasique. En l'absence de

tout argument paléontologique, on est conduit à envisager deux hypothèses :

. Les coulées ne sont pas du même âge, comme le suggère l'affleurement Nord du Laval où il existe au moins très coulées superposées ;

. L'émission volcanique est synchrone et les calcaires dolomitiques jaunes-nankin qui lui sont superposés sont liasiques ou bien constituent les derniers termes de la sédimentation triasique, absents à Montgoutoux. Dans les deux cas, l'épanchement de spilite ne constitue pas en soi un marqueur précis. De plus, dans la seconde hypothèse, la plus simple, si l'on considère la proximité des deux affleurements, les calcaires magnésiens du Laval pourraient représenter l'équivalent latéral des calcaires marneux gris-noirs de Montgoutoux. De tels niveaux dolomitiques ont été décrits dans la région du Dôme de la Mure (Côte dure), où ils surmontent des spilites. Ils sont généralement considérés comme Rhétiens (J. Sarrot-Reynauld, 1961).

La sédimentation rythmique marno-calcaire du Lias semble, dans ces conditions, s'être installée au Nord alors que persistaient au Sud les conditions de sédimentation lagunaire de type triasique. Il paraît tout aussi probable d'invoquer avant les premiers dépôts du Lias l'érosion des dolomies fini-triasiques dans la région de Montgoutoux. La transgression jurassique s'est donc installée sur un substratum irrégulier dans le détail. Cette inégalité du fond marin, se traduisant par des niveaux bathymétriques différents et accompagnés parfois d'un ravinement des assises du Trias, a été observée dans le Dôme de la Mure (J. Sarrot-Reynauld). L'absence de brèche de base de la série jurassique dans notre région ne permet pas de lever l'incertitude. En conséquence, la limite Trias-Lias n'apparaît pas clairement à notre échelle d'observation.

-- Le Trias dolomitique, ses rapports avec les Grès d'Allevard et avec le socle. --

Les couches calcaréo-dolomitiques de l'affleurement sud du Laval reposent directement sur le socle, selon les observations de B. Pomerol. Ce fait montre l'indépendance du Trias dolomitique par rapport aux Grès d'Allevard.

-- Les Grès d'Allevard, ses relations avec le Permien du Grand-Rocher - -

A la latitude du plateau du Laval apparaissent au sommet de l'axe montagneux les placages de Grès d'Allevard du Grand Rocher, dont le pendage est dirigé vers le NW. La continuité existant entre les affleurements du flanc Est du synclinal d'Allevard et ceux du Grand-Rocher n'est pas explicitement démontrée. La carte de Saint-Jean de Maurienne établit la continuité de la couverture sédimentaire à la latitude du Grand-Rocher et révèle qu'un léger bombement anticlinal du socle vient l'interrompre au Nord (Est du Crêt Luisard- et au Sud (ruisseau du Merdaret). Les explorations de B. Pomerol ont confirmé ce dernier point, alors que le premier point est demeuré invérifié du fait de l'abondance des dépôts morainiques sur les pentes occidentales du Grand-Rocher. Pour B. Pomerol, la parenté des faciès et les critères sédimentologiques établissent l'analogie de ces deux formations.

Pour cet auteur, "les Grès d'Allevard peuvent être divisés en deux grands ensembles".

"Une partie inférieure à sédimentation grossière prédominante et de couleur sombre".

"Une partie supérieure pélimitique avec cependant quelques apports grossiers et de couleur lie-de-vin". Il semble, d'après ceci, que les affleurements du Col de Barioz et des granges de Coudray au moins puissent être rattachés à la partie supérieure de la formation. La partie inférieure des Grès d'Allevard a fourni au Grand-Rocher Calamites cisti, Cordaïtes, Walchia ou Pseudovoltzia (P. Gidon, 1950). P. Corsin, A.C. Tobi

(1954) et leur donnent un âge permien. Par extension, les Grès du flanc Est du synclinal d'Alleward sont considérés comme datés du Permien.

II - ESQUISSE STRUCTURALE DU FLANC EST DU SYNCLINAL D'ALLEWARD

(Col du Barioz - Col du Gelon)

L'évolution du synclinal est illustrée par une série de coupes effectuées au droit des principaux affleurements étudiés.

A - DISSYMETRIE DU SYNCLINAL

La dissymétrie du synclinal s'affirme par l'existence d'un flanc Ouest bien développé (versant Est et sommets de Bramefarine) et accidenté de nombreux replis secondaires isoclinaux de plan axial peu incliné vers l'Est et dont l'axe montre une plongée constante de 10 à 30° vers le NE.

Le flanc Est apparaît très réduit ; le Lias schisteux et le Dogger dont le pendage est SE viennent au contact du Lias calcaire plongeant vers le NW (Coupe du Bréda, Fig. 18 ; coupe du Buisson, Fig. 21). Dans le cas général, l'ensemble des assises liasiques peu inclinées vers l'Est vient buter contre le Trias vertical ou à pendage NW (Barioz, Fig. 15 ; Fig. 16 ; coupe Alleward-Tilleray Fig. 19), coupe de la Jeannotte, Fig. 20).

En conséquence, le flanc Est du synclinal est constitué par les terrains Permo-triasiques et exceptionnellement par ceux de la base du Lias. Généralement incliné fortement vers le NW, il se renverse au Nord d'Alleward où le chevauchement du socle apparaît nettement (coupe du Bard, Fig. 22). Le flanc Est retrouve une position normale dans la vallée du Gelon. Il semble disparaître à nouveau au Col du Gelon où le Lias horizontal vient au contact du socle.

B - ALLOCHTONIE DES COLLINES LIASIQUES

La dissymétrie du synclinal avait attiré l'attention de Th. Ebray en 1867, qui proposa une interprétation fondée sur l'existence d'une faille séparant les deux flancs : "... Le plus souvent les couches jurassiques buttent horizontalement où même s'affaissent vers la chaîne principale ... La jonction n'est pas celle qui résulte d'une véritable superposition, même discordante, mais bien une juxtaposition résultant d'une rupture". Sa thèse fut vivement critiquée par Ch. Lory, pour qui la superposition se réalisait normalement : "Les couches du Lias, inclinées et souvent très contournées, se redressent toujours fortement sur les flancs des Massifs cristallins".

Les études de P. Lory dans la région située au Sud de la Romanche ont révélé depuis l'existence de deux grands ensembles de terrains liasiques : les uns appartenant au "tégument" autochtone des Massifs cristallins, les autres charriés et comportant à leur base une semelle de Trias gypsifère (cette dualité dans les structures a été récemment combattue par J. Sarrot Reynauld, 1961). L'existence du Lias allochtone a été ensuite reconnue à l'Ouest de la chaîne de Belledonne et a été traduite dans la deuxième édition de la feuille de Saint-Jean de Maurienne par une ligne de contact anormal LL', qui coïncide avec la zone faillée de Th. Ebray : elle sépare les terrains allochtones (Aalénien ?) à pendage SE à l'Ouest, des terrains autochtones à pendage NW à l'Est (Trias, Rhétien Hettangien).

1°) Les Faits

La structure et la stratigraphie des Collines liasiques apparaissent très complexes, aucune étude publiée n'ayant trait à la région. L'existence du contact anormal lorsqu'il n'est pas souligné d'un liseré de Trias n'apparaît pas nettement du fait de la monotonie des faciès.

Son emplacement n'est pas localisable au col du Barioz (Fig.15 et 16) où l'ensemble des couches du Lias est affecté d'un pendage dirigé vers l'E ou le NE.

Il est nettement visible au Replat de Montgoutoux (Fig.17), où il se traduit par une succession de quatre têtes anticlinales triasiques, les plus importantes étant soulignées par un niveau de spilite, directement au contact des schistes gris-noirs du Lias. L'ensemble des structures est couché vers l'Ouest : les calcaires du Lias inclinés uniformément vers le SE constituent un empilement de petits synclinaux ou d'écaillés monoclinales, reposant sur une semelle de cargneules triasiques broyées. Le contact anormal se retrouve sur la route de Montouvrard où il sépare le Lias calcaire (N45°E ; 50°NW), du Lias schisteux (N40°E ; 30°SE). Il passe ensuite sur la rive droite du Bréda où il amène le Lias schisteux horizontal en contact avec le Trias en partie solidaire des Grès d'Alleverd (La Jeanotte). Il est à supposer que les affleurements triasiques les plus élevés, réduits en épaisseur et en contact direct avec le socle ⁽¹⁾, ne font plus partie de la série normale du Flanc Est du synclinal, mais constituent le niveau de décollement du Lias parautochtone.

A la latitude de Prémynet (Fig.21), le Lias schisteux horizontal vient buter contre le Lias calcaire vertical, par l'intermédiaire d'un mince niveau de Trias broyé qui n'apparaît pas sur les rives du Torrent le Buisson, mais dont la présence est soulignée en surface par un entonnoir de dissolution.

Le contact anormal n'a pas été reconnu dans la gorge du Torrent du Bard (Fig.22).

(1) Ces affleurements triasiques, parfois recouverts de quelques mètres de Lias subhorizontal (Est de Prémynet, carte au 1/10.000), peuvent également être considérés comme les premiers termes de la série triasique, directement transgressifs sur le socle, au même titre que celui du Sud Est du Col du Barioz (p. 33).

Le Col du Gelon, au Nord de la région étudiée, où les rapports de la couverture secondaire avec le socle sont identiques à ceux observés dans la coupe Allevard-Tilleray (Fig.19), est déterminé par un contact anormal du même type.

2°) Interprétation

Il ne nous appartient pas dans le cadre de cette étude de définir l'amplitude du déplacement des terrains liasiques. Selon M. Gignoux et L. Moret (1952) qui reconnaissent la complexité du problème non encore élucidé aujourd'hui, l'ensemble des "Collines liasiques" de Belledonne serait allochtone. Nous nous bornerons à constater l'existence d'un contact anormal unique ou multiple selon les points, en remarquant sa liaison étroite avec les niveaux salifères du Trias. On est ainsi amené, à la suite de P. Lory, à distinguer deux types de terrains triasiques : - un trias grésodolomitique accolé aux Grès d'Allevard eux-mêmes adhérant au socle et ne participant pas au décollement.

- un Trias supérieur à dolomies, gypses et spilites terminales qui apparaît à Montgoutoux désolidarisé des niveaux inférieurs, et qui a permis les répétitions de la série liasique. En conséquence, nous pensons que les séries stratigraphiques établies dans ce dernier ensemble n'ont pas grande valeur : on peut s'en rendre compte en particulier dans la coupe de la Jeanotte (Fig.20) où le contact anormal se situe nécessairement à la partie supérieure du Trias.

C - LES ACCIDENTS TRANSVERSES (carte au 1/50.000)

Ils sont très nombreux dans le détail et l'on peut distinguer deux orientations générales : ENE-WSW et SE-NW.

1°) Les Accidents ENE - WSW

La faille de la Rochette découverte par L. Pillet (1883) apparaît comme l'un des plus importants : elle détermine la Cluse du bas Bréda de Pontcharra à Détrier ainsi que la vallée du Haut-Gelon à l'Ouest de la chaîne des Hurtières. Il n'a pas été

possible de reconnaître son emplacement à travers le flanc Est du synclinal d'Allevard. Elle pourrait s'amortir dans les niveaux triasiques du Villard de la Table car aucun trait morphologique n'en indique la présence dans le massif cristallin des Hurtières. Elle semble donc s'infléchir vers le NE, où elle est prise en relai par l'accident longitudinal du Col du Gelon. Son rejet provoque au Nord une interruption nette dans le resserrement des structures longitudinales tel qu'on peut l'observer dans les environs d'Allevard, où il est accompagné d'un léger chevauchement du socle sur la couverture de plus en plus accentué vers l'accident. Dans la région de la Table, la série triasique affleure largement, faiblement inclinée vers le NW.

Au Sud de la région, l'accident de Fond-de-France reconnu par P. Bordet (1961) affecte profondément le bâti cristallophyllien et l'axe granitique du massif du Gleyzin. Il se traduit dans la couverture sédimentaire par un décalage vers l'Ouest du compartiment Sud. Il est surimposé au "Synclinal médian" au niveau du Col du Merdaret.

Il existe entre ces deux principaux accidents un grand nombre de cassures élémentaires de moindre importance, mais dont le rejet est du même type que ceux de la faille de la Rochette ou de l'Accident de Fond-de-France.

Les reconstitutions de P.J.M. Ypma (1963), concernant les filons métallifères de Belledonne, révèlent dans la région de la Taillat le nombre élevé des décrochements orientés ENE-WSW. La localisation de ces fractures, en surface, qui affectent le contact Grès d'Allevard-Socle a pu être précisée pour quelques uns d'entre eux.

2°) Accidents SE-NW

Mis en évidence par B. Pomerol (1967) dans la zone du Grand-Rocher, Grand-Crêt, où ils affectent la dalle des Grès d'Allevard, ces accidents à composante verticale importante retentissent sur la bordure du Massif cristallin. Ainsi le compartiment du Coudray apparaît surélevé par rapport à ses voisins,

expliquant d'une part la disparition des Grès d'Allevard au niveau du Crêt du Poulet et d'autre part le rejet apparent vers l'Ouest du flanc Est du synclinal d'Allevard, qui présente à cet endroit une structure de terminaison péri-synclinale (pendage E et NE). Il est à noter que la carte de Saint-Jean de Maurienne montre le Trias directement transgressif sur le socle près du hameau des Amicons, fait qui n'a pu être vérifié en raison des mauvaises conditions d'observation : cette disposition rejoint celle que nous avons déduite des travaux de B. Pomerol (Plateau du Laval) et de nos observations sur le Trias "transgressif" sur le socle, dans les parties élevées de la bordure du Massif, à Allevard (note p. 36). Dans ces conditions, l'affleurement de Grès d'Allevard des Granges du Coudray, bordé à W et à l'E par le socle, constitue le fond d'un synclinal arasé avant le dépôt du Trias.

3°) Age relatif des deux types d'accidents

L'étude des documents miniers des Forges d'Allevard (H. Kuss, 1881) montre selon les travaux de P.J.M. Ypma, l'existence de filons de sidérose orientés SE-NW et ENE-NW.

- . les filons ENE-WSW semblent décaler les filons SE-NW ;
- . l'ensemble des filons est recoupé par un système de failles de décrochement orientés NE-SW et NNE-SSW. Le système de failles orienté NE-SW ou ENE-WSW serait donc postérieur à celui orienté SE-NW.

D - CONCLUSIONS

La tectonique du synclinal mésozoïque d'Allevard est liée aux mouvements verticaux du socle qui ont présidé, lors de l'orogénèse alpine, à la surrection des massifs cristallins externes. Ce soulèvement apparaît sous la forme d'une importante zone de fracture du socle, verticale ou légèrement chevauchante, car il ne semble pas qu'un simple bombement anticlinal, incompatible avec la rigidité - acquise antérieurement - du bloc cristallophyllien, puisse être invoqué. L'amplitude du rejet peut

être évaluée à un kilomètre si l'on considère la différence d'altitude entre les affleurements permo-triasiques du Bréda et les Grès d'Allevard plus anciens de la montagne du Collet. La solution de continuité existant entre ces deux affleurements, et celle supposée entre les affleurements du Col du Barioz - Grand Rocher, apparaît autant comme une limite d'érosion actuelle, que comme une déchirure de la couverture sédimentaire résultant d'une extension, liée à ces mouvements, de la surface anté-permienne. D'un comportement différent, les assises du Trias dolomitiques et gypseux ainsi que les marno-calcaires du Lias, soumises à la gravité, n'ont pas suivi le socle dans son mouvement ascensionnel.

CONCLUSIONS DU PREMIER CHAPITRE

La série permo-triasique du synclinal d'Allevard repose en discordance sur les micaschistes de la Série satinée. Il n'a été constaté nulle part dans cette zone l'existence d'un Carbonifère daté. Jusqu'à présent azoïques, les Grès d'Allevard renferment dans leur partie inférieure, très localisée géographiquement et dont les faciès rappellent ceux du Carbonifère (Chapitre II), des restes végétaux indéterminables. Il n'a pu être observé de niveau caractéristique dans leur partie supérieure propre à définir une coupure Grès d'Allevard - Trias gréseux.

La réduction d'épaisseur de la formation constatée vers le NE entraîne la disparition du faciès au profit du terme gréseux classique de la base du Trias. L'absence d'affleurement continu entre le Torrent du Buisson et celui du Bard ne permet de montrer ni le passage latéral ni la superposition de ces deux ensembles.

Les relations structurales entre les grès d'Allevard et le Trias dolomitique font état d'une concordance apparente. Les faits, visibles au Sud de la région tendent à suggérer une discordance, comme ils montrent la transgression du Trias dolomitique directement sur le socle.

Les relations confuses Trias - Lias, sujettes à caution, nécessiteraient au préalable une étude approfondie du Lias, tant dans la région que dans les régions voisines.

C H A P I T R E I I

LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DE LA ZONE "SYNCLINALE"

Mont-Mayen - Le Collet - Prodins - Le Villard
(ZONE IV de P. LORY)

I - LE MONT-MAYEN (carte au $\frac{1}{50.000}$ hors texte)
 $\frac{1}{10.000}$

Il constitue l'affleurement le plus méridional de la zone "synclinale". Celle-ci se poursuit vraisemblablement vers le Sud en direction de Pinsot, les Fenouilles, la Ferrière, selon une direction matérialisée par la haute vallée du Bréda.

La série sédimentaire affleure principalement sur la crête qui détermine la limite des bassins versants du Veyton au Nord et du Gleyzin au Sud. Les pentes très raides côté Veyton sont fréquemment encombrées d'éboulis ; elles sont recouvertes sur le versant Sud d'un placage morrainique important et, par places, d'une accumulation de blocs monogéniques qu'il est difficile de distinguer des affleurements véritables (Les Sapeys, la Bourlière).

A.- Description

1°) La couverture sédimentaire débute à la cote 1390m par une série de conglomérats dont la puissance dépasse 120m. Elle est constituée d'une succession de bancs de poudingues, épais de 3 à 6m, massifs et cohérents, interrompus par de minces passées gréso-pélitiques.

Ils se composent presque exclusivement de fragments de schistes cristallins, très émoussés, le plus souvent jointifs et intriqués ou isolés dans une matrice gréseuse essentiellement micacée. L'ensemble apparaît de couleur et d'éclat "gris-fer". Les quartz sont rares et de petite taille.

Il a été observé en un point des galets de grès fins micacés étirés, en contiguité avec une passée lenticulaire d'un même type lithologique. Ils révèlent l'existence sporadique de remaniements locaux de la partie fine des séquences conglomératiques. Le grano-classement est léger ou nul. Les plans de stratification apparaissent horizontaux.

2°) Une série gréseuse d'une puissance de 150m au moins. Elle débute semble-t-il au sommet de Mont-Mayen à la cote 1500m, Elle se compose d'un ensemble de niveaux gréseux micacés indissociable, en général de granulométrie moyenne à très fine. Leur structure fréquemment homogène présente parfois des caractères de psammites, par leurs micro-alternances de lits quartzeux et de lits argilo-miacés. La présence d'un clivage fruste parallèle au litage favorise leur débitage en "Lauzes". Leur teinte varie de "gris fer" à gris foncé.

Cet ensemble s'interrompt au niveau du Col dont le bord sud, relevé par un cordon de morraines a permis l'implantation d'un petit lac.

3°) La série se poursuit à la cote 1451m avec une alternance, plusieurs fois répétée, d'assises conglomératiques et de grès micacés. Les poudingues, d'un type voisin de celui du premier terme décrit, n'en diffèrent que par la présence de plus en plus fréquente à mesure qu'on s'élève dans la série, de galets et de graviers de quartz peu émoussés.

Les grès micacés, auxquels s'adjoignent des pélites silteuses, sont eux mêmes analogues à ceux du second terme, mais les niveaux montrant une structure psammitique semblent plus rares. Les passées silteuses et les grès fins micacés se sont avérés fossilifères. Les échantillons sont malheureusement mal conservés du fait des gaufrages des plans de stratification provoqués par la schistosité bien développée dans cette troisième formation. Il semble s'agir de Pecoptériidés

Coordonnées du gisement : $x = 896,05$; $y = 347,85$. (La Rochette5-6.)

4°) La partie supérieure de la série sédimentaire, entre la cote 1550m et 1690m, affleure dans de mauvaises conditions.

Sur une longueur de 200m, on rencontre des grès gris-beiges grossiers, altérés, teintés dans la masse par les oxydes de fer. Enfin, sur une longueur de 100m, au moins, des grès fins micacés rouges lie-de-vin et de minces niveaux conglomératiques à galets de quartz exclusivement.

Le socle affleure à nouveau près du sommet des Rambaudes, approximativement au point coté 1698m.

B.- Les faits et leurs interprétations

La première édition de Saint-Jean de Maurienne montre des faits assez différents de ceux que nous avons observés : la série qui nous est apparue ininterrompue depuis la cote 1390 jusqu'à la cote 1610 est, d'après P. Lory, scindée en quatre synclinaux étroits par un écaillage du socle. L'âge des deux synclinaux occidentaux est Carbonifère, celui des deux orientaux est Permien. Il est à noter que ces deux synclinaux permien ne sont plus figurés sur la deuxième édition.

1°) Faits structuraux

La série présente une orientation de N20°E à N45°E, avec des pendages assez variables vers le SE.

L'ensemble conglomératique 1 faiblement incliné dans sa partie Ouest (20 à 30°SE) se redresse progressivement vers l'Est (40 à 50°SE).

L'ensemble grésopсамmitique 2 montre un pendage de 50°SE.

Les ensembles 3 et 4 sont à nouveau faiblement inclinés vers le SE (15 à 30°SE). Le contact entre les formations 1 et 2 observé sur le versant Sud du Mont-Mayen révèle par sa position le redressement des couches en profondeur. Au Nord, les bancs conglomératiques verticaux affleurent sur les pentes de la rive gauche du Veyton.

Au Sud, le socle affleure à l'aplomb de l'arête des Rambaudes au voisinage du hameau des Sapeys.

2°) Interprétation

Il ressort des faits exposés que les ensembles 3 et 4 reposent en discordance sur les ensembles 1 et 2 et sur le Socle. La Série sédimentaire est d'autre part limitée au Sud-Est par un accident qui amène en contact les Micaschistes de la Série satinée avec les termes les plus récents de la couverture.

C.- Conclusions

Les formations conglomératiques et psammitiques de la base de la série ne se sont pas montrées fossilifères. Leur faciès les fait rattacher au Carbonifère des massifs cristallins externes, connus et décrits dans le Dôme de la Mure (J. Sarrot-Reynauld, 1961), les Grandes Rousses (P. Bordet, P. Corsin, 19) et celui de Belledonne septentrionale (Cl. Bordet, 1957). La flore recueillie dans ces bassins leur assigne un âge Westphalien D - Stéphanien inférieur. La partie supérieure, discordante, coïncide avec les deux synclinaux orientaux de P. Lory. Les faciès rencontrés dans cet ensemble ne sont pas sans rappeler certains des faciès des Grès d'Allevard étudiés dans la bordure du Massif (Chapitre I) et en particulier ceux qui constituent la partie inférieure de la série de la Jeannotte (p. 24). Les fragments de Pecopteris qui ont été récoltés dans ces niveaux les datent probablement du Stéphanien.

En définitive, le "Permien", de faciès typique des Grès d'Allevard, n'est représenté que par l'ensemble 4, constitué de grès grossiers beiges et de grès fins micacés rouges lie-de-vin, alternant avec des conglomérats à galets de quartz.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

II - LA MONTAGNE DU COLLET (Carte au 1/10.000)

Les formations "permo-triasiques" affleurent sporadiquement sur une superficie de 4 km² et déterminent les parties hautes de la montagne du Collet. Ses affleurements naturels ont été reconnus et étudiés depuis fort longtemps par Sc. Gras, Ch. et P. Lory, etc... Les travaux de voirie consécutifs à des aménagements touristiques ont fourni récemment une série de coupes nouvelles qui ont permis une étude détaillée de ce secteur.

A - LE HOULLER

Les terrains houillers constituent une partie du substratum des Grès d'Alleverd.

I - Description des affleurements (Vallée du Veyton)

Le Houiller affleure sur le versant Nord de la vallée du Veyton où il est recoupé par un chemin forestier partant de la route du Collet à 1350m. Les affleurements situés au PK 1,3 et 1,7 au lieu-dit Prétermont, montrent une succession de bancs de poudingues lenticulaires de 3 à 4 m de puissance, séparés par des niveaux gréseux micacés fins en général (Fig. 23).

a) Les Poudingues

Ils s'apparentent à ceux du premier niveau observé au Mont-Mayen : les éléments consistent en fragments de schistes cristallins gris foncé, jointifs et émoussés. Certains bancs renferment une proportion notable de graviers de quartz anguleux. Les galets de Micaschistes qui les accompagnent sont alors de taille réduite. Les bancs sont en général granoclassés à leur partie supérieure, alors que la partie inférieure de la séquence présente une granulométrie hétérogène : les éléments paraissent dispersés "en vrac" dans la matrice quartzo-micacée, ou au contraire accumulés et étroitement jointifs dans des zones dépourvues de ciment. Ils sont cependant toujours disposés à plat ou avec un angle faible selon le plan du litage. La partie

supérieure granoclassée est réduite : elle consiste en un grès grossier à fin, micacé, lenticulaire, où l'on a observé des fentes de dessiccation. Le plus souvent, la séquence conglomératique s'interrompt brusquement suivie par le dépôt d'une pellicule de grès fin micacé noirâtre. Cependant il n'a pas été observé de traces évidentes de ravinement. L'ensemble est teinté en gris-fer ou gris foncé.

b) Les Grès

Ils sont identiques à ceux qui constituent l'ensemble 2 du Mont-Mayen. Ils présentent généralement une structure psammitique. Des microstratifications entrecroisées, dans ces niveaux, ont été observées. Les sommets de bancs se sont montrés fossilifères dans l'affleurement oriental :

II - Affleurement de la Vallée du Bens

Le Houiller affleure sur le versant Nord du Collet d'une manière continue depuis la cote 1850m (Les Blanchettes), jusqu'au torrent du Bens (820m). Il affleure ensuite sur la rive droite, en aval du verrou coté 924 et se poursuit vers le Nord (Rochépine). Toutefois, il n'a pas été reconnu sur la crête de la Montagne d'Arvillard. Les faciès rencontrés sont analogues à ceux observés dans les affleurements de Prétermont (Vallée du Veyton).

A 300m à l'Est de l'abbaye de Saint-Hugon, l'abondance des blocs de conglomérats houillers conduit à supposer l'existence de ce terrain dans cette zone.

III - Relations avec le Houiller de Prétermont

Les Grès d'Alleward déterminant les parties sommitales du Collet, la relation n'a pu être établie entre les deux séries d'affleurements. Il semble cependant évident que, bien qu'ils soient affectés d'une certaine dissymétrie dans leur position par rapport au Massif, ces deux traces correspondent à la même "bande" de terrain houiller, profondément enracinée dans le socle (Structure p. 70).

IV - Relations avec le Houiller du Mont-Mayen

Les couches du Houiller de Prétermont, inclinées de 40° vers le SE, descendent vers le Veyton sur la rive droite duquel elles affleurent de manière discontinue et sous forme de conglomérats. Ceux-ci ne réapparaissent pas sur la rive gauche. Vraisemblablement décalés par une faille, ils se raccordent à ceux de la première série du Mont-Mayen.

B - LES GRES D'ALLEVARD

Leur épaisseur varie considérablement d'Ouest en Est : de 30 à 50m aux lieux-dits Malatrait, Fontainerterre, Pommier-Bouchard, elle peut être estimée à plus de 400m dans la zone Pas-du-Boeuf - Arête de l'Evêque.

Aucune stratigraphie valable pour l'ensemble du lambeau du Collet n'a pu être proposée ⁽¹⁾. Tout au plus avons-nous pu reconnaître plusieurs types d'associations lithologiques disposées parallèlement à l'axe des structures, orienté NNE-SSW. Si l'ensemble le plus occidental, dont le contact avec le socle est visible, constitue une série complète, les

(1) Devant l'ampleur des variations latérales de faciès, observables à l'échelle décamétrique et les réductions dans les séries stratigraphiques, imputables pour une faible part à la tectonique.

ensembles dégagés dans les parties médiane et orientale ne représentent que les termes les plus élevés de la formation des Grès d'Allevard. Leur base située dans les zones profondes du massif, affleure dans de mauvaises conditions sur le versant Sud (lieux-dits les Mouilles, Pas-du-Boeuf) ; au Nord (région à l'Est des Chalets de Pré Rond, Est de Pommier-Bouchard, Torrent de Pajoux) la végétation et les éboulis de pente interdisent actuellement toute observation suivie.

I - Description des principaux affleurements

1°) Partie occidentale.

Elle bénéficie de coupes fraîches provoquées par la construction de deux routes nouvelles qui, partant de la Station du Collet, conduisent par le Nord et par le Sud à la tourbière installée dans la dépression axiale du Massif.

a) Série de Malatrait

Les Grès d'Allevard sont recoupés dans leur totalité par la route Sud à 650m de l'esplanade de Malatrait, depuis la cote 1490m, jusqu'à la cote 1520m.

-- Description (Fig. 24) --

La discordance qui les sépare du socle apparaît nettement à 100m sur le chemin forestier qui part du premier lacet de la route en direction du SE.

- La série débute par 11m de conglomérats verts, massifs (détails Fig.25, 26 et 27) dans lesquels on peut distinguer un terme inférieur, bréchique et incohérent, représenté localement et composé exclusivement de fragments jointifs de schistes cristallins, peu ou pas cimentés. Il existe à côté des éléments de grande taille (jusqu'à 25cm) montrant une usure faible, quelques galets violacés, rubéfiés, affectés d'un indice d'éroulé plus grand. Le terme supérieur s'avère être essentiellement quartzeux. Les galets et graviers de quartz apparaissent

noyés dans une matrice gréseuse très dure, riche en chlorites. L'ensemble est stratifié et il existe un granoclassement sommaire des particules.

- 3m-. Ensemble versicolore complexe comprenant :

. Des passées lenticulaires granoclassées, épaisses de 50cm de brèches à graviers de quartz piquetés d'hématite, non usés et dispersés dans une pâte grésomiacée de teinte rouge lie-de-vin. La taille de ces éléments ne dépasse pas le centimètre. Quelques fragments de schistes cristallins émoussés et rubéfiés ont été observés dans ces niveaux.

. Des grès fins micacés rouge lie-de-vin, straticulés, passant latéralement à des grès micacés et des pélites vertes ou gris-vert.

- 8m. Grès fins micacés rouges lie-de-vin, homogènes (affleurement en partie masqué).

- 15m. Argiles glaciaires masquant une assise à stratification confuse de pélites grises, gris-bleu ou gris-noir, feuilletées au toucher onctueux qui se sont montrées abondamment fossilifères.

- 4m. Grès grossiers micacés gris-clair, en bancs décimétriques dont la partie supérieure présente un granoclassement rapide des éléments et se termine par une fine pellicule micacée, souvent fossilifère. Toutefois des empreintes ont été recueillies dans la masse même de ces grès. Par tous leurs caractères, ils s'apparentent aux grès houillers attestant l'existence d'un épisode tardif de la sédimentation typiquement Carbonifère dans la série des Grès d'Allevard.

- 25m. Zone en partie masquée par les éboulis de pente à éléments triasiques. Grès moyens et fins bruns, en lits parallèles, passant à des pélites micacées vertes et beiges.

- 5m. Ardoises gris-bleu, au toucher sec, lustrées et homogènes.

- 8m. Pélites micacées vertes et brunes, associées à quelques passées gréseuses.

- 3m. Niveau conglomératique, massif vert à graviers de quartz anguleux, présentant de fines passées sériciteuses lenticulaires.

Trias ? - 20m au moins, de grès fins, tendres, brun-roux, présentant une structure en feuillets : microalternances de matériel quartzeux moyennement fin à fin. Le ciment est en partie carbonaté. Des lits de schistes dolomitiques vert-clair, épais de quelques centimètres, apparaissent vers le sommet de la séquence.

- 40m au moins, de calcaires dolomitiques gris à patine ocre, lardés de filonnets de calcite, et passés en surface à l'état de cargneules. Des zones bréchiques, comportant des fragments anguleux de schistes dolomitiques et de grès calcaires fins, ne sont pas rares. Des amas de calcédoine rosée (cornaline) sont observées dans les cavités des cargneules.

-- Les Faits --

Les couches à plantes interstratifiées dans les niveaux versicolores des Grès d'Alleverd ont livré une flore assez variée (détermination J. Danzé) : Pecopteris affinis (abondants) Pecopteris unita, Pecopteris pseudo-oreopteridia, Taeniopteris tenuis, Annularia radiata, Annularia stellata, Calamites (Nombreux échantillons indéterminables).

Ces couches appartiennent en conséquence au Stéphanien.

-- Interprétation --

Il devient hautement improbable que les niveaux gréseux qui leur sont superposés appartiennent au Permien. La coupe du synclinal de Fontaineterre, située à 500m au Nord, montre une série très comparable à celle de Malatrait, et renferme à sa partie supérieure et au contact des premiers bancs gréso-carbonatés du Trias, une assise de pélites fines gris-sombre qui ont fourni une flore : Pecopteris monyi, échantillon fructifié de Calamariacée, nombreux arthrophytes : Annularia radiata, Annularia stellata.

Le Permien n'est donc pas représenté dans cette zone.

b) Série de Pommier-Bouchard

La coupe (Fig.28) a été relevée à l'WNW du Chalet de Pré-Rond, le long de la route forestière Nord.

-- Description --

On peut distinguer deux grands ensembles :

30m. A la base, reposant sur les micaschistes, une alternance plusieurs fois répétée de bancs de grès grossiers verts, très souvent conglomératiques et de grès fins micacés rouges lie-de-vin, plus rarement violets ou verts. Les niveaux conglomératiques semblent être organisés en lentilles dont la largeur évaluée dans les rares cas favorables à l'observation, dépasse 10m ; leur épaisseur peut varier de 0,50m à 1,50m. Le matériel détritique est essentiellement quartzeux, même en ce qui concerne le conglomérat de base de la série. Les éléments, très peu roulés, ont parfois conservé leur forme prismatique originelle (quartz filoniens) ; leur taille atteint 6,5cm. Par contre, les rares galets de schistes cristallins, de taille réduite, montrent une usure accentuée.

Les séquences conglomératiques n'apparaissent pas granoclassées en général. Elles se terminent brusquement, remplacées par un dépôt gréseux fin de teinte verte, où persistent quelques rares venues grossières. Les dépôts micacés rouges lie-de-vin leur sont superposés. La fissilité, bien développée dans ces niveaux fins en masque la stratification vraie : ainsi, il n'a pas été possible d'affirmer le caractère érosif des reprises conglomératiques, qui d'ailleurs ne semblent pas contenir de galets prouvant le remaniement des niveaux fins.

Les lentilles conglomératiques passent latéralement à des grès grossiers verts, puis la granulométrie s'affinant, aux pélites et grès fins micacés rouges lie-de-vin.

15m. Un ensemble indissociable de grès fins micacés, pélites et pélites schisteuses versicolores, massifs et homogènes dont la teinte généralement rouge lie-de-vin ou violacée, peut apparaître grise ou verdâtre. Quelques figures sédimentaires et des traces de bioturbation ont été observées dans ces niveaux.

Il est à noter l'existence de couches à plantes, interstratifiées dans les deux ensembles précédemment décrits. Fréquemment laminées tectoniquement, elles affleurent dans de mauvaises conditions et sous forme de lentilles de 20 à 30cm d'épaisseur, larges de 3 à 4m. Elles paraissent passer latéralement aux pélites rouges par un dégradé progressif des teintes : il s'agit, là encore, de pélites fines, tendres et onctueuses, très fissiles, de teinte gris-clair, gris bleuté, comparables à celles de Malatrait et Fontaineterre.

Trias : 3m. Grès quartzo-dolomitiques, brun-roux, d'un type analogue à celui observé à la base du Trias de Malatrait.

15m au moins, calcaires dolomitiques cargneulisés.

-- Les Faits --

La flore des couches à plantes, quoique moins riche en espèces que celle de Malatrait ou Fontaineterre, assigne là encore un âge Stéphanien aux Grès d'Allevard.

C - CONCLUSIONS

Les Grès d'Allevard ainsi datés du Stéphanien supérieur se montrent dans cette région occidentale, transgressifs par rapport aux niveaux houillers, en reposant directement sur le socle. Ils sont surmontés d'un Trias grésodolomitique et calcaréodolomitique, apparemment en concordance à l'échelle d'observation de l'affleurement.

Il n'a pas été possible de définir les rapports existant entre les deux séries décrites, nul niveau-repère n'ayant pu être distingué. Cependant, les caractères analogues présentés par le conglomérat de la base de la série Malatrait et les récurrences conglomératiques de la série Pommier-Bouchard, incitent à penser que ce conglomérat représente l'équivalent de la partie inférieure dégagée dans la série Pommier-Bouchard.

2°) Partie médiane : Série du Pré Rond.

Elle se justifie par l'originalité et la constance d'un ensemble lithologique, relativement bien individualisé. Il affleure de manière discontinue, dans une zone allant du Chalet de Pré-Rond au Nord, jusqu'aux abords des Chalets du Collet au Sud. La coupe (Fig.29) a été relevée à la cote 1610m, dans le talus de la route forestière Nord, à environ 350m au NW de la gare du Télésiège menant au Grand-Collet.

a) Description

L'affleurement est affecté de nombreuses petites failles qui rendent malaisée la reconstitution de la série stratigraphique. Nous nous bornerons à indiquer sur la figure l'aspect brut de l'affleurement. L'étude de ses différents niveaux nous a conduit à dégager trois grands types lithologiques :

--/ Des grès grossiers blancs, purement quartzeux, formant ressaut dans la topographie (niveaux 6, 7, 18,20). Ils apparaissent en bancs massifs de 1,50m à 2m, très cohérents et

ne montrent pas de granoclassement net de leurs éléments. La stratification est souvent oblique, plus rarement entrecroisée. Quelques mesures ont été effectuées (Chapitre Sédimentologie). Vers le sommet de la série, la stratification devient horizontale ; elle est alors soulignée par de minces limets argileux parallèles, prenant l'allure de joints micro-stylolithiques, vus au microscope.

--/ Des grès grossiers, localement conglomératiques (niveaux 8, 9, 11, 13, 15, 17). Par tous leurs caractères, ils s'apparentent aux niveaux conglomératiques de la série Pommier-Bouchard : granoclassement net à la partie supérieure des bancs. Nombreux galets de quartz anguleux. Plus rarement, galets émoussés de Schistes cristallins. La matrice abondante est gréseuse, riche en chlorites. L'ensemble est cependant beaucoup plus monotone.

--/ Des grès, peu ou pas micacés, de granulométrie fine et des pélites (Niveaux 2, 3, 4, 5, 10, 12, 14, 16, 19). L'ensemble est de teinte versicolore, à dominante verte.

b) Age de la série

L'affleurement n'a pas livré de fossiles. Cependant, à 150m à l'Ouest du Chalet de Pré-Rond, les grès blancs renferment à leur partie supérieure une passée de pélites noirâtres fossilifère : les quelques échantillons déterminables confèrent à l'ensemble un âge Staphénien supérieur.

c) Rapports de la partie médiane avec la partie occidentale.

Si la relation n'apparaît pas clairement aux abords de Pré-Rond où une faille NNE-SSW met en contact la série médiane avec les cargneules triasiques superposées à la série occidentale, elle est observable à l'extrémité Ouest de l'affleurement décrit précédemment. Les bancs de grès blancs surmontent un ensemble de pélites micacées et de grès moyens verts et rouges lie-de-vin (1 et 21) tout à fait comparables au terme inférieur

de la série Pommier-Bouchard, dont ils constituent le prolongement méridional. Au Sud de l'affleurement décrit, la même association a été observée en contrebas, dans le lit du Ruisseau Le Buisson : elle constitue donc le surbassement de la série médiane.

3°) Partie Orientale.

La plus importante en superficie, elle s'étend à l'Est d'une ligne joignant le chalet de Pré-Rond au Nord, au sommet du Petit-Collet au Sud. On y rencontre des ensembles lithologiques très voisins de ceux qui ont été étudiés dans la partie centrale et occidentale, ou même analogues à ceux des termes supérieurs de la série du Mont-Mayen.

a) Région méridionale (Le Petit Collet, Les Mouilles ; Arête de l'Evêque - Pas-du-Boeuf) (Fig.30)

--/ Sa partie la plus externe (le Petit Collet, les Mouilles), comprend des terrains dont les caractères s'apparentent étroitement à ceux de la série Malatrait. Leur étude détaillée s'est avérée difficile en raison de l'existence de replis secondaires (pt côté 1611m). Il semble d'ailleurs que l'ensemble du sommet du Petit Collet ait été le siège d'un écaillage, responsable de l'incohérence des affleurements. La série qui repose sur le socle au lieu-dit les Mouilles, renferme de puissantes assises de grès fins micacés rouges lie-de-vin localement conglomératiques, des pélites gréseuses versicolores jaunes et vertes, fréquemment associées à des schistes tendres gris noirâtres, fossilifères (sur le chemin Sud à 150m au NW du Petit Collet en particulier).

A 200m à l'Est du Petit Collet, les Grès d'Allevard composés de grès moyens et fins bruns, pyriteux et de pélites noires, sont surmontés en concordance par les couches carbonatées du Trias.

--/ Sa partie interne, profondément disséquée par l'érosion détermine l'arête de l'Evêque dont la coupe fut relevée par de nombreux auteurs, en particulier par Ch. Lory en 1854 : d'Est en Ouest, il distingue :

"Après des conglomérats probablement houillers (épreuve feuille St-Jean) on rencontre :

- Série de couches schisteuses, tendres, satinées à grain fin, verdâtres, lie-de-vin ou jaunâtres, formant une dépression ou passe un sentier.
- Schistes violacés.
- Poudingues à pâte roussâtre ("grauwacke") en gros bancs.
- Assise puissante de grès schisteux lie-de-vin.
- Grès à gros grains (10m environ).
- Cargneules (synclinal triasique, 10m environ).
- Grès blanc ... au contact des cargneules". P. Lory qui a repris l'étude de cette zone, tente de les assimiler aux quartzites de base du Trias, avec lesquelles ils présentent des caractères communs, mais en définitive, "ils paraissent être un simple accident dans les Grès d'Allevard auxquels ils sont étroitement liés".
- La série se poursuit par des "Argilolithes bleu-noir".
- "Puis vient une longue suite d'alternances de poudingues quartzeux clairs, en gros bancs, formant les saillies de la crête et de grès fins, micacés, plus ou moins schisteux, blanc-jaunâtre ou lie-de-vin, avec des assises de schistes bleu-noir.
- Une dent constituée par la "Grauwacke" est suivie d'un col très marqué, creusé dans des grès tendres micacés, à grain moyen, gris foncé, ressemblant à des grès houillers..."

L'abondance des pélites fines ou gréseuses, gris-noir, associées aux Grès d'Allevard a été remarquée par D. Dondey en 1960. Confondant ces pélites avec les ardoises micacées du Houiller, il fut amené à attribuer un âge Permien aux niveaux conglomératiques dont le faciès lui était apparu identique à celui des conglomérats de base rencontrés dans les parties

plus occidentales. Ainsi, pour Dondey, les bancs de conglomérats déterminant l'Arête, ne constituent qu'une seule assise, répétée tectoniquement en écailles monoclinales. "Les affleurements de Grès d'Alleverd débutent par un banc conglomératique de quelques mètres de puissance qui, excellent niveau-repère, permet d'en débrouiller la disposition complexe. C'est ainsi que lorsqu'on emprunte le sentier qui, du Petit Collet, se dirige par la Crête de l'Evêque en direction des Plagnes, on recoupe près de sept fois cette assise de base".

Plus récemment, J. Haudour et J. Sarrot-Reynauld (1963) proposent une interprétation analogue : les affleurements de pélites noires leur apparaissent comme autant de têtes anticlinales de Houiller, entre lesquelles les conglomérats et les grès permien, discordants, dessinent de petits synclinaux.

Ces deux interprétations aboutissent à la conclusion non formulée cependant, que les Grès d'Alleverd se présentent à cet endroit sous la forme globale d'un simple placage, faiblement incliné vers le NW et qui repose en discordance sur les terrains houillers. Ceux-ci, dès lors, constituant le soubassement de l'Arête, devraient affleurer dans les parties profondes en particulier au Pas-du-Boeuf sur le versant Sud.

Les faits observés

. Les niveaux rencontrés le long de la route du Pas-du-Boeuf renferment des conglomérats quartzeux gris-clair, des grès beiges, verts ou rouges lie-de-vin, dont les faciès ne se distinguent en rien de ceux observés sur l'Arête. Il est à remarquer en particulier que les assises de grès fins et pélites gris-bleu ou gris foncé qui déterminent les zones déprimées de l'Arête, manquent au Pas-du-Boeuf. Il est probable que, présentant une faible cohésion, elles sont masquées par les placages morrainiques et les éboulis.

. L'interprétation de Dondey selon laquelle l'écaillage tectonique du conglomérat de base est responsable de l'entassement des Grès d'Alleverd sur plus de 300m, n'apparaît valable que pour les barres les plus occidentales, dont le pendage est nul. Elles montrent des stries impliquant un déplacement horizontal SE-NW, en même temps que les interlits de grès fins schisteux noirs apparaissent sous la forme de bourrages à stratification confuse.

En remontant vers le SE en direction des Plagnes, le pendage de la série s'accroît et la polarité des couches demeure presque toujours tournée vers le SE. Les exceptions revêtent un caractère local (replis disharmoniques dans les niveaux tendres), sauf en ce qui concerne les couches les plus orientales, en contact avec le socle, qui plongent fortement vers le SW.

Interprétation

L'Arête de l'Evêque est formée, depuis l'affleurement triasique du Petit Collet, d'une épaisse série à structure monoclinale de Grès d'Alleverd, dont le pendage horizontal à l'Ouest se redresse progressivement en direction du SE à l'Est. Au niveau du Lac du Collet, cette série est surmontée en concordance apparente par les formations triasiques, très réduites en épaisseur. Elle est en contact anormal avec le socle en profondeur (Pas-du-Boeuf).

La partie sommitale de la Crête, manifestement chevauchante sur le Trias, correspond à un synclinal de Grès d'Alleverd, apparemment discordant sur le socle des Plagnes ; il est fort probable que le contact soit faillé là également (voir p. 73).

--/ Corrélations avec les séries du Mont-Mayen

La série complexe de l'Arête de l'Evêque, par ses nombreuses récurrences conglomératiques, ses assises puissantes de grès schisteux micacés et ses grès fins et pélites versicolores, ainsi que par sa structure générale en dalle monoclinale

inclinée et limitée vers le SE par une importante faille du socle, se révèle analogue dans ses grands traits aux séries 3 et 4 de Mont-Mayen (p. 45). Par l'absence du Trias à Mont-Mayen, la série des Grès d'Allevard peut être considérée comme le prolongement méridional de la partie profonde de la série Pas-du-Boeuf - Arête de l'Evêque.

--/ Rapport des Grès d'Allevard avec le Houiller de Prétermont.

Les Grès d'Allevard reposent sur le socle dans la région des Mouilles. Le contact est observable au-dessus du sentier inférieur, à la cote 1500m. Bien que la continuité des couches n'ait pu être établie, il semble fort probable que celles-ci se poursuivent en direction des affleurements du Pas-du-Boeuf. Les affleurements houillers typiques de Prétermont, dont le pendage est également dirigé vers le SE, sont absents aux Mouilles. On peut ainsi affirmer l'existence d'une discordance entre le Houiller du "synclinal" de Prétermont et les Grès d'Allevard, ce qui ne fait que corroborer l'interprétation formulée à ce sujet au Mont-Mayen.

b) Région Septentrionale (Les Envers, le Grand Collet, Col de l'Occiput).

Elle est la symétrique de la précédente par rapport à la tourbière installée dans la zone axiale du Collet. Cependant le raccord précis entre les deux ensembles s'est avéré difficile et hasardeux, malgré l'exiguité de la dépression où les affleurements font défaut.

--/ A l'Ouest (Les Envers) et correspondant probablement à la série des Mouilles - Petit Collet, on distingue un ensemble grésopélitique rouge lie-de-vin et ocre, interrompu par deux barres conglomératiques, chacune déterminant un ressaut dans la topographie. Elles se présentent en bancs plurimétriques, gris clair, très massifs et cohérents, partout très diaclasés. Les galets et graviers de schistes cristallins et de

quartz dont ils sont formés, sont anguleux et jointifs. Leur taille maximale s'élève à 30mm pour les quartz et 55mm pour les fragments de micaschistes. Des figures sédimentaires ont été rencontrées, en particulier de nombreuses figures de charge à la base des bancs ainsi que des stratifications obliques dont quelques-unes ont été étudiées.

Le niveau de brèche inférieur passe insensiblement vers le Sud (cote 1700mm) à une puissante assise de grès grossiers blancs, purement quartzeux, d'un type analogue à celui des grès blancs caractérisant la partie médiane (p. 54). Vers le Nord, cet ensemble se poursuit en direction du Chalet de Pré-Rond et du point coté 1594. Il détermine dans l'intervalle un vaste glacis au modelé glaciaire typique et totalement dépourvu d'affleurements.

Les assises de grès fins et de pélites versicolores associées aux brusques décharges conglomératiques réapparaissent en contrebas, avec un pendage accentué vers le SE, depuis les abords du point coté 1594 jusqu'à la branche occidentale du Torrent de Malaccard.

--/ Le Grand-Collet. Le sommet du Grand-Collet est constitué d'une dalle anticlinale de Grès d'Allevard, épaisse d'une cinquantaine de mètres. Une piste de ski aménagée sur le flanc Sud à la cote 1900, en a permis une étude détaillée (Fig. 31). Les faits observés amènent à constater la parenté des faciès avec ceux constituant les termes de la série médiane étudiés p. 54 (Fig.30), et à propos desquels trois grands types lithologiques ont été reconnus. Il n'est cependant pas possible d'affirmer, en toute rigueur, que ces deux ensembles sont contemporains si l'on considère la variabilité des faciès et les mouvements verticaux dont l'amplitude de rejet n'a pu être définie.

--/ A l'anticlinal du Grand-Collet, fait suite vers l'Est le synclinal du Col de l'Occiput, constitué de Grès d'Allevard et d'un lambeau de cargneules triasiques. La coupe oblique

(Fig. 32) a été relevée sur la Crête située immédiatement au Nord du décrochement principal ENE-WSW.

La série apparaît constituée essentiellement de niveaux gréseux fins et de pélites micacées versicolores, de teinte dominante rouge lie-de-vin et de bancs conglomératiques gris-clair associés à des grès grossiers, semblables à ceux des Envers, à l'Ouest du Collet.

Au Nord du décrochement, la série repose sur les conglomérats du Houiller typique, alors qu'au Sud elle est en contact avec le socle.

--/ Rapports des Grès d'Allevard avec le Houiller

Si la discordance n'apparaît pas au niveau du Col de l'Occiput où les couches des Grès d'Allevard et du Houiller sont en accordance tectonique, elle est évidente sur la face Nord du Grand-Collet : les Grès d'Allevard horizontaux, surmontent les bancs conglomératiques du Houiller fortement inclinés vers le SE.

--/ Relations avec le socle

Les faits et leur interprétation : L'épaisseur cumulée des couches du Grand-Collet et celle du Col de l'Occiput, montrant une polarité SE, dépasse de loin l'épaisseur des niveaux à polarité NW situés au contact du socle. Bien qu'il soit toujours possible d'invoquer une réduction d'épaisseur d'Ouest en Est, il semble logique d'invoquer un contact anormal compte-tenu des faits beaucoup plus probant en faveur de l'existence d'une faille à l'Est de la série Evêque - Pas-du-Boeuf (p. 59).

--/ Age des séries de la région septentrionale

Les premiers fossiles ont été recueillis par M.J. Sarrot-Reynauld (1963) à 200m à l'ESE du sommet du Grand-Collet, dans une assise de pélites fines schisteuses gris-bleuté (FIG.31).

Leur faciès conduisit l'auteur à admettre, là encore, l'existence d'une tête anticlinale de Houiller, venant interrompre la succession normale des Grès d'Alleverd. Portant sur une coupe fraîche, nos observations nous amènent à voir dans ces pélites un des termes normaux des Grès d'Alleverd, interstratifiés dans des Grès grossiers, et qui affleure de nouveau au sommet même du Grand-Collet. La flore recueillie par l'auteur a fourni : (J. Haudour et J. Sarrot-Reynauld, 1963)

- Annularia stellata, Asterophyllites equisetiformis, Sphenophyllum emarginatum, Calamites undulatus, Mixoneura alpina. L'âge stéphanien indiqué par cette flore doit en conséquence s'appliquer aux Grès d'Alleverd.

D'autres gisements ont été reconnus depuis :

- Gisement des Envers, au niveau d'un sentier et situé à 1690m sur la ligne de crête qui descend à l'Ouest du Grand-Collet. Il a livré une grande quantité d'Asterophyllites equisetiformis, d'Annularia radiata et A. stellata, dans des schistes noirs, très fragiles.

- Gisements du Grand-Collet : le premier se situe à 150m sur les pentes au NW du sommet : Echantillons indéterminables - Le second constitue le sommet du Grand-Collet, les empreintes en bon état de conservation sont contenues dans des grès fins micacés gris ou des pélites fines gris-bleu schisteuses : nombreux pecopteriides. Quelques Annularia, Calamites (leur détermination spécifiques est en cours).

Par extension, nous pensons que les termes supérieurs de Mont-Mayen sont eux aussi d'âge Stéphanien supérieur.

II - AGE DES GRES D'ALLEVARD

Bien que certains secteurs n'aient jusqu'à présent livré aucun fossile, en particulier l'Arête de l'Evêque, et en l'absence de tout critère lithologique distinctif, il nous semble plausible de rejeter l'existence d'un Autunien-Permien dans le lambeau du Collet d'Allevar. Compte tenu des déterminations de M. J. Danzé (1968) et celles de M. J. Sarrot-Reynauld (1963) les Grès d'Allevar appartiennent donc dans cette zone au Stéphanien supérieur et reposent en discordance sur le socle et sur un Stéphanien inférieur.

Flore des Grès d'Allevar :

- Pecopteris affinis, Pecopteris monyi, Pecopteris unita, Pecopteris pseudo-oreopteridia. 1 échantillon fructifié. Odontopteris minor Zeilleri, Taeniopteris tenuis. Nombreux arthropytes: Annularia radiata, Annularia stellata, Asterophyllites equisetiformis, Sphenophyllum. Nombreux : Calamites (cisti, etc...) nombreux échantillons indéterminables. Déterm. J. Danzé, Paris.
- En plus, Sphenophyllum emarginatum, Calamites undulatus, Mixoneura alpina. Déterminations J. Haudour et J. Sarrot Reynauld 1963.

Flore du Houiller (Stéphanien inférieur (peut-être déjà Stéphanien moyen ?))

- Alethopteris grandini ZEILLER (nombreux)
- Dicksonites plückereti
- Nombreux échantillons indéterminables ou en cours de détermination. Détermination J. Danzé, P. Vetter, Paris.

III - VALEUR ET EXTENSION DE LA ZONATION ETABLIE

1°) Les différentes subdivisions établies au travers du lambeau du Collet sont basées sur l'existence d'associations lithologiques remarquables dont le degré d'extension varie considérablement. A ce titre, la formation des grès blancs de la zone médiane, qui s'étend depuis le Chalet de Pré-Rond aux Chalets du Collet, peut-être considérée comme une "association-repère", présentant une grande extension latérale. Par

contre, les niveaux analogues qui couronnent le Grand-Collet, réduits en épaisseur comme en superficie et reposant directement sur le Houiller, s'avèrent difficilement corrélables. Observées à une plus grande échelle, les séries du Petit-Collet - Les Mouilles et celle de l'Arête de l'Evêque correspondent à celles des Envers, Grand-Collet et du Col de l'Occiput, par leurs alternances répétées d'assises renfermant surtout des grès fins et des pélites versicolores et de brutales décharges conglomératiques.

Nous retiendrons de ceci, que les corrélations sont malaisées entre les niveaux visibles en affleurements frais et ceux des affleurements naturels. La diversité des caractères observés dans ces derniers est due à l'altération météorique (exagération de la fissilité, des diaclases, lessivage accompagné de phénomènes d'oxydo-réduction). Au contraire, la variabilité des traits s'atténue dans les affleurements artificiels, nés de moyens puissants (dynamitage).

2°) Les limites Nord et Sud des différentes formations ne présentent pas de caractères bien nets : ainsi, au niveau du ruisseau Le Buisson, la série de Pommier-Bouchard perd progressivement de son individualité.

Par contre, les limites orientales et occidentales apparaissent généralement mieux tranchées et correspondent souvent à des accidents NNE-SSW, légèrement chevauchants : ainsi, la série de Pré-Rond arrive au contact du Trias recouvrant la série de Pommier-Bouchard. Les faciès rencontrés dans l'une ne se retrouvent pas dans l'autre. Nous envisagerons, au terme de l'étude structurale, une interprétation particulière expliquant la disposition actuelle (Fig. 34).

De même, le Trias surmontant la série de Malatrait est chevauché à Fontaineterre par les Grès d'Allevard sous la forme de puissants bancs de conglomérats quartzeux. Ils n'existent pas, semble-t-il, dans le compartiment occidental effondré.

Ces faits nous amènent à considérer les rapports du Trias avec les Grès d'Allevard. Nous envisagerons ensuite de débrouiller la structure du Collet.

C - LE TRIAS - SES RAPPORTS AVEC LES GRES D'ALLEVARD

Les affleurements triasiques se répartissent à des cotes très diverses sur les pentes de la Montagne du Collet. Ils reposent toujours sur les Grès d'Allevard ; nulle part dans ce secteur il n'a été mis en évidence du Trias transgressif directement sur le socle ou sur le Houiller. Les affleurements occidentaux, les plus bas en altitude, présentent une superficie importante. Ils coiffent au Nord, la série de Pommier-Bouchard, au Sud, celle de Malatrait. A cet endroit, la série triasique atteint une puissance de 60m. Partout ailleurs, il s'agit en général de lambeaux très réduits, composés de cargneules vacuolaires.

I - LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS

Aux deux affleurements mentionnés précédemment, il faut ajouter :

- l'affleurement de Pré-Rond, situé à 180m au SSW du chalet.
- les affleurements des chalets du Collet :
 - . à 50m au Sud du point coté 1611.
 - . à 300m au NE des chalets. En fait l'existence de cet affleurement s'avère hypothétique et repose sur l'interprétation d'un niveau particulier (voir troisième partie, p.139)
- les affleurements du Petit Collet :
 - . le premier se situe sur la ligne de crête à 100m à l'WNW du point coté 1691 ;
 - . le second à 250m à l'ENE de ce même point.
- l'affleurement de la tourbière, à 150m au NNE de la station du télésiège menant au Grand-Collet.
- l'affleurement de l'Arête de l'Evêque, situé à la cote 1790m.
- l'affleurement du Col de l'Occiput, situé à environ 100m au NNE du col.

II - RAPPORTS AVEC LES GRÈS D'ALLEVARD

1°) Erosion anté-triasique

a) Les Faits

La plupart des formations de Grès d'Allevard décrites précédemment sont surmontées d'un Trias ; or ces différentes formations ne sont pas contemporaines les unes des autres : ainsi, la série de Pré-Rond doit être considérée comme déposée postérieurement à celle de Pommier-Bouchard (p. 56).

b) Interprétation.

Ce fait tend à prouver qu'il y a eu érosion avant le dépôt du Trias, des termes de la série de Pré-Rond dans la zone de Pommier-Bouchard.

2°) Discordance du Trias sur les Grès d'Allevard

a) Echelle locale.

Si dans la plupart des cas, le Trias repose en concordance apparente sur le Stéphanien supérieur, soit en placage monoclinale soit en coeur synclinal (Fontaineterre) il existe un point (Fig. 33) où la superposition est manifestement discordante aux abords de Malatrait.

--/ Les Faits - La coupe réalisée à partir des affleurements observés dans les lacets de la route (trait de coupe orienté N.125°E) montre la succession des termes de la série de Malatrait, qui présentent une direction et un pendage moyens de N.40°E ; 40°SE. Ils sont surmontés par les niveaux grésodolomitiques du Trias dont le pendage moyen est comparable (30°SE)

- La coupe orientée N.110°E intéresse les formations triasiques qui affleurent en surface à l'état de cargneules. Une excavation, pratiquée en vue d'assurer les fondations d'un bâtiment, a permis de constater, qu'en profondeur, les cargneules passent à des calcaires dolomitiques gris clair, poudreux, friables, disposés en bancs réguliers de 20 à 30cm et inclinés de 15° vers le NW.

--/ Interprétation - A ce niveau, les Grès d'Alleward n'affleurent pas. Il est probable cependant, compte-tenu de leur position structurale dans la coupe N.125°E située à faible distance, que les Grès conservent un pendage analogue à l'aplomb de l'excavation. Il est évident que la série entière de Malatrait ne peut trouver sa place entre le socle et la base - d'ailleurs non observée - des calcaires dolomitiques.

Une objection peut être soulevée à propos de l'allochtonie partielle de ces formations triasiques : si l'on se réfère aux données classiques concernant le déplacement de la couverture mésozoïque à l'Alpin, dont l'amplitude peut être évaluée dans certains secteurs à plus de 6 kms, en ce qui concerne le Lias au moins, on peut se demander dans quelle mesure la discordance au point considéré n'est pas due à l'existence, dans le Trias, d'un contact anormal plongeant vers le NW, qui toutefois devrait tronquer également la série de Malatrait. La présence de gypse se manifestant en surface par des entonnoirs de dissolution, rend plausible cette seconde hypothèse.

b) Echelle du lambeau du Collet.

--/ Les Faits - L'épaisseur des Grès d'Alleward à l'aplomb des différents affleurements triasiques s'accroît d'Ouest en Est, exception faite il est vrai pour l'affleurement du Col de l'Occiput.

- Parallèlement, ces lambeaux triasiques peuvent être incorporés dans un plan, très déformé dans le détail, dont la direction est parallèle à l'axe NNE-SSW des structures, et dont le pendage est actuellement voisin du plan topographique, incliné vers le NW.

- Au contraire, les Grès d'Alleward reposent sur le socle suivant un "plan" ayant une direction voisine mais dont le pendage est dirigé vers le SE : ainsi les trois affleurements triasiques de la crête du Petit-Collet s'étagent depuis la cote 1600 à la cote 1700 sur des Grès d'Alleward dont le pendage horizontal s'infléchit progressivement vers le SE.

- Lorsqu'ils ne sont pas chevauchés par les Grès d'Alleverd, les affleurements triasiques sont constitués uniquement par des cargneules : c'est le cas des deux affleurements isolés à l'Ouest du Petit-Collet, de l'affleurement situé à 180m au SSW du Chalet de Pré-Rond, et peut être de celui du Col de l'Occiput.

--/ Interprétation : Ces faits jouent autant en faveur de l'hypothèse du décollement d'une partie des affleurements triasiques, que de leur discordance sur les Grès d'Alleverd.

Il est à supposer que l'intégrité de la base de la série triasique n'a été respectée que dans le cas où elle a été protégée des laminages par un écran chevauchant constitué de conglomérats et grès du Stéphaniens supérieur. Ailleurs, l'intensité des laminages n'a laissé qu'un placage chaotique de cargneules. Il est à noter cependant que dans ces points, les cargneules ont pu être directement transgressives sur les Grès d'Alleverd, si l'on considère la grande variabilité de la série triasique à l'échelle des Massifs cristallins externes.

Par ailleurs, il est fort probable que la surface générale de décollement a été identique au plan général de stratification des assises gypseuses. Il s'agit, en définitive, du plan contenant les affleurements triasiques, très déformé dans le détail, mais discordant à l'échelle régionale sur les Grès d'Alleverd.

3°) Conclusions

Le Trias nous apparaît discordant sur le Stéphaniens supérieur.

D - LE JURASSIQUE

Le Lias est absent dans la région du Collet d'Allevard.

E - ESQUISSE STRUCTURALE DE LA MONTAGNE DU COLLET

Grâce aux vallées transversales du Bens et du Veyton, un certain nombre d'éléments, concernant la structure profonde du Collet, a pu être relevé. Celle-ci, schématisée dans les paragraphes précédents, apparaît subordonnée comme au Mont-Mayen à l'existence d'un système d'accidents NNE-SSW.

I - LES "SYNCLINAUX" HOUILLERS

1°) Vallée du Veyton

a) Le Houiller de Prétermont affleure en deux points distants de 200m sur la route du Pas-du-Boeuf. Les couches présentent un litage moyen de $N45^{\circ}E$; $40^{\circ}SE$. Le contact avec le socle, visible aux abords de l'affleurement occidental apparaît anormal : Le Houiller est juxtaposé au socle. L'orientation de la faille est au minimum $N.30^{\circ}E$, car le socle remonte jusqu'à la cote 1500m en direction des Mouilles.(Fig. 23)

b) Le Houiller de la rive droite du Veyton est en contact vers l'Est avec le socle. Il est logique de penser que, compte-tenu du plongement SE des couches à Prétermont, le contact est, là aussi, anormal. La structure du Houiller n'est donc pas celle d'un synclinal typique : Encadré par deux failles, il correspond au moins dans sa partie supérieure au remplissage d'un fossé d'effondrement du socle, dont la largeur peut être évaluée à plus de 350m.

2°) Vallée du Bens

Le Houiller du versant Nord du Collet montre une structure plus complexe : les pendages et les polarités des bancs conglomératiques relevés à l'Ouest (Torrent de Malaccard) et à l'Est (Crête descendant vers les Blanchettes) confèrent au

Houiller une structure synclinale. En contrebas, au niveau de la route de Pied-Chevrier, seul le flanc Ouest subsiste, renversé légèrement vers l'Ouest. Plus bas, le Houiller affleure sur 50m le long de la route de Saint-Hugon, en couches également renversées vers l'Ouest, et descend encore plus bas.

La structure fondamentale est là encore celle d'un fossé d'effondrement limité par deux grandes cassures et passant en profondeur, selon la terminologie de Cl. Bordet (1957), au joint tectonique comblé.

Plus au Nord (Rochépine) la disparition du Houiller peut être attribuée soit à une interruption naturelle de la structure, soit à un décrochement tardif : dans ce cas, le graben pourrait être raccordé à celui du Houiller (hypothétique) de Saint-Hugon. La troisième hypothèse, basée sur les idées de L. Moret (1951) et P. Gidon (1952) selon laquelle le graben se poursuit réellement vers le Nord en profondeur, mais se trouve "effacé" actuellement en surface, peut-être étayée d'un argument : les nombreux replis du socle au voisinage du Houiller indiquent un plongement des structures de 30 à 60° vers le NE.

D'autre part, la disposition synclinale de la partie supérieure du graben a été acquise avant le dépôt des Grès d'Allevard comme en témoigne la différence dans l'ouverture du pli synclinal du Col de l'Occiput. Cette disposition en synclinal peut être interprétée de deux façons : - resserrement du cristallin après la phase de détente tectonique responsable de l'effondrement du Houiller - ou bien, il s'agit au départ d'un pseudosynclinal, résultant de l'affaissement progressif des couches dans le fossé. Dans les deux cas, la structure n'a pu que s'accroître au cours des phases tectoniques ultérieures.

3°) Conclusions

Le Houiller dont la structure classiquement décrite est celle de synclinaux étroits, pincés dans le socle, apparaît dans la région du Collet sous forme de blocs monoclinaux

conservés dans un compartiment étroit du socle, effondré et basculé vers le SE. Dans les parties les plus profondes, sa structure s'identifie aux remplissages de joints tectoniques comblés.

II - STRUCTURE DES GRÈS D'ALLEVARD

Bordés à l'Est par un grand accident qui les met tantôt en contact avec le socle, tantôt avec le Houillier, les Grès d'Allevard sont conservés dans un second graben, effondré vers l'Est et surimposé à celui du Houillier.

1°) Dans la coupe naturelle du Veyton, les couches présentent un pendage uniforme de 30 à 40° SE, passant à 60° dans la région du Pas-du-Boeuf où se situe la partie la plus profonde du graben : il n'en existe plus trace aux abords du Veyton.

2°) Au Nord, les Grès d'Allevard affleurent le long de la route de Pied-Chevrier, à 400m à l'Est de la Racine. Ils sont constitués de niveaux pélimitiques rouges et ocres, broyés, qui présentent une fissilité marquée, dirigée vers le NW. Ils sont séparés du Houillier, qui leur fait suite directement à l'Est, par un contact anormal car les polarités relevées dans ce dernier font face vers le SE. Le socle affleure à l'Ouest, après une zone masquée par des éboulis de Houillier (?). Le joint tectonique responsable de la structure actuelle du Houillier a donc fonctionné ultérieurement.

Fait important, l'orientation générale du graben Houillier ne coïncide pas avec celle du graben Stéphaniens supérieur, visible depuis le Mont-Mayen jusqu'au Collet : les Grès d'Allevard s'enfoncent à l'Est du Houillier sur le versant Veyton, alors qu'ils sont effondrés immédiatement à l'Ouest sur le versant Bens. Quel qu'ait pu être l'importance des rejets dus aux diastrophismes récents, l'angle relatif demeure sensiblement constant : il peut être évalué à 15°.

III - LA TECTONIQUE DES GRÈS D'ALLEVARD

En surface, les Grès d'Allevard sont affectés de replis anticlinaux et synclinaux dont les axes sont orientés N.40° à N.50°E. Les mieux individualisés sont le synclinal de Fontaine-terre, à coeur triasique, le bombement anticlinal du Grand-Collet suivi du synclinal du Col de l'Occiput, également à coeur triasique, enfin le synclinal du lac du Collet. Ces structures présentent un caractère mineur comparé au rôle des accidents cassants, qui s'ordonnent suivant deux directions principales ; NNE-SSW et ENE-WSW.

1°) Les Accidents longitudinaux NNE-SSW.

Le rejet final de ce type d'accident aboutit à la surélévation du compartiment Est, par rapport au compartiment Ouest : Le Trias, conservé au voisinage du contact dans le compartiment effondré se montre ainsi un repère important dans la compréhension des structures. L'accident longitudinal le plus important est celui qui provoque, à l'Est du secteur, le chevauchement du compartiment des Plagnes, sur les grès d'Allevard.

Reconnu par D. Dondey (1960) il est en réalité double puisque le socle est visible sur la berge du lac du Collet. Dans sa partie Sud (Arête de l'Evêque, tourbière du Collet) il est manifestement confondu avec la faille limitant le graben du Stéphanien supérieur. Son orientation propre s'affirme au Col de l'Occiput, malgré l'existence des failles transversales. Elle semble s'infléchir vers le NE. D'une façon très schématique, la faille des Plagnes paraît faire la jonction entre la faille du graben houiller (au Nord) et celle du graben Stéphanien supérieur (au Sud). Elle est donc postérieure à ces deux accidents.

2°) Les Accidents transverses ENE - WSW

Ils sont très nombreux dans le détail. Les plus remarquables sont ceux du Col de l'Occiput décrits par J. Haudour et J. Sarrot-Reynauld (1963) : "Ce décrochement, très visible au

Col, au Sud duquel le socle chevauche sa couverture tandis qu'au Nord celle-ci repose en position normale sur son substratum, est déterminé dans le détail par une série de petites cassures parallèles distantes les unes des autres de quelques dizaines de mètres".

Le décrochement principal interrompt les assises conglomératiques du Houiller du compartiment Nord, qui viennent ainsi directement en contact avec le socle. Dans le compartiment Sud, le Houiller est inexistant : ce fait montre que le rejet ne peut être horizontal. L'angle relatif des pendages du Houiller et des Grès d'Allevaré étant faible à cet endroit, il faut invoquer un effondrement de plus de 400m du compartiment Sud pour y expliquer l'absence du Houiller à l'affleurement. Or un tel rejet d'accident tardif nous semble impossible à envisager, compte-tenu du style de la région.

L'interruption des couches du Houiller inclinées vers le NW ne nous apparait pas comme étant due à un accident transverse récent : ce contact anormal des couches du Houiller contre le socle n'est autre que la limite orientale du graben houiller déformée par l'accident longitudinal des Plagnes et dont l'orientation finale a pu favoriser la mise en place du décrochement tardif, visible dans les Grès d'Allevaré. C'est à une toute autre échelle, le cas de nombreux accidents transverses de Belledonne, NE -SW, qui paraissent se raccorder vers le NE à des structures longitudinales plus anciennes.

IV - CHRONOLOGIE DE LA MISE EN PLACE DES STRUCTURES

1°) L'histoire de la couverture sédimentaire de Belledonne débute au Westphalien supérieur (L. Moret, 1954). Sans nous étendre sur les manifestations magmatiques tardi-hercyniennes (granite d'Entraîgues), sont considérés comme acquis à cette époque le métamorphisme et le style isoclinal des séries cristallophylliennes et la mise en place des granites syn-ou tardi orogéniques (Phase Sudète).

A l'exception des quelques chapeaux houillers coiffant tranquillement le socle (Grande Lance de Domène), les premiers sédiments résultant du démantèlement de la chaîne hercynienne se sont accumulés dans une zone déprimée de la Série satinée (Zone La Mure - l'Arly de Goguel, 1952), liée à des accidents N-S préexistants (Cl. Bordet, 1957).

Si à l'échelle du secteur étudié l'existence d'une pénéplanation ante-houillère ne peut être mise en évidence, par contre les deux accidents structuraux Φ_1 et Φ_1' , limitant à l'Est et à l'Ouest le fossé d'effondrement, sont particulièrement nets. L'âge de cet effondrement que nous rattacherons à la phase asturienne est au maximum Stéphanien moyen, puisque son contenu est "fossilisé" par les Grès d'Allevard. L'orientation du graben est de N.40°E depuis Mont-Mayen jusqu'au Bens ; au-delà, elle s'infléchit vers le Nord en direction du Houiller de Prodins et du Villard de la Table qu'il a paru logique d'associer dans cette même zone houillère. Il est possible, toutefois, qu'il s'agisse là d'un deuxième sillon, relai vers l'Ouest du précédent.

2°) Après le dépôt du Westphalien supérieur - Stéphanien inférieur, une nouvelle surface d'abrasion va s'installer avant le dépôt du Stéphanien supérieur, épargnant le Houiller conservé dans le fossé d'effondrement. Les Grès d'Allevard se déposent dans la même aire subsidente, plus vaste et dont la limite Est (Φ_2) montre une orientation nouvelle : N.20°E depuis Mont-Mayen; sa limite occidentale est inconnue. Le nouveau fossé d'effondrement est probablement dû à l'affaissement, inégal selon les points, d'une série de compartiments ou voussoirs de L. Glan-gaud (), orientés NNE-SSW, le long d'accidents élémentaires Φ_2' ou dû au jeu des accidents Φ_1 , Φ_1' .

L'âge du fossé d'effondrement peut être précisé si l'on considère la disharmonie interne des pendages entre les affleurements des Envers - Grand-Collet, peu ou pas inclinés,

et ceux de la rive gauche du Torrent Malaccard et du point coté 1594m, qui plongent fortement vers le SE. Si l'effondrement avait été récent (alpin), il est probable que ses effets auraient retenti jusque dans les niveaux les plus élevés de la série (les Envers, Grand Collet). Il est permis de penser que, dans ce cas, un lambeau de Trias aurait été conservé à l'Ouest de la faille, compte-tenu de l'ampleur nécessairement grande du rejet.

L'interprétation à laquelle nous nous sommes arrêtés est que la subsidence catastrophique et localisée dans une aire étroite, s'est progressivement ralentie au cours du dépôt du Stéphanien supérieur.

En définitive, si la discordance des Grès d'Allevard sur le Houiller apparaît, versant Veyton, sous la forme d'un ravinement, elle est manifestement angulaire au Grand Collet, bien qu'altérée par un léger déplacement des couches vers l'Ouest, imputable cette fois à la tectonique alpine. Nous rattachons cette discordance à une phase asturienne tardive, puisque l'âge des Grès d'Allevard s'avère être au moins Stéphanien moyen.

3°) Une nouvelle phase tectonique est responsable de la discordance du Trias sur le Stéphanien supérieur. Nous pensons que l'évolution des grabens superposés s'est poursuivie vers un basculement généralisé des couches vers le SE. Aucun indice, en effet, ne permet d'affirmer que cette disposition ait pu être originelle. Selon les données de Cl. Bordet, ce basculement aurait été accompagné d'un resserrement transversal des structures, aboutissant au ploiement des couches du Col de l'Occiput et de celles situées à l'Est de l'Arête de l'Evêque (synclinal du Lac du Collet).

En l'absence de Permien dans la région du Collet, ces derniers mouvements ont pu naître soit peu après les derniers dépôts du Stéphanien et de l'Autunien (phase Saalienne),

soit à la fin du Permien (phase Palatine). De même, l'âge de la pénéplanation ante-triasique peut s'échelonner depuis le Stéphanién supérieur, jusqu'au Néo-Permien.

4°) Si dans la région étudiée, l'existence de mouvements posthumes d'âge triasique ou même liasique ne peut être directement démontrée, elle a été reconnue dans le Dôme de la Mure (J. Sarrot-Reynauld, 1961). "Le jeu d'accidents anciens du socle, déterminant une structure de horst et de graben, s'est poursuivie dans le même sens pendant la sédimentation du Trias et une partie du Lias : Les séries (mésozoïques) les plus complètes correspondent à des zones de graben, tandis que les séries les plus réduites correspondent à des horsts ; ces diverses zones sont emboîtées dans les plis de la couverture paléozoïque, qui peut même être érodée localement" (Thèse, p. 14).

Nous pensons que ce schéma évolutif, valable pour le Dôme de la Mure et ses bordures, est applicable à la zone effondrée du Collet - Le Villard de la Table : Le Trias, bien que discordant sur la couverture paléozoïque, lui est toujours associé et n'affleure jamais en dehors de la zone de graben. L'aire subsidente aurait donc fonctionné au Trias, entraînant le dépôt d'une série épaisse dont il reste actuellement quelques témoins, alors que les régions orientale et occidentale, de type horst, ne reçoivent qu'une mince couverture totalement décapée aujourd'hui.

5°) La tectonique alpine n'a pas eu d'effets marqués sur la structure fondamentale de la région du Collet. Si les phases antérieures avaient eu pour résultat global un effondrement de la couverture, de plus en plus accentué vers l'Est, ses effets propres aboutissent, grâce à des accidents nouveaux ou préexistants, à la surélévation des compartiments Est par rapport aux compartiments Ouest. A ce titre, la faille des Plagnes de D. Dondey, interrompant à l'Est la couverture paléozoïque apparaît typiquement alpine.

A la tectonique alpine, sont imputables également les légers chevauchements des chalets du Petit Collet et celui des Envers, probablement liés au décollement de la couverture secondaire, ainsi que les décrochements tardifs NE-SW.

La Schistosité : Elle est responsable de l'intense feuilletage des sédiments carbonifères qui masque souvent les plans de litage. Elle affecte également, quoique plus légèrement, les niveaux grésos-dolomitiques du Trias.

Sa direction oscille entre N.10°E et N.50°E ; son pendage est le plus souvent compris entre 60°SE et 90°. Elle coïncide nettement avec la schistosité de plan axial du pli synclinal de Fontaineterre, et semble-t-il, avec celle de l'anticlinal du Grand-Collet. Les linéations d'intersections litage-schistosité et les axes de pli plongent constamment vers le NE, de 5° à 25° et s'apparentent ainsi aux directions et plongements des axes mesurés dans le Lias du synclinal d'Allevard. Elle est certainement liée à l'orogénèse alpine.

V - CONCLUSIONS

L'installation des grabens houiller et Stéphanien supérieur s'est effectuée en phases de détente tectonique selon deux directions : N.40°E pour le Houiller (Stéphanien A, B ?), N.20°E pour le Stéphanien supérieur. La tectonique alpine, de style cassant, s'est fait jour à la faveur d'accidents verticaux ou légèrement chevauchants, préexistants et nouveaux, et dont l'orientation oscille entre N.30°E et N.45°E.

Selon la terminologie de Cl. Bordet (1957) la structure finale de la Zone IV de P. Lory est celle d'un Fossé multiple; chacun des claveaux qui le composent, comprend une couverture primaire et un lambeau de couverture secondaire autochtone. Leur toit correspond à la surface de décollement de la couverture mésozoïque et, dans une certaine mesure, à la pénéplaine ante-triasique. Limités au Nord et au Sud par des failles transverses,

ils s'accolent selon leur allongement par un système de joints tectoniques libres, orientés NNE-SSW et de joints tectoniques comblés en phase de détente tectonique (Houiller des vallées du Bens et du Veyton). L'effondrement du Stéphanien supérieur de la vallée du Bens, qui apparaît pénécontemporain de la sédimentation, se rapprocherait du type "Filon clastique".

III - MONTAGNE DE RAMAVOULA (Prodins) ET LE VILLARD (carte au 1/50.000)

La Zone houillère, oblitérée ou interrompue au niveau de la Montagne d'Arvillard, réapparaît plus au Nord, sur la Crête de Ramavoula. Le Houiller, décrit depuis longtemps aux Ramiettes de Prodins, affleure dans le torrent du Chapelet ; il est surmonté directement et en discordance par le Trias calcaréo dolomitique, qui repose également sur le socle.

La jonction de la Zone IV de P. Lory avec le synclinal d'Allevard s'effectue au Villard de la Table : la coupe naturelle du Torrent des Fruitiers entame les niveaux conglomératiques et gréseux du Houiller, très recristallisés, qui présentent un faible pendage et une polarité dirigés vers le SE. Le chevauchement du socle à l'Est de l'affleurement est très net (altitude 900m).

Ils sont recouverts à l'Ouest par les cargneules triasiques qui appartiennent à la fois à la zone du graben, au même titre que le Trias de Ramavoula (Prodins) ou celui du Collet, et à la bordure occidentale des massifs cristallins externes.

A cet endroit, l'angle formé par la direction de la structure hercynienne N.20°E, avec celle de la structure alpine N.50°E, est particulièrement évident.

Par ailleurs, la grande faille transverse NE-SW de la Rochette semble se raccorder dans cette zone avec les structures longitudinales alpines.

CONCLUSIONS DU DEUXIEME CHAPITRE.

A la zone synclinale IV de P. Lory correspond une aire subsidente étroite, de type fossé d'effondrement qui a fonctionné depuis la phase asturienne et dans laquelle ont été préservés des érosions successives les sédiments houillers (Westphalien D ?, Stéphaniens inférieur), stéphaniens supérieur et triasiques chacune de ces séries étant séparée par une discordance angulaire.

A l'opposé, les régions limitrophes orientale et occidentale, actuellement dépourvues de couverture, ont fonctionné comme horsts pendant le même laps de temps. En ce qui concerne le fossé du Stéphaniens supérieur, sa limite orientale est connue, et correspond à l'accident structural Φ_2 que nous dénommerons Accident des Plagnes - Rambaudes : il limite à l'Ouest le horst cristallin des Plagnes (Collet) et celui des Rambaudes (Mont-Mayen).

Par contre, sa limite occidentale, correspondant à une faille ou une flexure du socle, ne peut être précisée : le problème des relations stratigraphiques des Grès d'Allevard de la Zone II (Chapitre I) considérés comme Permien, avec ceux de la zone IV datés du Stéphaniens supérieur, se pose à nouveau.

D'ores et déjà, sachant que la zone intermédiaire III qui constitue le prolongement Nord du chaînon à structure tabulaire du Grand-Rocher, est demeurée relativement stable au Stéphaniens supérieur, comme elle l'a été au Houiller et au Trias, il est permis de penser qu'après le comblement du sillon houiller subsidant, la sédimentation s'est progressivement étendue sur les aires stables qui l'entouraient, à une époque plus récente (Autunien - Permien du Grand-Rocher) (Voir Conclusions générales). La question se pose, dans ces conditions, de savoir si les Grès d'Allevard de la zone II font partie de cette aire demeurée stable. On tentera d'y répondre dans la partie sédimentologique de ce travail.

Enfin, l'évolution dans le temps du fossé d'effondrement montre que le Trias repose, au Nord, directement sur le Houiller (Ramavoula, Le Villard) ; dans la partie médiane sur le Stéphanien supérieur (Le Collet), et latéralement au Sud Ouest sur l'Autunien-Permien (Grand-Rocher et région méridionale). En supposant que cette disposition ne soit pas le résultat de l'abrasion ante-triasique, elle doit être mise sur le compte de la migration vers le Sud de l'aire subsidente depuis le Westphalien D (?) - Stéphanien inférieur jusqu'au Permien.

C H A P I T R E I I I

LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DE LA ZONE DU "SYNCLINAL MEDIAN"

A - En dehors des lambeaux sédimentaires coincés dans l'accident, il existe dans la région étudiée quelques affleurements isolés de couverture paléozoïque, rapportés au Permien par D. Dondey (1960).

I - COL DE CLARAN (carte au 1/10.000)

L'affleurement se situe immédiatement à l'Ouest du Col (1960m) (x = 899,00 ; y = 349,35. La Rochette 5-6).

La série qui repose sur les micaschistes de la Série satinée, comprend de bas en haut (Fig. 35) :

- 2m de conglomérats quartzeux, laminés, de teinte rouille, les galets de quartz, très recristallisés, sont teintés par les oxydes de fer ; leur taille ne dépasse pas 3cm.
- 1,5m lentille de grès fins micacés rouge lie-de-vin.
- 8m pélites jaunes micacées.
- 2,5m grès moyens jaunes et rouilles, satinés, en bancs centimétriques.
- 4m au moins de cargneules vacuolaires.

L'ensemble des couches, qui présente un pendage de 35°SE est chevauché à l'Est par les migmatites du Rameau interne qui affleurent à une quinzaine de mètres des cargneules triasiques. Celles-ci peuvent être considérées autant comme la suite normale de la couverture du Rameau externe que comme le remplissage du "Synclinal médian", tel qu'il apparait habituellement en surface.

II - MONT PELAS (carte au 1/50.000) (Fig. 36)

Découvert par D. Dondey, cet affleurement se situe sur un diverticule de la Crête Mont-Mayen - Rambaudes, à l'altitude 1560m (x = 897,40 ; y = 346,50 . Feuille 1 de Saint-Jean de Maurienne au 1/20.000).

Apparemment très réduit en superficie, l'affleurement ne semble pas se poursuivre en direction de la crête principale des Rambaudes sur laquelle on s'attend à le recouper. La galerie de dérivation du Veyton percée au droit de l'affleurement a permis à D. Dondey d'en reconnaître les principaux caractères : il s'agit de "grès jaunes, satinés, massifs, fins ou grossiers, présentant une schistosité marquée". Le pendage des couches, de 35° SE à l'entrée de la galerie, s'abaisse à 50° SE vers leur contact avec le socle. Là encore, ce dernier chevauche nettement sa couverture sédimentaire, selon une direction N.0° à N.10°E.

III - LES FAITS ET LEUR INTERPRETATION

Les deux lambeaux décrits ci-dessus présentent de nombreux caractères communs : leurs faciès pétrographiques bien que diversifiés au Col de Claran, montrent la constance des grès jaunes, de granulométrie variable, massifs ou schisteux et connus par ailleurs au Mont-Mayen et au Collet. Leur position structurale apparaît en dalle monoclinale affaissée et chevauchée vers le SE par le socle.

Tout porte à croire que ces deux affleurements constituent des fonds de graben identiques à celui du Mont-Mayen - Collet. Leur limite orientale correspond, pour le premier, au "Synclinal médian", pour le second à un accident de moindre importance mais analogue par sa direction à l'accident structural ϕ_2 Plagnes-Rambaudes, décrit au Chapitre II. L'âge probable de ces deux séries, basé sur les critères énoncés ci-dessus, est au moins Stéphanien supérieur.

B - LE REMPLISSAGE DU "SYNCLINAL MEDIAN"

Il est constitué par des lambeaux de Carbonifère, de Permien, de Trias principalement et de Lias dont les rapports mutuels sont tectoniques.

I - LES AFFLEUREMENTS (carte au 1/50.000)

1°) Le Vaugelas : Le remplissage affleure largement dans le thalweg du ruisseau le Vaugelas, situé dans la région étudiée par B. Pomerol. A cet endroit, où s'effectue la jonction du "Synclinal médian" et de l'accident de Fond-de-France, la disposition des différents termes apparaît très complexe (partie sud de la carte au 1/50.000).

- Le Carbonifère est représenté par des pélites graphiteuses noires, écailleuses et lustrées, alternant avec des schistes noirs et des niveaux de grès micacés sombres. Il est à noter l'absence de conglomérats.

- Le Trias est constitué de calcaires dolomitiques gris clair, de cargneules, gypse et anhydrite, parfois injectés tectoniquement dans le Carbonifère et le Lias.

- Celui-ci renferme des calcaires marneux gris présentant une grande fissilité.

- Le Permien de faciès Grès d'Allevar d n'existe pas semble-t-il, en tant que remplissage du "Synclinal médian".

2°) Zone La Ferrière - Le Bout - Le Praillet - Claran

Le "Synclinal médian" se poursuit vers le NE sur le versant Est de la vallée du Bréda. A la hauteur de La Ferrière, il est matérialisé dans le ruisseau de la Ville, par des gypses et cargneules triasiques et des schistes calcaires du Lias.

Il affecte ensuite la Montagne du Bout où il est représenté là encore par des cargneules triasiques, dont la partie occidentale, reposant directement sur le socle, peut être considérée comme la couverture normale du Rameau externe.

Il passe au Praillet, à l'Est des Rambaudes et à environ 400m à l'Est de l'affleurement paléozoïque du Mont Pellas. Il aboutit enfin au Col de Claran, à quelques mètres de l'affleurement de Grès d'Allevar.

Si, dans ces deux derniers points, la largeur de la zone de remplissage ne dépasse pas 20 mètres, elle peut s'élever en profondeur à plus de 90m, selon les observations de D. Dondey dans la galerie du Veyton qui passe à l'aplomb de l'affleurement du Praillet (Fig. 36). "La zone du "Synclinal médian" débute à l'Ouest par des grès et schistes permien, et se poursuit par du Trias gypseux et dolomitique, à lentilles tectoniques de Houiller... qui correspondent à d'anciens grès à anthracite, transformés en graphite". Elle se termine enfin par "20m de mylonites, montrant des filons de quartz eux-mêmes écrasés".

De même sur le versant Sud du Col de Claran (Le Planet) le remplissage du "Synclinal médian" comprend à côté des car- gneules triasiques, des schistes calcaires noirs du Lias (Communication orale de P. Bordet).

II - LES FAITS ET LEUR INTERPRETATION

Selon Cl. et P. Bordet et D. Dondey, le "Synclinal médian" est apparu postérieurement à la mise en place des structures isoclinales hercyniennes. Pour Cl. Bordet, en particulier (1957) l'origine des "synclinaux médians" n'est pas due initialement aux effets d'un resserrement transversal du socle sur sa couverture sédimentaire, mais bien à un "remplissage de faille ouverte par un matériel essentiellement plastique", dans une période nécessairement de détente tectonique. Ce phénomène serait accompagné postérieurement du rejeu vertical et transversal des compartiments du socle. Dans ces conditions, les sédiments carbonifères, permien, triasiques et liasiques se sont accumulés dans ce "joint tectonique" ouvert à différentes reprises au cours des réajustements isostasiques tardi-hercyniens. On peut penser que le processus s'est déroulé également à l'Alpin, comme en témoignent les dépressions étroites du cristallin des Grandes-Rousses comblées par le Lias des "synclinaux" d'Allemont et du Mont-de-Lans.

La tectonique oblique du socle à l'alpin suivie de ses réajustements verticaux sont seulement en partie responsables de l'incohérence du remplissage.

Une comparaison de la structure et de l'évolution de la zone du "Synclinal médian" peut être tentée avec celles de la zone IV de P. Lory :

L'existence des lambeaux sédimentaires reposant sur le socle et situés immédiatement à l'Ouest du "Synclinal médian" (Paléozoïque de Claran, Trias du Bout) permet d'assimiler ce dernier à un accident du socle identique aux accidents Φ_1 et Φ_2 reconnus dans la zone IV. Comme eux, il limite vers l'Est la couverture sédimentaire et provoque le chevauchement du socle sur celle-ci.

En particulier, la disposition structurale de la partie NW du Collet, tabulaire à Pré-Rond et passant à celle d'un point tectonique comblé vers l'Est (vallée du Bens - La Racine) est analogue à celle que nous observons au Col de Claran : si au Collet le comblement du joint tectonique a cessé avant le dépôt du Trias, le remplissage du "Synclinal médian" s'est poursuivi ultérieurement. D'autre part, si l'on tient compte des trois orientations dans les structures longitudinales observées au Collet, l'orientation propre du "Synclinal médian" à l'échelle régionale ne peut être qu'une moyenne des trois, la dernière liée à l'orogénèse alpine étant prépondérante.

CONCLUSIONS DU CHAPITRE III

La Zone du "Synclinal médian" nous apparaît comme une réplique de la zone IV : elle correspond à une seconde aire subsidente de type fossé d'effondrement et dont il subsiste quelques témoins paléozoïques ou mésozoïques plaqués sur le Rameau externe. Elle est limitée à l'Est par un accident majeur, à l'échelle régionale, qui représente la somme des accidents hercyniens d'orientations diverses et d'un important

accident alpin, ceux-ci ayant fonctionné à plusieurs reprises comme "Joints tectoniques comblés".

CONCLUSIONS DE LA PREMIERE PARTIE
=====

Sous le faciès Grès d'Allevard sont associés des terrains d'âge Stéphanien supérieur situés dans le graben Mont-Mayen --Le Collet, et des terrains d'âge Autunien - Permien qui déterminent la vaste plate-forme du Grand-Rocher, d'une part, et le liseré bordant à l'Ouest le massif de Belledonne d'autre part. A ces derniers, fait suite vers le Nord le mince niveau conglomératique rapporté à la base du Trias.

Enfin sont associés au même faciès les deux affleurements du graben du "Synclinal médian", dont l'âge est au moins Stéphanien supérieur.

Nous allons à présent tenter d'établir les conditions de sédimentation des ensembles décrits ci-dessus, en vue d'appuyer et de préciser notre synthèse stratigraphique.

DEUXIEME PARTIE
=====

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES DEPOTS DETRITIQUES
=====

DU CARBONIFERE, DU PERMIEN ET DU TRIAS
=====

I - RECHERCHE DE L'AGENT DE DEPÔT FINAL
ET L'AGENT DE FRAGMENTATION ET D'USURE

A - ETUDE GRANULOMETRIQUE

I.- Les Méthodes

Les analyses portant sur un matériel induré ont nécessité l'emploi de plusieurs méthodes, selon qu'il s'agit de conglomérats ou de grès. La granulométrie de la fraction fine (lutites), quant à elle, n'est pas possible.

Dans le cas des conglomérats, l'étude a été effectuée sur le terrain ; les méthodes utilisées sont la méthode linéaire (Tricart et Cayeux, 1959) et la méthode des "carrés proportionnels" (Lucas-Ville, 1967), transposée à l'étude des sédiments consolidés : celle-ci n'altère en rien son principe. Le nombre des analyses est restreint (11) :

a) La rareté des affleurements dégagés et dépourvus de lichens encroûtants, le système de diaclases n'ont pas permis de systématiser les mesures.

b) La nature pétrographique monotone des galets (quartz en ce qui concerne le Stéphaniens supérieur) a conduit à de nombreuses erreurs dans l'estimation de leurs contours, lorsque le ciment est lui-même essentiellement quartzeux.

Dans le cas des grès, nous avons pratiqué la technique de granulométrie en lame-mince de P. Dollé (1963), sur plus de 90 échantillons.

Le raccord entre les deux granulométries obtenues, théoriquement simple, nous a posé des problèmes :

En particulier, l'échelle du "prélèvement" au niveau de la lame mince n'est pas en rapport avec l'échelle de l'aire définie par le plus petite gravier observable à l'affleurement :

il est nécessaire, en vue de réaliser des conditions statistiques analogues, de confectionner un certain nombre de lames minces, dans le même niveau - procédé qui n'est pas justifié devant les résultats obtenus. En effet, l'appréciation de la taille des gros éléments (1 à 2mm) au microscope est rendue malaisée par l'utilisation de grossissements adaptés aux éléments de taille réduite (25 à 50), et dans certains cas l'apparition même de ces gros éléments dans le champ du microscope est très aléatoire. Chaque fois qu'il a été possible, en particulier lorsque le contour des particules était nettement souligné par les oxydes de fer, nous avons étudié la granulométrie par projection de la lame-mince sur un écran (visionneuse ou écran de projection). Ce procédé a l'avantage d'affiner les mesures au niveau des particules grossières (0,5 à 45mm) et permet ainsi - sous réserve d'explorer parfois la totalité de plusieurs lames - de réaliser la jonction avec l'analyse sur l'affleurement. Deux échantillons ont été étudiés à titre d'essai, par utilisation conjointe de la méthode Lucas-Ville et la méthode Dollé : conglomérat houiller (La Racine), conglomérat Stéphanien supérieur (Malatrait) (Fig. 37).

II.- Représentation des résultats

Des courbes cumulatives à abscisses logarithmiques et en échelle de ϕ de Krumbein, nous avons tiré les quartiles Q_1 et Q_3 , la médiane Q_2 , le coefficient $Qd\phi$ de Krumbein, le Sorting Index S_0 de Trask et dans quelques cas celui d'Otto-Inman.

Les résultats montrent qu'un sédiment grossier est en général bien trié puisque les deux premiers coefficients ne concernent que la partie centrale de la courbe. Les valeurs correspondantes du coefficient d'Otto-Inman cernent davantage le caractère du sédiment ; elles sont malheureusement basées sur un fractile trop imprécis ϕ_{84} . Il nous semble donc plus logique de préférer le coefficient de Trask qui chiffre de façon

précise le classement de la fraction "grès" statistiquement bien représentée à l'échelle de la lame-mince.

Nous avons noté également le % de matrice - pour nous la fraction granulométrique inférieure à 25μ - Il est obtenu par soustraction de la surface totale occupée par les grains de quartz, feldspaths, grains pluricristallins divers- et micas détritiques, à la surface totale balayée.

III.- Les Faits et leur interprétation

Chacun des échantillons étudiés a été prélevé d'une part, dans ce qui nous avait paru à l'origine constituer un niveau-repère, et dans les faciès les plus couramment observés dans l'affleurement, d'autre part. Les courbes sont groupées par formations (Fig. 37 à 44).

1°) Les Conglomérats (Fig. 37 A et B)

La comparaison entre les deux séries de courbes montre le mauvais triage du matériel Houiller (Fig. 37A) et une tendance nette à l'apparition d'un mode bien défini au Stéphanién supérieur, ainsi qu'un meilleur triage des éléments (Fig. 37B). Ce fait, dans le cas des conglomérats essentiellement quartzeux, met l'accent sur une origine unique des graviers et galets : quartz filoniens. Dans ces derniers sédiments, l'apparition des éléments de taille importante revêt un caractère "accidentel" et peut être mise sur le compte d'épisodes de haute énergie dans la distribution des courants. La courbe concernant le conglomérat triasique (6) montre la même tendance.

2°) Les Grès

Leur étude granulométrique ne nous a pas en général apporté de renseignements sur l'agent de dépôt autres que ceux fournis - beaucoup plus rapidement - par la morphométrie et la nature des galets, et par l'étude des stratifications. Quelques faits peuvent être cependant dégagés :

a) Les grès carbonifères ^{et permien} renferment un fort pourcentage de matrice (phyllites primaires et secondaires, argiles, ciment micro-gréseux). Ceux de la base du Trias en contiennent relativement moins (Le Bard 43 B, Arête de l'Evêque 44 A) ; il s'agit dans ce dernier affleurement de grès quartzites. D'autre part, la matrice abondante des grès triasiques de Malatrait et Pré-Rond (Fig. 44B) est surtout composée de carbonates. Ceci traduit, à granulométrie égale, un lessivage des fines plus important dans les grès triasiques que dans ses homologues du Stéphaniens supérieur. Nous avons été conduit, devant la rareté de la matrice argilo-gréseuse, et son remplacement dans les niveaux fins par une vase carbonatée, ainsi que par le bon triage du matériau et son émoussé parfois important (p. 95) à envisager un type de dépôt différent de ceux que nous pourrions proposer au sujet des sédiments carbonifères et permien

C'est cette somme de critères distinctifs adjointe au critère textural de la roche (III^{ème} partie) qui nous a amené à considérer ces niveaux comme les termes les plus bas de nos différentes séries triasiques.

Selon les données classiques, nous voyons là un sédiment résiduel sans doute plusieurs fois remanié (conglomérats quartzeux, quartzites) donc déposé sur une aire stable et suivi à l'échelle régionale d'un dépôt en eau calme de lagune marine de grès fins carbonatés.

b) Un type de séquence a été étudiée dans les grès fins micacés rouges lie-de-vin de Malatrait (Fig. 38B).

Sept prélèvements ont été effectués dans un banc grano-classé épais de 30cm et dans la base de la séquence suivante (C₁). Le niveau (C₁) traduit une arrivée de matériel relativement grossier qui se surimpose au matériel fin du sommet de la séquence granoclassée (C₇), sans que le pourcentage de la fraction inférieure à 50 μ en soit modifié. L'évolution de la

granulométrie (C₂ à C₇) montre, à la courbe (C₂), l'atténuation progressive d'un apport grossier du même type. On peut déduire de ces remarques une pulsation dans le régime des courants qui entraîne un apport épisodique de matériel quartzeux dans une aire de décantation. Cet apport s'accompagne, naturellement, d'une raréfaction relative des micas (Fig.45). Il faut noter également que les pourcentages globaux des éléments restent constants d'un bout à l'autre de la séquence, ce qui montre la faible variation de l'énergie du courant. Ce type de sédimentation rythmée peut être dû à des variations climatiques ou aux effets lointains du déplacement de chenaux divaguants. Dans ce cas cependant, l'installation d'apports grossiers devrait être plus progressive et plus continue dans le temps.

c) Un type de séquence gréseuse érosive, observée dans la série de Montouvrard a fait l'objet d'une analyse granulométrique (Fig.42B) : elle débute par l'arrivée d'un matériel très bien trié (C₁) dépourvu de fines, et se poursuit avec un granoclasement des particules. Celui-ci est perturbé vers le sommet du banc par une récurrence grossière (C₄).

Nous voyons dans ces séquences le contre-coup lointain de ruptures de digues naturelles, amenant avec "wash-out" des particules fines, un matériel quartzeux déjà quelque peu trié.

IV.- Conclusions

Appliquée à l'étude approfondie de séquences bien définies, la granulométrie des grès nous a apporté quelques précisions sur les paramètres indirects (climat, variations topographiques) intervenant dans le dépôt du matériel. Systématisée dans cette voie, elle peut aboutir à une classification séquentielle basée sur le granoclasement et la nature des éléments transportés (Kuenen, 1953).

Appliquée à la recherche de l'agent de dépôt final, elle ne peut que nuancer à l'extrême les caractères, souvent évidents, enregistrés dans les niveaux conglomératiques.

B - MORPHOMETRIE DES GALETS

I.- Les Méthodes

La caractérisation de l'agent de transport est classiquement déduite des paramètres Indice d'é moussé et Indice d'aplatissement des galets (J. Tricart et A. Cailleux, 1959 ; A. Vatan, 1967). Une étude a porté sur les galets de quartz, auxquels nous avons joint les galets de métaquartzites massives d'une part, et d'autre part les galets de roches cristallophyl- liennes fissiles (micaschistes, leptynites). Au total, 7 lots de 50 galets de quartz (20 à 50mm) et 5 lots de 50 galets de mi- caschistes (30 à 80mm), choisis dans les formations du Houiller du Stéphanien supérieur et du Trias.

II.- Les Faits et leur interprétation

Les indices d'é moussé de chacun des lots de galets sont rapportés sous forme de courbe cumulative (Fig.46). Le ta- bleau (Fig.47) donne conjointement pour les différents lots les médianes des indices d'é moussés et des indices d'aplatissement.

L'interprétation d'ensemble à laquelle nous aboutissons est que l'usure, donc le transport, est de type fluviatile. Ce- pendant, la bi- ou la pluri-modalité des courbes d'indices d'é- moussé montre à côté des éléments d'origine lointaine et dont l'usure est notable, une fraction toujours importante de frag- ments dont l'origine est proche (Fig. 46A). C'est le cas des quartz non usés de Malatrait I (C₂) et Pommier-Bouchard I (C₆) qui ont conservé leur forme prismatique originelle. Au contraire l'association d'éléments non usés de micaschistes Evêque (C₃) et MalatraitI(C₁) avec des galets de quartz d'usure variable, montre que le mélange des deux populations d'indices est fonc- tion de la nature des galets.

Dans ces cas particuliers, le transport concernant le matériel faiblement usé n'excède pas une dizaine de kilomètres. A Malatrait, la présence de galets de micaschistes à peine

remaniés à la base du conglomérat (Fig.25) permet d'envisager une très faible distance de transport (infra-kilométrique ?) pour les galets du même type qui leur sont superposés.

- Les 3 courbes relatives aux galets du Houiller (Fig.46C) montrent également un mélange, en proportions comparables, de matériel d'origine locale, peu évolué, avec un matériel présentant des caractères très nets d'usure fluviale (C₂ - C₃).

- A la figure 46B, la courbe (C₃) concernant le conglomérat rapporté à la base du Trias (Le Bard) montre la réunion de matériaux d'origine plus diverse avec, cependant, un pourcentage assez fort d'éléments peu usés (100 à 175).

Les valeurs médianes d'indices d'aplatissement (Fig.47) confirment l'idée d'un transport fluviale, tant d'après les valeurs élevées des galets de micaschistes du Houiller, généralement de grande taille (3,1 ; 3,4), que d'après celles plus faibles des galets de même nature dans les Grès d'Allevard, de taille plus réduite (1,55 ; 2,60 ; 2,70).

La représentation conjuguée des médianes des deux indices selon le schéma dû à J. Tricart (Fig.48) montre l'éventail de la dispersion. Dans le cas des galets de quartz, il faut noter le groupement - tout relatif - des points dans une aire joignant le domaine de la solifluxion à celui du transport fluviale, ce qui confirme le caractère des populations rencontrées. Les points relatifs aux micaschistes ont été mentionnés à titre de complément, l'interprétation à en tirer nécessiterait l'utilisation d'autres échelles de coordonnées.

C - INCLINAISON DES GALETS

Si dans la majorité des conglomérats étudiés, la disposition des galets présentant un faible aplatissement (quartz, micaschistes usés) apparaît "en vrac", qu'ils soient noyés dans une matrice abondante ou bien imbriqués, quelques affleurements montrent cependant une inclinaison d'ensemble des galets. Elle n'a pas été chiffrée avec précision ; la moyenne oscille entre 0 et 10° (Arête de l'Evêque, La Racine, Le Mont-Mayen). Cette disposition collective montre que l'agent du dépôt final n'est pas du type de l'écoulement boueux ou "Sheet-Flood", mais bien là encore fluviatile : on peut en déduire que l'agent de dépôt final a remanié des galets dont l'origine est mixte : apports fluviatiles d'origine lointaine et le plus souvent apports locaux de matériel très peu évolué (torrents, coulées boueuses). Dans ce dernier cas, la matrice des conglomérats est presque inexistante et les galets de fort indice d'aplatissement sont empilés les uns sur les autres comme les tuiles d'un toit (Arête de l'Evêque, La Racine). Le même agent de dépôt final, perdant sa capacité de transport a déposé quelques rares galets usés ou non usés sur les épandages préexistants. Dans ce cas (Pommier-Bouchard, niveaux lenticulaires de Malatrait), les galets sont noyés dans une forte quantité de sable.

D - LE CENTILE (J. Tricart et A. Cailleux)

Sur le Tableau (Fig. 49) ont été consignées les valeurs du centile des galets de quartz et micaschistes contenus dans les conglomérats de base des diverses séries, ou à défaut dans les bancs conglomératiques les mieux individualisés.

Le centile représente la valeur moyenne du côté du plus grand galet et du plus grand suivant.

- FIGURE 49 -

Localisation	Nature du Galet	Centile en mm	Nombre de mesures	
Torrent du Chapelet	Q	20	1	T R I A S
Torrent du Bard	Q	35	1	
	M	50	1	
Coudray	Q	30	1	STEPHANINIEN SUPERIEUR - PERMIEN
	M	50	1	
Bréda	Q	55	1	
	M	140	1	
Jeannotte	Q	30	1	
	M	180	1	
	Q	20	1	
	M	40	1	
Buisson	Q	40	2	
	M	120	1	
Malatrait	Q	60	3	
	M	230	4	
Pommier-Bouchard	Q	65	3	
	M	70	2	
Pré-Rond	Q	45	2	
	M	50	1	
Evêque Ouest	Q	65	6	
	M	80	8	
Est	Q	45	3	
	M	30	3	
Envers	Q	40	3	
	M	35	2	
La Racine	Q	20	2	H O U I L L E R
	M	140	4	
Les Blanchettes	Q	130	3	
	M	370	3	
Prétermont Est	Q	90	1	
	M	210	2	
Ouest	Q	45	2	
	M	40	2	
Veyton	Q	40	1	
	M	270	1	
Mont-Mayen Ouest	Q	30	1	
	M	240	3	
Est	Q	40	1	
	M	65	1	

L'étude du centile ne nous a pas apporté les résultats que nous attendions. Tout au plus pouvons-nous remarquer l'indépendance générale des centiles respectifs des quartz et des micaschistes, montrant ainsi la diversité des distances de transport du matériel détritique.

E - LA MORPHOSCOPIE

La morphoscopie des grains de quartz n'a pu être entreprise, du fait de la consolidation du sédiment et des recristallisations observables parfois à l'affleurement.

L'existence d'un façonnement éolien des graviers et des grains de quartz, décrite par A.C. Tobi (1958) et par J. Haudour et J. Sarrot-Reynauld (1963) dans les Grès d'Allevard ne nous a pas paru convaincante, tant en ce qui concerne la base (Stéphanien supérieur du Collet) que le sommet Permien de la formation (Coudray - Barioz).

II - RECHERCHE DE LA DIRECTION ET DU SENS DU TRANSPORT

A - INCLINAISON DES GALETS

L'inclinaison des galets a été étudiée en sections sur diverses coupes de conglomérats et en choisissant comme le préconisent J. Tricart et A. Cailleux, les galets présentant un haut indice d'aplatissement. Selon les observations des auteurs, les galets déposés par un courant sont en majorité inclinés vers l'amont (galets relevants), fait qui permet dans le cas d'une inclinaison dominante de reconstituer la direction et le sens du courant.

Pas plus que la grandeur de l'inclinaison (faible), l'azimuth n'a pu être chiffré avec précision, d'autant que le plan du litage est souvent peu apparent. Dans le cas de couches inclinées, nous avons opéré leur rabattement autour d'un axe N.40°E, au moyen du canevas de Wulff.

- La Racine : Conglomérat houiller (affleurement Ouest)
Azimuth N180° + 30°. Angle d'inclinaison 8°N
- Les Blanchettes : Conglomérat houiller (altitude 1700m)
Azimuth N230°E + 30°. Angle d'inclinaison 5°NE
- Mont-Mayen : Conglomérat houiller
Azimuth N250°E + 30°. Angle d'inclinaison 5°NE
- Arête de l'Evêque : Conglomérat Stéphanien supérieur
Azimuth N160°E + 30°. Angle d'inclinaison 10°NW

Il semble donc que les apports soient dirigés NS à NE-SW avec un écoulement allant du Nord vers le Sud, en ce qui concerne les conglomérats houillers.

B - ETUDE DES STRATIFICATIONS

I.- Les Faits

1) La grande majorité des plans de stratification observés sont horizontaux à l'intérieur des bancs. C'est le cas en particulier de tous les niveaux pélitiques versicolores et gréseux fins du Permien de la bordure occidentale du massif (Bréda Montouvrard, Coudray). Rien n'a pu être discerné dans les niveaux plus grossiers de cette première région, qui apparaissent toujours en bancs bien individualisés et très cohérents.

Au Nord du Bréda, l'exiguité des affleurements cantonnés dans le lit des ruisseaux, n'a pas permis d'observations valables. En ce qui concerne la zone effondrée du Collet, il semble que, là encore, la plupart des plans de stratifications lorsqu'ils existent, soient horizontaux. Cette disposition a été observée autant dans les niveaux gréseux fins versicolores que dans les bancs conglomératiques du Stéphanien supérieur : (Malatrait, Fontaineterre, Pont de Fontaineterre, Arête de l'Evêque). Dans le Houiller, elle est la règle dans les niveaux de psammites. Il convient de remarquer, à propos des assises de matériel fin, que la schistosité oblitérant le litage, masque également les plans de stratification.

2) Dans quelques cas favorables nous avons pu relever quelques plans de stratifications obliques dans des niveaux conglomératiques et des grès grossiers du Stéphanien supérieur.

Le premier chiffre indique la direction de la ligne de plus grande pente du plan ; le second, la valeur de la pente (données rabattues autour d'un axe N.40°E).

- Les Envers : Banc conglomératique inférieur

N.350°E - 15°NW

N.330°E - 35°NW

N.285°E - 15°NW

Banc conglomératique supérieur

N.210°E - 25°SW -- N.40°E - 20°NE

- Arête de l'Evêque :

N. 30°E - 15°NE -- N.240°E - 15°SW
 N.330°E - 35°NW --- N.305°E - 20°NW

- Série de Pré-Rond : grès grossiers blancs (Route Nord à 400m
 au NW du télési)

N.180° - 20°S -- N.170°E - 15°SE
 N.220°E - 10°SW
 N.300°E - 15°NW

La direction préférentielle des écoulements semble être ESE-WNW au Stéphanien supérieur, si l'on considère les valeurs des plans de stratifications des conglomérats. Nous aurions tendance cependant à tenir davantage compte des valeurs mesurées dans l'ensemble des grès blancs de la série de Pré-Rond, dont l'extension géographique est la plus importante. L'orientation est là NE-SW. Dans ces mêmes niveaux, quelques stratifications entrecroisées ont été observées ; le sommet des bancs est caractérisé par un ensemble de stratifications horizontales, soulignées par de minces lits argileux.

II.- Les Interprétations

a) Nature des écoulements liquides

1) Les stratifications horizontales "accompagnent les dépôts très fins de type pelliculaire s'effectuant dans les fonds de cuvette, et sont l'indication d'une sédimentation en eau très calme" (J. Perriaux, 1961). Ce type de stratification a été rencontré à tous les niveaux depuis le Houiller psammitique et schisteux, jusqu'au Trias grésodolomitique qui présente une texture typique en feuillets. Les stratifications horizontales visibles dans les bancs conglomératiques (Malatrait, Evêque) obligent à nuancer l'interprétation relative à l'importance du courant générateur de tels dépôts.

2) Les stratifications obliques indiquent la direction des fronts d'accrétion, plus ou moins inclinés, de nappes fluviatiles ou deltaïques. Les plus inclinés correspondent aux niveaux conglomératiques (10° à 35°). Compte-tenu de leur

extension géographique relativement faible, de leur caractère épisodique dans l'ensemble de la série stéphanienne supérieure et des types de leurs agents de dépôt, nous voyons là autant de digues ou flèches de graviers et de galets, généralement débarrassés de leur matrice sableuse.

Les grès blancs de la série de Pré-Rond, dont l'inclinaison des plans de stratification est plus faible, nous apparaît comme un épandage deltaïque plus régulier sur une aire en voie de comblement, suivi sur une même verticale, d'une sédimentation rythmique en eau calme de lits de sable et lits d'argile, indices de fluctuations climatiques.

b) Sens des écoulements

Nous devons en remarquer deux principaux : N-S à NE-SW. C'est le cas des conglomérats houillers révélé par l'inclinaison de leurs galets et le cas des épandages de la série de Pré-Rond. E-W : c'est le cas des niveaux conglomératiques du Stéphanien supérieur. Par ailleurs (Fig.47), les galets constituant ces derniers conglomérats montrent généralement un faible indice d'éroulé, et leur disposition révèle l'interaction de deux types d'agents de dépôt : - Apport fluviatile ou torrentiel de haute compétence - Agent de dépôt final de type fluviatile. Nous proposons donc le schéma suivant :

1) L'écoulement fluviatile ou torrentiel orienté N-S à NE-SW responsable du dépôt des conglomérats houillers à galets souvent éroulés, s'est poursuivi dans le temps jusqu'au Stéphanien supérieur avec une orientation analogue et avec une baisse notable de sa compétence : épandages de cailloutis et de sables fins micacés dans une aire devenue plane.

2) Localement, apports répétés dans le temps de matériel grossier peu évolué selon une direction et un sens E-W, qui peut ensuite être repris par le courant principal

C - LES CHENAUX

Ils sont nettement individualisés dans la série Pommier-Bouchard le long de la route Nord à la latitude de la Perriasse et à l'Ouest des Envers (cote 1620m). Ils apparaissent sous forme de lentilles conglomératiques longues de 2 à 10m épaisses de 0,5 à 2m et enchassées dans un matériel plus fin, micacé, de teinte générale rouge lie-de-vin. Il n'a pas été possible, malgré la netteté de certains d'entre-eux, de définir l'axe d'allongement en l'absence d'angles dièdres importants. Un chenal dans les affleurements permien du Sud du Col du Barioz a fait l'objet d'une étude par B. Pomerol. Son axe est orienté NE-SW.

Ces lentilles conglomératiques suggèrent l'existence d'un système de chenaux peu profonds divaguants sur une aire d'épandage peu inclinée, si l'on considère la granulométrie fine de leur matelas vaseux. Les variations dans l'émoussé des galets composant le corps central montrent qu'à un apport local (quartz principalement) s'adjoignent en plus faible quantité des éléments d'origine lointaine.

Il est permis de penser que l'aire d'épandage était soumise à cette époque à l'interférence des deux systèmes de courants définis précédemment.

D - LES FIGURES SEDIMENTAIRES

Elles sont rarement observables dans notre région par suite de l'absence de dalles structurales suffisamment vastes. Quelques longues "Flute-marks" ont été reconnues dans les grès blancs de la série de Pré-Rond (route Nord, cote 1620m). Elles traduisent un ruissellement dirigé ENE-WSW. Des "ripples marks" et des "groove marks" visibles dans les grès du Col du Barioz indiquent, d'après B. Pomerol, un écoulement orienté NE-SW et NNE-SSW.

E - CONCLUSIONS

Cette constance apparente des directions d'apports permet d'envisager à la fin des temps primaires un vaste talus faiblement incliné vers le Sud-Ouest à l'emplacement des régions étudiées. Il résulterait de l'accrétion de fronts deltaïques (Fayol, 1888) et fluviatiles, dirigée NE-SW. Cette disposition acquise dès le Stéphanien inférieur, est perturbée au Stéphanien supérieur par des arrivées massives de matériel peu évolué en provenance de l'Est. Nous pensons que cet apport latéral est à mettre en rapport avec les rejeux successifs de la Faille Φ bordant à l'Est le fossé d'effondrement, qui ont rajeuni, à plusieurs reprises, le profil d'équilibre des cours d'eau affluents Est-Ouest.

La rareté des apports orientés W-E fournit une donnée sur la structure du graben Grand-Collet - Mont-Mayen, à la même époque : son rebord occidental était : - soit trop éloigné et le matériel peu évolué qu'il fournit est alors repris, sa direction W-E est oblitérée par le courant principal et ne se distingue en rien dans notre région du matériel d'origine lointaine ;
- soit incapable de fournir des matériaux ; il peut être considéré alors comme une flexure du socle. Le problème des relations des Grès d'Alleverd "permien" de la bordure occidentale du massif cristallin avec ceux, stéphanien supérieur, de la zone Collet - Mont-Mayen se pose à nouveau.

Les niveaux conglomératiques rencontrés à la base des séries du Buisson et de La Jeannotte dont la parenté avec ceux du Collet est évidente, disparaissent entre l'affleurement de La Jeannotte et celui du Bréda. Nous sommes donc portés à croire que leur origine est comparable et bien qu'aucune mesure n'ait pu être relevée, que le transport s'est effectué là encore selon une direction E-W, vers une cuvette relevée au Sud.

Par conséquent, il semble logique de nuancer l'âge permien des Grès d'Alleward de la zone occidentale :

- La partie inférieure des affleurements du Buisson et de La Jeannotte seraient à rattacher à la série Stéphanien supérieur du Collet ;

- La partie supérieure transgressive à laquelle correspondent les séries du Bréda et de Montouvrard où apparaissent des faciès nouveaux et diversifiés (marnes, grès carbonatés) organisés en séquences bien définies -et non plus en "assises" dont les rapports mutuels ne sont guère tranchées - correspondrait à la fois à l'aire de décantation des matériaux fins issus des épandages orientaux et également au terme de passage vers les affleurements méridionaux, résultant de fronts deltaïques plus récents (Autuno-Permien).

III - RECHERCHE DU CONTINENT D'ORIGINE

A - NATURE DES GALETS

Les Faits et leur interprétation

Le recensement systématique des populations de galets dans les séquences conglomératiques n'a pas été entrepris.

Il est à noter l'absence totale des galets de granite dans les séries étudiées. L'essentiel du matériel est formé de fragments de quartz et de roches cristallophylliennes fissiles (micaschistes, leptynites, pas de gneiss) et plus rarement de métaquartzites. Les galets résultant du remaniement de sédiments préexistants sont peu fréquents : galets de conglomérats et galets de grès houillers dans les conglomérats du Stéphaniens supérieur (Malatrait, Pré-Rond).

A.C. Tobi (1958) signale la présence de galets de rhyolite et rhyo-dacite dans les grès du Bréda. Nous avons retrouvé de tels éléments dans de nombreux niveaux, en particulier dans les grès de la série du Grand-Collet. Les diagnoses qui ont été proposées par P. Girod (Laboratoire de Pétrographie, Paris) et par P. Bordet ne montrent pas, à coup sûr, l'origine volcanique de ces éléments (IIIème Partie).

1°) L'évolution dans le temps des deux constituants majeurs montre la raréfaction progressive des galets de mica-schistes et par suite, l'augmentation relative du pourcentage en quartz.

2°) La dimension moyenne des galets de mica-schistes décroît nettement du Houiller au Stéphaniens supérieur ; celle des quartz demeure sensiblement constante (centiles). L'indice d'émoussé n'est pas fonction de l'amenuisement de la taille du galet.

Dans le premier cas, les galets de mica-schistes d'origine lointaine fragmentés et usés, sont accompagnés d'un

faible pourcentage de quartz. Dans le deuxième cas, les galets de micaschistes faiblement usés sont accompagnés d'un fort pourcentage de galets de quartz.

Ces deux constatations montrent que si les pourcentages initiaux en quartz et en micaschistes du continent d'origine avaient été les mêmes aux deux périodes, la teneur apparente en quartz du Houiller aurait été beaucoup plus forte devant celle des micaschistes usés et fragmentés au cours du transport ; la teneur apparente en quartz au Stéphanien supérieur devrait, à l'opposé, être moindre, la faible usure des fragments modifiant peu la composition initiale.

a) L'"enrichissement" en quartz du continent d'origine s'explique classiquement par une modification des facteurs climatiques d'érosion, entraînant une fragmentation accrue des micaschistes. Leur dimension originelle est, semble-t-il, plus réduite au Stéphanien supérieur, comme en témoignent les colluvions et les fragments rubéfiés de Malatrait (Fig.25,27). Ainsi la décomposition chimique des roches cristallophylliennes a pu intervenir au Stéphanien supérieur alors qu'elle n'a pas eu d'effets notables au Houiller.

b) L'hypothèse d'une reprise des quartz déposés au Houiller, avec l'élimination chimique des galets de micaschistes, au cours de la période d'abrasion ante Stéphanien supérieur, est plausible. On conçoit cependant qu'un tel remaniement ait été accompagné d'une augmentation de l'usure des graviers ce qui n'est pas le fait généralement observé.

c) Un troisième facteur met en jeu l'évolution du degré de dissection du continent et les phases de détente tectonique génératrices de filons hydrothermaux : il est permis de penser, en effet, que le recul du profil hydrographique atteignait des zones plus lointaines et plus profondes riches en filons de quartz et que certains d'entre eux ont pris naissance lors de la deuxième phase asturienne.

B - LES INCLUSIONS DES QUARTZ

Ce paragraphe constitue le résumé d'une étude inspirée et dirigée par G. Deicha, à qui je renouvelle ici mes remerciements. Cette étude a porté sur plus de quatre cents esquilles de quartz prélevées dans les niveaux conglomératiques ou grossiers des séries carbonifères et triasiques. Les méthodes employées ont donné jusqu'à présent des résultats purement qualitatifs : les observations microscopiques et les techniques courantes relatives au comportement des inclusions pour de faibles variations de température, ont permis de grouper les échantillons étudiés en différentes familles d'après les remplissages de leurs inclusions tant primaires que secondaires.

I.- Les Faits

Chaque prélèvement donne lieu à une série d'observations qui peuvent être avantageusement consignées sur un tableau (Fig.50). Ainsi, à titre d'exemple, l'échantillon de grès quartzite TE₁ renferme un grain détritique a ; l'esquille n° 2 de ce grain a donné les renseignements suivants :

- L'essai à la platine à écrasement a provoqué un dégagement abondant de constituants volatils.

- Les inclusions sont disposées irrégulièrement dans le minéral, ou suivant trois directions générales de plans de fractures recimentées. Leur fréquence est "moyenne" et la distance entre deux inclusions voisines est de 50 .

- Les dimensions des inclusions disposées irrégulièrement sont d'environ 30 μ , et leur forme est ramifiée. Les inclusions alignées suivant deux directions de fracture sont "petites" (30 μ), isométriques et leur morphologie est à faces cristallines. Les inclusions alignées suivant la troisième direction sont de taille "moyenne" et leur forme est allongée.

- Le remplissage est aqueux et gazeux pour les inclusions à répartition irrégulière et aqueux simple pour les autres (Le pourcentage gaz/cavité pourrait être calculé dans

certain cas).

- On sait également que la phase la plus volatile est condensée à température ordinaire.

- Présence de dépôts cristallins dans les inclusions : il s'agit là vraisemblablement d'hématite.

- L'origine des inclusions est soit primaire, soit secondaire selon leur répartition.

L'interprétation immédiate est la suivante :

-- La genèse et les interventions initiales sont à tendance pneumatolytique : inclusions primaires à gaz sous pression ;

-- L'imbibition ultérieure de la roche est double : un fluide hydrothermal a provoqué la formation de petites inclusions secondaires à faces cristallines. Un second fluide, froid, a provoqué celle des autres inclusions secondaires moins perfectionnées. Cette interprétation sur l'origine des inclusions secondaires est également déduite des rapports vide de retrait/cavité qui sont ici différents dans les deux cas.

Un autre exemple (Fig.51) montre que les constituants volatils ont été introduits lors d'une phase postérieure à la formation du minéral qui est d'origine hydrothermale. On en déduit que la file d'inclusions à gaz est à tendance pneumatolytique, l'autre file est d'origine hydrothermale, peut-être postérieure à la première. En définitive, la synthèse des observations microscopiques aboutit aux faits généraux suivants :

1) Les inclusions primaires sont assez rares dans tous les échantillons observés. Elles sont de grande taille, digitées, ramifiées dans les trois directions, moins souvent allongées ou isodiamétriques, parfois à faces cristallines. Leur répartition est toujours irrégulière, même lorsque leur orientation s'effectue suivant un axe cristallographique. Elles sont fréquemment vidées de leur contenu (décrépitées). La majorité de ces inclusions primaires renferme des constituants volatils

dont la densité de remplissage est variable. Elles apparaissent alors triphasées (deux phases liquides, une phase gazeuse) à température ordinaire. L'homogénéisation de ces constituants volatils à lieu soit en phase liquide, soit en phase gazeuse. Il serait possible, cependant, que certaines inclusions apparemment à remplissage aqueux (phase liquide et libelle de retrait) soient en réalité ou bien des inclusions à phase aqueuse accompagnée d'un constituant volatil monophasé d'apparence identique au libelle de retrait des inclusions aqueuses, ou bien, des inclusions à phase volatile condensée et libelle gazeux, à température ordinaire : le dégagement gazeux parfois abondant lors des essais par écrasement en serait la conséquence.

Les remplissages solides les plus fréquemment rencontrés sont l'hématite, parfois en granules dans les inclusions fluides, des microlithes, des dépôts opacifiant les parois des inclusions. Des aiguilles de rutile ont été également observées.

2) Les inclusions secondaires. Elles constituent l'immense majorité et dans certains cas peuvent masquer par leur densité la présence des inclusions primaires. Elles sont généralement petites, isodiamétriques, plus rarement à faces cristallines et apparaissent suivant deux plans de fracture, au minimum. Leur remplissage est aqueux ou, moins fréquemment, aqueux et gazeux (constituants volatils). Elles sont alors triphasées à température ordinaire. Des granules d'hématite et des microlithes sont parfois emprisonnés dans ces inclusions.

3) Les associations rencontrées et leur fréquence :

Inclusions I à CO ₂ et Inclusions II sans CO ₂	: RARE
Inclusions I à CO ₂ et Inclusions II à CO ₂	: FREQUENT
Inclusions I sans CO ₂ Inclusions II à CO ₂ (ou décrépitées)	: PEU FREQUENT
Inclusions I sans CO ₂ Inclusions II sans CO ₂ (ou décrépitées)	: FREQUENT

- Cas particuliers :

Inclusions I sans CO ₂ et Inclusions II (et parfois dans libelle de retrait	(avec (et CO ₂ : PEU FREQUENT (sans (avec
Inclusions I (et CO ₂ et Inclusions II (sans	(avec (et CO ₂ : RARE (sans
Inclusions I (avec CO ₂ & Inclusions II (avec rutile	(avec (et CO ₂ : RARE (sans

II.- Les interprétations

Les quatre associations générales rencontrées rendent compte de la diversité des origines et des imbibitions ultérieures.

Inclusions I à CO₂ : origine pneumatolytique

Inclusions I sans CO₂ : origine hydrothermale

Inclusions II à CO₂ : imbibition à tendance pneumatolytique

Inclusions II sans CO₂ : imbibition hydrothermale

Nous pouvons donc distinguer quatre types de quartz définis d'après leur genèse et leur évolution postérieure et dont la fréquence d'observation est variable :

Quartz d'origine pneumatolytique et d'imbibition hydrothermale :
Rare

Quartz d'origine pneumatolytique et d'imbibition pneumatolytique :
Fréquent

Quartz hydrothermaux et d'imbibition pneumatolytique :
Peu Fréquent

Quartz hydrothermaux et d'imbibition hydrothermale :
Fréquent

- Cas particuliers :

Quartz de solutions froides et d'imbibition variable au sein de même échantillon : PEU FREQUENT

Quartz d'origine mixte et d'imbibition variable : RARE.

Ces deux cas particuliers montrent que la scission entre le domaine de l'hydrothermalisme et celui de la pneumatolyse n'est pas, en certains cas, nettement tranchée, les inclusions primaires d'un même minéral pouvant avoir deux origines.

D'autre part, les inclusions secondaires à deux formes de remplissage indiquent une évolution postérieure qui se manifeste par une pénétration de deux fluides différents (échantillon TE_{1e1}). En réalité (Fig.52), l'histoire du grain de quartz est théoriquement beaucoup plus complexe.

1) Origines probables des quartz

Les différents cas rencontrés révèlent :

--/ Une origine filonienne des quartz : filons pneumatolytiques liés à l'activité magmatique profonde ; filons hydrothermaux de température plus ou moins élevée suivant les degrés de remplissage des inclusions à température ordinaire, ou filons hydratogènes de basse température (libelle de retrait parfois absent).

--/ Une origine liée à la recristallisation du quartz au sein de la roche-mère : quartz de génération récente des lits grossiers des micaschistes, ou quartz amygdalaires interstratifiés. Dans les deux cas, leur genèse est liée au métamorphisme hercynien.

--/ Le troisième cas particulier décrit précédemment montre une association des inclusions primaires à CO₂ avec des rutilés dans le même minéral. Elle est fréquemment rencontrée dans les quartz de roches endogènes acides, du granite en particulier (I. Schutte et G. Deicha). Les quelques grains de quartz montrant cette association proviendraient de l'un des axes granitiques de la chaîne.

--/ D'autre part, les grands quartz roses renfermant des inclusions primaires à remplissage aqueux, gazeux et solide (microlithes et granules d'hématite) auraient une origine

pneumatolytique et seraient issus de filons de quartz pegmatitiques, postérieurs à la mise en place des granites (Corbin et Oulianoff, 1926 ; G. Deicha, 1952).

2) Corrélations avec les études sédimentologiques et pétrographiques

--/ Quartz de recristallisation des micaschistes.

Les quartz de l'ancienne génération comportent au moment de leur dépôt ante-hercynien des inclusions primaires et des inclusions secondaires. Les quelques observations portant sur ces quartz prélevés en place dans les lits grossiers de micaschistes, ont révélé une décrépitation générale des inclusions primaires, résultant probablement de la recristallisation en quartzite mosaïque de l'ensemble de ces niveaux. Les rares inclusions primaires demeurées intactes semblent contenir du CO₂ et datent d'une phase magmatique antérieure à la phase magmatique hercynienne. (?)

Les quartz de nouvelle génération (amygdales en particulier) plus limpides et plus grands comportent des inclusions I d'âge hercynien et des inclusions II provoquées par les phases tardi-hercyniennes et éventuellement alpines. Ces inclusions sont en général assez riches en constituants volatils.

--/ Quartz d'origine granitique

Ils sont présents dans le conglomérat de base du Stéphanien supérieur, mais jusqu'à présent aucun élément de ce type n'a été reconnu dans les niveaux houillers.

Bien qu'aucun galet de granite n'ait été rencontré, nous devons admettre qu'un massif granitique a contribué au Stéphanien supérieur aux apports détritiques.

--/ Quartz d'origine filonienne

Les galets de quartz dont la taille peut atteindre 13cm, sont inconnus dans les micaschistes à l'état sédimenté ou recristallisé. Ils ne peuvent être que filoniens et sont liés

à la tectonique hercynienne et tardi-hercynienne.

Les filons métallifères de Belledonne ont été étudiés par P.J.M. Ypma (1963). Deux types sont distingués d'après le remplissage des inclusions contenues dans les gangues quartzieuses : les filons anciens hercyniens ante-Grès d'Alleverd. Ils ne recoupent pas le Stéphanien supérieur du Collet. Les filons de ce premier type ont donc participé aux apports. Les filons post-alpins, d'autre part. Les quartz d'origine filonienne sont souvent très riches en constituants volatils et les inclusions secondaires qu'ils renferment montrent fréquemment les mêmes remplissages que leurs inclusions primaires. Cette analogie tend à prouver que les filons apparus après la phase tectonique principale ont été ensuite repris dans une tectonique tardive, amenant leur fracturation et leur remplissage par un fluide voisin du fluide initial. Une application des travaux d'Ypma pourrait être tentée dans un but sédimentologique. L'auteur a remarqué que les quartz des filons les plus occidentaux, donc les plus bas en altitude au niveau de l'ennoyage du socle sous la couverture secondaire, donnaient des résultats négatifs à la platine à écrasement. Les températures d'homogénéisation de leurs inclusions primaires sont de l'ordre de 250° à 260°C (Fig.53). Les quartz les plus orientaux donc les plus élevés actuellement donnent des dégagements abondants et les températures d'homogénéisation sont plus élevées 290° à 310°C. Les filons intermédiaires renferment des inclusions de degré de remplissage et de températures d'homogénéisation variables. L'auteur n'ayant étudié que les filons productifs occidentaux ayant fait l'objet d'exploitation, il semble probable que les filons stériles de l'arrière-pays ayant contribué aux apports détritiques montreront des températures d'homogénéisation de plus en plus élevées. Une carte d'homogénéisations isothermes pourrait ainsi être dressée dans le périmètre défini par les indices d'émoussé minimum des quartz détritiques du même type : chacun d'eux pourrait ensuite, compte tenu de ses caractères morphométriques et

de la température moyenne d'homogénéisation de ses inclusions, être replacé dans le proche arrière-pays avec une précision accrue.

L'opération sera cependant malaisée en raison des directions communes aux filons hercyniens et aux filons alpins, de la variation de la température au sein du filon et du minéral lui-même. Par ailleurs, la disparition de la couverture cristallophyllienne du rameau interne limite au "synclinal médian" l'extension vers l'Est de l'arrière-pays.

--/ Les inclusions alpines.

La fracturation d'ensemble d'un niveau gréseux a pu être observée en lame mince. Cette schistosité est responsable de la pénétration des fluides dans les minéraux, postérieurement à leur dépôt. Cette fracturation ultime a affecté les grains de quartz qui ont ainsi emprisonné des fluides alpins dans la file d'inclusions secondaires correspondante. L'étude de ces inclusions sortait du cadre imposé, il est à noter cependant que leur répartition dans des sections orientées et les directions des axes optiques du minéral encaissant fourniraient des renseignements nouveaux pour l'analyse tectonique régionale.

--/ Interprétation des essais par écrasement.

On constate une nette évolution des degrés de remplissage en constituants volatils dans la série stratigraphique.

- Les galets et graviers des conglomérats houillers montrent un dégagement abondant des constituants volatils.

- Ceux qui composent les récurrences conglomératiques du Stéphanien supérieur montrent des dégagements variables.

- Enfin les quartz du niveau de la base du Trias (Arête de l'Evêque) donnent à nouveau des dégagements importants. Cependant le nombre trop restreint d'échantillons étudiés ne permet pas d'affirmer la validité d'une telle constatation. Nous pensons, du moins en ce qui concerne le niveau de

grès-quartzite triasique, que l'abondance des constituants fugaces peut être mis à la fois sur le compte d'un regain de l'activité pneumatolytique des fluides dans l'arrière-pays et sur le compte d'apports détritiques issus d'un arrière-pays plus lointain : abondance des quartz roses provenant de filons pegmatitiques, moins fréquemment de quartz granitiques.

III.- Conclusions

Le continent alimentant les dépôts du Carbonifère supérieur n'était en définitive pas très différent du môle représenté actuellement par le massif cristallin de Belle donne : la nature monotone des dépôts du Houiller révèle, dans l'état actuel de nos connaissances, le démantèlement de la couverture cristallophyllienne à une distance de quelques kilomètres au NE de la région. A ce schéma encore valable s'adjoignent au Stéphanois supérieur des dépôts dont l'origine orientale, proche, témoignent de la dissection de la couverture cristallophyllienne jusqu'à l'axe granitique de la chaîne. La nature très diverse des quartz du Trias confirme l'existence d'une pénéplanation accentuée du massif à la fin du Primaire.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

IV - CONCLUSIONS : CONDITIONS DE DEPOT. CARACTERES SEQUENTIELS
(Fig.54)

1.- Le Houiller

L'organisation séquentielle des dépôts du Houiller correspond au type de séquence majeure défini par Cl. Gagny (1961). On y distingue un terme de base conglomératique, dépôt de piedmont remanié par un fleuve rapide ou un delta torrentiel dans lequel apparaît parfois un début d'organisation et un tri. Son épaisseur est très variable (2m à Prétermont, 5m à La Racine, 15 à Mont-Mayen), mais toujours en moyenne supérieure à celle du terme qui lui fait suite ou complexe terminal. Celui-ci se compose de divers niveaux grossiers et fins, fréquemment à texture psammitique (laminites ou séquences-unités de Cl. Gagny). Son apparition est nettement tranchée sur la masse du terme de base. L'épaisseur moyenne du complexe terminal varié de 0 à quelques cms au Mont-Mayen ; elle passe à moins d'un mètre à Prétermont et 2m à La Racine. Les limets quartzeux fins des psammites sont séparés par de minces feuillets silteux micacés noirs riches en matière organique et où se rencontrent des débris de plantes flottées (gisements fossilifères de Prétermont) en général situés vers le sommet de la séquence mineure. On aurait affaire là à une répétition indéfinie des termes gréseux et schisteux du cyclothème défini par Aug. Lombard (1956) avec dans la partie supérieure quelques tentatives avortées du passage au terme charbon.

Des preuves de cicatrisation ont été observées à Mont-Mayen sous forme de galets de grès fins manifestement arrachés au complexe terminal par le terme de base suivant et à Prétermont Ouest par la disposition oblique des conglomérats quartzeux lenticulaires par rapport au litage général souligné par les psammites (Fig.23). Selon les travaux de A. Bersier (1958), nous pouvons interpréter ces traces de ravinement comme les indices d'un ralentissement de la vitesse de subsidence

devant celle de l'accumulation détritique. Par conséquent nous pouvons en déduire que la vitesse d'effondrement du graben était plus faible que celle de la sédimentation.

L'aire de dépôt du Houiller consistait donc en un delta fluviatile ouvert vers le S-SW et certainement très incliné parcouru par un système de puissants chenaux divaguants favorisant ainsi une accrétion frontale du talus.

2) Le Stéphanien supérieur

Les séquences majeures de Cl. Gagny apparaissent à la fois à l'échelle du banc et à l'échelle de la formation : elles montrent dans ce dernier cas des amplitudes variables et en général l'épaisseur du terme de base est réduite devant celle du complexe terminal. A Mont-Mayen en particulier, le contraste avec l'organisation séquentielle du Houiller apparaît nettement ; c'est le cas également des séries de l'Arête de l'Evêque, des Envers, où l'on distingue cependant la survivance des traits de la sédimentation houillère : les termes de base de la méga-séquence sont composés de plusieurs séquences majeures à complexe terminal réduit (passées lenticulaires micacées grises épaisses de 0 à 30cm - Les Envers, ou bien enduits micacés versicolores - Malatrait). A tous les niveaux de la méga-séquence peut apparaître l'organisation cyclothématique, mais le terme charbon est toujours associé au terme schistes "argileux micacé" et "argile du mur" comme dans le cas du Houiller :

- Dans les complexes terminaux silteux du méga-terme de base (gisements fossilifères des grès blancs de Prérond, celui du SE de Fontaineterre).

- Dans le méga-complexe terminal : lentilles ou assises de pélites silteuses gris foncé interstratifiées dans des grès micacés versicolores (Pommier-Bouchard, Malatrait, Fontaineterre, etc...)

La succession plusieurs répétée de ces méga-séquences confirme l'existence d'un talus cette fois faiblement incliné vers le SW, sur lequel sont venus s'épandre des deltas fluviaux ou torrentiels de piedmont correspondant aux termes de base, en provenance de l'Est, et comparables à ceux du Houiller par leurs caractères séquentiels : la vitesse de leur accumulation était alors supérieure à celle de la subsidence du bassin.

Les complexes terminaux montrent, par leur ampleur et d'après les critères sédimentologiques, que les intervalles séparant ces venues grossières étaient considérables. Par conséquent, la vitesse de subsidence voisine de la vitesse de sédimentation permettait le colmatage de ces deltas et favorisait l'accrétion verticale du talus. Nous pensons que ce type de sédimentation rythmique doit être mis sur le compte de l'effondrement par saccades (P. Pruvost, 1930) du fossé Mont-Mayen - Collet et de la surrection relative des blocs orientaux, liés à la deuxième phase asturienne.

3) L'Autunien - Permien

Seules sont conservées les séquences majeures composant le complexe terminal de la méga-séquence définie à propos du Stéphanien supérieur. Chacune d'entre elles est formée d'un terme de base gréseux parfois érosif granoclassé, surmonté d'un complexe terminal d'une puissance équivalente, pélitique homogène ou disposé en laminites (pélites grises du Montouvrard, grès micacés lie-de-vin du Bréda, Montouvrard, Granges du Courdray). Ces faits jouent en faveur d'un épandage rythmé lent et continu sous une faible tranche d'eau, pouvant être interrompu épisodiquement par un système de canaux de "Wash-out".

4) Le Trias

Mis à part le poudingue de base (Le Bard, Le Chapelet) qui correspond à plusieurs séquences majeures et le niveau très localisé de quartzite, les grès rapportés à la base du Trias

sont constitués de bancs ou séquences mineures formées d'un empilement de séquences-unités ou feuillets (J. Ph. Mangin 1958 Cl. Gagny, 1961). L'ensemble des bancs, compris entre deux niveaux dolomitiques interstratifiés (Malatrait) détermine un rythme majeur. Il correspond à une période de sédimentation terrigène d'eau très calme (stratifications horizontales ou légèrement obliques), cloturée par un épisode de sédimentation purement carbonatée, dans une aire probablement en relation avec la mer.

TROISIEME PARTIE
=====

Dans cette troisième partie, nous tenterons en faisant appel aux données récentes de Paléobiogéographie et à l'aide de nos études propres, de définir ce que furent les climats et les géographies des versants hercyniens successifs alimentant nos dépôts. Nous serons par suite amenés à aborder le problème des colorations et nous nous efforcerons de distinguer la part de la pédogénèse de celle de la diagénèse dans les microfaciès actuels. Nous envisagerons ensuite les grands traits de l'évolution diagénétique des grès, basée sur des travaux récents et sur l'étude de nos microfaciès les plus typiques.

C H A P I T R E I

LE CLIMAT - LA GEOGRAPHIE

I - LES DONNEES CLASSIQUES

Selon les travaux récents de paléobotanique, l'idée d'un climat homogène au Stéphanien doit être fortement nuancée : l'existence de reliefs hercyniens accusés bordant nos bassins houillers a déterminé l'étagement de zones de végétation et d'après C. Greber et J. Fabre (Colloque "biogéographie", 1962), l'image d'une flore cantonnée dans des aires marécageuses ou périodiquement inondées ne correspond qu'à une fraction du couvert végétal cantonnée en particulier dans les zones marginales du continent hercynien.

Le climat le plus généralement admis en ce qui concerne ces régions est du type chaud à saisons alternativement humides et sèches, soit l'éventail tropical humide à tropical semi-aride (H. Erhart, A. Aubréville, 1962) selon leur position géographique. P. Pruvost (1962) propose à ce titre un "climat tropical sur des aires instables".

A - Le Houiller

Nous pensons, en ce qui le concerne, trouver dans ces alternances une interprétation plausible des niveaux psammitiques lentement édifiés dans les intervalles de temps où le permettait la divagation des cours d'eau.

Il est par ailleurs hasardeux de vouloir reconstituer d'après ces données l'allure géographique de l'arrière-pays : nous pensons cependant que le proche arrière-pays nécessairement surélevé (de combien ?) constituant le régulateur hydrique du système de cours d'eau, bénéficiait sans doute d'un climat globalement plus humide que celui du bassin d'épandage dont les indices sédimentologiques nous indiquent une faible tranche d'eau et peut être même des assèchements épisodiques.

B - Le Stéphanien supérieur

Si à cette époque, les conditions climatiques ne sont pas différentes de celles du Houiller, la nature des sédiments a cependant évolué : pour les pédologues, ces assises colorées à dominante rouge "semblent bien représenter les éléments résiduels d'une pédogénèse forestière" et traduiraient un épisode rhexistasique, accusé, dans la sédimentation houillère. H. Erhart (1956), P. Raymond (1927). L'existence de telles séries colorées stéphanienues ou autuniennes, reposant sur un socle profondément rubéfié est connue depuis longtemps dans le Massif Central. Notre série des Grès d'Allevard serait donc à rattacher à ces bassins particuliers à la fois par le liséré discontinu de la rubéfaction du socle et par ses colorations.

II - LES FAITS ET LEUR INTERPRETATION

1°) La rubéfaction du socle et le paléosol ante-stéphanien supérieur.

a) La rubéfaction : Elle apparaît nettement à Malatrait (entrée du chemin des Mouilles) et dans l'escarpement du pont de Fontaineterre (Fig.26). Elle est formée d'une zone violette épaisse de 10 à 20cm qui suit les irrégularités du contact. L'étude en lame-mince montre l'envahissement le long des plans de foliation et la fixation en un réseau diffus sur les micas de granules d'hématite ; les quartz, eux-mêmes, apparaissent cariés et corrodés par ces amas ferrugineux.

Au-dessus, vient une croûte brun-noirâtre adhérent et incluse dans le premier niveau gréseux de la série. La composition chimique de cet enduit, étudiée par fluorescence X (M. Steinberg, Laboratoire de sédimentologie d'Orsay) a donné 4,85 % de Fe^{+++} (Fer total), 0,01 % de MnO , 1,0 % de TiO_2 . Celle de la zone rubéfiée donne 6,80 % de Fe^{+++} , 0,01 % de MnO et 0,93 % de TiO_2 . Un échantillon du socle, prélevé à 2m sous le contact, renferme 3,55 % de Fe^{+++} , 0,02 % de MnO et 0,97 % de TiO_2 (nous procéderons ultérieurement à des analyses de fer ferreux).

L'existence de cette rubéfaction à la base de la série montre que la transgression limnique des Grès d'Allevard a fossilisé ce que H. Erhart attribue à l'altération pédogénétique : "Seule une (longue) période de pédogénèse forestière a pu être capable de désintégrer les roches sur une (grande) profondeur, d'éliminer toutes les substances solubles, d'élaborer les hydroxydes de fer qui teintent ces roches en partant des minéraux ferrugineux (silicates et autres) contenus dans la roche-mère".

b) Le Paléosol (Fig. 27)

Il consiste en un ensemble de couches friables, épais de 30 à 50cm, et reposant sur le socle rubéfié auquel il passe insensiblement et recouvert par le conglomérat de base des Grès d'Allevard. Les couches sont anastomosées, déformées ; leur coloration varie du violet au blanc jaunâtre. Une analyse aux Rayons X sur agrégats orientés, portant sur 11 prélèvements révèle, outre la prépondérance normale de la muscovite, la présence constante d'illite et pour une faible part de kaolinite, des traces de goethite et d'hématite dans les limets colorés en brun-rouge et violet. Le quartz est également présent.

Conclusion :

Ces faits confirment l'idée d'une pédogénèse intense sous climat chaud avec alternance de périodes humides (kaolinite) et sèches (illite). Le paléosol ou "sol relique autochtone" des pédologues ou encore phase résiduelle de H. Erhart, lentement élaboré au cours du Stéphanien moyen (et supérieur ?) a été conservé localement sous l'arrivée brutale du matériel conglomératique. Ailleurs, la reprise de l'érosion a abouti à leur remaniement mécanique par disparition du couvert végétal protecteur, liée à la surélévation de l'arrière-pays (Rhexistasiée par changement d'altitude, de J. Fabre (1962), qu'on peut d'ores et déjà relier à la deuxième phase asturienne.

2°) Les Feldspaths.

a) Dans les formations du Houiller et du Stéphanien supérieur, ils sont très rares, voire absents : plagioclases, albites, toujours cataclastiques, tordus, envahis par les phyllites. Cependant la roche-mère est, selon D. Dondey, assez pauvre en feldspaths d'ancienne génération. Mais l'existence de quartz granitiques, révélée par leurs inclusions, devrait impliquer au Stéphanien supérieur une augmentation relative des teneurs en feldspaths, ce qui n'est pas le cas.

b) Par contre, ils apparaissent en quantités non négligeables (5 à 15 %) dans les Grès autuniens du Bréda, des Granges du Coudray. B. Pomerol en a rencontré fréquemment dans les Grès autuniens du Grand-Rocher, mais n'a pas signalé toutefois de galets de roches éruptives. Quelle que soit la nature de la roche-mère, cette augmentation de la teneur en feldspaths peut être mise sur le compte d'une modification d'ordre climatique à partir de l'Autunien, entraînant une diminution de l'altération pédogénétique sous un régime plus sec, du type soudanais ou sahélien tel qu'il a été défini pour le Permien et le Trias des Vosges par J. Perriaux (1961).

c) En ce qui concerne le Trias, les feldspaths détritiques sont très rares dans notre région ; leur teneur augmente dans la zone Albertville - Vallée de l'Arly, au Nord. Cette variation doit être attribuée à la composition différente des roches-mères, comme en témoigne la variété des quartz.

Conclusion :

La rareté des feldspaths au Stéphanien est imputable à la fois à la faible teneur de la roche-mère, (micaschistes, leptynites de la zone épi) et à l'altération chimique sous climat chaud et humide de l'arrière-pays. Il semble que, d'après les teneurs plus fortes dans les sédiments de la zone occidentale, le climat se soit quelque peu modifié à l'Autunien, constatation qui sert d'argument pour la coupure tracée dans les Grès d'Allevard.

3°) Le Changement de coloration au cours du Stéphanien

Selon H. Erhart (Colloque "biogéographie", 1962), "l'érosion qui remanie des sols rouges ou des sédiments rouges est aussi active durant le Carbonifère que durant le Permien, mais (dans ce dernier cas) les oxydes de fer des produits de remaniement ne sont plus réduits par les matières organiques des cuvettes marécageuses qui n'existent plus". L'apparition des sédiments rouges ou Pédolithes, au Stéphanien supérieur, montre que dès cette époque les conditions topographiques ont été modifiées et que "les plaines marécageuses peuplées d'hygrophytes ont disparu". L'auteur souligne également que la différence est "que dans le sédiment permien (et ici Stéphanien supérieur) l'oxyde de fer est resté rouge et bien visible alors que dans les sédiments carbonifères, il était le plus souvent invisible par suite d'une transformation en sidérose ou en pyrite, souvent encore masqué par les substances charbonneuses".

Nous admettons les données qui précèdent comme postulat pour la suite de notre travail.

a) Le Houiller

Les Faits et leur interprétation

La coloration noire ou gris-acier des sédiments fait intervenir une lagune ou tout au moins une tranche d'eau réductrice. La sédimentologie nous a montré que le type de dépôt correspondait plutôt à un vaste glacis de déjection constitué pour une bonne part de fragments grossiers de schistes cristallins. Leur étude microscopique révèle, outre la présence de fer à l'état d'hydroxydes (pas d'hydrates) dans la trame micacée de la roche, celle de graphite. Or nous ne pensons pas que l'action réductrice des eaux ait pu seule permettre l'introduction de graphite dans les galets, au demeurant très cohérents, pas plus que le carbone n'a pu être introduit ultérieurement à la faveur du développement de la schistosité comme c'est le cas dans les grès fins : les trainées charbonneuses correspondent

aux plans de foliation du schiste cristallin, que ne recourent ni la schistosité alpine, ni en général le plan de recristallisation du sédiment (p.143). Il est alors possible de voir dans ces galets, et partant, dans ce matériel fin qui les accompagne, le remaniement d'anciens micaschistes à graphite constituant la couverture métamorphique la plus récente du massif et dont il subsiste actuellement quelques vestiges disposés en charnières synclinales (Cl. Bordet, 1957).

Conclusions

En conséquence, la nature grise du pigment serait en grande partie héritée.

Par ailleurs, compte-tenu de la taille des éléments et de la distance de transport, il est à supposer que l'édification d'un sol conduisant à l'élaboration de produits rouges a été battue en brèche par les écroulements dont a été le siège l'arrière-pays. Quoiqu'il en soit, le pigment charbonneux, hérité ou néoformé, masque la présence des hydroxydes de fer bien différenciés en lumière réfléchie. Les dosages de fer total révèlent des pourcentages analogues dans les grès du Houiller et ceux du Stéphanien supérieur.

b) Le Stéphanien supérieur -- Permien

L'arrivée de matériaux rouges ou pédolithes s'accompagne d'apports de fragments de schistes cristallins inaltérés; ils témoignent là également de périodes où l'érosion du massif s'effectuait à nu, sans qu'intervienne la pédogénèse. Nous pensons que ces pédolithes ont pu être préparés déjà pendant la longue phase du Stéphanien moyen pourtant caractérisée par l'abrasion de tout le Houiller déposé dans des aires non-subsidentes. Il est à noter que, du même coup, cette abrasion a éliminé de l'arrière-pays les micaschistes à graphite qui n'apparaissent plus qu'épisodiquement dans le détritique (quelques niveaux dans l'Arête de l'Evêque).

La répartition dans les dépôts de produits à dominante grossière et chimiquement inaltérés avec ceux qui ont subi au préalable une altération pédogénétique, s'ordonne selon la "méga-séquence" proposée à la Fig. 54. Elle montre d'autre part de grandes analogies avec le "thème enallactique" de G. Lienhardt (1961), défini à propos des sédiments stéphaniens de Lons-le-Saulnier, et basé sur la rythmicité à grande échelle d'apports riches en feldspaths et de couleur claire (arkoses provenant de la désagrégation mécanique du socle granitique) et pauvres en feldspaths, de couleur sombre (altération pédologique sous couvert forestier).

Ici, notre "méga-terme de base" composé surtout d'éléments chimiquement peu évolués correspond au "Terme enallactique inférieur, à feldspaths lorsque la roche-mère est susceptible d'en fournir, tandis que le "méga-complexe terminal" renfermant les assises colorées, serait l'équivalent du Terme enallactique supérieur pauvre en feldspaths.

Conclusion

Cette répartition des types de sédiments est encore nette dans le Stéphalien supérieur, malgré l'interférence des deux systèmes de courants dégagés dans la deuxième partie. Elle est beaucoup moins claire en ce qui concerne l'Autunien-Permien, où les remaniements des dépôts sont évidents. Ainsi que nous l'avons déjà proposé, nous voyons là le résultat de mouvements de surélévation du socle consécutifs de la deuxième phase asturienne.

III - CONCLUSION DU CHAPITRE PALEOGEOGRAPHIE

La conclusion paléogéographique que l'on peut esquisser, nécessairement liée à l'hypothèse de départ énoncée précédemment, s'intègre dans l'ensemble des conclusions fragmentaires déjà formulées au long de ce travail. En résumé :

La raréfaction progressive à partir du Stéphalien supérieur et pour des causes essentiellement climatiques du couvert

végétal jouant le rôle de filtre mécanique tant dans l'arrière-pays que dans le bassin de sédimentation, a entraîné le remaniement de sols antérieurement formés dont l'apparence est restée dès lors identique au lieu de formation et au lieu de sédimentation. Cette modification climatique régionale vers une plus grande aridité peut être mise sur le compte de l'aplanissement global de la topographie amenant la disparition du régulateur hydrique constitué auparavant par les reliefs hercyniens orientaux. Ceux-ci, en périodes de réajustements isostatiques, ont fourni des matériaux bruts déposés sous régime fluvial ou torrentiel et conservés dans le sillon subsident, comblé à la fin du Primaire et dont l'exutoire était toujours situé au SE de la région étudiée.

C H A P I T R E II

EVOLUTION DIAGENETIQUE DES SEDIMENTS GRESEUXI - LE PROBLEME DES COLORATIONSa) Les niveaux gris fossilifères du Stéphanien supérieur

Ainsi que nous l'avons vu dans la première partie, ils apparaissent soit sous forme de lentilles dans les grès micacés rouge lie-de-vin ou dans des grès quartzeux grossiers, soit sous forme d'assises le plus souvent masquées dans les affleurements naturels. L'importance de ces dépôts, représentant le type normal des sédiments carbonifères, n'est donc pas négligeable dans la série inférieure des Grès d'Allevard.

Lorsqu'ils sont interstratifiés dans des grès quartzeux, l'opposition des teintes est brutale, étant fonction de la granulométrie (gisements fossilifères de Pré-Rond, SE de Fontaineterre, etc...)

Par contre, dans les grès fins et pélites micacées rouges lie-de-vin, il y a passage graduel des teintes : sur l'échelle verticale, l'apparition des faciès colorés semble encore liée à la granulométrie : celle des niveaux gris est immanquablement plus fine. Latéralement la variation des colorations est plus rapide que celle de la granulométrie (cas des lentilles de pélites grises fossilifères de Pommier-Bouchard), et elle s'accompagne aussitôt de la disparition, dûment constatée, des empreintes fossiles. Cependant, dans le cas général, la présence de végétaux n'est pas liée à la granulométrie du sédiment ; on en connaît dans des grès grossiers gris à Malatrait, au Grand-Collet, parfois disposés au travers du litage ; on peut en conclure que le matériel phytogène n'apparaît pas seulement dans les milieux de sédimentation calme ; son existence doit être reliée à la coloration grise, manifestement primaire, du sédiment. Par suite, si nous admettons le dépôt

de sédiments formés par une pédogénèse (couleur rouge) nous devons invoquer un processus de diagénèse précoce avant induration - dans le cas contraire les empreintes seraient conservées - avec oxydation du sédiment, pour rendre compte de leur caractère azoïque.

Micrographie :

--/Grès fins et pélites grises (microfaciès 1) Ph.20

La texture est finement litée ; le quartz de petite taille, ici abondant, avoisine avec de nombreuses paillettes de muscovite détritiques, limpides, tronquées par la schistosité. Le litage est souligné par des pellicules charbonneuses anastomosées dans lesquelles on note la présence de pyrite, goethite et limonite en zones diffuses. Des chlorites secondaires, des granules de leucoxène et des plages d'ilménite, de carbonates apparaissent dans la matrice de micas secondaires. La schistosité est nettement soulignée par du graphite et d'abondantes phyllites secondaires (phengite et séricite).

--/Grès fin micacé rouge lie-de-vin
(microfaciès 2, photo 21)

Le litage est matérialisé par une accumulation de biotites détritiques, décolorées et souvent verdies, cataclastiques, épigénisées en chlorites et allongées selon la stratification. Le quartz de petite taille, anguleux, apparaît corrodé par un pigment ferrugineux qu'on retrouve abondamment dispersé dans la matrice phylliteuse et fixé le long des plans de clivage des "vieilles" biotites. Il s'agit de goethite et peut être d'hématite. Présence de rutile dont l'origine est à rechercher dans l'altération des ferromagnésiens. Le sphène, l'ilménite, probablement détritiques, ne sont pas rares.

--/Pélite micacée rouge lie-de-vin
(microfaciès 3, photo 22)

L'échantillon a été prélevé au voisinage d'une passée grise fossilifère. Il s'agit d'un matériel fin, rythmé, composé d'alternances de micas, très dilacérés, fréquemment de

biotites cataclastiques, chloritisées, porteuses de granules ferrugineux, avec des lits de silt, très riches des mêmes granules libres, brun-rougeâtre (goethite). Présence de sphène, leucoxène et rutile, tourmalines et zircons.

Interprétations :

Le graphite dont la stabilité au cours de la diagénèse nous apparaît fiable, est totalement absent de ces deux derniers microfaciès. On en déduit que dès la période d'enfouissement la matière organique fut oxydée et entraînée contrairement au cas des pélites grises où on la retrouve sous forme de pyrite et de graphite. Par suite, les modifications de l'état du fer n'ont pu apparaître que tôt dans l'histoire du dépôt, révélant d'une part l'instabilité - donc l'hydratation - du fer ferrique dans le pédolithe initial passant postérieurement, à l'état réduit par l'intervention probable des acides humiques, ou passant à l'état anhydre (Paléosol et grès lie-de-vin) et d'autre part les variations très rapides du potentiel d'oxydo-réduction sur une même horizontale. Cependant nous n'avons pas la preuve, en lame-mince, de l'existence d'un milieu franchement oxydant : selon E.C. Dapples (1967) un tel milieu aurait provoqué la kaolinisation et l'expulsion du fer des biotites et non pas leur chloritisation.

b) Passage latéral des pélites grises aux pélites beiges

Un passage graduel s'observe entre les pélites silteuses grises et les grès fins ou pélites brunes et beiges (Malatrait, Les Envers, Arête de l'Evêque et Mont-Mayen). Cette modification des teintes apparaît en affleurement naturel le plus souvent comme une altération météorique banale sur quelques centimètres de la couleur grise primaire. Elle peut être beaucoup plus profonde en affleurement frais (piste du Grand Collet - Occiput) ce qui permet de supposer une transformation ancienne.

Les Faits - Etude du microfaciès 4. Photo 23

La texture est finement litée et comparable à celle des pélites grises ; les micas blancs détritiques sont rares devant l'importance des phyllites secondaires, phengite, séricite et chlorite, recristallisées suivant le plan de stratification. L'originalité du microfaciès réside en la présence de sphérulites de 100 μ , bruns noirâtres dans leur partie corticale (goethite ?) auréolée de chlorites et dont le centre est occupé par du quartz de la calcédoine, chlorite, calcite, épidote et albite (?), le tout manifestement secondaire. Présence de limonite diffuse dans la matrice.

Interprétation :

L'origine de ces amas de substitution n'est pas claire, mais nous pouvons en écarter la cataclase de ferromagnésiens ou de grenats détritiques ou néoformés, si l'on tient compte d'une part de la granulométrie fine du sédiment qui interdit le dépôt de minéraux d'une telle densité et taille, d'autre part du très faible degré de métamorphisme de la roche. Nous pensons qu'il s'agit là d'anciennes pyrites datant de la phase réductrice initiale en voie de destruction, libérant par oxydation les hydroxydes ferriques qu'on retrouve concentrés à la périphérie des sphérulites et disséminés sous forme de voile colloïdal jaunâtre dans la matrice.

Certains grès bruns renferment en effet des pyrites de grande taille et automorphes, mais il est vrai leur relation génétique avec le pigment diffus de limonite qui colore la roche reste à démontrer.

c) Association des grès et conglomérats verts et grès micacés rouges (Série de Pommier-Bouchard)

- Les Faits. Microfaciès-type des grès verts (Photo 24)

Le quartz est représenté par des éléments de toutes dimensions, anguleux, des fragments de quartzites métamorphiques reconnaissables à leur engrenage prononcé. On observe fréquemment une auréole pigmentaire matérialisant le contour primitif du grain, accompagnée d'une importante accumulation de granules ferrugineux rouges dans leurs craquelures. Ces amas constitués d'hématite se montrent bien différents des inclusions à gouttelettes d'hématite visibles dans certains quartz roses du Trias. La même altération affecte les fragments de schistes cristallins entourés d'une gaine ferrugineuse et où l'envahissement s'effectue le long de la foliation. Ce processus d'altération est net à l'affleurement où les quartz piquetés de rouge tranchent sur la "mésostase" verte. Celle-ci, en fait peu abondante, est composée de séricite et de phengite néoformées et surtout de chlorites très pléochroïques, cristallisées dans les pores intersticiels ou superposées à l'ancienne matrice argileuse. On note également la présence de carbonates (sidérose et calcite ferrifère).

- Interprétation :

L'ensemble comprenant les matériaux détritiques des grès verts et les grès micacés rouges surincombants correspond à un même "sol relique" remanié et trié au cours du dépôt et identique quant à ses composants au Paléosol de Malatrait. Le grès de base généralement débarrassé de la fraction fine micacée a conservé une porosité naturelle. Nous pensons qu'elle a pu permettre leur évolution vers un stade réduit par circulation d'une nappe phréatique, entraînant la cristallisation de chlorites dans les pores et dans la matrice résiduelle à partir des "vieilles" biotites, ici totalement décomposées. Ce processus n'a pu intervenir que tôt et a conduit selon une réaction

classique qui s'apparente au phénomène de l'halmyrolyse à une oxydation du matériel fin du sommet de la séquence probablement en contact temporaire avec l'atmosphère, alors qu'il a favorisé sa réduction en profondeur par hydratation sans oxydation des silicates ferromagnésiens importés de la roche-mère et de la phyllisation des plagioclases résiduels. On peut se demander cependant si une partie des chlorites n'est pas d'origine détritique : dans ce cas elles seraient nées à partir du même processus d'hydratation dans les zones profondes de la roche-mère, non soumises à la rubéfaction pédologique. Si le phénomène a pu se produire - nous connaissons des zones du socle enrichies en chlorites à quelques mètres du contact - la stratonomie pédogénétique du matériel en place n'a pu évidemment être conservée telle quelle dans le dépôt final. Cette dernière hypothèse est donc à rejeter dans le cas de la série rythmée étudiée.

d) Les phénomènes de décoloration

Ils se manifestent sous deux formes principales :

- Décoloration des grès chloriteux : Par élimination en surface de la chlorite sur une épaisseur parfois importante (1 mètre au Grand-Collet), elle affecte le grès d'une porosité diagénétique : sa teinte vire au blanc ; souvent les pores sont tapissés de dépôts d'hydroxydes de fer et de carbonates (calcite, sidérose). Ils revêtent alors une teinte rouille.

- Décoloration des grès rouges (Autunien du Col du Barioz) : Ce phénomène de réduction connu (G. Lienhardt, Colloque "Trias", 1963) aboutit à la disparition pure et simple des hydroxydes et hydrate de fer contenus dans le ciment ou portés par les micas et chlorites de substitution. Seul le pigment inclus dans les quartz recristallisés peut être conservé, mais sa densité n'est plus suffisante pour colorer la roche. Cette réaction diagénétique tardive se produit en particulier le long de fissures apparentes ou virtuelles liées au système de diaclases tardives NW-SE (Photo 25).

e) Conclusion

L'hypothèse basée sur l'élaboration du pigment rouge au cours d'une longue période de pédogénèse forestière et son remaniement sous forme de phase résiduelle implique l'existence d'une phase migratrice subordonnée (bases alcalines et alcalino-terreuses) qu'on ne retrouve pas dans la série du Stéphaniens supérieur, sinon à l'état diffus. Compte-tenu de la puissance et de l'orientation de l'agent de transport, il n'est pas exclu que cette phase se soit sédimentée dans une aire lointaine : elle pourrait déjà être représentée par les bancs carbonatés, étudiés par B. Pomerol (1967) dans l'Autunien du Grand-Rocher.

L'étude synthétique qui précède montre qu'une diagénèse précoce, liée au potentiel d'oxydo-réduction du bassin, intervient nécessairement en transformant plus ou moins les produits de l'altération pédogénétique peu après leur dépôt. Elle apparaît d'autant plus clairement que, contrairement aux bassins houillers typiques, le pigment charbonneux est ici localisé ou absent.

Selon la terminologie introduite par E.C. Dapples (1967) les processus diagénétiques responsables des modifications précoces (dépôt et enfouissement) appartiennent au stade d'évolution rédoxomorphique du sédiment. Il est basé en ce qui nous concerne sur l'hydrolyse des ferromagnésiens et sur les modifications de l'état physico-chimique du fer libre ou fixé. Il est clair cependant que le stade rédoxomorphique inclut des transformations physico-chimiques qui peuvent se produire à la fois dans la roche-mère soumise à l'altération pédogénétique et dans le sédiment à l'époque de son dépôt et de son enfouissement précoce. Nous sommes conduits, dans cette étude relative à des grès continentaux, à proposer le terme de "Pédomorphisme" de la roche-mère pour désigner les phénomènes présidant à l'élaboration du sédiment sous l'influence prépondérante du climat, qui conserve sa définition au Rédoxomorphisme du sédiment, à savoir les phénomènes de diagénèse précoce sous l'influence des conditions physico-chimiques régnant dans le bassin de sédimentation.

II - LE PROBLEME DU VOLCANISME DANS LES GRES D'ALLEVARD

SILICIFICATION DES SEDIMENTS

A - LES DONNEES CLASSIQUES

Il a été posé par A.C. Tobi en 1958 avec la découverte dans un niveau d'"arkose" de la coupe du Bréda d'un caillou de rhyolite. Selon l'auteur, l'existence d'un volcanisme permien est responsable de l'intense silicification du sédiment. Plus récemment, B. Pomerol (1967) conclut dans ce sens son étude pétrographique : "La structure originelle ne correspondait pas à un grès typique avec des grains de quartz détritiques et un ciment argileux ou calcaire, mais certainement à des cinérites gréseuses"... "La matrice semble être formée de feldspaths décomposés, les amas d'oligiste avec traces de ferromagnésiens rappelant des lapillis volcaniques, donnent à penser que les quartz détritiques étaient mélangés à des cendres volcaniques provenant peut-être de volcans explosifs".

Nous n'avons jamais observé dans nos sédiments de quartz à reliquats magmatiques vitreux, indices certains d'un volcanisme. D'autre part, l'existence de ferromagnésiens dans les sédiments n'en constituent pas nécessairement la preuve.

B - LES FAITS ET INTERPRETATION

Un certain nombre de microfaciès peut néanmoins prêter à discussion :

a) Pélites silteuses jaunes (microfaciès 6), tendres, massives, rencontrées aux abords des chalets de Pré-Rond. Le niveau d'où elles proviennent n'a pas été repéré. La texture est très finement litée, la mésostase est formée de chlorite, phengite et séricite orientées selon la stratification et de quelques éclats de quartz (10 à 25 μ). On y reconnaît la trace d'anciens minéraux (100 μ) cataclasés, pseudomorphosés en chlorite et épidote. Leur contour matérialisé par un film de limonite apparaît

vaguement prismatique. S'agit-il d'un tuf à "texture oblitérée" (P. Bordet, 1951) ? L'absence de tout indice minéralogique ne permet pas de l'affirmer. L'objection majeure réside, là encore, dans la taille des "ferromagnésiens" détruits, dont l'origine détritique est incompatible avec la granulométrie fine du sédiment.

b) Pélites silteuses vertes (microfaciès 7, photo 26)

Autunien du Bréda.

La roche verte, massive, luisante apparaît hétérogène au microscope : on distingue d'une part une trame, orientée parallèlement au plan général de stratification, composée de chlorite, phengite et séricite, très fines, accompagnées de calcédoine et de carbonates diffus. Il existe dans cette matrice des tourmalines, grenats et biotites détritiques et des fragments de quartz de 25 à 50 μ , dont le faciès curieux en écharde est caractéristique. D'autre part, on y voit également des amas boursoufflés assez mal circonscrits constitués de phengite et de chlorite microcristallines et totalement dépourvus de quartz. Si l'origine de ces amas phylliteux peut s'expliquer par la dévitrification de globules de verre ponceux, ou mieux par la recristallisation de gravelles ou galets mous d'argiles, celle des quartz en écharde est encore moins claire. S'agit-il d'une silicification d'anciens microlithes de feldspaths ? Selon P. Bordet, l'origine volcano-détritique de ce sédiment n'est pas démontrable.

c) Basalte calcitisé (microfaciès 8)

Un affleurement situé dans le Stéphanien supérieur à 250m au N-NE des chalets du Petit-Collet montre une roche curieuse : très circonscrite, elle forme une lentille allongée d'une dizaine de mètres dans le sens des structures, large de 3, émergeant d'une dépression fermée occupée par une tourbière. Il s'agit d'un matériau fin, très massif et dur, noirâtre en

cassure et présentant une patine très superficielle blanche, rosâtre ou verdâtre.

Au microscope, la pâte est uniformément microcristalline, teintée en sombre par un pigment ferrugineux, et assez riche en carbonates diffus. Les flaques de quartz recristallisé ne sont pas rares. On y distingue également un grand nombre de fantômes souvent rhomboédriques ou simplement quadrangulaires, limités par une pellicule d'oxyde de fer et dans lesquels ont recristallisé calcite, epidote, chlorite et exceptionnellement l'albite. Les plus importants et les mieux définis renferment des trainées d'oxydes de fer matérialisant deux directions d'anciens plans de clivage à 120° . Il s'agit, semble-t-il, d'amphiboles. Nous aurions affaire là à un dyke de basalte très altéré. S'il en est ainsi, l'âge de sa mise en place n'est évidemment pas connu, mais postérieur au Stéphanien C. Néanmoins nous avons supposé sur la carte au 1/10.000ème sa parenté avec les spilites triasiques. Là comme ailleurs des études géochimiques comparatives seraient nécessaires.

d) Galets silicifiés (microfaciès 9, photo 27)

Leur apparence est identique à celle du galet décrit par A.C. Tobi (1958) dont il suppose l'origine volcanique. De tels cailloux ont été rencontrés en lame mince à tous les niveaux des Grès d'Allevar. Nous n'en connaissons pas dans le Houiller. Le plus bel exemple provient d'un grès gris-rose mylonitisé associé aux grès blancs de Pré-Rond.

L'élément, fortement étiré, d'une taille de 2cm, montre une mésostase abondante à texture filée, composée de plages de calcédoine très fine. Le plan de réorientation commun de la roche est souligné par une trame de chlorite, de séricités et plus rarement de muscovites secondaires ; ces phyllites semblent avoir cristallisé à partir de pôles formés par d'anciens minéraux cataclasés (ponctuations noires), isodiamétriques, qui paraissent être eux-mêmes alignés suivant le plan de

schistosité. Leur altération récente a conduit à la cristallisation de touffes de chlorites de substitution non orientées. La nature de ces minéraux, sans contours cristallographiques nets, est inconnue mais leur orientation doit faire exclure une origine primaire.

Devant le quartz détritique, le quart néoformé automorphe, limpide et à extinction franche est nettement prédominant. Son apparition est certainement antérieure à celle de la schistosité qui n'y pénètre pas, mais ses rapports avec la recristallisation de la pâte sous forme de calcédoine n'ont pu être définis dans le cas présent.

Il n'existe pas d'argument décisif pour conclure à l'origine volcanique de ce galet. Pas de feldspaths, sanidine; le verre, s'il a existé, a totalement recristallisé.

Conclusion ;

Quoiqu'il en soit, l'existence de galets d'origine volcanique dans le sédiment ne constitue pas la preuve d'émissions volcaniques à l'époque du dépôt.

e) Les Silicifications

Un début de croissance idiomorphe de quartz a été très fréquemment observé à partir de calcédoine constituant une partie de la matrice du grès (toutes les séries). Le phénomène de silicification est en effet général dans les sédiments stéphaniens et autuno-permiens. Il est également très net dans le Trias grésodolomitique (photo 28). Outre le nourrissage secondaire du quartz détritique sous forme de bourgeonnements digités, il provoque le remplissage des pores et la superposition de silice hydratée dans le ciment primitivement argileux. Les phyllites semblent postérieures à cette phase de silicification.

f) Conclusion

L'origine de la silicification n'est pas nécessairement liée au volcanisme - d'ailleurs indémontrable par les moyens dont nous disposons - comme le défend A.C. Tobi. D'autre part, l'existence d'une pâte feldspathique, en tant que ciment, oblitérée par les recristallisations ultérieures, n'est pas évidente.

La silicification peut résulter d'un processus de mobilisation de la silice, à partir de la surface, sous climat du type tropical à saisons alternantes (G. Millot, 1959).

La silice empruntée aux quartz cariés et corrodés par les hydrates et hydroxydes de fer polymérise en profondeur et floccule sous forme d'opale et de calcédoine.

Pour E.C. Dapples (1967), ce processus de silicification apparaît surtout au moment de l'induration et de l'enfouissement du matériel. La pression, augmentant après lithification conduit à la destruction des argiles et à la déshydratation de la silice. L'ensemble de ces phénomènes diagénétiques, accompagnés d'autres modifications qui revêtent un caractère accessoire dans notre matériel apparaît au stade Locomorphique, caractérisé par des cristallisations intersticielles autour d'éléments chimiquement inertes et des substitutions "in-loco" à partir de minéraux d'altération.

Pour A.G. Kossovskaja, Vsevolod, D. Shutov (1958), c'est le stade épigénétique, dont les facteurs dominants sont l'élévation de la pression et l'influence des eaux intersticielles.

III - LA RECRISTALLISATION GENERALE DES SEDIMENTS

a) Les Faits et leur interprétation

Elle a été étudiée par D. Dondey (1961) dans la région du Collet, et les faits qu'il en a dégagés ne seront pas, pour la plupart, démentis par nos observations :

L'évolution diagénétique ultime des grès a abouti à la recristallisation de la matrice argileuse, non transformée en calcédoine et quartz, en phyllites : muscovites (phengites) parfois de grande taille et chlorites. Ces minéraux néoformés ont cristallisé en un premier temps - nous l'avons déjà mentionné - dans un plan assimilable au plan du litage, en contournant les éléments détritiques. Ce fait, établi par D. Dondey, est aisément vérifiable dans les sédiments fins où les phyllites secondaires s'allongent parallèlement aux micas détritiques, mais n'est valable que dans les zones où la couverture n'a pas été fortement plissée : affleurements autuno-permiens occidentaux, Stéphanien supérieur de Pommier-Bouchard dans la zone occidentale du Collet. A l'Est de cette zone, l'ancienne orientation des phyllites est tertiairement recoupée et oblitérée (photo 29) par la schistosité dont les recristallisations propres montrent une ampleur plus grande que ne l'a admis D. Dondey (Photo 30). "D'une manière générale, la roche tend à être réorientée, les phyllites basculent et s'alignent parallèlement à cette nouvelle direction ; le quartz s'amincit en amandes dont parfois les extrémités se fragmentent et sont entraînées ou vont recristalliser le long du clivage schisteux" (Photo 31).

Outre la torsion des phyllites secondaires ou détritiques et la remobilisation du quartz qui recristallise sous forme de "Pressure-shadows" orientées, à partir des minéraux antérieurs (quartz, biotites, pyrites idiomorphes, chlorites, micas) on note l'apparition liée à la schistosité, de phyllites tertiaires parfois très nombreuses (phengites, chlorites, séricites), qui s'insinuent à la périphérie des minéraux à partir de la matrice.

Est attribuable à ces deux phases de phyllitisation l'authigénèse du rutile, particulièrement nette dans certains niveaux de pélites vertes de Montouvrard et du Bréda (Autunien) où il cristallise sur les chlorites secondaires orientées selon le plan de stratification et également - il est vrai - dans les amas de silice microcristalline. Celle de la tourmaline à partir d'un noyau détritique (photo 32) s'effectue quelquefois en "pressure-shadows" parallèlement à la schistosité.

D. Dondey (1961) signale l'apparition d'albite dans les sédiments : celle-ci est très nette dans les carbonates du Trias et a été reconnue dès 1850 par Ch. Lory. Nous n'y voyons que la manifestation d'une autigénèse banale. Mais contrairement à ses opinions, elle revêt un caractère exceptionnel dans le Primaire : l'auteur s'est en effet basé sur l'étude du "Permien" de la galerie du Veyton situé aux abords du "Synclinal médian". Ses descriptions soulignent le caractère a-typique du sédiment par la présence d'abondantes plages de carbonates, rehaussé encore par celle de porphyroblastes d'albite mâclés karlsbad, inconnus au Collet. On doit noter, par ailleurs, que les cargneules triasiques du "Synclinal médian" étudiées au Col de Claran, sont beaucoup plus riches en feldspaths authigènes que ses homologues du Collet. (Photo 33)

On peut penser, dans ces conditions, qu'une métasomatose sodique liée à des venues hydrothermales s'est superposée dans cette zone complexe à la paragénèse normale du sédiment.

- Origine de la phyllitisation primaire

Développée dans un plan voisin de celui du litage, elle est attribuée par Dondey aux effets de la surcharge créée par les séries secondaires dauphinoises dont l'épaisseur - selon un document inédit communiqué à l'auteur - atteindrait le chiffre de 7.000 mètres.

A la suite de Dondey, nous sommes prêts à voir là une raison de la phyllitisation première des sédiments mais, contrairement à ses vues, nous pensons qu'elle fut, dans cette hypothèse, acquise antérieurement à toute manifestation de la tectonique - et du métamorphisme - alpins.

- Origine de la phyllitisation secondaire

La seconde phyllitisation localisée et d'ampleur variable est, selon nous, seule à être imputable à cette tectonique et on ne peut s'empêcher d'y voir, compte tenu de l'enchaînement hypothétique des faits structuraux déduits dans la première partie de ce travail, la réapparition d'une ancienne schistosité hercynienne, de direction analogue et localisée dans les zones effondrées du socle.

b) Conclusion

Dans l'optique où nous avons placé notre étude pétrographique, la première phyllitisation nous apparaît typiquement diagénétique et conforme dans ses manifestations au troisième stade dit Phyllomorphique de E.C. Dapples (1967). Il est caractérisé par la remobilisation des quartz détritiques et locomorphiques, la néogénèse de phyllites, voire de micas dans un milieu chimiquement neutre ou légèrement oxydant, ainsi que l'apparition de feldspaths secondaires. C'est le domaine de l'authigénèse (au sens de Dapples). La deuxième phyllitisation ne se distingue pas fondamentalement de la première quant aux minéraux recristallisés : l'apparition de tourmalines authigènes, banale si elle se produit seule (authigénèse classique M. Topkaya, 1950), est ici reliée à la phyllitisation tertiaire : dans ce cas, le phyllomorphisme, dont le facteur générateur prépondérant est la tectonique, confine au métamorphisme des sédiments.

C'est l'équivalent de la chlorite - zone de A. Harker (1932), de la zone à "Spiny Structures" de A. Kossovskaja (1958).

CONCLUSION DU CHAPITRE

Vus sous l'angle d'une évolution diagénétique selon le schéma tracé par F.C. Dapples (1962-1967), nos sédiments gréseux du Primaire ont pu se prêter à une étude synthétique tenant compte des paramètres climat, tectonique, paléogéographie (notamment l'enfouissement). Elle comporte à ce jour de nombreuses lacunes et nous avons dû, pour en réaliser l'exposé, abandonner la description de nombreux cas d'espèce intéressants en soi.

Dans le cadre de cet essai, nous n'avons pu évidemment aborder l'étude des principaux microfaciès de nos sédiments triasiques dont la description avait été tentée dans une voie similaire.

C O N C L U S I O N S G E N E R A L E S
=====

LES SERIES ETUDIEES DANS LEUR CONTEXTE HERCYNIE

I - LE HOULLER

Prolongements structuraux lointains de ceux du Mont Saint-Mury et du bassin de La Mure, nos affleurements houillers s'en différencient cependant par l'abondance des conglomérats, l'extrême rareté de l'anhracite (Prodins) et l'absence apparente de faune limnique. Des corrélations stratigraphiques ont pu être établies entre ces deux bassins productifs à partir des veines de houille et des tonsteins (J. Haudour et J. Sarrot-Reynauld, 1963). Elles ont conduit l'auteur, rejoignant ainsi les vieilles idées de P. Lory à concevoir non pas l'existence passée de petits bassins isolés, mais bien d'une vaste aire de sédimentation à l'emplacement des Massifs cristallins externes, peut-être en communications épisodiques avec le Bassin briançonnais.

Dans ces conditions et dans l'hypothèse classique où les divers bassins de Belledonne méridionale sont contemporains les uns des autres, nous sommes portés à croire que notre Houiller représente, par tous ses caractères sédimentologiques, le dépôt de haute énergie abandonné par l'agent vecteur, la fraction plus fine et le terme végétal allant se sédimenter plus au Sud à l'emplacement de l'actuel bassin de La Mure.

Cependant, en se référant aux données modernes de paléobotanique (C. Greber, 1965), on remarquera l'abondance des Alethopteris grandini ZEILLER à Prétermont, ce qui constitue un argument - ténu il est vrai - pour admettre en ce point l'existence de Stéphanien B. Dans cette seconde hypothèse, on aurait là l'équivalent de l'assise de Courchevel du Houiller des zones internes, datée du Stéphanien B et caractérisée par

ses venues conglomératiques. Dès lors, notre Houiller ne représenterait plus que l'homologue du sommet des séries de La Mure et l'équivalent du Houiller d'Oris-en-Rattier - Entraigues (Isère) et celui des Grandes Rousses. Des fouilles dans le gisement prometteur de Prétermont seraient donc encore nécessaires.

II - LE STEPHANIEN SUPERIEUR - AUTUNIEN-PERMIEN

Connu jusqu'à présent en un point de la zone externe des Alpes, au sondage de Barles (Basses Alpes) il fait suite en discordance au Stéphanien A (B ?) dans la Montagne du Collet d'Allevard. Son existence actuelle, due à sa position particulière en remplissage de fossé d'effondrement, nous conduit à admettre que la sédimentation carbonifère a repris de nouveau dans la zone externe après un comblement généralisé des aires subsidentes au cours du Stéphanien moyen : C. Greber (1965) fait remarquer à ce propos que l'extension des gisements carbonifères de la zone externe ne dépasse pas le début du Stéphanien B.

La phase tectonique, réplique tardive de la phase asturienne, qui précède la reprise de la sédimentation - bien que très nette dans son résultat - revêt un caractère mineur, étant liée plus à des phénomènes de tassement et d'effondrement des sédiments, donc aux inégalités de la subsidence, qu'à un replissement généralisé du socle et de sa couverture : elle n'est d'ailleurs pas connue, semble-t-il, dans les régions hercyniennes voisines : Alpes internes, Massif Central, Provence ...). Dans cet ordre d'idées, nous ne pouvons trouver meilleure comparaison qu'avec la discordance stratigraphique interne mise en évidence localement par J. Fabre en plein Stéphanien inférieur du Houiller briançonnais (J. Fabre, R. Feys, C. Greber, 1955), ainsi qu'avec le conglomérat versicolore de Roucourt du Bassin du Nord - Pas-de-Calais, daté du Westphalien C et reposant sur les couches du Westphalien A redressées à la

verticale (P. Pruvost, 1947). D'autre part, l'apparition des faciès colorés dans le Stéphanien C. du Collet ne doit pas faire négliger l'importance des niveaux "typiques" du Carbonifère pourtant décrits depuis longtemps à partir d'affleurements naturels (Arête de l'Evêque). Cette apparition progressive, qui prendra toute son ampleur à l'Autunien, est connue peu après le Stéphanien moyen (Eopermien) dans les zones internes (Houiller briançonnais de la région du Galibier) (R. Feys, 1957 ; J. Fabre, 1958). Elle est connue également au Stéphanien C dans le Jura (sondages de Lons-le-Saulnier) et dans les bassins de la bordure Est du Massif Central (Blanzay - Le Creusot - Saint-Etienne, etc...)

La parenté entre les bassins de la zone externe et ceux du Massif Central, édifiés à l'intérieur du Continent hercynien, s'affirme également par l'identité de la province florale (Ch. Lory, 1857 ; C. Greber, 1965) et surtout dans notre cas par l'extension équivalente des séries stratigraphiques et par la structure du bassin, peu altérée par l'orogénèse alpine :

- D'une part, la sédimentation se poursuit du Stéphanien C à l'Autunien et au Permien dans notre zone occidentale (Alleverd - Col du Barioz) avec raréfaction progressive des assises grises ainsi qu'un étalement de l'aire de dépôt qui n'apparaît plus cantonnée dans les zones instables et déprimées du socle (parties supérieures "transgressives" des séries du Buisson et de La Jeannotte). On retrouve cette disposition à l'Autunien des bassins d'Autun et de Blanzay.

Nos Grès d'Alleverd constituent en définitive un ensemble compréhensif allant du Stéphanien C à l'Autuno-Permien. Il est permis de penser que, pour une bonne part (zone occidentale), on a affaire au terme de passage ambigü (Stéphanien D) défini à propos de certaines séries du Massif Central (J. Doubingier, 1956).

- D'autre part, la structure du bassin carbonifère du Collet - Mont-Mayen limité à l'Est par le système d'accidents longitudinaux Φ_1 et Φ_2 dont les rejets atteignent 1000m au moins pour le plus ancien, 600m pour le plus récent, s'identifie à celle de la plupart des bassins stéphaniens du Massif Central : celui de Blanzay par exemple, effondré dans une fosse de subsidence autunienne, est bordé au SE dans la région de Perrecy par un accident hercynien important de 1000m de rejet et remobilisé à l'Alpin (Delafond, 1902, R. Feys ; J. Fabre, C. Greber, 1958). C'est le cas également du Bassin de Saint-Etienne, et à une échelle plus vaste, du Grand sillon houiller du Massif Central.

Plus loin, dans le Massif des Maures (P. Bordet, 1951) une structure identique s'observe en ce qui concerne les bassins datés du Stéphalien inférieur, du Reyran et du Plan de la Tour, chacun d'eux étant limité à l'Est par un grand accident longitudinal orienté N-S.

III - LE TRIAS

Discordant sur le Stéphalien supérieur au Collet d'Alleward, il semble en concordance avec l'Autuno-Permien dans notre zone occidentale ; mais il s'agit peut être d'une accordance tectonique due à la pente accentuée du contact du sédimentaire avec le socle. Corollairement, les différentes séries examinées, apparemment complètes, présentent des horizons de faciès variés pratiquement incorrélables entre eux dans le détail, ce qui rend illusoire les coupures stratigraphiques. Cependant, le niveau de quartzite de l'Arête de l'Evêque (Le Collet), connu sporadiquement dans le Nord-Ouest du Pelvoux (J.M. Buffières, J.L. Tane, 1963), peut être assimilé à un Werfénien, pâle reflet de ses symétriques briançonnais par delà le seuil vindélicien. A l'exclusion des couches de spilite qui sont classiquement rapportées à la limite Keuper-Rhétien, l'ensemble des niveaux, y compris les poudingues du Bard et du Chapelet,

l'horizon-repère des grès à feuillets et les dolomies gréseuses montrant une extension géographique assez constante, peut être rattaché au Muschelkalk supérieur - Keuper selon les données de J. Ricour (1961) et J. Haudour et J. Sarrot-Reynauld (1965) : en particulier, les puissantes assises de brèches monogéniques qui s'intercalent à des cotes diverses dans nos séries, sont habituellement connues vers le sommet du Trias des régions voisines. Elles traduiraient les remaniements du fond marin provoqués par les rejeux ultimes des vieilles fractures hercyniennes responsables, en fin de période, des émissions volcaniques.

B I B L I O G R A P H I E

=====

- BERSIER A. (1945) - Sédimentation molassique. Variations latérales et horizons continus à l'Oligocène. Eclóg. geol. Helv., vol. 38, n° 2.
- BERSIER A. (1951) - La sédimentation cyclique de type molassique paralikue en fonction de la subsidence continue. Sédimentation et quartenaire. Bordeaux, 1951, p. 9
- BERSIER A. (1958) - Séquences détritiques et divagations fluviales. C.R. 5ème Congr. Int. Séd. Ecl. géol. helv., vol. 51, n° 3, p. 854.
- BERTRAND P. (1938) - Stratigraphie du Westphalien et du Stéphanien dans les différents bassins houillers français. Congrès de Stratigraphie carbonifère de Heerlen, Liège, p. 93.
- BONTE A., GOGUEL J., GREBER Ch., LAFFITTE P., LIENHARDT G., RICOUR J. (1953) - Le Bassin houiller de Lons-le-Saulnier. Ann. des Mines, t. VI, p. 3
- X BORDET Cl. (1952) - Sur l'interprétation comme diapirs descendants de certaines des bandes de terrains secondaires pincés dans les massifs cristallins externes des Alpes. C.R.Ac. Sc., t. 235
- BORDET Cl. (1957) Recherches géologiques sur la partie septentrionale du Massif de Belledonne. Thèse, Paris. Mém. Expl. carte dét. France
- X BORDET Cl. et BORDET P. (1953) - Sur la présence de Carbonifère ante-Stéphanien dans la série cristallophyllienne du Massif de Belledonne (Alpes Françaises) C.R. Ac. Sc., T. 236, p. 305.
- BORDET Cl. et BORDET P. (1953) - Sur la structure des Massifs cristallins externes des Alpes françaises. C. R. Ac. Sc., t. 236, p. 500
- BORDET P. et BORDET Cl. (1954) - Sur l'existence d'un élément structural hercynien commun aux massifs de Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux (Alpes françaises) C.R.Ac.Sc., t. 238, p. 830.
- BORDET P. (1951) - Etude géologique et pétrographique de l'Estérel. Thèse, Paris, Mém. Expl. Carte géol. dét. France.
- BORDET P. (1956) - Les formations cristallophylliennes des Massifs externes entre l'Arc et la Bonne. B.S.G.F., n° 250, t. LIV, fasc. B.

- BORDET P. (1962) - Données provisoires sur la structure du Massif de Belledonne (sensu stricto).
B.S.G.F., n° 269, p. 161.
- BORDET P. (1963) - Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. T.L.G., t. 39, p. 173
- BORDET P. et CORSIN P. (1951) - Flore stéphanienne du massif des Grandes Rousses (Savoie).
C.R. Soc. géol. fr., n° 5, p. 73
- BUFFIERES J.M. et TANE J.L. (1963) - Trias de la couverture Nord Ouest du Massif du Pelvoux. Colloque sur le Trias. Mémoires du B.R.G.M., n° 15, p. 266
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1959) - Initiation à l'étude des sables et des galets. C.D.U., Paris.
- CAROZZI A. (1953) - Pétrographie des roches sédimentaires Dunod, Paris.
- CAROZZI A. (1951) - Le comportement des feldspaths anthigènes dans le Crétacé supérieur helvétique.
Arch. Sciences, Genève, 4, p. 134.
- Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du pétrole et du gaz naturel. Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. Technip., 1961-1966.
- Colloque sur la Biogéographie du Permo-Carbonifère et genèse des charbons. (1962) - C.R. Somm. Soc. Biogéographie n° 335-336-337 (Erhart H., Fabre J., Greber C., Aubréville A., Pruvost P., etc...)
- Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes Montpellier 1961. Mémoires du B.R.G.M., n° 15 (1963)
- CORBIN P. et OULIANOFF N. (1926) - Les contacts éruptifs et mécaniques de la Protogine. B.S.G.F., t. 26, p. 153.
- CORSIN P. et TOBI A.C. (1954) - Nouvelles données sur l'âge des Grès d'Allevard (Massif de Belledonne).
C.R.Ac.Sc., t. 259, p. 984.
- DAPPLES E.C. (1962) - Stages of diagenesis in the development of sandstones. Bull. Geol. Soc. America. vol.73 (8), p. 913.
- DAPPLES E.C. (1967) - Diagenesis of sandstones in : Larsen et Chilingar. (Editors) Developments in Sedimentology (8). Elsevier. Amsterdam, p. 91.

- DEBELMAS J. et MICHEL R. (1961) - Silicifications par altération climatique dans les séries alpines. T.L.G., t. 37; p. 7
- DEICHA G. (1950) - Observations préliminaires sur une recherche pétrographique systématique des inclusions carboniques. C.R. Somm. S.G.F., p. 57.
- DEICHA G. (1950) - Essai de manométrie minéralogique. B.S. Fr. Minéral., 73, p. 55
- DEICHA G. (1950) - Fluides minéraux et réactions géochimiques dans la lithosphère. Cahiers Géol. de Thoiry, n° 2, p. 9
- DEICHA G. (1950) - Essais par écrasement de fragments minéraux pour la mise en évidence de gaz sous pression. B.S. Fr. Minéral., 73, p. 439.
- DEICHA G. (1951) - Pneumatolyse et actions hydrothermales. Cahiers géol. de Thoiry, n° 7, p. 57.
- DEICHA G. (1951) - Les phases fluides dans les phénomènes pétrogénétiques : le témoignage des inclusions liquides et gazeuses face aux théories. BSGF, 1, p. 597.
- DEICHA G. (1951) - Contribution à l'étude des témoins d'action pneumatolytique d'âge alpin : résultats d'observation sur le granite de Bergell. C.R. Somm. S.G.F., p. 179.
- DEICHA G. (1952) - Dispositif expérimental pour l'observation directe de la décrépitation des inclusions liquides d'origine hydrothermale. B.S. Fr. Minéral., 75, p. 237.
- DEICHA G. (1952) - La genèse des roches filoniennes. Cahiers géol. de Thoiry, n° 12, p. 97.
- DEICHA G. (1955) - Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Signification dans la genèse des gîtes minéraux et des roches. Masson et Cie, Paris.
- DEICHA G. et BOULANGER P. (1960) - Rapports entre phases hydrothermale et pneumatolytique dans la formation des pegmatites. 21ème Congrès Int. Copenhague, 17, p. 109
- DELAFOND F. (1902) - Bassin houiller et permien de Blanzay et du Creusot. Gîtes minéraux de la France.
- DELAFOND F. (1920) - Le terrain houiller sur le pourtour du Morvan. B.S.C.G.F., t. 24, 142, p. 20.
- DEN TEX E. (1950) - Les roches basiques et ultrabasiques des lacs Robert et le Trias de Chamrousse (Massif de Belledonne). Leidse Geolog. Mededelingen, t. IV.

- DOLLE P. (1963) - Corrélations à l'aide de la granulométrie sur les lames minces dans certains grès du bassin du Nord - Pas-de-Calais. Vème Congr. Int. Strat. Geol. Carbonif., Paris.
- DONDEY D. (1960) - Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale (Alpes françaises) T.L.G., t. 36, p. 285.
- DONDEY D. (1958) - Contribution à l'étude tectonique et pétrographique de Belledonne méridionale (Région d'Allevere. Isère). C.R.S.G.F., p. 332.
- DOUBINGER J. et VETTER P. (1951) - Contribution à l'étude du Stéphanien supérieur dans le Massif Central français 3ème Congr. Géol. Stratig. Carbonifère, Heerlen, t;1, p. 149.
- DOUBINGER J. (1956) - Contribution à l'étude des flores autono-stéphanienues. Mém. Soc. Géol. Fr., 35, n° 75, p. 1
- DUCHAUFOR Ph. (1965) - Précis de pédologie, Masson et Cie Paris.
- EBRAY Th. (1865) - Renseignements sur la structure des Alpes dauphinoises. B.S.G.F., 2ème série, t. 23, p. 172.
- ERHART H. (1956) - La génèse des sols en tant que phénomène géologique. Paris, Masson.
- ERHART H. (1956) - La théorie bio-rhexistasique et les problèmes biogéographiques et paléo-biologiques. C. R. Somm. Soc. Biogéographie, n° 288, p. 45.
- ERHART H. (1962) - Témoins pédogénétiques permo-carbonifères C.R. Soc. Biogéographie, n° 335-336-337, p. 23.
- FABRE J. (1958) - Contribution à l'étude de la "zone houillère" en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie) Thèse, Paris. Mém. BRGM Fr. , n° 2, (1961).
- FABRE J., FEYS R., GREBER C. (1955) - L'importance de l'orogénèse hercynienne dans les Alpes occidentales. B.S.G.F., 6ème série, t.V, p. 233.
- FAYOL (1888) - Résumé de la théorie des deltas et formation du bassin de Comentry. B.S.G.F. (3), t.16, p.968.
- FEYS R. (1957) - ETUDE géologique du Carbonifère briançonnais Thèse Paris. Mém. B.R.G.M. Fr., n° 6, (1963).
- FOURNET J. (1850) - Notes sur quelques résultats d'une excursion dans les Alpes. Ann. Soc. Agr. Lyon (2) t.2 B.S.G.F., t. VII, p. 548.

- FREYTET P. (1958) - Contribution à l'étude du bassin houiller de Montvicq-Doyet-Bezenet (Allier)
D.E.S., Fac. des Sciences, Paris.
- GAGNY Cl. (1961) - Caractères sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauwackes du Culm dans les Vosges méridionales.
Bull. Serv. Carte Géol. Als et Lorr, t.15, fasc.4, p. 139.
- GIDON M. (1964) - Nouvelle contribution à l'étude du massif de la Grande-Chartreuse et de ses relations avec les régions avoisinantes. T.L.G., t.40, p. 187.
- GIDON P. (1950) - L'Age des Grès d'Alleverd (Isère).
C.R.Ac.Sc., t. 231, p. 974.
- GIDON P. (1952) - Les embûches des massifs cristallins, écaillies et "synclinaux inapparents". T.L.G., t. 30.
- GIGNOUX M. (1946) - Discordance hercynienne et métamorphisme en bordure des Massifs cristallins de la zone alpine externe. B.S.G.F. (5), t.16, p. 631.
- GIGNOUX M. (1960) - Géologie stratigraphique. 5ème éd. Masson et Cie, Paris.
- GIGNOUX M. (1951) - Discontinuité dans le Houiller et le Permien des Alpes françaises. C.R.Somm. S.G.F., p. 89
- GIGNOUX M. et MORET L. (1948) - Le Permien des zones externes des Alpes françaises. C.R.Ac.Sc., t. 226, p.853.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1952) - Géologie dauphinoise.
2ème éd. Masson et Cie, Paris.
- GOGUEL J. (1948) - Le rôle des failles de décrochement dans le massif de la Grande Chartreuse. B.S.G.F., t.18.
- GOGUEL J. (1952) - Traité de tectonique. Masson et Cie, PARIS.
- GRAS Sc. (1839) - Sur l'âge géologique des couches anthracifères du département de l'Isère.
Ann. des Mines, 3ème série, t. 16, p. 402.
- GRAS Sc. (1854) - Mémoires sur le terrain anthracifère des Alpes de France et de Savoie.
Ann. des Mines, t. V, p. 473.
- GREBER Ch. (1959) - Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. Thèse Paris.
Mémoire du B.R.G.M., n° 21.

- GUEYMARD E. (1831) - Sur la minéralogie, la géologie et la métallurgie du département de l'Isère. Bull. Soc. Statistique du département de l'Isère, p. 87.
- GUEYMARD E. (1840) - Mémoires concernant les anthracites et les calcaires magnésiens de l'Isère, Hautes et Basses Alpes. B.S.G.F., 1ère série, t.II, p. 379, 411, 432.
- GUETTARD (1779) - Observations sur les grès et gypses de la gorge d'Allevard. Mémoires sur la minéralogie du Dauphiné. t. II, p. 389.
- HARKER A. (1932) - Metamorphism., 1 vol., Methen 3e éd. Londres.
- HAUDOUR J. et SARROT-REYNAULD J. (1955) - Les assises supérieures du Trias dans le dôme de La Mure et les régions annexées (Note préliminaire). C.R.Soc. géol. Fr., n° 5-6, p. 89.
- HAUDOUR J. et SARROT-REYNAULD J. (1963) - 5ème Congrès de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère. Livret guide du voyage, n° 6 : Le Carbonifère des zones externes des Alpes françaises.
- KILLIAN W. (1893) - Une coupe transversale des Alpes françaises (C.R.Ac.Sc.)
- KILLIAN W. et REVIL J. (1908) - Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Mém. Carte géol. France, 2, n° 1, p; 108.
- KOSSOVSKAIA A.G., VSEVOLOD, SHUTOV D. (1958) - Zonality in the structure of terrigene deposits in platform and geosynclinal régions. Eclog.geol.Helv.vol.51,n°3,p.656.
- KUENEN Ph. H. (1953) - Signifiant features of graded-bedding Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol.37, n°5, p.1044.
- KUSS H. (1881) - Note sur les filons de fer spathique du canton d'Allevard. B.S.G.F., 3ème série, t.9, p.699.
- LANG J. (1969) - Petit guide pratique pour l'étude des sédiments meubles. C.D.U., Paris.
- LIARD PH. (1968) - Les inclusions des quartz. Leur rôle dans l'interprétation des sédiments détritiques. D.E.A., Géologie stratigraphique, PARIS.
- LIENHARDT G. (1961) - Subsidence et Enallaxie : deux phénomènes qui président aux dépôts stériles et phytogènes du Stéphanien de Lons le Saulnier (Jura). B.S.G.F. (7), III, n° 1, p. 101.

- LIENHARDT G. (1961) - Causes et genèse des colorations rouges et vertes du Saxonien et du Trias de Lons le Saulnier (Jura). Colloque sur le Trias, Montpellier.
- LLADLO Ll. (1951) - Sur le Carbonifère métamorphique des environs d'Entraigues en Valbonnais (Isère).
C. R. Somm., S.G.F., p. 254.
- LOMBARD Aug. (1951) - Rythmes sédimentaires et cyclothèmes dans le cadre de la sédimentation générale.
IIIème congr. strat. géol. Carbonif. Heerlen, p.415.
- LOMBARD Aug. (1956) - Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson et Cie, Paris.
- LORY Ch. (1850) - Composition minéralogique et chimique de quelques roches des Alpes.
B.S.G.F., 2ème série, t. 7, p. 87.
- LORY Ch. (1857) - Esquisse d'une carte géologique du Dauphiné
B.S.G.F., 2ème série, t. 15, p. 10.
- LORY Ch. (1860) - Description géologique du Dauphiné
Bull. Soc. Stat. Isère, t.5, p. 65.
- LORY Ch. (1860) - Géologie du Dauphiné - Coupe générale des Alpes d'Allevard à Suze.
B.S.G.F., 2ème série, t. 18, p. 34.
- LORY Ch. (1867) - Sur la structure des Alpes occidentales : Observations sur diverses notes de M. Th. Ebray.
B.S.G.F., 2ème série, t. 25, p. 215.
- LORY P. (1881) - Résumé de la course du 12 sept. 1881 : Excursion aux forges d'Allevard.
B.S.G.F., 3ème série, t. 9, p. 696.
- LORY P. (1893) - Etudes géologiques dans la chaîne de Belledonne. Note sur la bordure Ouest du massif d'Allevard. Ann. Enseign. Sup., Grenoble, t. 5, p. 1.
- LORY P. (1894) - Sur la constitution géologique de la région d'Allevard. Bull. Soc. Stat. Isère (4), t. 2.
- LORY P. (1895) - Etudes géologiques dans la chaîne de Belledonne. Ann. Université Grenoble, t. 7, n° 2.
- LORY P. (1924) - Révision de la feuille de Saint-Jean de Maurienne. Chaîne de Belledonne au Sud de l'Arc.
B.S.G.F., t. 29, p.
- LORY P. (1953) - Quelques observations nouvelles dans Belledonne méridionale. T.L.G., t. 30, p. 117.

- LORY P. et DEBELMAS J. (1952) - Le Carbonifère des environs d'Entraigues en Valbonnais (Isère). Observations au sujet d'une note récente de M. Llopis Llado. C.R. Somm. S.G.F., p. 278.
- LOUIS J. (1954) - Tectonique des bassins houillers de la bordure orientale du Massif Central. Thèse, Lémery et Fils éditeur, Lyon.
- LUCAS G. (1942) - Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed (Frontière algéro-marocaine). Thèse, Alger. B.S.C.G. Algérie, 2ème série, n° 16.
- LUCAS G. et VILLE P. (1967) - Etablissement d'une granulométrie par une méthode de carrés proportionnels. C.R.Ac. Sc., t. 254, p. 442.
- LUGEON M. (1911) - Sur l'existence de deux phases de plissements paléozoïques dans les Alpes Occidentales. C.R.Ac.Sc., T. 153, p. 842 et p. 984.
- MANGIN J. Ph. (1958) - Le nummulitique Sud pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon. Thèse.
- MATHIEU G. (1949) - Considérations sur les climats carbonifères et l'altitude des bassins houillers. Géol. Appl. et Prosp. min., Nancy, t.II, n°1, p.51.
- MILLOT G., RADIER H., MULLER-FEUGA R., DEFOSSEZ M., WEY R. (1959) Sur la géochimie de la silice et les silicifications sahariennes. Bull. Serv. Carte Géol. Als. et Lor., t.12.
- MILLOT G. (1961) - Silice, silex, silicification et croissance des cristaux. Bull. Serv. Carte Géol. Als. et Lorr.
- MILLOT G. (1964) - Géologie des Argiles. Masson et Cie, Paris.
- MORET L. (1951) - Les synclinaux fermés et inapparents des Massifs cristallins externes des Alpes occidentales. T.L.G., t. 29, p. 97.
- MORET L. (1954) - Précisions sur la nature et l'âge des "chapeaux" houillers formant quelques sommets du massif de Belledonne. C.R.Somm. S.G.F., p. 58.
- MORET L. et DEBELMAS J. (1954) - Contribution à la connaissance du Permien des zones externes des Alpes françaises : Le Permien d'Entraigues et des Rouchoux (massif du Pelvoux). C.R.Ac.Sc., t. 239, p. 1015.
- MORET L. et MICHEL R. (1958) - Observations sur un spilite triasique du massif d'Allevard. C.R.Somm.S.G.F., n°14, p.335

- PERRIAUX J. (1961) - Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Thèse. Mém. Serv. Carte Géol. Als. et Lorr. n° 18.
- POMEROL B. (1967) - Contribution à l'étude de la couverture permo-triasique du massif de Belledonne, dans la région du Grand-Rocher (Isère). D.E.S., Paris.
- PRUVOST P. (1930) - Sédimentation et subsidence. Livre jubilaire. Soc. Géol. Fr., t.II, p. 545.
- PRUVOST P. (1947) - Art des mines et Géologie : Bilan d'une collaboration. Cent. Ass. A.I. Lg. Congrès. Section géologie, p. 401.
- RAYMOND P. (1927) - The significance of red colours in sediments. Amer. Journ. of. Sci.(5), vol.13, n° 75.
- RICOUR J. (1962) - Contribution à une révision du Trias français. Thèse Paris. Mém. Carte Géol. de France.
- ROSFELDER (1961) - Thèse. Contribution à l'analyse texturale des sédiments. Université Alger. Thèse
- SARROT-REYNAULD J. (1958) - Comparaison des conditions de sédimentation et du comportement tectonique des assises du Trias dans les zones externes et internes des Alpes françaises. B.S.G.F. (6), T.7, p. 699.
- SARROT-REYNAULD J. (1961) - Etude géologique du Dôme de La Mure et des régions annexes. Mém. Trav. Lab. Géol., Grenoble, n° 2.
- SARROT-REYNAULD J. (1965) - Géologie de la région du Collet d'Allevard. Académie de Grenoble.
- SARROT-REYNAULD J. (1965) - Style tectonique et morphologie de la bordure occidentale de la chaîne de Belledonne au Sud d'Allevard. T.L.G., t. 41, p.7
- SARROT-REYNAULD J. (1964) - Accidents transverses et structure de la Chaîne de Belledonne au Sud d'Allevard. C.R.Ac.Sc., t. 259, p. 191.
- SCHUTTE I. (1967) - Relations entre les diverses inclusions du quartz dans le granite du Cap (Afrique du Sud). C. R. Ac. Sc., t. 264, p. 2865.
- SCLAFERT T. (1926) - L'industrie du fer dans la région d'Allevard au Moyen-Age. Revue géogr. alp., t. 14, p. 239.

- SOROTCHINSKY C. (1952) - Formation des minéraux granitiques dans les calcaires.
C.R. 19ème Congrès intern. Alger, Fasc.15, p. 553.
- TANE J.L. (1962) - Sur l'origine de certaines formations vermiculaires du Trias.
C. R. Ac. Sc., t. 254, p. 3391.
- TOBI A.C. (1958) - Volcanisme occulte dans les Grès d'Allevard (Permien) et dans le houiller du massif de Belledonne (Isère).
C. R. Ac. Sc., t. 246, p. 3654.
- TOBI A.C. (1959) - Petrographical and geological investigation in the Merdaret - Lac Crop région (Belledonne Massif, France). Leidse Geolog. Mededelingen.
- TOPKAYA M. (1950) - Recherches sur les silicates authigènes dans les roches sédimentaires.
Bull. Lab. Min. Geophys. Univ. Lausanne, n°97, 132 p.
- TOUWEN N.A.L. (1957) - Unpublished report of the petrology of the vallée de Saint-Hugon, and the Grand Collet area. Leyden.
- VATAN A. (1967) - Manuel de sédimentologie.
Technip. Paris.
- VETTER P. (1968) - Géologie et Paléontologie des bassins houillers de Decazeville, de Figeac et du détroit de Rodez. 2 Vol. Charbonnages de France, Paris.
- YPMA P.J.M. (1963) - Rejuvenation of ore deposits as exemplified by the Belledonne metalliferous province.
Thèse Leyden.
- Cartes Géologiques au 1/80.000 : Albertville 2ème édition
Saint-Jean de Maurienne 2ème édition.

T A B L E des M A T I E R E S

=====

	<u>Pages</u>
<u>INTRODUCTION</u>	1
I - Situation de la région	1
II - Localisation du secteur étudié	1
III - Les problèmes - Buts de l'étude	1
IV - Historique des recherches sur le Permo-Trias	2
V - Les moyens mis en oeuvre	8
A - Techniques physiques de sédimentologie	8
B - Techniques minéralogiques	10
1. Inclusions des quartz	10
2. Rayons X	15
3. Colorations	15
C - Techniques chimiques	16
D - Nomenclature utilisée	16
 <u>PREMIERE PARTIE</u>	
I - RAPPEL SUR LA STRUCTURE DE LA CHAÎNE DE BELLEDONNE	18
II- PLAN DE L'ETUDE	21
<u>CHAPITRE I</u>	
I. <u>AFFLEUREMENTS PERMO-TRIASIQUES DU FLANC EST DU SYNCLINAL D'ALLEVARD</u>	22
A - AFFLEUREMENT DU BREDA (Coupe-Type)	22
B - REGION NORD DU BREDA	24
I. La Jeannotte	24
II. Le Buisson	25
III. Le Bard	26
IV. Ferme du Mont Levét	27
V. Le Chapelet	27
C - REGION SUD DU BREDA	28
I. Montouvrard	28
II. Zone Montouvrard - Grand Crêt	28
III. Zone Grand Crêt - Col du Barioz	30
1.- Granges du Coudray	30
2.- Plateau du Laval	30
Relation des Grès d'Allevard avec le Permien du Grand-Rocher	33

	<u>Pages</u>
II. <u>ESQUISSE STRUCTURALE DU ELANC EST DU SYNCLINAL D'ALLEVARD (Col du Barioz - Col de Gelon)</u>	
A - DISSYMETRIE DU SYNCLINAL	34
B - ALLOCHTONIE DES COLLINES LIASIQUES	35
C - LES ACCIDENTS TRANSVERSESES	37
D - CONCLUSIONS	39
<u>CONCLUSIONS DU CHAPITRE I</u>	40
<u>CHAPITRE II</u> -- LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DE LA ZONE SYNCLINALE (Mont-Mayen, Le Collet, Pro- dins, Le Villard)	42
I. <u>LE MONT-MAYEN</u>	42
A - Description	42
B - Les faits et leur interprétation	44
C - Conclusions	45
II. <u>LA MONTAGNE DU COLLET</u>	46
A - <u>LE HOUILLER</u>	46
I. Vallée du Veyton	46
II. Vallée du Bens	47
III. Relations avec le Houiller de Prétermont	48
IV. Relations avec Le Houiller de Mont-Mayen	48
B - <u>LES GRES D'ALLEVARD</u>	48
I - <u>DESCRIPTION DES PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS</u>	49
1°) Partie Occidentale	49
a) Série de Malatrait	49
b) Série de Pommier-trouchard	52
c) Conclusions	54
2°) Partie médiane : Série de Pré-Rond	54
3°) Partie orientale	
a) région méridionale : Le Petit Collet, Les Mouilles, Arête de l'Evêque, Pas du-Boeuf	58
b) région septentrionale : Les Envers, Le Grand Collet, Col de l'Occiput	60
II - <u>AGE DES GRES D'ALLEVARD</u>	64
III - <u>VALEUR ET EXTENSION DE LA ZONATION ETABLIE</u>	64
C - <u>LE TRIAS - SES RAPPORTS AVEC LES GRES D'ALLEVARD</u>	66
I - <u>LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS</u>	66
II - <u>RAPPORTS AVEC LES GRES D'ALLEVARD</u>	67
1. Erosion ante-triasique	67
2. Discordances	67
3. Conclusions	69

D - <u>LE JURASSIQUE</u>	70
E - <u>ESQUISSE STRUCTURALE DE LA MONTAGNE DU COLLET</u>	70
I - <u>LES SYNCLINAUX HOUILLERS</u>	70
1. Vallée du Veyton	70
2. Vallée du Bens	70
3. Conclusions	71
II - <u>STRUCTURE DES GRES D'ALLEVARD</u>	72
III - <u>LA TECTONIQUE DES GRES D'ALLEVARD</u>	73
1. Accidents longitudinaux	73
2. Accidents transverses	73
IV - <u>CHRONOLOGIE DE LA MISE EN PLACE DES STRUCTURES</u>	74
V - <u>CONCLUSIONS</u>	78
III - <u>LA MONTAGNE DE RAMAVOULA (PRODINS), LE VILLARD</u>	79
<u>CONCLUSIONS DU CHAPITRE II</u>	80
<u>CHAPITRE III - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DE LA ZONE DU "SYNCLINAL MEDIAN"</u>	82
<u>A</u>	
I - <u>COL DE CLARAN</u>	82
II - <u>MONT PELAS</u>	82
III - <u>LES FAITS ET LEUR INTERPRETATION</u>	83
B - <u>LE REMPLISSAGE DU "SYNCLINAL-MEDIAN"</u>	83
I - <u>LES AFFLEUREMENTS</u>	84
1.- Le Vaugelas	84
2.- Zone La Ferrière, Le Bout, Le Prayet, Claran	85
II - <u>LES FAITS ET LEUR INTERPRETATION</u>	85
<u>CONCLUSION DU CHAPITRE III</u>	86
<u>CONCLUSIONS DE LA PREMIERE PARTIE</u>	87

<u>DEUXIEME PARTIE - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES DEPOTS DETRI-</u>	88
<u>TIQUES DU CARBONIFERE, DU PERMIEN ET DU TRIAS</u>	
<u>I - RECHERCHE DE L'AGENT DE DEPOT FINAL ET FRAGMENTATION ET USURE)</u>	89
A. <u>Etude granulométrique</u>	89
I - Les méthodes	89
II - Représentation des résultats	90
III - Les faits et leur interprétation	91
1.- Les conglomérats	91
2.- Les grès	91
IV - Conclusions	93
B. <u>La Morphométrie des galets</u>	94
I - Les méthodes	94
II - Les faits et leur interprétation	94
C. <u>L'inclinaison des galets</u>	96
D. <u>Le Centile</u>	97
E. <u>La Morphoscopie</u>	98
<u>II - RECHERCHE DE LA DIRECTION ET DU SENS DU TRANSPORT</u>	99
A. <u>Inclinaison des galets</u>	99
B. <u>Etude des stratifications</u>	100
I - Les faits	100
II - Les Interprétations	101
a) Nature des écoulements liquides	101
b) Sens des écoulements	102
C. <u>Les Chenaux</u>	103
D. <u>Les Figures sédimentaires</u>	103
E. <u>Conclusions</u>	104
<u>III - RECHERCHE DU CONTINENT D'ORIGINE</u>	106
A. <u>Nature des galets</u>	106
B. Les Inclusions des quartz	108
I - <u>Les Faits</u>	108
1.- Les inclusions primaires	109
2.- Les inclusions secondaires	110
3.- Les associations rencontrées et leur fréquence.	110

	166.
II - <u>Les Interprétations</u>	111
1.- Origines probables des quartz	112
2.- Corrélations avec les études sédimentologiques et pétrographiques.	113
III - <u>Conclusions</u>	116
IV - <u>CONCLUSIONS : CONDITION DE DEPOT, CARACTERES SEQUENTIELS</u>	117
1 - <u>LE HOULLER</u>	117
2 - <u>LE STEPHANIEEN SUPERIEUR</u>	118
3 - <u>L'AUTUNIEEN - PERMIEN</u>	119
4 - <u>LE TRIAS</u>	119
 <u>TROISIEME PARTIE</u>	
<u>CHAPITRE I - LE CLIMAT - LA GEOGRAPHIE</u>	123
I - <u>LES DONNEES CLASSIQUES</u>	123
II - <u>LES FAITS ET LEURS INTERPRETATIONS</u>	124
1 - La rubéfaction du socle et le paléosol antestéphanien supérieur	124
a) Rubéfaction	124
b) Paléosol	125
2 - Les Feldspaths	126
3 - Le changement de coloration au cours du Stéphanien	127
a) Le Houiller	127
b) Le Stéphanien supérieur - Permien	128
III - <u>CONCLUSIONS DU CHAPITRE PALEOGEOGRAPHIE</u>	129
 <u>CHAPITRE II - EVOLUTION DIAGENETIQUE DES SEDIMENTS GRESEUX</u>	
I - <u>LE PROBLEME DES COLORATIONS</u>	131
a) Les niveaux gris fossilifères du Stéphanien supérieur	131
b) Passage latéral des pélites grises aux pélites beiges	133
c) Association des grès et conglomérats verts et des grès micacés rouges	135
d) Les phénomènes de décoloration	136
e) Conclusion	137

