

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 55 (1962)
Heft: 1

Artikel: Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais
Autor: Badoux, Héli / Mercanton, Charles-Henri
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-162920>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 30.01.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais¹⁾

Par Héli Badoux et Charles-Henri Mercanton (Lausanne)

Avec 13 figures de texte et 3 planches (I-III)

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos	137
<i>Chapitre I.</i> – Introduction	137
<i>Chapitre II.</i> – Aperçu tectonique	139
Le plan de chevauchement de la masse préalpine	139
Les unités préalpines	139
Les Préalpes médianes plastiques	140
Les Préalpes médianes rigides	141
Le Flysch à lentilles de Couches rouges	141
<i>Chapitre III.</i> – Evolution paléogéographique des Préalpes médianes plastiques	141
Remarques préliminaires	141
Le Trias	142
Le Rhétien	145
L'Hettangien	145
Le Sinémurien	149
Le Lotharingien	151
Le Lias moyen	152
Le Toarcien	154
L'Aalénien	157
Le Dogger	158
Le Malm et les Couches à <i>Mytilus</i>	160
Le Néocomien	166
Les Couches rouges	167
Le secteur oriental	168
Le secteur occidental	173
Déformation du fond sous-marin	174
Le Flysch	175
<i>Chapitre IV.</i> – L'évolution paléotectonique des Préalpes médianes et ses conséquences	177
Remarques préliminaires	177
Le déroulement des plis	177

¹⁾ Publié avec l'aide du Fonds National Suisse pour la recherche scientifique.

La profondeur des dépôts	178
Paléotectonique du Trias au Pliensbachien	178
Paléotectonique du Pliensbachien au Malm	179
Paléotectonique du Malm à l'Albien	180
Paléotectonique du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur	180
Résumé	180
Nature des déformations tectoniques anciennes	181
Le déclenchement et l'avancée de la nappe des Préalpes médianes	181
La mise en place	184
Les déformations postérieures à la mise en place	185
Conclusion	185
Bibliographie	185

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Figure 1 Hettangien supérieur	146
Figure 2 Sinémurien	148
Figure 3 Lotharingien	150
Figure 4 Lias Moyen (surtout Domérien)	154
Figure 5 Toarcien	155
Figure 6 Aalénien	157
Figure 7 Dogger	159
Figure 8 Répartition de l'Argovien et des Couches à Mytilus	161
Figure 9 Substratum du Malm et des Couches à Mytilus	162
Figure 10 Néocomien	166
Figure 11 Base des Couches rouges	172
Figure 12 Soubassement des Couches rouges tertiaires	173
Figure 13 Carte en isopaques des Couches rouges	175

Planche I Schéma tectonique des Préalpes médianes du Chablais septentrional

Planche II Evolution tectonique du bassin des Médiannes sur le diamètre Dent d'Oche-Mont
Chauffé

Planche III Coupes à travers les Préalpes médianes du Chablais

ENGLISH ABSTRACT

In the present essay, the authors have tried to reconstitute the tectonic evolution of the Préalpes médianes of the Chablais (France) and to elucidate the relations between paleotectonics and the actual folds of the region.

The nappe of the Préalpes médianes, thrust over the molassic basin, shows great lithological variations both laterally and vertically. These result from the various deformations of the basin where the beds were deposited. The movements of the sea floor can be traced from Trias to Eocene as shown by a series of paleogeographic maps established for each of the stages. The latter enable the reader to get a fair idea of the tectonic history of the Chablais. The deformations of the basin were quite strong as shown on plate II. They are the result of vertical movements.

Generally the paleofolds are much broader than the actual narrow anticlines and synclines of the Chablais. Our inquiry has shown that, but in one case, there are no direct relations between the two. The connection is established through the lithological sequence, which in turn results from the paleotectonics.

In the course of our investigations several interesting points related to the shortening due to folding, to the mechanism of nappes moved by gravity, were encountered and discussed.

Avant-propos

De 1948 à 1960, des élèves de l'Université de Lausanne ont étudié les Préalpes médianes du Chablais pour leur thèse ou leur travail de diplôme. Ces études géologiques, effectuées sous mon contrôle, ont apporté l'ample moisson d'observations, qui est à la base du présent mémoire. Grouper cet ensemble disparate en une synthèse cohérente représentait un gros travail. En effet, il s'agissait non seulement d'ordonner tout ce matériel, mais aussi de compléter les données là où elles étaient insuffisantes et d'harmoniser les résultats obtenus par des observateurs différents. Je n'aurais pas pu mener à chef cette entreprise sans l'aide d'un collaborateur. Aussi je tiens à remercier très vivement le FONDS NATIONAL SUISSE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE qui m'a fourni, pendant trois ans, les moyens de m'adjoindre, en la personne de CHARLES-HENRI MERCANTON, un assistant scientifique. Au début, son rôle consista uniquement à grouper les observations obtenues, mais par la suite sa participation à l'élaboration de cette synthèse devint de plus en plus importante. Aussi il m'a paru normal, pour rendre hommage au travail de mon collaborateur, que le présent mémoire soit aussi signé de son nom.

Cet ouvrage est donc le résultat d'un travail d'équipe, où les élèves du Laboratoire de Géologie de Lausanne ont fourni la contribution prépondérante. Il ne sera guère possible au cours de ce texte de restituer à chacun la part qui lui revient, sans alourdir exagérément ce dernier. En effet, quelques régions ont été étudiées successivement par plusieurs élèves, et dans d'autres, des modifications ou des interprétations nouvelles ont été introduites. J'espère que les auteurs ne m'en tiendront pas rigueur et qu'ils éprouveront quelque plaisir à voir leur premier travail géologique sortir de la poussière des archives.

Voici la liste des anciens élèves dont les travaux furent utilisés :

J.F. AGASSIZ, S. AYRTON, R. DE BARBENTANE, PH. DE BOISSIEU, G. BOTTERON, G. CHAMOT, C. CHESAUX, R. CHESSEX, G. DESCOEUDRES, A. ESCHER, G. FIECHTER, J.J. FRÜTIGER, M. GODEL, R. HORWITZ, P. MICHOD, H. DE MONTFERRAND, J. NORBERT, F. PIGUET, J. VAN DE POLL, F. RIVIER, G. SAVARY, B. TAGINI, M. DE TREY et F. WITSCHARD.

Je tiens à souligner ici la contribution importante de mon collègue de Zürich, le professeur R. TRÜMPY. Lors de son séjour à Lausanne, il a dirigé dans le Chablais des exercices de levé de carte géologique et m'a aidé à mettre en train ces recherches savoyardes. Qu'il trouve ici l'expression amicale de ma gratitude.

HÉLI BADOUX

CHAPITRE I

Introduction

Le géosynclinal alpin est caractérisé, entre autres, par une grande mobilité au cours des temps géologiques. Ses reliefs sous-marins se modifiaient sans cesse sous les effets combinés des mouvements tectoniques et de la sédimentation. Dans les abysses, ces variations de profondeur n'entraînent, malheureusement, que des changements imperceptibles au sein des sédiments qui se déposent. Elles ne sont

donc pas enregistrées. Il n'en est pas de même pour les zones peu profondes, les hauts fonds ou les plateformes sous-marines, qui caractérisent des zones particulières du géosynclinal. Là, un soulèvement ou un affaissement même léger se marquera par une modification de la nature et de la puissance des dépôts. Ces zones, où la déformation est immédiatement enregistrée, sont donc très favorables au déchiffrement de l'histoire tectonique. Les Préalpes médianes semblent particulièrement démonstratives à ce point de vue.

En 1916 déjà, E. JEANNET et, en 1926, E. PETERHANS ont signalé dans le domaine des Préalpes médianes des zones à tendance positive, qu'ils appelaient des géanticlinaux. Nous allons essayer de préciser la position et l'histoire de ces rides au Chablais, du Lias à l'Eocène. Nous examinerons également si les plis actuels doivent leur localisation à la présence d'accidents anciens et dans quelle mesure leur style est conditionné par la composition lithologique, donc par l'histoire des niveaux qui y participent.

Dans un ouvrage antérieur (H. BADOUX 1962), nous avons analysé sous cet angle les Préalpes valaisannes, entre la frontière française et le Rhône. Des résultats intéressants y furent obtenus. Mais l'étroitesse de la zone envisagée nous confinait presque à l'histoire évolutive d'une coupe. En embrassant l'ensemble de l'arc chablaisien, notre étude portera cette fois sur une surface. Cette dimension supplémentaire, qui complique l'analyse, était indispensable pour serrer vraiment le problème. Pour être exacts, nous nous limiterons surtout au territoire de la feuille de Thonon au 1/50 000, à la rive gauche du Rhône et à la partie septentrionale de la feuille de Samöens au 1/50 000. Nous laisserons par contre de côté l'étroite bande des Préalpes médianes du Faucigny, étudiée par nos amis genevois.

Deux faits viennent limiter la précision de ce genre d'étude. Le premier résulte des imprécisions stratigraphiques. Certains terrains des Médiannes ne sont pas datés, d'autres ne le sont que de façon grossière. Or il est clair que pour suivre tous les degrés de l'évolution tectonique, il faudrait disposer d'une stratigraphie fine, en zones, et non de celle, grossière, en étages, voire en groupes d'étages, seule possible en Chablais où les terrains sont pauvres en fossiles. La seconde difficulté est celle d'apprécier, d'après le faciès d'une roche, la profondeur à laquelle elle s'est formée. On peut dire qu'entre la zone côtière ou néritique peu profonde, avec ses sédiments saumâtres, ses calcaires oolithiques ou graveleux, ses dépôts à algues benthoniques, et les abysses où se forment les radiolarites et certains calcaires à *Aptychus*, il n'y a actuellement aucun critère valable permettant de fixer la profondeur originelle d'un dépôt. La seule façon de procéder est d'examiner dans chaque cas comment se font les passages latéraux et verticaux avec les roches qui encadrent le terrain étudié. On obtient ainsi, avec un degré de certitude satisfaisant, la profondeur relative des dépôts. Cela nous permettra d'apprécier le sens des déformations sous-marines mais non leur valeur absolue. Si l'on ajoute à cela qu'une partie des assises a été enlevée par l'érosion ou se trouve cachée en profondeur ou masquée par de la moraine ou des éboulis, on conviendra que le terme d'«essai» était le seul qui convint à cet ouvrage.

Les noms des lieux seront repris des feuilles au 1/50 000 de Thonon et de Samöens et, parfois, des feuilles topographiques au 1/20 000 de ces mêmes régions.

CHAPITRE II

Aperçu tectonique

Dans ce chapitre nous ne ferons que rappeler dans ses grandes lignes, la tectonique de la région schématisée sur la Pl. I.

Le plan de chevauchement principal de la masse préalpine

A l'W de la vallée du Rhône, où passe l'accident majeur séparant les arcs pré-alpins romand et chablaisien, affleure le substratum de la masse allochtone. Au Sud, l'Autochtone et l'Ultrahelvétique plissés disparaissent sous le recouvrement pré-alpin pour ressortir en bordure du Léman entre le Bouveret et St Gingolph. Le plan de charriage est partout masqué par de l'éboulis ou de la moraine, sauf dans la carrière du Fenalet, sise à mi-chemin entre les deux villages précédemment nommés. Le Flysch ultrahelvétique, alternance de grès calcaires et de schistes, forme le pied de la carrière. C'est le niveau exploité. Les grès priaboniens plissotés et faillés sont tranchés par le plan de charriage horizontal, le long duquel ils entrent directement en contact avec la cornieule basale des Préalpes médianes. Une ligne de sources jalonne ce contact anormal.

En gros, les affleurements autochtones dessinent une cuvette dirigée du NE au SW. La masse préalpine la remplit et la déborde au N, dans la région St Gingolph-Meillerie. La Molasse rouge de Bouveret constitue donc un bombement autochtone, qui disparaît au SW sous les Préalpes.

L'Ultrahelvétique réapparaît au sein des Médiannes, pincé dans les dislocations de ces dernières. Trois affleurements lui sont attribués: l'Oxfordien au cœur de l'anticlinal de Pelluaz, au NE de Vacheresse (H. BADOUX et J. NORBERT 1952) et les lames de gypse perçant le Flysch à l'W de Vionnaz et à Charmy, au SE d'Abondance (M. LUGEON et E. GAGNEBIN 1940).

Les unités préalpines

Au S, s'étend la nappe de la Brèche, dont la masse recouvre et bouscule les deux unités qui occupent la majeure surface de la feuille Thonon. Nous ne nous arrêterons pas sur sa structure et son histoire, mais nous examinerons par contre le rôle qu'elle a joué dans les déformations des autres nappes préalpines. Ces dernières sont au nombre de deux: la supérieure comprend dans le N du Flysch céno-manien – attribué à la nappe de la Simme – et dans le S un Flysch maestrichtien – le Flysch à Helminthoïdes. Ces Flysch appartiennent peut-être à une seule unité que l'on pourrait appeler la nappe du Flysch crétacé ou Simme lato sensu. Cette masse est concordante avec la nappe sous-jacente des Préalpes médianes. Les deux unités ont été plissées simultanément pendant la mise en place finale.

La **nappe des Préalpes médianes** groupe trois ensembles qui se succédaient à l'origine dans l'ordre suivant, du N au S: les Médiannes plastiques ou en abrégé les Plastiques, les Médiannes rigides ou les Rigides et le Flysch à lentilles de Couches rouges. Les deux premières sous-unités ont été définies par M. LUGEON et E. GAGNEBIN en 1940, la dernière par H. BADOUX en 1960.

Ce sont les Plastiques qui retiendront surtout notre attention.

Les Préalpes médianes plastiques

Les plis des Médiannes plastiques dessinent un arc dans le Chablais. Les axes E-W sur le territoire suisse prennent graduellement une direction SW-NE ou SSW-NNE dans l'W de la région envisagée ici. Au-delà, en Faucigny, ils deviennent méridiens.

La planche I montre d'autre part une zone de culminations axiales, ou transversale surélevée, s'étendant de la Chapelle d'Abondance à la région à l'W de Meillerie. A l'E de cette dorsale, les plis s'abaissent vers la vallée du Rhône, à l'W ils plongent au SW. Cette zone haute correspond au maximum d'avancée des Médiannes. Elle est accompagnée de chevauchements internes et de décrochements.

Les chevauchements sont au nombre de cinq. Au bord du lac passe le chevauchement de Bret délimitant à sa base l'écaille de Locum, paquet de Lias appartenant au front des Médiannes et que le gros de la nappe a chevauché suivant le plan de charriage de St Gingolph ou plan de chevauchement principal de la nappe.

Plus au S, on note deux autres chevauchements encadrant le synclinal rigide de la Chaumény-Dent d'Oche. Vers l'E, ils se relient en profondeur au plan de chevauchement principal. Vers l'W, ils se rapprochent l'un de l'autre, finissent par se rejoindre et passent à un décrochement. Ce dernier, appelé décrochement de Bonnevaux, est masqué par de la moraine et des alluvions. Son existence est attestée par les différences dans la stratigraphie et la tectonique des montagnes situées de part et d'autre du tracé de l'accident supposé. Enfin un cinquième chevauchement affecte l'anticlinal Mont Chauffé-Outanne. C'est un accident mineur qui s'apparente dans son secteur occidental aux sous-charriages ou suivant la définition de H.P. SCHAUB (1936) aux Untervorschiebungen.

Le décrochement de Bonnevaux, celui qui passe sous les alluvions du Rhône, et le plan de chevauchement de la Dent d'Oche-Chaumény délimitent un segment des Plastiques en forme de trapèze qui, poussé vers le N, bouscule et recouvre la partie septentrionale de la nappe. C'est à son contact que sont conservés deux lambeaux de poudingue cénomanien appartenant à la Simme. Dans cette masse on observe 3 décrochements dextres, donc jouant dans le même sens que celui du Rhône et dirigés vers le NW. Il y a en plus un décrochement senestre, comme celui de Bonnevaux, et de même direction NE.

A l'extérieur du trapèze, les alluvions et les moraines, qui tapissent le fond des vallées de l'Ugine et de la Dranse d'Abondance, délimitent trois groupes de montagnes que nous appellerons: le massif des Rochers de Mémise, le massif du Mont Baron (entre la Dranse et l'Ugine) et le massif occidental pour l'ensemble montagneux situé au SW de la Dranse et à l'W du décrochement de Bonnevaux.

La correspondance des plis entre ces trois massifs n'est pas claire, surtout entre le secteur central et occidental. Cela laisse supposer avec vraisemblance l'existence d'accidents WNW cachés sous le Quaternaire des vallées. Par leur direction, ils s'apparenteraient aux petits décrochements et failles de Lullin, du Billat et du Blanchard. L'accident du Fion, qui suit la vallée de la Dranse, semble être un décrochement senestre dont la lèvre N serait non seulement déplacée vers l'W, mais abaissée par rapport à l'autre.

Les Préalpes médianes rigides

Cette sous-unité groupe, par définition, les blocs ou dalles détachés de la partie radicale des Médiannes, souvent isolés les uns des autres, et montrant un style tectonique cassant. Leur rôle en Chablais est peu important. Les Rigides jalonnent le front de la nappe de la Brèche, qui les bouscule et sous laquelle elles se trouvent engagées avec des masses de Flysch et des lentilles de Couches rouges.

Les deux masses les plus importantes sont la dalle de Tréveneuse ou Dréveneuse au flanc de la vallée du Rhône et l'éperon de la Ville du Nant dans la haute vallée d'Abondance. La première a la forme d'une lame allongée du N au S, effilée au S et à l'W et ployée en genou à son extrémité septentrionale. Les terrains qui y participent sont les suivants: à la base se trouve une grande épaisseur de Trias moyen, qu'un peu de Couches à Mytilus ou de bauxites (H. BADOUX et G. DE WEISSE 1959) séparent du Malm. Une faible épaisseur de Crétacé supérieur et de Flysch termine cette série. Ce sont donc les épaisses séries calcaires qui prédominent, ce qui confère à l'ensemble une rigidité élevée.

La masse de la Ville du Nant ne comprend que du Trias (R. CHESSEX, 1959).

Le Flysch à lentilles de Couches rouges

Il caractérise la zone séparant les derniers plis des Plastiques de la Brèche et s'étend au loin sous cette dernière. Le Flysch à lentilles de Couches rouges se présente en écailles redressées alternant avec des lames de Flysch à Helminthoïdes.

Telles sont les grandes lignes structurales de la région envisagée. Nous reviendrons avec plus de détails sur la tectonique des Préalpes médianes, surtout sur celle des Plastiques, à la fin de ce travail.

CHAPITRE III

Evolution paléogéographique des Préalpes médianes plastiques

Remarques préliminaires

Dans ce chapitre, nous examinerons quelles furent les vicissitudes du bassin des Préalpes médianes. Presque tous les étages y sont représentés par plusieurs faciès correspondant à des conditions de dépôts variées. Les uns indiquent sans équivoque la profondeur de la mer où s'est fait le dépôt. Les autres sont plus difficiles à interpréter. Il est possible cependant de se faire une idée des conditions de sédimentation impliquées, grâce à la façon dont ils s'engrènent avec les faciès environnants. L'étude qui va suivre comprendra de ce fait trois démarches: la première de caractère uniquement descriptif précisera la répartition des faciès aux divers âges géologiques; la seconde tendra à préciser la profondeur des dépôts; la troisième la paléotectonique, c'est-à-dire l'évolution des anciens fonds marins.

Nous avons tenté de fixer quelques-uns des stades évolutifs du paysage sédimentaire à l'aide de cartes paléogéographiques, dont les plus démonstratives accompagnent ce texte.

Ces cartes appellent quelques commentaires. D'abord, elles ne restituent que les grandes lignes de la répartition des faciès, dont les limites sont un peu arbitraires à cause de la discontinuité des affleurements. D'autre part, comme elles englobent souvent tout un étage, elles ne peuvent représenter en chaque point que le faciès moyen.

Une autre difficulté se présente et qui nous a obligés à un choix délicat. Si l'on voulait restituer vraiment l'ancienne géographie, il faudrait dérouler tous les plis, remettre les masses chevauchées à leur place initiale, abolir le rôle des décrochements. Mais ce faisant, les lignes directrices du relief actuel, celles du cours des Dranses par exemple, se trouveraient distordues et deviendraient méconnaissables. Les sommets s'éloigneraient ou se rapprocheraient suivant les points, bref l'image paléogéographique serait plus juste mais elle ne serait plus « accrochée » à la géographie actuelle. Cette méthode d'autre part ajouterait aux imprécisions de l'analyse stratigraphique, celles résultant du déroulement des plis. Nous avons pour ces raisons abandonné ce mode de représentation pour celui, plus simple, consistant à tracer les limites paléogéographiques sur la topographie actuelle. Cela présente le désavantage de déformer la disposition ancienne des lignes isopiques mais l'avantage de faire ressortir leur concordance ou leur obliquité par rapport aux plis.

Le Trias

La série stratigraphique et, de ce fait, la paléogéographie du Trias, sont difficiles à reconstituer pour des raisons tectoniques. Cet étage occupe en effet le cœur des anticlinaux des plastiques, soit des zones intensément déformées où certains niveaux peuvent manquer par écrasement et l'ordre des assises être brouillé.

Dans les Médiannes rigides, le plan de décollement de la nappe suit la base de l'Anisien; puis au N, dans le domaine des Plastiques, il s'élève et passe dans les niveaux du Keuper inférieur. Ce n'est cependant pas une règle absolue. Le Trias moyen est en effet conservé dans le noyau anticlinal du Mont Chauffé, pli qui appartient aux Plastiques.

Le même phénomène se présente dans l'arc romand des Préalpes. Le Trias moyen, généralement cantonné dans les masses disjointes des Rigides, est présent dans le flanc SE du synclinal de Leysin. L'appartenance de ce pli aux Médiannes plastiques est indiscutable; celle de l'anticlinal du Mont Chauffé ne l'est pas moins, si l'on conserve aux dénominations de Plastiques et de Rigides le sens que M. LUGEON et E. GAGNEBIN leur ont attribué.

Par contre le Keuper, abondamment représenté dans le N, fait défaut dans les Rigides. Il a été enlevé par les érosions préluant à la transgression des Couches à Mytilus et du Malm.

Le Trias moyen n'est donc représenté que par trois affleurements: Dréveneuse, la Ville du Nant et le Mont Chauffé. Ils ont été respectivement décrits: le premier par H. BADOUX (1962) et G. BOTTERON (1961), le second par R. CHESSEX (1959) et le troisième par M. DE TREY et R. TRÜMPY (1952). Nous nous contenterons ici d'en rappeler quelques aspects.

La base des parois ruiniformes de Dreveneuse ainsi que l'éperon de Pley qui termine ce massif vers le N, sont faits de Trias moyen, surtout de Ladinien. Le Virglorien (Anisien) n'affleure qu'en bordure de la plaine du Rhône et jusqu'à la cote

600 m environ dans le Châble-Croix, rendu célèbre par la découverte de diplopores triasiques par M. LUGEON en 1894.

Le Virglorien affleure sur 260 m d'épaisseur et présente la succession classique des Médiannes, soit de bas en haut :

- 1) Calcaires vermiculés à *Anisoporella occidentalis* (ELLENB.)
- 2) Calcaires gris par places oolithiques et spathiques à *Physoporella prealpina* v. PIA.
- 3) Calcaires à silex.
- 4) Calcaires noirs de St Triphon à brachiopodes.

Le Ladinien atteint une puissance de 650 m. Il est constitué, à la base, par une alternance de calcaires fétides et de dolomies sombres, grenues, et au sommet, par des dolomies claires en gros bancs sur lesquels reposent les Couches à *Mytilus* ou une couche de bauxite. C'est à 200 m environ au-dessus de la limite Virglorien-Ladinien que M. LUGEON découvrit ses *Gyroporelles*.

L'épaisseur du Trias de la Ville du Nant, éperon rocheux et boisé qui se dresse à mi-distance entre les villages de Châtel et de la Chapelle d'Abondance, est d'environ 400 m. Il débute comme le Trias de Dréveneuse par des dolomies, des calcaires vermiculés et des calcaires compacts à *Oligoporella*? C'est l'exact équivalent du niveau 1 de la coupe précédente; puis viennent des calcaires compacts ou finement spathiques, analogues au niveau 2 mais n'ayant pas livré de fossiles. Au-dessus, les corrélations deviennent difficiles. On note plusieurs couches de brèches dolomitiques. Le Trias moyen se termine (Ladinien?) par des calcaires compacts foncés, à grain fin, en contact tectonique avec des dolomies blondes et des cornieules appartenant probablement au Trias supérieur.

Au Mont Chauffé, M. DE TREY et R. TRÜMPY (1952) indiquent pour le Trias moyen une épaisseur de 350 m environ. Il débute par un ensemble de calcaires saccharoïdes, légèrement dolomitiques en gros bancs, gris-foncé à la base devenant plus clairs et plus dolomitiques vers le haut. Des diplopores et des brachiopodes, malheureusement indéterminables, ont été trouvés dans les éboulis au pied des parois que déterminent ces assises. Bien que leur âge précis ne soit pas connu, on peut être certain qu'il s'agit bien du Trias moyen. Il se termine par 80 m de brèches intraformationnelles et de dolomies. Les Couches à *Mytilus* reposent en légère discordance sur ce Trias.

Les trois coupes sommairement décrites ci-dessus sont assez différentes les unes des autres. L'absence de niveaux caractéristiques et la pauvreté de la faune et de la flore dans deux d'entre elles n'autorisent pas de corrélations précises.

Les faciès évoquent des dépôts néritiques peu profonds d'une aire à subsidence assez rapide. Les faciès bréchiqes semblent augmenter de fréquence de l'E vers l'W, mais il est difficile d'en tirer des conclusions paléogéographiques, l'origine des brèches intraformationnelles étant mal connue. D'aucuns y voient le résultat du glissement sous-marin d'une couche de sédiments en voie de consolidation, d'autres pensent que la fracturation s'est faite sur place, sous le choc d'un séisme, et que les morceaux se sont enfoncés dans un niveau thixotropique sous-jacent brusquement liquéfié.

Le Trias supérieur ou Keuper des Médiannes plastiques, malgré des différences secondaires et des variations d'épaisseur dues à des écrasements, est très constant. Il présente quatre formations superposées qui sont dans l'ordre ascendant : le gypse, la cornieule, le Grès à roseaux et les Dolomies blondes.

Le Gypse affleure au cœur de trois anticlinaux : de celui du Grammont (vallon de la Dérotchiaz) et de ceux de Bioge et de l'Hermone, dans la vallée de la Dranse. Les relations de ce gypse rubané, gris et blanc, avec les autres roches triasiques, ne sont pas visibles à la Dérotchiaz. Dans la Dranse, par contre, il est directement en contact avec la cornieule dont la base est localement soulignée par un banc mince de dolomie. Aucune roche post-triasique n'ayant été observée entre le gypse et la cornieule, il semble plus logique d'attribuer ces deux formations à la même unité tectonique – les Préalpes médianes – plutôt que de placer le gypse dans l'Ultrahelvétique suivant l'hypothèse de M. LUGEON et E. GAGNEBIN (1940).

La Cornieule est le terrain le plus ancien dans presque tous les anticlinaux des Plastiques. Il y a peu de chose à en dire, jaune ou grise, vacuolaire, plus ou moins bréchique, la cornieule contient parfois des bancs de dolomies jaunes et des inclusions de schistes verts ou sombres. Cette roche, généralement broyée, atteint une épaisseur maximum d'une centaine de mètres.

Le Grès à roseaux forme un mince horizon discontinu bien reconnaissable à ses schistes sombres et ses grès verts ou noirs, sans ciment calcaire, riches en débris de végétaux dont *Equisetum mytharum* (HEER). On le trouve dans l'anticlinal Grammont-Pelluaz toujours au contact des cornieules et des Dolomies blondes, cela aux points suivants : sur le sentier menant de Chalavornaire à Tanay, vers l'ancien chalet ruiné de la Dérotchiaz (coté 1333 m), à la Pointe de la Chaumény et au Col de Planchamp.

La position du Grès à roseaux dans la série triasique des Médiannes n'est pas toujours la même ; ainsi dans l'anticlinal du Nermont (aux environs des Granges Grillard, 1,5 km à l'E de Lullin) et dans celui d'Outannes (sur la rive droite de l'Avançon, cote 600) les grès à plantes sont inclus dans la cornieule. Mais il n'est nullement certain qu'ils soient là dans leur position stratigraphique originelle, car ils se trouvent dans les noyaux de deux plis particulièrement écrasés et complexes.

L'épaisseur des Dolomies blondes qui terminent le Trias, oscille entre 80 et 150 m. C'est un ensemble de dolomie à pâte claire, patine blanche, en bancs de 20 à 100 cm, séparés par des délits plus marneux. Il s'y intercale des argilites bigarrées généralement vertes, plus rarement rouges et parfois noires au sommet de la formation. D'une coupe à l'autre la localisation des argilites et leur développement varient fortement. Le passage du Trias au Rhétien est continu.

En gros les Dolomies blondes semblent correspondre au Norien et les trois niveaux sous-jacents au Carnien.

Au point de vue paléogéographique, le Keuper montre que des conditions uniformes régnaient sur tout le domaine des Médiannes plastiques. On peut l'imaginer comme une plateforme parfois exondée (Grès à roseaux) ou couverte d'une mince couche d'eau sursalée.

Le Rhétien

Au Rhétien les conditions demeurent dans l'ensemble assez uniformes bien que très variables dans le détail. Cet étage est en effet constitué par une alternance de couches de 5 à 200 cm d'épaisseur de marnes plus ou moins dolomitiques, de marnes noires à bactryllium, de bancs de dolomies, de calcaires à grains fins, de lumachelles, de bone-beds et de grès roux. Ce sont les marnes noires qui sont les plus abondantes. Ces divers types lithologiques se rencontrent dans toutes les coupes du Rhétien.

Généralement, les bone-beds et les calcaires dolomitiques sont cantonnés à la base de la série; les calcaires et les lumachelles sont plus abondants dans la partie moyenne de l'étage tandis qu'à son sommet apparaissent des grès bruns à *Ostrea haidingeriana*, EMM. Cette succession lithologique révèle une évolution oscillante faisant succéder aux dépôts sursalés du Keuper des faciès néritiques, franchement marins.

La profondeur de la mer demeure partout très faible et la subsidence modérée. Presque dans tout le Chablais, les épaisseurs du Rhétien se tiennent entre 15 et 45 m. Deux zones cependant se singularisent:

1) L'extrémité E des anticlinaux d'Outanne et de Verne. Le Rhétien, dans l'Avançon et dans la région Vouvry-Miex, atteint 100 m de puissance. C'est le bord d'une aire d'ennoyage centrée sur l'anticlinal des Tours d'Aï où le Rhétien est très épais, environ 200 m à Plan Falcon.

2) La seconde zone est dépourvue de Rhétien, c'est la zone frontale, chevauchante, de l'anticlinal Grammont-Pelluaz où en de nombreux points l'Hettangien repose directement sur les Dolomies blondes du Trias. Il est difficile de décider si cette lacune résulte d'une absence de dépôt ou d'une érosion post-rhétienne – c'est-à-dire si cette ride a pris naissance pendant ou après le Rhétien. La seconde solution nous semble cependant plus probable.

L'Hettangien

L'Hettangien des Préalpes médianes a été subdivisé en plusieurs niveaux numérotés de b à f, chacun caractérisant une des phases de cet étage transgressif.

Le Niveau b est représenté par des marnes dolomitiques vertes, rouges ou jaunes, rappelant certains faciès du Keuper et comme eux indiquant des lagunes sursalées peu profondes.

Le Niveau c est constitué par des grès, provenant de la cimentation des plages que la mer hettangienne poussait devant elle. Ces formations de mer ouverte comportent, à la base, des grès glauconieux à patine rousse et, au sommet, des grès ou calcaires gréseux gris riches en huîtres: *Ostrea pictetiana* MORT., *O. sublamellosa* DKR., *O. anomala*, TERQ..

Les Niveaux d et e sont faits d'une série de bancs minces (10 à 25 cm) de calcaires finement sableux à la base (niv. d) et de calcaires sombres à grain fin au sommet (niv. e). Les bancs sont séparés par des délits schisteux. Ces niveaux, particulièrement le supérieur, sont souvent d'une grande richesse en fossiles: *Ostrea*, *Pecten*, *Lima*, gastéropodes divers etc... Les niveaux d et e nous montrent un approfondissement graduel de la mer.

Le Niveau f est beaucoup plus variable que les précédents. On peut y distinguer plusieurs faciès passant graduellement les uns aux autres, soit:

1) Un faciès néritique caractérisé par des calcaires en bancs à surface mamelonnée, soudés les uns aux autres par des passées jaunâtres ou beige clair d'aspect dolomitique. Les gastéropodes turriculés sont parfois abondants dans ces calcaires clairs à grain fin. Au sommet des parois le calcaire devient généralement oolithique. Les ovulites qui nagent dans un ciment abondant, sont bien calibrées et comptent de nombreuses enveloppes de calcite rayonnante.

2) Un faciès profond représenté par des calcaires en petits bancs de patine claire, séparés par des délits un peu plus marneux. A la base, les calcaires ont une pâte fine, claire, qui devient plus sombre vers le haut où de nombreux silex s'individualisent, généralement dans l'axe des bancs. Les fossiles dans ces roches (gastéropodes, ammonites) sont silicifiés.

3) Le troisième faciès est curieux. Il s'agit d'un calcaire dolomitique ou d'une dolomie très claire rappelant à s'y méprendre les Dolomies blondes du Trias. Cependant, en examinant attentivement les affleurements, on découvre toujours dans les dolomies hettangiennes des silex clairs qui font défaut dans le Keuper. Il n'y a pas de fossiles. Ce faciès ne se développe que dans les zones, ou au voisinage immédiat des zones, où le niveau f transgresse sur les dolomies du Trias. On peut se demander s'il ne s'agit pas d'une contamination secondaire de l'Hettangien par le magnésium provenant du Keuper sous-jacent. Peut-être cette hypothèse est-elle erronée, et le dépôt de cette dolomie n'est-il dû qu'à la faible profondeur des eaux. C'est en effet sur la ride où le Rhétien manque par suite d'érosions postérieures, que l'Hettangien est dolomitique.

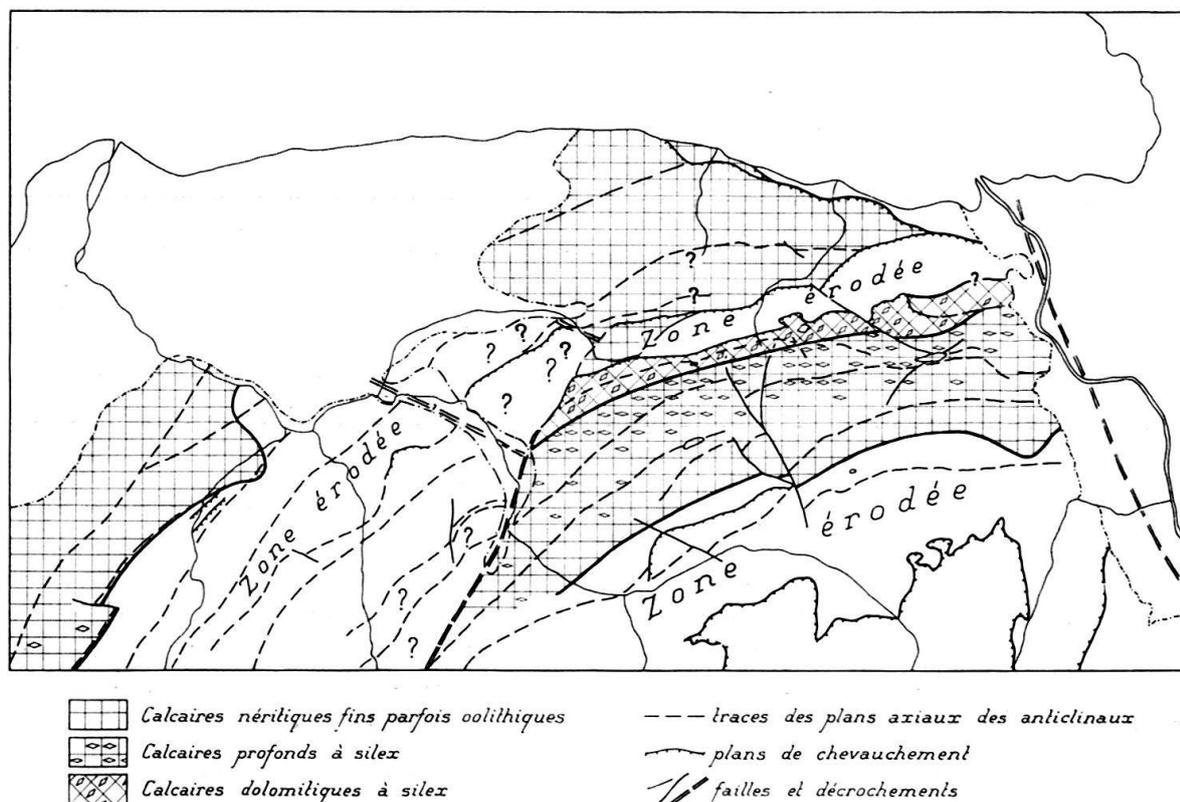


Fig. 1. Hettangien supérieur.

Les niveaux b à e appartiennent vraisemblablement tous à la zone à *Psiloceras planorbis*. La base du niveau f fait encore partie de cette zone, tandis que le reste de cet horizon date de la zone à *Schlotheimia angulata*. Malgré cela nous désignerons parfois le niveau f par le terme d'Hettangien supérieur. Ainsi sur la fig. 1.

L'Hettangien inférieur (niveaux b à e) ne montre guère de variations de faciès, ce qui indique des conditions uniformes régnant sur toute la région. Il manque partout où l'Hettangien supérieur est absent (voir fig. 1). Il n'est pas représenté dans la zone occidentale – dans les anticlinaux d'Hermone, de Reyvroz et de Lullin (sauf dans la région du Mont Forchat où le niveau e, épais de 30 m, a été reconnu par E. PETERHANS (1926) en contact direct avec le Rhétien). Si les érosions plus récentes sont le plus souvent la cause de l'absence de l'Hettangien inférieur, elles n'en constituent pas le seul facteur. Ainsi au Mont Forchat et à Coutellaz (environ 3 km au NW du sommet de la Dent d'Oche) ce sont les niveaux inférieur qui manquent. Les arrêts de sédimentation jouent donc un rôle non négligeable dans la répartition de la base de cet étage.

Les épaisseurs de l'Hettangien inférieur sont comprises entre 10 et 30 m.

L'Hettangien supérieur (niveau f). La figure 1 montre dans ses grandes lignes la répartition des faciès de l'Hettangien supérieur. Six zones se différencient les unes des autres :

1) La zone N et W couvre l'écaille de Locum, l'anticlinal du Mont Bénant, le synclinal de Mémise, une partie de l'anticlinal de Borée ?, la région du Tirou, l'anticlinal Hermone-Forchat et une partie de celui de Lullin. Dans cette zone, les épaisseurs oscillent entre 10 et 30 m.

Il faut donc se représenter cette zone comme une plateforme recouverte d'une faible couche d'eau, surtout à la fin de l'Hettangien où la présence d'oolithes permet de fixer cette profondeur à quelques mètres seulement.

Sa limite N est inconnue à cause des couvertures quaternaires; elle doit coïncider avec le front de la nappe.

Sa limite S est une limite d'érosion.

2) La seconde zone est celle où l'Hettangien a été enlevé par érosion. Dans l'E elle s'amorce au flanc normal du synclinal Chaumény-Dent d'Oche dépourvu d'Hettangien sauf son extrémité occidentale, région du Tirou. Au N de ce pli, l'Hettangien manque dans la partie haute des anticlinaux de Borée et Riandaz. Cette absence est due probablement à des causes tectoniques, sans qu'on puisse éliminer totalement la possibilité d'érosions postérieures. Vers le SW, la zone dépourvue d'Hettangien s'élargit énormément entre le décrochement de Bonnevaux et Lullin. L'Hettangien s'était certainement déposé sur cette région; ce sont les érosions postérieures qui l'ont fait disparaître.

3) Au S de cette zone érodée vient une étroite bande d'Hettangien supérieur dolomitique transgressant généralement sur les dolomies du Trias. Il s'agit de la ride d'où le Rhétien aurait été érodé. Les épaisseurs sont très variables, elles atteignent 200 m à la porte du Sex (au N de Vouvry), puis diminuent vers l'E.

4) Vers le S, la zone dolomitique passe graduellement à la zone profonde et épaisse à silex. Elle caractérise surtout l'anticlinal de Bise-Chillon mais s'étend vers le S au sommet du niveau f de l'anticlinal de Verne-Autigny. Les épaisseurs demeurent

fortes, entre 250 à l'Haut de Tanay et au N du col de Verne, à 100 m sur les flancs de la Dranse.

5) Les silex disparaissent graduellement de sorte que les limites entre les zones 4 et 5 sont impossibles à tracer de façon précise. Vers le S, les érosions postérieures ont fait disparaître l'Hettangien. Il manque dans la zone 6.

Essayons de rétablir les conditions paléogéographiques. A l'Hettangien inférieur, après la phase lagunaire qui coiffe localement le Rhétien, la mer transgresse sur une plateforme presque plane affectée de légers bombements, comme l'indique l'absence des niveaux inférieurs. A la fin de l'Hettangien inférieur les creux semblent comblés et le niveau f va se déposer sur toute la région. Mais avec le début de l'Hettangien supérieur la situation change. Une zone subsidente se crée, axée sur l'anticlinal Bise-Chillon, où malgré l'épaisseur des sédiments la mer sera relativement profonde. Un corollaire de cet enfoncement est la surrection de la ride Grammont-Pelluaz. Les courants marins la débarrassent presque partout du Rhétien et de l'Hettangien inférieur qui la recouvraient avant que se déposent les dolomies à silex. Cette ride bordait au S la plateforme néritique septentrionale, couverte de quelques mètres d'eau.

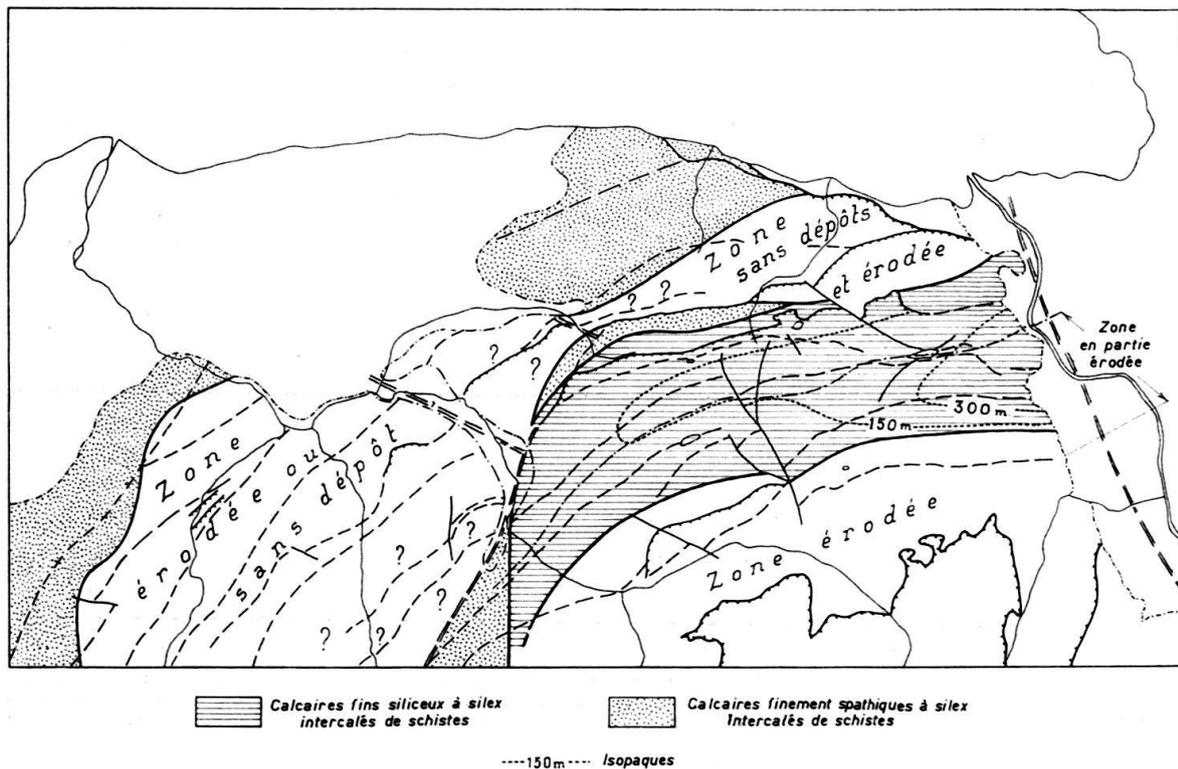


Fig. 2. Sinémurien.

La zone des confluent des Dranses et de l'Ugine et le territoire qui s'étend vers le S ne comportent plus d'Hettangien, nous pensons qu'il a été enlevé par des érosions durant le Sinémurien. Cela semble bien le cas au S de la Dranse. En ce qui concerne la région enserrée entre la Dranse et l'Ugine, cette absence est peut-être due à des causes tectoniques, la structure y étant particulièrement complexe.

Le Sinémurien

Ce terme a été utilisé ici dans le sens restreint que lui a donné E. HAUG, le Lotharingien faisant l'objet d'un chapitre spécial. Cette distinction est justifiée par une extension très différente des deux sous-étages en Chablais.

Au Sinémurien, deux zones de faciès se partagent notre région : au N une plateforme à sédimentation réduite, au S un bassin subsident et profond (fig. 2).

La plateforme est, à son tour, subdivisée en deux parties, la plus septentrionale et occidentale comportant pratiquement seule des sédiments. Ces derniers atteignent au maximum 36 m de puissance. Ils sont assez variables. Dans la zone où il est le plus épais (Meillerie-Maupas) le type dominant est un calcaire gris-foncé, en bancs de 10 à 20 cm à pâte finement spathique, à petits grains de dolomie jaune surtout abondants dans les délits. Des silex bleutés, isolés ou réunis en bandes, ornent les bancs.

Vers la base, on observe souvent une alternance de calcaires siliceux grisâtres et de schistes marneux, parfois une couche plus grossièrement spathique, mais toujours de couleur sombre.

Dans cette zone septentrionale, le Sinémurien supérieur (zone à *Arnioceras semicostatum*) est seul représenté. Il repose directement sur l'Hettangien supérieur dont il corrode la surface. Ce sont donc des courants marins qui ont empêché le dépôt du Sinémurien inférieur. Le sommet de l'étage présente un maximum d'épaisseur dans l'anticlinal du Mont Benant et diminue vers l'E. Dans le ruisseau de Locum, (PETERHANS, 1926) il ne mesure plus que 7 cm. Plus à l'E, il disparaît ou n'est représenté que par quelques affleurements douteux et sans continuité.

Le S de la plateforme est pratiquement libre de tout Sinémurien. Cette absence est due généralement aux courants marins balayant cette zone légèrement bombée et peu profonde; mais il n'est pas exclu qu'en quelques points il y ait eu des exondations. C'est même probablement le cas de la zone située au N du Grammont (flanc normal du synclinal de la Chaumény) où la présence d'argile rubéfiée dans le Lotharingien (H. BADOUX, 1962) suggère la présence de terres rouges émergées lors de la transgression.

La zone dépourvue de dépôt est étroite et même douteuse dans l'anticlinal de Riandaz, puis elle s'ouvre largement à l'W du décrochement de Bonnevaux. Elle est également flanquée vers l'extérieur de l'arc par une ceinture de calcaires sombres finement spathiques et à silex, atteignant 20 m d'épaisseur au Mont Forchat.

Le bord de la zone méridionale profonde coïncide en gros avec l'anticlinal chevauchant Grammont-Pelluaz. Le Sinémurien y est complet; cependant en quelques points, au Grammont par exemple, le sommet du Sinémurien montre des traces d'érosion sous-marine. Il est constitué par une alternance de schistes grenus siliceux et de calcaire siliceux à éponges et silex. La faune y est abondante et surtout composée de brachiopodes (*Terebratula*, *Zeilleria*, *Rhynchonella*) accompagnés de lamellibranches et de rares ammonites.

En s'éloignant vers le S, le faciès se modifie; les couches deviennent plus sombres, la faune se raréfie et simultanément la puissance de l'étage augmente rapidement. Elle atteint plus de 400 m vers la vallée du Rhône. Là, l'étage est constitué par une alternance de bancs de 10 à 30 cm de calcaires sombres siliceux, de patine

brun-foncé, alternant avec des marnes silteuses brunes et dures ou argileuses noires. Les silex, abondants vers la base, se raréfient vers le sommet où les calcaires bruns sont moins siliceux.

Puis vers le S l'épaisseur diminue à nouveau, mais sans variation de faciès. Cet amincissement vers le S est dû aux érosions plus récentes précédant la transgression des Couches à Mytilus. Ces dernières finissent par reposer directement sur le Rhétien ou le Trias dans l'anticlinal Outanne-Mont Chauffé. On ignore donc ce qui se passait au Sinémurien dans ce secteur.

Si l'on compare les paléogéographies de l'Hettangien supérieur et du Sinémurien on constate une grande analogie.

La plateforme septentrionale a approximativement la même extension, mais elle commence à se différencier. Au Sinémurien supérieur sa partie S se soulève et les courants marins y rendront la sédimentation difficile, voire nulle. Le matériel détritique ou organique sera transporté au N où les eaux sont un peu plus profondes et plus calmes et surtout au S.

La fosse méridionale était déjà esquissée à l'Hettangien supérieur; elle s'élargit vers le S et s'approfondit. Sa bordure coïncide plus ou moins avec la zone où le niveau f était dolomitique, mais elle est légèrement oblique par rapport à lui. Elle atteint l'extrémité occidentale du synclinal d'Oche, alors que celui de la Chaumény est dépourvu de Sinémurien. Le long de cette bordure les eaux peu profondes, bien aérées et riches en substances nutritives favorisent le développement de la faune benthonique. Plus au S, la mer devient profonde et la sédimentation rapide – conditions défavorables au développement de la vie. On constate en effet que ces épaisses séries sont pratiquement dépourvues de restes fossiles autres que des spicules d'éponges.

Il semble normal d'établir une relation entre le bombement du bord de la plateforme et le creusement de la fosse méridionale. Ce sont des mouvements complémentaires.

Le Lotharingien

Comme pour le sous-étage précédent, la paléogéographie du Lotharingien se compose de deux éléments: une plateforme irrégulière couverte de prairies de crinoïdes et limitant au N et à l'W un bassin profond.

La plateforme (voir fig. 3) s'étend jusqu'au chevauchement de l'anticlinal Pel-luaz-Grammont au S et probablement jusqu'au décrochement de Bonnevaux vers l'E. C'est une zone où les épaisseurs sont très variables.

La zone sans sédiments du Sinémurien se réduit à deux étroites surfaces: l'une correspondant à la région de St Gingolph l'autre à Bioge et aux extrémités NE des anticlinaux de Lullin-Bioge et Nermont-Bioge. Au N des surélévations, les épaisseurs du Lotharingien varient entre 4 et 10 m.

Au S et à l'E de cette zone positive, une subsidence variable affecte la plateforme, déterminant des dépressions où s'accumulent des débris d'entroques. Les puissances sont donc très diverses. En général, elles sont comprises entre 20 et 40 m, mais atteignent au Nermont vers Lullin 80 m et à la Chaumény, au N du Grammont, plus de 200 m.

Partout le sédiment est semblable; les entroques claires, les gravillons dolomitiques, les rares grains de glauconie et de quartz sont toujours de fortes dimensions, généralement plus de 2 mm. Les grains sont bien triés et cimentés par de la calcite translucide. La tranche d'eau devait être faible, probablement de quelques 10 à 20 m au maximum. La roche est claire, jaunâtre, blanche, verdâtre ou rose.

Au flanc normal du synclinal de la Chaumény, là où le Lotharingien est particulièrement épais, on observe par endroit une dolomitisation de la roche et quelques intercalations d'argile plastique rouge.

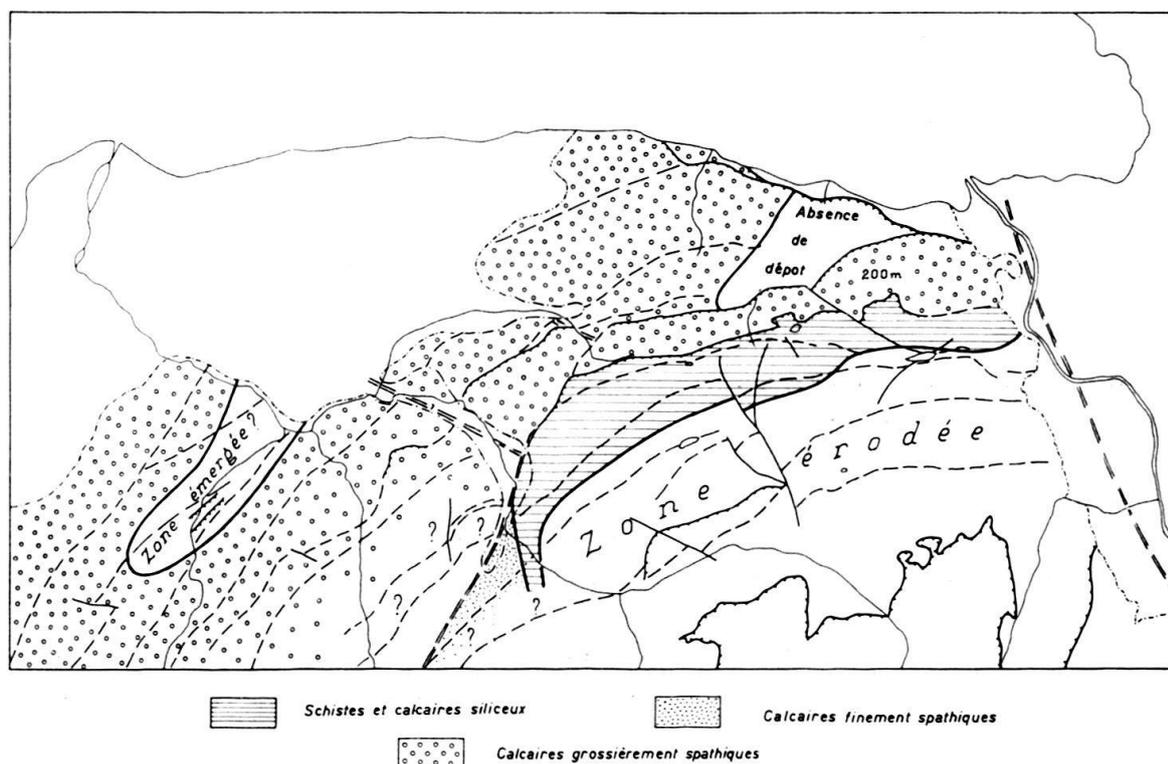


Fig. 3. Lotharingien.

Dans le bassin interne, la sédimentation présente une grande analogie avec celle du Sinémurien mais avec des apports siliceux réduits. Le Lotharingien consiste en une alternance de schistes et de calcaire à pâte foncée, souvent tachetée. L'épaisseur est faible dans le N où la partie inférieure de l'étage peut manquer (par exemple au Grammont); elle augmente vers le S et atteint une centaine de mètres au col d'Ugeon, sur le flanc N de l'anticlinal de Bise. Puis elle diminue plus au S, où le Lotharingien, très pauvre en fossiles, est graduellement éliminé par les érosions postérieures.

Comme pour le Sinémurien, l'absence de documents ne permet pas de savoir ce qui se passait dans le S des Médiannes. Tout ce que l'on peut dire c'est qu'aucune modification de faciès, dans la zone où l'étage disparaît, ne permet de montrer un relèvement des fonds dans ce secteur.

Considérons les mouvements du sous-sol marin au Lotharingien. La subsidence du bassin méridional se poursuit dans les mêmes zones qu'au Sinémurien et la sédimentation ne pouvant lutter de vitesse avec l'enfoncement, la mer devient profonde.

Plus au N, l'affaissement irrégulier du secteur S de la plateforme montre que la dépression méridionale gagne du terrain vers le N et que le bombement existant précédemment se réduit et émigre vers l'extérieur. Mais dans cette zone les courants, qui distribuent des calcarénites abondantes, réussissent à maintenir un fond marin horizontal et très peu profond.

Le Lias moyen

Le Lias moyen – Pliensbachien et Domérien – est généralement très peu fossilifère dans cette région et en plusieurs points, l'attribution d'assises à cet étage demeure douteuse faute de preuves paléontologiques. C'est un fait regrettable car durant le Lias moyen s'esquissent des changements majeurs dans la nature et la répartition des fonds marins.

Nous examinerons les séries de l'extérieur de l'arc vers l'intérieur.

Le Lotharingien, sur toute l'étendue de l'ancienne plateforme, s'était déposé sous une faible tranche d'eau. Dans la zone tout à fait externe, soit l'anticlinal du Mont Forchat et en bordure du Léman, la surface supérieure du Lotharingien est corrodée par l'action des courants marins, qui empêchèrent aussi tout dépôt au Pliensbachien inférieur. La zone à *Uptonia jamesoni* manque presque partout. C'est avec le Pliensbachien moyen (zone à *Tragophylloceras ibex*) que la sédimentation commence. Dans la région du Mont Forchat, le Lias moyen est constitué par une alternance de calcaires gris à pâte tachetée, siliceuse, souvent à silex et de schistes silteux, à surfaces ondulées. La puissance est de l'ordre de 100 m.

Dans la région Meillerie-St Gingolph, le Pliensbachien réduit débute souvent par quelques mètres de calcaire clair à pâte fine tachetée où abondent les bélemnites et auquel succède une grosse masse de calcaires siliceux foncés en bancs réguliers, séparés, surtout vers le haut, par des délits schisteux. Des silex sont parfois présents. La pâte est variable, grenue et sombre, parfois légèrement spathique et admettant alors des petits grains dolomitiques ou glauconieux. Le gros de ces calcaires date du Domérien. Les ammonites trouvées pendant l'exploitation de la « pierre de Meillerie » sont partout des *Amaltheidés*: *Amaltheus pseudocostatus* HYATT et *Pleuroceras spinatum* (BRUG.) d'ORB. Les épaisseurs sont considérables, plus de 200 m dans l'anticlinal du Mont Benant. Elles décroissent rapidement vers l'E et dans les pentes N du Blanchard; le Lias moyen peut même manquer totalement. Cette absence est peut-être due à des causes tectoniques, car les calcaires siliceux réapparaissent dans la montagne de la Frête au S de St Gingolph.

On constate donc, pendant le Lias moyen, un effondrement rapide de la bordure externe de la plateforme où les dépôts ont dû se faire dans la zone néritique profonde.

En partant de cette zone externe vers l'intérieur de l'arc, on constate une diminution de la puissance des couches et, simultanément, l'apparition de faciès de plus en plus grossièrement spathiques.

Sur le diamètre de Meillerie, le Lias moyen toujours siliceux, mais devenu légèrement spathique, mesure encore 60 à 70 m dans l'anticlinal de Borée. Dans les anticlinaux de Riandaz et au flanc normal du synclinal d'Oche (région de Tirou), il ne mesure que 20 à 30 m. C'est un calcaire spathique moyen, gris-rose à la base, plus grossier et rouge au sommet. Il a fourni quelques *Spiriferines* du Lias moyen: *Sp.*

Hartmanni ZIET, *Sp. Münsteri* DAV. et des *Rhynchonelles*. Plus au S dans l'anticlinal de Pelluaz, le Malm repose directement sur le Sinémurien siliceux.

De la région Blanchard-Frête, en se déplaçant vers le S, on trouve au flanc S du synclinal de la Chaumény 60 à 70 m de calcaires spathiques brunâtres à grain moyen contenant des silex. Cet ensemble est remplacé dans la région du Grammont et du Gardy par 30 m de calcaire spathique grossier à glauconie et gravillons de dolomie. La pâte est claire, grise, jaunâtre ou rose.

Le même phénomène s'observe sur le diamètre Forchat-Hermone avec la différence que dans ce secteur subsiste une zone haute sans dépôt que la Dranse coupe en aval de Bioge.

Comme dans les deux cas précédents, les calcaires siliceux profonds passent vers le SE et l'E à des calcaires spathiques peu épais qui couvrent les anticlinaux de la Forclaz et de Nicodex. Dans cette zone, la présence du Lias moyen est malheureusement mal établie paléontologiquement.

Le cœur de ces plis contient une série spathique assez variable, épaisse de 100 à 300 m.

Dans le pli de Nicodex le sommet de la série est constitué par des calcaires finement spathiques sombres, en gros bancs chargés de silex. Sous ce niveau épais de 25 à 40 m, viennent des calcaires spathiques gris-foncé, sans silex et ayant fourni, le long de la route les Esserts-la Baume, des *Hildoceras bifrons* BRUG. Ce niveau est donc toarcien.

Puis vient une alternance de 25 m d'épaisseur de calcaire spathique gris à grain moyen et de calcaire grossier à entroques à pâte rouge-foncé. En montant du col de Buchille au sommet de la Grande Chaux, ce niveau a fourni des brachiopodes, dont *Spiriferina walcotti* d'ORB., *Sp. Münsteri* DAV. Il représente le Lias moyen.

Enfin à la base, affleurent les calcaires grossièrement spathiques clairs du Lotharingien.

Cette succession établie pour l'anticlinal de Nicodex, surtout sur le versant gauche de la Dranse de Morzine, ne se retrouve pas dans l'anticlinal de la Forclaz. Le Toarcien spathique (non daté) comporte à sa base un niveau de schistes noirs et de calcaires écrasés rappelant la «couche à Astarte» qui dans la coupe du Pissot sur Villeneuve ou au Grammont souligne la base du Toarcien. Puis, au-dessous, viennent des calcaires finement ou grossièrement spathiques à silex et intercalations schisteuses. Nous avons attribué ce niveau au Lias moyen, car il repose sur les calcaires spathiques clairs bien reconnaissables du Lotharingien. Les variations sont grandes d'un point à l'autre de l'anticlinal, ce qui n'est guère étonnant dans des faciès aussi néritiques.

En résumé, partout, en passant de l'extérieur vers l'intérieur de l'arc préalpin, on voit le faciès relativement profond et épais des calcaires siliceux être graduellement remplacé par des dépôts peu profonds, grossièrement spathiques et moins puissants (voir fig. 4).

Cela nous indique un basculement général de la plateforme s'amorçant durant le Pliensbachien. Il se trouve pleinement réalisé au Domérien et s'accroît encore au Toarcien. L'affaissement septentrional et occidental est compensé par la disparition de l'ancien bassin subsident du S, dont le fond se soulève. Cette zone exondée ou balayée par les courants, était ceinturée vers l'extérieur par

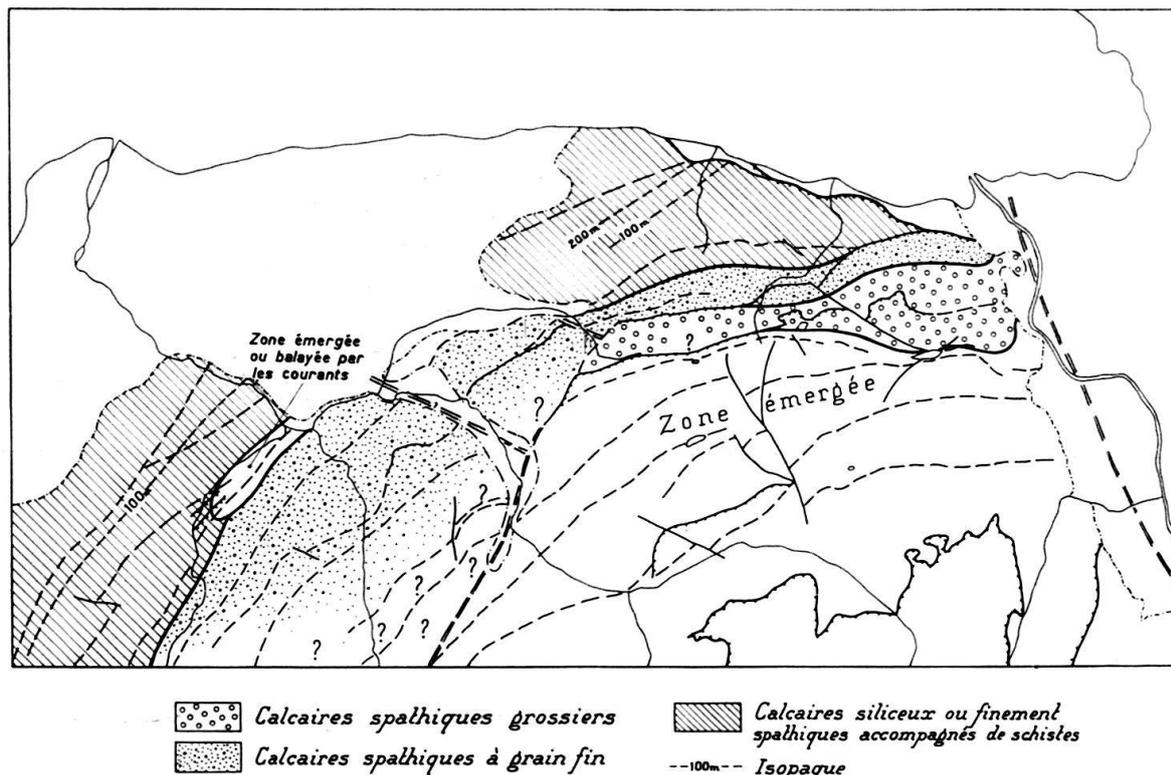


Fig. 4. Lias moyen (surtout Domérien).

un cordon de dépôts faits d'entroques grossières. Ces sédiments marquent la zone des rivages de la mer qui allait en s'approfondissant vers le N et le NW.

Le Toarcien

Le cadre sédimentaire au Toarcien demeure semblable à celui du Domérien. Mais il se produit une augmentation des profondeurs dans les zones externes, se traduisant par l'apparition de marnes et de marno-calcaires à ammonites (voir fig. 5).

Dans les anticlinaux du Mont Benant, de Borée et de Riandaz le faciès du Toarcien est profond. Il consiste en une alternance de marnes grises ou brunes et de calcaires argileux, en bancs de 10 à 20 cm. La pâte est grise ou sombre, souvent tachetée. Les marnes sont généralement plus abondantes que les calcaires. Les ammonites ne sont pas rares et les *Cancellophycus* fréquents, citons: *Harpoceras subplanatus* (OPP.), *Pseudogrammoceras fallaciosus* BAYLE, *Grammoceras toarcensis* (d'ORB.), *Phlyseogrammoceras dispansus* LYC. pour l'écaille de Locum; dans le ruisseau de Locum, au-dessus de la cascade, cote 740 m: *Dactylioceras communis* (Sow.), *Coeloceras crassum* (PHILL.), *Physeogrammoceras dispansus* LYC.; dans l'anticlinal de Borée, le long du ruisseau de la Coutetaz, cote 1285 m: *Harpoceras elegans* (Sow.), *Grammoceras thouarsensis* (d'ORB.) et des *Posidonomya bronni* VOLTZ.

L'épaisseur du Toarcien oscille en 50 et 100 m. En quelques points les calcaires deviennent siliceux et les marnes intercalées dures et irrégulières. Une telle inter-

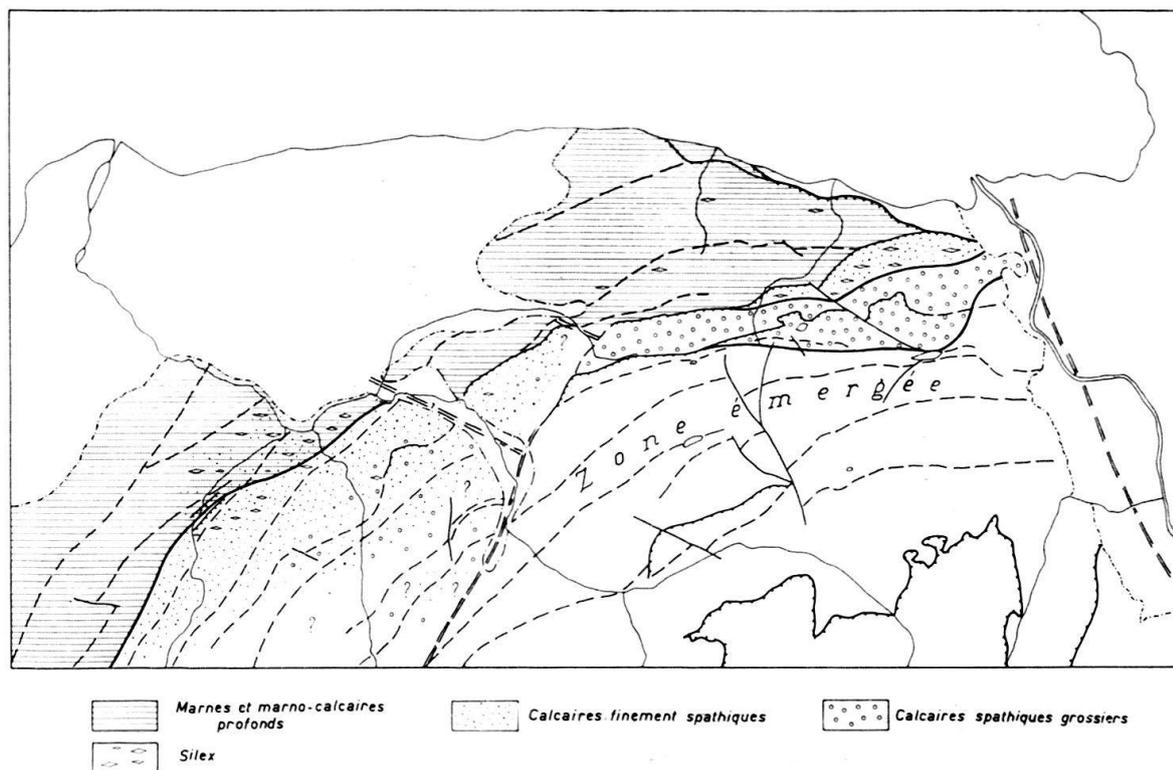


Fig. 5. Toarcien.

calation est visible sur la route de St Gingolph à Novel à la cote 574 m, soit à la butée E du pont.

Au flanc normal du synclinal de la Chaumény, le Toarcien varie de faciès de l'E à l'W. Dans la partie orientale du pli, dans les pentes tombant sur la Morge, le Lias se termine par 300 m de calcaires gris-sombre alternant avec des marnes. Les calcaires sont siliceux, grenus, parfois finement spathiques, et contiennent des silex branchus à la base de la série, tandis qu'ils sont anguleux au sommet. Le Toarcien doit constituer la partie inférieure de cette formation, on y trouve en effet *Variamusium pumilum* LMK.; le sommet serait aalénien.

Vers l'W, dans la région de la Dent d'Oche et du Tirou, le Lias supérieur est représenté par un faciès encore plus néritique: celui des calcaires grossièrement spathiques clairs à débris dolomitiques.

L'obliquité des limites de faciès sur les plis est donc manifeste. Elle se marque aussi dans l'élément tectonique suivant: le pli chevauchant Pelluz - Grammont. Le Lias supérieur n'existe que dans l'E, région du Gardy et du Grammont, où apparaissent les mêmes calcaires spathiques grossiers que dans le synclinal d'Oche. Dans ce massif la base du Toarcien est soulignée par un mince niveau de calcaires et de schistes gris-sombre à *Astarte* et *Pleuromya*.

Au S de ce pli, le Lias supérieur ne s'est pas déposé.

Dans la partie occidentale de notre région le dispositif est semblable et montre également le passage des dépôts profonds à des dépôts côtiers en allant de l'extérieur vers l'intérieur de l'Arc préalpin.

Les marnes et calcaires argileux tachetés à ammonites sont localisés dans les anticlinaux du Mont Forchat et de Lullin. Ils sont bien développés, mais peu fossilifères, dans la région du col du Feu.

La zone de Bioge, qui était émergée ou balayée par des courants au Lias moyen, s'enfonce sous les eaux ou s'approfondit et les dépôts s'y accumulent. Ils demeurent plus néritiques qu'au SW et au NE. Le long de la grande route en aval de Bioge, E. PETERHANS (1926) a décrit deux coupes sur les flancs du synclinal à cœur aalénien que tranchent les gorges de la Dranse.

La succession des couches dans ces deux coupes est à peu près la même: le Toarcien repose sur un banc appartenant peut-être au Lias moyen, lui-même en contact stratigraphique direct avec le Rhétien. Il débute par une faible épaisseur de marnes avec quelques bancs calcaires. Ce niveau a fourni d'une part des lamelli-branches (*Astarte*, *Pleuromya*), d'autre part des ammonites: *Hildoceras sublevisoni* FUC., *Harpoceras falcifer* (Sow.), *H. renevieri* HUG, *Grammoceras canavari* GEM., *Lillia quadratus* HAUG etc. Sur ce niveau de base, épais de 1 m environ, viennent des calcaires parfois clairs généralement gris-foncé, finement spathiques et siliceux, à silex. Ils sont épais de quelques mètres et supportent des calcaires siliceux intercalés de marnes. Ces dernières tendent à prédominer vers le haut.

L'ensemble du Toarcien mesure 40 à 50 m de puissance et montre une évolution graduelle vers les faciès profonds de l'Aalénien.

La zone plus interne située à l'E du Brévon est plus difficile à analyser que les zones décrites ci-dessus. On entre là dans le domaine des calcaires spathiques, milieu variable, zoogène mais pauvre en fossiles caractéristiques et où la stratigraphie reste, de ce fait, peu sûre. Dans l'anticlinal de la Forclaz nous avons attribué au Toarcien 30 à 120 m de calcaires spathiques fins, gris ou beiges, très siliceux. Quelques zones plus grossièrement spathiques et glauconieuses apparaissent localement au sein de cette série. A la base, on retrouve par place un mince niveau de schistes sombres et de calcaires écrasés qui rappelle la Couche à *Astarte* de Bioge et du Grammont.

Dans l'anticlinal de Nicodex, la présence de Toarcien est certaine grâce à la découverte par A. Escher d'*Hildoceras bifrons* (BRUG.) sur la route qui conduit des Esserts à la Baume. Elle recoupe en descendant un groupe de calcaires spathiques grossiers gris-clairs à glauconie et gravillons dolomitiques. Cet ensemble de 7 m d'épaisseur se termine par deux bancs à pâte rouge et grosses entroques. Puis les affleurements sont masqués par de la moraine. Plus bas viennent 75 m de calcaires. Ils sont gris-foncé, finement spathiques au début, puis plus grossiers et de couleur brune, enfin ils redeviennent très finement spathiques, siliceux et se chargent de gros silex noirs. C'est la partie médiane qui a livré les *Hildoceras*.

Sur la rive droite, on retrouve des calcaires spathiques semblables, comportant à leur sommet des silex et qui seraient également toarciens.

Le faciès spathique du Toarcien se poursuit dans les anticlinaux du Nermont-Bioge. On le voit par exemple au pont de Sautieu où les calcaires finement spathiques sont recouverts par les marnes et marno-calcaires de l'Aalénien, ayant livré à leur base *Dumortieria moorei* LYC. et plus haut *Pleydellia lotharingica* BRANCO.

Entre l'Ugine et la Dranse, le Toarcien spathique affleure dans le vallon descendant sur Taverole et au pied du versant vers Fontany. Par contre le faciès profond couvre à l'W l'anticlinal des Trables.

Si l'on compare les cartes paléogéographiques du Lias moyen et du Toarcien, on ne constate pas de modification de la ligne de rivage. Par contre un approfondissement de la mer est évident. Partout, dans le N et le NW, aux calcaires siliceux du Domérien succèdent les marnes et calcaires argileux à ammonites et *Cancellophycus* du Toarcien profond. Le haut fond de Bioge disparaît. Ailleurs, par exemple au N de la Dent d'Oche, les faciès néritiques cèdent le pas aux faciès profonds.

De cela il faut conclure que le mouvement de bascule du Lias moyen s'est accentué au Toarcien avec l'apparition de sédiments bathyaux.

L'Aalénien

La paléogéographie de cet étage offre une certaine analogie avec celle du Toarcien et ne nécessitera pas de longues explications (voir fig. 6).

La zone profonde septentrionale et occidentale existant déjà au Toarcien, continue à recevoir des dépôts de vases plus ou moins calcaires qui donneront naissance à des marnes et des calcaires argileux à ammonites abondantes. En plus, l'ancienne plateforme située à l'E du décrochement de Bonnevaux s'enfoncé davantage sous les eaux et les dépôts spathiques disparaissent. Les éponges y sont abondantes et les calcaires qui se forment deviennent localement spongolithiques et leurs bancs se chargent de silex. Ce faciès siliceux doit correspondre à la zone néritique pro-

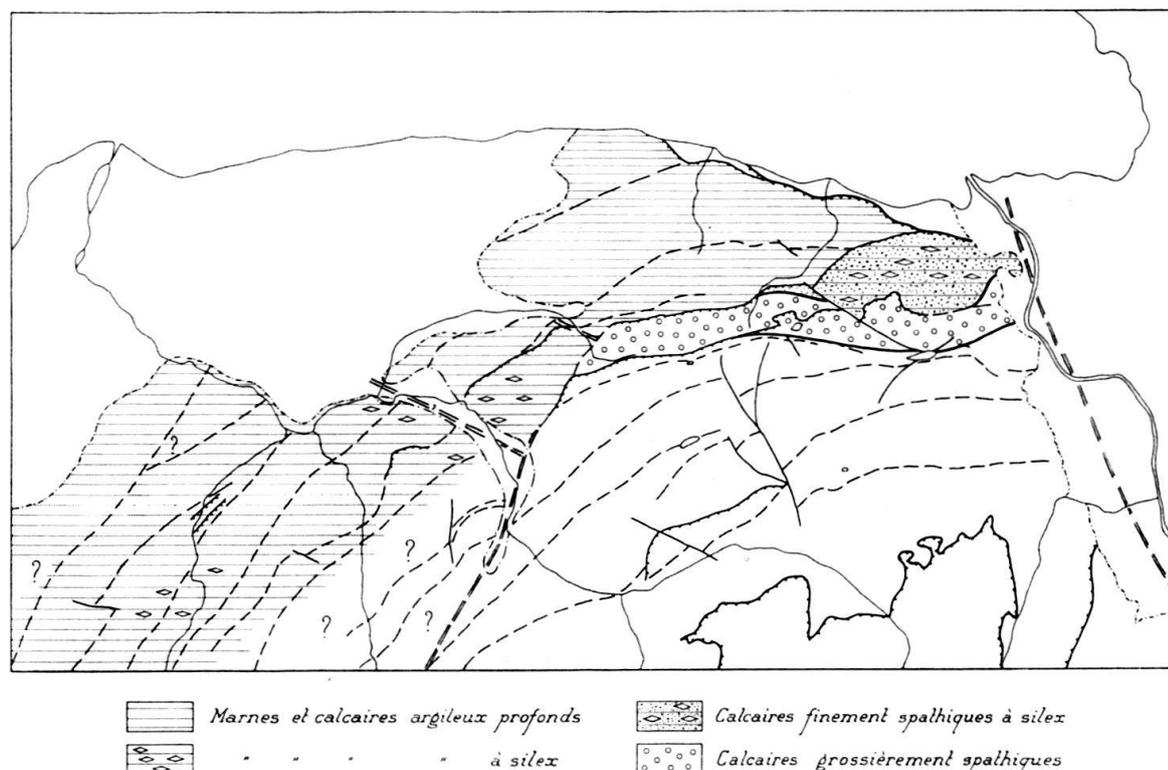


Fig. 6. Aalénien.

fonde, car, ainsi que nous l'avons vu au Toarcien, il sépare les faciès spathiques peu profonds des dépôts bathyaux à ammonites.

Quant aux faciès siliceux et spathiques proches du rivage, ils se trouvent cantonnés comme au Toarcien dans le synclinal de la Chaumény-Dent d'Oche et dans l'anticlinal du Grammont. Il faut souligner que la présence de l'Aalénien dans ces deux derniers points demeure hypothétique.

Le Dogger

Nous grouperons sous ce terme le Bajocien, le Bathonien et le Callovien.

Le Dogger du Chablais se présente sous deux faciès passant latéralement l'un à l'autre: le premier, profond, est dit Dogger à *Cancellophycus*, le second néritique à été appelé par E. PETERHANS le Dogger intermédiaire. Pour ce dernier le nom de Couches de Vervine nous semble préférable car ce faciès se poursuit au-delà du Dogger (voir H. BADOUX, 1962).

Nous ne traiterons pas dans ce chapitre des Couches à *Mytilus*. Elles ont été parfois dénommées abusivement à notre avis, Dogger à *Mytilus*, car l'âge de cette formation est mal connu. Si elles incluent peut-être tout ou partie du Dogger, elles se prolongent très probablement dans le Malm inférieur.

L'aire occupée par les Couches à *Mytilus* est presque entièrement distincte de celle des Dogger à *Cancellophycus* et intermédiaire. Il n'y a donc pas d'inconvénient à traiter ces formations séparément.

Le faciès du Dogger à *Cancellophycus* dans la zone externe est très voisin de celui du Lias supérieur et la distinction ne peut être faite que grâce aux ammonites, heureusement assez abondantes. C'est donc une alternance de calcaires en bancs de 20 à 100 cm et de marnes. Le calcaire est variable, argileux et tacheté ou plus siliceux; la patine varie alors du beige au roux, la pâte reste sombre, fine ou grenue. A la surface des bancs les *Cancellophycus* sont fréquents.

La sédimentation est continue du Lias jusqu'au Callovien, ce que confirme la faune. Par contre, comme presque partout dans les Préalpes médianes, l'Oxfordien manque; en tout cas sa présence n'est pas démontrée paléontologiquement.

Dans le flanc S de l'anticlinal frontal du Mont Benant le Dogger est riche en céphalopodes et très épais, 4 à 500 m. C'est un ensemble bathyal, sauf le Callovien sommital qui est fait de calcaires plus ou moins gréseux à glauconie, truffés de rostres de bélemnites et probablement néritiques.

De là, en s'éloignant vers le S dans les anticlinaux de Borée et de Riandaz, la puissance du Dogger diminue. Simultanément les calcaires oolithiques apparaissent intercalés dans la série et augmentent d'épaisseur vers le S. Des écrasements importants affectent ces deux plis et empêchent de juger avec précision de l'épaisseur initiale des couches.

Dans le flanc normal du synclinal d'Oche-Chaumény, seul le faciès peu profond subsiste; il envahit tout le groupe. Nous reviendrons sur cette zone par la suite.

Dans l'W de notre région, on retrouve la zone bathyale épaisse, mais moins fossilifère qu'au pied des Mémises, dans l'anticlinal Nermont-Bioge où elle mesure 5 à 700 m. Notons que dans cette zone, ainsi d'ailleurs que dans les plis de Borée et de Riandaz, le Callovien glauconieux a disparu. Il est remplacé par des marnes grises où pullulent localement les *Posidonomya alpina* GRAZ.

Vers le SE dans les Anticlinaux de la Forclaz et de Nicodex, l'épaisseur du Dogger se réduit et tombe, dans le dernier de ces plis, à 2 ou 300 m. En même temps, la pâte des calcaires devient grenue, détritique et se charge de petits grains de dolomies jaunes et quelques entroques. On voit que sur ce diamètre la diminution des épaisseurs se fait aussi vers l'intérieur de l'arc et elle coïncide avec l'apparition des faciès néritiques.

Les Couches de Vervine sont cantonnées dans le synclinal Chaumény-Dent d'Oche. Leur puissance qui atteint 3 à 400 m sur territoire suisse tombe à quelques dizaines de mètres à l'extrémité occidentale du synclinal (région de Tirou) et au Château d'Oche.

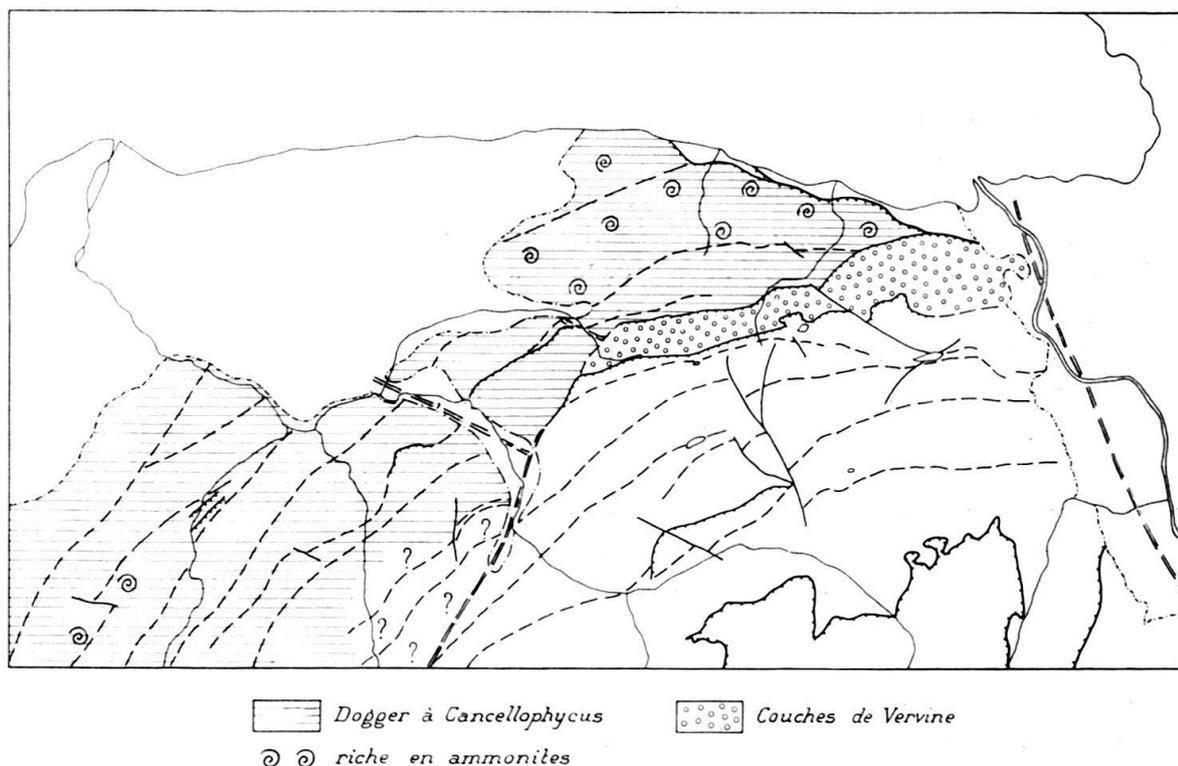


Fig. 7. Dogger

La série épaisse de la Chaumény et ses relations avec le Malm ont été décrites précédemment (H. BADOUX, 1962) et nous n'en donnerons ici que les traits essentiels. C'est une alternance de calcaires et de marnes. Les premiers sont clairs, à pâte brune ou noire, ponctuée de grains anguleux de 2 à 4 mm de dolomie pâle ou jaune, d'entroques et de grains de sable. Parfois la structure devient oolithique, ailleurs des silex font leur apparition. Les bancs qui mesurent de 20 à 80 cm sont séparés par des marnes grossières, plus ou moins détritiques. Vers le haut, les calcaires oolithiques prédominent; leur pâte s'éclaircit graduellement, la roche devient massive et passe ainsi au Malm. La partie supérieure de la formation de Vervine, qui s'amincit vers le S, passe aussi latéralement au Malm, ou plus précisément d'après le faciès de ce dernier, au Séquanien. Ainsi on peut montrer que les Couches de Vervine, débutant probablement avec le Bajocien, montent jusque dans l'Argo-

vien et le Séquanien. Elles se sont déposées sur un fond marin néritique incliné vers le N et limité au S par une ride émergée au Dogger puis recouverte au Malm inférieur par quelques mètres d'eaux chaudes et agitées. La subsidence, plus rapide au N qu'au S, indique un mouvement de bascule le long d'un axe coïncident avec le front de l'anticlinal Pelluaz-Grammont.

Dans la partie occidentale du synclinal d'Oche, seule la partie supérieure oolithique et pauvre en marnes des Couches de Vervine semble être présente. Elle repose sur les calcaires spathiques du Lias supérieur. On retrouve les Couches de Vervine dans le Château d'Oche où elles sont accompagnées de quelques lambeaux de Couches à *Mytilus*. Ces affleurements furent signalés jadis par E. PETERHANS (1926) et décrits en 1961 par G. CHAMOT. Les Couches de Vervine seraient pour ce dernier auteur essentiellement séquaniennes au Château d'Oche où elles passent au Malm à grain fin. Dans un couloir de la paroi orientale de cette montagne, 200 m environ à l'W du col de Planchamp. On voit s'associer à ce Séquanien quelques 5 à 10 m de couches montrant la succession suivante: à la base une alternance de conglomérats faits de silex sinémuriens et de schistes rouges ou noirs à débris charbonneux; par-dessus viennent des marnes brunes et des calcaires argileux à débris charbonneux et coquilles blanches, enfin, au sommet, un peu de calcaire rappelant le niveau III des Couches à *Mytilus* de H.H. RENZ (1935). Les marnes à coquilles blanches en représenteraient le niveau II, et la série conglomératique le niveau I. C'est le seul point de notre région où se voient les relations des Couches à *Mytilus* et de la partie supérieure des Couches de Vervine. Partout ailleurs, une zone sépare les aires sédimentaires de ces deux formations, où le Malm repose directement sur le Lias.

Le Malm et les Couches à *Mytilus*

Dans les Préalpes médianes, le terme de Malm a pris à l'usage une acceptation particulière et infidèle à sa définition. C'est ainsi qu'on désigne par ce terme les calcaires massifs du Jurassique supérieur, où sont taillées la plupart des parois et des arêtes des montagnes préalpines. Ces affleurements sont peu accessibles et si l'on ajoute à cela que ces roches sont pauvres en fossiles caractéristiques, on peut admettre l'usage consistant à réunir ces calcaires en une seule formation. Mais il aurait mieux fallu, et c'est ce que nous ferons par la suite, la baptiser Malm supérieur. En effet, il est incomplet car les étages de la base du Malm (Argovien, sommet des Couches de Vervine ou des Couches à *Mytilus*) en sont généralement détachés à cause de leur faciès particulier.

Dans la description qui va suivre, nous utiliserons le même plan que pour les étages précédents, commençant par le secteur oriental et procédant du N au S; puis nous aborderons le secteur occidental qui sera décrit aussi de l'extérieur vers l'intérieur de l'arc préalpin.

Secteur oriental

Dans les anticlinaux du Mont Benant, de Borée et de Riandaz, le pied des parois du Malm supérieur est souligné par un Argovien noduleux. Il est parfois rouge et visible de loin, mais souvent masqué par les éboulis issus des parois qui le dominent. Il peut manquer par étirement; ce cas est fréquent surtout dans l'anticlinal de Riandaz.

L'Argovien forme de nombreux affleurements au bas des parois reliant le Pic de Memise au Blanchard. Le chemin qui relie la Joux au Col de Corniens en fournit une assez bonne coupe; mais les séries les plus complètes s'observent dans les forêts fortement déclives qui dominant Bret. L'Argovien y mesure 50 m environ. Il est fait d'une alternance de couches de 5 à 10 m d'épaisseur de calcaires noduleux et de calcaires argileux. Les premiers de couleur rouge ou verte à la base, blanche ou crème au sommet sont faits de nodules aplatis de quelques cm de calcaire à grain extrêmement fin, séparés les uns des autres par des pellicules plus argileuses et colorées. Certains de ces nodules sont des ammonites corrodées, on y reconnaît surtout des *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'ORB.). Les calcaires argileux ou limoneux intercalés entre les couches noduleuses sont assez compacts et de couleur gris-foncé ou bruns. Ils rappellent les sédiments du Dogger.

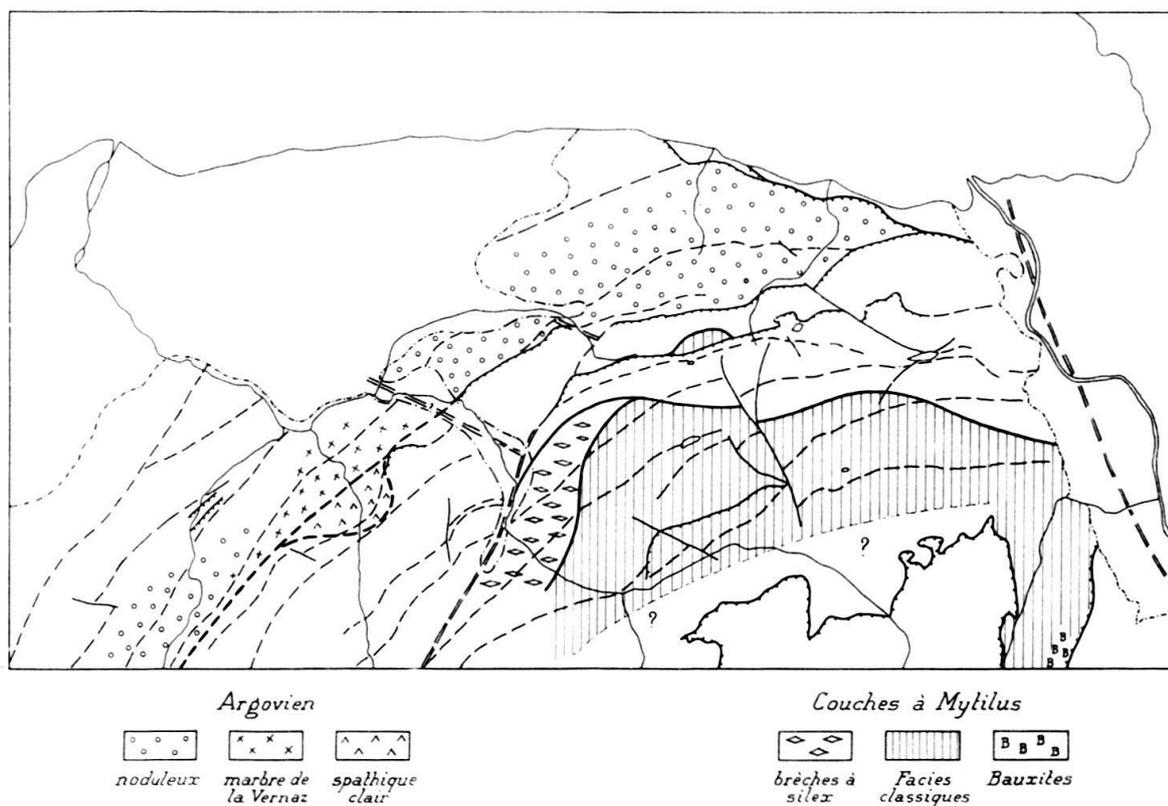


Fig. 8. Répartition de l'Argovien et des Couches à Mytilus.

Les zones noduleuses claires se soudent dans la paroi aux calcaires du Malm supérieur. Ces derniers sont assez variables. Ce sont des calcaires à patine très claire, légèrement bleutée, massifs ou en bancs. La pâte est variable, fine ou grenue, parfois oolithique, brune ou beige à la base, blanche au sommet de la série où les bancs sont mieux individualisés. Cette partie supérieure, à *Calpionella alpina* LORENZ, montre localement de minces zones bréchiques analogues à celles du Tithonique des chaînes subalpines. Le Portlandien passe graduellement au Néocomien qui s'en distingue par sa pâte jaunâtre à taches noires et ses silex. L'épaisseur du Malm supérieur oscille entre 80 et 180 m.

Les calcaires noduleux montent peut-être jusque dans le Séquanien, les calcaires massifs seraient alors kimméridgiens et le Portlandien certain couvrirait la partie sommitale et mieux litée du Malm.

Dans les Anticlinaux de Borée et de Riandaz, l'Argovien, réduit à ses zones noduleuses rouges et surtout blanches, est beaucoup moins épais (10 m). Il supporte 50 à 60 m de Malm supérieur avec à la base des calcaires massifs, très diaclasés, à patine claire, grenue par place, légèrement spathique et siliceuse et au sommet des calcaires fins à radiolaires et à calpionnelles. Le passage au Néocomien à silex est insensible.

Dans le synclinal d'Oche-Chaumény la série stratigraphique est très différente. D'abord l'Argovien disparaît, on trouve à sa place, à la base du Malm supérieur, des calcaires oolithiques clairs, plus ou moins détritiques et spathiques qui passent vers le N et vers le bas aux Couches de Vervine qui doivent donc inclure l'Argovien. Au Séquanien correspondraient des calcaires oolithiques et détritiques clairs. Plus haut viennent les calcaires grenus du Kimmeridgien, puis les calcaires clairs du Portlandien passant seulement dans la région de la Dent d'Oche au Néocomien. Ailleurs les Couches rouges transgressent directement sur le Jurassique supérieur.

Plus au S nous atteignons une zone où le Malm supérieur repose directement sur le Lias. Elle couvre l'extrémité E de l'anticlinal de Vernaz, les anticlinaux de Bise, du Grammont-Pelluaz et la moitié orientale de celui de Chillon. En quelques points, (l'Au de Tanay), sa base est marquée par une mince couche de calcaire spathique glauconieux à nombreuses bélemnites, rappelant le faciès du Callovien frontal. Le Malm, épais de 100 à 150 m, est massif, il comprend peut-être l'Argovien sous un faciès calcaire néritique. Les Couches rouges du Crétacé supérieur le recouvrent directement.

Au S de la zone précédente, s'étend le bassin des Couches à *Mytilus*. C'est la formation la plus fossilifère et celle dont l'âge est le plus discuté de la série stratigraphique des Médiannes. Elles groupent un faisceau de couches différenciées variant de quelques mètres à 55 m d'épaisseur et où, d'après les travaux de P. DE LORIOU et H. SCHARDT (1883) puis de H. H. RENZ (1935), 4 niveaux ont été distingués, soit de haut en bas :

SCHARDT A	= niveau à <i>Modiola castor</i>	= niveau IV de H.H. RENZ
- Be	= - à <i>Modiola castor</i> , <i>Plesiocidaris alpina</i> , Myes et brachio-	
	podes	= - III de -
- D	= - à fossiles triturés et	
	à <i>Astarte rayensis</i>	= - II de -
- A	= - à matériaux de charriage	- I de -

Nous utiliserons dans ce texte la nomenclature de H. H. RENZ.

Ces niveaux, comme l'ensemble des Couches à *Mytilus*, ne constituent pas des zones-temps, mais des faciès nullement synchrones bien que leur succession soit assez constante d'une coupe à l'autre. Ils caractérisent les stades successifs d'une transgression marine. Au début apparaissent des dépôts continentaux qui deviennent vers le haut saumâtres puis finalement marins avec une teneur en matériel

détritique, surtout en argile, qui décroît au fur et à mesure que l'inondation marine gagne du terrain. Finalement, au Malm supérieur, il n'y a plus de reliefs exondés à proximité et partant la sédimentation devient uniquement carbonatée et organogène.

Les Couches à Mytilus, à cause de leur richesse en fossiles et des lentilles de charbon qu'elles contiennent, ont depuis longtemps retenu l'attention des géologues et les travaux qui leur sont consacrés sont nombreux. On trouvera dans les ouvrages de E. FAVRE et H. SCHARDT (1887), de F. DE LORIOU et H. SCHARDT (1883) et de H.H. RENZ (1935) les références bibliographiques qui s'y rapportent.

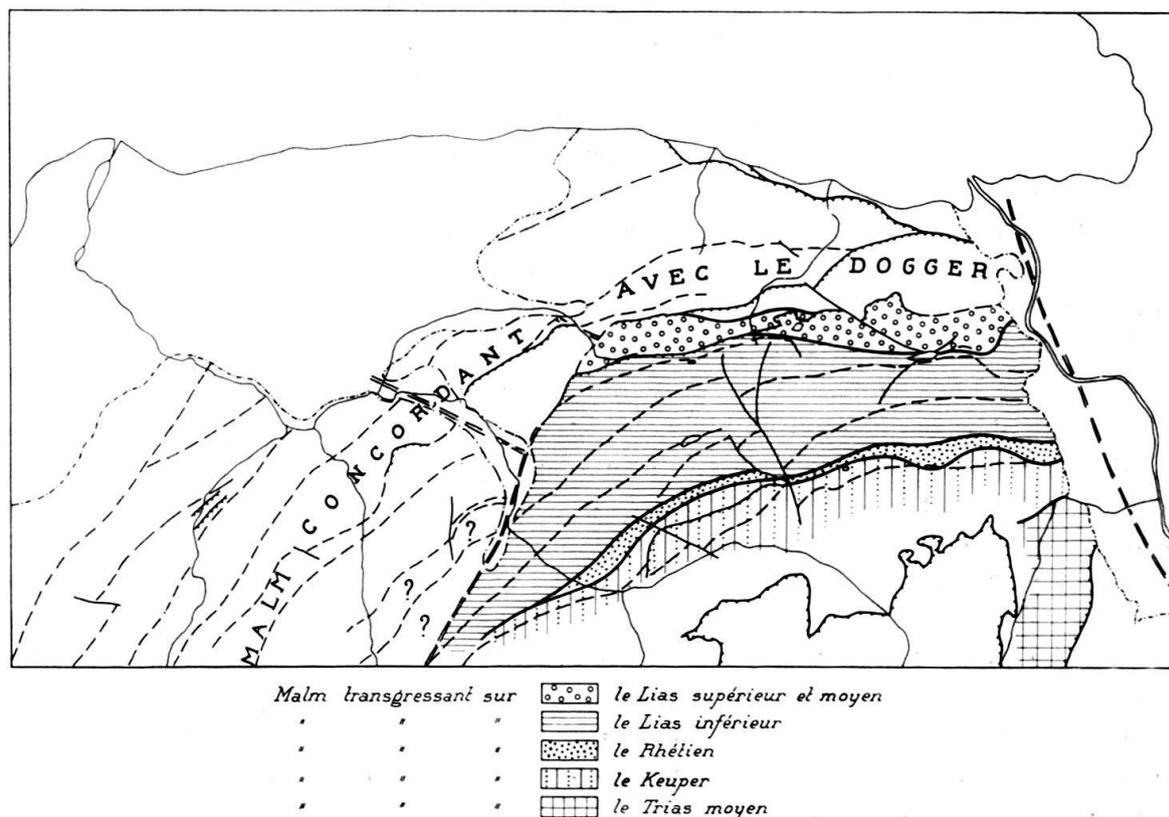


Fig. 9. Substratum du Malm et des Couches à Mytilus

La fig. 9 montre de façon un peu simplifiée le substratum pénéplainé sur lequel s'est avancée la transgression des Couches à Mytilus et du Malm. Dans le S, à Dréveneuse, ne subsiste que le Trias moyen; dans l'anticlinal d'Outanne-Mont Chauffé, le Trias supérieur et localement l'Infralias (Rhétien-Hettangien) ont été épargnés. Dans les anticlinaux de Verne, du Pas de la Bosse, d'Autigny, de Chillon et de Bise, les Couches à Mytilus ou le Malm reposent sur le Lias inférieur; dans l'anticlinal du Grammont-Pelluaz, ce sont les Lias supérieur et moyen dans l'W et le Lias inférieur dans l'E qui supportent le Malm. Au flanc normal du synclinal d'Oche, le Malm (Couches supérieures de Vervine) repose sur le Lias supérieur. Dans la zone de la Chaumény et partout au N du synclinal sus-mentionné et à l'W du décrochement de Bonnevaux, la série est continue et il y a concordance entre Dogger et Malm.

Les Couches à Mytilus occupent un bassin peu profond, faiblement relevé au S et au N ainsi qu'au NW, taillé dans la série triasico-liasique qui plongeait vers le N.

Les discordances angulaires sont observables en de nombreux endroits; elles atteignent parfois plus de 10°.

Le relèvement des bordures S et N se reflète dans la nature des éléments des conglomérats du niveau I (à matériaux de charriage). Dans le S ce sont surtout des galets de dolomie, dans le N, on ne trouve que des silex arrachés à la ride Bise-Grammont-Pelluaz où devait affleurer le Sinémurien siliceux.

Cela laisse supposer qu'avant l'arrivée de la mer à Mytilus la région était exondée. C'est certainement le cas pour le S de Dréveneuse où sous un climat tropical se formaient des bauxites siliceuses (H. BADOUX et G. DE WEISSE, 1959).

Les conglomérats n'existent qu'au voisinage des bordures du bassin, le centre en est dépourvu et les Couches à Mytilus y débutent par le niveau II. L'épaisseur des niveaux inférieurs est assez variable, celle du niveau III est beaucoup plus constante. Les premiers ont remblayé les dépressions et nivelé le fond marin, ce qui explique la plus grande uniformité du niveau III.

Quant au niveau IV, il est mal individualisé.

Nous ne décrivons pas en détail toutes les coupes relevées dans les Couches à Mytilus. Celles des préalpes valaisannes l'ont été par H. BADOUX (1952), celles du Chablais par E. FAVRE et H. SCHARDT (1887). Il suffira donc de donner ici quelques indications générales.

Le Niveau I est localisé aux deux bordures du bassin. Au S, à Dréveneuse et au Mont Chauffé, il comprend des brèches et conglomérats à éléments de dolomies associés à des schistes.

Dans le N, au Château d'Oche, dans l'anticlinal de Chillon (ancienne mine du Creux de Planay), à la Pointe de Lachau, il comprend quelques mètres d'argiles avec des intercalations gréseuses et conglomérats à silex. A l'extrémité W de l'anticlinal de Chillon (le long du sentier descendant de Semy sur la Reverette), dans l'anticlinal d'Autigny de part et d'autre de la Dranse, des conglomérats à silex constituent avec quelques bancs de calcaire fétide l'ensemble des Couches à Mytilus. Par place un ciment siliceux réunit les galets de silex et seule, la présence de filonets de charbon, permet d'y reconnaître les pséphytes des Couches à Mytilus.

Le Niveau II est assez variable; son épaisseur est comprise entre 0 et 30 m. Il est constitué essentiellement de schistes gris ou bruns, plus ou moins gréseux et chargés de débris végétaux. Accessoirement, il s'y intercale une couche de charbon et des calcaires grenus fétides. Les fossiles sont assez abondants surtout les coquilles blanches de lamellibranches, qu'accompagnent quelques coraux et, au sommet, des radioles d'oursins. Citons *Astarte rayensis* de LOR., *Mytilus (Modiola) castor* d'ORB., *Natica ranvillensis* de LOR., *Lopha costata* de LOR., *Favia caryphylloïdes* GOLDF., *Plesiocidaris alpina* d'ORB., *Zamites renevieri* HEER.

Le Niveau III est formé d'une alternance de marnes gris-beige et de calcaires plus ou moins argileux à patine claire, pâte gris-foncé ou brune, fétides. Ce niveau épais en moyenne de 20 m est très riche en fossiles. Les plus abondants sont: *Mytilus laitemairensis* de LOR., *Modiola imbricata* de LOR., *Lima schardti* de LOR., *Plesiocidaris alpina* d'ORB., *Rhynchonella schardti* HAAS, *Ceromya* sp. etc.

Quant au Niveau IV, il est difficile de le distinguer du Malm supérieur. Il est massif et n'est identifiable que par la présence de *Mytilus castor* d'ORB., lorsqu'il y a des intercalations un peu plus marneuses dans le calcaire. En fait ce niveau IV

établit le passage au Malm supérieur et nous l'inclurons dans le niveau de base de ce dernier.

Dans tout ce domaine des Couches à *Mytilus*, le Malm supérieur est assez constant, ce qui atteste l'uniformité des conditions de dépôt. Cela implique un fond marin horizontal qui, d'après les faciès du Malm, était recouvert d'une faible épaisseur d'eau, pouvant atteindre 30 ou 40 m au maximum. On peut distinguer dans ce Malm plusieurs horizons:

1) à la base un niveau à foraminifères et oncolithes. Ce calcaire, à pâte beige ou brune et à patine claire bleutée, contient une riche faune de foraminifères difficiles à déterminer, mais très analogue à celle décrite dans le Séquanien du Jura. A la base abondent les *Pseudocyclamina* dont plusieurs espèces sont présentes en particulier *P. sequana* MER., accompagnées de gros foraminifères où nous avons cru reconnaître des *Pfenderina*, *Aulotortus*, *Ventrolamina*, *Haurania*, des *Nautiloculina oolithica* MOEHLER, des *Trochamina* etc. Plus haut dans ce niveau, les oncolithes tendent à disparaître. La roche devient pseudo-oolithique. Les grains qui la constituent sont réunis par un ciment de calcite claire. Ils comprennent de nombreuses *Trocholina alpina* (LEUP.), *T. elongata* (LEUP.), *Nautiloculina oolithica* MOEHLER, des miliolidés, *Spiroloculina* sp. etc. Ce niveau 1 est sans doute Séquanien. Il mesure 10 à 30 m.

2) Au-dessus, à Chevenne près de la Chapelle d'Abondance et à la Calaz au N du col de Vernaz, vient une dizaine de mètres de calcaires plus clairs à pâte plus fine, compacts ou pseudo-oolithiques qui ont livré à R. TRÜMPY (1949) une faunule du Kimmeridgien inférieur avec *Taramelliceras pseudoflexuosum* (FAVRE), *Streblites tenuilobatus* (OPP.) *Haploceras subelimum* (?) FONT., *Glochiceras* sp., *Aspidoceras* sp. etc.

3) Puis viennent des calcaires plus variables, grenus et plus ou moins siliceux, couronnés par le Portlandien à *Calpionella alpina* LOR. Les calcaires blancs de ce dernier étage sont localement oolithiques, ailleurs à grain très fin.

Le Malm supérieur mesure 100 à 200 m. Les Couches rouges du Crétacé supérieur ou du Paléocène le recouvrent directement.

La question de l'âge des Couches à *Mytilus* n'est pas résolue avec certitude car la faune fossile qu'elle contient n'offre rien de caractéristique, c'est une faune de faciès.

Vers le haut les Couches à *Mytilus* passent au Séquanien. Il en découle que le niveau III ou en tout cas sa partie supérieure doit être argovienne. Cela a été confirmé par la découverte d'une faune d'ammonites d'âge argovien-oxfordien sup. dans les derniers bancs de ce niveau, faite par F. RABOWSKI (1918) au Wildenberg dans le Simmental.

Il est probable que vers le bas les Couches à *Mytilus* descendent jusque dans le Dogger.

En résumé, dans le S le Malm s'est déposé sur une plateforme comportant en son axe un remplissage de Couches à *Mytilus*. Au N de la Plateforme s'ouvrait une mer profonde dont les rivages étaient, à l'Argovien et au Séquanien, marqués par une zone de dépôts calcaires, détritiques et oolithiques (sommet des Couches de Vervine). Ces sédiments néritiques passaient au large à un Argovien de plus en plus profond vers le N. Le Malm supérieur dans cette zone s'approfondit également.

Secteur occidental

Abordons maintenant la région située à l'W du décrochement de Bonnevaux. Deux zones peuvent y être séparées, l'une externe, dont l'Argovien est différencié, l'autre interne, où le Malm supérieur repose directement sur le Dogger. On ne connaît pas de Couches à *Mytilus* ou de Vervine dans ce secteur occidental.

La zone externe couvre les anticlinaux des Trables et du Mont Baron, de la Forclaz et de Bioge-Nermont. Les anticlinaux de Lullin et du Forchat appartiennent probablement à cette zone mais l'érosion les a débarrassés de leur couverture de Jurassique supérieur.

Tandis que les deux extrémités NE et SW de cette zone montrent des faciès de l'Argovien analogues à ceux du secteur oriental, dans sa partie centrale apparaît un faciès spécial dit du «Marbre de la Vernaz». On l'observe dans le synclinal des Bœufs, surtout de part et d'autre de la Dranse de Morzine. Le Marbre de la Vernaz rappelle un peu l'Argovien; c'est aussi un calcaire noduleux, de pâte grise, crème, rose ou rouge. Mais alors que l'Argovien est toujours à grain fin, le faciès de la Vernaz est souvent très zoogène. Le calcaire est truffé de débris de coquilles: lamelli-branches, brachiopodes, crinoïdes, bryozoaires, accompagnés parfois par des bélemnites et des embryons d'ammonites. Sur le sentier qui s'engage du village de la Vernaz sur le flanc E de la colline 867 m, le «Marbre» repose sur les calcaires spathiques grossiers et glauconieux du Callovien; il débute donc en même temps que l'Argovien plus au N. G. BOTTERON y a trouvé, sur le chemin qui mène de la Vernaz à Outanne à la cote 1310 m, un exemplaire de *Perisphinctes martelli* (OPP.).

L'épaisseur du Marbre de la Vernaz atteint 100 m au maximum.

Il est surmonté d'un Malm supérieur analogue à celui du secteur oriental. Le passage du Malm au Néocomien est graduel; il s'observe dans la montagne à l'E de Lullin et dans le flanc N du synclinal des Bœufs.

La zone interne du secteur occidental n'offre rien de particulier. Le Malm supérieur y mesure de 150 à 200 m d'épaisseur. Au Mont Ouzon, sa base est marquée par un niveau grossièrement oolithique. Les faciès néritiques de la base du Malm se développent énormément au flanc N de l'anticlinal de Nicodex. Par exemple sous la Tête du Mottay, à l'W de Nicodex, les 70 premiers mètres du Malm supérieur sont faits d'un calcaire spathique, par place graveleux et simulant le Lias supérieur. Les plaques minces y ont révélé la présence de *Trocholina alpina* (LEUP.). C'est bien du Jurassique supérieur. Ces faciès spathiques de la base du Malm ne sont pas exceptionnels; ils se retrouvent au SSE de Bellevaux et sur la rive droite du Rhône, dans les forêts sous les Agittes.

Le reste du Malm, assez variable, se termine par un Portlandien pseudo-oolithique ou à grain fin à *Calpionella alpina* LORENZ, sur lequel transgressent directement les Couches rouges.

Au point de vue paléogéographique, l'image qui se dégage ici est moins nette que celle du secteur oriental. On y constate également un approfondissement de la mer en allant vers l'extérieur de l'arc. Mais la présence du Marbre de la Vernaz dont les conditions de dépôts ne sont pas évidentes, vient compliquer l'interprétation de l'ensemble.

Le Néocomien

Ce système équivaut ici au Crétacé inférieur non compris l'Albien qui est lié stratigraphiquement au Crétacé supérieur et qui sera traité avec les Couches rouges.

Au Néocomien, on assiste à un retrait de la mer qui va se cantonner uniquement dans la zone externe. Les affleurements les plus internes se trouvent dans les synclinaux des Bœufs, du Jotty, au flanc SE de l'anticlinal du Mont Baron et dans le synclinal de la Neuvaz. Ce ne sont pas là les limites des dépôts mais des affleurements

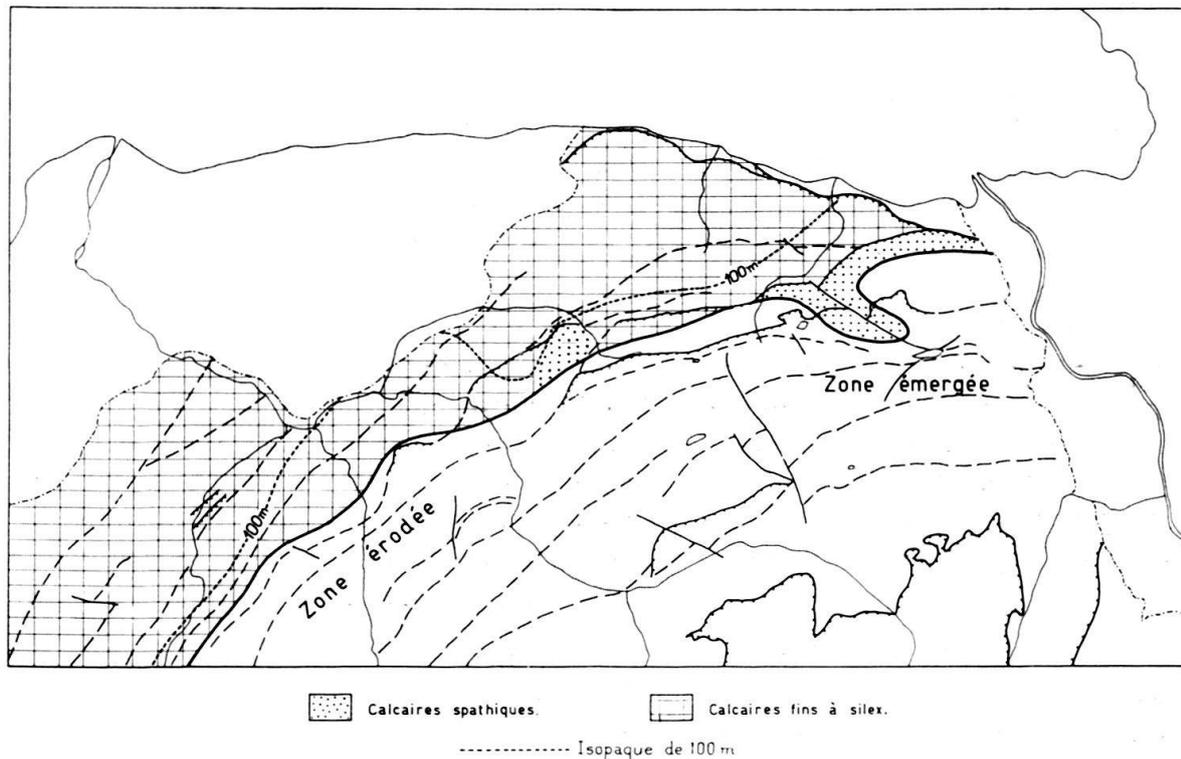


Fig. 10. Néocomien.

principaux. La transgression des Couches rouges est partiellement responsable de la disparition du Néocomien vers le S, ainsi que l'atteste l'irrégularité de la limite actuelle et la présence de quelques lambeaux épargnés dans le synclinal d'Oche, sous le chevauchement du Grammont au N des Jumelles et à l'alpage de la Combe à l'E du Gardy.

Cependant, le Néocomien ne devait pas s'étendre très loin vers le S. La présence de faciès néritiques au N des Jumelles, à la Combe et au Mont Baron, semble montrer que la plateforme située au S du chevauchement Grammont-Pelluaz et à l'E du décrochement de Bonnevaux est demeurée exondée pendant toute cette période.

Là où le Néocomien existe, il passe sans interruption et graduellement au Malm sous-jacent. Les épaisseurs du Néocomien ne sont pas toujours faciles à estimer, car ce terrain est souvent plissé, surtout sa partie supérieure.

Dans le synclinal de Memise, l'épaisseur du Néocomien varie entre 50 et 300 m, cela pour des raisons tectoniques. Il comporte 3 niveaux lithologiques. Le Portlandien se termine par de bancs minces de calcaire blanc, à pâte jaunâtre finement grenue. Puis la pâte devient très fine et s'orne de taches grises ou sombres

dues à des nuages de pyrite finement divisée. Quelques silex font leur apparition dans ce niveau inférieur. Dans le niveau 2, auquel on passe graduellement, les silex localisés dans l'axe des bancs deviennent très abondants, parfois en cordons. Les bancs demeurent minces, entre 10 et 30 m. Le 3e niveau est caractérisé par des schistes marneux noirs ou gris-sombre, séparant les bancs où les silex se raréfient. Dans les schistes on trouve par place des *Barrémites*; ce serait donc du Barrémien. L'Aptien est peut-être inclus aussi dans le niveau 3. Les niveaux 1 et 2 correspondraient à peu près au Valanginien et à l'Hauterivien.

La série néocomienne du synclinal de la Neuvez est tout à fait semblable; elle mesure 200 à 250 m de puissance au flanc N et 50 à 100 m au flanc S.

Dans le synclinal des Pontets, le Néocomien, épais de 250 m, se termine par une alternance de calcaire à silex et des calcaires plaquetés à cassure bleu-encrue, piquetés de limonites et localement fossilifères: *Potamides* (UCHAUXIA) cf. *phillipsi* (LEYM.) du Barrémien-Aptien.

Les calcaires du Néocomien évoquent un faciès profond. La présence de radiolaires, parfois de tintinnides, la rareté des macrofossiles – on y trouve quelques aptychus et des bélemnites – plaident en faveur de cette origine. Cependant vers le S, on voit ces calcaires fins alterner avec des calcaires à entroques. C'est l'approche du rivage néocomien.

A 50 m au NW du chalet des Grandes Heures au S du Mont Baron et sur l'arête de cette montange, la base du Néocomien est formée d'une alternance de calcaires rouges spathiques et de calcaires à pâte fine, gris ou roses. On y trouve quelques brachiopodes et, en plaques minces, des foraminifères *Trocholina* sp., *Spirillina* sp., *Cristellaria* sp., etc., radiolaires et des tintinnidés: *Calpionellites darderi* COLOM, *Tintinnopsella carpathica* (MURG. ET FIL.) *Stenosemellopsis hispanica* COLOM.

Les deux autres affleurements de Néocomien néritique ont été décrits par l'un de nous (H. BADOUX, 1962). Il est représenté par des calcaires rubanés dus à l'alternance de zones à pâte fine et de zones à entroques et glauconie. La roche est généralement claire ou verdâtre, parfois rougeâtre. On y trouve une faune de tintinnidés semblable à la précédente, avec en plus: *Calpionellites neocomiensis* COLOM et *Tintinnopsella batalleri* COLOM. C'est une microfaune nettement néocomienne.

La sédimentation du Néocomien s'est faite sur une pente marine, inclinée vers l'extérieur et ceinturée, en bordure de la plateforme méridionale émergée, par des dépôts néritiques à entroques.

Les Couches rouges

Cette formation, très caractéristique des Préalpes médianes et de la nappe de la Brèche, est faite d'une grande épaisseur de calcaires argileux plaquetés et de marnes. Elle n'est pas toujours rouge comme son nom le laisserait supposer, mais diversement colorée en rouge, rose, vert-clair, crème et blanc. Ce sont ces deux dernières teintes qui sont les plus répandues.

Les Couches rouges contiennent une faune planctonique abondante, faite de *Globogerinidae*, de *Globorotalidae*, d'*Heterohelicidae* et de radiolaires. Ces foraminifères pélagiques permettent en principe de distinguer les divers étages du Céno-manien à l'Yprésien, mais il faut pour ce faire disposer de formes entières, dégagées de la roche. Elles permettent seules des déterminations certaines et précises. Notre

étude ayant été basée essentiellement sur l'examen des roches en plaques minces, nous avons renoncé à utiliser une échelle stratigraphique détaillée. En effet, la détermination des foraminifères en coupes minces se heurte à de sérieuses difficultés, surtout lorsque la roche est peu fossilifère et que le travail n'est pas fait par des foraminiféristes spécialisés. Par contre les ensembles fauniques permettent aisément la distinction des étages ou groupes d'étages suivants: Albien, Céno-manien, Turonien-Emschérien, Aturien (Campanien-Maestrichtien), Danien, Paléocène (y compris l'Yprésien inférieur). Cela nous fait 5 à 6 coupures dans la série des Couches rouges, ce qui permet déjà une analyse intéressante de cette formation. Comme dans les chapitres précédents, nous examinerons successivement les secteurs orientaux et occidentaux que sépare le décrochement de Bonnevaux.

Le secteur oriental

Nous décrivons le contenu des synclinaux en procédant du N au S.

Dans le synclinal Blanchard-Memise, la série stratigraphique des Couches rouges varie d'une extrémité à l'autre. Entre la croix et les chalets de Mémise, G. Savary signale un passage graduel du Néocomien au Crétacé supérieur. Il se fait par l'intermédiaire d'une vingtaine de mètres de schistes sombres alternant avec des petits bancs de calcaires gris. Vers le sommet, les calcaires deviennent plus argileux, verdâtres, à pâte fine tachetée, et contiennent des radiolaires et d'abondantes globigérines. La zone fossilifère est probablement albienne, le Céno-manien qui la recouvre est épais de 7 m. C'est un calcaire argileux grenu verdâtre à *Globotruncana stephani* GAND., *Rotalipora apenninica* (RENZ), *Planulina buxtorfi* GAND. et *Ticinella roberti* (GAND.). Par-dessus vient le Turonien-Emschérien, schistes marno-calcaires gris à la base, violacés au sommet avec le groupe des bicarénées *Gltr. helvetica* BOLLI, *Gltr. bulloides* (VOGL.), *Gltr. coronata* BOLLI, *Gltr. inflata* BOLLI et *Gltr. tricarinata* (QUEREAU). Le Crétacé se termine par 10 m de marno-calcaires verts et rouges où les dernières bicarénées cohabitent avec *Gltr. leupoldi* BOLLI. C'est probablement le Campanien. L'Eocène qui le recouvre directement débute par un hard-ground et un niveau à *Globotruncana* remaniées. Il est plus argileux, généralement plus coloré, rouge vif ou violacé, et contient des *Globorotalia* diverses. Son épaisseur est de 40 à 50 m. Le Flysch, qui termine le remplissage du synclinal, débute par des bancs de grès grossiers (5 m) suivis d'une alternance de grès, de marnes.

Vers l'E la transgression du Paléocène s'accroît et, dans la région du Blanchard, il repose directement sur le Néocomien.

Sur la rive droite de la Morge, au-dessus de Fréney (à l'E du pt 815), la même superposition du Paléocène au Néocomien peut être observée. Mais il s'agit d'une zone très tectonisée et il n'est pas certain que le contact soit stratigraphique (voir H. BADOUX et Y. GUIGON, 1958).

Le synclinal de la Neuva sépare les anticlinaux de Borée et de Rianda. La base des Couches rouges est marquée par une mince couche de schistes noirs reposant sur le Néocomin. Puis viennent les Couches rouges proprement dites, épaisses de 100 m environ dans la région Neuva-dessous – pt 1892, 9. Elles se subdivisent en deux parties.

L'inférieure est faite de calcaires argileux en petits bancs jaune-verdâtre à la base et roses ou rougeâtres au sommet. Elle contient une faune aturienne à *Globo-*

truncana tricarinata (QUEREAU) et *Gltr. stuarti* (DE LAPP.). Il est possible que les premiers niveaux soient encore emschériens.

La partie supérieure montre des calcaires plus massifs, à pâte parfois micro-bréchique, dont les éléments sont du Malm, du Cénomaniens et du Maestrichtien. La microfaune est en grande partie remaniée, ce que démontre la différence entre la pâte de la roche et le remplissage des foraminifères. P. MICHOUX a attribué cette série supérieure, comme l'inférieure, au Campanien-Maestrichtien.

Le synclinal Chaumény-Dent d'Oche a fait l'objet d'une étude détaillée sur territoire suisse (H. BADOUX, 1962). Il nous suffira donc d'en indiquer les caractéristiques principales.

Le Crétacé supérieur, qui est complet, transgresse généralement sur le Malm, mais a épargné en quelques points un peu de Néocomien.

Par places, la base des Couches rouges est marquée par quelques mètres d'Albien : schistes noirs, calcaires violacés, glauconieux à petites globigérines et *Ticinella roberti* (GAND.).

Le Cénomaniens est variable : schistes sombres alternant avec des calcaires tachetés, calcaires à silex et calcaires argileux ocres, roses ou beiges. Il est très fossilifère, citons *Globotruncana stephani* GAND., *Gltr. renzi* GAND., *Rotalipora apenninica* (RENZ), *R. turonica* BROTZEN, *Planulina buxtorfi* GAND., accompagnées de petites globigérines et de radiolaires.

Le Turonien-Maestrichtien débute par un horizon rose et se poursuit par une grosse épaisseur de calcaires plus ou moins argileux, blancs, en petits bancs.

L'Eocène débute par une couche de calcaire gréseux et glauconieux à nombreux débris phosphatés et foraminifères remaniés et se poursuit par des marno-calcaires rouges contenant à la base *Globigerina soldadoensis* BRÖN. puis des *Globorotalia quetra* BOLLI., *Globo. aequa* CUSH. et RENZ., *Globo. wilcoxensis* MARTIN, enfin au sommet *Globo. formosa formosa* BOLLI. et *Globo. wilcoxensis* CUSH. du Paléocène supérieur et de l'Yprésien inférieur et moyen.

Le Crétacé supérieur atteint 180 m d'épaisseur et l'Eocène environ 50 m.

La succession est semblable mais moins épaisse dans le synclinal d'Oche.

Le Flysch n'apparaît nulle part dans ce pli.

Au synclinal de Tanay correspond au-delà du décrochement de la Chapelle le synclinal pincé de Darbon. Dans les deux cas, il s'agit d'un pli très étroit où des étirements tectoniques peuvent réduire la puissance des séries et provoquer l'absence locale de quelques niveaux.

A son extrémité orientale sur territoire suisse, à la Suche, pt 1534, les Couches rouges qui transgressent sur le Malm sont très minces, environ 30 m. Elles ne comprennent, pour le Crétacé, que du Cénomaniens et du Turonien inférieur, sur lequel transgresse le Paléocène-Yprésien inférieur.

Plus à l'W, la lacune diminue. Ainsi entre le Pas de Lovenex et la Dent du Velan, le Turonien-Sénonien et le Maestrichtien réapparaissent sous le Paléocène rouge à *Globorotalia*.

A l'W de la Dent du Velan, le remplissage crétacique du synclinal est interrompu, puis reprend et longe le fond de l'étroite vallée de Darbon. Vers la Revenette, la série qui mesure 15 à 20 m d'épaisseur contient le Turonien-Emschérien et le Campanien. Les érosions ont fait disparaître les couches plus récentes.

Malgré les restrictions indiquées plus haut, il semble que les Couches rouges de ce synclinal aient une épaisseur moindre que dans les plis plus au Nord.

L'anticlinal de Chillon, qui borde au S le synclinal de Darbon, est affecté d'un plongement axial très net vers le SW. Cet abaissement a permis à la couverture crétacique d'échapper à l'érosion vers son extrémité SW, soit dans la région de Semy.

Dans cette zone, soit à Semy, soit sur le sentier qui en descend vers le point 1121, les Couches rouges qui transgressent directement sur le Malm débutent par quelques décimètres ou mètres de calcaire marneux gris cénomanien à *Rotalipora apenninica* (RENZ.) et *Globo truncana stephani* GAND. Le Turonien-Emschérien n'a que 5 m d'épaisseur: c'est un calcaire porcelainé blanc à la base et brun-rose au sommet, riche en *Globo truncana bicarénées*. Le Campanien-Maestrichtien rarement coloré est un ensemble d'une cinquantaine de m de calcaire fin à *Globo truncana arca* CUSH., *Gltr. stuarti* (DE LAPP.), *Gltr. leupoldi* BOLLI.

Plus au S, nous atteignons le synclinal des Cornettes de Bise ou synclinal de Bise. Ce pli est coupé en deux par le décrochement dextre de la Chapelle. La moitié orientale s'étend de Miex aux Cornettes; la moitié occidentale, décalée vers le N, détermine la haute vallée de l'Eau Noire en amont du pt 1024. Au-delà le synclinal coupe en écharpe les pentes boisées de la Plagne d'Amont et détermine la combe des Chalets de Tigneret.

Sur territoire suisse, la série des Couches rouges est presque complète mais mince (voir H. BADOUX 1962). En un point (Cherzeule), un peu de Gault est conservé sous le Céno manien transgressif, qui partout ailleurs repose directement sur le Malm. Le Crétacé supérieur, épais de 25 m seulement, forme une série continue du Céno manien au Maestrichtien. Ce dernier est recouvert par des calcarénites à débris phosphatés, prismes d'*Inoceramus* et *Globo truncana* remaniés par quoi nous faisons débiter le Paléocène. Il se poursuit par des marnes rouges plus ou moins schisteuses à grosses globigérines épineuses et *Globo rotalia* globuleuses. Le passage au Flysch – marnes beiges et grès micacés – est graduel.

Sur le versant oriental des Cornettes de Bise, la série est semblable mais encore moins puissante: 7 m pour le Crétacé supérieur.

A l'W du décrochement, dans le synclinal de Bise, nous avons décrit déjà une coupe, celle du flanc SE de l'anticlinal de Chillon relevée le long du sentier descendant de Semy. Elle rappelle beaucoup les précédentes sauf que le Campanien-Maestrichtien est plus épais.

Dans la région de Tigneret les Couches rouges s'épaississent encore. Le long du sentier qui mène aux chalets on trouve sur le Malm (pt 1073) 50 m de Campanien-Maestrichtien suivis de 100 à 150 m de Paléocène-Yprésien. Le Céno manien et le Turonien-Emschérien manquent mais cette absence paraît locale.

Le synclinal de Savalène est remplacé au-delà du décrochement de la Chapelle par les deux synclinaux du Maupas et d'Ubine qui finissent par fusionner au SE en un seul pli, le synclinal de Melon. Les données sur cette zone complexe sont extraites des travaux de H. BADOUX et F. RIVIER pour la partie orientale et de G. CHAMOT pour la partie occidentale.

Dans le synclinal de Savalène, le Crétacé supérieur manque presque partout sauf en deux points, à Plan d'Amont et au N des chalets d'Arvouin où un peu de

Turonien plaqué sur le Malm a échappé à la transgression du Paléocène. La base de cet étage est marquée par un hard-ground fait d'une croûte noire silico-phosphatée incrustant la surface du Malm ou du Turonien. Les Couches rouges tertiaires, dont la base date du Paléocène moyen, varient en épaisseur de 30 à 100 m, avec une moyenne de 50 m.

A l'W du décrochement les séries redeviennent normales. Dans les synclinaux du Maupas et de Melon, on retrouve reposant sur le Malm une série cénomaniennne à maestrichtienne complète, mesurant 30 à 40 m, que surmonte une cinquantaine de m de Paléocène.

Par contre dans le synclinal d'Ubine, le Paléocène repose soit sur le Malm, soit, c'est le cas au S du col entre Ubine et Chevenne, sur le Turonien comme à Plan d'Amont.

Vers le S, les derniers affleurements des Couches rouges des Plastiques se trouvent au flanc S de l'anticlinal d'Outanne et, à l'W du décrochement, au flanc S de l'anticlinal du Mont Chauffé. Ces deux plis sont homologues.

Au flanc S du pli d'Outanne (H. BADOUX, 1962) le Crétacé est réduit à 1 ou 2 m de Cénomaniennne et de Turonien. Le premier n'existe qu'au voisinage de la vallée du Rhône. Le Paléocène, épais de 60 m, débute par des calcarénites à débris phosphatés (os, dents) et *Globotruncana* remaniées. Puis vient une série rouge où les radiolaires deviennent de plus en plus abondants vers le haut.

La série crétacique s'épaissit vers l'W; au N du col de Braitaz, le Turonien-Emschérien, qui transgresse sur le Malm, mesure 30 m. Il est directement recouvert par les calcarénites paléocènes.

Au flanc S du Mont Chauffé le Crétacé mesure 25 m environ. Sous le village du Mont et au SE d'Abondance, il comprend le Turonien-Emschérien et le Campanien, peut-être le Maestrichtien, et par-dessus un Paléocène peu épais, de 10 à 20 m.

Dans les Rigides sur la dalle de Dréveneuse (ou Tréveneuse), la transgression des Couches rouges débute au Coniacien. La série crétacique mesure 20 m d'épaisseur, elle monte jusque dans le Campanien. Le Maestrichtien manque, enlevé par la transgression du Paléocène marneux rouge dont la base comporte un hard-ground.

Entre les Rigides et la nappe de la Brèche s'intercale la zone du Flysch à lentilles de Couches rouges. Seuls le Campanien-Maestrichtien et le Paléocène rouge sont présents dans cette zone. On observe en quelques points, à Joretaz, au N de la Tour de Don, que sur le Crétacé vient un Paléocène très argileux, violemment coloré en rouge ou violet et contenant à son sommet des bancs de grès glauconneux, voire d'Oelquartzite qui font la transition entre les faciès planctoniques et le Flysch beige schisto-gréseux.

Résumé

L'histoire des Couches rouges du secteur oriental du Chablais révèle un processus complexe. La transgression au Crétacé supérieur progresse du N au S. Dans le N, où le Néocomien était profond, la présence locale de l'Albien montre qu'il n'y a pas eu retrait de la mer à la fin du Crétacé inférieur. La mer cénomaniennne a débordé sur la plateforme méridionale et s'est avancée jusqu'à l'emplacement de l'anticlinal Outanne-Mont Chauffé, qu'elle a même recouvert en deux points.

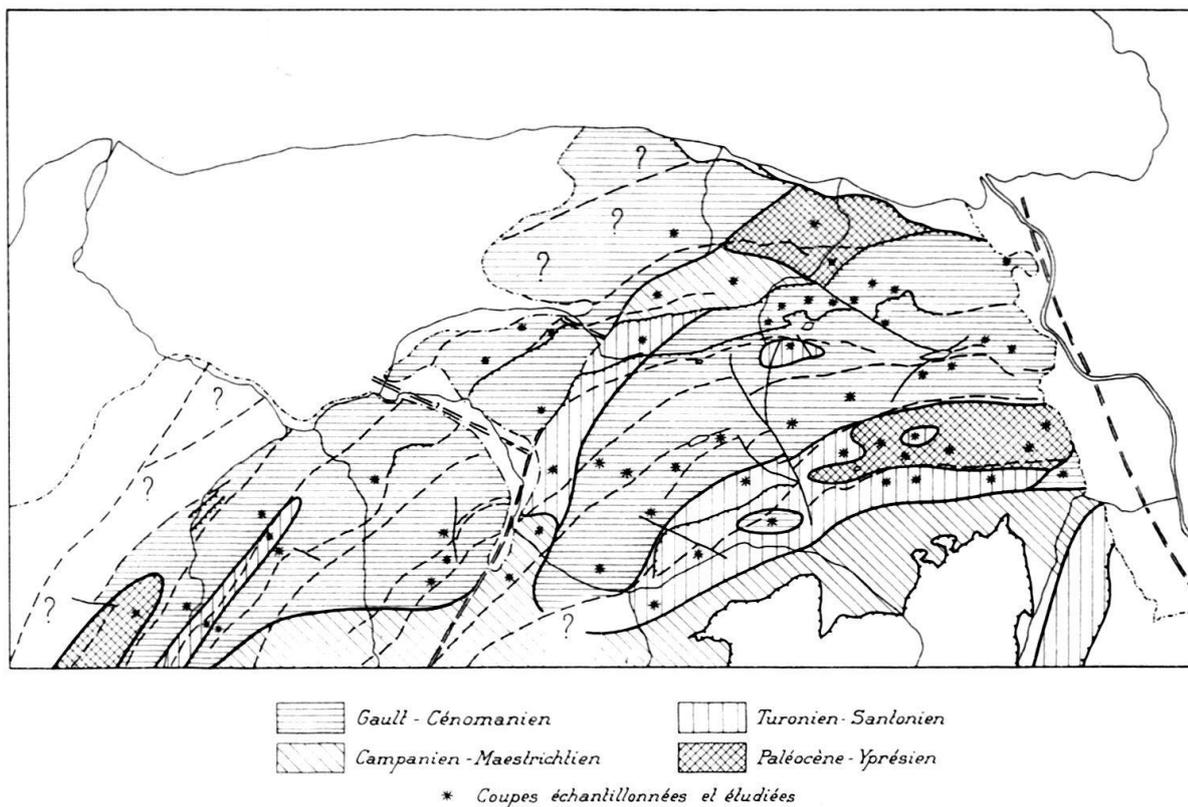


Fig. 11. Base des Couches rouges.

Cette plateforme devait être bosselée ce qu'indique la présence de quelques hauts-fonds où le Cénomanién n'a pu se déposer à cause des courants. L'une de ces zones semble joindre le Blanchard à la Dranse en recoupant les plis obliquement.

Avec le Turonien-Emschérien la transgression s'accroît. La mer recouvre toutes les Médiannes plastiques et les Rigides. La sédimentation envahit les zones balayées par les courants durant le Cénomanién, ce qui indique un approfondissement général de la mer.

La montée des eaux continue au Campanien-Maestrichtien, la mer recouvre la zone du Flysch à lentilles de Couches rouges et pénètre plus au S dans celle de la Brèche.

La base de l'Eocène est marquée semble-t-il par un arrêt général de la sédimentation et probablement aussi par une déformation du fond marin. En effet le Danien et même le Paléocène inférieur n'ont pas pu être mis en évidence et la sédimentation pélagique est partout interrompue par des hard-grounds ou des calcarénites.

Les hard-grounds semblent surtout développés sur les bombements, c'est-à-dire là où le Paléocène transgresse sur le Malm ou le Néocomien, soit dans la région du Blanchard et dans le synclinal de Savalène. A ces deux zones il convient d'en ajouter une troisième: Dréveneuse. Ces rides s'effacent vers l'W. Entre elles se déposent les calcarénites à phosphates. Il ne faut pas se représenter ces hauts-fonds comme des plateaux sous-marins entourés de fosses profondes, mais comme des zones dont la subsidence s'est arrêtée à la fin du Maestrichtien.

La zone du Flysch à lentilles était, durant le Paléocène, la plus proche de la source du matériel détritique et le faciès Flysch s'y est installé très tôt. Sur la plate-

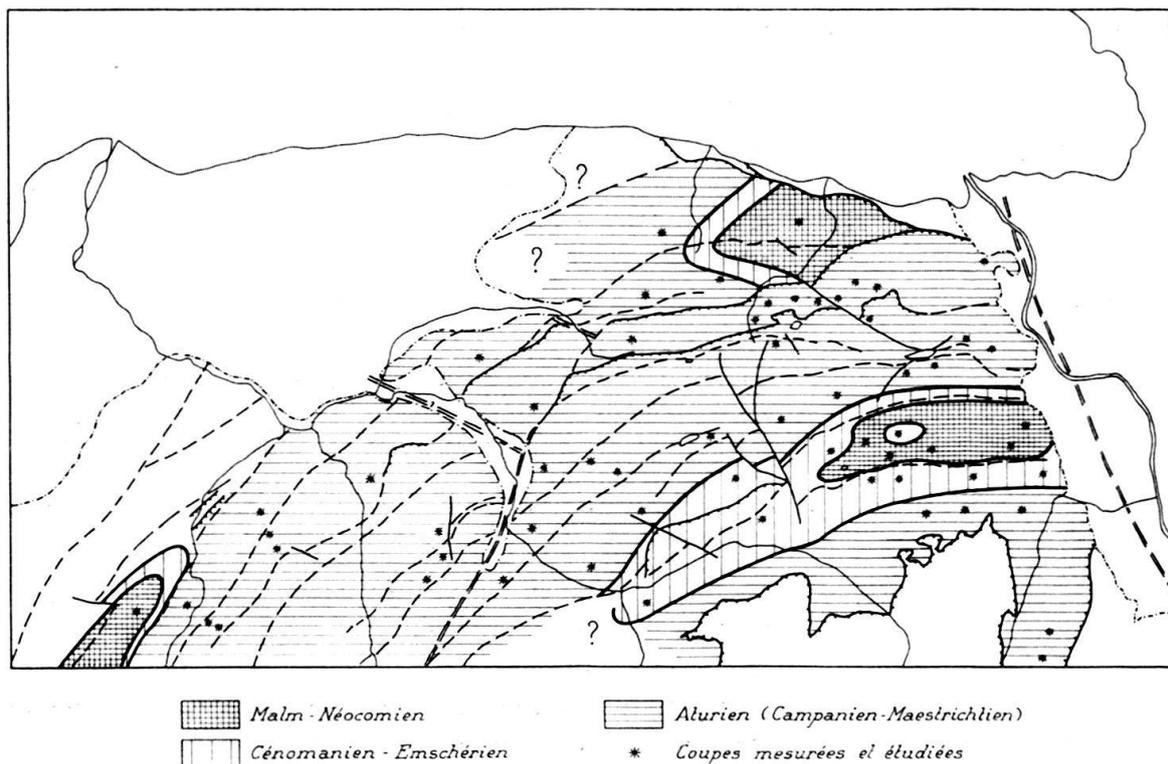


Fig. 12. Soubassement des Couches rouges tertiaires.

forme la profondeur s'accroît jusqu'à l'Yprésien moyen; c'est du moins ce que semble indiquer l'abondance croissante des radiolaires de la base au sommet des Couches rouges tertiaires. La fig. 12 indique de façon schématique la géologie sous-marine à l'aube du Paléocène.

Le secteur occidental

Comme pour le secteur oriental nous procéderons de l'extérieur vers l'intérieur de l'arc.

Le pli le plus externe de notre région, où l'érosion a laissé subsister des Couches rouges, est le synclinal des Pontets ou de la Crèche, (H. BADOUX et R. TRÜMPY 1953). Les Couches rouges reposent sur un peu d'Albien. Elles sont faites d'une alternance de marnes grenues et de calcaires beiges ayant fourni des *Globorotalia*. Le Paléocène serait là directement en contact avec le Crétacé inférieur.

Le synclinal des Bœufs situé au SE du précédent montre une série plus complète. Elle débute partout par le Cénomanién. Cet étage est assez variable. Au N du Mont Billat, G. BOTTERON le décrit comme une alternance de schistes noirs et de calcaires gris-verdâtres à taches noires, de 15 à 50 m d'épaisseur. Sous le Moan, entre le Lavouet et le Borgel, CH. H. MERCANTON lui attribue un calcaire marneux gris-jaunâtre à traînées brun-rouge de 4 m d'épaisseur. Dans les deux cas, la microfaune est semblable: *Rotalipora apenninica* (RENZ.), *R. montsalvensis* MORNOD, *Globotruncana stephani* GAND., *Planulina buxtorfi* GAND., etc. Puis viennent 90 m de Couches rouges typiques avec les *Globotruncana* bicarénées à la base et au sommet les monocarénées avec *Gltr. arca* CUSH., *Gltr. stuarti* (DE LAPP.). Le Crétacé est donc complet. Dans la Combe des Bœufs, affleure du Paléocène à *Globorotalia*.

Puis, plus au SE, vient le synclinal du Jotty. La série des Couches rouges débute seulement au Turonien-Emschérien sur le flanc NW du synclinal, alors qu'au flanc SE on mesure 40 m de Cénomaniens au S des chalets de Pertuis. C'est en ce point que l'épaisseur des Couches rouges est maximum, 325 m. C'est d'ailleurs le seul point où elles soient complètes. La série crétacique est formée uniquement de calcaires plus ou moins argileux et de marnes, gris ou clairs, avec les faunes de bicarénées à la base et des monocarénées au sommet. Sur ce Crétacé complet viennent 60 m de marnes rouge-foncé que la présence de *Globorotalia* permet de placer dans le Paléocène.

Dans le synclinal d'Ouzon, le flanc N du synclinal comporte une série crétacique supérieure complète – du Cénomaniens au Maestrichtien – mesurant 195 m d'épaisseur.

Plus au SE encore, dans la région du Corbier, les Couches rouges sont essentiellement aturiennes et paléocènes.

Dans le massif du Mont Baron, soit entre la Dranse d'Abondance et l'Ugine, les synclinaux de Chenay, du Mont Baron et du col de Queffait, contiennent tous des Couches rouges. La tectonique de cette zone est complexe, ce qui en complique l'étude stratigraphique. En groupant les coupes partielles et les données d'échantillons isolés, on peut conclure à une série complète ravinant le Néocomien ou le Malm.

Dans le secteur occidental, on observe moins de variations que dans l'E; cela tient au fait que la zone d'observation est moins étendue en direction radicale.

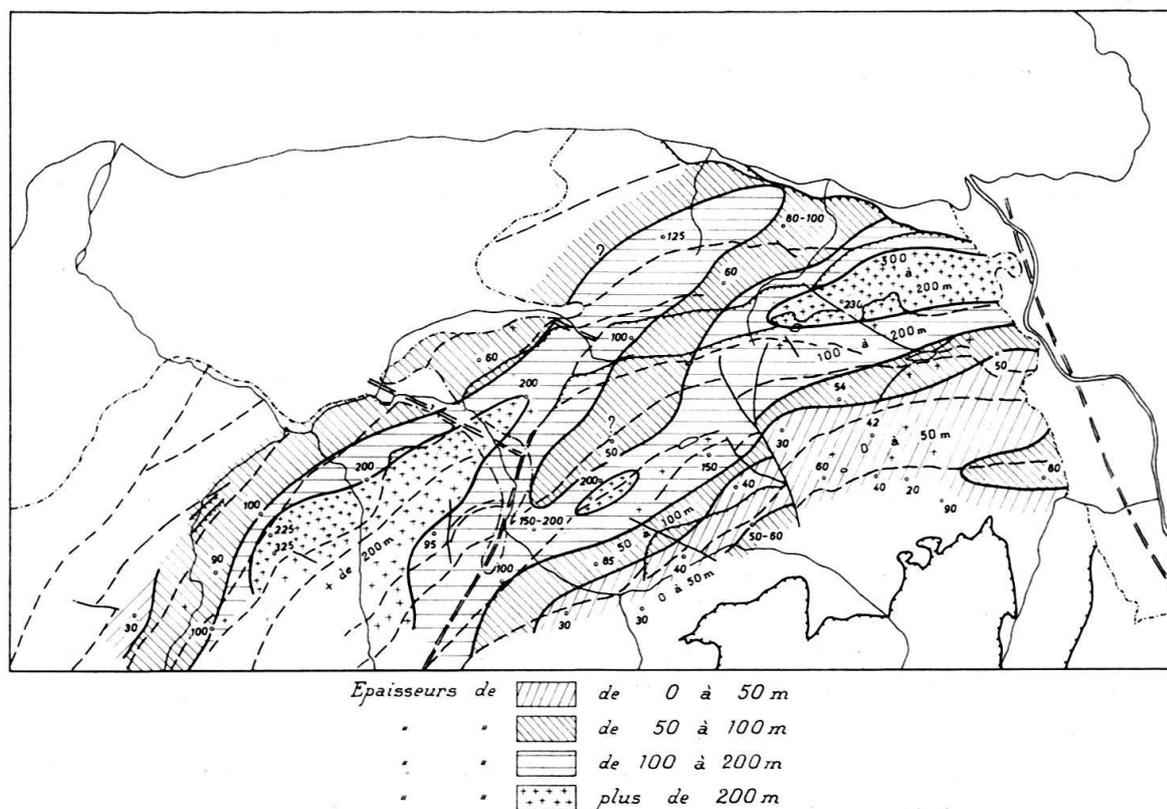


Fig. 13. Carte en isopaques des Couches rouges.

Déformations du fond sous-marin durant le Crétacé et l'Eocène

Pour aborder ce problème, nous avons établi la fig. 13 qui représente les variations d'épaisseurs de la série des Couches rouges. Elle doit être considérée comme un essai très schématique. Elle n'est pas basée en effet sur un nombre suffisant de mesures et surtout il est impossible de faire la part qui revient à la tectonique dans ces variations d'épaisseur. Cependant, en tenant compte des cartes paléotectoniques de la base des Couches rouges et de la base du Paléocène, il semble que l'on puisse conclure à l'existence de deux fosses subsidentes.

La première part du synclinal de Mémise, se dirige au SE en s'approfondissant elle contient plus de 300 m de sédiments dans le synclinal du Jotty.

La seconde relie le synclinal de la Chaumény à celui de Fontaine-Bise.

Ces deux fosses seraient obliques sur les plis actuels.

Les zones de faible subsidence qui les séparent sont plus ou moins bien établies. La plus certaine est celle du sud.

Bien que ces ondulations du fond ne préfigurent aucun des plis actuels, elles n'en sont pas moins intéressantes. Elles révèlent en effet l'existence au Crétacé supérieur et au Paléocène de déformations d'un genre différent de celles qui les avaient précédées. Jusqu'alors nous avons assisté à un mouvement de bascule au Lias moyen et supérieur, suivi d'une phase relativement calme. Avec le Crétacé supérieur s'amorcent des déformations beaucoup plus serrées et se rapprochant davantage des véritables plissements.

Le Flysch

C'est la formation qui clôt la série stratigraphique des Préalpes médianes.

Le Flysch qui remplit les synclinaux des Plastiques ou qui, associé aux lames de Couches rouges, sert de substratum à la nappe de la Brèche, pose un problème difficile à trancher de façon définitive. Là où il est bien développé, c'est-à-dire dans la zone radicale de la masse allochtone, il est constitué par deux séries superposées : l'inférieure ou Flysch schisto-gréseux, la supérieure ou Flysch à Helminthoïdes (Plattenflysch). Si le Flysch gréseux appartient sans aucun doute aux Préalpes médianes, il n'en est pas de même du Flysch à Helminthoïdes.

Nous avons décrit, au chapitre précédent, le passage des Couches rouges au Flysch schisto-gréseux ; il se fait par l'intermédiaire de schistes marneux ou argileux rouges et noirs à lentilles de grès glauconieux et de quartzites parfois noirs. Puis les marnes deviennent grises ; des bancs de grès micacés s'y intercalent, réalisant le type du Flysch schisto-gréseux. Les bancs de grès mesurent de 100 à 200 cm d'épaisseur. La dimension des grains varie avec la puissance des couches : les petits blancs sont à grain fin, les plus épais sont grossiers et à ciment calcaire abondant. Les débris de lithothamnies ainsi que de discocyclines et de nummulités sont fréquents.

J. P. FRUTIGER a découvert un gisement fossilifère dans ce Flysch en-dessous du col du Corbier. C'est une petite carrière, sise à 300 m environ du village du Corbier sur le sentier qui le relie au Pas de l'Ours. Les échantillons ont été examinés par le Professeur M. REICHEL de Bâle que nous remercions de son obligeance. Ils contiennent des *Nummulites* sp. ind., *Assilina exponens* Sow., *Discocyclina varians* KAUF., *Fabiana* sp., *Eorupertia* sp., *Asterigerina* sp., *Triplasia loeblichii* HAGN. C'est une faune du Lutérien supérieur.

On est donc certain que le Flysch des Médiannes débute à l'Yprésien supérieur et couvre tout le Lutérien. Il se prolonge peut-être dans le Priabonien.

Le Flysch à Helminthoïdes repose sur le Flysch schisto-gréseux ou parfois directement sur les Couches rouges. C'est une alternance régulière de calcaires, de grès et de marnes en bancs dont l'épaisseur oscille autour de 50 cm. Les calcaires argilo-siliceux ont une cassure bleuâtre ou claire et une patine blonde. A la surface des bancs, les Helminthoïdes ne sont pas rares. Les grès sont généralement très fins et très quartzeux. Ils contiennent des débris charbonneux et des fucoïdes. Lorsque les grès sont à grain moyen, la microfaune fait son apparition. Elle ne comprend que des foraminifères du Crétacé supérieur et plus particulièrement des *Globotruncana* du Campanien-Maestrichtien. Le mode de gisement de ces formes pélagiques, présentes dans les grès et non dans les calcaires, leur classement granulométrique, tout démontre qu'elles sont remaniées. Elles l'ont été probablement à l'Aturien ou plutôt redistribuées et classées par des courants de turbidité. A un remaniement durant le Priabonien s'oppose l'absence de faune de cet âge.

Le Flysch à Helminthoïdes serait donc Campanien-Maestrichtien et de ce fait devrait être séparé de la nappe des Préalpes médianes et placé dans l'unité la plus haute de l'édifice préalpin car elle se superpose, ainsi que l'a montré R. CHESSEX (1960), aussi à la nappe de la Brèche. Il semble normal ainsi que l'a proposé l'Ecole de Fribourg de le réunir à la nappe de la Simme. Cette nappe devrait alors être dénommée Simme lato sensu, car à l'origine on ne lui attribuait que le Flysch cénomaniens.

La nappe de la Simme a été décrite en deux points du territoire étudié: au col de Queffait sur Vacheresse par E. GAGNEBIN (1938) et dans le vallon de la Morge au S de St-Gingolph par H. BADOUX et Y. GUIGON (1958). C'est un ensemble très schisteux avec quelques bancs de grès et surtout des poudingues à éléments de dolomies, de radiolarites, de spongolithes etc.

La séparation des deux Flysch des Médiannes et de la Simme n'est pas toujours facile sur le terrain lorsqu'ils sont broyés. D'autre part, lorsqu'ils se superposent, le plan de contact est difficile à localiser avec exactitude.

L'épaisseur des Flysch schisto-gréseux et à Helminthoïdes est forte dans le S, 100 à 200 m pour le premier et davantage pour le second. Vers le N, par contre, le Flysch schisto-gréseux est souvent très réduit, voire absent.

Les deux formations sont plissées en concordance, ce qui semble démontrer une mise en place précoce de la nappe de la Simme. Elle se serait écoulée dans le bassin des Médiannes, antérieurement au plissement de cette nappe, mettant ainsi un terme à la phase sédimentaire.

CHAPITRE IV

L'évolution paléotectonique des Préalpes médianes chablaisiennes et ses conséquences

Remarques préliminaires

Pour préciser l'évolution paléotectonique du bassin des Médiannes, nous avons construit la série de coupes de la planche II. Elle présente les modifications des fonds marins, à des époques successives, sur un même profil, celui qui joint le

Pic de Mémise, la Dent d'Oche et le Mont Chauffé. Ce choix s'imposait par la position de cette coupe au centre de la région étudiée et par l'abondance des données sur ou près de son tracé. Pour conserver aux déclivités des fonds ou des couches leur valeur exacte, la même échelle a été utilisée pour les distances horizontales et verticales.

L'établissement des coupes de la planche II a posé de nombreux problèmes. Deux d'entre eux, le déroulement des plis et l'estimation des profondeurs marines, appellent quelques commentaires.

Le déroulement des plis

Pour restituer au bassin sédimentaire ses dimensions primitives, il faut procéder au déroulement des plis. Cette opération, simple de prime abord, se heurte souvent à des difficultés dont certains auteurs n'ont pas toujours tenu compte.

Lorsque l'on a affaire à des plis concentriques, c'est-à-dire dont les couches ont conservé une épaisseur constante malgré la déformation, il suffit de mesurer la longueur d'une couche à l'aide d'un curvimètre pour obtenir celle du bassin sédimentaire. Mais ce procédé n'est pas utilisable pour les Préalpes médianes où les variations d'épaisseur, dues à des causes tectoniques, sont fréquentes. Ainsi sur la coupe choisie pour la planche II (no 2 de la Pl. III) le seul horizon continu – le Malm – est localement très étiré. Cet amincissement a pour corollaire un allongement de la couche, ce qui rend la méthode ci-dessus inapplicable.

Considérons maintenant les couches présentant une épaisseur irrégulière. Pour trouver leur longueur avant le plissement, il faut d'abord mesurer, sur une coupe normale aux plis, la surface de la couche choisie; on trouvera la longueur en divisant le résultat obtenu par l'épaisseur originelle de la couche. Ce procédé est exact pour autant qu'il n'y ait ni étirement suivant les axes b , ni augmentation de la densité. En première approximation, ces deux conditions sont remplies dans le cas des Médiannes chablaisiennes. Quant à l'épaisseur originelle de la couche, on la mesurera dans les plis les plus calmes.

Nous avons procédé de cette façon et le résultat obtenu a été très surprenant. En prenant pour épaisseur originelle du Malm celle que présente le synclinal de Mémise ou le Mont Chauffé, on obtient un raccourcissement, dû au plissement, de 6% seulement de la longueur initiale. On peut même imaginer un plissement n'entraînant aucune diminution de la surface occupée par la couche, s'il se combine avec un étirement suffisant.

Mais en ce qui concerne notre coupe, il ne semble pas que l'épaisseur du Malm ait été à l'origine partout égale. En particulier dans le secteur Mont Chillon-Pointe de Lachaux, elle était probablement moins forte qu'au N ou au S. En tenant compte de ce fait, le raccourcissement dû au plissement est de 3 km, soit le 20% de la longueur initiale. C'est cette valeur qui a été utilisée sur la planche II. Elle est sans doute très proche de la réalité, beaucoup plus en tout cas que celle obtenue en négligeant les étirements et qui conduit à un raccourcissement de plus de 40%.

La profondeur des dépôts

Les profondeurs de la mer, utilisées pour l'élaboration des coupes de la planche II, sont hypothétiques mais non arbitraires. En effet, la façon dont les faciès des roches

s'engrènent les uns dans les autres latéralement et verticalement permet de fixer la profondeur relative des dépôts. Mais les valeurs absolues nous échappent pour la plupart. Nous avons admis que les calcaires oolithiques, les calcaires oncolithiques, les dépôts saumâtres s'étaient formés sous quelques mètres d'eau; les calcarénites à entroques ou autres entre 0 et 80 m, les calcaires fins de 80 à 160 m, les calcaires siliceux et à silex entre 100 et 400 m, les calcaires argileux vers 400 m et les calcaires à foraminifères pélagiques entre 200 et 500 m. Il est probable que certains de ces chiffres sont trop faibles. Il nous a cependant paru préférable d'éviter des valeurs trop grandes qui auraient entraîné une exagération du relief sous-marin.

Les variations des profondeurs marines sont sous la dépendance de trois facteurs: les déformations tectoniques du sous-sol marin, la sédimentation et les variations du niveau des mers. Le dernier de ces facteurs est d'une appréciation difficile sur un territoire aussi restreint, aussi l'avons-nous négligé. La surface de la mer a donc été choisie comme niveau de référence. Il convient de s'en souvenir en examinant la planche II; il est probable par exemple que la transgression du Malm vers le S résulte plutôt de l'exhaussement des eaux que de l'affaissement de la plateforme méridionale, car cette transgression se fait sentir également en d'autres zones du géosynclinal alpin.

Le premier facteur est positif ou négatif suivant les cas, alors que le second agit toujours dans le même sens, celui d'une diminution des profondeurs. La part qui revient à chacun est facile à apprécier si l'on connaît la puissance du dépôt et la profondeur où il est formé. C'est leur part respective que nous allons essayer d'établir dans les pages qui suivent. Nous partirons chaque fois de la coupe Mémise-Mont Chauffé, puis nous verrons comment les bombements ou les affaissements mis en évidence se poursuivent dans le reste du Chablais.

Paléotectonique du Trias au Pliensbachien

Le Trias, ou en tout cas le Trias supérieur, apparaît comme une période très calme, ce que démontrent l'homogénéité et l'épaisseur constante des Dolomies blondes sur tout le territoire de la présente étude. La profondeur de la mer était faible, son fond horizontal et affecté d'une subsidence uniforme.

Ce plan commence probablement à se gauchir au Rhétien, mais sa déformation n'apparaîtra nettement qu'à l'Hettangien supérieur. Le dispositif qui naît à cette époque s'accroîtra au Sinémurien et au Lotharingien.

A l'Hettangien, la région septentrionale conserve son caractère de plateforme à faible subsidence. Par contre, une ondulation se forme à sa limite S. Elle comprend un affaissement rapide axé sur les anticlinaux A3 et A4, et par compensation une ride surélevée qui coïncide avec le front de l'anticlinal A6 (Grammont-Pelluaz). La surrection de cette étroite zone est attestée par la disparition du Rhétien qui s'y était déposé, par l'absence de l'Hettangien inférieur et par la faible épaisseur et la dolomitisation du niveau f.

Ces deux éléments, positif et négatif, sont alignés sur les plis actuels.

Au Sinémurien, la fosse méridionale s'approfondit et par conséquent s'élargit vers le S et vers le N. La ride hettangienne émigre donc vers le N, sur l'emplacement du synclinal Chaumény-Dent d'Oche. Sur cette zone élevée, l'Hettangien sera localement enlevé par érosion.

Au Lotharingien, le cadre tectonique ne se modifie guère. Cependant la zone positive tend à disparaître.

Quant aux lacunes du Sinémurien et du Lotharingien dans la plateforme septentrionale, elles n'ont pas de signification paléotectonique. Elles sont le fait de courants marins sillonnant irrégulièrement cette zone peu profonde.

Paléotectonique du Pliensbachien au Malm

Un nouveau dispositif apparaît brusquement avec le Pliensbachien. Il se maintiendra jusqu'au Néocomien inclus.

La plateforme septentrionale, jusqu'alors horizontale et peu profonde, s'enfonce sous les eaux non verticalement, mais en basculant suivant sa bordure S. Cette charnière coïncide en gros avec l'axe du synclinal Chaumény-Grammont. Au début elle est plus EW que l'axe du synclinal, donc oblique sur les plis actuels; mais, par la suite, le parallélisme entre les traits tectoniques anciens et récents se rétablit graduellement et sera pleinement réalisé au Dogger.

Par contrecoup, l'enfoncement septentrional entraîne un relèvement de la zone méridionale. Le bassin qui l'occupait est éliminé, les couches émergent et seront tronquées par l'érosion. Ainsi se prépare la discordance angulaire séparant les Couches à Mytilus et le Malm du substratum triasico-liasique.

La zone Pelluaz-Grammont et le synclinal de Chaumény acquièrent au Lias et au Dogger les caractères lithologiques qui éclairent le rôle tectonique particulier de ces plis dans la structure actuelle. Ils se trouvent constamment dans la zone nérétique durant cette époque et les sédiments déposés y sont essentiellement calcaires. C'est donc un élément relativement rigide, encadré au N et au S par des séries plus souples. Il n'est donc pas étonnant que lors du paroxysme, la continuité des couches ait été rompue de part et d'autre de cette zone rigide. Ainsi naissent les deux chevauchements du Grammont et de la Chaumény. On voit par cet exemple comme s'établit la liaison entre la paléotectonique et la structure définitive.

Paléotectonique du Malm à l'Albien

Du Malm à l'Albien, aucune déformation ne peut être mise en évidence, c'est une période de calme orogénique. La zone méridionale, qui a été pénéplainée par érosion, puis remblayée par les Couches à Mytilus, est envahie par la mer au Jurassique supérieur. Cette invasion marine semble résulter d'une montée du niveau des eaux. Elle serait de caractère eustatique et de courte durée; en effet, la fin du Malm est marquée par un retour de la mer à son niveau antérieur. Ainsi au Néocomien le cadre sédimentaire est à nouveau semblable à celui du Dogger.

Paléotectonique du Crétacé supérieur à l'Eocène inférieur

Au Crétacé supérieur, la mer se soulève et envahit graduellement la zone S; elle ne pénétrera qu'au Campanien-Maestrichtien dans les domaines plus méridionaux du Flysch à lentilles et de la nappe de la Brèche. Simultanément la topographie sous-marine se modifie.

Deux rides prennent naissance, l'une au N coïncide avec la région du Blanchard, l'autre au S avec le synclinal de Savalène. La première naît d'un soulèvement, et

la seconde d'une subsidence plus faible que celle des zones qui l'encadrent. La ride N surtout semble oblique aux plis actuels. Ces deux plis s'annoient vers l'W. Dans leurs parties hautes, les courants marins s'opposent à toute sédimentation.

Dès le Paléocène, l'ensemble des Médiannes s'enfonce en profondeur. Les globigérines se raréfient dans les sédiments, remplacées par les radiolaires. Les sédiments deviennent uniformes et l'enregistrement des reliefs sous-marins cesse.

Ainsi se prépare le bassin profond où le Flysch schisto-gréseux va se déposer.

A l'Eocène supérieur, la sédimentation dans le bassin des Médiannes est interrompue par l'arrivée d'une gigantesque masse glissant par gravité: la nappe de la Simme s.l. Cette nappe, d'origine méridionale, était très étendue puisqu'elle remplissait les bassins jumelés de la Brèche et des Médiannes. Elle était probablement plus épaisse que les lambeaux actuels ne le laissent supposer. La preuve en est donnée par l'abondance des galets provenant de cette nappe dans les poudingues molassiques du Mont Pélerin et du Rigi.

Résumé

On assiste au cours des temps à un déplacement des zones à forte sédimentation. Selon une sorte de compensation, des fosses succèdent à des plateformes, et vice versa, amenant l'épaisseur de la série à une valeur approximativement la même (1,5 à 2 km) en tous les points. Cela semble une condition pour que la nappe conserve son unité. Des amincissements locaux de la série sédimentaire provoqueraient sa rupture en plusieurs masses indépendantes, lors du déclenchement de la nappe. C'est probablement ce qui a déterminé la séparation de la zone du Flysch à lentilles de Couches rouges, des Rigides et des Plastiques.

Le parallélisme des éléments paléotectoniques et des structures actuelles est satisfaisant, mais il faut remarquer que les dimensions des premiers dépassent généralement celles des secondes. Il n'y a donc pas de filiation directe entre eux. C'est la composition lithologique qui fournit le chaînon qui les relie.

Les déformations du fond de la mer règlent la nature des sédiments, donc la constitution des séries. Cette dernière détermine le degré de plasticité de la masse et de ce fait sa susceptibilité plus ou moins grande à se plisser. La position de certains plis au sein de la nappe, et jusqu'à un certain point leur style, est donc une conséquence de la paléotectonique.

Nature des déformations tectoniques anciennes

Si les forces génératrices du plissement échappent au géologue, le sens de la déformation, soit le mouvement de la matière, lui est accessible. C'est le point que nous tenterons d'élucider dans ce chapitre.

Une première observation s'impose: chaque mouvement positif s'accompagne d'un mouvement négatif. L'apparition d'une ride est toujours associée à la naissance ou à l'approfondissement d'un bassin. Il y a donc des mouvements compensés ou oscillatoires.

Au Lias inférieur, on croit saisir une migration de la ride qui naît à l'Hettangien f dans la région Pelluaz-Grammont. Elle semble se déplacer vers le N au Sinémurien, puis elle s'efface au Lotharingien. Mais, comme le bassin méridional ne suit pas

cette progression, il ne peut s'agir d'une ondulation du sous-sol marin traversant la zone de sédimentation des Préalpes médianes. Il est probable que se sont des mouvements verticaux: le soulèvement d'une zone entraînant par compensation un affaissement d'égale importance à son voisinage.

Il y a donc une certaine analogie avec une tectonique de blocs (germanotyp de STILLE) mais ici la déformation est souple. Nulle faille ancienne n'a pu être mise en évidence. Par contre des mouvements de bascule, déterminant des discordances, ont été observées dans le S des Médiannes. Cela s'accorde mal avec un régime de tension où règnent les failles normales. Les mouvements tangentiels ne fournissent pas non plus une explication satisfaisante; ils tendent à conserver, en les accentuant les déformations initiales, ce qui n'est pas le cas ici.

De ce qui précède, il faut conclure à une déformation jouant selon la verticale, suivant un mode souple et compensé.

Le déclenchement et l'avancée de la nappe des Préalpes médianes

M. LUGEON et E. GAGNEBIN (1940) ont attiré l'attention des géologues sur le fait que la mise en place d'une nappe, due à la gravité, est un phénomène très lent. On y peut distinguer 4 stades:

1. L'arrêt de la sédimentation marquant l'exondation du bassin et son élévation pendant que se crée le plan incliné nécessaire au glissement. Ce stade est daté par l'âge du Flysch le plus jeune faisant partie de la nappe.

2. Le déclenchement et l'avancée, période durant laquelle la nappe se sépare de son substratum, généralement suivant un horizon plastique, et se met à glisser sur le plan incliné.

3. La mise en place proprement dite. La nappe arrive au bas du plan incliné et s'arrête. Elle a atteint sa position définitive.

4. Une fois en place, la nappe va subir des soulèvements verticaux qui peuvent gauchir le plan de glissement. Ils arrivent parfois à rendre l'identification du plan incliné et partant du glissement très difficile.

Ce sont ces diverses phases de l'histoire des Préalpes médianes que nous allons évoquer dans les pages qui suivent. Ce faisant, nous quitterons le domaine des observations et de leur interprétation directe, pour nous aventurer dans celui des hypothèses. Là tout est affaire d'intuition et l'on sait combien cette dernière, née de l'expérience quotidienne, est trompeuse lorsqu'elle s'applique aux grands phénomènes géologiques dont les dimensions et la durée ne sont plus à l'échelle de l'homme. Mais le géologue ne saurait se satisfaire des seules observations et il n'est pas inutile qu'il développe ses idées sur un problème, car les hypothèses appellent des vérifications et aiguillent l'observation.

Rappelons que les trois sous-unités des Préalpes médianes comportent des séries plus ou moins complètes:

- a) les Plastiques, tous les terrains du Keuper au Flysch,
- b) les Rigides, les terrains de l'Anisien au Flysch, mais sans Keuper, ni Lias,
- c) le Flysch à lentilles seulement des Couches rouges et du Flysch parfois avec un peu de Malm.

L'épaisseur de l'ensemble des couches plus jeunes que le Trias moyen diminue fortement de a à b et de b à c.

Par le basculement du substratum donnant naissance au plan incliné, la couverture sédimentaire tendra à glisser. Cette sollicitation sera d'autant plus forte que l'horizon de décollement sera plus plastique et que la surcharge c'est-à-dire la puissance de la série sera plus grande.

Dans les Plastiques la sole de glissement sera fournie par les cornieules ou les gypses du Keuper. Ces niveaux manquent dans les Rigides et le plan de chevauchement suivra le mince niveau de cornieule de la base de l'Anisien. Enfin dans la troisième sous-unité, l'horizon glissant, encore moins favorable que celui des Rigides, sera généralement la base des Couches rouges.

Si l'on ajoute à cela que les épaisseurs diminuent en même temps que la plasticité de l'horizon de décollement, il devient probable que c'est lors du déclenchement que le partage de la couverture s'est produit. Ce sont d'abord les Plastiques qui se mettent en mouvement, puis plus tard, lorsque la pente aura encore augmenté, les Rigides. Quant au Flysch à lentilles de Couches rouges, il lui faudra la surcharge de la Brèche pour le détacher de son substratum. C'est pourquoi il se trouve engagé sous la nappe de la Brèche ou accumulé devant elle en grosses écailles.

Les masses descendent ensuite très lentement vers le bassin molassique. Les modifications de la pente du plan de chevauchement provoqueront des accélérations ou des ralentissements de la vitesse. Il en résultera des alternances de tension et de compression provoquant l'apparition des premiers plis.

Ici il nous faut revenir sur un des points soulevés au début de ce chapitre: celui du raccourcissement de l'espace occupé par les couches dû au plissement. Ce dernier s'accompagne souvent d'un étirement dont il faut tenir compte pour estimer le raccourcissement. Nous l'avons vérifié pour le Malm de la Planche II, le même phénomène joue aussi pour les autres couches. Si l'on admettait un raccourcissement de 50% de la longueur des couches, cela entraînerait pour la nappe une épaisseur double de celle de la série initiale. Comme cette dernière était de 1,5 à 2 km dans le cas des Plastiques, l'épaisseur de la nappe devrait se situer entre 3 et 4 km. Un coup d'œil sur les coupes révèle que cette valeur est beaucoup supérieure à la réalité. Il en découle que le raccourcissement est nettement inférieur à 50%. Cela confirme les conclusions tirées de mesures effectuées sur le Malm. Les étirements jouent un rôle primordial.

Ces étirements peuvent se produire de deux façons :

1. La compression provoque simultanément la formation des plis et l'amincissement de leurs flancs.
2. Étirement et plissement ne sont pas synchrones. Le premier résulte d'une traction, le second d'une compression postérieure.

La première façon ne nécessite pas de longues explications; c'est la conception classique. Notons que dans ce cas le plissement s'accompagne souvent de signes d'écrasement (dragfolds, schistosité secondaire) qui font ici défaut. Sans vouloir nier la possibilité d'étirements par compression dans les Médiannes plastiques, nous voudrions ici considérer plus particulièrement le second mode. On peut se le représenter de la façon suivante :

Si l'avant de la nappe s'accélère par rapport à l'arrière, des étirements se produisent, affectant surtout les secteurs plastiques soit ceux où les marnes sont abondantes. Puis les arrières rattrapant la zone frontale, la zone affaiblie par l'allongement sera plissée de préférence à celles qui l'encadrent. Ainsi l'amincissement dicterait, selon ce mécanisme, l'intensité des plis, alors que suivant le mode 1 c'était l'inverse. C'est par cette prédisposition à l'étirement, résultant de la composition lithologique, que se fait la liaison entre la paléotectonique et les plis actuels. Dans les zones où la série est plus rigide telles le synclinal d'Oche ou mieux le Mont Chauffé, les tractions pourront engendrer des cassures d'où naîtront par compression les chevauchements internes de la nappe.

Ainsi au fur et à mesure de son glissement vers le bassin où elle va s'arrêter, la nappe graduellement se plisse. Telle une chenille qui progresse, elle montrera des secteurs en voie d'étirement alors que d'autres simultanément se plissent. C'est là une image assez séduisante, car on y retrouve cette coexistence des compressions et des tractions comme dans les grands ensembles géologiques où le raccourcissement d'un segment de l'écorce terrestre engendre des tensions dans les zones voisines.

C'est pendant l'avancée de la nappe que les Préalpes romandes et chablaisiennes se séparent. La déchirure résulte de la forme arquée longitudinalement de la surface de glissement. Les lignes de plus grande pente divergeant vers le N devaient nécessairement amener la séparation des deux lobes préalpins. L'accident qui les sépare est masqué sous les alluvions du Rhône en amont du Léman. Mais l'absence de correspondance des plis de part et d'autre de la vallée ne laisse pas de doute sur son existence. Il est probable que la déchirure s'élargissait au fur et à mesure de l'avancée des Préalpes. On ne s'expliquerait pas, sans un espace vide latéral, l'allongement des plis chablaisiens suivant leurs axes, ni le régime de failles du versant occidental de la vallée du Rhône (H. BADOUX, 1962).

Ce phénomène de disjonction est plus marqué encore pour la nappe de la Brèche, car elle est issue d'une région plus interne du géosynclinal.

La mise en place

Puis la nappe, attaquée par l'érosion dès le Chattien moyen, atteint les zones du bassin molassique où venait mourir le plan incliné. Il vaudrait mieux dire la surface de glissement, car, sous la surcharge des nappes préalpines, la couverture autochtone s'est déformée. En effet, les Médiannes reposent localement en discordance sur des écailles de Molasse rouge et de Flysch. On peut observer une telle relation au voisinage de Bouveret.

La diminution de la pente va provoquer le freinage puis l'arrêt de la zone frontale, alors que les arrières de la nappe continuent à glisser. Ainsi un copeau du front se brise et se trouve chevauché par le reste de la nappe – c'est l'écaille de Locum. Plus en amont la compression accentue les plis existants et en fait naître de nouveaux.

La nappe de la Brèche arrive à son tour, poussant devant elle un paquet d'écailles de Flysch à lentilles de Couches rouges et de Flysch à Helminthoïdes, accompagnées de quelques lames de gypse ultrahelvétique. Son extrémité N vient comprimer la zone radicale des Médiannes, provoquant l'avancée d'un secteur de ces dernières en forme de trapèze. Il est limité à l'E par l'accident de la vallée du

Rhône, au N par le chevauchement Dent d'Oche-Chaumény et à l'W par le décrochement de Bonnevaux, qui apparaît dans cette dernière phase. Ce trapèze continue à progresser et vient écraser et recouvrir vers le NE les plis septentrionaux de Riandaz et de Borée.

A l'intérieur de ce secteur réactivé, d'autres décrochements apparaissent: les uns dextres, les autres senestres (voir pl. III). Ils ont pour effet une extension EW simultanée à la compression NS et qui est rendue possible par le vide de la déchirure du Rhône. D'autre part, la surcharge de la Brèche est responsable de la rupture de l'anticlinal du Mont Chauffé et de l'affaissement de son flanc S.

Plus au N, sous cette poussée, la masse arrêtée subit une forte compression se traduisant par l'apparition locale du clivage schisteux, par exemple au N des Mémoires et dans la Molasse rouge de Bouveret.

Le même phénomène d'arrêt de la partie frontale, alors que la zone radicale continue sa progression, s'observe également dans la nappe de la Brèche. Le pli frontal de Trébante, qui souligne au N le bord de la nappe, en est le résultat.

Si l'action de la nappe de la Brèche se manifeste donc très clairement dans le domaine des Médiannes plastiques, elle se marque plus encore dans le S. Les deux sous-unités méridionales des Médiannes sont là bousculées et en partie recouvertes par la nappe de la Brèche.

Pendant le déroulement de ces deux stades, la nappe des Flysch créacés est passive. Collée à son substratum, elle subit le même sort que lui. Cependant son rôle n'est pas négligeable, c'est celui d'une surcharge ayant rendu possible les étirements pendant la phase du glissement.

L'avancée et la mise en place ont pris beaucoup de temps. Amorcé au Rupélien-Chattien, le mouvement ne s'est pas arrêté avant le Miocène, le Burdigalien étant rebroussé par les écaïlles de la Molasse subalpine. Mais peu à peu d'autres déformations à plus grand rayon de courbure apparaissent et l'emportent, ce sont les soulèvements verticaux. Nous en dirons quelques mots au chapitre suivant.

Les déformations postérieures à la mise en place

Il est probable que le plan de glissement des Médiannes devait être une surface concave dont la pente diminuait plus ou moins graduellement vers le NE. Or, l'examen de la planche de coupes (pl. III) montre au contraire un plan de chevauchement des Médiannes dessinant, surtout dans la région des coupes 2 et 3, un bombement très marqué. Cette coupole s'enfonce vers l'E et vers le SW. Autrement dit, elle détermine la zone de culmination des axes que montre la planche I sur le diamètre Chappelle d'Abondance-Mémise. Vers le S le plan descend et sa zone la plus profonde doit coïncider avec l'axe de la cuvette de la Brèche. Cette transversale surélevée n'est donc pas due à un serrage des plis provoquant une montée de la matière comme cela s'observe parfois dans d'autres chaînes.

Il nous semble que cette disposition du plan de charriage ne saurait être antérieure à l'arrivée des nappes. La forme en trapèze de la zone poussée par la Brèche se comprendrait alors difficilement. Il en serait de même de la mise en place par gravité des Médiannes plastiques.

La cause de cette culmination axiale est à rechercher dans un soulèvement vertical tardif. Le bombement est accompagné au S d'un affaissement du sub-

stratum, coïncidant avec l'axe de la vasque de la Brèche. Ces deux mouvements complémentaires sont peut-être liés par un déplacement de matière dans les zones profondes du Sial.

D'autres déformations à plus grand rayon de courbure encore ont dû affecter notre région. Elles sont en relation avec le soulèvement isostatique des Alpes et du bassin molassique, qui marque la fin de l'orogénèse alpine.

Conclusion

Nous nous étions proposés, dans cet essai, de dégager les relations existant entre les déformations synsédimentaires et les plis actuels. Elles ne sont nettes que pour un étroit secteur. Ailleurs, la liaison entre les deux tectoniques ancienne et plus récente est ténue et indirecte. Pour obtenir des résultats plus précis et peut-être plus parlants, il faudrait disposer d'une stratigraphie plus fine. Peut-être que des recherches supplémentaires, s'appuyant sur des techniques stratigraphiques nouvelles, permettraient de pousser plus avant cette analyse et de fournir d'utiles données pour l'histoire et le mécanisme de l'orogénèse alpine.

BIBLIOGRAPHIE

Pour les travaux anciens, on se reportera aux listes bibliographiques publiées dans les ouvrages de FAVRE et SCHARDT 1887, de E. PETERHANS 1926, de M. LUGEON 1896 et de A. JEANNET 1913.

Travaux inédits

- AYRTON, S. (1959): *Etude géologique du Roc de Taveneuse.*
 BAUCHAU, CH. (1960): *Etude géologique de la région du Biot.*
 DE BOISSIEU, PH. (1955): *Etude géologique de la région NE des Monts d'Hermone.*
 BOTTERON G. (1955): *Etude géologique de la région au Nord du Mont Billiat.*
 DESCOEUDRES, G. (1958): *Etude géologique de la région du Mont Baron.*
 ESCHER, A. (1953): *Etude géologique du Mont Billiat.*
 FIECHTER, G. G. (1958): *Etude géologique de la région du Lavonet.*
 FRUTIGER, J. J. (1953): *Etude géologique de la région du Mont Ouzon.*
 GODEL, M. (1959): *Etude géologique de la région de Bellevaux.*
 GUIGON I. (1950): *Etude du vallon de Novel.*
 HORWITZ, R. (1953): *Etude géologique de la région de Nicodex.*
 MICHOD, P. (1957): *Etude géologique de la région du Pic de Blanchard.*
 DE MONTFERRAND, H. (1960): *Etude géologique de la région d'Abondance.*
 NORBERT, J. (1951): *Etude géologique de la région de Vacheresse.*
 RIVIER, F. (1955): *Etude géologique de la région des Cornettes de Bise.*
 SAVARY, G. (1957): *Etude géologique de la région comprise entre les Rochers de Mémise et la Dent d'Oche.*
 TAGINI, B. (1951): *Etude géologique de l'anticlinal de Chillon.*
 DE TREY, M. (1951): *Etude géologique de l'anticlinal du Mont Chauffé.*
 WITSCHARD, F. (1958): *Etude géologique de la région St-Jean d'Aulph-Roc d'Enfer.*

Travaux publiés

- BADOUX, H. (1944): *Rapport géologique sur les gisements de charbon dans le vallon de Verne.* Arch. Bur. des Mines, Berne.
 BADOUX, H. & NORBERT, J. (1952): *Une fenêtre d'Ultraschweiz dans les Préalpes médianes du Chablais (région de Vacheresse).* Bull. Lab. Géol. Lausanne, 104.
 BADOUX, H. & TRUMPY, R. (1953): *La géologie de la Montagne de Lullin (Préalpes médianes du Chablais).* Bull. Lab. Géol. Lausanne, 107.

- BADOUX, H. (1954): *Un exemple de développement de quartz authigènes dans les Flysch préalpins*. Bull. Lab. Géol. Lausanne, 108.
- BADOUX, H. & GUIGON, I. (1958): *Présence du Flysch cénomanien dans les Préalpes valaisannes*. Eclogae geol. Helv. 51, No 2.
- BADOUX, H. & DE WEISSE, G. (1959): *Les bauxites siliceuses de Dréveneuse*. Bull. Lab. Géol. Lausanne, 126 et Bull. Soc. Vaud. Sc. nat. 67.
- BADOUX H. (1960): *Notice explicative de la feuille Monthey (No 37) de l'Atlas géol. suisse au 1:25 000*.
 - (1962, en publication): *Géologie des Préalpes valaisannes (Rive gauche du Rhône)*. Mat. Carte géol. suisse. N.S, 113.
- BOLLI, H. (1944): *Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken*. Eclogae geol. Helv. 37, 2, p. 217.
- CHAMOT, G. (en publication).
- CHESSEX R., (1959): *La géologie de la haute vallée d'Abondance, Haute-Savoie (France)*. Eclogae geol. Helv. 52, 1.
- DEBELMAS J. (1957): *Quelques remarques sur la conception actuelle du terme «cordillère» dans les Alpes internes françaises*. Bull. Soc. géol. France (6) 7, p. 463-474.
- DELANY, F. (1948): *Observations sur les Couches rouges et le Flysch dans plusieurs régions des Préalpes médianes*. Eclogae geol. Helv. 41.
- DREYFUSS, M. (1953): *La profondeur de formation des sédiments marins*. Rev. Inst. franç. Pétrole, No spéc., p. 70-74.
- ELLENBERGER, F. (1949): *Niveaux paléontologiques dans le Trias de la Vanoise (Savoie)*. C. R. Somm. Soc. Géol. France, 15.
 - (1950a): *Sur les affinités briançonnaises du Trias à faciès radical des Préalpes médianes suisses*. C. R. Somm. Soc. Géol. France 4, p. 55-57.
 - (1950b): *Horizons paléontologiques du Trias à faciès radical des Préalpes médianes vaudoises (coupes Grande-Eau et St-Triphon)*. C. R. Acad. Sc. 231, p. 1326-1328.
 - (1951): *Le géosynclinal briançonnais archaïque et les renversements de subsidence (Reliefumkehrung) dans la préorogénèse alpine*. C. R. somm. Soc. géol. France, p. 133-134.
 - (1952): *Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides*. Eclogae geol. Helv. 45, 2, p. 285-286.
 - (1955): *Bauxites métamorphiques dans le Jurassique de la Vanoise (Savoie)*. C. R. Somm. Soc. géol. France, p. 29-32.
- FAVRE, E. & SCHARDT, H. (1887): *Description géologique des Préalpes du Canton de Vaud, du Chablais et des Dents du Midi*. Mat. Carte géol. Suisse, Livr. 22.
- GAGNEBIN, E. (1932): *Sur la présence du Gault dans la nappe de la Brèche du Chablais (Haute-Savoie)*. C. R. Acad. Sci. 194, p. 1962.
 - (1937): *Les relations des nappes préalpines au N du Val de Morgins*. Eclogae geol. Helv. 30, 2, p. 222-228.
 - (1939a): *La géologie du Chablais*. Bull. Soc. géol. France (5), 9, p. 673-690.
 - (1939b): *Découverte d'un lambeau de la nappe de la Simme dans les Préalpes du Chablais*. C. R. Acad. Sc. 298.
 - (1940): *Le front de la nappe de la Brèche et les plis des Préalpes médianes entre la Haute-Pointe et le Roc d'Enfer (Haute Savoie)*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 61, p. 85-106.
 - (1944): *Présence de Barrémien ultrahelvétique à St-Gingolph (Valais)*. Eclogae geol. Helv. 37, 2.
- GUILLAUME, H. (1955): *Observations sur le Flysch de la nappe de la Simme*. Eclogae geol. Helv. 48, 2, p. 323-328.
- JAFFE, F. C. (1955): *Les ophiolites et les roches connexes de la région du Ccl des Gets*. Bull. suisse Minér. Pétrogr. 35, p. 1-150.
- JEANNET, A. (1913): *Monographie géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes*. Mat. Carte géol. Suisse, Livr. 34 (1912-1913) I et Livr. 34 (1918) II.
- KELLER, T. (1918): *Geologischer Bericht über die Kohlen der Mytilusschichten in der Umgebung von Vouvy (Wallis)*. Arch. Bur. des Mines, Berne.
- KLAUS, J. (1953): *Les Couches rouges et le Flysch au SE des Gastlosen (Préalpes romandes)*. Thèse, Fribourg.

- LOMBARD, AND. (1940): *Les Préalpes médianes entre le Risse et le Somman (Vallée du Giffre, Haute-Savoie)*. Eclogae geol. Helv. 33, 1, p. 53–178.
- DE LORIOU, P. & SCHARDT, H. (1883): *Etude paléontologique et stratigraphique des Couches à Mytilus des Alpes vaudoises*. Mém. Soc. Paléont. Suisse, T. X.
- LUGEON, M. (1896): *La région de la Brèche du Chablais*. Bull. Carte géol. France 49, T. 7.
- (1905): *Bélemnites et radiolaires de la Brèche du Chablais*. Eclogae geol. Helv. 8, 4, p. 419–420.
 - (1909): *Cailloux exotiques provenant du Crétacique supérieur (Couches rouges) des Préalpes médianes*. Eclogae Helv. geol. 10.
 - (1918): *Sur quelques charbons d'âge non carbonifère de la vallée du Rhône valaisan*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 52.
- LUGEON, M. & GAGNEBIN, E. (1941): *Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes*. Bull. Lab. géol. Lausanne 72 et Mém. Soc. vaud. Sci. nat. 7, No 1.
- PETERHANS, E. (1923): *Sur la tectonique des Préalpes entre Meillerie et St-Gingolph (Haute-Savoie)*. Bull. Soc. géol. France, T. 23.
- (1925): *La tectonique du sommet du Grammont*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 55.
 - (1926): *Etude du Lias et des géanticlinaux des Préalpes médianes*. Mém. Soc. Helv. Sci. nat. 62, 2.
- RENZ, H. H. (1935): *Zur Stratigraphie und Paläontologie der Mytilus-Schichten im östlichen Teil der Préalpes romandes*. Eclogae geol. Helv. 28, No 1.
- RICOUR, J. (1950): *Précisions sur certaines couches triasiques du Chablais, voisines du front de la nappe de la Brèche*. C. R. Somm. Acad. Sc. 231.
- RICOUR, J. & TRÜMPY, R. (1952): *Sur la présence de niveaux fossilifères dans le Trias supérieur de la nappe de Bex (Suisse)*. C. R. Somm. Soc. géol. France, 2.
- SCHROEDER, W. J. (1939): *La Brèche du Chablais entre Giffre et Dranse et les roches éruptives des Gets*. Arch. Soc. phys. nat. Genève (5) 21.
- TERCIER, J. (1942): *Sur l'âge du Flysch des Préalpes médianes*. Eclogae géol. Helv. 35, 2.
- DE TREY, M. & TRÜMPY, R. (1952): *Sur la géologie du Mont Chauffé (Préalpes médianes du Chablais)*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 65, 281, p. 322–328.
- TRÜMPY, R. (1949): *Deux faunules kimméridgiennes des Préalpes médianes du Chablais (Haute-Savoie)*. Eclogae geol. Helv. 42, 2, p. 419–426.
- (1955a): *Wechselbeziehungen zwischen Paeologographie und Deckenbau*. Voschr. naturf. Ges. Zürich, p. 217–231.
 - (1955b): *Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines*. Bull. Soc. géol. France (6) 5, p. 217–231.
 - (1957): *Quelques problèmes de paléogéographie alpine*. Bull. Soc. géol. France (6) 7, p. 443–461.
 - (1958): *Remarks on the pre-orogenic history of the Alps*. Geologie en Mijnbouw, Ser. 20, 10.
- TSCHACHTLI, B. S. (1941): *Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes*. Thèse, Berne.
- TWERENBOLD, E. (1955): *Les Préalpes entre la Sarine et les Tours d'Aï*. Bull. Soc. Fribourgeoise, Sci. nat. 44.
- WEISS, H. (1949): *Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm*. Thèse, Zürich.
-

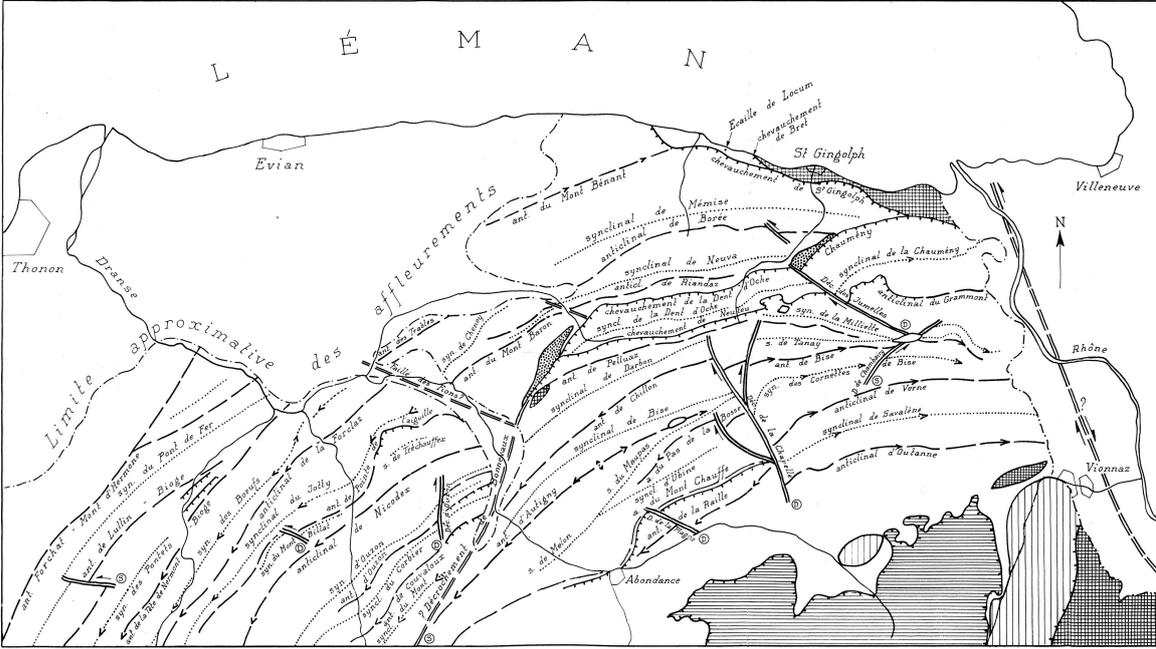
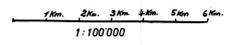


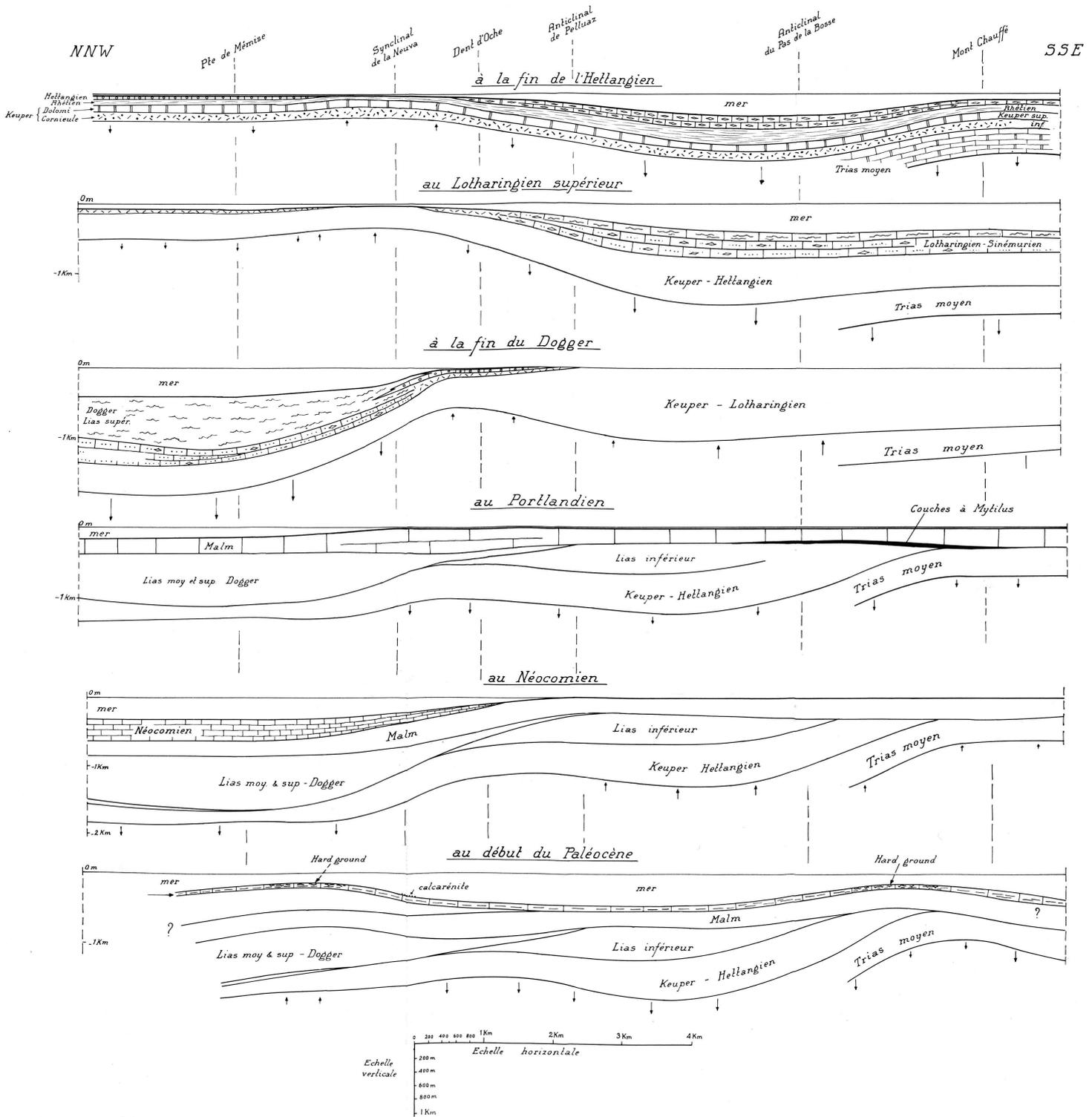
Schéma tectonique des Préalpes médianes du Chablais septentrional

- Nappe de la Simme (Flysch énonmien)
- Nappe de la Brèche
- Nappe des Préalpes médianes plastiques et Flysch à Helminthoïdes
- Nappe des Préalpes médianes rigides
- Nappes ultrahelvétiques et Autochtone
- Limite des affleurements.
- Traces des plans axiaux des anticlinaux et plongements axiaux.
- Traces des plans axiaux des synclinaux et plongements axiaux.
- s = syn. = synclinal a = ant. = anticlinal.
- Décrochements et failles visibles.
- " " " hypothétiques.
- " " dextres
- " " sénestres
- Plans de chevauchement.



Evolution tectonique du bassin des Préalpes médianes sur le diamètre Dent-d'Oche - Mont Chauffé

par Héli Badoux

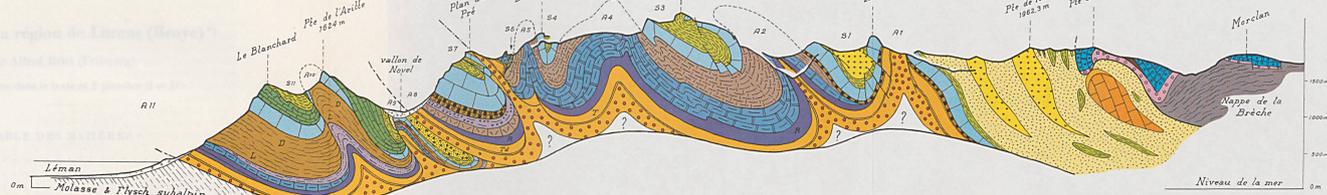


Légende

- | | | | | |
|--|--|--|--|--|
| | | | | |
| | | | | |
| | | | | |
- / / / sens & intensités des mouvements du fond du bassin par rapport au niveau de la mer

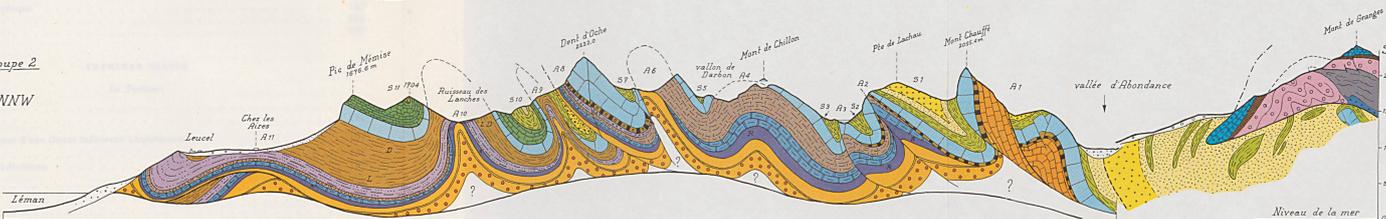
Coupe 1

N



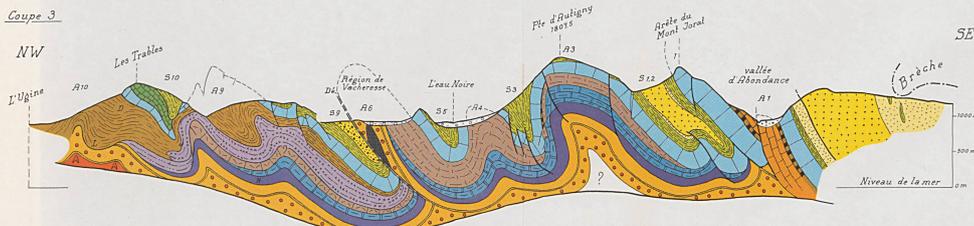
Coupe 2

NNW



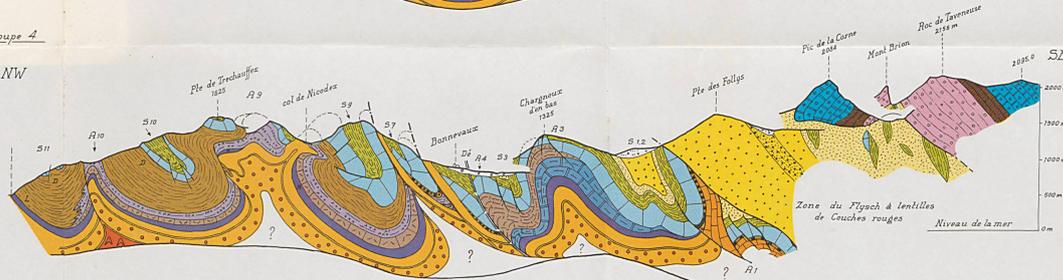
Coupe 3

NW



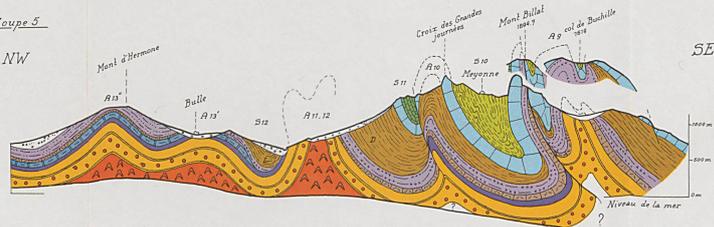
Coupe 4

NW



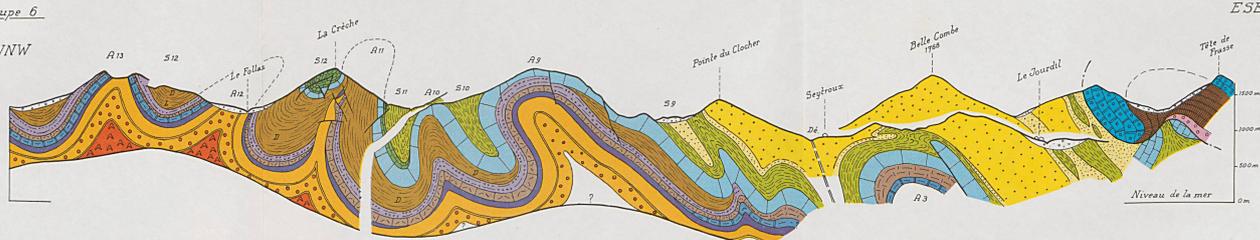
Coupe 5

NW



Coupe 6

WNW



Coupes à travers les Préalpes médianes du Chablais

par Héli Badoux

Légende

Nappe de la Brèche

- Brèche supérieure schistes ardoisiens
- Brèche inférieure schistes inférieurs
- Lias siliceux

Nappe de la Simme S1

- Flysch à Helminthoides (Massalichien?)
- Flysch de la Mocaussa (Cenomanien)

Nappe des Préalpes médianes

- Flysch (Yprésien-Lutétien)
- Couches rouges (Albien-Yprésien)
- Néocomien
- Malin
- Couches à Mytilus (Bajocien-Argovien?)
- Couches de Vevins
- Lias sup. à Dufkier à Cancellophyucus
- Lias moyen à supérieur spatulique
- Lias moyen siliceux
- Loharingien spatulique
- Lias inférieur siliceux
- Hellangien
- Rhétien
- Dolomites blondes
- Cornéoule
- Gypse
- Trias moyen
- Osfordien ultrahelvétique.

Echelle 1:50 000

