

Zeitschrift: Mémoires de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles.
Géologie et géographie = Mitteilungen der Naturforschenden
Gesellschaft in Freiburg. Geologie und Geographie

Herausgeber: Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles

Band: 12 (1945)

Artikel: Les nappes des Préalpes médianes et de la Simme dans la région de la
Hochmatt

Autor: Schwartz Chenevart, Charles

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-307201>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 23.12.2025

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

Prix du fascicule : Fr. 8.—

V. XII.

GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE

B. XII.

MÉMOIRES
DE LA
SOCIÉTÉ FRIBOURGEOISE
DES
SCIENCES NATURELLES
~

MITTEILUNGEN
DER
NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
IN
FREIBURG (SCHWEIZ)
~



**Les nappes
des Préalpes médianes et de la Simme
dans la région de la Hochmatt**

(Préalpes fribourgeoises)

PAR

CHARLES SCHWARTZ CHENEVART

Dr ès sciences, géologue

LAUSANNE

IMPRIMERIE MOULIN S. A.

1945

Les nappes des Préalpes médianes et de la Simme dans la région de la Hochmatt

(Préalpes fribourgeoises)

AVANT-PROPOS

Ce travail, souvent interrompu par de longues périodes de service militaire, constitue le texte explicatif d'une carte géologique levée au 1 : 10 000, durant les années 1941-42-43, dans une région restée jusqu'alors en grande partie inexplorée. Demeurant essentiellement descriptif, il ne traite que de faits observés et ne comporte, par conséquent, la discussion des problèmes stratigraphiques et tectoniques que dans la mesure où l'argumentation n'a pas à suppléer par l'hypothèse et l'a priori à ce que ces faits ne sauraient révéler.

Dans les limites ainsi définies, j'ai élargi le commentaire du travail cartographique en exposant les résultats de l'analyse microscopique des formations sédimentaires de divers étages, ce qui m'a amené à développer notamment les chapitres relatifs à la *microflore* et à la *microfaune* du Lias et du Malm et celui traitant du Flysch du synclinal de Château d'Œx, caractérisé ici pour la première fois par des *Orbitolines cénomaniennes*.

Si ces pages peuvent apporter quelque contribution à la connaissance de nos Préalpes, c'est à mon Maître, Monsieur le Professeur J. Tercier, que je le dois; en me chargeant de lever la carte d'une région particulièrement intéressante, il m'a donné l'occasion de parfaire la formation acquise dans ses cours et d'appliquer ses méthodes de praticien, méthodes dont j'ai pu apprécier l'excellence. Il a été mon guide tant sur le terrain qu'au laboratoire, n'hésitant pas à m'accompagner dans les ascensions les plus longues pour examiner un détail, me tirer d'embarras; m'aidant ensuite, dans l'examen de mes échantillons de roches et d'organismes, à élucider les questions, résoudre les problèmes. Qu'il veuille trouver ici l'expression de ma reconnaissance.

Mes très vifs remerciements vont à Monsieur le Professeur L. Weber, pour l'inlassable dévouement qu'il m'a si généreusement prodigué tout au long de mes études à Fribourg. Ses directives m'ont grandement facilité l'analyse en coupes minces de mes échantillons de roches sédimentaires.

A Messieurs les Professeurs M. Lugeon, E. Gagnebin et N. Oulianoff, je dois une profonde gratitude d'avoir bien voulu apporter un bienveillant intérêt à mes travaux. Leurs encouragements m'ont été un stimulant et leurs conseils m'ont préservé de bien des tâtonnements durant les mois passés à l'Institut de géologie de Lausanne.

Je remercie Monsieur le Professeur L. Déverin de m'avoir accordé toujours la plus large hospitalité en son laboratoire de Rumine.

Que Monsieur le Professeur M. Reichel, de l'Université de Bâle, dont les vastes connaissances de la microfaune m'ont été si précieuses, veuille bien agréer mes sentiments de reconnaissance profonde.

Que Monsieur le Dr W. Bernoulli qui m'a réservé un bienveillant accueil dans ce musée de Bâle où il m'a été donné de consulter les collections de V. Gilliéron, que Monsieur A. Bersier, directeur du Musée de géologie de Lausanne, que Monsieur F. Rochat, préparateur au Laboratoire géologique de Lausanne, que tous ceux enfin qui m'ont apporté leur part à ce travail, trouvent ici mes sincères remerciements.

INTRODUCTION

Le terrain sur lequel se sont portées mes recherches, s'insère dans le bel ensemble arqué que constituent, entre le Léman et le lac de Thoune, les nappes des Préalpes romandes.

Compris dans les feuilles 363 (Charmey) et 459 (Brenleire) de l'atlas Siegfried, il forme, aux confins des territoires de Vaud et de Fribourg, une unité géographique bien définie, bordée au N par la vallée de la Jogne, à l'E par celle du Petit-Mont, fermée au S par la muraille des Gastlosen; sa limite W est donnée par la ligne brisée Corne Aubert-Motélon-Praz Jean au confluent de la Jogne et du Rio du Gros-Mont.

Ainsi circonscrit, il offre la particularité de comprendre, en un espace relativement restreint, d'une part, une portion de la nappe des Médiannes avec ses deux zones tectoniques, les Médiannes plastiques et les Médiannes rigides et, d'autre part, d'importants lambeaux de la nappe de la Simme. Cette circonstance m'a engagé à en donner la description stratigraphique dans l'ordre suivant :

1. *Stratigraphie des Médiannes plastiques*
2. *Stratigraphie des Médiannes rigides*
3. *Stratigraphie de la nappe de la Simme.*

J'ai décrit dans une quatrième partie l'ensemble des dépôts quaternaires. Quant à la *tectonique* de ces trois unités, je l'ai traitée en une seule partie à la fin de l'ouvrage.

La région étudiée, dont le centre est le sommet de la Hochmatt, ne possédait pas encore sa carte géologique détaillée. Sa partie N ne figurait qu'au 1:100 000 dans la feuille XII de V. Gilliéron et sa partie S, à la même échelle, dans la feuille XVII de E. Renevier. Sa partie W a été partiellement levée au 1:10 000, en 1924, par T. Verploegh Chassé et W. à

Wengen, tous deux élèves de H. Schardt. La révision à laquelle j'ai procédé m'a contraint de modifier quelque peu la stratigraphie et la tectonique du Haut-Crêt traitée par T. V. Chassé et je n'ai conservé de la stratigraphie du Croset-Tissenivaz, décrite par W. à Wengen, que certaines limites, tout en laissant subsister l'allure tectonique générale.

Les renseignements d'ordre historique relatifs aux Préalpes en général sont donnés dans les importantes monographies de V. Gilliéron (bibl. 63, 64), E. Favre (bibl. 172) et H. Schardt (bibl. 172).

On trouvera des précisions de ce même ordre dans l'introduction et au début de chaque chapitre d'un des premiers et déjà remarquable ouvrage de Maurice Lugeon (bibl. 107).

Ce qui a paru jusqu'en 1920 est présenté par Alph. Jeannet (bibl. 72) dans son admirable travail sur les Préalpes romandes (dans la « *Geologie der Schweiz* », d'Alb. Heim), synthèse de sa monographie géologique des Tours d'Aï (bibl. 88). Les détails qui y sont donnés me dispensent d'allonger un aperçu historique que je voudrais sommaire.

De 1920 à 1940, la « littérature » préalpine s'est considérablement enrichie. On y décèle une tendance manifeste à traiter à fond d'un étage ou d'une série compréhensive de la succession stratigraphique qui va du Trias aux Flyschs céno-manien et tertiaire. La qualité de certains de ces travaux, les descriptions minutieuses de leur objet, m'ont permis de les utiliser comme termes de comparaison dans l'établissement des profils détaillés et le tracé des limites entre étages. J'aurai maintes occasions de les mentionner.

En 1941, parut dans les « Mémoires de la Société vaudoise des sciences naturelles » le travail, devenu notoire déjà, de M. Lugeon et E. Gagnebin (bibl. 115). La conclusion qui s'en dégage ouvre des voies nouvelles à l'interprétation tectonique et il est vraisemblable que la traction par gravité et le remplissage des

creux (deux phénomènes en si étroite connexion qu'ils ne sont en somme que deux modalités d'un même fait), ont joué un certain rôle dans les phases terminales de l'écoulement et de la mise en place des nappes préalpines dans la région étudiée. J'en reparlerai dans le chapitre de la tectonique.

La carte géologique au 1:10000 qu'accompagne ce texte, la planche des profils à la même échelle, ainsi que les coupes minces, les fossiles et les échantillons de roches, sont déposés à l'Institut géologique de Fribourg.

PREMIERE PARTIE

Stratigraphie des Médiannes plastiques

GÉNÉRALITÉS. Le terme particulièrement descriptif de « Médiannes plastiques » introduit en 1941 dans la nomenclature géologique par M. Lugeon et E. Gagnebin (bibl. 115), s'applique à la zone externe du *Dogger* à *Zoophycos*. Cette zone comprend la plus grande partie de la région de la Hochmatt et y est représentée par un tronçon de l'anticlinal Vanils - Stockhorn, offrant toute la série stratigraphique du Trias au Flysch paléocène.

De part et d'autre du noyau triasique, les formations y sont inégalement développées : elles atteignent un maximum de puissance dans le flanc SE tandis que le jambage NW présente, dans les étages inférieurs au Bathonien, de sensibles réductions qui, comme nous le verrons, sont plus souvent d'origine tectonique que stratigraphique. Nous en entreprendrons la description en partant du Trias, noyau de l'anticlinal. Nous consacrerons ensuite un chapitre à chacun des étages, étudié d'abord dans un profil-type puis dans ses divers affleurements des flancs SE et NW de l'anticlinal.

CHAPITRE PREMIER

LE TRIAS

Introduction

Formation la plus ancienne des Préalpes médianes, le Trias, lorsqu'il est complet, y apparaît sous les trois termes suivants, de bas en haut :

1. Gypse
2. Cornieule
3. Calcaire dolomitique.

Dans la région étudiée, le gypse n'affleure en aucun endroit et sa présence ne peut être déduite de l'existence des quelques entonnoirs que signale V. Chassé (bibl. 21), car, comme le remarquait V. Gilliéron (bibl. 64, p. 107), ces entonnoirs peuvent être dus à la dissolution de la cornieule. Par contre, l'argument, invoqué par ce dernier auteur, qu'il existe au Gros-Mont une source sulfureuse, rend plausible l'existence d'un substratum gypseux et cela d'autant plus que j'ai pu observer d'autres sources, au Petit-Mont et à la Leyte, dont l'analyse m'a révélé une teneur relativement forte en H_2S .

Description des affleurements

Sous l'épaisse couverture morainique, qui de la Vilette s'étend jusqu'à la vallée du Motélon, le Trias n'affleure que sporadiquement. Là où ses formations apparaissent, elles ne présentent le plus souvent que des séries incomplètes. Ainsi en est-il à la jonction des deux rios de l'Avoyère, où ne pointent que deux faibles bancs de cornieule ; au Bi-Chalet, où le calcaire dolomitique voisine avec des marnes jaunes ; à la Fin de Dom Hugon, au Praz, au Motélon, où des masses disloquées de cornieule et de calcaires dolomitiques n'offrent aucune possibilité de discerner une succession stratigraphique. Par bonheur, l'abrupt qui se trouve à l'W du chalet de

Dom Hugon, sous les pâturages du Contain au pied desquels coule le rio du même nom, m'a livré un affleurement de calcaires dolomitiques et de marnes bigarrées en parfaite continuité avec les formations fossilifères du Rhétien inférieur (v. chapitre II, p. 18).

D'autre part, la construction de la nouvelle route du Toss, près de la Vilette, a mis à jour le profil suivant, de bas en haut :

1. Argilite jaune, présentant des zones orientées de calcite pure.
2. Cornieule.
3. Argilite.
4. Pseudobrèche entremêlée de cornieule dont une coupe mince renferme un fragment de la couche prismatique d'un *Lamellibranche* ¹.
5. Cornieule en gros bancs.
6. Marnes dolomitiques jaunes.
7. Marnes noires et vertes.
8. Marnes dolomitiques, veloutées, entrelardées de bancs de 2 à 10 cm. d'argilite diaclasée.
9. Banc de dolomie de couleur grise.
10. Marnes vertes panachées de rouge.
11. Gros banc compact de dolomie à pâte d'un gris très clair, sillonnée de veinules de calcite. Cassure esquilleuse, surface d'altération jaune.
12. Argilite feuilletée alors que les niveaux 1 et 3 et les niveaux supérieurs de cette roche paraissent plutôt diaclasés.
13. Marnes noires.
14. Calcaire dolomitique passant insensiblement à une argilite.
15. Argilite diaclasée d'un jaune très clair.
16. Marnes noires et vertes.
17. Argilite foncée intensément diaclasée.
18. Marnes noires et vertes.
19. Argilite foncée à patine roussâtre.
20. Calcaire dolomitique blond.

¹ Il s'agit probablement d'un organisme amené là par un courant, comme l'a suggéré E. Gagnebin (bibl. 53) à propos du *Pogocrinus raafensis* nov. gen., nov. sp. découvert par M. de Raaf dans la cornieule du Niesen.

21. Argilite d'un jaune clair se délitant irrégulièrement en fragments anguleux.
22. Gros bancs de calcaire dolomitique.
23. Dolomie pulvérulente.
24. Marnes noires.
25. Calcaire dolomitique gris compact, dont la surface exposée à l'air est nettement cornieulisée.
26. Marnes jaunes et rousses.
27. Calcaire dolomitique blond très friable.

La partie supérieure de ce profil est recouverte par la moraine, mais l'affleurement situé à l'W du chalet de Dom Hugon (v. chap. II, p. 18) présente, à partir de l'horizon 22, la même succession surmontée des calcaires infraliasiques, si bien qu'il m'est permis d'y reconnaître le sommet du Trias.

Conclusions

Les formations triasiques constituent le noyau de l'anticlinal de la Hochmatt. Bien que très développées (ce que laisse présumer la vaste dépression qu'elles déterminent), elles ne se présentent qu'en de rares et petits affleurements, dissimulées qu'elles sont par les dépôts morainiques.

L'examen attentif de ces formations m'incite à faire cependant quelques brèves remarques relatives à la genèse des cornieules.

Je ne reviendrai pas sur la question de savoir si la cornieule de nos Préalpes est un sédiment originel ou une formation épigénique. V. Gilliéron (bibl. 64, p. 110) estimait que « la structure spéciale de cette roche pouvait s'être produite dès l'origine dans les eaux où elle se déposait » et contestait qu'elle fût une « modification de sa congénère la dolomie ». Mais, à la suite de H. Schardt (bibl. 172), les auteurs qui s'occupèrent du sujet, sans prétendre lui apporter une solution définitive, firent cependant admettre que la cornieule était le produit restant de la dolomie $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, après dissolution d'un de ses carbonates. Ceci étant admis, la dolomie peut-elle être considérée comme génératrice de la cornieule sans

qu'interviennent les facteurs qu'invoque W. Brückner (bibl. 11), celui notamment qui a trait à la présence du gypse ? L'observation des faits m'autorise à répondre que, dans certains cas, il ne peut être question d'un rôle quelconque joué par le gypse. En effet, j'ai assisté à la mise à jour d'un calcaire dolomitique compact, d'une belle homogénéité apparente, ceci en 1939 lors des travaux de génie civil effectués près de la Vilette ; j'ai retrouvé ces mêmes assises quelques mois plus tard, puis, en commençant le présent travail, j'en ai noté périodiquement le processus d'altération. *Or, il a suffi de 4 ans pour que ce calcaire dolomitique soit parfaitement cornieulisé sur sa tranche exposée aux agents atmosphériques.* Il s'agit du niveau 25 du profil décrit ci-dessus, très facilement observable sur la nouvelle route Vilette-Toss à la cote 1030. Ce niveau appartient, nous l'avons vu tout à l'heure, au sommet du Trias. Voici ce qu'en révèle l'analyse pétrographique sommaire :

La roche non atteinte par la cornieulisation accuse en coupe mince une structure très fine. Sous un fort grossissement, les éléments composants se différencient, trahissant leur forme anguleuse, mais ils restent en majorité opaques et comme souillés d'intrusions d'une extrême exiguité. Quelques-uns de ces composants apparaissent très clairs et plus réfringents que la masse fondamentale. Comme l'a confirmé l'essai au chromate d'argent, il ne s'agit pas ici de deux carbonates, que ces seuls caractères permettraient de distinguer.

La masse cornieulisée présente, autour des cavités, des auréoles beaucoup plus souillées d'intrusions et il est intéressant de constater que la roche ne réagit que faiblement avec HCl, sauf en ces auréoles où elle fait vivement effervescence.

De réactions microchimiques répétées, on peut déduire que cette roche est très dolomitique en ses parties intactes, plus calcaire en ses parties souillées, et qu'elle n'est gypsifère en aucune de ses parties.

Nous n'examinerons pas quelle modalité revêt ici ce que L. Cayeux (bibl. 20) appelle la cornieulisation par la décalcification du calcaire dolomitique. Ce qui importe, c'est que, dans le cas qui nous intéresse, il est indéniable que la cornieule du niveau 25, située au sommet du Trias, hors de toute influence du gypse, dérive directement du calcaire dolomitique sans que les facteurs cités par W. Brückner (op. cit.) concourent à sa formation.

Ayant examiné à Bâle la collection de cet auteur, nous ne contesterons pas que, dans bien d'autres cas, sa théorie puisse se trouver

confirmée. Que le gypse active la cornieulisation, qu'il y joue en quelque sorte le rôle de catalyseur, la très grande abondance de la cornieule à la base du Trias supérieur préalpin en fournit peut-être la preuve.

A ce propos, je ferai brièvement remarquer que, dans ma région, cette dernière cornieule, constituant le niveau 2 du profil du Toss, est caractérisée par la forme polyédrique de ses vacuoles et par la disposition orientée de ses cloisons. Comparée au cloisonnement désordonné de la cornieule du niveau 25, la structure à tendance vers la symétrie de cette cornieule, suggère immédiatement l'idée d'une fragmentation préalable de la roche génératrice. Parmi la masse cornieulisée subsistent, en effet, des témoins d'une roche diaclasée puis recimentée que, pour la commodité de la description, j'ai appelé « *pseudobrèche* ». Il semble donc bien que le facteur tectonique, que W. Brückner (op. cit.) considère, avec H. P. Cornelius (bibl. 25), comme négligeable, ait joué ici un rôle très important.

En résumé, nous dirons qu'une discrimination des cornieules telle que nous venons de l'établir n'est pas toujours possible. Quelques auteurs (bibl. 93, 107, 172, etc.), ont souligné déjà certaines différences de structure, mais elles sont essentiellement dépendantes de conditions locales. Il en est ainsi dans ma région où la cornieule du niveau 25, présentant une structure sans symétrie, dérive directement du calcaire dolomitique, ce qui permet d'admettre que *partout où il y a calcaire dolomitique il peut y avoir cornieule*; celle du niveau 2, à cloisons orientées, implique par contre des phénomènes plus complexes que la simple dissolution d'un carbonate et elle se trouve localisée à la base des formations triasiques décrites ici.

CHAPITRE II

LE LIAS

Introduction

Si, comme l'observe Alph. Jeannet (bibl. 72, p. 600), il est difficile de fixer un caractère qui soit commun à l'ensemble du Lias préalpin, on peut néanmoins, partant de quelques faits, le circonscrire dans une définition générale: il constitue dans nos Préalpes l'étage offrant la plus grande variété lithologique.

Ses dépôts de base participent encore de la nature lagunaire du Trias, pour devenir peu à peu franchement marins.

Les sédiments néritiques et bathyaux y sont inégalement répartis car, loin d'être synchroniques sur toute l'étendue des Préalpes, les changements de faciès affectent les formations, latéralement autant que verticalement. Ainsi, par exemple, telle série sinémurienne, à faciès néritique (caractérisé surtout par les calcaires spathiques) sera surmontée de roches plienschbachiennes à faciès typiquement bathyal, alors qu'à une faible distance horizontale, dans cette même série, le faciès néritique subsistera jusqu'au Domérien et atteindra parfois même le Lias supérieur.

La puissance des assises est non moins variable et il arrive même, comme le signale E. Peterhans (bibl. 128, p. 198), que divers indices, tels que surfaces corrodées, trous de *Phollades*, nodules phosphatés, révèlent des lacunes stratigraphiques.

Partant de ces faits, Alph. Jeannet (bibl. 88, p. 457) le premier, émit l'hypothèse de l'existence d'un géanticlinal liasique sur l'aire de sédimentation Tinière-Stockhorn.

Cette notion du géanticlinal considéré comme cause efficiente des variations de faciès, des réductions et des lacunes stratigraphiques du Lias, fut reprise et développée par R. Staub (bibl. 178) et L. Horwitz (bibl. 76 et 78), puis corroborée en quelque sorte par les découvertes stratigraphiques de E. Gagnebin (bibl. 52),

Alph. Jeannet (bibl. 89), E. Gerber (bibl. 89), F. Rabowsky (bibl. 157) et surtout par l'admirable travail de E. Peterhans (bibl. 128).

Ce dernier situe le flanc N d'un géanticlinal à Lias lacunaire dans la région Dt d'Oche-Tinière-Rossinière-Im Fang-Buochserhorn.

La région de la Hochmatt est comprise dans ce secteur. De plus, dans ce même anticlinal du Stockhorn auquel elle appartient, Alph. Jeannet et E. Gerber (bibl. 89) signalent un Lias moyen brèchoïde en contact avec du Trias.

Dans une étude de la région de Jaun contiguë à la mienne, L. Horwitz (bibl. 76, p. 2) décrit un Lias inférieur peu épais mais qui semble être complet dans la vallée de la Jogne, tandis que « des lacunes stratigraphiques, dans le Lias inférieur, réapparaissent avec netteté dans le prolongement oriental du même anticlinal ».

Voyons donc ce qu'il en est dans la région étudiée ici.

A. Infralias : Rhétien-Hettangien

De la Villette à la vallée du Motélon, les affleurements infraliasiques émergent de la couverture morainique de part et d'autre du noyau triasique. Ils ne laissent souvent apparaître qu'un horizon, facilement reconnaissable, mais je n'ai pu saisir le passage du Trias au Rhétien qu'à de rares endroits. Ainsi à 200 m. au NE de la Vagilière de la Générale (vallée du Motélon), de même qu'à l'W du chalet de Dom Hugon (Gros-Mont), le contact entre le Trias et le Rhétien est assez franc; en voici les termes de bas en haut :

TRIAS	a) Banc compact de calcaire dolomitique	0,30 m.
	b) Dolomie pulvérulente	0,15 m.
	c) Marnes noires	0,20 m.
	d) Calcaire dolomitique blond	0,30 m.
	e) Marnes verdâtres panachées de rouge	0,15 m.
	f) Calcaire dolomitique très friable (diaclasé) dans sa partie inférieure, compact dans sa partie supérieure et revêtant alors un aspect porcelané et une couleur verdâtre	0,40 m.

RHÉTIEN	g) Schistes noirs, très fissiles	0,20 m.
	h) Calcaire compact, gris-bleu	0,30 m.
	i) Schistes noirs	0,10 m.
	j) Calcaire bleu foncé, compact	0,20 m.
	k) Calcaire marneux, lumachellique	X m.

Le sommet de l'affleurement disparaît sous la terre végétale. Mais, à 500 m. de là, dans le flanc opposé du même anticlinal, le profil suivant, situé sur la rive droite du rio du Gros-Mont au N

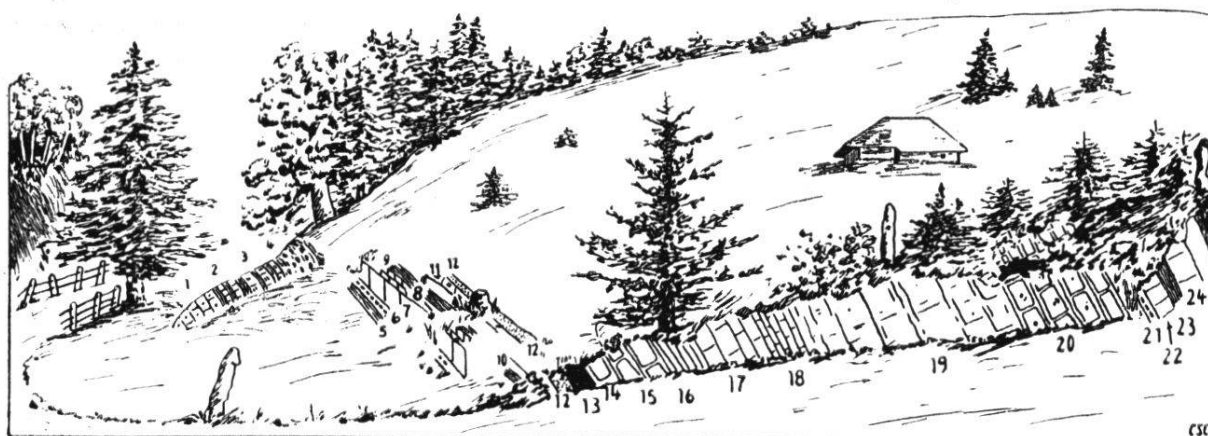


FIG. 1. — Affleurement de l'Infralias complet, sur le chemin des Rouvenes-devant (vallée du Gros-Mont).

Les chiffres renvoient aux niveaux décrits.

du chalet des Rouvenes-devant, présente sur 80 m., une série rhétienne-hettangienne unique dans ma région. Le contact avec le Trias n'y est pas visible.

Profil-type de l'Infralias des Rouvenes-devant (fig. 1).

- RHÉTIEN
1. Bancs de 30 à 50 cm. d'un calcaire gris-bleu, très compact. Certains de ces bancs sont encore dolomitiques et renferment des fragments rappelant les bone-beds. Ils alternent avec des calcaires plus foncés qui enchâssent des lamelles argileuses d'un noir lustré.
 2. Petits bancs (3 cm.) de calcaire noir, entrelardés de schistes.
 3. Alternance de marnes foncées et de calcaires compacts gris, coupés, parallèlement à la stratification, d'innombrables veinules de calcite et présentant, sur les surfaces altérées, de menus débris d'organismes indéterminables.

RHÉTIEN
(suite)

4. *Lumachelles* en gros bancs; formant un surplomb sur la dépression qui souligne le niveau 3. Les fossiles, en gros fragments, quoique se détachant distinctement sur un ciment plus clair, sont rendus généralement indéterminables par l'état d'agrégation avancé de la roche. A 10 cm. du sommet, la roche devient cependant plus marneuse et, les organismes faisant moins corps avec la gangue, on peut y reconnaître

Terebratula gregaria Suess
Placunopsis alpina Winkl.

5. Calcaire lithographique bleuâtre à cassure conchoïde, happant fortement à la langue. Une altération de couleur jaune, pouvant atteindre une profondeur de 2 cm., fait ressortir tout un réseau de veinules excessivement ténues de calcite pure.
6. Calcaire bitumeux noir, légèrement lumachellique.
7. Calcaire grenu, très compact, formant un socle à travers le pâturage et renfermant

Avicula contorta Port
Terebratula gregaria Suess
Plicatula intussusciata Emm.

8. Le calcaire 7 passe insensiblement à une roche plus finement litée et plus marneuse.
9. Calcaire lithographique semblable à 5.
10. Calcaire gréseux avec de rares éléments d'*Echinodermes* qui le rendent, par endroit, finement spathique. On y trouve encore

Avicula contorta Port

11. Calcaire à pâte très finement grenue, d'un gris clair, à patine jaune, remarquable par d'innombrables ponctuations pyriteuses. Sous le microscope, la matière fondamentale apparaît d'une grande homogénéité, composée d'éléments argileux aux contours irréguliers d'où se détachent, à côté de fréquentes intrusions calcaires, des zones de pyrite disposées en arcs plus ou moins réguliers qui rappellent, par leur forme, des débris d'organismes.

12. Calcaire gréseux, compact, gris, à patine rousse, renfermant quelques éléments très distincts de plaques coloniales d'*Encrines* dont les coupes transversales accusent la structure réticulée.

Ce calcaire passe graduellement à la roche suivante que, en raison de sa faune, je considère comme la base de l'Hettangien.

HETTANGIEN. 13. Grès calcaire d'un brun roux très caractéristique. C'est une roche compacte, à cassure esquilleuse, aux arêtes tranchantes, renfermant

Pecten valoniensis Defrance

Sous le microscope, elle se révèle typiquement détritique. Enfermés dans un ciment calcaire teinté d'hématite, ses éléments clastiques sont des grains de quartz anguleux qui en constituent la masse principale, des galets de calcite et, plus rarement, des galets de dolomie.

14. Calcaire gréseux gris, moucheté de taches rousses.
15. Calcaire gréseux que la présence de glauconie rend verdâtre. Finement spathique. Ce dernier caractère apparaît mieux sur les surfaces altérées. Il m'a livré un fragment d'*huître*, mais son équivalent sur la rive gauche en renferme de nombreux et très distincts (voir page 25).
16. Calcaire compact gris-clair, ressemblant au Malm.
17. Gros banc de 1 m. d'un calcaire compact, traversé de nombreuses intrusions de calcite.
18. Calcaire semblable à 17, mais disposé en petits bancs fortement diaclasés.
19. *Calcaire oolithique* finement lité à la base, puis formant des bancs de 30-50 cm.
20. *Calcaire oolithique et spathique*, très compact et d'un gris clair. On y discerne, sous l'objectif, un ciment de calcaire spathique et des sphérolithes de dimensions diverses. La participation des organismes à la formation des oolithes, selon le processus décrit par L. Cayeux (bibl. 20), est rendue ici particulièrement évidente. Nombre d'oolithes embrassent de leurs cercles concentriques des débris organiques, parmi lesquels on distingue nettement des radioles d'*Oursins*, des fragments de *Crinoïdes* ou des tests calcaires.

J'ai adopté ce niveau 20 de calcaire oolithique comme limite supérieure de l'Hettangien. La légère perturbation qui l'affecte dans ce profil est purement tectonique et n'apparaît que le long du chemin. Au fond du ravin, elle n'est déjà plus observable. Je n'ai trouvé aucun indice qui permette de supposer une émergence entre ce calcaire oolithique et les assises qui le surmontent. Ces assises forment un complexe schisto-calcaire absolument stérile, mais leur nature pétrographique, comme nous le verrons tout à l'heure, les apparente au Sinémurien.

Dans ses tableaux stratigraphiques de la «Geologie der Schweiz» Alph. Jeannet, s'inspirant des travaux d'Horwitz (bibl. 74 et 75), prend également ce calcaire oolithique comme limite supérieure de l'Hettangien du massif des Bruns.

Dans les régions de Spiez et d'Iberg, ce calcaire oolithique a livré le *Schlotheimia angulata* Quenst. caractéristique de la partie supérieure de l'Hettangien.

Quant à la base de ce profil de l'Infralias, je considère l'horizon 1 comme l'équivalent de l'horizon h de l'affleurement de Dom Hugon, décrit à la page 19.

Si bien qu'il m'est permis de reconnaître dans le profil des Rouvenes *une coupe complète allant de la base du Rhétien au sommet de l'Hettangien et présentant une continuité stratigraphique parfaite.*

Autres affleurements.

FLANC NW DE L'ANTICLINAL. a) Si, de la Vilette, on gravit le coteau morainique de Bi-Chalet, le Rhétien apparaît une première fois au coude de la route militaire, à l'W des deux fermes de Bifang. Un petit affleurement pointe parmi les herbes et l'on y reconnaît, en fouillant un peu le sol, un calcaire marneux avec des débris de *lumachelles*.

b) A 150 m. à l'W du Bi-Chalet, s'étale un petit plateau, coté 1200 m. En dévalant vers le N l'abrupt boisé, on constate que le socle de ce plateau est constitué par un magnifique *calcaire oolithique* de l'Hettangien. Ce calcaire est fragmenté en gros blocs isolés, mais en un endroit j'ai pu le surprendre reposant sur un calcaire gréseux de même âge, tandis que son toit a été violemment mis en contact avec les formations du Bajocien. Il y a là une conséquence manifeste de l'intense phénomène tectonique qui affecte, dans ma région, tout l'Infralias et souvent le Sinémurien et dont je reparlerai (voir p. 27 et 58).

c) De là, l'Infralias n'apparaît plus, dans le flanc NW de l'anticlinal, que sur l'autre rive du rio du Gros-Mont. Du N du chalet de Dom Hugon jusqu'au pied du Contain, l'irruption des roches triasiques a imprimé à l'ensemble des sédiments de l'Infralias et du Lias inférieur la forme d'un arc de cercle dont l'extrémité la plus proche du Gros-Mont est orientée E-W, tandis que l'autre rentre dans la parallèle à la direction générale SW-NE de l'anticlinal. L'Infralias y est extraordinairement fragmenté et présente de remarquables contacts avec les formations supérieures, contacts dont il sera question dans le chapitre de la tectonique. Vers le milieu de l'abrupt surplombant le rio du Contain, le Rhétien n'est que très faiblement représenté par le calcaire lithographique de l'horizon 9. Je l'ai figuré sur ma carte par un mince liséré. On le voit disparaître entre le Trias et l'Hettangien dont le contact se fait ici par le calcaire dolomitique et un calcaire gréseux gris, renfermant

Pecten valoniensis DeFrance

et que je fais correspondre au niveau 14 du profil de la page 21.

d) L'Hettangien borde ensuite la moraine des Poutes-Paluds, sous laquelle il disparaît au point 1379 (N du Revers).

e) A l'endroit où il émerge à nouveau (au NE de la Vagilière de la Générale), son niveau supérieur de calcaire oolithique présente un contact très net avec le Trias, pour disparaître ensuite sous l'effet de la poussée plus violente de ce dernier, lequel chevauche ici le Lias moyen.

f) Aux confins du territoire de ma carte, à l'E de la Vagilière de la Générale, après une nouvelle apparition des séries supérieures de l'Hettangien reposant tectoniquement sur les calcaires dolomitiques du Trias, le Rhétien pointe à la lisière de la forêt qui dévale les pentes du Motélon. Cet affleurement, entrevu par Schardt (bibl. 172) a déjà été très exactement décrit par V. Chassé (bibl. 21). Le niveau c de Chassé, correspondant à mon niveau 5 (calcaire lithographique bleuâtre) « transgresse » ici sur le Trias dolomitique. Comme le note Chassé, la roche y est cependant plus calcaire et renferme de minuscules débris dolomitiques et quelques rares galets calcaires. Ce niveau est surmonté d'un calcaire noirâtre, légèrement lumachellique, et des assises hettangiennes.

AFFLEUREMENTS DU FLANC SE DE L'ANTICLINAL. *g)* A 150 m. de ce dernier affleurement et lui faisant face, le Rhétien et l'Hettangien semblent complets quoiqu'ils n'affleurent franchement comme tels que dans les profondes coupures d'érosion qui s'échelonnent entre la Vagilière et la butte 1386, encore que le contact avec le Trias ne soit très net que dans l'une d'elles, à 200 m. NE du pt. 1291 (voir ci-devant p. 18). Je n'ai pourtant pas hésité à les carter jusqu'à la moraine des Poutes-Paluds, car leur passage est nettement souligné par des pointements de certains de leurs niveaux et, en les décapant par-ci, par-là, de leur faible couverture végétale, j'ai pu en établir, d'une façon presque certaine, toute la succession. Le caractère dolomitique de la roche y est plus accentué et subsiste au delà du premier banc lumachellique. Ce fait avait été constaté sur la rive gauche du Motélon par Schardt (bibl. 172), Chassé (bibl. 21) et Wengen (bibl. 206). Il les fait supposer que les bancs dolomitiques, considérés comme constituant la partie supérieure du Trias, pourraient, en maints endroits, représenter déjà le Rhétien. En conséquence, Wengen (op. cit.) n'ayant pas trouvé un Rhétien typique dans l'anticlinal de Tsermont, l'incorpore au Trias et tire la limite inférieure du Lias à la base de l'Hettangien. Ce procédé, justifiable dans certains cas, ne peut être appliqué ici, la présence des *lumachelles* m'autorisant à différencier le Rhétien du Trias également là où se manifeste une récurrence des dolomies lagunaires au-dessus des formations marines.

Je signalerai encore l'aspect particulier que revêt le calcaire oolithique hettangien du socle rocheux qui se trouve à 100 m. au SE du chalet « Vagilière de la Générale ». Les oolithes y sont très allongés ; leurs contours sont soulignés par de la dolomie que sa couleur jaunâtre et sa compacité distinguent de la matière contenue dans l'oolithe et font que ces contours apparaissent en saillies sur les surfaces altérées.

h) Un autre affleurement barre transversalement le pâturage « au Praz » (à l'W du Gros-Mont). Les calcaires de l'Hettangien supérieure qui le constituent forment ensuite la première des corniches d'où part le gros éboulement de la forêt d'Hugon.

i) Plus en aval, l'Infralias réapparaît plus complet ; cependant son aspect rend fort difficile l'établissement d'une succession stratigraphique. Des pitons de style tourmenté semblent jaillis du sol

et les blocs qui les environnent, souvent sans en provenir, s'égaillent au gré de la pente. Devant l'alternative de carter le tout comme roche en place ou comme masse éboulée, le géologue reste perplexe. J'y ai reconnu les horizons suivants du profil des Rouvenes :

1. Calcaire gris-bleu, très compact.

4. *Lumachelles*.

5. Calcaire lithographique.

7. Calcaire grenu très compact, avec une faune remarquablement abondante où l'on reconnaît :

Avicula contorta Port.
Avicula inæquivalvis Sow.
Terebratula gregaria Suess
Pecten Favrii Stop.
Plicatula intusstriata Emm.

10. Calcaire gréseux, légèrement spathique.

11. Calcaire à pâte finement grenue.

13. Calcaire gréseux, d'un brun roux avec d'innombrables

Pecten valoniensis DeFrance

15. Calcaire gréseux renfermant des tests très distincts d'*huitres*. Je les rapporte à l'espèce décrite par Jeannet (bibl. 88, p. 280),

Ostrea sp. Stop.

20. Calcaire oolithique.

Sur ma carte, je n'ai indiqué la roche en place qu'au sommet de la pente où pointent surtout les horizons 1, 7, 10, 11 et 20.

j) Passons outre à l'affleurement des Rouvenes décrit comme profil-type (fig. 1) et remontons les pentes de la rive droite du rio du Gros-Mont. L'attention est éveillée par la présence, dans la moraine, d'assez fréquents débris de *lumachelles*. Le gisement dont ils proviennent n'a pas été facile à découvrir, perché qu'il est sur les pentes escarpées de la forêt du Rustoz, au SE du chalet de Schoplan. L'Infralias existe ici sous un plaquage de terre végétale d'épaisseur variable et n'est visible qu'en fin de saison, le long des chables (longs dévaloirs à forte déclivité) dont le fond est raboté jusqu'au roc par le charriage des bois d'automne. J'ai reconnu là, exactement tous les

niveaux des Rouvenes, à partir de l'horizon 10 du Rhétien. Je signalerai cependant une formation que je n'ai pas trouvée aux Rouvenes. C'est un calcaire assez riche en *Pecten valoniensis* Defr. et dont la structure spathique présente une curieuse juxtaposition de plages tantôt grises, tantôt d'un roux mordoré, assez différents du niveau 14, auquel cependant sa position me permet de le rattacher.

k) C'est le prolongement oriental de cet affleurement qu'on retrouve partiellement au sommet de la crête triasique de Schoplan (à l'E du Gros-Mont). Le Rhétien y présente les indices d'une intense compression, réduit qu'il est à quelques centimètres et surmonté de quelques fragments du calcaire à *Pecten* signalé dans le profil j.

Résumé.

Il ressort de l'examen des profils que l'Infralias est représenté, dans la région de la Hochmatt, par un Rhétien plutôt marneux passant insensiblement à un Hettangien gréseux. Une limite entre ces deux étages ne peut être établie sur des considérants purement pétrographiques et, seule, l'apparition du *Pecten valoniensis* Defrance dans le niveau 13 m'a permis de les différencier nominalement à cet endroit. Les individualiser, en les traitant séparément, m'a paru arbitraire par suite de leur étroite connexion, laquelle rend l'attribution des horizons stériles 11 et 12 à l'un ou à l'autre, tout à fait conventionnelle.

Quoique réduit, l'Infralias présente ici une série stratigraphique complète. La continuité des dépôts est manifeste dans le profil des Rouvenes (p. 19) et dans celui de la Vagilière (prof. g, p. 24) ; elle l'est non moins sur le flanc opposé de l'anticlinal, dans l'affleurement décrit à la page 18 et situé à l'W du chalet de Dom Hugon. L'interpolation des termes supérieurs est justifiée par leur existence dans le voisinage immédiat.

Une confirmation de cette continuité stratigraphique peut être trouvée dans les affleurements g et j dont l'apparition n'est condi-

tionnée, en somme, que par la présence ou l'absence des formations récentes.

Quant aux autres affleurements, si leur faible distance des coupes complètes ne suffisait pas à faire rejeter l'existence des lacunes stratigraphiques, l'observation des faits nous convaincrail de la nature tectonique du phénomène qui a provoqué la disparition de certaines formations. L'aspect des affleurements *b* et *c* du flanc NW et de l'affleurement *i* du flanc SE est fort explicite à cet égard. La fragmentation des roches, leur disposition désordonnée, ne peuvent être que le fait d'une pression mécanique ayant déterminé leur brusque irruption.

Cependant, étant donné que cette manière d'être de l'Infralias se manifeste de part et d'autre de l'axe anticlinal (quoique beaucoup plus remarquable sur le flanc NW), il faut admettre qu'elle ne peut résulter de la seule poussée tangentielle de l'ensemble des couches, mais qu'elle procède également d'une poussée verticale des couches sous-jacentes, en l'occurrence des formations triasiques. De fait, nulle part ailleurs le diapirisme du Trias n'apparaît mieux qu'ici. On en discerne surtout un des effets qui constituent une particularité de cette tectonique en diapire : les blocs épars de l'Infralias de Dom Hugon côtoient la masse chaotique des cornieules et des calcaires dolomitiques de telle manière que ces derniers entrent indifféremment en contact avec les niveaux 4, 7 et 10. On peut même présumer que les formations triasiques qui, dans leur mouvement ascendant ont fait se déverser les calcaires oolithiques sur le Bajocien du Bi-Chalet, se juxtaposent, sous la moraine, à cette dernière formation et probablement même au Bathonien, au S du Gros-Toss (v. planche II, profil 8).

Ce sont ces mêmes circonstances, observées sur une plus grande échelle par P. Termier (bibl. 189) dans la fameuse formation de Suzette, qui ont révélé l'existence, dans les Alpes françaises, de la tectonique salifère du Trias dolomitique. Comme le relève également M. Gignoux (bibl. 62), le Trias s'y trouve en contact avec les terrains les plus variés, du Lias au Miocène inclusivement.

Pour ce qui a trait à l'affleurement *f* (p. 23), l'examen que j'en ai fait m'autorise à ne voir dans ce que Chassé appelle la « transgression » du niveau 5 sur le Trias, que la conséquence du

même phénomène tectonique qui affecte localement l'Infralias de la Hochmatt.

Les lacunes stratigraphiques du Rhétien ou de l'Hettangien sont donc absolument inexistantes dans cette région.

B. Lias inférieur : Sinémurien-Lotharingien

Dans la région décrite ici, c'est au Lias inférieur que s'applique le plus exactement la définition générale donnée dans l'introduction à ce chapitre. Le Sinémurien s.l. offre effectivement une très grande variété lithologique et, pour en saisir le caractère, il suffit de comparer les profils entre eux.

A cet effet, je décrirai d'abord un affleurement offrant une série complète, celui du Gros-Mont, et procéderai ensuite de la même manière que ci-devant en examinant chacun des affleurements du flanc NW de la Villette au Motélon, puis ceux du flanc SE, du Motélon à la Villette.

Profil-type du Lias inférieur du Gros-Mont (fig. 2).

Le calcaire oolithique (niv. 20) de l'Hettangien des Rouvenes (fig. 1) est surmonté des formations suivantes, mises à jour par la construction de la route du Gros-Mont :

21.* Calcaire schisteux d'un gris noirâtre	0,10 m.
22. Calcaire à pâte foncée siliceuse	0,15 m.
23. Schistes marneux noirs	0,10 m.
24. Calcaire très siliceux	0,40 m.

* Les chiffres font suite à ceux du profil de l'Infralias des Rouvenes (fig. 1).

25. Schistes marneux noirs 0,10 m.
 26. Banc de 0,60 m. d'un calcaire semblable à 24, devenant
 ensuite plus délitable sur 0,50 m. 1,10 m.

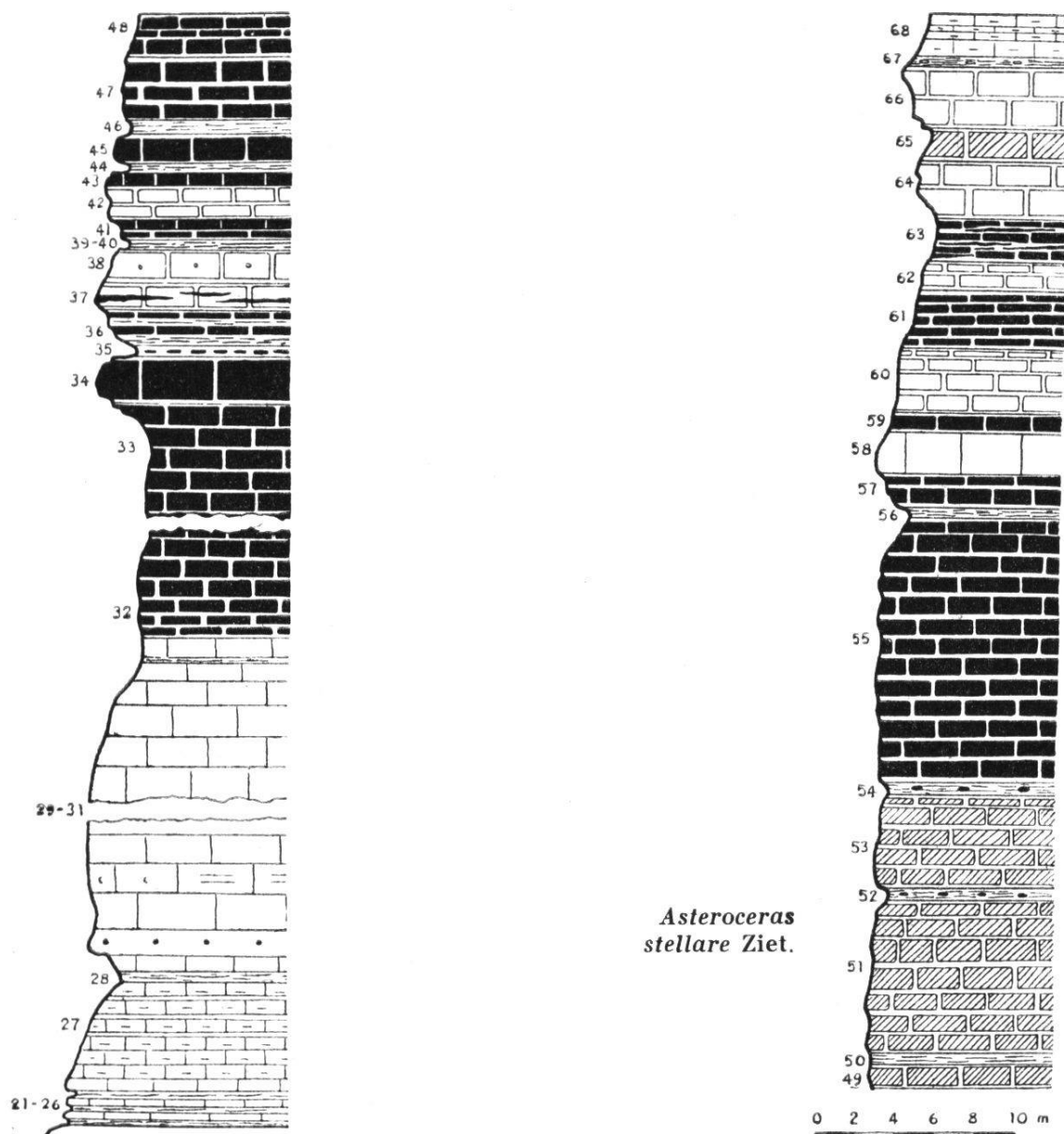


FIG. 2. — Coupe stratigraphique du Lias inférieur (Sinémurien-Lotharingien) du Gros-Mont.

27. Alternance de schistes et de calcaire marneux, grumeleux, vers le sommet 5,00 m.
 28. Schistes marneux noirs 0,80 m.
 29. Complexe de calcaire en bancs de 0,20 à 0,30 m., tantôt très compacts, siliceux, sans intercalations schisteuses, tantôt très délitables, marneux, localement noduleux et entrelardés de schistes 30,00 m.

A 10 m. en amont de la base de ce niveau, se trouvent, disséminés dans la masse calcaire, des *blocs sphériques* pouvant atteindre 15 cm. de diamètre et qui ne semblent pas être des concrétions, étant de même nature pétrographique que leur gangue. Ces mêmes formations apparaissent d'une façon beaucoup plus nette, un peu en dehors de mon terrain, à l'entrée de la vallée de Motélon.¹

30. Une légère perturbation a plissé les couches. La roche, fragmentée en polyèdres, revêt un aspect bréchoïde. La masse reste siliceuse, mais des lits de calcite pure s'en détachent 3,00 m.
- Ce plissement n'est que superficiel et, au fond de la cluse, on retrouve une série siliceuse continue qui forme un seuil sur le complexe précédent et détermine une chute de la rivière.
31. Les bancs de calcaire siliceux redeviennent paisibles et, avant de disparaître sous la moraine, ils présentent d'innombrables veinules de calcite 7,00 m.
- Ils déterminent au fond du ravin deux nouvelles cascades.
32. Calcaire spathique. Ce premier banc de calcaire à *Crinoides* est partiellement recouvert par la moraine qui, de là, s'étend sur 30 m. jusqu'au niveau 34 non compris. Il est cependant aisé d'examiner ce tronçon du profil en contre-bas du chemin, le long du ruisseau.
- On y observe une succession de bancs finement lités passant insensiblement à l'horizon 33.
33. Calcaire plus grossièrement spathique que le précédent et renfermant des « galets »² dolomitiques en quantité de plus en plus grande à mesure que l'on s'élève. Puissance totale des niveaux 32 et 33 30,00 m.
34. Bancs de 20-35 cm. d'un calcaire spathique très dur, avec peu d'éléments dolomitiques 2,50 m.
35. Calcaire spathique, très friable, contenant de nombreux « galets » dolomitiques 0,10 m.
36. Bancs de 10-30 cm. de calcaire spathique coupé de fines intercalations schisteuses 2,30 m.

¹ Dans une excursion avec MM. les professeurs E. Gagnebin et N. Oulianoff et avec mon camarade A. de Spengler, nous avons retrouvé des blocs assez semblables (*miches*) dans le Lias supérieur de la « Baye de Montreux ». L'un d'eux renfermait une Ammonite.

² Nous plaçons le terme de galet entre guillemets pour les raisons exposées à la page 60.

37.	Calcaire spathique avec intrusions siliceuses . . .	1,20 m.
38.	Calcaire marneux d'aspect noduleux, peu spathique . .	2,50 m.
39.	Schistes argileux noirs	0,20 m.
40.	Calcaire finement spathique avec peu de « galets » dolomitiques	0,80 m.
41.	Calcaire grossièrement spathique avec peu de « galets » dolomitiques	0,60 m.
42.	Calcaire très finement spathique	2,50 m.
43.	Calcaire grossièrement spathique	0,20 m.
44.	Schistes argileux noirs	0,20 m.
45.	Calcaire grossièrement spathique avec peu d'éléments dolomitiques	1,30 m.
46.	Schistes argileux noirs	0,30 m.
47.	Calcaire grossièrement spathique ; les éléments dolomi- tiques augmentent	3,00 m.
48.	Alternance de bancs de 50 cm. et de bancs de 2 cm. d'un calcaire spathique où les « galets » dolomitiques de- viennent si nombreux qu'ils l'emportent par la quantité sur les éléments calcaires	2,20 m.
49.	Calcaire spathique devenant plus clair que celui géné- ralement foncé des assises inférieures	1,20 m.
50.	Schistes argileux noirs	0,15 m.
51.	Calcaire spathique semblable à 49, dans lequel j'ai trouvé	8,00 m.

Asteroceras stellare Ziet.

52.	D'innombrables « galets » dolomitiques, noyés dans une marne noire, y dessinent des taches jaunes qui donnent à ces schistes marneux un aspect moucheté très caractéris- tique	0,10 m.
53.	Calcaire spathique, semblable à 51	5,00 m.
54.	Marnes plus argileuses que 52 et renfermant également d'innombrables « galets » dolomitiques de dimensions va- riables. J'en ai observés qui atteignaient 1 cm. de diamètre. Dans ces marnes s'intercale un feuillet de 3 mm. d'épaisseur de calcite pure	0,25 m.
55.	Calcaire spathique foncé avec énormément de « galets » dolomitiques	14,00 m.
56.	Schistes argileux	0,30 m.

- | | |
|---|---------|
| 57. Calcaire foncé, finement spathique, dont la base contient peu d'éléments dolomitiques. Ces derniers abondent de nouveau vers le sommet dans un banc peu épais, puis le calcaire spathique passe insensiblement à 58 . . . | 1,50 m. |
| 58. Calcaire siliceux | 2,00 m. |
| 59. Calcaire grossièrement spathique dans lequel réapparaissent en grand nombre les « galets » dolomitiques . . . | 1,00 m. |
| 60. Calcaire foncé, peu ou pas spathique | 3,00 m. |
| 61. Petits bancs de calcaire spathique | 3,00 m. |
| 62. Calcaire semblable à 60 mais renfermant des « galets » dolomitiques | 1,50 m. |
| 63. Petits bancs de calcaire spathique, parsemés de rognons siliceux | 2,00 m. |
| 64. Calcaire peu ou pas spathique en bancs plus épais et plus compacts que 63. Alors que dans ce dernier niveau, la silice se concentre en rognons, elle est ici plus uniformément répartie dans toute la masse | 3,00 m. |
| 65. Calcaire grossièrement spathique | 1,50 m. |
| 66. Calcaire compact semblable à 64 | 3,50 m. |
| 67. Calcaire marneux, révélant, sous l'objectif, une assez forte teneur en pyrite | 0,20 m. |
| 68. 4 bancs d'un calcaire marneux noir d'où la pyrite a disparu et mesurant respectivement 0,80, 0,50, 0,30 et 0,50 m. | 2,10 m. |

Puis les calcaires devenant franchement siliceux, j'en ai fait la base du Pliensbachien pour les raisons que j'exposerai plus loin.

Ainsi comprises, les formations du Lias inférieur atteignent au Gros-Mont une puissance excédant un peu 150 mètres.

Les niveaux 21-28 forment une limite pétrographique absolument nette avec le calcaire oolithique, équivalent de la zone à *Schlotheimia angulata* mais ne se distinguent du complexe supérieur que par leur nature un peu plus marneuse. Je les assimile donc à ce complexe 29-30, vers lequel ils présentent, du reste, tous les passages.

Cette assise de près de 50 m. est absolument stérile. J'ai pu constater sa présence tout le long du flanc SE de l'anticlinal de la Hochmatt, de la forêt du Rustoz au Motélon. Sa partie inférieure détermine la dépression que l'on trouve presque toujours au-dessus

des petits abrupts de l'Hettangien oolithique. Il est particulièrement bien visible au Praz, où sa partie supérieure, très disloquée, se présente en abaque sur l'éboulement en bordure de la forêt. A. Wengen et mon ami H. Loser l'ont signalée dans le prolongement occidental de ce même flanc anticlinal, notamment au Pâquier à Chenaux (Vanil Noir). J'ai pu l'observer à Bonnavaux lors d'une excursion géologique avec le professeur J. Tercier et mon camarade Loser. L'examen microscopique des roches siliceuses de l'horizon 30 et leur homologue présumé, a confirmé leurs caractères communs.

La série du Gros-Mont étant semblable à celle de Bonnavaux non seulement par sa constitution pétrographique, mais encore par sa position entre l'Hettangien oolithique et les premiers bancs de calcaire spathique, je la considère donc comme la base du Sinémurien.

Je signale déjà, ce que nous reverrons dans l'examen des affleurements de chacun des flancs de l'anticlinal, que ce complexe n'apparaît plus ni dans la partie orientale du flanc SE, à partir de la forêt du Rustoz ni dans le flanc NW.

En dépit de toutes mes recherches dans le Sinémurien s. l. du Gros-Mont, j'ai dû convenir de l'extrême pauvreté faunique de cette série qui ne m'a livré qu'un fragment heureusement déterminable de

Asteroceras stellare Ziet.

Ce fossile caractéristique du Lotharingien, situe le niveau 51 de calcaire spathique clair, par rapport au sommet du Lias inférieur, et nous verrons, avec Horwitz, en traitant du Pliensbachien, que cette limite, telle que je l'ai établie, se justifie.

Autres affleurements.

FLANC NW DE L'ANTICLINAL. a) *Calcaire spathique de la Villette (Im Fang)*. — La partie septentrionale du hameau de la Villette est bâtie sur une butte arrondie (sorte de « Rundhöcker ») de calcaire spathique. La disposition des couches apparaît particulièrement bien, devant le bureau des postes, en une succession de roches assez homogènes.

Des travaux souterrains m'ont permis de pénétrer dans cette masse. Sur tout le parcours des galeries, je n'ai rencontré qu'un calcaire spathique offrant toute la gamme des nuances du blanc grisâtre au rose foncé, coupé, à intervalles irréguliers, par des bancs d'une extrême compacité. Ces bancs, terreur des mineurs, se révèlent sous l'objectif très finement oolithiques, ce que ne laisserait pas présumer le seul examen à l'œil nu.

Le calcaire de la Villette revêt certains caractères que je n'ai pas retrouvés dans les calcaires spathiques du flanc SE. Les articles de *Crinoïdes* y ont souvent gardé leur morphologie et apparaissent teintés de rose par des composés ferrugineux. Quelquefois, ces articles font corps avec la gangue au point d'en perdre leur individualité. Le calcaire accuse alors une structure finement cristalline. Un examen attentif y révèle la présence de quelques rares galets de calcaire noir, fortement enchâssés dans le ciment spathique (voir ci-après p. 40). L'étanchéité qu'on serait en droit d'attendre d'une roche de cette structure est compromise par la nature des dislocations qui l'affectent et qui se traduisent, à l'intérieur des galeries, par de fréquents suintements et des infiltrations d'eau.

Les débris de *Brachiopodes* y sont nombreux mais peu caractéristiques. Par contre, des empreintes d'*Ammonites*, découvertes dans des débris qu'un heureux coup de mine venait de détacher de la masse principale, m'ont permis de dater, d'une façon certaine, cette formation que Gilliéron (bibl. 63) et Horwitz (bibl. 81) avaient supposée sinémurienne sans pouvoir l'affirmer, privés qu'ils étaient de preuves paléontologiques. Dans les cinq échantillons que j'ai recueillis, l'on reconnaît nettement

Arietites raricostatum d'Orbigny.

Le calcaire spathique de la Villette représente donc le Lotharingien et se trouve de ce fait contemporain du niveau 51 de l'affleurement du Gros-Mont (fig. 2).

On peut le suivre, vers l'W, sur le coteau dont il forme la crête. Jusqu'au point où le sentier s'engage dans le bois, il semble constituer une zone assez continue, quoique hachée de failles; mais son aspect change soudain et, à partir de ce point, le Sinémurien se comporte exactement comme l'Hettangien de l'affleurement *b* décrit à la page 22. Une masse de calcaire spathique, en tout semblable

à celui de la Villette, surgit verticalement à la lisière de la forêt, puis disparaît. Quelques mètres plus loin, toujours en bordure gauche du sentier, le coteau morainique est hérissé de gros blocs de ce même calcaire, qui forme ensuite une longue paroi escarpée jusqu'à l'endroit où le sentier s'incurve vers le S. Je crois que là

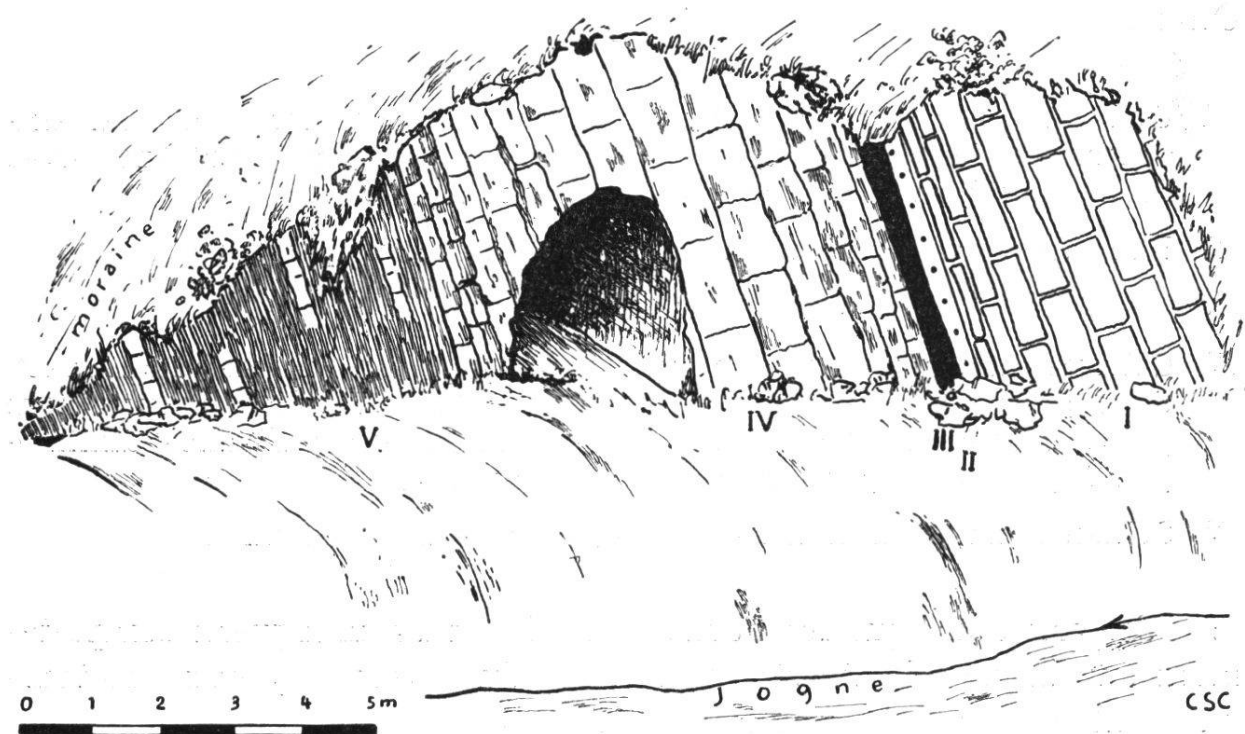


FIG. 3. — Affleurement du calcaire spathique de la Villette, sur la rive droite de la Jogne.

encore, on ne peut expliquer la disposition de ces blocs incohérents que par la présence toute proche des formations du Trias. Un fait me semble intéressant à cet égard. Alors qu'à l'extrémité W de l'affleurement la couverture morainique ne permet pas d'observer les formations qui surmontent le calcaire spathique, on constate, dans la partie E, à 10 m. en aval du bureau des postes, un contact anormal entre ce calcaire spathique et des schistes marneux noirs. On retrouve ce contact, à plusieurs reprises entre la Villette et la cote 1100 de l'affleurement. Le caractère tectonique de ce contact est d'autant plus incontestable qu'à quelque 120 m. de là, sur la rive droite de la Jogne, donc un peu en dehors des limites de ma carte, un affleurement a été mis à jour, affleurement qui présente une série stratigraphique complète, du calcaire spathique considéré comme Sinémurien s.l. par L. Horwitz aux schistes

noirs que cet auteur englobe dans une série compréhensive Lias moyen-Lias supérieur. J'ai relevé le croquis de la fig. 3 avant qu'on ne bétonne l'entrée de la galerie. L'inclinaison des couches ne doit pas prêter à confusion ; il s'agit bien ici du flanc NW de l'anticlinal, flanc commençant à se déverser, comme nous le verrons dans le chapitre de la tectonique.

On trouve de bas en haut (fig. 3) :

- I. Calcaire spathique dont la base est semblable au calcaire spathique de la rive gauche, mais dont le sommet présente avec lui de notables différences (voir ci-après p. 40).
- II. Banc de 3 cm. d'une marne jaunâtre fortement pyriteuse.
- III. Schistes noirs.
- IV. Calcaire noir plus ou moins marneux, pouvant être assez compact. C'est dans ce niveau que s'ouvre la galerie. Les bancs inférieurs peuvent atteindre 25 cm. d'épaisseur, mais leur puissance diminue peu à peu et ils passent insensiblement à V.
- V. Schistes marneux noirs entrecoupés de bancs calcaires.

On voit donc que les horizons II, III et IV manquent complètement sur la rive droite et que la base du niveau I y entre tectoniquement en contact avec le complexe V.

b) Affleurement du Contain. — Du point où nous l'avons quitté, le Sinémurien du flanc NW de l'anticlinal n'apparaît plus sur le versant droit du Gros-Mont. Il faut, pour le retrouver, gravir les pentes de la rive opposée jusque dans la forêt du Contain. Une étroite bande de calcaire spathique rose y affleure. J'ai recueilli, parmi les éboulis, des débris de cette roche, qui sont de véritables *lumachelles* avec

Rhynchonella plicatissima Quenst.
Terebratula et *Avicula* indét.

Cette formation contient également quelques galets de calcaire noir, et, étant en tout semblable au calcaire spathique de la Villette, je la considère comme appartenant à la partie supérieure du Sinémurien s. l.

Qu'en est-il de la partie inférieure ? Elle apparaît là très réduite, mais surtout extrêmement disloquée. J'ai pu reconnaître cependant,

formant un socle au calcaire rose, un vestige de calcaire spathique grossier contenant des « galets » dolomitiques ; je le considère comme l'équivalent du niveau 33 (fig. 2).

Quant au complexe de schistes et de calcaires noirs 21-30 (fig. 2), je ne l'ai trouvé nulle part dans le flanc NW.

Si de la forêt de Rotzna on continue à gravir les pentes raides couvertes de gros blocs éboulés, on trouve, en direction du Contain, le Sinémurien interrompu subitement, sur 110 m., par un contact très net entre l'Hettangien et le Lias moyen.

c) Le Lias inférieur réapparaît ensuite émergeant de la moraine, au NE du chalet du Contain. En contact avec le calcaire rose à entroques (renfermant là également des galets noirâtres), se trouve un horizon de calcaire grenu, profondément altéré, présentant une teinte ocreuse et passant à une roche très finement spathique. V. Chassé (bibl. 21) fait de ce calcaire ocreux du Pliensbachien coïncé en synclinal entre les formations sinémuriennes. Je partage son point de vue pour ce qui a trait à l'âge de cette roche altérée. Quant au calcaire qui le surmonte, il n'est finement spathique que sur quelques cm. et passe insensiblement à un calcaire siliceux dans lequel j'ai trouvé

Tropidoceras binotatum Op.

Me conformant aux données d'Alph. Jeannet, je rattache ce fossile à la zone à Polymorphites Jamesoni. Comme il se trouve à deux mètres seulement au-dessus de calcaire ocreux, je me vois contraint de rejeter l'interprétation de Chassé. On se trouve là en pleine zone pliensbachienne à parfaite continuité stratigraphique, ce qui exclut la double apparition du Sinémurien que Chassé n'a basée que sur la présence du calcaire spathique (voir planche II, profil 7).

d) Entre le Contain et le chalet du Revers, le Sinémurien court parallèlement à l'Hettangien jusqu'à sa disparition sous l'erratique des Poutes-Paluds. A l'W de Longessiaz (sur le a de siaz), un horizon de calcaire spathique rose m'a livré

Avicula sinemuriensis d'Orb.

Rhynchonella indet.

La partie occidentale de ce flanc ne m'a livré aucun autre horizon

qu'un caractère pétrographique ou paléontologique m'eût permis de carter Sinémurien.

AFFLEUREMENTS DU FLANC SE DE L'ANTICLINAL. De la vallée du Motélon à celle du Gros-Mont, et jusque dans la forêt du Rustoz, le Sinémurien s'étend sur une longue zone continue dont les profils, comparés à celui des Rouvenes, ne présentent avec lui aucune variante pétrographique.

e) A 100 m. au N de la Leyte (pt. 1465), sa partie basale détermine une petite dépression recouverte d'une faible couche de terre végétale, puis, sur un bombement du sol au milieu d'une clairière, un calcaire spathique foncé pointe dans l'herbe, une quarantaine de mètres en dessous du niveau 20 de l'Hettangien.

f) De la Leyte aux Poutes-Paluds, la nature broussailleuse des flancs de la Rupaz empêche une bonne observation. En faisant la somme des petits affleurements que la reptation parmi les rhododendrons et les myrtilles permet seule d'apercevoir, on arrive cependant à établir un profil complet du Sinémurien, conforme à celui des Rouvenes (Gros-Mont).

g) A l'E du cirque morainique des Poutes-Paluds, le premier affleurement émergeant de la moraine est celui d'un calcaire grossièrement spathique, que les assises qui le superposent me permettent de rattacher au niveau 59 du profil du Gros-Mont (fig. 2).

h) Dans la forêt de la Berliénaz, j'ai reconnu tous les horizons de 32 à 68 inclusivement, avec cette restriction cependant, que, les niveaux de base participant de la nature tectonique de l'Hettangien, je ne les y ai rencontrés qu'en blocs isolés, sauf près du Praz où ces niveaux, quoique disloqués, sont en parfaite continuité stratigraphique avec ceux qui les surmontent.

i) Dans les ravins du Rustoz, le Sinémurien se trahit par l'apparition fréquente de calcaire spathique sous les abrupts de calcaire siliceux du Pliensbachien et le long des chables. Là où affleure l'Hettangien, on trouve encore, mais pour la dernière fois, le com-

plexe basal des schistes et calcaires noirs dans le prolongement du profil-type du Gros-Mont.

C'est encore le Sinémurien s.l. qui forme l'extrémité N des trois crêtes parallèles qui constituent les contreforts de la Hochmatt :

j) Au Rustoz, j'ai reconnu à partir de la moraine, tous les horizons du profil des Rouvenes de 33 à 66. Sous les calcaires plienschbachiens, je n'ai plus retrouvé le banc pyriteux 67, ni le calcaire marneux 68.

k) Au S du Petit-Toss, l'affleurement commence par un calcaire grossièrement spathique que j'assimile à l'horizon 65, mais qui n'est surmonté que d'un calcaire à *Crinoïdes* uniformément fin, passant aux formations siliceuses du Plienschbachien.

l) L'affleurement qui se trouve à l'E du point 1271 et celui que baigne le Rio du Petit-Mont se complétant, l'étude que j'en ai faite m'a permis d'établir les faits suivants :

Au calcaire légèrement oolithique qui affleure au bord du ruisseau (Petit-Mont) succède un calcaire spathique très clair dont la partie supérieure est recouverte d'éboulis, interdisant, sur 10 m., toute observation. Un calcaire spathique gris foncé émerge ensuite des alluvions. Il renferme de nombreux éléments dolomitiques et se trouve surmonté d'une roche également échinodermique, mais dans laquelle s'intercalent de nombreux lits de silex. Ce calcaire devient ensuite plus clair, plus finement spathique et passe insensiblement aux calcaires siliceux du Plienschbachien.

En regard du Sinémurien du Gros-Mont, celui du Petit-Mont apparaît beaucoup plus homogène, dans ce sens que les nombreuses intercalations schisteuses constatées aux Rouvenes, se font ici plus rares. En outre, le calcaire spathique semble être ici l'apanage du Lias inférieur. Alors que le calcaire siliceux formant la base du Plienschbachien des Rouvenes est surmonté de calcaire spathique, on constate, au Petit-Mont, la disparition définitive de ce dernier dès qu'apparaît le calcaire siliceux. Etant donné que le calcaire 58 des Rouvenes est déjà fortement siliceux, il sera difficile de fixer dans ce profil du Petit-Mont la limite supérieure du Sinémurien. Dépourvu d'arguments paléontologiques, je me suis résigné à la faire

coïncider avec le premier banc de calcaire siliceux. Comme il ressort de la figure 2, l'erreur que peut entraîner cette manière de faire ne peut porter que sur une vingtaine de mètres.

Résumé et observations concernant le Lias inférieur.

Des indices incontestables de lacunes stratigraphiques entre l'Hettangien et le sommet du Lias inférieur, n'apparaissent pas dans la région de la Hochmatt.

Quoique l'absence de la série basale du Sinémurien sur le calcaire oolithique du flanc SE ne puisse pas toujours être imputée aux phénomènes tectoniques, il n'en résulte pas forcément qu'elle doive être considérée comme une lacune stratigraphique. En effet, étant donné la rapidité des variations latérales dans la sédimentation, il est probable que le calcaire échinodermique qui semble bien représenter la base du Sinémurien, dès l'affleurement *i* du Rustoz, soit l'équivalent stratigraphique du complexe siliceux représenté aux Rouvenes par les niveaux 21-31 (fig. 2). Cette même constatation vaut pour le flanc NW de l'anticlinal.

Quant à la présence des débris dolomitiques (en forme de « galets ») dans les assises sinémuriennes, nous verrons, dans la conclusion générale qui clôt le chapitre du Lias, qu'elle ne peut pas toujours fournir les éléments d'une réponse à la question qui nous préoccupe. Par contre, l'existence de galets calcaires, dans les formations spathiques de la Vilette et du Contain, est plus significative et peut être susceptible de serrer le problème de plus près.

A l'œil nu, ces galets sont quelquefois difficiles à distinguer de la masse rose des calcaires spathiques de ces deux affleurements ; cependant, toutes les coupes minces que j'en ai faites, même celles pratiquées dans les calcaires les plus finement cristallins, en contiennent.

Sous l'objectif, ils apparaissent isolément et il est facile d'en observer la structure. Sur la masse de calcaires à *Entroques*, dont les éléments constitutifs réalisent l'unité d'orientation optique, ils se détachent amorphes, bien délimités. Uniformément marneux ils semblent bien provenir tous d'un même niveau stratigraphique.

Je signalerai encore dans ce calcaire à *Entroques* la présence d'*Ostracodes* et de radioles d'*Echinides* bien distincts.

Alors que dans le calcaire spathique de l'affleurement *a* (rive gauche), ces galets sont disséminés dans la roche, ils se multiplient dans les assises supérieures du banc I (rive droite, fig. 3). Leur diamètre est de l'ordre de 3 à 6 mm. Cependant, de toute évidence, il ne peut s'agir ici du premier terme d'une série transgressive. La base de l'horizon auquel appartient cette roche est constituée par un calcaire spathique semblable à celui de la rive gauche. Comme lui, il ne contient que de rares galets isolés dans la masse cristalline. De cette base spathique au sommet à galets, il y a tous les passages. J'ai recueilli quelques échantillons des séries intermédiaires, à caractère échinodermique encore prédominant, mais présentant déjà certaines zones où se concentrent ces galets. La continuité stratigraphique est ici manifeste. Elle ne l'est pas moins entre cette assise à galets et le niveau II. Celle-là procède en effet de la nature pyriteuse de celui-ci et ce caractère s'accroît de bas en haut.

La seule conclusion que l'on puisse tirer de ces constatations est que l'apport des galets dans les sédiments du Lotharingien de la Villette est un épisode local des émergences qui se sont produites dans une région assez éloignée.

En résumé, *le Lias inférieur de la région de la Hochmatt doit être considéré comme complet dans le flanc SE de l'anticlinal. Il est lacunaire dans le flanc NW. Que ses lacunes soient provoquées, en tout premier lieu, par les poussées verticales et tangentielles, nous le prouverons dans le chapitre de la tectonique. Qu'elles soient partiellement d'ordre stratigraphique, les seuls faits constatés sur ce territoire ne nous permettent même pas de le présumer.*

C. Lias moyen : Pliensbachien-Domérien

La masse la plus importante du Lias moyen de la région de la Hochmatt est représentée par un calcaire siliceux très homogène, jouant, du fait de sa compacité et de la constance de ses caractères, un certain rôle orographique. Il détermine les premiers petits

abrupts rayant les pentes et se trouve ainsi facile à repérer. L'étude des profils complets du Pliensbachien-Domérien est aisée un peu partout, mais, afin de pouvoir établir une série-type de tout le Lias, je préfère reprendre l'affleurement du Gros-Mont au niveau 68 du Sinémurien s. l., où nous l'avons laissé (p. 32).

Profil-type du Lias moyen du Gros-Mont (fig. 4).

Par leur nature lithologique, les premiers bancs de Lias moyen tranchent sur les formations marneuses du sommet du Lotharingien et présentent la succession suivante :

69. Bancs réguliers d'un calcaire bleuâtre très siliceux.
70. Lit de silex noir.
71. Petits bancs de calcaire enrobant de nombreux nodules de silex. La silice se concentrant ainsi, la roche semble en être épurée et devient plus claire dans la partie inférieure du niveau. Dans la partie supérieure où ces concrétions disparaissent, la roche paraît plus compacte, plus foncée. La silice semble y être répartie plus uniformément.
72. Calcaire clair, très spathique. Vers le sommet il le devient plus finement et passe graduellement au calcaire siliceux.
73. Calcaire siliceux. Il débute par de gros bancs massifs entrelardés de silex, puis devient plus finement stratifié. Les bancs de silex subsistent jusqu'au sommet ; j'en ai observé qui atteignaient 8 cm. d'épaisseur.
74. Calcaire spathique foncé, en petits bancs, passant insensiblement au calcaire siliceux.

A partir de cet endroit, l'affleurement en bordure du chemin est recouvert par la moraine, mais il est facile de le retrouver le long du ruisseau.

75. Calcaire siliceux en bancs de 15 à 20 cm. Il constitue un puissant niveau, très homogène, où n'apparaissent que rarement des délits schisteux. Particulièrement bien visible à la sortie de la forêt, il forme la

berge gauche du rio du Gros-Mont, contre laquelle vient se briser, chaque année, l'énorme avalanche de la Granta.

Ce niveau m'a livré

Aegoceras latecosta Ziet.

Amaltheus margaritatus d'Orb.

Il est surmonté d'une alternance de petits bancs de silex pur et de calcaire siliceux. Par la finesse des strates, cette alternance ressemble de loin à un complexe schisteux, mais en réalité ces roches sont très compactes. Je l'ai adoptée comme base du Lias supérieur (fig. 4). Se trouvant une trentaine de mètres en dessus du niveau qui m'a livré l'*Amaltheus margaritatus*, cette limite, surtout lithologique, ne me semble pas trop arbitraire.

Quant à la limite inférieure du Lias moyen, j'ai dû, pour l'établir, appliquer d'abord la méthode indirecte, qui consiste à déterminer l'âge d'une formation stérile en partant de l'âge des formations qui l'encadrent. Ensuite, pour la préciser, je me suis basé sur un critère lithologique en me référant aux profils stratigraphiques d'Horwitz.

Les formations datées qui encadrent les niveaux stériles 51-74 (fig. 2 et 4) sont :

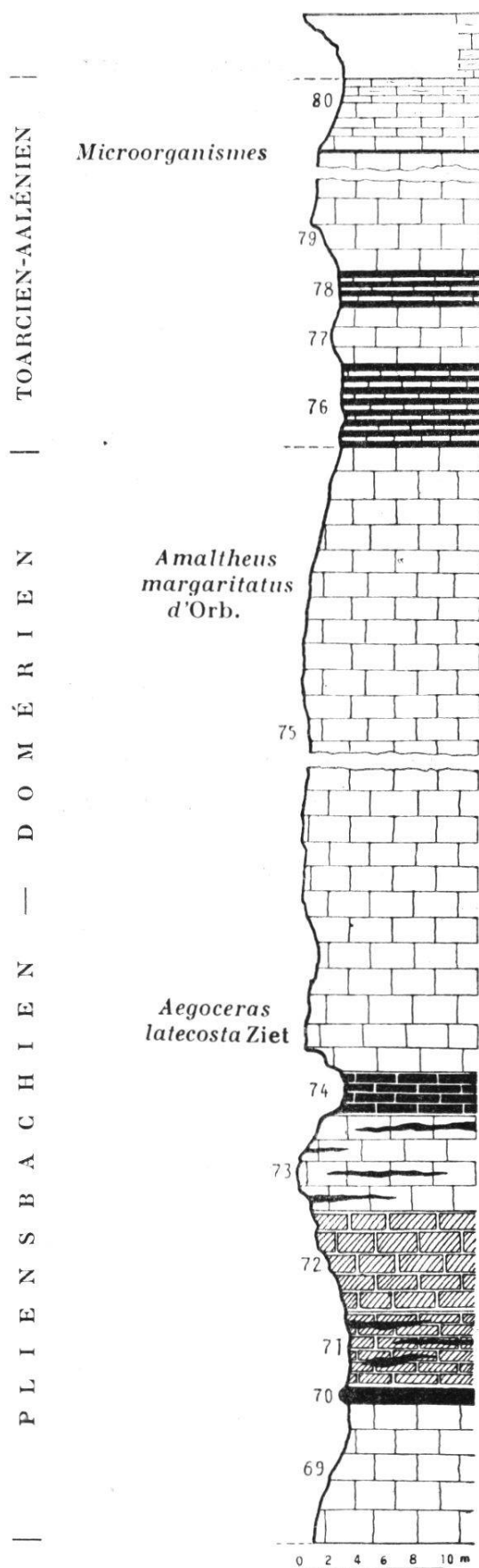


FIG. 4. — Coupe stratigraphique du Lias moyen et supérieur du Gros-Mont.

à la base, le calcaire spathique 51 contenant *Asteroceras stellare* Ziet., au sommet, le calcaire siliceux 75 contenant *Aegoceras latecosta* Ziet.

Le premier de ces deux fossiles correspondant à la zone lotharingienne à *Asteroceras obtusum* et le second appartenant, d'après Horwitz, à la zone à *Deroceras Davoei* soit au sommet du Pliensbachien, les niveaux 52-74 représentent donc l'extrême sommet du Lotharingien et le Pliensbachien.

Ceci étant acquis, il reste à préciser la limite inférieure de ce dernier. A cet effet, je me suis conformé aux données très précises d'Horwitz (bibl. 74 et 80). Cet auteur fait commencer le Lias moyen de la « *Bande III* » à laquelle appartient ma région, par des bancs de calcaires siliceux compacts. J'ai donc adopté ces mêmes formations du niveau 69 comme base du Pliensbachien. La présence dans les assises 75 de l'*Aegoceras latecosta* Ziet. m'interdit, en tout cas, de tirer cette limite plus haut.

Ainsi établie, la limite entre le Lotharingien et le Pliensbachien, me paraît pleinement justifiée.

Ce profil du Gros-Mont corrobore les premières présomptions d'Horwitz (présomptions confirmées d'ailleurs par ses découvertes postérieures) à savoir que *les niveaux supérieurs de calcaire spathique de la région Bellegarde-Charmey sont d'âge pliënsbachien.*

Autres affleurements.

FLANC SE DE L'ANTICLINAL. — Les affleurements du Lias moyen appartenant au flanc SE de l'anticlinal de la Hochmatt ne sont interrompus que par la présence des dépôts récents. J'ai retrouvé partout les niveaux du profil du Gros-Mont, sauf cependant dans la partie orientale de ma carte, notamment dans la cluse du Petit-Mont où, n'ayant pas pu observer le niveau 69 de calcaire siliceux surmonté des calcaires spathiques et privé ainsi d'un critère lithologique qu'à défaut de fossiles j'aurais pu utiliser, j'ai fait coïncider la limite entre le Lotharingien et le Pliensbachien avec celle de ces deux formations. Comme je l'ai déjà signalé (p. 39) cette manière de procéder m'amène à carter Lias inférieur le calcaire spathique et, Lias moyen le calcaire siliceux.

AFFLEUREMENTS DU FLANC NW. — *a)* Près du village de la Villette, à 400 m. en aval du confluent du rio du Petit-Mont et de la Jogne, la route cantonale est bordée, sur une vingtaine de mètres, d'un affleurement de calcaire siliceux bleuâtre que Gilliéron (bibl. 64) a décrit comme Lias moyen. Je l'ai représenté comme tel sur ma carte, mais les séries sur lesquelles il repose m'ont laissé quelque peu perplexe quand il s'est agi d'en fixer la position stratigraphique exacte par rapport aux formations du Lias moyen du Gros-Mont. Ces séries, comme nous l'avons vu ci-devant (p. 35) présentent, devant le bureau des postes, un contact anormal avec le calcaire spathique du Lotharingien. En voici les termes, à partir de ce dernier :

- A. Schistes marneux noirs, dans lesquels s'intercalent des bancs plus calcaires. Le tout semble avoir été violemment comprimé. La moraine et la terre végétale empêchent d'en mesurer la puissance.
- B. A 10 m. en aval du bureau des postes, on retrouve des schistes noirs, à surface onduleuse, traversés de larges veines de calcite.
- C. L'affleurement susmentionné que Gilliéron (bibl. 64) place dans le Lias moyen, commence par des schistes marneux d'un gris sombre, marqués d'empreintes d'un noir lustré et sillonnés de traces brunâtres. Ces schistes alternent d'abord avec des calcaires siliceux et passent graduellement à l'horizon suivant.
- D. Calcaire siliceux bleu foncé. De très compact, il devient localement assez fissile pour se déliter en plaques minces au moindre coup de marteau.
- E. Trois mètres avant l'interruption de l'affleurement, on découvre quelques bancs d'un calcaire siliceux, trituré au point qu'on n'en peut discerner une partie homogène. On y distingue parfois des stries très fines, parallèles entre elles, mais disposées obliquement par rapport au plan de stratification.
- F. Calcaire siliceux compact, plus clair que celui du niveau D sillonné de veines de calcite. Patine jaune. Certains délits, plus schisteux, présentent des taches d'un noir lustré.

L'affleurement est partiellement recouvert par la terre végétale, mais en creusant un peu dans cette dernière on trouve :

- G. Calcaire siliceux foncé, semblable à D par sa composition pétrographique, sa couleur et la friabilité de certains de ses bancs.

L'affleurement se retrouve dégagé et présente :

- H. Calcaire siliceux revêtant un aspect bizarre ; manifestement diaclasée, cette roche n'en demeure pas moins compacte par le fait que les polyèdres sont soudés entre eux par une matière ocreuse, devenant quelquefois blanche. Surface patinée jaune, parsemée de taches brunes ou d'un noir lustré.
- I. Calcaire siliceux très compact. Sur le fond noirâtre de la masse principale, de nombreuses veinules de calcite se détachent nettement en blanc. Patine jaune.
- J. Schistes marneux alternant avec de gros bancs de calcaire qui se délite facilement (5 alternances). Cette formation est, plus que les autres, caractérisée par la couleur rousse de ses parties altérées (20 m. en amont de la première ferme de Bifang, au S du d de Hinterweid).
- K. Calcaire siliceux semblable à I.
- L. Schistes calcaires terminant l'affleurement.

Pas plus heureux que Gilliéron, je n'ai, de toutes ces formations, recueilli aucun fossile. Tout ce qu'on en peut dire ici, du point de vue paléontologique, c'est qu'elles sont surmontées des gros bancs de calcaire à *Taonurus* typiquement bajociens, dont le premier affleurement se trouve à 50 m. en aval de la ferme de Bifang. J'ai eu, par contre, un peu plus de chance dans leur prolongement occidental, où j'ai trouvé deux fragments d'*Ammonites* (voir ci-après, profil e).

Un examen minutieux, en lumière polarisée, des éléments constituant le niveau A, me permet de les assimiler à ceux de l'horizon V du profil de la rive droite de la Jogne (fig. 3). Je les rattache donc au Pliensbachien.

La comparaison qu'on est amené à faire avec ce dernier, pris dans le flanc SE, met en relief une manière de se comporter des couches qui semble bien propre au flanc NW. Nous verrons cependant à la page 50 que ces formations n'offrent avec le Lias moyen des Rouvenes aucune différence essentielle dans leur composition pétrographique. Les différences qu'on peut y relever, telle que la structure schistosée des niveaux A, B et C, la plus grande fissilité des calcaires siliceux, ne sont qu'accidentelles. Elles n'impliquent pas une plus forte teneur en marnes, mais sont en étroite connexion avec l'importante réduction tectonique qui affecte tout ce segment de l'anticlinal.

Quant à la partie supérieure, qui n'est que localement reconnaissable, elle tranche, à la Villette, par ses parties plus marneuses, avec les formations massives du Bajocien. Dans l'étude du Toarcien-Aalénien, nous examinerons ce qui a trait à cette dernière limite.

M'appuyant sur les données que m'a fourni la faune sinémurienne de la Villette (p. 34) et celle bajocienne du Motélon (p. 79), j'ai figuré, sur ma carte, en une seule couleur, toutes les assises du flanc NW comprises entre le calcaire rose à *Echinodermes* et les bancs compacts à *Taonurus*, assises que j'embrasse dans une même série Lias moyen-supérieur.

b) Il n'est pas très facile de retrouver les différents termes de ce complexe sur les pentes gazonnées de Bifang. Néanmoins, les pointements de roches siliceuses et de schistes que j'ai pu y observer avant que l'herbe ne croisse, m'ont permis de les carter jusqu'à la cote 1080 du pâturage de Bi-Chalet. La limite inférieure, particulièrement bien visible par contre sur le sentier qui longe la crête, coïncide avec un contact tectonique (voir ci-devant p. 35). A partir de ce point, la moraine rend toute série inaccessible aux observations. Mais, au delà du Bi-Chalet, il est certain que tout le complexe disparaît en profondeur, comme le témoigne le contact Trias-Bajocien dans le rio de la Bossonaz et celui Hettangien-Bajocien 110 m. plus à l'W.

c) Le Lias moyen-supérieur ne réapparaît ensuite que sur la rive gauche de la vallée du Gros-Mont, dans la forêt de Rotzna, au N. du chalet de Dom Hugon. Il se trouve là dans la position extraordinaire en arc de cercle, dans laquelle apparaît, comme nous l'avons vu, l'Infralias et le Sinémurien. Il surmonte ce dernier dans la succession suivante :

1. Calcaire siliceux noir, fortement broyé dans sa masse, mais dont les petits fragments accusent une assez grande compacité de la roche primitive.
2. Schistes marneux, pétrographiquement semblables à ceux qui surmontent le calcaire lotharingien de la Villette.

Ce dernier horizon a été violemment projeté contre le Bajocien. Il forme la berge droite du rio du Contain et se trouve être placé presque perpendiculairement aux bancs bajociens qui constituent le lit de la rivière.

d) A quelque 270 m. au NE du Contain, les schistes noirs reposent directement sur l'Hettangien. C'est là que j'ai pu observer le complexe Lias moyen-supérieur, dans sa plus grande puissance. Le lit d'un petit torrent presque toujours à sec, m'a livré un profil que je ne vais pas donner ici, pour la bonne raison qu'il reproduit exactement celui de la page 45, avec de simples variations dans l'épaisseur des assises, et une plus grande compacité des bancs supérieurs.

e) Du chalet du Contain au Praz au Cerf, le contact entre le Lias inférieur et le Lias moyen se fait tantôt par les schistes, tantôt par les calcaires siliceux. Il est assez difficile de le suivre; ces formations schisteuses donnant une bonne prise à la végétation herbeuse particulièrement dense à cet endroit, seul le Sinémurien affleure assez franchement. C'est à 150 m. au N du Contain, qu'un calcaire siliceux m'a livré deux fragments de

Tropidoceras binotatum Op.

f) A partir du Praz au Cerf, les pointements rocheux sont plus fréquents. Le complexe des schistes et calcaires noirs est fortement réduit. La direction des couches trahit localement l'intensité des pressions qui ont amené ces réductions. Ainsi, les bancs qui soutiennent le chalet de Longessiaz tendent à une orientation NS très significative (v. Tectonique p. 190).

Le Lias se perd ensuite sous la moraine des Poutes-Paluds.

g) Dans la partie occidentale de cette moraine, les schistes et les calcaires siliceux forment les pentes qui dominent la vallée de Motélon.

A l'E de la Générale, le long du superbe affleurement qui aboutit au sommet du cône d'éboulis, les schistes noirs forment une assise de plus de 10 m., reposant directement sur l'Hettangien, et passent insensiblement à des calcaires plaquetés alternant avec des marnes et à la base desquels j'ai recueilli deux *Belemnites* en mauvais état.

h) En traversant la pente raide et profondément découpée qui surplombe les pâturages de la Vonderweire, l'attention est attirée par la brusque disparition de la petite paroi hettangienne qui couronne la forêt. Un contact anormal que les dépôts récents empêchent

de bien observer, met les schistes noirs en présence du Trias. Ces schistes se résolvent en calcaire siliceux que l'on peut suivre jusqu'au Bajocien.

i) Le dernier affleurement du Lias moyen-supérieur disparaît sous les éboulis de la Vagilière de la Générale. Là où, à partir des calcaires hettangiens, il est observable, il présente les mêmes termes que le profil *f*.

Résumé.

En s'élevant dans la série liasique de la Hochmatt, on constate une sensible diminution des variations pétrographiques. Ces dernières affectent encore la base du Lias moyen du flanc SE, où alternent les formations à faciès bathyal et celles à faciès néritique.

En usant du terme « bathyal », je fais cependant les réserves qu'imposent certains faits et leurs conséquences géologiques exposées par J. Tercier (bibl. 185, p. 71, 73, 76) et je l'applique à des sédiments siliceux déposés incontestablement à des profondeurs plus grandes que les calcaires à *Entroques*, sans être, pour autant franchement bathyaux dans le sens, fort contestable du reste (id. p. 74), que donne E. Haug à ce terme. La primauté des organismes sténothermes (*Phyllocératidés* et *Lytocératidés*) sur les autres *Ammonites*, considérée par cet auteur comme seule probante, ne peut, bien entendu, être établie dans une région si pauvre en fossiles.

Les derniers bancs de calcaires spathiques caractérisent le Pliensbachien du flanc SE, sans toutefois atteindre la zone à Deroceras Davoei. Ce fait confirme l'opinion d'Horwitz (bibl. 80, p. 2), mais l'hypothèse de cet auteur que ces formations « montent peut-être jusqu'au Domérien » ne se trouve pas réalisée dans la région de la Hochmatt. L'extrême sommet du Pliensbachien et le Domérien y présentent une grande uniformité de faciès. Cette uniformité, exprimée par la constance pétrographique des assises de calcaires siliceux, semblent bien indiquer une stabilisation dans l'ensemble des facteurs de sédimentation.

Quant aux formations du flanc NW, cette stabilisation paraît, de prime abord, s'y manifester dès le début du Lias moyen, du fait de l'absence apparente de calcaire à *Crinoïdes*. Nous allons voir, cependant, que l'examen de certains détails nous empêche d'en tirer cette conclusion.

La présence, dans les calcaires siliceux du profil *e*, de *Tropidoceras binotatum* Op. nous permet de considérer les premiers termes du complexe Lias moyen-supérieur du flanc NW comme représentant certainement le Pliensbachien inférieur et peut-être le sommet du Lotharingien. Cette constatation en engendre une autre, à savoir que dans les profils où il y a contact anormal entre le calcaire spathique rose et les schistes, la série manquante ne peut être que de faible puissance. On doit en conclure que les poussées verticales et tangentielles combinées, qui ont si violemment fragmenté l'Infralias et le Sinémurien en provoquant d'importantes lacunes dans ces formations, affectent différemment celles du Lias moyen. Elles s'y amortissent en quelque sorte, et cet effort final se traduit par une compression capable de modifier profondément la structure pétrographique des roches qui le subissent. En fait, sur 12 coupes minces pratiquées dans les schistes des horizons A, B et C (p. 45) de l'affleurement de la Vilette et de leurs homologues du profil *f* de Motélon, il s'en est trouvé deux, dans chacun des profils, que l'examen microscopique a révélé *constituées presque entièrement d'éléments broyés de Crinoïdes*. L'examen à l'œil nu n'aurait jamais permis de soupçonner une telle structure dans une roche revêtant l'aspect banal d'un schiste marneux. Les échantillons dont proviennent les coupes minces ont été prélevés dans des assises séparées par une distance verticale de 15 mètres.

Sans prétendre que ces quelques données résolvent entièrement le problème, je crois cependant qu'elles suffisent à démontrer que *les conditions sédimentaires, au Lias moyen, n'ont pas varié d'un flanc à l'autre de l'anticlinal de la Hochmatt*. Il est donc vraisemblable que les niveaux du flanc NW compris entre le calcaire rose à *Crinoïdes* et les assises qui m'ont livré *Tropidoceras binotatum* Op. correspondent, non seulement stratigraphiquement, aux niveaux du flanc SE compris entre les bancs 51 et 75 du profil des Rouvenes

(fig. 2 et 4), mais qu'ils sont encore leurs équivalents pétrographiques, modifiés postérieurement.

D. Lias supérieur : Toarcien-Aalénien.

Le Lias supérieur de l'anticlinal Vanil-Stockhorn, auquel appartient la région étudiée, s'annonce très souvent par la nature plus schisteuse de ses formations.

Cependant, l'uniformité des assises domériennes n'est pas subitement interrompue par l'apparition de ces couches schisteuses. Le passage d'une formation à l'autre est insensible ; parfois le changement de faciès ne commence à se produire que dans les assises supérieures (fig. 6). Il arrive même, comme nous allons le voir, que ce changement de faciès ne se produise que beaucoup plus haut, au delà du Lias supérieur.

La pauvreté en fossiles toarciens et aaléniens est extrême dans cette région. V. Gilliéron (bibl. 63 et 64) déjà en avait été frappé et, après lui, H. Schardt et E. Favre (bibl. 172) l'ont signalé dans la description qu'ils donnent du Lias supérieur du Mt Cray, prolongement occidental de la Hochmatt.

Profil-type du Lias supérieur du Gros-Mont (fig. 4 et 6).

Trente mètres environ au-dessus de l'horizon qui m'a livré *Amaltheus margaritatus*, nous trouvons :

76. Alternance régulière de petits bancs de silex pur et de calcaire siliceux foncé. Ces derniers ne diffèrent en rien des calcaires du Domérien et l'examen micrographique des deux roches confirme leur parfaite similitude . . . 6,00 m.

Par la faible épaisseur de ses bancs, ce complexe, vu de loin, revêt un aspect schistosé, alors qu'en réalité il forme, au contraire, un ensemble très compact, revêche au marteau.

77. Calcaire siliceux en bancs de 15 à 20 cm. 4,00 m.
78. Nouvelle alternance de petits bancs de silex et de calcaire siliceux, différant un peu de 76 par la nature plus marneuse du calcaire. Ce dernier revêt quelquefois l'aspect d'un schiste à surface onduleuse, dont certaines parties présentent de vagues traces d'organismes triturés. D'un gris sombre, il est souvent tacheté de noir et répand une odeur fétide 2,00 m.
79. Calcaire siliceux, localement tacheté. L'épaisseur des bancs, faible à la base (5-10 cm.), augmente graduellement, pour atteindre jusqu'à 25 cm. 48,00 m.
- C'est au sommet de ce complexe que se trouve une roche que l'examen microscopique révèle être presque entièrement formée d'organismes de nature algale (fig. 5, p. 67), auxquels semble liée la présence de foraminifères (v. page 72).*
80. Peu à peu la puissance des bancs diminue en même temps que varie la nature pétrographique de la roche. Cette dernière devient un calcaire marneux se résolvant souvent en schistes 5,00 m.

Comme je l'ai dit précédemment (page 43), la limite inférieure de ce profil situe avec assez d'exactitude la base du Toarcien par rapport au Domérien caractérisé par l'*Amaltheus margaritatus*, pour que, établie sur des caractères surtout lithologiques, elle puisse cependant être considérée comme coïncidant avec la limite paléontologique impossible à établir ici.

Pour des raisons dont l'intérêt stratigraphique me paraît mériter une mention spéciale et que j'exposerai ci-après dans le chapitre « **Algues dasycladacées et Foraminifères du Lias** », (page 64), je considère le sommet du complexe 79 comme l'équivalent de la zone à *Ludwigia Murchisonae*.

Ceci étant, on peut en inférer que le niveau 80 représente la partie supérieure de l'Aalénien, mais, quant à savoir jusqu'à quelle hauteur il le représente, c'est là un problème qu'en l'absence de données paléontologiques précises, il est impossible de résoudre. Tout ce que je puis dire c'est que ce complexe de schistes et de calcaires marneux s'étend uniformément de la zone à *Ludwigia Murchisonae* jusqu'à la zone bajocienne à *Witchellia laeviuscula* inclusivement. J'ai pu reconnaître cette dernière zone grâce aux quelques fragments d'*Ammonites* que m'a livrés le gisement de la Berlienaz

et que j'ai comparés aux fossiles bajociens recueillis par L. Horwitz (bibl. 79) aux Recardets. J'ai dû de ce fait rectifier la limite entre le Lias et le Dogger, limite que j'avais d'abord tirée une dizaine de mètres plus haut, là où les assises bajociennes deviennent plus puissantes et plus compactes.

Ainsi, on ne peut distinguer lithologiquement l'extrême sommet du Lias d'avec le Bajocien et la limite que j'ai adoptée, sans être arbitraire, reste approximative. Cependant, on admettra que, d'une part, l'épaisseur totale de ce complexe de schistes et de calcaires marneux ne dépassant guère 20 m. et, d'autre part, son sommet étant incontestablement bajocien, le simple bon sens m'autorise à la maintenir.

Autres affleurements.

FLANC SE DE L'ANTICLINAL. *a)* Sur les flancs herbeux de Tissenivaz (au N de la crête 1887-1860), le Lias supérieur présente les mêmes caractéristiques qu'au Gros-Mont. Sa nature siliceuse est cependant plus apparente encore, les schistes du sommet de l'Aalénien ayant fait place à des calcaires siliceux finement lités. Une vingtaine de mètres en dessus des pitons plienschistiens qui hérissent la pente, j'ai retrouvé quatre alternances du niveau basal 76. Une légère dépression souligne son passage sur la crête dominant le chalet des Noires-Joux. Le Lias supérieur est ensuite recouvert de terre végétale et de matériaux de glissement que j'ai figurés sur ma carte, mais sa base se situe vers le sommet de l'abrupt qui domine le cirque de la Rupaz. Je n'ai pas réussi à déceler la présence des microorganismes de l'horizon 79 dans les coupes minces des calcaires affleurant à l'E du chalet.

J'ai été plus heureux dans les ravins du Folliu (fig. 6) (prolongement NE de la crête de Tissenivaz). Il m'a suffi de faire trois coupes dans des roches présumées équivalentes du banc 79, pour découvrir, dans l'une d'elles, ces mêmes *Algues* enrobant des débris de *Foraminifères*.

b) Du Gros-Mont à l'arête des Rustoz (contrefort N de la Hochmatt), le Lias supérieur semble se modifier insensiblement et

recouvrir la nature schisteuse qui le caractérise habituellement dans les Préalpes. J'ai pu le constater sur les trois arêtes parallèles des Rustoz, du Petit-Toss et du Revers (fig. 6). Sur la première, des schistes marneux tachetés affleurent sporadiquement sur une distance d'environ 50 mètres.

c) Sur l'arête médiane du Toss, j'ai pu, en découpant la roche de sa faible couverture végétale, relever le profil suivant, de bas en haut (fig. 6) :

1. Calcaire siliceux, compact d'un bleu foncé.
2. Alternance de calcaires marneux noirs et de schistes argileux.
3. Calcaire grenu, plaqueté, d'un gris jaunâtre, avec intercalations de marnes grises à surface rouillée.
Une dépression très marquée souligne le passage des niveaux b et c.
4. Calcaire marneux, passant latéralement à une roche plus siliceuse, qui forme un socle rayant obliquement la pente.
L'affleurement n'est plus visible sur la crête, mais en longeant l'abrupt de Kneus, on le trouve surmonté de 5.
5. Calcaire siliceux, fragmenté en petits polyèdres et entrelardé de délits schisteux.
6. Schistes marneux passant graduellement aux bancs massifs du Bajocien.

Sur cinq coupes minces pratiquées dans la roche du niveau 5, de vingt en vingt centimètres verticalement, une seule accuse une structure qui la fait l'équivalent de l'horizon 79 du profil du Gros-Mont. Les *microorganismes* y sont cependant plus disséminés et je n'y ai pas trouvé de débris de *Foraminifères*.

d) La troisième crête, celle du Revers, présente, en pointements isolés les mêmes formations que le profil c, avec cependant une prédominance des schistes dans les niveaux 2, 3 et 4 (fig. 6). Le sommet présente tous les passages à un calcaire plus massif qui, dans la cluse du Petit-Mont, m'a livré un fragment de

Soninia strigifer Buck.

En dépit de minutieuses recherches dans le Lias supérieur, je ne puis confirmer l'existence du banc de 2-3 cm. de calcaire spathique que Wengen (bibl. 206) prend localement comme limite entre le Lias et le Bajocien dans la région du Vanil Noir.

AFFLEUREMENTS DU FLANC NW DE L'ANTICLINAL. Je n'ai pas différencié sur ma carte le Lias supérieur du flanc NW, car je n'ai pas pu établir le caractère suffisamment permanent des critères lithologiques et paléontologiques qui m'avaient aidé à le distinguer du Domérien et du Bajocien dans le flanc SE.

A la Villette, où la série Lias moyen-supérieur (voir p. 45) est réduite à moins de 100 m., rien ne m'autorisait, en l'absence de fossiles, à tirer une limite entre le Domérien et le Toarcien là où les formations deviennent plus schisteuses. Au Contain, où un horizon du profil *e* (p. 48) m'a livré une *Ammonite* pliënsbachienne, cette différence pétrographique n'existe plus, comme nous le verrons tout à l'heure.

D'autre part, si les termes J, K, L de cette série (profil p. 46) forment avec les couches à *Taonurus* une limite lithologique nette, je n'y ai pas retrouvé l'équivalent du niveau 79 du profil-type des Rouvenes (fig. 4).

Avec Horwitz, je présume que le sommet de l'Aalénien et la base du Bajocien s'y trouvent confondus comme cela a été signalé déjà par V. Gilliéron (bibl. 64, p. 144), E. Favre et H. Schardt (bibl. 172, p. 347) qui ont étudié la région confinant à la Hochmatt et également par C. Revertera (bibl. 162) et par J. P. Schumacher (bibl. 175).

Cette manière de voir se trouve plus fondée encore lorsqu'on examine le Lias de l'extrémité occidentale de cette zone. Du Haut-Crêt au Motélon, les couches intermédiaires entre le Lias moyen et le Bajocien, ressemblent singulièrement à leurs équivalentes du flanc opposé, dans ce sens que leur nature uniformément siliceuse ne permet plus de les différencier même lithologiquement. Comme le fait observer très justement V. Chassé (bibl. 21), le Toarcien, l'Aalénien et le Bajocien deviennent plus siliceux lorsqu'on approche de la région des Poutes-Paluds. Seule la présence de fossiles bajociens dans les assises supérieures m'a permis de tirer une limite qui coïncide avec celle établie par V. Chassé et avec celle que j'ai adoptée pour la région de la Villette.

Dans les formations de ce flanc NW, je n'ai pu déceler la présence des microorganismes de l'horizon 79 que vers le sommet du profil *d* (p. 48). C'est du reste à un pur hasard que je le dois,

car le banc les renfermant ne se distingue extérieurement en rien de ceux qui l'encadrent. Ce sont des calcaires siliceux assez compacts se délitant en plaquettes d'un à deux centimètres d'épaisseur.

Bien qu'au cours des recherches effectuées ailleurs dans les assises sous-jacentes au Bajocien fossilifère, ce banc m'ait échappé, je n'en demeure pas moins convaincu qu'en multipliant les coupes minces on le trouverait.

Résumé.

En résumé, le Lias supérieur de la Hochmatt présente de part et d'autre de l'axe anticlinal une succession de couches à parfaite continuité stratigraphique. *Siliceux dans la partie occidentale de la carte, il devient plus schisteux à mesure que l'on s'avance vers l'E* (voir fig. 6. p. 71). Aucune de ces formations ne procède forcément du faciès néritique. Seuls les calcaires marneux du niveau 78 (fig. 4, p. 43) offrent certaines analogies avec les schistes fétides, signalés comme toarciens par V. Gilliéron (bibl. 64) et confirmés comme tels par E. Peterhans (bibl. 128, p. 250) dans l'anticlinal de la Tinière. Mais les couches à *Lamellibranches* (Astarte) qu'invoque ce dernier auteur comme preuve de l'influence d'une ride anticlinale, n'existe pas dans le Lias supérieur de la Hochmatt, ce qu'avait déjà signalé L. Horwitz (bibl. 82, p. 27) pour la région de Charmey à l'W du territoire de ma carte.

Conclusions générales relatives au Lias de la Hochmatt

En abordant l'étude du Lias, nous nous sommes proposé de chercher à discerner les rapports existant entre la nature des dépôts, les variations de faciès de cet étage, et la topographie de l'aire de sédimentation des Préalpes médianes au début du Jurassique.

Que cette aire de sédimentation ait été affectée par des « plissements précurseurs », au sens que l'entendait E. Argand (bibl. 5), nombre d'auteurs en voyaient une preuve dans les lacunes signalées dans cette unité tectonique.

Coordonnant les faits observés dans l'ensemble du domaine préalpin par A. Jeannet, M. Lugeon, E. Gagnebin, L. Horwitz, F. Rabowsky pour sa partie occidentale, par R. Staub, P. Christ, A. Tobler, L. Vonderschmitt pour sa partie orientale, E. Peterhans (bibl. 128) a démontré, avec une remarquable clarté, le bien-fondé de cette hypothèse, en formulant cependant certaines réserves quant à l'extension dans le temps de ces plissements (op. cit., p. 315).

Des conclusions qui se dégagent de la magnifique synthèse de Peterhans, j'avais retenu, au début de ce chapitre, celle se rapportant implicitement à la région étudiée, à savoir :

« Dans la distribution en géanticlinaux et géosynclinaux du domaine préalpin, la région

Dent d'Oche, Tinière, Rossinière, Im Fang, Buochserhorn occupe le flanc N d'un géanticlinal à Lias lacunaire. »

Tenant pour certaine l'existence de ce géanticlinal dans les régions qui ont fourni à Peterhans ces principaux arguments, et l'admettant a priori dans celles où cette existence est contestable, nous sommes arrivés au terme de l'étude des séries liasiques d'une contrée que cet auteur a ignorée et qui se situe dans la zone susmentionnée, sans avoir pu cependant y déceler l'influence manifeste de ce géanticlinal.

En effet, en résumant brièvement les observations consignées en fin de description de chacun des étages (voir ci-devant p. 26, 40, 49 et 56), nous pouvons établir les faits suivants :

Le **Rhétien** et l'**Hettangien** affleurent sur les deux flancs de l'anticlinal de la Hochmatt. Ils présentent, de part et d'autre du noyau triasique, *des lacunes dont la nature tectonique est rendue évidente* par l'absence totale, dans les assises infraliasiques, de tout indice d'une érosion subaérienne d'une part, et d'autre part, par la présence, dans leur voisinage immédiat, de profils complets, tels celui des Rouvenes dans le flanc SE (fig. 1) et celui de la Jogne signalé par L. Horwitz (bibl. 75, p. 3) dans le flanc NW.

De plus, ces lacunes n'affectent pas les mêmes formations. Les profils lacunaires se complètent les uns les autres tant dans le flanc SE que dans le flanc NW, si bien que la somme de leurs termes représente, respectivement, la série entière de l'Infralias des deux flancs. Dès lors, et étant donné la faible distance séparant ces profils, il est impossible de concevoir que ces lacunes soient stratigraphiques. Elles sont incontestablement tectoniques. Leur répartition et le mode de dislocation des couches inclinent à y voir, plutôt que l'effet d'une pression tangentielle, la conséquence de la tectonique en diapire du Trias sous-jacent. Une preuve de moindre valeur, mais significative tout de même des pressions exercées sur l'Infralias, réside dans la fragmentation des plus petits composants de la roche, fragmentation que révèle nettement l'examen microscopique (microfailles des oolithes, etc.).

Le **Lias inférieur**, complet dans le flanc SE, présente des lacunes dans le flanc NW, où n'apparaissent souvent que les calcaires lotharingiens. Tout en procédant du diapirisme triasique, notamment dans les profils *a* et *b* (p. 33 et 36), la disparition en profondeur des assises sinémuriennes résulte également de l'intensité de la pression tangentielle exprimée par le pendage anormal des couches, qui fait de l'anticlinal de la Hochmatt le premier stade d'un pli renversé (voir planche des profils). De la Vilette au Motélon, la série basale du Sinémurien a été laminée avec les formations qui la surmontent, formations dont j'ai signalé un dernier vestige dans le profil *b* du Contain (p. 36). Sur la rive gauche du Motélon, il réapparaît complet d'après H. W. Loser; L. Horwitz l'a également signalé comme tel, dans ce flanc, en amont de la Vilette.

Ni le Sinémurien, ni le Lotharingien ne présentent des indices d'émersion, mais, alors que l'Infralias est uniformément marno-gréseux sur toute l'étendue de notre territoire, le Lias inférieur est au contraire sujet à de rapides variations pétrographiques. De plus ses couches renferment des grains de quartz, des « galets » dolomitiques et des galets calcaires (voir p. 59).

Le **Lias moyen** de la Hochmatt offre, dans sa partie basale, les mêmes caractéristiques que le Lias inférieur. Le calcaire spathique y atteint la zone à *Deroceras Davoei*, soit le sommet du

Pliensbachien. Quant à sa masse principale, elle constitue, avec le **Lias supérieur**, un ensemble d'une *parfaite continuité stratigraphique*. La composition très homogène des sédiments accuse un faciès plus profond que celui des formations sous-jacentes. La succession des bancs siliceux n'est interrompue par l'apparition des roches plus marneuses du Toarcien que dans la partie orientale de l'anticlinal, tandis que dans sa partie occidentale, le passage du Lias au Bajocien type (Bajocien moyen) n'est que faiblement marqué par des calcaires siliceux plus finement lités (voir fig. 6, p. 71).

Les lacunes stratigraphiques, observées dans certaines parties des Préalpes et qui ont suscité la théorie des géanticlinaux liasiques, sont donc inexistantes sur toute l'étendue de la région étudiée. Les surfaces perforées ou tout autre indice d'une érosion subaérienne n'apparaissent dans aucune formation du Lias de la Hochmatt.

LES GRAINS DE QUARTZ, LES « GALETS » DOLOMITIQUES, ET LES GALETS CALCAIRES DU LIAS

On serait encore tenté de voir l'influence d'un géanticlinal dans le fait que les assises liasiques contiennent parfois des grains de quartz, des « galets » dolomitiques et des galets calcaires.

J'ai pu observer des grains de quartz dans plusieurs coupes minces de calcaire spathique. Je ne les y ai rencontrés qu'isolés et je n'ai pas trouvé une formation semblable à celle de Schwiedenegg que signalent A. Jeannet et R. Gerber (bibl. 89, p. 143), et sur la surface de laquelle ces grains de quartz se trouvent en si grand nombre qu'ils rendent la roche rugueuse au toucher. Ce que m'a révélé l'étude sommaire que j'en ai faite, concorde avec les descriptions qu'en donne L. Horwitz (bibl. 81, p. 316). Sur le territoire de ma carte, ces grains existent aussi bien dans les calcaires spathiques du Sinémurien que dans ceux du Pliensbachien. Ils sont probablement de même origine que ceux que j'ai signalés dans le niveau 13 de l'Hettangien. Une étude détaillée de ces éléments exotiques s'écarterait trop de notre sujet, je ne puis que citer, à ce propos, les conclusions d'Horwitz (op. cit.) auxquelles j'adhère pleinement.

Après avoir constaté l'existence de grains de quartz dans tout le Lias spathique des Préalpes, voici ce qu'en dit cet auteur :

«Le fait que les dimensions des grains ne changent pas d'une manière appréciable, ni dans le sens longitudinal de la chaîne, ni dans le sens transversal, indique :

1. Que la provenance du quartz doit être cherchée en dehors du territoire en question (on n'y connaît pas actuellement de dépôts qui auraient pu fournir ce matériel) ;
2. Que le lieu d'origine de ces fragments devait se trouver relativement très loin, sans cela les dimensions variables des grains en révéleraient le lieu d'origine : elles augmenteraient dans sa direction.»

Il n'en va pas de même des « galets » dolomitiques, du moins pour ce qui a trait à la première des conclusions d'Horwitz. Les assises qui auraient pu être mises à contribution pour les engendrer existent et sont bien connues dans nos Préalpes. Pouvoir en inférer que les formations liasiques contenant des graviers dolomitiques ont été alimentées au dépens du Trias même sur lequel elles reposent, ce serait évidemment fournir une preuve de l'existence d'un géanticlinal exondé.

Cette relation entre le Trias et le Lias d'un même anticlinal semble avoir été établie dans certaines régions des Préalpes. Ainsi E. Gagnebin (bibl. 52, p. 53), constatant, près de Chamby, un contact anormal entre le Trias et le Lotharingien, n'hésite pas à voir dans « l'abondance de menus éléments dolomitiques dans le calcaire à entroques » une preuve de la transgression lotharingienne.

Dans une région comme celle de la Hochmatt, où les séries stratigraphiques sont complètes, du Trias au sommet du Lias, l'origine de ces « galets » ne peut être qu'hypothétique. Proviennent-ils d'un segment émergé de l'anticlinal Vanil-Stockhorn, situé dans un voisinage plus ou moins proche, ou faut-il en rechercher les assises génératrices dans une tout autre unité tectonique, située beaucoup plus loin, dans la zone méridionale des Préalpes ? S'il s'agissait de vrais « galets », la seconde hypothèse serait plus vraisemblable que la première : ces « galets » se trouvant disséminés dans les assises liasiques sur toute l'étendue des Préalpes, la zone les engendrant devrait avoir été uniformément exondée sur une grande surface et durant

une période relativement longue. Rien n'empêcherait de supposer avec C. Revertera (bibl. 162, p. 24) que ces « galets » proviennent de la zone des Gastlosen, où le Dogger à *Mytilus* est transgressif sur le Trias.

Mais quelle est la vraie nature de ces débris dolomitiques ? *S'agit-il de débris clastiques polis par le transport ou simplement de concrétions postérieures à la sédimentation ?*

Ce n'est pas ici le lieu de chercher à résoudre un problème qui exigerait une étude systématique des « galets » en question sur tout le domaine préalpin. Qu'il me soit permis cependant, de citer, sans les commenter, trois faits observés sur le terrain et au laboratoire et qui pourront peut-être apporter un jour une modeste contribution à cette étude :

1° Sur le territoire de la Hochmatt, les « galets » dolomitiques ne restent pas confinés dans les assises du Lias. On les trouve également dans le Bathonien, le Néocomien, le Flysch des Médiannes et le Flysch de la Simme.

2° Dans ces étages, ces « galets » se trouvent toujours associés aux calcaires échinodermiques. (Je précise bien les « galets », excluant de ce fait les gros éléments dolomitiques des conglomérats de la Mocausa). Ils manquent dans les bancs de calcaire siliceux, même si ces bancs sont de faible puissance et encadrés par des calcaires spathiques. Cette association revêt un tel caractère de généralité, qu'on est logiquement amené à se demander si, hormis les cas où la nature détritique de ces « galets » est incontestable, il n'existe pas une relation de cause à effet entre la forte teneur en carbonate de magnésie de certains organismes et la présence d'éléments dolomitiques dans des roches construites précisément par ces organismes. A cet effet, je rappellerai que P. Niggli (Lehrbuch der Mineralogie, p. 565) indique pour les *Crinoïdes* une teneur moyenne de 11% en $MgCO_3$ et que F. W. Clarke et W. C. Wheeler (bibl. 23) signalent même pour *Encrinites liliiformis* un pourcentage en $MgCO_3$ atteignant 20,23.

3° Certains calcaires spathiques ne présentent ces « galets » que dans les parties altérées, la roche fraîche en étant dépourvue. En faisant leur analyse, j'ai pu constater que la section, par le plan équatorial de ces « galets », permet très souvent d'y déceler, même à l'œil nu, la présence de menus éléments étrangers à la masse dolomitique. Ces granules dont la nature m'échappe, semblent cantonnés vers le centre des « galets » plutôt que vers leur périphérie (les coupes tangentielles ne les atteignant que rarement), comme si leur rôle avait été celui d'un pôle attracteur.

Pour en revenir à notre sujet, notons maintenant que E. Peterhans (bibl. 128, p. 202) considère que les « galets » dolomitiques sont toujours liés aux zones géanticlinales. Sans le contester absolument, puisque les arguments me manquent encore, je doute cependant fort qu'il en soit ainsi. En tout cas, la présence de ces « galets » ne suffit pas à prouver l'influence d'un géanticlinal sur la sédimentation liasique de la région de la Hochmatt.

Qu'en est-il des galets calcaires ? Beaucoup moins répandus que les « galets » dolomitiques, ils n'apparaissent en grand nombre que dans le tronçon Vilette-Contain du flanc NW de l'anticlinal de la Hochmatt. D'abord disséminés dans le calcaire spathique rose de la Vilette, sur une distance verticale d'environ 5 m., ils se concentrent ensuite vers le sommet de l'horizon I (p. 36 et 40). Ces grains arrondis, d'un diamètre ne dépassant jamais 6 mm., se détachent en noir sur un ciment clair de calcaire spathique. Comme je l'ai déjà signalé (p. 41), il n'y a là aucune interruption dans la sédimentation mais simple apport, en un milieu peu profond, d'éléments clastiques étrangers à ce milieu.

Si à eux seuls, ils ne suffisent pas plus que les grains de quartz et les « galets » dolomitiques à démontrer l'existence d'un géanticlinal, il faut cependant convenir que la présence d'un haut-fond faciliterait l'interprétation des brusques changements lithologiques du Lias inférieur, dont la localisation de ces galets offre un exemple assez frappant. En suivant vers l'W l'assise qui les renferme, on constate la disparition graduelle des graviers calcaires. La roche se résout peu à peu en un beau calcaire spathique rose, présentant de gros fragments hématitisés de *Crinoïdes*. Les formations de même âge sont représentées, dans le flanc opposé, par un calcaire spathique de texture très différente, mais de faciès assez semblable. Si on les poursuit en dehors du territoire de ma carte, dans la région qui confine au Petit-Mont, les variations lithologiques deviennent frappantes. L. Horwitz (bibl. 81, p. 314) a déjà signalé ce brusque changement latéral dans la description qu'il donne des séries du Lias inférieur, situées entre la Vilette et Bellegarde, séries qu'il n'a retrouvées nulle part ailleurs et qui contiennent des roches et des fossiles inconnus dans les Préalpes.

On voit donc que de l'étude du Lias de la Hochmatt, il ressort que *les lacunes stratigraphiques y sont absolument inexistantes. Cette région ne peut être attribuée en aucun de ses points au sommet exondé d'un géanticlinal.*

Qu'un géanticlinal ait existé, aucune conclusion susceptible d'en apporter une preuve solide ne se dégage des faits observés. Cependant, on peut admettre que les rapides variations pétrographiques et surtout le fait que les séries complètes de l'Infralias sont très réduites par rapport à celles de la partie occidentale du même anticlinal, pourraient s'expliquer par la présence de la ride sous-marine décrite par E. Peterhans (bibl. 128), mais son point culminant serait en tout cas assez éloigné de la région étudiée.

CHAPITRE III

ALGUES DASYCLADACÉES ET FORAMINIFÈRES DU LIAS

Introduction

La carence presque complète de fossiles dans les sédiments compris entre la zone domérienne à *Amaltheus margaritatus* et celle à *Emileia Sauzei* du Bajocien de l'anticlinal Vanils-Stockhorn, a souvent conduit les géologues préalpins à considérer comme Lias supérieur, les formations schisteuses qui surmontent généralement les calcaires siliceux pris comme caractéristiques du Lias moyen. Ainsi, dans cet anticlinal Vanils-Stockhorn, auquel appartient la Hochmatt, V. Gilliéron (bibl. 64), E. Favre (bibl. 172) et H. Schardt (bibl. 172) ont parfois différencié le Lias supérieur en l'assimilant à celui plus fossilifère de l'anticlinal Lyss-Ganterist. Ces auteurs l'ont, par contre, rattaché au Dogger, là où la série schisteuse ne saurait représenter le Lias supérieur, soit en raison de sa persistance au delà des premiers fossiles bajociens, soit encore par suite de sa trop faible épaisseur. Quant aux régions où les schistes n'existent pas, Gilliéron (op. cit.) a figuré sur sa carte le Lias et le Bajocien en une seule série compréhensive.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, je n'ai pu faire coïncider le Lias supérieur avec des formations dont les termes de base et du sommet sont schisteux, que dans la partie orientale de la Hochmatt. Cette façon de procéder s'y est avérée conforme aux données paléontologiques. A partir du Rustoz, la puissance de ces assises diminue insensiblement, les schistes se confinent de plus en plus vers le sommet (Lias-Bajocien), pour disparaître complètement à l'extrémité occidentale de l'anticlinal (voir fig. 6, p. 71).

C'est dans ce tronçon qu'il s'agissait de déceler une manière d'être du Lias supérieur, propre à maintenir son individualité.

Etude microscopique des sédiments liasiques.

J'ai déjà exposé les faits qui m'ont permis de fixer la base du Lias supérieur du Gros-Mont (p. 43). En reportant, à partir de cette dernière, l'épaisseur des schistes toarciens et aaléniens du profil du Revers (fig. 6), la limite Lias supérieur-Bajocien se situerait au milieu d'une série siliceuse offrant une succession de bancs d'une désespérante monotonie lithologique. Décidé à ne pas incorporer au Bajocien ces assises surmontant le niveau à *Amaltheus margaritatus* d'Orb. avant d'en avoir extrait tout ce qu'elles pouvaient contenir en fait d'éléments discriminants, je me suis mis à explorer cette zone, je dirai centimètre par centimètre, dans les beaux affleurements qui dominent la cluse du Gros-Mont, sur les flancs de la Berlienaz. Sur une distance verticale d'environ 350 m. je n'y ai trouvé que des niveaux absolument stériles, et lorsqu'enfin je mis une première fois la main sur un fragment d'Ammonite, ce fut pour constater qu'il s'agissait de l'espèce bajocienne *Stephanoceras humphriesianum* Sow.

La recherche de macrofossiles demeurerait donc vaine dans le Lias supérieur du Gros-Mont, comme elle le fut ensuite dans ses prolongements immédiats sur la crête du Folliu et le long de l'escarpement des Sauts.

Privé des critères courants, je tentai un diagnostic différentiel des roches liasiques et bajociennes basé sur leur analyse microscopique. A cet effet, j'établis un profil à partir de la base du Pliensbachien (niv. 69, fig. 4), jusqu'à l'horizon 3 (fig. 7), qui m'avait livré le *Stephanoceras* précité. Voici brièvement exposés les résultats de ces premières recherches :

Si, après examen des échantillons prélevés dans les niveaux extrêmes de ce profil, il fallait définir leur structure par la morphologie et la finesse des constituants de leur masse principale, on ne pourrait que convenir de la similitude pétrographique des calcaires siliceux aussi bien de l'assise typiquement plienschbachienne, insérée

dans les calcaires à *Crinoïdes*, que de celle contenant la première faune bajocienne. Leur identification peut s'appuyer sur des caractères constants dans leur état d'agrégation résultant de l'extrême cohérence d'une masse corpusculaire que le microscope laisse indifférenciée et qui procède vraisemblablement d'une vase pélagique, dans le sens que donne J. Tercier (bibl. 185, p. 71) à ce terme ; (des matériaux clastiques de plus grandes dimensions, tranchant avec la finesse de cette structure, n'apparaîtront que très haut dans le Bajocien gréseux). De plus, la présence de quelques débris organiques parmi les constituants minéraux est un phénomène commun à ces deux niveaux extrêmes.

L'examen des termes intermédiaires va cependant révéler de notables différences non pas dans la nature siliceuse des dépôts, mais précisément dans la fréquence et l'état de conservation de ces débris organiques.

Relativement nombreux dans les sédiments de base (niv. 69, fig. 4), dont ils ne modifient cependant pas la structure générale, ces particules indéterminables deviennent de plus en plus rares à mesure que l'on s'élève dans la série à faciès siliceux continu du Domérien (niv. 75). Mais à partir de la base du niveau 79, leur nombre augmente manifestement, leur individualité s'affirme, puis s'atténue à nouveau pour disparaître au delà de l'horizon à *Stephanoceras*.

Algues dasycladacées :

Dans les bancs où ces débris réalisent leur maximum de fréquence, il est possible d'identifier parfois des organismes particulièrement réfractaires à l'épigénie telles que des spicules triaxones de *Spongiaires*, mais on est frappé d'emblée par la prédominance de longs filaments que leur connexion étroite avec la gangue, qu'ils semblent avoir partiellement élaborée, rend difficile à déterminer. Cependant, en multipliant les coupes minces, j'ai pu constater l'apparition soudaine de corpuscules bien distincts, rappelant ces filaments par leur forme allongée, mais bien différents dans les détails

d'une morphologie foncièrement végétale. Voici ce qu'on en peut observer dans les lames minces :

La *section transversale* de ces corpuscules figure une collerette disposée autour d'une cavité centrale bien délimitée (fig. 5). Les parties constituant cette collerette restent bien individualisées, séparées qu'elles sont par des canaux radiaires très fins; leur forme apparaît parfois renflée en massue vers l'extérieur. La communauté de caractères des canaux dans toutes les coupes, exclut

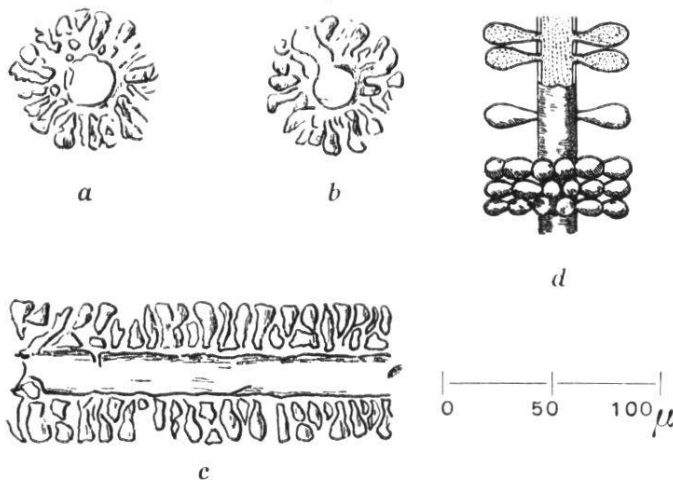


FIG. 5 — *Dasycladacées* nov. gen. du Lias supérieur de la Hochmatt.

a = coupe transversale droite.
b = coupe transversale oblique.
c = coupe longitudinale.
d = reconstitution de l'organisme, basée sur les divers aspects des sections en lames minces et sur les indications tirées des travaux de J. P i a .

leur genèse par altération; ils expriment la structure originelle de l'organisme. Que le contour dentelé de la paroi qui en résulte n'est pas le fait de côtes séparées par des sillons courant tout le long de la carapace, cela ressort clairement de l'examen des *sections longitudinales*. Ces dernières présentent l'aspect d'un thalle tubuleux, non ramifié, pourvu d'un canal sans cloisonnement apparent. La collerette forme une gaine épaisse coupée de stries perpendiculaires au canal central. Cette disposition des stries permet d'assimiler les constituants de la collerette à des sporanges s'ordonnant symétriquement autour d'une cavité circulaire.

A côté de sections typiques, on observe certains de ces glomérules dépourvus de canal. J'ai constaté assez rarement cette absence. Il est peu vraisemblable qu'elle résulte de quelque phénomène d'hétéroblastie comparable à celui que présentent certaines espèces de Phéophycées actuelles; elle est bien plutôt la conséquence de l'accroissement secondaire des cristaux formant les extrémités intérieures des sporanges, accroissement qui a déterminé l'envahissement de la cavité centrale et sa disparition progressive. *Il semble donc bien que l'existence d'un canal autour duquel sont étagés des corpuscules rayonnants, verticillés, est la caractéristique principale de ces organismes.* Leurs dimensions sont assez constantes: le diamètre extérieur est de l'ordre de 70μ tandis que celui du canal, dans son plus grand développement, ne dépasse jamais 25μ .

Ces organismes que leur caractères généraux me permettent de rattacher aux Algues dasycladacées, ne correspondent à aucune espèce connue.

Les genres dont ils se rapprochent le plus par leur morphologie d'ensemble en diffèrent toujours par quelque détail de leur structure, par les dimensions de leur thalle, et l'on hésite parfois à risquer même une comparaison. J'exposerai cependant quelques brèves considérations, et ne ferai ainsi qu'ébaucher une étude qui déborderait le cadre de ce travail et que je reprendrai ailleurs.

Les *Dasycladacées*, représentées dès le Silurien inférieur par le genre *Vermiporella* à thalle dichotome, décrits déjà par E. Stolley (bibl. 180) et précisés par A. Eisenack (bibl. 42) et les genres *Dasyporella* et *Thabdoporella* à thalle non ramifié, signalés par J. Pia (bibl. 142) et E. J. Garwood (bibl. 59), jouent un rôle prépondérant au Permo-Trias, mais n'ont guère fait l'objet d'étude spéciale dans leurs formes liasiques.

Inconnues dans le Rhétien, (bibl. 142, p. 67), des *Dasycladacées* ont été découvertes en fragments dans l'Hettangien, par L. et J. Morellet (bibl. 122, p. 441), dans le gisement de Simon-la-Vineuse (Vendée). G. Dubar (bibl. 40, p. 182) les signale, sans en préciser le genre, dans le Lias inférieur et moyen de l'Atlas marocain, où ils voisinent avec des *Solénopores*. Enfin, J. Pia, dans ses admirables travaux sur les *Siphonés verticillées*, constate à plusieurs reprises la rareté des représentants connus de cette famille dans le Lias et le Dogger et ne signale que deux espèces liasiques : *Sestrosphoera liasina* recueillie dans le calcaire de Verena (Alpes du Vicentin) (bibl. 147 et 154) et le fameux *Palaeocladus mediterraneus* provenant des monts calabrais, que cet auteur décrit une première fois en 1920 (bibl. 141, p. 118) et qu'il qualifie, en 1936 (bibl. 154, p. 28), de fossile caractéristique du Lias, après en avoir, avec L. Noeth (bibl. 125), confirmé l'existence dans les chaînes du Pinde (Grèce).

Pour autant que mes coupes minces me permettent de l'établir, les microorganismes du Gros-Mont ne présentent pas la forme tronconique des fragments décrits par L. et J. Morellet (bibl. 122) ; ils en diffèrent, de plus, par le rapport du diamètre extérieur (D) avec celui de la cavité centrale (d) et par leurs dimensions. La moyenne de D et de d que je tire des mesures indiquées par ces auteurs (op. cit., p. 442) atteint respectivement 2,32 et 1,62 mm.

Je n'ai pu me procurer les données fournies par la découverte de *Dasycladacées* que Dubar (bibl. 40, p. 181) ne fait que signaler dans les « Annales de la Société géologique du Nord ».

Quant aux deux espèces liasiques de J. Pia, voici ce que dit cet auteur de la première (bibl. 142, p. 67) :

« *Sestrosphaera* lässt allerdings den Bau der inneren Organen nicht erkennen. Wir wissen nur, dass der Thallus in einen Kopf und einen Hals gegliedert war, die beide mit Wirtelästen besetzt waren. »

Le *Palaeocladus mediterraneus* par contre a été scruté, par J. Pia, dans tous les détails que son état de conservation précaire livrait à l'observation. La reconstitution qu'il en donne (bibl. 141, p. 121) souligne l'obliquité des pores, exprimée par l'angle, de plus en plus aigu de bas en haut, que ces derniers forment avec le canal central. Les sections transversales, figurées dans la planche VI du même ouvrage (bibl. 141), confirment nettement cette disposition qui, avec d'autres différences, moins perceptibles en coupes minces que le *Palaeocladus* présente avec les espèces plus anciennes, font de lui un fossile caractéristique du Lias, possédant simultanément des affinités avec les genres du Trias et du Tertiaire.

Il n'est évidemment pas question de déceler dans les micro-organismes de mes coupes minces les différences subtiles établies par J. Pia. L'analyse minutieuse de chacun de leurs constituants permet cependant de considérer qu'en dépit de la recristallisation du thalle, la disposition des canaux radiaires dans les sections longitudinales exprime leur structure originelle. Dès lors, il faut bien convenir que ces organismes présentent moins une affinité avec les espèces liasiques connues, qu'ils n'évoquent, par la disposition des pores et par leur morphologie d'ensemble, certains types de *Diplopores* dont on connaît maintenant l'extension jusqu'au Crétacé (P. Arbenz, bibl. 3), ou d'autres genres de *Dasycladacées* plus récents, avec lesquels je ne fais que signaler leur analogie, en me référant notamment aux planches et descriptions de J. Pia (bibl. 150) et de L. et J. Morellet (bibl. 123). Il est bien entendu que ce ne sont là que des analogies dont un examen minutieux souligne souvent la précarité comme argument en faveur de l'existence d'un lien génétique. Je ne veux pour l'instant en tirer aucune conclusion car, quel que soit le genre auquel appartiennent ces glomérules, leur valeur stratigraphique pour le secteur compris dans les limites de ma carte, me paraît d'ores et déjà établie par les faits suivants :

POSITION STRATIGRAPHIQUE DU BANC A DASYCLADACÉES

La présence de l'horizon à microorganismes dans le complexe absolument stérile du Gros-Mont ne fournissait en elle-même aucune indication relative à l'appartenance de cet horizon au Lias ou au Bajocien.

Cependant, de nouvelles recherches dans les affleurements du Contain (p. 55), du Folliu (p. 53) et du Toss (p. 54) m'ayant permis de considérer cette présence non plus comme un accident, mais comme un fait permanent, je tentai de la déceler, en dehors de mon terrain, dans un profil caractérisé par une faune d'*Ammonites*.

Le massif des Bruns, contigu à celui de la Hochmatt, mais appartenant à une zone stratigraphique plus fossilifère, se prêtait particulièrement à pareille tentative. Ses assises renferment, entre autres, une faune liasique et bajocienne que L. Horwitz (bibl. 82) a minutieusement décrite. Me référant aux indications de cet auteur, je levai un profil à la Vachia d'Avaux et d'Amont (au N de Charmey), à partir des calcaires domériens jusqu'au Bajocien typique. J'y trouvai deux fragments d'*Ammonites*, mais, dans les coupes minces, pas une trace de microorganismes.

C'est alors que j'allai consulter les collections de L. Horwitz déposées au musée géologique de Lausanne. Grâce à l'extrême bienveillance de Monsieur le professeur E. Gagnebin, que je tiens encore à remercier ici, je pus établir un profil, du Lias moyen au Bajocien, en choisissant les échantillons les mieux conservés des *Ammonites* suivantes, dans chacun desquels je fis faire une coupe mince :

1. *Grammoceras cf. subtile* Fucini

déterminé par L. Horwitz et attribué par lui à la zone à *Amaltheus margaritatus*. (DOMÉRIEN)

2. *Lytoceras aequistriatum* Quenst.

L. Horwitz le donne comme apparenté au *Lytoceras sublimatum* Oppel (Pal. Mitt. Pl. 43, fig. 4) ou encore au *Lytoceras cornuscopia* Joung et Bird, figuré dans O. Hug (Pl. II, fig. 2). (TOARCIEN INFÉRIEUR.)

3. *Ludwigia costosa* Quenst.

Déterminée par L. Horwitz et attribuée par lui à la zone à *Dumortieria Levesquei*. (AALÉNIEN INFÉRIEUR.)

4. *Ludwigia Murchisonae* Sow. (AALÉNIEN SUPÉRIEUR)

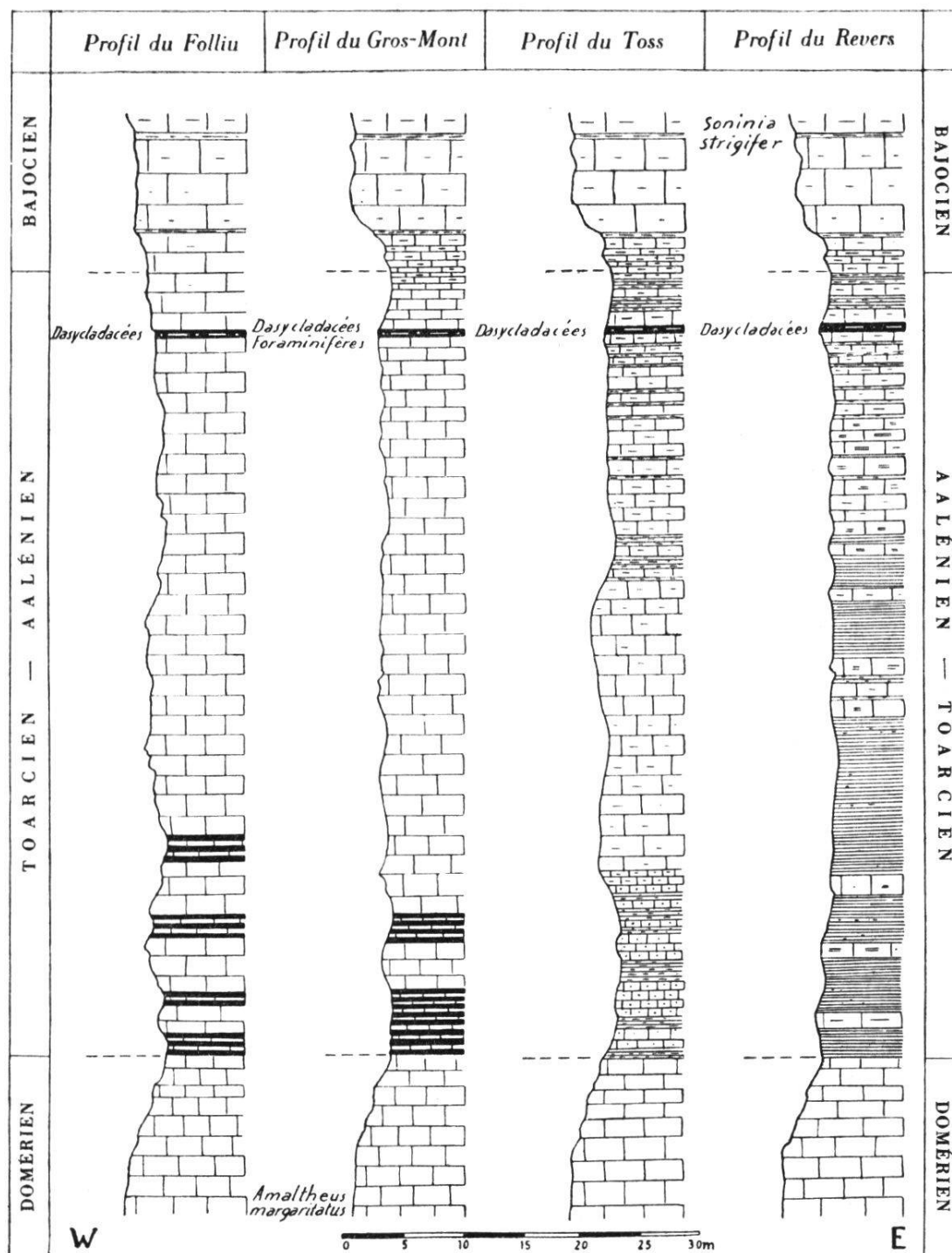


FIG. 6. — Profils montrant la position du banc à *Dasycladacées* et à *Foraminifères*, ainsi que les variations pétrographiques des horizons stériles compris entre les niveaux fossilifères du Domérien et du Bajocien.

Le Lias supérieur schisteux dans la partie orientale de la Hochmatt devient de plus en plus siliceux d'E à W. Pour la description des profils, voir p. 51, 53 et 54.

Je n'eus pas besoin de poursuivre l'examen microscopique jusqu'aux échantillons bajociens, car alors que les N^{os} 1, 2 et 3 ne renfermaient que quelques débris de *spicules*, la roche N^o 4 était littéralement pétrie de *microorganismes* en tout semblables à ceux de l'horizon 79 du profil du Gros-Mont. Dès lors, je crois que ce n'est pas doter ces organismes d'une importance qu'ils n'ont pas, que de leur attribuer la valeur d'un critère et de considérer les bancs qui les renferment, du moins dans les limites de ma carte, comme équivalant stratigraphiquement à la zone à *Ludwigia Murchisonae*. C'est ce que j'ai fait en tirant la limite du Bajocien au delà de ces bancs comme je l'ai exposé dans le chapitre du Lias supérieur (p. 52). La position de ces derniers par rapport à la faune domérienne et bajocienne dissipe toute équivoque quant à la localisation de ces *microorganismes* en un seul et même horizon (voir fig. 6).

Foraminifères.

Une autre particularité de ce niveau est de recéler, surtout dans les parties les plus riches en *Algues*, des débris ou des tests entiers de *Foraminifères*. Cette association est un fait prévisible, étant donné l'abondance de ces *Protozoaires* sur les fonds d'*Algues* actuelles.

L'état de conservation de ces *Foraminifères* ne permet que très rarement une détermination spécifique. Lorsqu'une telle identification est possible, l'on constate bien vite qu'il ne s'agit pas de formes caractéristiques d'un étage. Ils n'en présentent pas moins quelque intérêt par suite de leur inégale répartition dans les assises liasiques.

En effet, relativement abondants dans les niveaux 52, 54 du Sinémurien s.l. (fig. 2), 72 et 74 du Pliensbachien (fig. 4), les *Foraminifères* disparaissent complètement, à partir de ce dernier banc jusqu'au Lias supérieur. Je n'en ai pas retrouvé la moindre trace dans tout le complexe de calcaires siliceux représenté par les horizons 75-78. Ils réapparaissent progressivement vers le sommet du niveau 79 et présentent leur maximum de fréquence dans le banc à *microorganismes*. Les coupes minces faites dans le niveau 80 en contiennent encore fréquemment.

Les *Foraminifères* du Lias préalpin n'ont guère retenu l'attention des géologues. Cependant A. A. G. Schieferdecker et J. P

Schumacher (bibl. 173) les ont signalés dans le Sinémurien de Rossinière et dans celui de Charmey. Les déterminations un peu audacieuses qu'en font ces deux auteurs les rattachent tous à la famille des Lagenidés. J'ai pu reconnaître à la base du Pliensbachien et dans le Lias supérieur, je ne dis pas certaines espèces, mais certains genres cités. Ce sont notamment *Cristellaria*, *Nodosaria* et *Fronicularia*. J'ai rencontré en outre les genres non signalés, *Glandulina* et *Epistomina*.

Conclusions.

Dans la recherche d'un fait permettant d'établir une limite entre le Lias supérieur et le Bajocien, nous avons pu constater combien certains sédiments que le seul examen macroscopique eût permis de supposer isopiques, se révèlent différents les uns des autres lorsqu'on les analyse sous l'objectif.

Partant de cette constatation et grâce à l'apparition d'*Algues dasycladacées* et subsidiairement de *Foraminifères*, dans les assises supérieures du Lias, nous y avons identifié la zone à *Ludwigia Murchisonae*. Cette manière de procéder s'est trouvée justifiée par les faits que nous avons exposés ci-devant.

On pourrait cependant alléguer que tant que la position systématique des microorganismes cités n'est pas définie, que tant qu'on ignore s'ils représentent vraiment un stade bien distinct dans l'évolution d'un genre, on ne saurait les considérer comme un critère paléontologique.

Cela est bien évident, mais il n'est pas moins évident que quelle que soit la place qui leur sera assignée dans l'échelle des êtres, ces microorganismes présentent une réelle valeur stratigraphique et constituent, par leur persistance remarquable et leur localisation dans un même niveau (fig. 6), un critère que l'on peut qualifier provisoirement de lithologique au même titre, par exemple, que la lumachelle du Rhétien. Ils n'en demeurent pas moins fort utiles sur le terrain et c'est, dans le cadre de cette étude, ce qui importe avant tout.

CHAPITRE IV

LE DOGGER A ZOOPHYCOS

Introduction.

Le Dogger se répartit dans les Préalpes médianes en deux zones à faciès distinct : celle du *Dogger à Zoophycos* et celle du *Dogger à Mytilus*. Toutes deux sont représentées dans la région étudiée ici.

En dépit d'une certaine imprécision du terme, puisque, comme le remarque A. Jeannet (bibl. 88, p. 467), les Zoophycos peuvent apparaître aussi bien dans le Lias que dans le Bajocien ou le Bathonien, alors qu'ils sont très rares dans le Callovien, je réunis sous ce vocable de *Dogger à Zoophycos* les étages Bajocien, Bathonien et Callovien de l'anticlinal de la Hochmatt. Ayant pu différencier ces trois étages sur ma carte, je les traiterai séparément dans un même chapitre.

Quant au *Dogger à Mytilus*, je préfère en placer la description dans la seconde partie de ce travail.

A. Bajocien.

Alors que les sédiments liasiques semblent avoir été soumis, durant leur dépôt, à de nombreuses vicissitudes, ceux du Bajocien présentent, au contraire, une assez grande uniformité de faciès, du moins dans leur masse principale.

Les assises inférieures du Bajocien participent encore de la nature localement schisteuse du Lias supérieur. Aussi bien dans la partie orientale de la Hochmatt, où le Lias supérieur est schisteux, que dans la partie occidentale, où il est formé de petits bancs

siliceux, le Bajocien inférieur fournit tous les passages entre les schistes ou les calcaires plaquetés et les bancs massifs du Bajocien moyen (voir fig. 6 et 7). C'est généralement par une prédominance de calcaire gris clair tacheté de noir que s'effectue la transition.

Ces premiers niveaux, absolument stériles, sont surmontés de bancs plus épais, parfois encore tachetés, qui m'ont livré une faune bajocienne. La puissance de ces bancs augmente graduellement et atteint jusqu'à 1,20 m. vers le milieu de l'étage. Les calcaires relativement compacts dont ils sont alors constitués déterminent quelques-unes des croupes saillantes qui bordent la zone morainique s'étendant de la Villette à la vallée de Motélon. C'est dans la partie SE de cette zone que le Bajocien est le plus accessible aux observations. Suivons-le à partir de là.

Affleurements du flanc SE de l'anticlinal.

a) Au fond de la gorge du Petit-Mont, dans le lit-même de la rivière, les assises inférieures du Bajocien, ainsi que celles du Lias supérieur, sont quelque peu réduites par compression, mais elles affleurent nettement sur les deux rives. Ce sont des schistes marneux, entrelardés de bancs très fins de calcaire siliceux, lesquels croissent en importance à mesure que l'on s'élève. Ils forment un horizon de 5-6 m. avant de passer à des formations plus compactes. C'est dans ces dernières que j'ai trouvé la première faune bajocienne. Le gisement se trouve sur la rive gauche, environ 15 m. au-dessus du fond de la rivière. Dans un calcaire gris clair, tacheté de noir, j'ai recueilli un fragment de

Soninia strigifer Buckmann

Tout près de là, dans l'éboulis qui recouvre partiellement l'espace compris entre le rio et la route du Petit-Mont, j'ai trouvé un autre fragment d'*Ammonite* indéterminable, dont la gangue présente ce même aspect de calcaire gris tacheté. Tout le long de la rivière, on peut suivre les bancs plus massifs qui surmontent les niveaux fossilifères et qui, s'érigeant parfois en abrupts successifs, y déterminent une suite de cascades d'un très bel effet.

b) Les mêmes formations bajociennes affleurent vers le sommet du grand couloir qui gravit la pente boisée du Ratze. Sur l'arête du Revers, elles ne se présentent qu'en pointement et la série compacte y détermine un petit plateau.

c) Au pt. 1594 (S du Petit-Toss), le Bajocien est représenté par le même calcaire compact, mais les assises qui le supportent sont très réduites par rapport à celles de l'arête du Verdy.

d) Profil de l'arête du Verdy :

1. Schistes marno-calcaires à la base.
2. Petits bancs (2-3 cm.) de calcaire siliceux, gris-bleu alternant avec de fins délités marneux.
3. Calcaire marneux gris clair moucheté de noir.
4. Bancs puissants de 0,80-1 m., qui semblent ici beaucoup plus fissiles que dans le reste de la chaîne, probablement par suite des violentes dislocations qui ont particulièrement affecté ce tronçon de l'anticlinal et qui se traduisent, au pied des deux sommets 1756 et 1774, par une multitude de petites failles qu'il est impossible de représenter sur la carte.

Le sentier qui gravit les deux sommets coupe les formations bajociennes dans toute leur épaisseur et c'est là, comme nous le verrons tout à l'heure (p. 80), que j'ai pu les différencier de l'étage bathonien.

e) Du Verdy au Gros-Mont, l'épaisseur du Bajocien croît sensiblement. En suivant la crête marquée par les pts. 1774 (Verdy), 1514 (Sauts-dessus), 1357 (Sauts-dessous), on observe également une plus grande uniformité de faciès entre le Lias supérieur et les bancs massifs du Bajocien moyen. Ainsi, dans les ravins de la Berliénaz, l'ensemble des calcaires marneux de l'extrême sommet de l'Aalénien et de la base du Bajocien n'atteint qu'une dizaine de mètres. Cette série intermédiaire est surmontée d'une alternance de calcaire tacheté et de calcaire siliceux plaqueté semblable à celui du Pliensbachien. Les bancs deviennent ensuite un peu plus marneux tout en demeurant très compacts. Ils ne sont que rarement interrompus par de fines intercalations de calcaires schisteux. Leur tranche présente une couleur d'un noir bleuté, tandis que leur surface altérée est brune ou jaunâtre. J'ai remarqué parfois, vers le

sommet du Bajocien, quelques bancs d'un calcaire finement grenu qui, sous l'objectif, présente de nombreux éléments clastiques.

C'est dans le calcaire tacheté que j'ai recueilli quelques fragments d'*Ammonites*. En rassemblant les mieux conservés de ces débris, j'ai pu établir qu'il s'agissait d'une forme que je rapporte au

Stephanoceras humphriesianum Quenst.

La comparaison que j'en ai faite avec l'échantillon de ce type qui se trouve dans la collection de L. Horwitz, à Lausanne, corrobore cette première détermination.

Dans sa liste des fossiles bajociens, L. Horwitz (bibl. 82, p. 19) rattache cette forme à la faune du Bajocien moyen. J'ai été ainsi conduit à considérer les formations sous-jacentes au niveau qui me l'a livrée, comme correspondant à la zone à *Witchellia leviuscula* et en partie à celle à *Emileia Sauzei*.

D'autre part, environ 200 m. au-dessus du gisement en question, j'ai recueilli un

Phylloceras zignodianum d'Orb.

L'espèce *Ph. zignodianum* signalée par L. Horwitz (bibl. 83, p. 6) dans le Bathonien inférieur, reconnue par ce même auteur (bibl. 82, p. 18) dans le Bajocien moyen n'apparaît, d'après certains paléontologues, qu'à partir du Bajocien supérieur. J'incline à croire que l'exemplaire en question appartient à cette dernière zone, mais pas à son extrême sommet, car les schistes à *Tripartitus* qui, comme nous le verrons tout à l'heure, m'ont servi de base dans l'établissement de la limite Bajocien-Bathonien n'apparaissent que 50 à 60 m. plus haut.

f) Les versants SE du Mt Folliu (1777 m.) et de Tissenivaz (1888 m.) sont presque entièrement constitués par les formations bajociennes. L'épaisseur extraordinaire qu'atteignent celles-ci, telles qu'elles sont figurées sur ma carte, n'est qu'apparente. Elle résulte du fait que le pendage des couches est parallèle à l'inclinaison de la pente. En réalité, la puissance du Bajocien en cet endroit ne dépasse guère 530 m., ce qui est un maximum dans la région étudiée. Les calcaires n'affleurent que sporadiquement dans les pâturages des Noirs-Joux. Par contre, le cirque morainique qui domine à l'W le chalet de la Petite Audèche, en présente un superbe affleu-

rement. On y voit les couches bajociennes, inclinées d'abord de 50° SE, s'incurver brusquement et devenir presque horizontales entre les deux sommets 1888 et 1887. Le passage du Lias supérieur au Bajocien se fait par une suite de bancs de 4 à 6 cm. d'épaisseur d'un calcaire siliceux très homogène qui, en augmentant de puissance, revêt insensiblement l'aspect typique des formations bajociennes. Ces calcaires compacts bleu-noir, entrecoupés de rares délits marneux, ne m'ont livré aucun fossile.

Affleurements du flanc NW de l'anticlinal.

Les affleurements bajociens sont ici beaucoup plus rares, par suite des réductions consécutives aux mouvements tectoniques qui ont plus violemment disloqué les formations du flanc NW que celles du flanc opposé.

g) Le Bajocien apparaît une première fois à l'W de la Villette. La construction de la route cantonale a mis à jour des calcaires marneux d'un bleu foncé qui, pétrographiquement, ne diffèrent pas de ceux que nous avons observés au Petit-Mont, mais qui cependant, à l'encontre de ces derniers, montrent sur leur surface altérée des multitudes de *Zoophycos*. On peut les suivre aisément le long des torrents dans la forêt de Bifang et, à 170 m. au N du Bi-Chalet, on les voit entrant en contact avec le Trias.

h) Le Bajocien ne réapparaît que sur l'autre versant de la vallée du Gros-Mont. Au S de Rotzna-dessous, il se trouve coincé entre deux failles qui le juxtaposent d'une part au Lias moyen, d'autre part au Bathonien et au Callovien. Il n'est observable que si l'on décape ses bancs de l'épaisse couche de tuf qui les tapisse tout le long de la rivière. C'est un calcaire noir grés-marneux qui se distingue nettement des assises bathoniennes qui le surmontent.

i) On retrouve ces mêmes formations 300 m. en amont, sur la rive droite du torrent qui dévale les pentes du Haut-Crêt. Afin d'éviter toute confusion, je signalerai une légère erreur dans le levé topographique de cet endroit. L'espace où figure le Bajocien-Bathonien à l'W du pt. 1239 (Rotzua du milieu) est non pas occupé par

une seule vallée largement ouverte, comme l'indique la carte, mais par deux profondes gorges séparées par une croupe assez vaste, partiellement recouverte de dépôts récents. Alors que le Bajocien n'affleure pas dans la gorge la plus proche des Rotzua, il est très distinct dans celle qui traverse la forêt du Haut-Crêt. C'est de la rive droite de celle-ci qu'il s'agit en l'occurrence. Ici, comme plus bas, les bancs sont recouverts de tuf. Je n'ai indiqué ce dernier sur la carte que là où il constitue un dépôt important.

j) Il n'est pas très aisé de suivre le Bajocien entre le chalet du Haut-Crêt et celui du Praz au Cerf, dissimulé qu'il est sous une épaisse couche de terre végétale. Quelques pointements, disséminés dans le gazon, permettent cependant de le déterminer.

Par contre, dès que l'on a quitté la moraine sur laquelle est construit ce dernier chalet, les affleurements se multiplient. Le flanc SE de la montagne présente, entre Longessiaz et la Morardaz, d'assez bons profils, du Lias au sommet du Bathonien.

k) Dans la forêt qui couronne les pâturages de la Vonderveire et de la Générale, j'ai reconnu le Bajocien à la puissance des bancs marneux qui surmontent la zone intermédiaire des calcaires siliceux. Dans la grande coupure d'érosion dont l'aboutissement est le sommet du cône, à l'E du chalet de la Générale, j'ai trouvé le seul fossile que m'ait livré le Bajocien du flanc NW de l'anticlinal. Cet exemplaire, bien mal conservé, trahit cependant son appartenance à l'espèce

Stephanoceras humphriesianum Quenst.,

signalé ci-dessus ; la forme de la section du dernier tour est, en effet, nettement quadrilatère et ses arêtes sont un peu arrondies.

L'examen de ces différents affleurements nous fournira les données relatives au Bajocien, dans l'établissement du profil d'ensemble, que nous donnerons du Dogger à Zoophycos, en fin de ce chapitre. J'ai exposé dans les pages précédentes les faits qui m'ont permis de le différencier du Lias supérieur, il me reste maintenant à fixer la limite entre le Bajocien et le Bathonien.

B. Bathonien.

LIMITE ENTRE LE BAJOCIEEN ET LE BATHONIEN

La limite entre le Bajocien et le Bathonien, telle que je l'ai adoptée sur ma carte, coïncide avec un changement très marqué dans la nature pétrographique des sédiments. Aux formations compactes du Bajocien succèdent des schistes qui, par leur friabilité, déterminent de vastes dépressions (voir fig. 7). L'étude minutieuse des assises compactes et des premiers schistes révèle que ce changement, apparemment si rapide, s'ébauche beaucoup plus bas que ne le laisse présumer la compacité du Bajocien supérieur. Ce dernier recèle en effet plus d'intercalations de schistes et de bancs compacts d'un calcaire gréseux (voir p. 105), que le Bajocien moyen. De plus, les premiers schistes enrobent souvent des petits bancs de calcaire tacheté, semblables à ceux de la base. Dans le massif des Bruns, L. Horwitz (bibl. 79, p. 54, et 82, p. 20) a considéré le complexe schisteux surmontant les formations compactes comme appartenant encore au Bajocien. Je le comprends dans le Bathonien pour la raison suivante : dans l'affleurement du Verdy (voir p. 76), aux bancs calcaires du Bajocien succède une alternance de formations franchement marneuse et de petits bancs gréseux qui m'ont livré quelques fragments bien déterminables de

Lytoceras tripartitum Rasp.

Le gisement se trouve à 100 m. au N du chalet du Verdy (1698 m.). Quoique ce fossile ait été signalé dans le Bajocien supérieur, notamment par W. Kilian (bibl. 91) (qui le signale également dans le Callovien), je crois qu'à défaut d'autres critères paléontologiques, il n'est pas arbitraire de considérer les formations qui le contiennent comme bathoniennes étant donné qu'une limite ainsi établie correspond au changement lithologique très net dont nous avons déjà parlé (apparition des schistes sur les bancs plus compacts du Bajocien et, souvent, présence du premier banc de calcaire oolithique).

Affleurements.

Le Bathonien ne diffère pas pétrographiquement d'un flanc à l'autre de l'anticlinal.

Aussi ne passerons-nous pas en revue tous ses affleurements, nous nous contenterons de signaler les caractères qui sont communs à tous, aussi bien aux affleurements du flanc SE qu'à ceux du flanc NW.

C'est dans la partie orientale de ma carte que ces caractères peuvent le mieux être observés. Entre le Gros et le Petit-Mont, la Hochmatt lance vers la vallée de la Jogne d'énormes contreforts, trois arêtes parallèles séparées par les cirques du Perru et de Kneus, et constituées en grande partie par le Bathonien.

Le premier banc de calcaire oolithique n'y affleure que sporadiquement. Les calcaires tachetés et les formations marno-gréseuses, signalées ci-dessous, se résolvent peu à peu en un complexe plus homogène de schistes calcaires, souvent gréseux et micacés, à pâte d'un bleu-noir, d'une couleur d'altération brune. Ces formations présentent parfois des traces de charbon. Leur uniformité n'est interrompue que par l'apparition de calcaires oolithiques qui s'érigent en pitons abrupts, isolés dans la masse schisteuse (voir fig. 7).

Le nombre des bancs oolithiques n'est pas constant. On doit en inférer que ce sont des lentilles plutôt que des bancs. On peut s'en convaincre du reste, lorsque des chalets de Kneus ou du Perru (Steiniger Toss) par exemple, on observe leur comportement en profondeur. Aux pieds du second sommet oolithique de l'arête médiane (N du pt. 1594), j'ai recueilli deux nouveaux exemplaires de

Lytoceras tripartitum Rasp.

Ce gisement a déjà été exploré par V. Gilliéron (bibl. 64, p. 139), qui signale cette espèce comme la seule représentée dans le Bathonien de la Hochmatt. Force m'a été de convenir qu'il en était probablement de même dans tous les affleurements du Bathonien compris dans les limites de ma carte. Ainsi, dans les formations schisteuses situées à 50 m. au N du Bovatey (1535 m.) et à 200 m. au S de Rotzna (1239 m.), je n'ai recueilli que des fragments de *Lytoceras tripartitum*. Dans ce dernier gisement, j'ai cependant trouvé, sur un bloc détaché, un débris de

Perisphinctes funatus Opp.

Cette espèce est considérée par A. Jeannet (bibl. 88, p. 503) comme appartenant déjà à la faune du Callovien. Il est probable qu'il provienne de cet étage dont il est séparé par la moraine de Rotzna. Cependant, à cause de la nature pétrographique de sa gangue, à cause aussi de la situation de l'éboulis qui me l'a livré,

il n'est pas exclu qu'il appartienne au sommet de l'horizon considéré comme Bathonien supérieur, dont il va être question maintenant.

Le complexe schisteux, dont la puissance peut atteindre 600 m. et plus dans la partie occidentale de ma carte, est surmonté d'une alternance de calcaire gréseux assez compact et de calcaire oolithique ou spathique très dur.

Les bancs gréseux sont littéralement tapissés de *Zoophycos*. On les trouve notamment le long du couloir qui, partant de la base du pic 1979, aboutit sur le chemin du Petit-Mont, en aval des « Escaliers de la Croix ». La nature gréseuse de la roche à *Zoophycos* est ici moins manifeste que dans les horizons qui lui sont immédiatement supérieurs. C'est bien plutôt un calcaire marneux un peu grenu, que l'objectif révèle, constitué par une vase indifférenciée englobant quelques grains de quartz et de menus débris de *Crinoïdes*.

Les calcaires oolithiques et spathiques se présentent, contrairement à leurs semblables des assises inférieures, en bancs très continus qui, par leur couleur d'altération blanchâtre, se distinguent nettement des formations qui les encadrent. Il faut noter qu'il y a connexion intime entre les calcaires bathoniens à structure spathique et ceux à structure oolithique. Les coupes minces que j'ai faites d'oolithes d'un peu plus d'un millimètre de diamètre trahissent toutes une disposition concentrique autour d'un débris d'articles de *Crinoïdes*. Les éléments dolomitiques sont très abondants dans toutes ces formations.

Au S du col de Tissenivaz (1758) à la limite de ma carte, un de ces bancs m'a livré des fragments indéterminables de *Brachiopodes*. Cette découverte ne saurait, bien entendu, servir d'argument pour établir l'existence, dans ce Bathonien supérieur, du « faciès intermédiaire » signalé par M. Lugeon (bibl. 107) à la Pointe d'Orchez, par E. Peterhans (bibl. 128) à la Dent d'Oche, par L. Horwitz (bibl. 79) dans le massif des Bruns et par A. Lombard (bibl. 102) au Roc des Suets. Elle mérite cependant d'être signalée.

LIMITE SUPÉRIEURE DU BATHONIEN

De même que j'ai fait coïncider la limite inférieure du Bathonien avec un changement dans la nature pétrographique des sédi-

ments et l'apparition du premier banc de calcaire oolithique, j'ai adopté comme limite supérieure de cet étage les derniers bancs compacts de calcaire oolithique et spathique. Avant de donner, dans le profil d'ensemble du Dogger, la succession des roches que nous venons d'examiner, voyons si cette façon de faire se justifie.

C. Callovien.

Aux calcaires oolithiques considérés comme sommet du Bathonien succèdent des schistes calcaires parfois très marneux, passant graduellement à des formations siliceuses plus compactes, le tout entrelardé de bancs de silex.

Les premières assises qui m'ont livré une faune callovienne se situent assez haut dans cette série, de sorte qu'il n'est pas invraisemblable que les derniers bancs de calcaire oolithique et gréseux, desquels je présume que provient le *Perisphinctes funatus* Opp. cité ci-devant (p. 81), représentent déjà la zone à *Macrocephalites macrocephalus*.

La précarité des renseignements fournis par cette seule *Ammonite* rend cependant bien fragile l'existence d'un fait paléontologique qui m'obligerait à déplacer ma limite de quelque 15 m. Par contre, le changement de faciès qu'accuse le Callovien tel que je le considère, fait de cet étage une entité stratigraphique bien définie, présentant avec le Bathonien des différences importantes. En effet, les fossiles de faciès néritique que sont les *Crinoïdes* n'apparaissent plus qu'accidentellement et à l'état de minuscules débris dans les formations du Callovien de la Hochmatt. Ils n'y constituent plus ces niveaux spathiques et oolithiques si caractéristiques du Bathonien de la région. D'autre part, aux brusques variations pétrographiques a succédé une certaine stabilité dans la sédimentation, dans ce sens que les schistes de la base, qui procèdent encore localement d'un faciès peu profond, revêtent lentement un caractère bathyal qui se traduit d'abord par la plus grande finesse de leur structure et ensuite par l'apparition, au sommet de l'étage, de calcaires à *Radiolaires*. Bien souvent, rien ne distingue ces derniers de certaines radiolarites de la nappe de la Simme ; nous en reparlerons au cours de la description des affleurements.

Affleurements.

Les caractères du Callovien sont assez constants dans les deux flancs de l'anticlinal.

a) La friabilité de ses formations basales qui, dans le pays, leur ont valu le qualificatif de roches « pourries » les rend peu accessibles dans le secteur compris entre le Petit-Mont et l'arête du Verdy. Le Callovien s'y trouve affecté de fortes réductions, particulièrement sensibles à l'W du sommet 1979, où les schistes, réduits à 3 m., sont comprimés entre le Bathonien et les calcaires siliceux de son sommet. Ces derniers renferment, en cet endroit plus qu'ailleurs semble-t-il, une multitude de rognons de silex corné. En fait de fossile, je n'ai trouvé que quelques débris déformés de *Belemnites*, au N du pt. 1794 de l'arête médiane.

b) Du Verdy à la Chaux d'Hochmatt, le Callovien présente de bons affleurements recouverts, vers le bas seulement, d'une fine couche de terre végétale. A l'E de la Granta, j'ai recueilli deux exemplaires d'*Ammonites*, malheureusement tout à fait indéterminables.

c) Au fond de la cluse du Gros-Mont, toute la partie inférieure du Callovien est masquée par les éboulis. Sa partie supérieure affleure par contre vers le pont Notre-Dame. C'est un calcaire siliceux à pâte grise, un peu grenu, à couleur d'altération d'un jaune verdâtre. Il détermine, sur la rive gauche du rio, un petit sommet d'où l'on peut le suivre aisément jusqu'au pied du Croset.

d) L'ascension de la paroi N du Vanil de l'Ardille m'a permis d'observer, 2 m. en dessous du calcaire noduleux du Malm inférieur, un calcaire siliceux très compact, d'un gris clair, renfermant de nombreux *Radiolaires*.

e) A l'W de la Morardaz, je n'ai reconnu le Callovien que sur l'étroite bande qu'il laisse affleurer avant de disparaître complètement jusqu'à l'extrémité orientale du Haut-Crêt.

f) Il reprend de l'importance à cet endroit. Fort bouleversées, ces couches ont, vers leur sommet, une direction presque perpendiculaire à l'arête qui domine les Rotznas. La roche sous-jacente aux

calcaires noduleux présente *une teinte d'un rouge lie de vin*, qui la fait ressembler, à s'y méprendre, au Crétacé supérieur. La méprise est d'autant plus facile que, sur l'arête, le Callovien se trouve en contact avec le Néocomien !

g) *Ces formations rouges*, inexistantes sur le flanc SE de l'anticlinal, réapparaissent dans les ravins qui surplombent la vallée du Gros-Mont, à l'E de Rotzna dessous, ainsi qu'au Toss, au NW du pt. 1325. Ce sont des calcaires compacts, très homogènes que l'objectif révèle constitués en grande partie par des *Radiolaires* à l'exclusion de tout autre organisme¹. (Des *Radiolaires* apparaissent déjà dans les formations grises immédiatement sous-jacentes, mais ils sont plus disséminés et sont accompagnés d'autres microorganismes dont la nature m'échappe.) Ces *Rhizopodes* disparaissent du reste très rapidement ; je ne les ai pas rencontrés dans la roche lithographique surmontant les calcaires rouges (voir fig. 7) et, au delà de ce dernier, ils sont, dans l'Argovien, toujours associés aux *Globigérines* (voir p. 93).

Il m'a été impossible de retrouver le gisement d'*Ammonites* signalé par Th. V. Chassé (bibl. 21, p. 8) au S du chalet de Rotzna-dessous. Par contre, dans ces ravins et à l'entrée de la galerie du Toss, les assises inférieures au calcaire à *Radiolaires* m'ont livré :

Macrocephalites compressus Quenst.
Proplanulites subcuneatus Teiss.
Procerites quercinus Terq.
Perisphinctes crassicosta Buck.
Perisphinctes grossouvreia Opp.
Phylloceras Kunthi Neum.

h) Sur le flanc N du Gros Toss (1375 m.), le passage du Callovien n'est souligné que par quelques pointements rocheux, mais il affleure particulièrement bien dans la forêt de la Mercière où ses formations, régulièrement coupées de bandes siliceuses disposées parallèlement aux lignes de stratification, déterminent un ressaut

¹) Voir à ce sujet le profil-type du Callovien, niveau 13, p. 89.

bien marqué, jusqu'à leur disparition sous les dépôts récents de la vallée de la Jogne.

LIMITE SUPÉRIEURE DU CALLOVIEN

Le sommet du Callovien est impossible à distinguer pétrographiquement de la base de l'Oxfordien. N'ayant récolté aucun fossile caractéristique entre les assises qui m'ont livré une faune callovienne et le premier banc de calcaire noduleux, j'ai fixé la limite supérieure du Callovien à la base de la série marneuse qui aboutit à ce dernier. Cette limite, quelque peu conventionnelle, place à l'extrême sommet du Callovien le *calcaire à Radiolaires* surmonté d'un banc peu épais de calcaire compact gris, à pâte très fine, dont on retrouvera du reste l'analogie dans le profil Oxfordien-Argovien.

Le Bajocien, le Bathonien et Callovien considérés dans leur ensemble.

Coordonnant les faits observés dans les divers affleurements bajociens, bathoniens et calloviens compris dans la région de la Hochmatt, nous pouvons maintenant établir que le Dogger à Zoophycos présente, dans cette région, la succession suivante, de bas en haut :

- BAJOCIEN :
1. Schistes ou calcaires siliceux plaquetés ne se distinguant pas des assises du Lias supérieur.
 2. Calcaire en bancs plus épais, à consistance plus ferme que 1. C'est une roche marneuse, tantôt d'un bleu-noir uniforme, tantôt d'un gris plus clair semé de mouchetures noires. Nombreux *Zoophycos*. Ce niveau exploré au Petit et au Gros-Mont m'a livré
Sonninia strigifer Buck.
Stephanoceras humphriesianum Quenst.
 3. Bancs très épais (jusqu'à 1,20 m.) de calcaire marneux noir, entrecoupé de schistes à intervalles irréguliers, avec
Phylloceras zignodianum d'Orb.
 4. Ces bancs alternent, vers le sommet, avec des formations gréseuses demeurant assez compactes.
- Les calcaires foncés des horizons 2, 3 et 4 répandent au choc une odeur fétide.

BATHONIEN: 5. Schistes calcaires coupés de fines intercalations d'un calcaire marneux gris clair, tacheté de noir. Lentilles de calcaire oolithique.

Lyloceras tripartitum Rasp.

6. Niveau moyen, pouvant atteindre plus de 600 m. de puissance, constitué par une alternance de schistes marneux et de petits bancs de calcaire gréseux, micacé, présentant souvent des traces charbonneuses. Cette masse qui par sa nature pétrographique et son comportement évoque le faciès «Flysch» est interrompue par des formations oolithiques et spathiques que leur consistance érige en pitons isolés.

Lyloceras tripartitum Rasp.

7. Assises compactes de calcaire oolithique et spathique en bancs épais, avec intercalations de calcaire gréseux à *Zoophycos*, également compact. Au col de Tissenivaz, ce niveau m'a livré des fragments de

Brachiopodes ind.

CALLOVIEN: 8. Schistes marneux d'un gris-brun. Couleur d'altération jaune-verdâtre.

Vers la base, intercalations de schistes gréseux contenant localement de rares et minuscules débris de *Crinoides*.

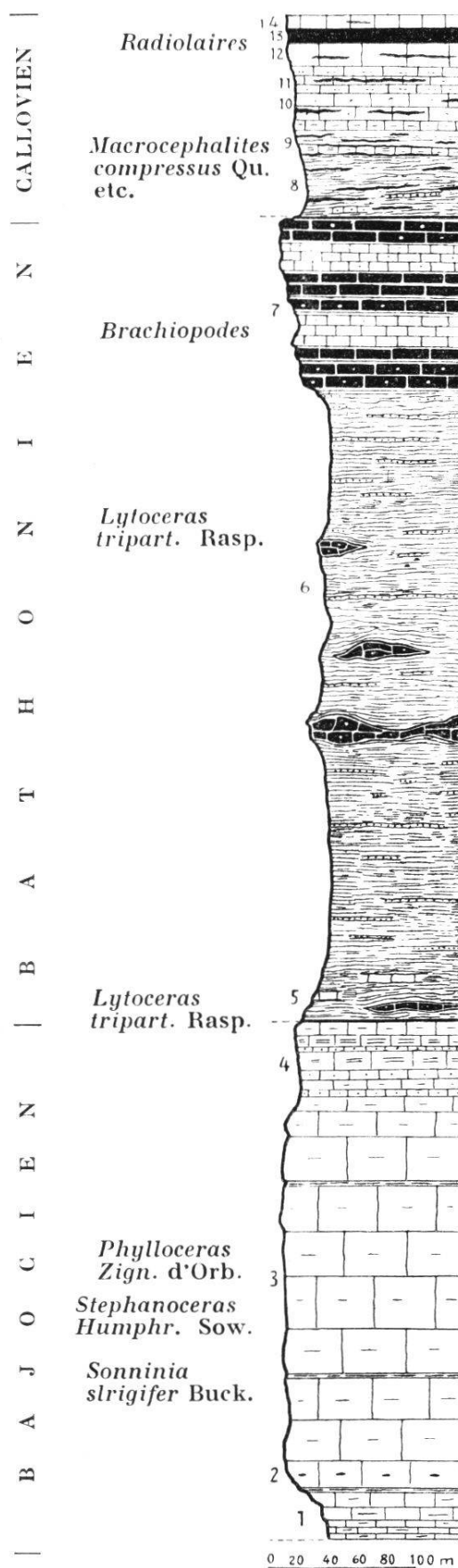


FIG. 7. — Coupe stratigraphique du Dogger à Zoophycos de l'anticlinal de la Hochmatt.

CALLOVIEN: 9. Alternance de schistes semblables à 8 et de bancs de
(suite)

6 à 8 cm. de calcaire marneux gris-clair, sillonné de veinules de calcite. Exposée à l'air, cette roche prend une teinte d'un jaune-verdâtre qui la pénètre assez profondément pour former une zone de 3 à 5 cm. Cette zone est fort bien visible sur les cassures fraîches où on la voit alors auréoler le noyau de calcaire gris non altéré. Dans les schistes, si le délitement ne met pas d'une façon continue de la roche fraîche à découvert, l'altération peut atteindre une plus grande profondeur. Aussi faut-il creuser parfois longtemps pour s'apercevoir de l'identité de la masse fondamentale des schistes et des calcaires.

Vers le sommet, les schistes se font plus rares et le calcaire, de moins en moins marneux, revêt parfois un aspect légèrement cristallin. C'est la partie supérieure de ce niveau qui, dans les ravins de Rotzna, m'a livré la première faune callovienne, soit

Macrocephalites compressus Quenst.
Proplanulites subcuneatus Teiss.

10. Calcaire siliceux d'un gris brun. Sa pâte, très homogène, est parfois ponctuée de taches noires répandues sans ordre. Ces taches, en forme de spicules bien visibles à l'œil nu, correspondent à de petites plages marneuses. La couleur d'altération de la roche est jaune-verdâtre.

11. Calcaire siliceux différant de 10 par sa structure légèrement granuleuse, l'orientation de ses constituants, soulignée par la disposition des taches noires parallèles au plan de stratification et par sa couleur d'altération d'un brun-fauve. Le gisement du Toss comprend:

Procerites quercinus Terq.
Perisphinctes crassicosta Buck
Perisphinctes grossouvreia Opp.
Phylloceras Kunthi Neum.

12. Bancs compacts de calcaire siliceux gris, renfermant quelques *Radiolaires* isolés et d'autres microorganismes indéterminables. Ils sont marqués vers le bas de longues traînées rouges qui ne résultent pas de l'altération superficielle. Le sommet présente, sur 10 cm., une curieuse intrication de plages rouges et grises parallèles au plan de stratification. La roche ressemblerait de loin au calcaire noduleux, mais sa faible épaisseur et sa situation entre les assises compactes 11 et 13 en font nettement une roche issue de phénomènes tectoniques et intermédiaire entre le calcaire siliceux gris et le calcaire rouge à *Radiolaires*. Je ne l'ai trouvée nulle part ailleurs qu'au

Toss. A Rotzna, le niveau 13 repose directement sur 11. *Cette structure rappelle celle de l'horizon b de la partie supérieure du Callovien d'Aveneyres (Haute Tinière) signalé par A. Jeannet (bibl. 88, p. 492).*

13. **Calcaire à Radiolaires.** Ce sont des roches compactes, très homogènes, d'un rouge lie de vin. Constituée par une pâte très fine, qui sous l'objectif reste indifférenciée, ils renferment d'innombrables *Radiolaires*, à l'exclusion de tout autre organisme. Ce dernier fait seul m'incite à croire qu'il s'agit là d'une formation profonde.¹

Bien souvent, rien ne distingue ce calcaire à *Radiolaires* de certaines radiolarites de la nappe de la Simme.

14. Calcaire compact, présentant une structure lithographique et une cassure conchoïde. La roche de couleur grise est localement tachetée. L'examen au microscope n'y révèle plus aucune trace de *Radiolaires*.

Toutes les assises, de 8 à 14, renferment des rognons de silex corné, formant souvent des bancs continus de 4 à 7 cm. d'épaisseur.

Hormis de légères variations dans la schistosité des formations de sa base et dans la couleur des calcaires à *Radiolaires* de son sommet, ce profil-type du *Dogger à Zoophycos* est commun aux deux flancs de l'anticlinal de la Hochmatt.

Conclusions

V. Gilliéron (bibl. 64), E. Favre et H. Schardt (bibl. 172) ont signalé déjà la difficulté qu'il y a de séparer stratigraphiquement les trois étages du *Dogger*. La faune que j'ai pu recueillir dans le

¹) En effet, les *Radiolaires* en tant qu'organismes ubiquistes ne nous fournissent aucune indication d'ordre bathymétrique lorsqu'ils sont associés à d'autres organismes (bibl. 17, p. 389 ; voir également L. Moret 1940, *Manuel de paléontologie animale*, p. 102). Il n'en est plus de même lorsque ces autres organismes sont absents et que seuls, résistant à la dissolution, subsistent les tests siliceux des *Radiolaires*.

L. Horwitz (bibl. 83, p. 383) a signalé des roches rouges calloviennes dans le massif des Bruns (vieille Cierne) sans s'arrêter à l'étude de leur structure. Il les considère comme un « faciès local tout à fait exceptionnel » et les attribue, à cet endroit, au Callovien inférieur. Là où elles apparaissent dans ma région, leur position entre le sommet du Callovien et la base du Malm est absolument certaine.

secteur de la Hochmatt, tout en me permettant de conclure à la présence de chacun d'eux, n'a cependant pas entièrement résolu pour moi cette difficulté. Elle subsistait par le fait que, d'une part, les gisements fossilifères étant localisés dans les assises médianes du Bajocien et du Callovien et que d'autre part, le *Lytoceras tripartitum* Rasp., seul fossile que m'ait livré le Bathonien, déborde dans ces deux étages, il m'était impossible de fixer avec précision la base et le sommet de chacun d'eux. Pour suppléer à l'insuffisance des données paléontologiques, j'ai été contraint de les différencier partiellement par leurs caractères pétrographiques, comme je viens de l'exposer.

Jusqu'à quel point ces limites basées simultanément sur des caractères paléontologiques insuffisants et sur la nature lithologique des sédiments, correspondent-elles effectivement à celles qu'eût permis d'établir une faune caractéristique abondante ?

A cette question je puis répondre que l'étude comparée de mes profils et de ceux décrits par A. Jeannet (bibl. 88, p. 473, 492-496 ; 72, p. 613-615) et par L. Horwitz (bibl. 74, p. 55 ; 82, p. 17 et 18 ; 83, p. 357 et 358), dans des régions géologiquement apparentées à celle de la Hochmatt, fait ressortir la parfaite conformité des assises comprises dans les limites que j'ai adoptées, avec celles étudiées par ces auteurs et caractérisées par une faune. Ces limites se trouvent ainsi pleinement justifiées.

CHAPITRE V

LE MALM S. L.

Introduction.

Les schistes surmontant le Callovien, tel que je viens de le décrire, constituent le premier terme d'une série caractérisée par le calcaire noduleux.

Décrivant ce dernier dans l'anticlinal Vanil-Stockhorn, V. Gilliéron (bibl. 64, p. 162) l'a assimilé au Malm inférieur. La faune que cet auteur y a recueillie, et qu'il m'a été donné d'examiner au musée de Bâle, est essentiellement représentée par des *Belemnites* dont deux seulement proviennent de la région de la Hochmatt. Ce sont des fragments de *B. argovianus* Mayer trouvés dans la cluse de Petit-Mont et attribués par Gilliéron à la zone à *Peltoceras transversarium*.

Les puissantes assises de calcaire compact qui succèdent à ce complexe marneux, s'en distinguent d'emblée par le rôle morphologique qui leur est dévolu. Dans la région étudiée, V. Gilliéron (bibl. 64) y a reconnu la zone kiméridgienne à *Strebilites tenuilobatus*, grâce à la découverte qu'il fit, au Petit-Mont également, d'un *Perisphinctes polyplocus* Rein. Cet auteur signale, là encore, la présence d'un *Cidaris pretiosa* du Tithonique.

Mes recherches confirment l'existence des zones identifiées par ce savant géologue. En me procurant une faune d'*Ammonites* elles apportent une preuve de plus de l'existence de l'Argovien dans la région de la Hochmatt et m'ont ainsi permis d'assigner au Malm une limite inférieure. Quant à la limite supérieure de cet étage, j'ai pu la fixer en m'appuyant à la fois sur les données de Gilliéron et sur cet autre fait paléontologique constitué par la présence, au sommet du Malm, des microorganismes *Clypeina* et *Coscinoconus*.

Sur ma carte et dans la description qui va suivre, j'ai divisé le Jurassique supérieur en deux parties :

A. Malm inférieur : Oxfordien-Argovien.

B. Malm s. str. : Séquanien-Kimméridgien-Portlandien.

A. Malm inf. : Oxfordien-Argovien.

GÉNÉRALITÉS. Bien que, dans les Préalpes médianes, l'existence des assises oxfordiennes inférieures à la zone à *Cardioceras cordatum*, n'ait jamais été confirmée paléontologiquement, il faut bien admettre, qu'étant donné le faciès profond du calcaire à *Radio-laires* signalé ci-devant (p. 89) et la continuité stratigraphique parfaite que présentent avec lui les assises qui l'encadrent, *il ne saurait être question, dans la région étudiée, d'une interruption de sédimentation*. Je considère donc que l'Oxfordien est représenté lithologiquement par des schistes marneux qui, avant de se résoudre en calcaire noduleux, atteignent dans le profil du Toss, 6 m. d'épaisseur. Il est possible qu'il débute déjà avec les niveaux supérieurs que j'ai inclus dans le Callovien (p. 86) mais, à défaut de fossiles et m'appuyant sur le fait que la puissance des assises comprises entre le Callovien fossilifère et les schistes en question ne dépasse pas 15 m., j'ai tiré la limite inférieure de l'Oxfordien là où les couches tranchent par leur inconsistance avec les calcaires siliceux compacts considérés comme calloviens.

Profil-type du Toss.

1. Schistes marneux alternant avec de petits bancs (2 cm.) de calcaire clair.
2. *Calcaire noduleux* mais encore très peu compact et n'atteignant que 15 cm. d'épaisseur.
3. Calcaire marneux compact et très homogène. Structure lithographique, cassure conchoïdale.

4. Petits bancs d'un calcaire gris clair, sillonné de veinules de calcite. Il rappelle, par son aspect et sa consistance, les formations typiques du Malm.
5. *Calcaire noduleux* compact, de couleur grise, tacheté de rares concrétions rouges et alternant avec de petits bancs de calcaire semblable à 3 et à 4. Localement un peu schisteux, ce complexe présente vers son sommet tous les passages vers les assises du Malm moyen et supérieur.
Je ne ferai que signaler la coexistence dans ce niveau, de quelques *Radiolaires* et de nombreuses *Globigérines* répartis indifféremment dans les concrétions et dans la gangue.

Les fossiles que j'ai recueillis dans l'Argovien proviennent tous du niveau 5. Ce sont :

Peltoceras transversarium Quenst.
Perisphinctes (Lithacoceras) lucingense Favre.
Perisphinctes Martelli Opp.
Peltoceras sp. indet.
Phylloceras tortisulcatus d'Orb.
Phylloceras silenus Font.
Perisphinctes sp. indet.
Perisphinctes bennensis de Loriol.

Le gisement qui m'a livré les quatre premiers de ces fossiles est situé au NW du Gros-Toss (1317 m.), un peu en aval de l'entrée de la galerie. Les trois suivants proviennent du prolongement de ces mêmes assises dans le ravin des Rotznas, sur la rive gauche du rio du Gros-Mont. Le dernier est le seul représentant de la faune argovienne que m'ont livré les formations du flanc SE de l'anticlinal. Je l'ai trouvé au pied du Cheval Blanc (2148 m.) à l'endroit dit « Creux au mort », dans un calcaire gris finement plaqueté, immédiatement inférieur aux gros bancs de calcaire compact du Malm.

Autres affleurements.

FLANC NW DE L'ANTICLINAL

a) Je n'ai pas retrouvé, ailleurs qu'à Rotzna, la succession complète que présente le profil du Toss. Dans son prolongement vers

la vallée de la Jogne, la roche est souvent dissimulée sous la terre végétale et je n'ai pu figurer l'Oxfordien-Argovien, sur ma carte, que grâce aux pointements du calcaire noduleux de l'horizon 5.

b) Sur le versant N du sommet 1375, ce dernier niveau est fortement décalé par rapport à celui du versant occidental.

c) Au pied du Haut-Crêt, les niveaux 3, 4 et partiellement 5 surmontent les calcaires rouges du Callovien.

d) Sur la crête de Bovatey, l'Oxfordien-Argovien n'est marqué que par un étroit liséré de calcaire noduleux. Il s'y trouve coincé entre le Malm et les calcaires oolithiques du Bathonien puis disparaît tectoniquement.

e) Il affleure une dernière fois sur le versant droit de la vallée du Motélon, à l'W du Chalet de la Morardaz, trahi qu'il est par quelques fragments de calcaires noduleux et de calcaire lithographique, le tout fortement comprimé.

FLANC SE DE L'ANTICLINAL

f) De la vallée du Petit-Mont à celle du Gros-Mont, l'Oxfordien-Argovien affleure d'une façon très continue. Soulignant les abrupts du Malm, il y marque très nettement les nombreuses dislocations qui affectent cet étage. Je n'ai rencontré, dans ce tronçon, qu'un seul horizon de calcaire noduleux. On le voit qui barre obliquement la paroi surplombant les pâturages de « In den Bächern ». Il y forme, vers l'W, une partie de la crête et passe sur l'autre pente par une succession de failles. En suivant une petite vire qui conduit au sommet 1979, on trouve toute la série schisteuse qu'il surmonte. Ce sont des calcaires et des schistes que j'assimile aux niveaux 1, 3 et 4, du profil du Toss (p. 92), en notant qu'ils sont ici plus développés que dans ce dernier. Le calcaire noduleux, semblable à celui du niveau 5 par sa structure et sa compacité, ne se présente cependant plus comme lui alternant avec des calcaires fins. Il est, en bordure du « Creux au Mort », réduit à un seul banc, sur lequel reposent les calcaires typiques du Malm par l'intermédiaire d'un niveau peu épais de calcaire lithographique. Celui-ci m'a livré

Perisphinctes bennensis de Loriol.

g) Au fond de la gorge du Gros-Mont, 40 m. en amont du Pont Notre-Dame, l'Oxfordien-Argovien pointe parmi les éboulis. On reconnaît le niveau lithographique surmonté du calcaire noduleux qu'on peut suivre, avec quelque peine, jusqu'au pied de la paroi qui surplombe à l'E les « Escaliers du Mont ».

h) On le retrouve, plus à l'W, dans un ancien lit du torrent, au pied de l'imposante paroi de l'Ardille où il va butter contre le Malm.

i) Après une courte disparition sous l'éboulis, il affleure à nouveau. Etroitement coïncé entre le Callovien et le Malm du pied de l'Ardille, le calcaire noduleux, à peine perceptible, semble former corps avec ces formations. (Cela explique que W. Wengen (bibl. 206, p. 30) signale son absence à cet endroit.)

j) Sur le versant N du Vanil de Croset, il reprend par contre toute son extension. J'en ai relevé le profil suivant de bas en haut :

1. Alternance de schistes marneux et de calcaires compacts gris clair, avec prédominance de ces derniers.
2. La roche prend l'aspect d'un calcaire plus marneux que les précédents. Elle présente, à mesure que l'on s'élève dans la série, des zones grumeleuses de plus en plus nombreuses et aboutit à un calcaire noduleux où les concrétions ne sont cependant pas aussi nettement individualisées que dans le niveau équivalent du flanc NW de l'anticlinal.
3. Calcaire marneux, d'un gris bleuté, à structure lithographique, alternant plusieurs fois avec de petits bancs de calcaires gris clair sillonné de veinules de calcite. Ce niveau est beaucoup plus développé que les niveaux 3 et 4 pris ensemble dans le profil du Toss (p. 92).
4. *Calcaire noduleux*, compact, semblable à celui de l'horizon 5 du profil du Toss, mais ne se présentant pas, comme celui-ci, en alternance avec d'autres formations. Il ne forme ici qu'un seul banc surmonté, comme dans l'affleurement g, du calcaire lithographique. Les nodules, comme du reste leur gangue, se révèlent sous l'objectif criblés de *Globigérines* qui s'associent à quelques *Radiolaires* éparses dans la masse.

L'étude comparative de ces divers affleurements fait ressortir une différence manifeste dans le développement du calcaire noduleux des flancs NW et SE de l'anticlinal de la Hochmatt. Nous

verrons dans la conclusion qui clôt ce chapitre ce qu'il faut en penser.

J'ai adopté, sur ma carte, comme limite supérieure de l'Oxfordien-Argovien les bancs de calcaires noduleux et lithographiques immédiatement sous-jacents aux formations typiques du Malm.

B. Malm s. str. : Séquanien, Kiméridgien, Portlandien.

GÉNÉRALITÉS. La distinction établie par V. Gilliéron (bibl. 64, p. 164) entre le Malm s. str. du flanc NW et celui du flanc SE de l'anticlinal Vanils-Stockhorn, ne me paraît pas applicable au tronçon de cet anticlinal que représente la région étudiée. Le calcaire noir, que cet auteur considère comme l'apanage du « flanc le plus rapproché des Gastlosen », se retrouve dans le Malm de l'un et de l'autre jambage, où il n'est, par surcroît, aucunement lié à un niveau déterminé. En outre, les fossiles tithoniques n'y sont pas cantonnés dans la partie septentrionale, je les ai rencontrés également dans le flanc SE. Si bien qu'il m'est permis d'embrasser dans une même description le Malm des flancs NW et SE, compris dans les limites de ma carte.

Description des assises inférieures et moyennes du Malm s. str.

Les assises succédant aux calcaires marneux et noduleux de l'Argovien sont constituées par une roche compacte d'un gris clair, disposée en petits bancs de 15 à 25 cm. d'épaisseur, lesquels sont entrecoupés de lits de silex.

La puissance des bancs calcaires augmente assez rapidement en même temps que disparaissent les intercalations siliceuses. Le milieu de l'étage est formé d'un calcaire massif dans lequel il est parfois difficile de discerner le moindre joint de stratification.

Cette série que A. Jeannet (bibl. 88, p. 553) signale comme « non subdivisible paléontologiquement » se présente bien comme telle dans la région de la Hochmatt. Elle ne m'a livré que deux fragments indéterminables d'Ammonites et un moule externe de

Perisphinctes eupalus d'Orb.

J'ai recueilli cet exemplaire, attribué par d'Orbigny au Kiméridgien, dans le calcaire massif de la partie NE de l'escarpement du Toss (1375 m.).

En dépit de l'apparente homogénéité que lui confère la compacité plus ou moins égale de ses assises, ce complexe renferme des roches très variées, différant les unes des autres par leur structure, leur teneur en CaCO_3 (40-85 % e. P.), leur couleur (qui va du noir au gris très clair) et par d'autres caractères que l'examen au microscope permet de reconnaître aisément. Une première tentative d'établir une subdivision basée sur ces variations pétrographiques ne m'a fourni aucune donnée susceptible de généralisation, par suite, notamment, du fait qu'une roche de composition donnée est loin d'être liée à un horizon déterminé.

Il en a été de même d'un essai de différenciation lithologique des premiers niveaux que supporte le calcaire massif. Les bancs, en s'amenuisant, reprennent ici l'aspect des assises de la base ; les intercalations siliceuses réapparaissent. J'ai cependant pu y constater l'existence d'une formation que je n'avais pas rencontrée plus bas. Il s'agit d'une espèce de bol, de couleur jaune bleuâtre, remplissant d'abord les interstices de la roche elle-même et formant ensuite des délits bien individualisés, de 8 à 10 cm. d'épaisseur. Ce bol, à forte teneur d'argile, englobe alors de petits polyèdres de calcaire et forme avec eux un agglomérat aussi compact parfois que les bancs qu'il sépare. Cette dernière circonstance fait que bien souvent il passe inaperçu dans l'ensemble uniformément cohérent du Malm. Lors du percement de la galerie du Toss, plusieurs de ces délits argileux ont été traversés, comme me l'avait fait remarquer mon ami P. Mercier, du Service géologique. L'un d'eux repose sur une surface criblée de trous circulaires de 8 cm. de diamètre et de 5 mm. de profondeur. Ces perforations, dont l'origine ne peut être due à l'intervention d'un organisme lithophage, sont vraisemblablement en connexion avec la formation du bol, ce que laissent présumer la régularité de leur forme et la physionomie de la roche.

Etude microscopique des assises supérieures du Malm s. str.

C'est à partir des niveaux coupés de ces intercalations d'argile, soit seulement vers le sommet du Malm, qu'il m'a été enfin possible d'établir une subdivision basée sur les variations pétrographiques, et cela grâce à l'apparition d'une microfaune propre à confirmer le synchronisme de ces variations dans toute la région comprise dans les limites de ma carte.

J'ai levé dans la partie supérieure du Malm six profils de détails, situés respectivement :

- | | |
|--|----------------------------------|
| A. Au pied du Vanil de Croset, 500 m. au N du chalet de Brenleire-dessus. | } Flanc SE
de
l'anticlinal |
| B. Dans la gorge du Gros-Mont, à l'endroit noté sur la carte « Escaliers du Mont ». | |
| C. Sur le contrefort oriental du Cheval Blanc, en dessus du cirque rocheux dit « Creux au Mort ». | |
| D. Le long du chemin du Petit-Mont, au lieu dénommé « Kreuzli » qui marque l'entrée de la cluse, aux confins de mon terrain. | |
| E. A l'W du sommet du Toss, à la hauteur de la cote 1320. | } Flanc NW
de
l'anticlinal |
| F. Près du chalet de Rotzna dessus.
Les contacts anormaux de nature tectonique que présente le Malm du Haut-Crêt et de la Morardaz ne m'ont permis d'y prendre que des profils incomplets par rapport aux précédents. | |

L'étude comparée, en coupes minces, des roches provenant de ces divers profils m'a révélé, outre l'existence de microorganismes connus, tels que les *Radiolaires* et les *Calpionelles*, celle de protistes

caractéristiques non encore signalés dans cette unité stratigraphique, soit :

Clypeina jurassica Favre.

Coscinoconus alpinus Leupold et Bigler.

L'apparition répétée de cette faune dans les mêmes niveaux pétrographiques des profils susnommés m'a permis d'établir, qu'abstraction faite de quelques variantes dues à la forme lenticulaire des calcaires spathiques, le Malm supérieur de l'anticlinal de la Hochmatt présente uniformément la succession suivante, de bas en haut :

1. Calcaire gris clair surmontant le dernier niveau de bol argileux, signalé ci-devant (p. 97). Ce calcaire compact, en bancs de 15 à 20 cm., est souvent marqué de trainées roussâtres de limonite.
2. Calcaire à surface grumeleuse dont la pâte grise, souillée de matière ocreuse, renferme des débris épars de *Crinoïdes*.
3. La roche, localement encore grumeleuse, est constituée par une pâte plus fine, plus marneuse que 2, d'où les débris échinodermiques ont disparu. L'objectif y révèle une multitude d'*organismes* en forme de bâtonnets, sorte de mégasclères monoaxes dépourvues de canal. Quelques sphères, d'allure aberrante, apparaissent çà et là et tranchent sur la masse grise de la roche par la blancheur et le brillant de la calcite hyaline constituant la fine paroi qui les limite.
4. Alternance de calcaire compact pur du type Malm et de calcaire plus marneux. Ce dernier est sillonné de fines veinules de calcite disposées parallèlement les unes aux autres dans différentes directions.
5. Calcaire à pâte fine d'un gris clair englobant des masses rosées de composition et de texture semblable. Ce niveau m'a livré

Corbula Pichleri Ziet.

Terebratula cf. datensis Favre

6. Insensiblement le niveau 5 prend une couleur plus foncée et aboutit à une roche noirâtre, où les plages rosées auréolent des rognons de pyrite de la grosseur d'une noix.
7. La roche redevient semblable à 5 quant à la structure, mais en diffère par l'apparition subite de

Calpionella alpina Lorenz

avec prédominance de la forme sphérique décrite notamment par H. J. Fichter (bibl. 48, p. 8, fig. 1).

8. Calcaire gris-bleuté, moins marneux, plus compact que 7, enrobant de gros rognons siliceux non pas noirâtres comme dans le reste du profil, mais très clairs et parfois diaphanes. Les parties siliceuses

ne contiennent aucun organisme. Par contre, les *Calpionelles* abondent dans les parties calcaires, sans qu'il n'y ait plus prédominance d'une forme sur les autres comme dans le niveau sous-jacent. On y trouve indifféremment

Calpionella alpina Lorenz

Calpionella elliptica Cadisch

(bibl. 15, p. 249, pl. III, fig. 17).

Calpionella oblonga Cadisch

(bibl. 15, p. 252, pl. III, fig. 20 et 21).

9. Calcaire clair à structure nettement lithographique renfermant la même faunule que 8.
10. *Calcaires spathiques et oolithiques*. Ainsi tout en se trouvant en parfaite continuité stratigraphique avec le niveau 9, la roche change brusquement de structure. Les *Calpionelles* ne sont plus que très rares mais, dans une profusion de débris organiques, apparaissent successivement

Clypeina jurassica Favre

(bibl. 45, p. 35, fig. 10, pl. I, fig. 2).

Coscinococonus alpinus Leupold et Bigler

(bibl. 98, pl. XVIII, fig. 5 à 11).

Cet horizon 10, sujet à quelques variations relatives à son épaisseur et à sa disposition dans une même zone paléontologique, se présente de la manière suivante :

PROFILS A ET B (de la page 98).

De bas en haut :

- a) Calcaire composé de débris grossiers d'*Echinodermes* 0,10 m.
- b) Calcaire lithographique dans lequel abondent

Calpionella alpina Lorenz

Ce calcaire forme un banc compact de 0,20 m.

- c) Passage brusque à un second banc spathique qui m'a livré

Coscinococonus alpinus Leupold

La coupe transversale de ce dernier a la forme d'un triangle et reproduit très fidèlement, par sa structure, l'exemplaire de la fig. 6 de Leupold et Bigler (bibl. 98, pl. XVIII). Ses dimensions sont un peu différentes cependant : base : 0,92 mm. ; hauteur : 0,77 mm. 0,15 m.

- d) Deux bancs, semblables à b 0,45 m.
- e) Roche grenue où de gros débris de *Crinoïdes* baignent dans une masse que le microscope laisse indifférenciée et dans laquelle on reconnaît de rares *Textulaires* et quelques *Calpionelles* 0,20 m.
- Ce niveau se résoud en un calcaire lithographique où pullulent *Calpionelles* et *Radiolaires*.

PROFIL C.

- a) Roche présentant l'aspect macroscopique d'un calcaire qu'on a coutume de qualifier, abusivement peut-être, de coralligène (Cayeux, bibl. 17, p. 419) et réunissant, en un seul horizon, les constituants des trois niveaux spathiques du profil précédent, auxquels il faut ajouter quelques vestiges de *Bryozoaires* et de menus éléments clastiques cantonnés en certaines plages 2,50 m.

Une coupe mince de la base de ce complexe renferme un fragment de *verticille* comportant 2 cavités sporangiques de

Clypeina jurassica Favre

Chacune des cavités mesure 0,32 mm. Par la forme de leur contour, elles se rapprochent le plus du type des deux chambres médianes de la section 6 figuré par J. Favre (bibl. 44). A cet horizon succède le calcaire lithographique à *Calpionelles* et *Radiolaires* signalé dans les profils A et B.

PROFIL D.

- a) Le niveau coralligène, équivalant par la diversité de ses composants à celui de la coupe précédente, est ici réduit à 0,20 m.
- b) Calcaire lithographique rempli de *Calpionelles* 1,30 m.
- c) Calcaire grenu, légèrement spathique 0,15 m.

PROFIL E.

- a) *Calcaire oolithique*. L'enveloppe corticale des oolithes y est constituée par plusieurs zones concentriques autour d'un nucléus qui est presque toujours un fragment d'article de *Crinoïdes*. Ces débris échinodermiques se retrouvent du reste dans certaines parties non oolithisées ; l'unité d'orientation optique, qu'ils réalisent, les distinguent d'emblée des fragments à structure fibreuse des *Bryozoaires* qui se trouvent là en assez grande quantité. Brochant sur le tout, de fréquentes sections de *verticilles* apparaissent nettement et font de ce niveau le plus riche en

Clypeina jurassica Favre

qu'il m'a été donné d'examiner dans ma région. La plupart des sections sont transversales et ne présentent qu'une partie de la couronne sporangique. J'en ai observé qui comprenaient neuf chambres, disposées en arc de cercle, dont certaines s'ouvrent à leur extrémité distale. Leur physionomie correspond exactement à celle de l'espèce décrite par J. Favre et A. Richard (bibl. 45, p. 34 et pl. I, fig. 2) et figurée dans leur texte et dans la planche de microphotographies qui se trouve à la fin de leur travail.

Dans mes coupes minces, les sections longitudinales sont rares. Je n'ai rencontré que des vestiges de thalle déformé et un tronçon plus net où l'on distingue deux *verticilles* superposés.

Le plus grand diamètre que j'ai mesuré est de l'ordre de 1,65 mm. Si l'on tient compte qu'il s'agit là de la mesure d'un fragment de couronne largement ouverte, on admettra que ce diamètre peut atteindre 2 mm., comme cela ressort de la reconstitution que j'ai faite de l'organisme. Les chambres sporangiques mesurent, à leur évasement extérieur 0,42 mm., à leur extrémité intérieure 0,15 mm. et ont une longueur de 0,58 mm. Ces dimensions varient et celles que je donne ici expriment une moyenne.

Ce niveau de calcaire oolithique atteint, dans la galerie du Toss, une épaisseur de 150 m.

- b) Calcaire à pâte très fine englobant de gros rognons de silex corné. Sous l'objectif, le silex est stérile, tandis que les plages calcaires englobent quelques

Calpionella alpina Lorenz 0,15 m.

- c) Calcaire spathique à structure plus fine que a). Les oolithes y sont moins nombreuses et cantonnées à la base du niveau. Les sections de couches basales et prismatiques de *Lamelli-branches* y sont nombreuses et, parmi les fragments de *Crinoïdes* et d'autres débris organiques indéterminables, on distingue quelques *Foraminifères* de peu d'importance stratigraphique. Pouvant se rattacher à ces derniers, je citerai certains organismes constitués par un chapelet de loges pyriformes enveloppant les oolithes et que L. Dangeard (bibl. 30, p. 185, fig. 6 b) a signalé dans le Rauracien de Champvram-les-Dôles (Jura). Cet auteur les figure appliqués sur la pellicule externe des oolithes et les rattache au genre *Ophtalmidium*.

Tandis que dans le niveau précédent les *Dasycladacées* se trouvaient seules, on constate ici, principalement au sommet du calcaire spathique, l'association

Clypeina jurassica Favre
Coscinoconus alpinus Leupold

La roche prend localement l'aspect d'une microbrèche, constituée qu'elle est par les mêmes éléments que nous avons rencontrés déjà dans le profil C. Le passage au calcaire lithographique sus-jacent s'effectue sans transition . 1,20 m.

PROFIL F.

- a) Calcaire spathique passant localement à une roche oolithique 0,10 m.

A l'W du chalet de Rotzna-dessus, après une courte éclipse, ce niveau réapparaît en bordure de la moraine (cote 1300) mais ne dépasse guère 5 cm. d'épaisseur.

- b) Calcaire clair à *Calpionelles* et *Radiolaires*.

Au sommet du Haut-Crêt, le niveau à *Crinoïdes* est marqué par quelques bancs d'une roche très claire. Dans la multitude des débris organiques qui la constituent, il en est quelques-uns qui attirent l'attention par leur fréquence et l'uniformité de leur configuration. Je signalerai entre autres certaines locules sphériques qui rappellent les « formes connexes » citées par A. Lombard (bibl. 101, pl. XIX, fig. 209-229) et que cet auteur comprend dans les « *microfossiles incertains* » du Jurassique supérieur. On reconnaît en outre, voisinant avec les fragments de *Crinoïdes* et de *Bryozoaires*, quelques loges de *Cristellaires* une section tangentielle très franche de *Spiriline*, et de rares galets calcaires. Je n'ai pu y déceler qu'un reste douteux de *Coscinoconus*.

Le Malm de la Morardaz, que chevauche le Bathonien est localement représenté par cette même roche échinodermique. (Ce fait a son importance dans la construction des profils tectoniques que nous aurons à examiner en fin de ce travail.)

Nous voyons donc que, sous des modalités diverses, ce sont bien les calcaires spathiques et oolithiques qui caractérisent le niveau 10 de la partie supérieure du Malm (profil de la page 99).

Age des calcaires spathiques.

Des faits recueillis en plusieurs points de la région étudiée, nous pouvons déduire, d'une part, que ces calcaires sont disposés

en lentilles dans la série sédimentaire et, d'autre part, qu'en dépit du caractère sporadique des affleurements qui résulte de cette disposition, la faune que renferment ces calcaires témoigne du synchronisme de leur dépôt et en fait un horizon paléontologique bien délimité.

Dès lors, si nous pouvons en déterminer l'âge, ce niveau 10, facilement repérable sur le terrain, va nous permettre de fixer la position réciproque des assises sous-jacentes décrites ci-devant comme Malm supérieur et des calcaires lithographiques qui le surmontent.

Nous disposons à cet effet du critère paléontologique constitué par les *Calpionelles* d'une part, par les *Clypéines* et le *Coscinoconus* d'autre part.

Quelle valeur stratigraphique possède chacun de ces micro-organismes ? Nous allons l'exposer brièvement.

I. CALPIONELLA.

L'immense extension géographique (Préalpes, Alpes, Carpathes, Afrique du Nord, etc.) que possèdent ces protistes a attiré très tôt l'attention des stratigraphes. Les faits essentiels qu'on peut dégager des œuvres qui traitent de leur valeur stratigraphique se résument dans la constatation que ces microfossiles, à position systématique douteuse, sont caractéristiques du Tithonique, et apparaissent jusque dans l'Infravalangien inclusivement (voir fig. 8, p. 108). Il est vraisemblable qu'elles montent un peu plus haut, mais exceptionnellement (G. Colam (bibl. 24) les signale dans le Barrémien de Majorque). Leur présence dans les assises inférieures au Tithonique n'a été signalée que dans les Alpes orientales notamment par D. Trümpy (bibl. 198).

Pour ce qui a trait aux Préalpes, A. Jeannet (bibl. 72 et 88) considère que les *Calpionelles* sont localisées dans le Malm supérieur et à la base du Crétacé. Des diverses formes qu'en cite ce savant, quelques auteurs ont tenté de faire une discrimination : les types établis par H. J. Fichter (bibl. 48, p. 7) et J. Cadisch (bibl. 15,

p. 251) se distinguant les uns des autres par leur configuration et leurs dimensions, la différenciation préconisée par G. Murgeanu et M. Filipescu* que ces auteurs basent sur la plus ou moins grande ouverture du col, offrent un intérêt paléontologique évident, mais toutes ces formes se trouvant associées dans presque tous les niveaux que j'ai étudiés en coupes minces, je n'en puis tirer aucune donnée de quelque valeur stratigraphique. Si bien qu'en définitive, les *Calpionelles* ne permettent qu'une première approximation dans la recherche de l'âge du niveau 10.

II. CLYPEINA.

Cette *Dasycladacée*, considérée d'abord comme cantonnée dans le Tertiaire où L. et J. Morellet (bibl. 120 et 121) la reconnurent à partir de l'Yprésien, fut signalée pour la première fois dans le Jurassique par F. Favre et E. Joukowsky (bibl. 46, p. 315) et déterminée quelques années plus tard par J. Favre et A. Richard (bibl. 45, p. 34) comme *Clypeina Michelin* du Purbeckien du Salève.

Contrairement à ce genre, la *Clypeina jurassica* découverte par ces mêmes auteurs (bibl. 45, p. 35), et à laquelle se rapportent les formes observées dans mon matériel, n'apparaît pas dans les couches d'eau douce purbeckiennes, mais dans les formations marines immédiatement sous-jacentes.

Tout en confirmant ces données, J. Pfender (bibl. 136, p. 91) remarque que des ombelles de *Clypeines* existent déjà dans le Rauracien-Séquanien de Tlemcen (Algérie).

Signalée ensuite dans les nappes helvétiques, la *Clypeina jurassica* Favre est considérée par M. Gerber (bibl. 61, p. 535) comme caractérisant l'extrême sommet du Portlandien de l'Oberfeldalp (Urirostock).

Reprenant ses recherches et les étendant aux assises qui surmontent le Portlandien, J. Favre (bibl. 44) y décèle une nouvelle

* G. Murgeanu et M. Filipescu. 1933. *Calpionella carpathica* nov. sp. dans les Carpathes roumaines. Extr. Not. Biol. Vol. 1, N° 2. Bucarest.

espèce, *Clypeina inopinata* qui prend naissance dans le Valanginien inférieur. Après avoir établi d'une façon péremptoire que la *Cl. jurassica* n'atteint pas le sommet de cet étage, cet auteur résume ainsi « l'état de nos connaissances concernant les *Clypeines* de l'époque secondaire » (op. cit., p. 14) :

» *Clypeina jurassica* » apparaît probablement déjà dans le Rauracien-
» Séquanien du N de l'Afrique, mais en Europe, tant dans le Jura méridional que dans les Alpes et la Provence, elle semble être localisée
» dans le Portlandien et à l'extrême base du Crétacé. Au moment où elle
» s'éteint, une espèce voisine, *Clypeina inopinata*, existe dans le Valanginien inférieur du Jura central. »

Voilà qui serre de plus près le problème que nous nous sommes proposé de résoudre. Avant d'en tirer une conclusion, examinons encore la position stratigraphique du troisième microorganisme signalé dans le niveau 10.

III. COSCINOCONUS.

Dans de nombreuses coupes minces provenant de régions assez éloignées les unes des autres, W. Leupold et H. Bigler (bibl. 98) ont reconnu ce *Foraminifère* qui, pour avoir été quelque peu négligé en dépit de sa fréquence, n'en présentait pas moins un réel intérêt.

D'une large extension horizontale, puisque ces auteurs l'ont signalé aussi bien dans l'autochtone et les nappes helvétiques de la Suisse orientale que dans les chaînes subalpines de la région de Grenoble, le *Coscinoconus alpinus* possède, en outre, l'élément essentiel propre à faire de lui un fossile caractéristique : il reste confiné dans quelques couches d'une très faible extension verticale.¹.

¹) Dans une note récente, J. P f e n d e r (bibl. 139, p. 209) conteste ce fait et signale le *Coscinoconus* dans le Lias de Narvajas (Espagne), le Bathonien supérieur de Provence, le Bathonien sup. - Callovien inf. du Massif de l'Hermon (Syrie) et même jusque dans l'Urgonien.

Une étude que les circonstances présentes m'ont obligé de suspendre, me laisse entre-

Dans l'autochtone helvétique, il apparaît dans les couches de Grasspass, à la limite du Malm et du Crétacé. Les gisements de *Coscinoconus*, compris dans les nappes helvétiques et étudiées par W. Leupold et H. Bigler (op. cit., p. 608, 609, 615 et 616), se situent dans le complexe de calcaires spathiques et oolithiques et des microbrèches qui représente le Tithonique.

C'est également du sommet du Malm que proviennent les exemplaires de *Coscinoconus*, signalés par ces auteurs dans les chaînes subalpines des environs de Grenoble. L'âge de la roche qui les contient est ici particulièrement bien déterminé puisqu'il s'agit de la brèche récifal d'Aizy-sur-Noyarey, le gisement classique des *Berriasselles Boissieri* du Tithonique supérieur.

Si étroitement lié aux formations néritiques, on pourrait alléguer que le *Coscinoconus alpinus* n'est qu'un fossile de faciès. W. Leupold (bibl. 98, p. 610), envisageant cette éventualité, a été à même de la rejeter en se basant sur le fait bien établi que, dans les niveaux sus ou sous-jacents, des roches de nature pétrographique absolument identique ne renferment jamais ce *Foraminifère*. Voici, d'après cet auteur, les limites de son extension verticale (op. cit., p. 616) :

« Le genre *Coscinoconus alpinus* n'apparaît pas dans le Tithonique inférieur. Il atteint son plein épanouissement vers l'extrême sommet de cet étage, dans les bancs qui précèdent immédiatement les « couches à ciment » considérées comme néocomiennes. Disséminé dans les formations bréchoïdes qui s'intercalent dans ces dernières, il ne subsiste pas au delà du Berriasien. »

voir que les données de J. P f e n d e r et celles de W. L e u p o l d et H. B i g l e r ne sont pas inconciliables, dépendantes qu'elles restent de la notion de province géologique. En attendant de pouvoir en publier les résultats définitifs, je signale dans le tableau de la page 108, l'extension du *Coscinoconus* donnée par J. P f e n d e r comme exceptionnelle et celle donnée par W. L e u p o l d et H. B i g l e r comme habituelle dans les régions citées ci-après.

En résumé, les microorganismes que renferme le Malm supérieur de la Hochmatt, se répartissent dans la série sédimentaire du domaine méditerranéen selon le schéma suivant :

	<i>Calpionella</i>	<i>Clypeina jurassica</i>	<i>Coscinoconus alpinus</i>
VALANGINIEN			
INFRA-VALANG.	↑	↑ ↑	↑
TITHONIQUE SUP.			
TITHONIQUE INF.			
KIMERIDGIEN			
SÉQUANIE			

FIG. 8. Répartition stratigraphique des microorganismes contenus dans les calcaires spathiques du Malm

En trait continu = Extension habituelle. En pointillé = Exceptions citées dans le texte.

Dès lors, nous pouvons considérer que dans la série qui surmonte le calcaire massif du Malm moyen (voir ci-dessous, p. 99), le Tithonique est représenté dès le niveau 7. Ce niveau, caractérisé par l'apparition subite des *Calpionelles*, est situé à une distance assez constante du complexe spathique ; dans les différents profils décrits, cette distance reste de l'ordre de 15 - 20 m.

L'argument constitué par l'existence des *Calpionelles* est, sans doute insuffisant pour fixer la limite inférieure du Tithonique et nous verrons tout à l'heure que les petits bancs 5 et 6 (profil p. 99) doivent vraisemblablement être incorporés à cet étage. Mais, ce que nous nous proposons ici étant la détermination de l'âge du calcaire spathique (niv. 10), il nous suffit de connaître la position réciproque de ce dernier et du premier banc à *Calpionelles* pour pouvoir en inférer que *l'horizon 10 n'appartient en tout cas pas à l'extrême base du Tithonique.*

Cette constatation qui ne nous fournit en elle-même qu'un argument négatif ne permettant de fixer qu'approximativement la position de l'horizon 10, trouve cependant son importance accrue par l'apparition des *Clypéines*. En effet, si l'existence de ces dernières détermine la place à assigner au niveau 10 par rapport au Néocomien, elle n'exclut par l'appartenance de ce niveau à la base extrême du Tithonique puisque ces *Dasycladacées* sont liées, dans ma région, au calcaire à *Crinoïdes* et manquent dans les assises qui lui sont inférieures. Ainsi, les données fournies par les *Calpionelles* et les *Clypéines* se complétant, nous pourrions établir d'ores et déjà que *le calcaire échinodermique est situé dans la zone comprise entre l'extrême base du Tithonique exclusivement et l'Infravalanginien.* L'âge du niveau 10 serait alors déterminé dans un sens, mais un certain flottement subsisterait quant à l'attribution de cet horizon à la partie moyenne ou supérieure du Tithonique. La présence dans le niveau 10 du *Coscinoconus alpinus* que Leupold signale à partir seulement de l'extrême sommet du Tithonique dissipe cette incertitude et dès lors nous pouvons conclure que *le complexe de calcaires oolithiques et spathiques qui couronnent les formations du Malm constitue le dernier terme du Tithonique et comprend en outre l'extrême base de l'Infravalanginien.*

LIMITE SUPÉRIEURE DU MALM

Connaissant l'âge des sédiments qui constituent le sommet du profil de la page 99, reprenons maintenant ce profil.

Dans son ensemble, il se distingue des niveaux sous-jacents par la plus faible épaisseur de ses bancs calcaires et la réapparition des lits et nodules de silex.

Ces caractères sont communs aux régions qui confinent à la mienne. Dans celle du Vanil-Noir, qui prolonge vers le SW l'anticlinal de la Hochmatt, H. Favre et E. Schardt (bibl. 172) n'ont cependant pas différencié le Malm supérieur; à propos du Tithonique, ces auteurs écrivent: « Nous n'avons pas encore constaté ce niveau, quoique aucun motif ne nous autorise à croire à son absence » (op. cit., p. 145).

Ainsi, s'il est probable que le profil décrit ci-devant n'est pas entièrement compris dans le Tithonique, les faits suivants m'incitent à croire qu'il le représente au moins à partir du niveau 5 :

Bien que les fossiles que m'a livré ce niveau 5 ne soient pas caractéristiques du Tithonique, l'étude que j'ai faite de la collection Gilliéron, déposée au musée de Bâle, m'a permis de constater qu'ils accompagnent toujours des formes considérées comme tithoniques telles que *Terebratula dyphia* Pict., *Rhynchonella spoliata* Suess. De plus, la gangue en est semblable. D'autre part, les équivalents minéralogiques du niveau 6 se rencontrent souvent dans les coupes tithoniques décrites par A. Jeannet (bibl. 88). Quant à l'horizon 7 et à ceux qui le surmontent, ils sont caractérisés par l'apparition des *Calpionelles*.

Ainsi, compris entre les niveaux 5 et 10 inclusivement, le Tithonique atteint, dans la région étudiée, une épaisseur moyenne de 20 à 25 m. *La limite supérieure du Malm telle que je l'ai adoptée sur ma carte coïncide avec le sommet du complexe spathique.*

Conclusions relatives au Malm S. L.

De part et d'autre du noyau anticlinal de la Hochmatt, la série comprise entre le Callovien et l'Argovien fossilifères présente une continuité stratigraphique incontestable. Nous avons, par conséquent, considéré comme Oxfordien le complexe de schistes et de calcaire lithographique que E. Favre et H. Schardt (bibl. 172) ont assimilé, dans la chaîne du Vanil-Noir, aux calcaires à ciment et qui dans notre région surmonte le *calcaire rouge à Radiolaires*. Nous ne l'avons cependant pas différencié sur la carte et l'avons décrit en une seule série compréhensive Oxfordien-Argovien. Seul, le sommet de cette série est caractérisé par une faune argovienne.

Le calcaire noduleux, qui dans le flanc NW se répartit dans tout l'étage, est beaucoup moins développé dans le jambage SE de l'anticlinal. Il convient de voir dans ce fait l'indice d'un changement de faciès qui, pour ne revêtir dans ma région qu'un caractère épisodique, n'en est pas moins en relation avec la réduction « de l'Argovien comme faciès noduleux à l'approche des couches à *Mytilus* » signalée par A. Jeannet (bibl. 88, p. 594) comme phénomène observable dans tout le domaine des Préalpes.

Les formations compactes qui succèdent à l'Oxfordien-Argovien ne se laissent pas subdiviser paléontologiquement. On peut noter comme caractères pétrographiques généraux :

- a) la présence, dans leur *partie inférieure*, de nodules et lits de silex abondamment répandus entre des couches de 20 à 25 cm. d'épaisseur ;
- b) l'absence de ces éléments siliceux dans la *partie moyenne* où les calcaires, devenus massifs, ne présentent souvent aucun joint de stratification ;
- c) la réapparition, dans la *partie supérieure*, des nodules et lits de silex entrecoupant des bancs calcaires semblables à ceux de la base.

A ce propos, Alph. Jeannet (bibl. 72, p. 621, et 88, p. 554) constatant cette même succession au Vanil-Noir et dans la région d'Aveneyres, a émis l'hypothèse que le premier niveau correspondait peut-être au Séquanien, le second au Kimméridgien et le troisième au Portlandien. Rien dans la région étudiée ici ne vient infirmer cette hypothèse. Au contraire, les faits décrits ci-devant la rendent très vraisemblable. Cependant, la carence presque complète de fossiles ne m'ayant pas permis de l'étayer d'arguments paléontologiques relatifs aux niveaux a et b, j'ai figuré, sur ma carte, les trois étages en une seule couleur. Seul, l'extrême sommet du Malm m'a livré des organismes caractéristiques ; la présence dans ses formations organogènes de *Clypeina jurassica* Favre et de *Coscinoceras alpinus* Leupold, témoigne de l'existence d'un faciès coralligène du Tithonique dans la région de la Hochmatt, ce qui confirme une fois de plus le fait établi par Alph. Jeannet (bibl. 88) que ce faciès n'est pas « localisé le long du bord radical des Préalpes médianes, mais qu'il s'en trouve des affleurements isolés plus en avant ».

CHAPITRE VI

LE CRÉTACÉ

Introduction.

C'est à propos de cet étage qu'il est fait pour la première fois mention du massif de la Hochmatt dans la littérature géologique. En effet, dans son travail de 1834, B. Studer (bibl. 182) signale la présence dans cette région de ce qu'il appelait encore le « calcaire du Stockhorn » considéré comme Crétacé et à l'âge duquel il apporta plus tard quelques précisions.

Cinquante ans après, V. Gilliéron (bibl. 64) entreprit l'étude systématique de ces formations dans les régions voisines et les notes consignées dans ses admirables monographies des Préalpes représentent déjà l'essentiel de ce que nous en connaissons aujourd'hui.

Je décrirai successivement le Crétacé inférieur ou Néocomien et le Crétacé supérieur, comprenant dans ce dernier, comme je l'ai fait sur ma carte, les « Couches rouges » des auteurs et les schistes et calcaires noirs qui affleurent irrégulièrement à leur base.

A. Crétacé inférieur.

Les premiers termes des assises néocomiennes sont constitués par les calcaires à *Calpionelles* et à *Radiolaires* que j'ai signalés dans le chapitre précédent et qui surmontent le niveau coralligène du Tithonique. Sur les courtes distances, où par suite de sa disposition en lentilles, ce dernier n'affleure pas, il devient difficile de tirer une limite précise entre le Malm et le Crétacé car le passage de l'un à l'autre s'effectue insensiblement. Cependant, dans son ensemble, le Néocomien se distingue des assises sous-jacentes par

la structure de ses formations et leur plus grande plasticité; la roche, procédant d'une vase calcaire, réalise un type de structure lithographique qu'on ne rencontre pas dans le Malm (si ce n'est qu'à son extrême sommet) et la plasticité inhérente à une telle roche est accrue encore par sa disposition en bancs plus finement lités que ceux du Malm.

Affleurements.

Le Néocomien est largement représenté dans l'anticlinal de la Hochmatt. Il couronne son flanc SE, de la Cluse du Petit-Mont à celle du Gros-Mont, en y déterminant les arêtes de Baufel, le sommet du Cheval-Blanc (2148 m.), le dôme arrondi de la Hochmatt (2154 m.) où il est marqué de vastes entonnoirs, et finalement une partie de la crête de Vagilière qui s'abaisse, par bonds, jusqu'aux pâturages de la Féguelenaz. De là, où une profonde coupure d'érosion le met à nu sur toute son épaisseur, son rôle morphologique est plus effacé; plaqué sur le Malm, il n'atteint plus le sommet de la chaîne et forme, au pied du Vanil de Croset, les premières dépressions du synclinal de Château d'Oex.

Dans le flanc NW de l'anticlinal, il ne s'érige au-dessus du Jurassique qu'aux Rotznas, sur la rive gauche du rio du Gros-Mont, où une faille le met latéralement en contact avec le Callovien. Partout ailleurs, il s'étale en de multiples plissements dans le vaste synclinal gruyérien.

Tous ces affleurements revêtent les mêmes caractères paléontologiques et pétrographiques. Pour ce qui a trait aux premiers de ces caractères, V. Gilliéron (bibl. 63 et 64), H. Schardt et Favre (bibl. 172) ont noté déjà l'impossibilité qu'il y avait à subdiviser le Crétacé inférieur de l'anticlinal Vanil-Stockhorn, non pas que les fossiles y soient absolument rares, mais parce que les gisements y sont très disséminés et livrent surtout des *Belemnites* peu caractéristiques ou des fragments d'*Ammonites* mal conservées.

Dans la collection de Gilliéron, à Bâle, figurent un *Phyllocrinus sabaudianus* en assez bon état et un débris de *Crioceras* provenant de la région étudiée. J'ai moi-même recueilli au pied de l'Alpe de

Baufel un échantillon de calcaire noir, portant l'empreinte déformée de

Oosterella cultrata d'Orb.

Les longs couloirs pierreux qui sillonnent le versant méridional du Cheval-Blanc m'ont également livré un exemplaire de

Simbirskites Decheni Røem.

et quelques *Belemnites* indéterminables. Ces dernières sont plus nombreuses dans le tronçon du synclinal gruyérien qui limite au NW le territoire de ma carte.

Pas plus que sur les données paléontologiques qu'il fournit, on ne peut s'appuyer sur les caractères pétrographiques du Néocomien pour le subdiviser. On observe cependant certaines manières d'être des formations, qui permettent de fixer, au moins approximativement, la position d'un point donné par rapport à la base ou au sommet de l'étage. Ainsi j'ai observé, dans les assises inférieures seulement, de fréquentes récurrences du faciès dit du « type Malm » : au milieu des calcaires lithographiques, apparaît brusquement un petit banc de 6 à 8 cm. d'épaisseur qui par sa compacité tranche nettement avec eux. J'en ai compté jusqu'à six, répartis sur une cinquantaine de mètres au sommet des « Escaliers du Mont ».

Alors que dans ces mêmes assises inférieures la roche présente une teinte unie, grise ou bleuâtre, on la trouve, plus haut, mouchetée de taches sombres qui confluent avec la couleur générale. Simultanément apparaissent, vers le milieu de l'étage, de fins délités de schistes noirs. En examinant les taches de près, on constate que de première configuration quelconque, elles tendent peu à peu vers une même forme, s'orientent dans une même direction ; on les voit s'allonger dans le sens du plan de stratification, se multiplier à mesure que l'on approche d'un délit et finalement le calcaire tacheté se résoud en schistes marneux. Ces schistes apparaissent à intervalles inégaux à partir du milieu du Néocomien jusqu'à son sommet.

Quant aux lits de silex, aux rognons siliceux, si caractéristiques du Néocomien, on les trouve répartis dans tous ses niveaux.

A côté des variations pétrographiques discernables à l'œil nu, il en est d'autres que révèle l'étude microscopique de leur structure.

Certaines de mes coupes minces présentent une telle abondance d'organismes qu'on peut dire, sans exagération, que la roche en est entièrement constituée. Les *Calpionelles* et les *Radiolaires* sont particulièrement nombreux dans les assises inférieures du Néocomien. Les premiers de ces protistes ne subsistent que jusqu'au delà des premiers bancs à intercalations schisteuses. Nous avons vu dans le chapitre précédent (p. 104) que leur présence n'est pas déterminante dans l'établissement de l'âge exact des sédiments qui les renferment. Mais même en adoptant l'Hauterivien comme limite extrême de leur extension dans les Préalpes, on doit convenir que les renseignements qu'ils fournissent, dans la recherche de la position approximative d'un niveau par rapport à la base ou au sommet du Néocomien, sont très utiles.

La disparition des *Calpionelles* est graduelle. Les assises qui succèdent aux niveaux qui en contiennent les dernières survivantes, apparaissent sous l'objectif, presque complètement stériles. Seuls de rares *Radiolaires* et quelques débris épars baignent dans une masse vaseuse traversée de minuscules veines de calcite. Plusieurs de mes préparations ne renferment même aucun organisme. Et il en est ainsi jusque vers le sommet du Néocomien.

Les assises immédiatement sous-jacentes au complexe qui marque le début du Crétacé supérieur renferment, par contre, une microfauve abondante qui consiste surtout en *Globigérines* et *Foraminifères* monoculaires indifférents.

A côté de ces faits, propres à des assises données sur toute l'étendue de ma carte, il en est un autre que je n'ai pu observer que dans la partie occidentale du flanc SE de l'anticlinal de la Hochmatt :

Une vingtaine de mètres en aval du pont situé à la sortie des gorges du Gros-Mont, à 300 m. à l'W de la Féguelenaz, j'ai rencontré un banc de calcaire à *Crinoïdes*, de 30 cm. d'épaisseur, intercalé dans des calcaires lithographiques. Il m'a été possible de le suivre sur une quarantaine de mètres, du chemin au fond de la rivière et sur la rive gauche de celle-ci. C'est une roche claire, finement spathique dans laquelle on distingue, même à l'œil nu, de rares galets de teinte rosée, et, sous l'objectif, des articles de *Crinoïdes*, des *Bryozoaires* et quelques éléments clastiques. Une telle formation vers le sommet du Néocomien me paraît significative du fait que les phénomènes qui ont affecté le Crétacé supérieur et

amené les lacunes dont nous parlerons tout à l'heure, se sont ébauchés, en certains points de l'aire sédimentaire relativement éloignés du bord radical des Préalpes, bien avant que ne le laisse présumer l'apparente uniformité de faciès du Crétacé inférieur.

Le sommet de ce dernier coïncide, sur ma carte, avec l'apparition des schistes à *Rosalines* et nous verrons, dans les conclusions, quels niveaux stratigraphiques comprend cet étage ainsi délimité.

B. Crétacé supérieur.

J'ai inclus dans le Crétacé supérieur les schistes et calcaires noirs qui affleurent, dans la région étudiée, entre les assises néocomiennes et les formations du type si caractéristique des « *Couches rouges* » et que j'ai appelé « *complexe schisteux intermédiaire* ». L'avantage relatif à l'interprétation cartographique qui résulte de cette manière de faire, la justifierait dans une certaine mesure, étant donné que cette série intermédiaire, d'une puissance généralement inférieure à 10 m., ne saurait figurer sur une carte au 1 : 10 000. Mais la limite ainsi adoptée, qui par cette raison seule ne laisserait pas d'être quelque peu conventionnelle, repose avant tout sur les faits paléontologiques que nous allons maintenant examiner.

A cet effet, nous distinguerons le Crétacé supérieur du synclinal de Château d'Oex largement développé au S de la Hochmatt et celui du synclinal gruyérien qui, représenté par quelques lambeaux seulement, borde au NW le territoire de ma carte.

1. Synclinal de Château d'Oex.

Un premier affleurement de Crétacé supérieur émerge de la plaine marécageuse de « Praz Michy » et flanque le versant méridional du Vanil de Croset. La partie méridionale de cet affleurement est décrite déjà dans l'étude récente qu'a faite des Couches rouges mon ami et camarade de laboratoire K. Berliat (bibl. 7). Le contact avec le Néocomien, qui dans le profil signalé se fait sans l'intermédiaire de la série schisteuse, se modifie assez rapide-

ment. En effet, quelques pointements et une petite dépression courant parallèlement au sentier du Croset-dessous (1536 m.) révèlent la présence de quelques délits marneux immédiatement sous-jacents au calcaire rouge. Après une brève éclipse sous les alluvions et sous la moraine de la Féguelenaz, ils réapparaissent, timidement d'abord, au sommet du cône d'éboulis situé à 130 m. à l'E du point 1645 ; on les voit ensuite couper obliquement la crête et déterminer, sur l'autre versant, à la cote 1790, un affleurement dont voici les termes, de bas en haut :

*Profil du complexe schisteux intermédiaire dans le synclinal
de Château-d'Œx*

1. Dissimulé sous la terre végétale et les débris de la forêt, le calcaire néocomien semblable au niveau à *Globigérines* que j'ai signalé dans le Crétacé inf. n'émerge que çà et là. En le décapant un peu, on suit cependant aisément le processus de transformation de la roche lithographique mouchetée de noir, devenant de plus en plus marneuse et se résolvant finalement en schistes.
2. Schistes marneux noirs, coupés de trois fins délits de calcaire tacheté. Stériles.
3. Schistes calcaires noirs, plus résistants que les précédents. Ils affleurent largement à la lisière de la forêt et y déterminent un socle qu'on peut suivre avec quelque difficulté jusqu'à la paroi N de la grande niche d'éboulement cotée 1887 m. sur ma carte. Alors que dans la forêt ils atteignent 1,50 m. d'épaisseur, ils sont réduits ici à 40 cm., coincés qu'ils se trouvent entre le Néocomien et la masse disloquée des Couches rouges. Ces schistes noirs renferment une faune microscopique assez abondante, parmi laquelle il est aisé de reconnaître

Rosalina (Globotruncana) apenninica Renz

4. Les assises qui surmontent ce niveau sont masquées, à la lisière de la forêt, par une couche plus épaisse de terre végétale, mais 50 m. plus au N, on trouve, dominant l'abrupt des Chaux, un calcaire grenu à pâte claire, légèrement tachetée, à première vue pas très différent du calcaire néocomien, mais qui, sous l'objectif, se révèle contenir quelques rares loges de *Rosalines* difficilement déterminables.
5. Schistes noirs semblables à 2, mais contenant

Rosalina (Globotruncana) appenica Renz

6. Calcaire gris clair, assez compact, qui, sous le microscope, s'avère presque stérile. Plusieurs de mes coupes minces ne présentent que quelques exemplaires rares, mais bien conservés de

Rosalina (Globotruncana) Linnei d'Orb.

Cette stérilité est d'autant plus surprenante que ces formations grises du Crétacé supérieur se montrent, généralement, les plus riches en *Rosalines* de tout le complexe des Couches rouges.

Au delà de ce niveau, la disposition désordonnée des couches ne permet plus l'établissement d'une succession normale. Je signalerai simplement que la crête 1887, où localement les strates sont horizontales, est constituée par un calcaire gris englobant d'assez fréquents débris d'*Inocérames*, puis sur la pente fortement déclive qui aboutit au col de la Hochmatt (1825 m.), la roche se panache et les Couches rouges typiques, atteignant alors un gros développement, forment tout le flanc méridional de la Hochmatt. Nous y reviendrons tout à l'heure en parlant du sommet de cet étage.

Le long de la crête qui du point 1887 conduit au sommet de la Hochmatt, une tectonique tourmentée a provoqué le laminage intense du *complexe schisteux intermédiaire*. Il n'y affleure plus que sporadiquement, de sorte qu'il n'est pas très facile de fixer la limite entre le Néocomien et les Couches rouges en ne se basant que sur l'aspect de la roche. Bien souvent une roche tachetée, que l'œil le plus exercé eût prise pour néocomienne, s'est révélée, sous l'objectif, remplie de *Rosalines*. Aussi n'est-ce qu'en multipliant les coupes minces que l'on parvient à établir une limite qui ne soit pas arbitraire et à déceler par cela même des failles qui, dans un milieu où la roche n'est jamais absolument nue, passeraient sans doute inaperçues.

On retrouve le complexe schisteux, assez bien développé (3 m. environ), de part et d'autre du sommet 2108, où entre deux écailles, l'une de Néocomien, l'autre de Couches rouges, il détermine une légère dépression.

Dans un dernier élan, le Crétacé supérieur atteint la crête qui domine le plateau de la Hochmatt (chalet 2029). Toute la série des schistes intermédiaires et des calcaires gris du Crétacé supérieur est réduit, en cet endroit, à 2 ou 3 mètres et ce sont les formations rouges qui marquent l'énorme décrochement Hochmatt-Cheval-Blanc dont nous reparlerons dans le chapitre de la tectonique.

C'est 700 m. plus au S qu'il faut aller chercher la base du Crétacé supérieur de la lèvre orientale de la faille. Alternant avec des calcaires tachetés, des schistes noirs, légèrement bitumineux, affleurent dans les pâturages de la Chaux du Lappé. Plus développé

qu'à la Hochmatt, ce complexe intermédiaire atteint ici 7 à 8 m. de puissance. Il renferme

Rosalina (Globotruncana) appenninica Renz.

Dans son prolongement de « In den Gälmen », on trouve, à côté de cette espèce,

Globotruncana ticinensis Gandolfi.

Dans ce tronçon du synclinal de Château d'Oex, compris entre le Lappé et le Gros l'Adrey, les schistes noirs ne sont plus surmontés par les calcaires gris à *Rosalines*, mais directement par les calcaires rouges assez riches en

Rosalina (Globotruncana) Linnei d'Orb.

Rosalina (Globotruncana) Stuarti de Lapp.

et en autres foraminifères, tels que *Globigerina*, *Textularia*, *Oligostegina*, de moindre valeur stratigraphique.

Le sommet des Couches rouges semble être ici en contact avec le Flysch de la Simme, sauf à son extrémité orientale où replié en un petit synclinal il est bordé de part et d'autre par le Néocomien. A 250 m. au N du chalet de Lappé, ce sommet est représenté par une roche que je n'ai pas retrouvée ailleurs. Il s'agit d'un *calcaire spathique rouge* dans lequel abondent, parmi des articles bien distincts de *Crinoïdes* et des galets de quartz,

Rosalina (Globotruncana) Linnei d'Orb.

Rosalina (Globotruncana) Stuarti de Lapp.

Cette roche revêt le même aspect que le calcaire spathique signalé par M. Lugeon (bibl. 107) dans le Crétacé supérieur de Tréveneusaz. Cependant, à l'encontre de ce dernier (qui est plutôt l'équivalent des formations spathoïdes, de structure bien différente, que nous trouverons à la base des Couches rouges des Gastlosen (voir p. 141), le calcaire spathique de la Hochmatt occupe une position, bien définie par sa faune, au sommet du Crétacé supérieur.

Du Lappé au col de la Hochmatt (1825 m.), de larges pans de roche, d'un rouge très vif, flanquent le versant méridional de la montagne, mais les cônes d'éboulis masquent tout contact avec le Flysch. Par contre, à une centaine de mètres au NW du pt. 1825, ce contact est assez bien marqué. Les Couches rouges forment à cet endroit une écaille que, par suite de son exiguité, je n'ai pas pu

indiquer sur ma carte, mais qu'on trouvera représentée dans la figure 11 (p. 155). La masse principale du Crétacé supérieur, en contact avec le Flysch coincé entre elle et cette écaille, présente à son sommet la succession suivante :

1. Calcaire marneux d'un rouge lie-de-vin, disposé en bancs de 20 à 25 cm. d'épaisseur et très riche en

Rosalina (Globotruncana) Linnei d'Orb.

Ces formations sont souvent mouchetées de plages d'un calcaire plus clair qui se résout parfois en fins délités, parcourant la roche dans le sens du plan de stratification . . . 3,50 m.

2. Petits bancs de calcaire rouge (3 à 5 cm.), plus grenu que le précédent et que la présence de corpuscules de mica rend miroitant sur cassure fraîche . . . 1,20 m.
3. Calcaire marneux gris, parfois verdâtre, se révélant, sous le microscope, de même composition lithographique que les plages claires signalées dans 1 . . . 1,50 m.
4. Bancs compacts de calcaires rouges renfermant

Rosalina (Globotruncana) Linnei d'Orb.

Rosalina (Globotruncana) Stuarti de Lapp. . . 1,00 m.

Plaqués contre ce niveau, apparaissent de petits bancs de calcaire gréseux, absolument stériles, que pour les raisons que j'exposerai dans un prochain chapitre j'ai rattachés au Flysch des Médiannes.

L'écaille de Crétacé supérieur qui chevauche ce Flysch comporte les termes suivants :

1. Calcaire gris-vert disposé en petites plaquettes et contenant de nombreuses

Rosalina (Globotruncana) Linnei d'Orb.

Rosalina (Globotruncana) Stuarti de Lapp.

2. Calcaire rouge, en bancs de 10 à 15 cm., présentant la même faune que 1.

Du col de la Hochmatt au chalet de la Féguelénaz, le contact entre le sommet du Crétacé et le Flysch n'est visible qu'en cet endroit, signalé et décrit déjà par K. Berliat dans sa monographie des Couches rouges ; partout ailleurs, il est masqué par la moraine et les dépôts récents. Il en est de même du lambeau situé à l'W de la plaine marécageuse de Praz Michy.

2. Synclinal gruyérien.

Cette unité tectonique n'est que faiblement représentée dans la région étudiée. Le Crétacé supérieur y affleure en un étroit liséré marquant au NW la limite de ma carte.

Si l'on se dirige de la vallée du Gros-Mont à celle de Motélon, on le rencontre une première fois dans la combe dite « Creux Charles ». Quelques bancs de calcaire gris, panachés de rouge, émergent timidement d'un fond broussailleux partiellement envahi par l'éboulement du Haut-Crêt. Après une courte éclipse dans les marécages du Diot, il réapparaît au pied du col 1558. Un vaste glissement de terrain, datant du printemps 1941, a mis à nu, à l'E du col, une puissante série schisteuse comprise entre le Néocomien typique et les formations grises et rouges qui flanquent le sommet en pyramide tronquée du Gros Haut-Crêt (1643 m.). En voici les termes de bas en haut :

Profil du complexe schisteux intermédiaire dans le synclinal gruyérien.

1. Le dernier banc de calcaire typiquement néocomien, coupé d'intercalations siliceuses, révèle, sous l'objectif, la même stérilité que ceux des assises moyennes de cet étage dans le synclinal de Château d'Oex (voir p. 115).
2. Petit délit de schistes noirs.
3. Calcaire à pâte grise, mouchetée de taches noires qui confluent avec la couleur générale. Vers le sommet du niveau, les taches deviennent plus fréquentes ; on les voit s'allonger parallèlement au plan de stratification, se rapprocher de plus en plus les unes des autres et se résoudre finalement en schistes marneux.
4. Alternance de calcaire du même type que 3 en bancs de 10 à 15 cm. et de schistes gris ou noirs. A la base du complexe, les calcaires sont riches en *Globigérines*, *Radiolaires* calcifiés et autres microorganismes, tandis que les schistes sont stériles. Il en est du reste de même des éléments de couleur brunâtre qui ponctuent parfois la roche. Alors qu'à la base de ce niveau on trouve indifféremment *Globigérines* et *Radiolaires*, on assiste, vers le milieu du complexe, à un extraordinaire développement de ces derniers au détriment des *Globigérines* qui peu à peu s'éteignent complètement. Un peu plus haut, c'est l'inverse qui se produit et on ne trouve plus traces de *Radiolaires*. Ce fait paraît bien être de même nature que celui signalé à propos des *Calpionelles* et *Radiolaires* par Andrusov et J. Koutek (bibl. 1) et que J. Cadisch (bibl. 15) considère comme un phénomène général

de permutabilité du rôle joué par les *Radiolaires*. La multiplication de l'un ou l'autre de ces protistes n'exclut pas le développement d'autres microorganismes et, vers le sommet du complexe notamment, des représentants de la famille des *Lagenidés* ne sont pas rares.

5. Schistes noirs, plus calcaires et plus développés que les délits de même nature de l'alternance 4. Absolument semblables, quant à la structure aux schistes à *Rosalines* du synclinal de Château d'Ox (profil, p. 117) et renfermant comme eux

Rosalina (Globotruncana) appenninica Renz.

6. Calcaire grenu, gris clair, parfois verdâtre surmonté des Couches rouges typiques.

A l'W du col, le passage du Crétacé supérieur n'est souligné que par quelques pointements dans le gazon, mais, au pied du Petit Bovatey (1395 m.), la roche réapparaît à nu, en un magnifique profil de tout le complexe schisteux intermédiaire. Ce sont les schistes à *Rosalines* du sommet de cette série qui constituent, près du chalet de la Progenaz, le dernier affleurement du Crétacé supérieur du synclinal gruyérien.

Conclusions.

Dans son ensemble, le Crétacé de la région étudiée est représenté de bas en haut :

- a) par une puissante série de calcaire lithographique en petits bancs, coupée d'intercalations siliceuses, flanquant de part et d'autre l'anticlinal de la Hochmatt (NEOCOMIEN) ;
- b) par un complexe schisteux, inégalement développé dans les synclinaux de Château d'Oex et de la Gruyère (COMPLEXE SCHISTEUX INTERMÉDIAIRE) ;
- c) par les calcaires gris ou rouges à *Rosalines* caractéristiques du Crétacé supérieur (COUCHES ROUGES).

Des faits consignés dans ce chapitre, il ressort qu'en dépit d'une remarquable répétition des mêmes phénomènes relatifs à la disposition des bancs, à leur structure et à leur microfaune, les calcaires lithographiques considérés par A. Jeannet (bibl. 88,

p. 604), et par tous les auteurs préalpins comme représentant le Néocomien, ne sont subdivisibles ni paléontologiquement, ni pétrographiquement.

Les *Calpionelles*, contenues dans les assises qui surmontent le Tithonique coralligène, témoignent bien de l'existence de l'Infra-Valanginien, mais ne nous fournissent pas d'indications précises sur la limite supérieure de cet étage. Dans la série très épaisse reposant en continuité stratigraphique manifeste sur les bancs à *Calpionelles*, il n'est pas possible non plus de distinguer l'Hauterivien du Barrémien.

Les premières assises qu'une faune caractéristique permet de dater sont les schistes noirs à *Rosalina appenninica* Renz, du Cénomaniens (complexe schisteux intermédiaire).

Il importerait donc de connaître jusqu'à quel niveau le calcaire lithographique représente le Barrémien et quels horizons stratigraphiques sont compris entre ce niveau et le Cénomaniens.

SÉRIE INFÉRIEURE AUX SCHISTES CÉNOMANIENS

Si nous prenons le **synclinal gruyérien** où la série schisteuse est le mieux développée, force nous est bien d'admettre, en considérant le profil décrit à la page 121, *qu'aucun fait ne vient témoigner d'une interruption de la sédimentation entre les calcaires typiquement néocomiens, et les schistes cénomaniens*. Ces derniers se situant à l'extrême sommet de la série schisteuse, on en peut inférer que quelle que soit la position de la limite supérieure du Barrémien dans les calcaires lithographiques ou à la base de la série schisteuse intermédiaire, l'Albien et l'Aptien se trouvent représentés dans le synclinal gruyérien.

Qu'en est-il du tronçon du **synclinal de Château-d'Œx** que comprend la région étudiée ?

Abstraction faite de l'affleurement du Croset, qui confine au territoire dans lequel la transgression des Couches rouges a été démontrée par K. Berliat (bibl. 7), le Crétacé supérieur typique repose ici sur les calcaires lithographiques, par l'intermédiaire d'un complexe schisteux beaucoup moins développé que celui du synclinal gruyérien, mais renfermant comme l'extrême sommet de

celui-ci, *Rosalina appenninica* Renz, caractéristique du Cénomanién. Il est indéniable qu'il existe une étroite connexion pétrographique entre le calcaire tacheté dit du « type néocomien » et le complexe schisteux intermédiaire ; le passage graduel de l'un à l'autre est manifeste aussi bien dans les affleurements de la Hochmatt et du Cheval-Blanc que dans ceux du synclinal gruyérien.

De plus, j'ai signalé, en traitant du Crétacé inférieur (p. 115), l'abondance des *Globigérines* et autres microorganismes dans la partie supérieure des calcaires lithographiques, abondance succédant à la stérilité quasi-absolue des assises moyennes. Or tout en notant que ce développement de la microfaune est commun aux deux synclinaux, on est d'emblée frappé par la dissemblance des microfossiles contenus dans les derniers bancs du type néocomien de l'une et l'autre unité. A ne considérer que ceux-ci, il semble que la multiplication des microorganismes s'amorce plus bas dans le synclinal de Château d'Oex. De fait, sous l'objectif, les calcaires lithographiques immédiatement inférieurs au complexe schisteux intermédiaire de la Hochmatt correspondent beaucoup plus aux bancs moyens de l'alternance schisteuse du synclinal gruyérien qu'à leurs homologues pétrographiques supportant cette alternance. On est dès lors amené à se demander si le sommet de la série homogène des calcaires lithographiques de la Hochmatt et les niveaux moyens du complexe schisteux du synclinal gruyérien ne sont pas de même âge. La faible épaisseur du complexe schisteux de la Hochmatt (synclinal de Château d'Oex), résulterait alors, non pas d'une lacune stratigraphique, dont on ne trouve du reste nulle trace, mais des conditions bathymétriques consécutives aux mouvements qui ont affecté cette aire de sédimentation et qui, s'ils furent synchrones jusque vers le milieu du Néocomien de part et d'autre de l'axe anticlinal de la Hochmatt, sont loin de l'avoir été durant le reste de la période crétacée.

Cette équivalence stratigraphique de deux formations de faciès différents mais surmontées l'une et l'autre du Cénomanién en parfaite continuité, implique-t-elle l'existence du Crétacé moyen également dans ce tronçon du synclinal de Château d'Oex ? Ne disposant encore d'aucun fossile caractéristique, il serait prématuré de l'affirmer. Cependant, à mesurer la réalité à travers ce qu'on en voit, il nous faut bien admettre que, si la présence du Gault dans la région étudiée n'est encore que vraisemblable, l'existence d'une lacune stratigraphique entre le Néocomien et le Cénomanién ne

peut être considérée que comme une hypothèse que n'étaye aucun fait observable dans cette région.

SÉRIE SUPÉRIEURE AUX SCHISTES CÉNOMANIENS

Il n'en est pas de même des formations supérieures au Cénomaniens. Les vicissitudes qui ont coupé la sédimentation crétacée sur tout le territoire des Préalpes, se traduisent ici par des lacunes qu'il a été possible de circonscrire exactement. En se basant sur les *Rosalines*, dont les espèces principales *R. appenninica* Renz, *R. Linnei* d'Orb. et *R. Stuarti* de Lapp, caractérisent des niveaux stratigraphiques bien définis, K. Berliat (bibl. 7) a démontré que dans la partie orientale du territoire de ma carte, les schistes cénomaniens sont surmontés des formations transgressives du Maestrichtien. J'adhère entièrement aux conclusions de mon camarade, en précisant cependant qu'en allant d'W à E *cette lacune s'efface progressivement*. Dans les calcaires gris de la crête « Vagilière » (cotée 1887-2016) j'ai reconnu en effet, à côté des *Rosalines Linnei* le type intermédiaire décrit par O. Renz (bibl. 161) comme *R. appenninica-Linnei*. Etant donné que ces formations, de quelque 70 m. de puissance, succèdent aux schistes noirs du Cénomaniens et sont à leur tour surmontées des calcaires rouges considérés par K. Berliat comme maestrichtiens, *il ne fait aucun doute que dans la partie occidentale de la Hochmatt, le Crétacé supérieur est intégralement représenté du Cénomaniens au Maestrichtien inclusivement*. Nous verrons que dans la partie orientale de cette région il comprend, en outre, le Danien (voir p. 127 et 166).

Quant aux couches rouges du Haut-Crêt, elles présentent les caractéristiques du Crétacé supérieur du synclinal gruyérien auquel elles se rattachent et constituent, au NW du territoire de ma carte, le dernier terme de la série stratigraphique.

CHAPITRE VII

LE FLYSCH DES MÉDIANES

Il est maintenant bien établi que le Flysch paléocène est transgressif en certains points des Préalpes médianes. Dans un travail récent, J. Tercier (bibl. 186) a démontré péremptoirement l'existence, dans le synclinal gruyérien, d'une lacune stratigraphique, dont l'ampleur est soulignée par l'absence de tout le complexe des couches à *Globorotalia* attribué au Danien et à la base du Paléocène.

Ce même synclinal renferme, dans son prolongement sur le territoire de ma carte, les débris d'une roche à caractère nettement détritique. L'abondance de ces débris dans la moraine terminale de « Creux Charles » m'avait fait présumer qu'un lambeau de Flysch devait exister dans les environs. Après avoir scruté, dans ses moindres détails, le petit repli synclinal du Haut-Crêt, j'ai dû convenir que l'érosion glaciaire n'avait plus rien laissé subsister de la roche en place. J'ai retrouvé plus bas d'autres témoins de cette roche, à la confluence des glaciers du Gros Haut-Crêt et de l'Heptaudaz. Le bras morainique correspondant à ce dernier aboutit, un peu en dehors de mon terrain, à une masse chaotique qui paraît être en place mais dont il ne m'a pas été possible de découvrir la limite inférieure.

Je tiens cependant à signaler cette formation qui, revêtant l'aspect d'un grès calcaire très grossier, *présente une parfaite analogie avec le Flysch d'Estavannens* décrit par J. Tercier (op. cit.) comme premier terme de la série transgressive du Paléocène sur le Maestrichtien.

Dans le tronçon du synclinal de Château d'Oex compris dans la région étudiée, le Flysch des Médiannes n'est représenté qu'en un seul endroit :

J'ai signalé déjà, dans le chapitre précédent (p. 120), le lambeau de Flysch coincé entre deux écailles crétacées au NW du

pt. 1825 (voir fig. 10). Il s'agit là de fines plaquettes d'un calcaire argileux, devenant parfois légèrement gréseux, à pâte d'un gris-bleuâtre, se révélant sous l'objectif absolument stérile. L'altération leur confère une couleur blonde, panachée de vert tendre, et, assez rarement, leur surface, moelleuse au toucher, se couvre d'empreintes d'*Helminthoïdes*.

A ne considérer que ce seul contact, il semblerait que le Flysch qui, dans la région confinant au SW au territoire de ma carte, présente une parfaite continuité avec les Couches à *Globorotalia* (bibl. 7), transgresse ici sur le Maestrichtien. C'est ce qui ressort en effet des conclusions de Berliat (bibl. 7). Toutefois, sans contester que le sommet maestrichtien de la Hochmatt trahit l'influence d'un changement bathymétrique, je noterai que ce changement ne constitue vraisemblablement qu'un épisode sédimentaire n'impliquant par une émergence aussi accentuée que ne le font supposer les contacts en question. *Le fait que nous nous trouvons là dans la zone la plus intensément affectée par le chevauchement de la nappe de la Simme rend excessivement précaire les données fournies par des profils « lacunaires » qui se situent à proximité immédiate des séries complètes du Danien.* D'autre part, les recherches qui m'ont permis d'attribuer au Cénomanién la plus grande partie du Flysch compris entre la Hochmatt et les Gastlosen, m'ont mis en présence d'un complexe situé sur la ligne de contact des nappes des Médiannes et de la Simme. L'étude que j'en ai faite m'engage à modifier quelque peu les conclusions de Berliat qui concernent ma région. Nous en reparlerons lors de la description de ce complexe, dans la troisième partie de ce travail.

L'établissement des faits indispensables à la délimitation du Flysch stérile des Médiannes étant subordonné à la connaissance de l'âge des formations qui le juxtaposent, ce n'est qu'après avoir déterminé cet âge qu'il sera possible de justifier les limites de ce Flysch telles que je les ai adoptées sur ma carte. Les assises qui, du pl. 1825 au chalet du Lappé, forment une étroite dépression sont d'âge différent et dépendent en majeure partie de la nappe de la Simme. Aussi, est-ce dans le chapitre traitant de cette unité (p. 166) que j'ai préféré placer les conclusions relatives à l'un et l'autre des Flyschs représentés dans le synclinal de Château d'Oex.

DEUXIÈME PARTIE

Stratigraphie des Médiannes rigides

GÉNÉRALITÉS. — Par son appartenance à la zone que caractérisent les Couches à *Mytilus*, la chaîne des Gastlosen se distingue nettement des Médiannes plastiques que nous venons d'examiner.

Bien que stratigraphiquement elle ne corresponde pas en tout point aux Médiannes Rigides telles que les ont définies M. Lugeon et E. Gagnebin (bibl. 115), il est manifeste qu'elle s'y rattache par sa tectonique. De l'avis même de ces auteurs, son attribution aux « Médiannes Rigides » préconisée récemment par B. Campana (bibl. 16, p. 5 et 6) est pleinement justifiée.

Le tronçon de la chaîne des Gastlosen qui limite au SE le territoire de ma carte s'érige en une muraille abrupte étayée de part et d'autre des formations du Crétacé supérieur (fig. 9 et planche II). Le Trias et les Couches à *Mytilus* n'y affleurent que sporadiquement, au sommet des vastes cônes d'éboulis qu'engendre un Malm hachuré de failles.

Le champ de mes recherches dans cette unité est très restreint et, de ce fait, peu susceptible de fournir des renseignements d'ordre général. Je me contenterai donc de signaler que ce que me livre les rares affleurements du Trias et des Couches à *Mytilus*, formations bien connues dans d'autres régions des Médiannes rigides et déjà maintes fois décrites. Je toucherai ensuite un mot du Malm et de la *microfaune* de son sommet. Quant au Crétacé supérieur, j'en ai distingué deux zones appartenant à des entités tectoniques différentes, dont l'une, celle flanquant le versant SE des Gastlosen, constitue la limite extrême de mon terrain.

CHAPITRE PREMIER

LE TRIAS

Formation à faciès lagunaire de la partie radicale des Préalpes médianes, le Trias des Gastlosen est principalement représenté par la cornieule et les roches dolomitiques (calcaire, brèche de remaniement). A l'encontre de son homologue des chaînons occidentaux, du Rubli, de la Gummfluh, etc., il ne comporte pas de calcaires à Gyroporelles.

Le Trias n'avait pas encore été signalé dans le segment de la chaîne des Gastlosen compris dans la région étudiée. Il n'affleure d'ailleurs qu'en un seul point. Au SW de la troisième Pucelle (2083 m.), un calcaire dolomitique compact, à structure saccharoïde, émerge timidement de l'éboulis. En le décapant un peu de ce dernier, on constate qu'il passe graduellement à une roche plus friable, à pâte dolomitique jaunâtre traversée de veinules grises plus calcaires. Sa position stratigraphique par rapport au sommet du Trias est déterminée par la présence du niveau de base des Couches à *Mytilus* qui se trouve 30 m. en amont de ce point et surmonte, en formant un petit socle, un horizon de calcaire bréchoïde qu'il préserve de l'envahissement de l'éboulis. Il s'agit nettement de la brèche triasique de remaniement. Quant au substratum du calcaire saccharoïde, il n'est pas visible ici. J'ai pu l'observer dans un profil qui confine vers l'E à la région étudiée et se trouve, un peu en dehors de ma carte, entre la Dent de Ruth (2239 m.) et l'Amelier (2136 m.). En voici les termes, de bas en haut :

1. Puissante assise de cornieule.
2. Calcaire dolomitique pulvérulent.
3. Calcaire dolomitique saccharoïde, semblable à celui signalé au pied des Pucelles. Ce n'est qu'une des nombreuses modalités de la dolomie observables ici. Cette roche, disposée en petits bancs, est tantôt cohérente et finement grenue, tantôt pulvérulente et bréchoïde. Sa couleur va du blanc jaunâtre au brun.

Les faces exposées à l'air se cornieulisent légèrement. L'analyse chimique de quelques roches, à intercalations apparemment gypseuses, ne m'a pas révélé la moindre trace de CaSO_4 .

4. Ces niveaux 2 et 3, d'une puissance de 5 à 7 m., sont coupés d'une faille qui les met latéralement en contact avec un calcaire gris-noir, bitumineux, très compact, qu'on retrouve dans la suite du profil. Ce calcaire noir appartient incontestablement au Trias, surmonté qu'il est par :
5. Calcaire dolomitique, alternant avec une pseudo-brèche, vers laquelle il présente tous les passages.
6. Niveau basal des Couches à *Mytilus*.

Nous voyons donc que l'affleurement des Pucelles comprend, d'une part, les premiers termes des assises immédiatement supérieures à la cornieule et, d'autre part, la brèche de remaniement constituant le sommet du Trias. Cette brèche, comme nous le verrons dans le chapitre suivant, se distingue franchement de celle du niveau à matériaux de charriage.

Le gypse, signalé dans la chaîne des Gastlosen par V. Gilliéron (bibl. 64, p. 187) et par H. Schardt (bibl. 172, p. 98), fait totalement défaut dans la région étudiée. La doline que j'ai figurée sur ma carte, à la base du niveau IV des Couches à *Mytilus* de la Dent de Ruth, et celle que j'ai observée dans le voisinage du profil de l'Amelier décrit ci-devant, ne constituent pas une preuve suffisante de sa présence, leur formation pouvant être aussi bien consécutive à la dissolution de la cornieule qu'à celle du gypse.

CHAPITRE II

LES COUCHES A MYTILUS

Introduction.

Après les exposés détaillés qu'en ont donné H. Schardt (bibl. 172) et surtout Alph. Jeannet (bibl. 88), il serait oiseux de refaire ici l'historique général des Couches à *Mytilus*. M'en tenant uniquement à la région étudiée, je signalerai que H. Schardt a mentionné déjà, sans les décrire, les affleurements de la Dent de Ruth, de Savigny et des Pucelles, dont il va être question dans ce chapitre. En 1935, H. H. Renz (bibl. 160) en a fait une étude minutieuse à laquelle je ne puis que me référer en y ajoutant quelques précisions et certains faits qui semblent avoir échappé à cet auteur.

Dans la désignation des cinq niveaux des Couches à *Mytilus* établis par Schardt (op. cit., p. 98), j'ai substitué aux lettres A, B, C, D, E, la numérotation introduite par Renz (op. cit., p. 156). Nous aurons ainsi, de haut en bas :

NIVEAU IV :	à <i>Mytilus (Modiola) castor</i> et à <i>Polypiers</i>	} Niveau A de Schardt
NIVEAU IIIB :	à <i>Myes</i> et à <i>Brachiopodes</i>	Niveau B »
NIVEAU IIIA :	à <i>Mytilus (Modiola) castor</i> et à <i>Plesiocidaritis alpina</i>	} Niveau C »
NIVEAU II :	à fossiles triturés, à <i>Polypiers</i> et à <i>Astarte rayensis</i>	} Niveau D »
NIVEAU I :	à matériaux de charriage	Niveau E »

Cette nouvelle nomenclature de Renz présente avec celle de Schardt une stricte synonymie de termes, mais, exprimant l'ordre

naturel de superposition stratigraphique, elle n'a plus cet inconvénient, qu'implicitement Schardt a déploré pour l'ancienne, de prêter à confusion.

Profil-type des Pucelles.

Dans les limites de ma carte, un profil complet des Couches à *Mytilus* n'est observable qu'au pied des Pucelles. Surmontant le Trias décrit ci-devant, il offre la succession suivante :

NIVEAU I.

Brèche de base des Couches à *Mytilus* se distinguant de la brèche de remaniement du Trias par son caractère franchement détritique. Si, à première vue, la patine uniformément jaunâtre des deux roches peut induire en erreur, leur dissemblance se révèle nettement à l'examen sur cassure fraîche. A l'encontre de la pseudo-brèche triasique qui, procédant essentiellement de la nature lagunaire du milieu, passe rapidement au calcaire dolomitique homogène et ne renferme que quelques rares galets épars dans sa masse et de même nature qu'elle, la brèche du niveau I est constituée d'éléments typiquement clastiques, très abondants, de formes diverses, à angles tantôt vifs, tantôt émoussés et génétiquement indépendants de leur gangue. Les galets diffèrent entre eux également par leur nature pétrographique. On y trouve de la dolomie jaune pulvérulente, des calcaires noirs compacts à structure fine, d'autres de couleur brune foncièrement grenus, ou encore des débris de silex corné et des cristaux de calcite.

Cette brèche à matériaux de charriage a été signalée par V. Gilliéron déjà (bibl. 64, p. 166) qui, au Purpel (près Jaun), l'observa en alternance avec les schistes à charbons, ce qui évidemment ne se réalise jamais dans le niveau sous-jacent.

Dans ce profil des Pucelles, H. H. Renz (bibl. 160, p. 186) attribue à cet horizon une puissance qui implique une confusion de la pseudo-brèche triasique avec la brèche en question. Ce que vient confirmer encore la position que cet auteur assigne aux grès bruns. De plus, il existe, surmontant quelques lentilles de charbons,

un banc à forte concrétion pyriteuse que ne cite pas cet auteur. De sorte que ce niveau I, nettement délimité par les brèches à sa base et les formations continentales à son sommet, atteint non pas 40 à 50 m. comme le note Renz, mais 20 à 25 m. au maximum. Ce que cet auteur appelle « brecciöse, bräunliche Sandsteine » n'est qu'une modalité de la vraie brèche, se manifestant dès qu'apparaît celle-ci. La coloration brunâtre est commune à la brèche de base et aux grès, aux charbons et aux argiles qui les englobent. M. Lugeon (bibl. 113), signalant cette coloration du charbon des Couches à *Mytilus* de Vuargny (Aigle), l'attribue à la présence de la pyrite, ce qui est certainement le cas dans cet affleurement des Pucelles.

NIVEAU II.

Cet horizon à fossiles triturés et à polypiers tranche nettement par son faciès marin avec les formations continentales sous-jacentes. Il consiste en une alternance de schistes et de calcaires marneux, d'un bleu foncé, se résolvant parfois, surtout vers la base, en une véritable lumachelle. On y reconnaît

Astarte rayensis de Loriol

caractéristique de ce niveau, des fragments blanchâtres de *Cyrena valdense* et de nombreux *Coraux*.

NIVEAU III a.

Ce niveau que Schardt (bibl. 172, p. 107) dit facile à distinguer par sa « disposition en bancs nombreux, peu épais et séparés par des feuilletés marno-schisteux » se présente comme tel dans ma région. Les petits bancs calcaires y sont marneux, noirs, très bitumeux et passent graduellement à des schistes de même nature, renfermant :

Mytilus (Modolia) castor d'Orb.

Plesiocidaritis alpina Ooster

Rhynchonella subinconstans Rollier

Ceromya wimmisensis Gilliéron.

NIVEAU III b.

Constitué essentiellement par des schistes marneux et des calcaires souvent noduleux qui répandent au choc une odeur fétide, ce niveau est, d'après Schardt (bibl. 172, p. 109), le plus constant des couches à *Mytilus*. Dans la région étudiée, il est lithologiquement

distinct du précédent et contient une faune beaucoup plus abondante. Outre les espèces citées dans le niveau IIIa, j'ai recueilli :

Mytilus laitemairensis de Loriol
Pholadomya percarinata Gilliéron
Homomya valdensis de Loriol.

Les deux horizons C et B de Schardt ont été réunis par Renz en un seul « Niveau III » (bibl. 160, p. 163) par suite de l'impossibilité de les différencier dans certaines parties des Médianes rigides.

Il arrive souvent que ce niveau ne se distingue pas d'emblée des calcaires du Malm, comme le signale E. Gagnebin (bibl. 55, p. 398) pour la partie occidentale du Rubli. Dans la plupart des cas, son attribution à cet étage est justifiée autant par ses caractères pétrographiques que paléontologiques. Cependant, sur le territoire de ma carte, son individualité ne peut être contestée. En effet, séparée de l'horizon IIIb par une assise de calcaire bitumeux de 7 m. de puissance, une épaisse série de schistes marneux tranche nettement avec les calcaires compacts qui forment l'arête crénelée des Pucelles. Facilement accessible par le pierrier descendant de la « vire à Pipoz », ces formations, qui atteignent ici environ 20 m. d'épaisseur, m'ont livré quelques exemplaires de la

Modiola castor d'Orb. de grande taille.

Comme le note H. H. Renz (op. cit., p. 169), il s'agit bien là de l'espèce recueillie dans les niveaux IIIa et IIIb; elle n'en diffère que par sa grandeur anormale, signe vraisemblable de dégénérescence.

Apparenté paléontologiquement aux Couches à Mytilus, ce niveau l'est aussi par la pétrographie de ses constituants. Il ne s'agit pas là d'une récurrence, à caractère épisodique, du faciès à Mytilus qui s'exprimerait par l'apparition de quelques minces délités insérés dans des calcaires compacts, mais bien d'une importante série de schistes marneux présentant les mêmes caractères néritiques que le reste du complexe.

Autres affleurements.

Abstraction faite du profil des Pucelles, les Couches à Mytilus ne sont représentées dans la région étudiée que par le niveau IV ou

niveau supérieur à Modiola castor. En allant du Pertet à Bovey à la Dent de Ruth (2239 m.), on le trouve une première fois, au SW de la Corne Aubert (2039 m.). Il se trouve là coincé entre un petit affleurement de Couches rouges et les calcaires compacts du

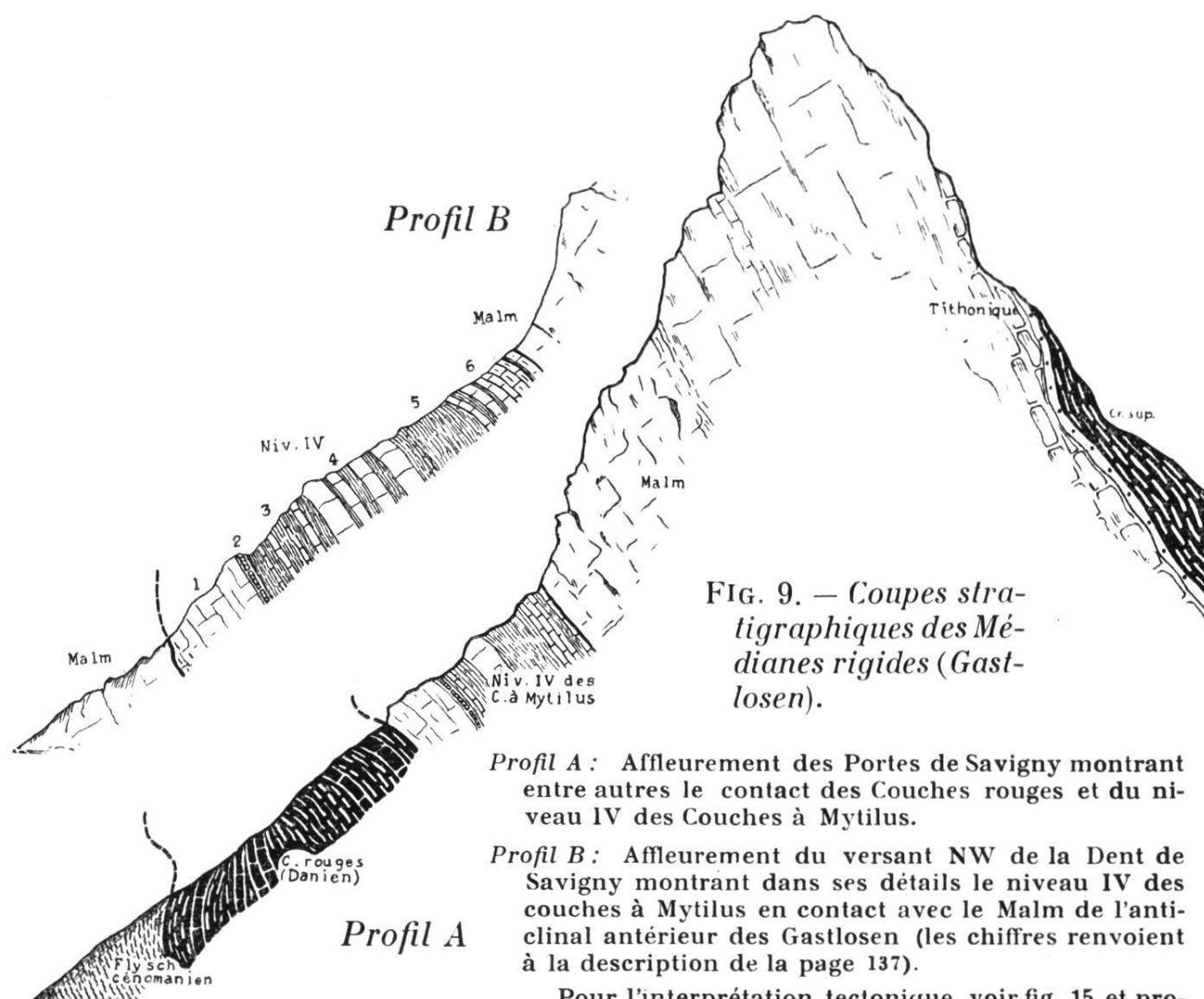


FIG. 9. — Coupes stratigraphiques des Médiannes rigides (Gastlosen).

Profil A : Affleurement des Portes de Savigny montrant entre autres le contact des Couches rouges et du niveau IV des Couches à Mytilus.

Profil B : Affleurement du versant NW de la Dent de Savigny montrant dans ses détails le niveau IV des couches à Mytilus en contact avec le Malm de l'anticlinal antérieur des Gastlosen (les chiffres renvoient à la description de la page 137).

Pour l'interprétation tectonique, voir fig. 15 et profils de la planche II.

Malm. Il disparaît ensuite sous les cônes d'éboulis jusqu'au pied du Gros-Rocher (2015 m.) Le calcaire bitumeux de sa base forme à cet endroit plusieurs pitons qui s'alignent parallèlement à la chaîne jusqu'au voisinage du profil décrit ci-devant et sur lesquels viennent se plaquer les schistes à *Modiola*.

Vers les « Portes de Savigny », le niveau IV vient buter contre le Malm qui se trouve ici fortement décalé par rapport à celui des Pucelles. Pincé entre les deux chaînons jumeaux des Gastlosen, que de violents phénomènes tectoniques juxtaposent en ce point, il se

trouve en contact avec le Malm par son toit et les Couches rouges par son mur (fig. 8, profil A). Puis il disparaît sur le versant NE de l'éminence déterminée par le soubresaut du chaînon antérieur, il affleure à nouveau, chevauchant le Malm de ce dernier (fig. 8, profil B). Je ne reprendrai pas ici l'excellente description qu'en a fait H. H. Renz (op. cit., p. 185). Il s'agit bien là, comme le note cet auteur, d'un contact tectonique entre le Malm et le calcaire compact du niveau IV. De longues recherches, l'analyse microscopique comparée des roches de Malm, des Couches à Mytilus et du Trias me permettent de résoudre, dans le sens de l'interprétation de Renz, la question à laquelle on pourrait s'achopper, comme l'a fait Schardt, en prenant pour du Malm certains calcaires triasiques.

Le niveau IV de Savigny disparaît vers l'E sous d'énormes blocs éboulés, puis en émerge une dernière fois au pied de la Dent de Ruth (2239 m.). Cet affleurement, auquel cependant l'ordinal 12 semble avoir été réservé, dans le travail de Renz, entre celui de l'Amelier (profil 11) et le susnommé (profil 14), n'y est ni décrit dans le texte, ni figuré dans les planches. Le contact tectonique du profil de Savigny n'est plus observable ici; le niveau 4, seul représentant des Couches à Mytilus, offre la succession suivante, de bas en haut (fig. 9, profil B) :

1. Calcaire compact, noirâtre, répandant au choc une odeur fétide 10,00 m.
2. Calcaire gris grossièrement spathique 0,20 m.
3. Schistes marneux noirs, à patine brune, alternant avec des bancs de calcaire très fissiles 8,00 m.
On y trouve de nombreux débris organiques indéterminables et quelques grandes valves de
*Mytilus**(*Modiola*) *Castor* d'Orb.
4. Bancs de calcaire un peu plus compacts que les précédents parcourus d'innombrables veinules de calcite 10,00 m.
Coupés trois fois de niveaux marneux.
5. Complexe très marneux avec quelques particules charbonneuses 7,00 m.
6. Bancs de calcaire bien stratifiés, alternant avec de menus délités de marnes noirs et renfermant de nombreuses *Nérinées* et quelques *Rynchonelles* 2,00 m.

Le profil est surmonté du calcaire noir fétide qui forme l'escarpement de la Dent de Ruth.

La limite supérieure des *Couches à Mytilus* coïncide, sur ma carte, avec le sommet de la série schisteuse. Je n'inclus donc pas dans ces dernières, comme l'a fait Renz, les calcaires compacts formant les premiers abrupts des Gastlosen et d'où le faciès schisteux à *Mytilus* a définitivement disparu.

Conclusions.

AGE DES COUCHES A MYTILUS. — Les formations surmontant le Trias lagunaire et comprises dans le niveau I révèlent nettement l'existence d'un cordon littoral sur l'aire de sédimentation de la chaîne des Gastlosen. Absolument stériles, elles ne fournissent aucun renseignement précis quant à l'âge de l'émersion dont elles résultent. En considérant, avec A. Jeannet (bibl. 88), que le niveau II est d'âge bathonien, on peut en déduire que cette émersion s'est produite durant le Lias ou le Dogger inférieur.

Cet âge bathonien du niveau II, confirmé en 1938 par les travaux de D. Schneegans (bibl. 174), est généralement admis par les auteurs qui ont traité cette question. Dans une étude récente, A. Lombard (bibl. 102) suppose qu'il représente le Bajocien-Bathonien comme l'avaient préconisé P. de Loriol et H. Schardt (bibl. 106). Quant à l'hypothèse de H. H. Renz (bibl. 160) de l'appartenance du niveau II au Callovien, la précarité des arguments paléontologiques qui l'étaient la rend, pour le moment encore, bien peu vraisemblable.

Pour ce qui a trait à la limite supérieure des Couches à *Mytilus*, les fossiles dont je dispose ne me fournissent aucun argument qui me permette une identification des niveaux III ou IV avec celui que Renz présume être l'homologue de III dans la région de Wildenberg et dans lequel F. Rabowsky (bibl. 156) a recueilli une faune d'*Ammonites* oxfordienne-argovienne.

Les faits que B. Campana (bibl. 16) oppose à la théorie de Renz (op. cit.), sans effacer le caractère hypothétique de l'équivalence du niveau IV avec les formations de Wildenberg, la rendent cependant vraisemblable et nous pouvons, dès lors, considérer que les couches à *Mytilus* représentent toute la série stratigraphique, du Bathonien à l'Argovien inclusivement.

CHAPITRE III

LE MALM

Tranchant nettement avec les formations schisteuses du niveau IV, les calcaires compacts du Malm s'érigent, en une paroi abrupte, du Pertet à Bovey à la Dent de Ruth, avec une seule solution de continuité aux Portes de Savigny. Le premier terme en est constitué par un calcaire noir fétide, dont la cohérence pérographique d'une part et l'absence de tout fossile des Couches à *Mytilus* d'autre part, rendent sans fondement son attribution au Niveau IV préconisé par H. H. Renz (bibl. 160).

Si le Malm des Médiannes rigides est loin d'offrir la variété lithologique du Malm des Médiannes plastiques, elles révèlent cependant une certaine instabilité dans les conditions bathymétriques de leur dépôt, instabilité dont les effets sont aisément discernables le long du couloir qui, du col du « Pertet à Bovey », conduit au sommet de la Corne Aubert (2039 m.). Ce sont d'abord les calcaires noirs bitumeux (fig. 9), puis un petit banc de calcaire brun, vermiculé, surmonté d'un calcaire très compact et homogène qui forment le saillant dit « lame à Bovey ». Ces trois roches se révèlent sous l'objectif absolument stériles et, comme elles procèdent d'une vase calcaire, il est difficile de différencier leurs constituants. Une roche grenue, intensément diaclasée, forme ensuite une petite dépression au pied d'un piton déterminé par un calcaire très dur que l'on retrouve au sommet. La roche qui surmonte ce dernier supporte la masse transgressive des Couches rouges ; c'est un calcaire à pâte grise dans laquelle baignent d'assez nombreux débris organiques. Cette roche forme l'arête du Gros Rocher et on peut la suivre jusqu'au delà des trois Pucelles. Mais, alors que jusqu'aux Portes de Savigny elle est immédiatement sous-jacente au Crétacé supérieur, on observe, à partir de ce point, la présence, entre elle et les Couches rouges, d'un calcaire gris qui de finement spathique devient typiquement organogène. D'une pâte grossière se détachent des articles de

Crinoïdes, des fragments de *Coraux*, des débris de tests divers. L'analyse en coupe mince des roches provenant de l'extrême sommet de ce complexe m'a convaincu non seulement de leur parfaite ressemblance pétrographique avec celles du Tithonique de la Hochmatt, mais encore et surtout de leur équivalence stratigraphique exprimée par l'apparition du

Coscinoconus alpinus Leupold,

dont il a été question dans la première partie de ce travail (voir p. 106). Cet organisme a été signalé dans la partie orientale de cette même entité stratigraphique, à Wimmis par W. Leupold (bibl. 98) et au col du Bruch par B. S. Tschachtli (bibl. 201). Caractéristique du Malm supérieur*, le *Coscinoconus* permet en outre de déceler les effets d'un phénomène signalé par A. Jeannet (bibl. 88), à propos des Gastlosen. Cet auteur note que *l'érosion n'a pas affecté, uniformément dans toute la chaîne, les assises sous-jacentes au Crétacé supérieur*. Et de fait, on observe déjà sur l'espace relativement restreint compris dans les limites de ma carte de notables différences : alors qu'à la Corne Aubert l'érosion a mordu profondément dans le Malm, elle n'a pas atteint l'extrême sommet du Tithonique de la Dent de Savigny. Il en est de même à la Dent de Ruth où abonde le *Coscinoconus*.

Il faut évidemment tenir compte des poussées tectoniques qui peuvent être, en certains cas, à l'origine d'une avancée des Couches rouges sur des assises plus anciennes, mais il est notoire que l'épaisseur du Malm des Gastlosen est très variable et, pour ce qui a trait à la région étudiée, elle ne peut être que le fait de l'action érosive, ce que confirmera encore l'étude des formations de base du Crétacé supérieur (voir p. 142).

En résumé, le Malm tel qu'il est figuré sur ma carte est lithologiquement bien délimité, à sa base par les schistes du niveau IV des Couches à *Mytilus*, à son sommet par les formations typiques des Couches rouges. A part le *Coscinoconus alpinus*, qui situe localement le sommet de l'étage, les fossiles caractéristiques du Malm font totalement défaut dans ma région.

* Voir à ce propos la note infrapaginale relative aux travaux de J. Pfendler, W. Leupold et H. Bigler (ci-devant p. 106 et 107).

CHAPITRE IV

LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

Les Couches rouges sont transgressives dans toute la zone des Médiannes rigides. La transgression s'opère sur les calcaires du Malm, mais nous venons de voir que le Crétacé supérieur ne repose pas en tous lieux sur les mêmes formations. En effet, en allant du Pertet à Bovey à la Dent de Ruth, nous pouvons observer les faits suivants :

Le sommet de la Corne Aubert (2039 m.) présente, *comme premier terme de la transgression, un calcaire spathique jaunâtre*, se révélant sous le microscope localement gréseux et rempli de *Rosalines Linnei* d'Orb. qu'accompagnent quelques rares loges de *R. appenninica* Renz.

Au Gros Rocher, à l'endroit où les Couches rouges s'approchent le plus de la crête (à 100 m. NE du pt. 2015), c'est cette même formation qui entre en contact avec le Malm.

Les Profils levés aux Portes de Savigny, à la Dent de Ruth (E du sommet, au pied du Capucin, pt. 2158) et, en dehors de ma carte, au col du Loup, comportent toujours ce même terme de base.

Ce calcaire jaune, spathique, dont l'épaisseur ne dépasse guère 15 cm., repose donc, dans la partie occidentale de la région étudiée, sur des couches plus anciennes que dans la partie orientale où, comme nous l'avons vu précédemment (p. 140), son substratum est constitué par les calcaires coralligènes du Tithonique. Or, le simple

bons sens nous oblige à admettre que les contacts, signalés à la Corne Aubert et au Gros Rocher, ne résultent pas d'une disharmonie de plissement, car comment concevoir qu'un niveau de si faible puissance ait résisté au laminage qu'aurait entraîné le chevauchement de toute la masse crétacée sur le Malm ? Il est exclu que le Tithonique soit demeuré en profondeur, son absence ne peut être que le fait de son abrasion, antérieure au dépôt des Couches rouges.

L'âge de la transgression crétacée des Gastlosen a été démontrée par B. S. Tschachtli (bibl. 200 et 201) et K. Berliat (bibl. 7). La coexistence à la base de cet étage de *Rosalina appenninica*, *R. Renzi* et *R. Linnei* indique clairement qu'elle est turonienne.

La disposition du Crétacé supérieur en trois niveaux lithologiques, remarquée déjà par A. Favre et H. Schardt (bibl. 172), est beaucoup plus frappante ici que dans les Médiannes plastiques. On peut en effet presque toujours observer la succession suivante, de bas en haut :

Calcaire rouge en petits bancs.

Calcaire gris compact.

Calcaire rouge (lie de vin) très marneux.

Si chacune de ces formations n'équivaut pas à un horizon stratigraphique bien défini, comme le supposait Schardt (op. cit.), il est cependant remarquable qu'en certains points, le passage des formations grises aux formations rouges supérieures coïncide exactement avec la limite Maestrichtien-Danien. Les Rosalines font peu à peu place aux *Globorotalia*, *Globigérines*, et, vers le sommet surtout, à de nombreux *Radiolaires*. Les Couches rouges sont ici en parfaite continuité stratigraphique avec le Flysch des Médiannes.

Flanquant la muraille crénelée des Gastlosen, atteignant parfois son sommet (Corne Aubert 2039 m., Capucin 2158 m.), elles sont étalées sur tout le versant SE de la chaîne et y constituent une importante série, du Turonien au Paléocène.

Sur le versant NW, par contre, elles n'émergent que sporadiquement des vastes cônes d'éboulis. Toujours reléguées aux pieds des Gastlosen, leur rôle morphologique est bien effacé. Mais la

position de leurs affleurements leur confère une très grande importance. Formant le substratum des Couches à *Mytilus* au pied de la Corne Aubert, en contact direct par leur sommet danien avec le Flysch cénomanien vers les « Portes de Savigny » (fig. 9), elles expriment toute une tectonique et nous verrons combien elles en facilitent l'interprétation.

TROISIÈME PARTIE

Stratigraphie de la nappe de la Simme

GÉNÉRALITÉS. — Unité tectonique bien distincte de la nappe des Médiannes et reconnue pour la première fois comme telle par G. Steinmann (bibl. 179), la nappe de la Simme est constituée par des formations qui pour n'être pas, essentiellement et en tout, différentes de celles que nous avons examinées dans les pages précédentes, n'en revêtent pas moins certains caractères qui en font une entité stratigraphique assez nettement définie par son faciès et par sa faune. Les principaux termes connus en sont tout entiers représentés dans le tronçon du synclinal de Château-d'Oex compris dans les limites de ma carte. Ce sont, de bas en haut :

1. *Les calcaires siliceux de l'Aalénien.*
2. *Les radiolarites.*
3. *Les calcaires à Aptychus du Biancone.*
4. *Les formations à faciès Flysch.*

Pour la clarté de l'exposé, je décrirai dans un premier chapitre les séries 1, 2 et 3 et traiterai dans un chapitre à part la question assez complexe du Flysch de cette région.

CHAPITRE PREMIER

LE MÉSOZOÏQUE

Introduction

V. Gilliéron (bibl. 64) a signalé déjà, dans la région étudiée, des jaspes à *Radiolaires* qu'il a considérées comme une des nombreuses modalités du Flysch paléocène remplissant la cuvette synclinale de Château-d'Oex. Reprenant cette notion, H. Schardt (bibl. 172) précise la position réciproque des calcaires siliceux sous-jacents aux radiolarites, tous deux attribués au Flysch, et des calcaires blancs les surmontant qu'il qualifie avec justesse de « klippe de calcaire jurassique ou néocomien » (op. cit., p. 345) sans toutefois en établir l'origine.

En 1909, F. Rabowsky (bibl. 155) se basant sur les travaux de G. Steinmann, signale pour la première fois l'existence de lambeaux de la nappe de la Simme qu'il a découverts en compagnie de A. Jeannet dans la région de la Gueyraz. Quelques années plus tard, une faune d'*Ammonites* lui permet de dater les formations sous- et sus-jacentes aux *Radiolarites*, soit les calcaires siliceux représentant le *Lias supérieur* et les calcaires blancs à *Aptychus* (*Biancone*) équivalant au Néocomien.

Ces trois étages forment un ensemble cohérent relativement compact en regard du Flysch qui l'étaye (voir fig. 13, p. 173). Nous en examinerons les constituants dans leur ordre naturel de superposition :

1. Lias supérieur

Un bon profil de cet étage est observable à 400 m. à l'E du col de la Petite Hochmatt (pt. 1825). Il comporte de bas en haut les termes suivants (fig. 10) :

1. Calcaire gris-bleu, qu'une très forte teneur en silice rend particulièrement récalcitrant au marteau. Patine fauve.
2. Alternance de calcaires semblables à 1 et de schistes marneux fauves.
3. Prédominance de schistes marneux.
4. Alternance irrégulière de schistes et de calcaires siliceux gris-bruns mouchetés de noir, avec quelques intercalations de calcaire légèrement gréseux. Le calcaire y est plus marneux que celui du niveau 1 *et ne présente pétrographiquement aucune différence avec certaines roches du même âge des Médianes plastiques.*

Ce niveau qui commence en aval du chemin, affleure très nettement sur ce dernier. A l'endroit où le chemin s'incurve pour se diriger vers le S j'ai recueilli, dans un calcaire tacheté assez compact,

Ludwigia opalina Rein.

Ludwigia sinon Bayle.

Ces espèces, déjà signalées par Rabowsky (bibl. 158, p. 65), indiquent nettement l'Aalénien. Elles ne sont pas rares à cet endroit.

Le calcaire siliceux porte souvent sur ses faces patinées des traces très nettes de

Zoophycos.

5. Calcaire gris, sans tache, très siliceux, passant graduellement aux radiolarites vertes.

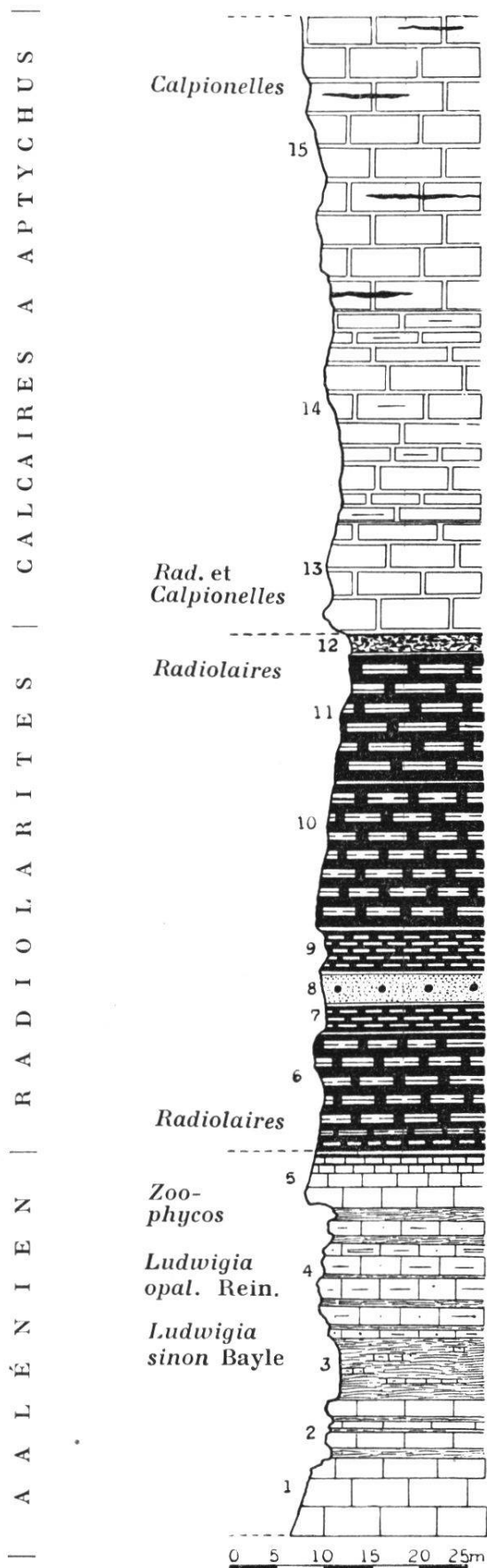


FIG. 10. — Coupe de l'échelle mésozoïque de la Gueyras (nappe de la Simme).

Le Lias supérieur observable atteint une épaisseur d'environ 40 m. Il affleure en une bande continue de quelque 600 m., du col de la Hochmatt à l'arête de la Gueyras où on le voit plonger à 45° vers le S et disparaître dans la masse du Flysch.

Son extrême base n'est pas connue, mais ce qu'il en laisse apercevoir tranche nettement avec les grès grossiers du Flysch et détermine un socle rompant parfois assez brusquement la pente.

La limite supérieure est assez imprécise, je l'ai tirée là où la roche accuse nettement le faciès radiolarite.

2. Radiolarites.

Elles affleurent une première fois à 400 m. au SE de la Féguelenaz. Coincées dans un petit repli du Biancone, elles déterminent une légère dépression qu'utilise le rio du Revers. On les trouve ensuite plus bas, fortement décalées. Après une brève éclipse, elles réapparaissent au pied d'un escarpement du Biancone et sont particulièrement développées dans une petite clairière à quelques mètres au SW du point 1662 de même que sur le chemin qui franchit l'arête à cet endroit. A partir de là, les radiolarites affleurent en une longue zone continue, tantôt soulignant les abrupts du calcaire à *Aptychus*, tantôt se substituant à lui pour former elles-mêmes le sommet de la crête, marquant ainsi très nettement les failles.

A l'extrémité orientale de la colline de la Gueyras elles présentent, à partir de l'Aalénien décrit ci-devant, la succession suivante (fig. 10) :

6. Calcaire siliceux d'un beau vert tendre panaché de rouge. Intensément diaclasé vers la base, il se délite en menus polyèdres assez réguliers. Plus compact vers le sommet, il réalise le type radiolarite par son aspect extérieur. Procédant d'une vase pélagique, il se révèle cependant sous l'objectif très pauvre en *Radiolaires*.
7. La roche disposée en petits bancs diaclasés tranche avec la précédente par sa teinte d'un rouge vif mais présente les mêmes caractères dans sa microstructure.

8. *Calcaire noduleux*. Les concrétions de 1 à 2 cm. de diamètre en moyenne, au pourtour nettement délimité, sont constituées par un calcaire siliceux porcelané tranchant nettement avec le calcaire grenu de la gangue. Sous l'objectif, nodules et ciment se révèlent pétris de débris d'organismes d'où les *Radiolaires* sont absolument absents. La roche tantôt rouge, tantôt verte est sillonnée de nombreuses veinules de calcite.
9. Petits bancs (4 cm.) de calcaires à *Radiolaires*, intensément diaclasés et séparés par de très minces délits marneux. De couleur uniformément verte sur cassure fraîche, la roche prend une teinte brunâtre lorsqu'elle est altérée.
10. Radiolarite verte disposée en petits bancs compacts, marqués localement de traînées rouges.
11. Radiolarite rouge, réalisant le type du jaspe. Localement, la silice est si pure qu'elle en devient diaphane.

Sous le microscope, la roche des niveaux 10 et 11 est littéralement pétrie de *Radiolaires*, à l'encontre de celle des niveaux inférieurs. On y reconnaît, à côté de quelques *Xyphostyles*, de nombreux *Cénosphères* à coquille treillissée. Une de mes préparations renferme en outre une sorte de spicule monoaxe, non canaliculé, à structure radiée dont l'extrémité plus mince que la partie médiane porte une apophyse. La grande taille de ce spicule n'est pas en rapport avec les *Radiolaires* voisins.
12. Calcaire rosé se délitant selon un plan onduleux correspondant à la structure même de la roche. Celle-ci présente en effet de larges concrétions grises aux contours assez vagues qui semblent résulter de quelque phénomène de compression comme en témoignent les masses recristallisées remplissant les interstices. Cette roche ne présente aucune analogie avec les calcaires noduleux du niveau 8. Sa microfaune consiste essentiellement en *Radiolaires*. Entre les bancs s'intercale une matière argileuse rose et verte qui constitue le terme final de cette série, le faciès des radiolarites rouges et vertes n'apparaissant plus au delà.

La limite inférieure des radiolarites ne peut être établie rigoureusement, le passage de l'Aalénien caractéristique aux calcaires à *Radiolaires* est en effet insensible. Telle que je l'ai adoptée, elle est cependant assez nettement marquée dans la morphologie, les bancs diaclasés du niveau 6 y déterminant une dépression.

La limite supérieure est franche et coïncide avec l'apparition du faciès néocomien.

Autres affleurements de radiolarites.

Détachées de leur masse principale, quelques menus bancs de radiolarites apparaissent encore dans les « klippes » qui s'égayent tout autour de celle-ci et que nous décrirons avec le Biancone.

3. Calcaire à *Aptychus* (Biancone)

Ces formations jouent dans la région de la Gueyras le rôle qui échoit au Malm dans les Médiannes rigides. Comme lui, mais sur une plus petite échelle, elles s'érigent en abrupts verticaux surgissant d'un seul jet de la masse molle du Flysch et constituent, par leur compacité, l'ossature même de la nappe de la Simme.

Le calcaire à *Aptychus* affleure une première fois, sur mon terrain, à 170 m. au NE du chalet de Praz-Michy en un petit mamelon isolé. Comme l'a déjà observé H. Schardt (bibl. 172), cette petite éminence de Biancone semble bien relier l'écaille du Jeu de quilles à celle de la Gueyras. Cette dernière s'élève à proximité du chalet du Revers et se poursuit sans interruption jusqu'aux confins des pâturages de la Gueyras.

C'est à cet endroit que le contact avec les radiolarites est le plus net. On y observe (fig. 10) :

13. Surmontant un niveau de 3 cm. d'argile verte (voir niv. 12), un calcaire gris clair, à structure lithographique et à cassure conchoïdale se distingue d'emblée des radiolarites sous-jacentes. L'objectif révèle cependant qu'il participe à la fois de ces dernières par l'abondance des *Radiolaires*, et des calcaires typiques du Néocomien par l'apparition subite des *Calpionelles*. Celles-ci, en petit nombre encore, correspondent à l'espèce

Calpionella alpina Lor.

de petite taille. Parmi d'autres débris organiques assez rares et localisés dans certaines zones, on reconnaît également quelques articles de *Crinoïdes*.

14. Calcaire gris clair, localement plus marneux et se couvrant de petites taches noirâtres. Je n'ai pas trouvé à cet endroit les délités de schistes noirs qui sont en quelque sorte l'aboutissement normal des calcaires marneux du Néocomien moyen de la Hochmatt. *Ils existent cependant dans la masse du Biancone*, au N du chalet du Revers. Ces

schistes noirs et parfois les calcaires qui les séparent sont, comme leurs homologues des Médiannes, absolument stériles.

15. Puissante assise de calcaires gris, disposés en petits bancs séparés parfois par une pellicule d'argile. La roche est souvent marquée d'une sorte de ligne de suture dont le tracé, rappelant celui des *stylolithes*, est souligné par une substance pigmentaire de nature sericiteuse qui semble bien être de même composition que l'argile des intercalations. Je signalerai également quelques lits et rognons siliceux. Les assises du sommet sont infiniment plus riches en *Calpionelles* que celles de la base. La

Calpionella alpina Lor.,

de grande taille prédomine ; la petite est encore bien représentée, mais les *Radiolaires* sont très rares.

La macrofaune que m'a livré le Biancone consiste en *Aptychus* et en deux fragments indéterminables d'*Ammonites* recueillis au N du Revers (1515 m.). Malgré de patientes recherches, je n'ai pas retrouvé le gisement signalé par F. Rabowsky (bibl. 158, p. 65) au voisinage de la Gueyras et qui lui a livré *Phylloceras isotypum* Ben., *Simoceras volanense* Opp., *Simoceras biruncinatum* Quenst., et un exemplaire de *Pygope janitor* Pict.

Cet auteur fait des calcaires rosés attribués ci-devant au sommet des radiolarites et des formations du type Néocomien une série compréhensive « Kimméridgien pro parte - Tithonique - Crétacé inférieur ». En me basant sur les indications que me fournit la présence des *Calpionelles*, j'ai préféré inclure dans les radiolarites les calcaires roses *dépourvus de ces protistes* et tirer une limite coïncidant avec leur brusque apparition. Ainsi, les calcaires à *Aptychus*, tels qu'ils figurent sur ma carte, représentent le Tithonique et la base du Crétacé.*

La limite supérieure est marquée par les schistes et calcaires noirs du Flysch.

Autres affleurements

Sans relation apparente avec la grande écaille chevauchante de la Gueyras, cinq autres klippes de Biancone surgissent inopinément

* A propos de l'extension stratigraphique des *Calpionelles*, voir ci-devant p. 104 et fig. 8.

et sans ordre de la masse du Flysch. Cette disposition désordonnée frappe d'emblée lorsque, sortant des gorges du Petit-Mont, on atteint les alpages du Gros l'Adrey.

Le premier de ces lambeaux, celui des Baumes (1725 m.), est orienté E-W. Le Biancone y détermine deux petits synclinaux superposés parallèlement et dans lesquels se trouvent pincées quelques radiolarites rouges et vertes.

Dans la seconde des écailles, celle du Lappé, il n'est pas aisé de déceler une direction générale des couches. A première vue, les plissements les plus capricieux les jettent dans tous les sens. A l'extrémité méridionale de la paroi qui surplombe le chalet du Lappé, le Biancone semble former un anticlinal que souligne superbement les radiolarites rouges. Il s'agit, en réalité, non d'une voûte dont l'axe serait orienté E-W comme on serait tenté de le croire, mais bien d'un repli isoclinal à direction N-S, donc perpendiculaire à la direction générale de la grande écaille de la Gueyras et à celle du lambeau des Baumes. On peut s'en convaincre en gravissant par le versant S, où subsistent encore quelques vestiges de radiolarites, le sommet 1679. Là le Biancone plongeant à 60° vers l'W est nettement orienté N-S.

Vers le milieu de l'écaille, on retrouve les radiolarites coincés dans le Biancone à l'endroit où le ruisseau de la Gueyras tombe en cascade vers la plaine du Lappé.

Si du chalet de ce nom, on se dirige vers le N, on traverse une zone de Flysch cénomanien dans laquelle s'égrenent un chapelet de petits pitons de Biancone très rapprochés les uns des autres. Je les ai figurés en une seule masse sur la carte. Au pied des plis occidentaux, les radiolarites affleurent en une étroite bande. La direction générale des couches est assez conforme à celle de l'écaille de la Gueyras.

Nous verrons dans le chapitre de la tectonique que la position des lames de Biancone que nous avons examinés jusqu'ici est en étroite connexion avec la position des anticlinaux des Médiannes qui les bordent. Elle permet d'entrevoir une interprétation tectonique compatible avec ce que nous connaissons maintenant des phénomènes de mise en place des nappes (bibl. 115).

On n'en peut pas dire autant de la singulière écaille qui flanque le versant de la Hochmatt au NW du pt. 1825. Trop petite pour

être délimitée exactement sur une carte au 1 : 10 000, je l'ai représentée, à une plus grande échelle, dans la partie supérieure de la fig. 11, p. 155. On pourra ainsi se faire une première idée de sa position insolite entre l'écaille de la Gueyras et le flanc SE de la Hochmatt. Elle comporte quelques bancs de Biancone bien lités surmontant des radiolarites rouges intensément diaclasées.

Conclusions.

Rassemblant les faits consignés dans ce chapitre, nous pouvons conclure à la présence, dans la région étudiée, de l'Aalénien, du Tithonique et du Crétacé inférieur appartenant à la nappe de la Simme. Nous avons vu que ces formations ne diffèrent pas essentiellement de leurs homologues des Médianes plastiques. *Datées par une faune caractéristique, elles encadrent, sans discordance stratigraphique, le complexe stérile des radiolarites correspondant comme l'ont admis A. Jeannet (bibl. 88) et F. Rabowsky (bibl. 158) au Séquanien-Kimméridgien et, j'ajouterai, au Malm inférieur et au Dogger, comme le prouve la continuité stratigraphique avec l'Aalénien (fig. 10).*

Le type radiolarite tel que l'a défini L. Cayeux (bibl. 17) n'a pas d'équivalent dans la nappe des Médianes. Ce type se trouve parfaitement réalisé en quelques points du complexe étudié, notamment vers son sommet. Par contre, les formations rouges qui en constituent une bonne partie, ne diffèrent en rien de la roche à *Radiolaires* que j'ai signalée dans le Callovien des Plastiques (p. 89).

Ces étages se distinguent d'emblée du Flysch environnant par la compacité de leurs constituants (fig. 10 et 13). Ils sont répartis en une écaille principale, celle de la Gueyras (pl. I), longue de quelque 1500 m., et en plusieurs lambeaux secondaires disposés sans ordre autour de cette dernière.

CHAPITRE II

LE FLYSCH

Introduction.

En fournissant la preuve de l'âge cénomanien d'une partie du Flysch préalpin (zones d'Ayerne et du col de Jaun), A. Jeannet (bibl. 87 et 88, p. 114) et F. Rabowsky (bibl. 155 et 158, p. 64) dotaient la nappe de la Simme de formations considérées jusqu'en 1909 comme l'apanage de la nappe des Médiannes.

Ce Flysch cénomanien, déterminé comme tel grâce à la présence d'*Orbitolines caractéristiques*, renfermait, entre autres constituants, un poudingue analogue à celui de la Mocausa signalé par B. Studer (bibl. 182) dans la vallée de Vert-Champ (synclinal de Château-d'Oex). Partant de ce fait, A. Jeannet (bibl. 88, p. 136) présuma que ce dernier devait appartenir à la nappe de la Simme bien qu'on ne possédât encore aucun argument paléontologique propre à le démontrer.

Cette présomption dont E. Gagnebin (bibl. 55, p. 394) reconnaissait le bien-fondé, vient de trouver une solide confirmation dans la découverte par B. Campana (bibl. 16) d'une faune d'*Orbitolines cénomaniennes* dans les grès et les conglomérats de la Mocausa de la zone sise au SE des Gastlosen. J'aurai l'occasion de revenir sur cette découverte et sur l'étude du Flysch crétacé de mon ami B. Campana et sur celle, qu'elle complète admirablement, de B. S. Tschachtli (bibl. 201).

Voyons maintenant ce qu'il en est des formations à faciès Flysch de la région située au NW des Gastlosen et comprises dans les limites de ma carte.

Répartition du Flysch de la Hochmatt.

Tout entier contenu dans la petite portion du synclinal de Château-d'Oex qui s'insère au S de la région étudiée, ce Flysch n'a, jusqu'ici, jamais été l'objet de recherches systématiques.

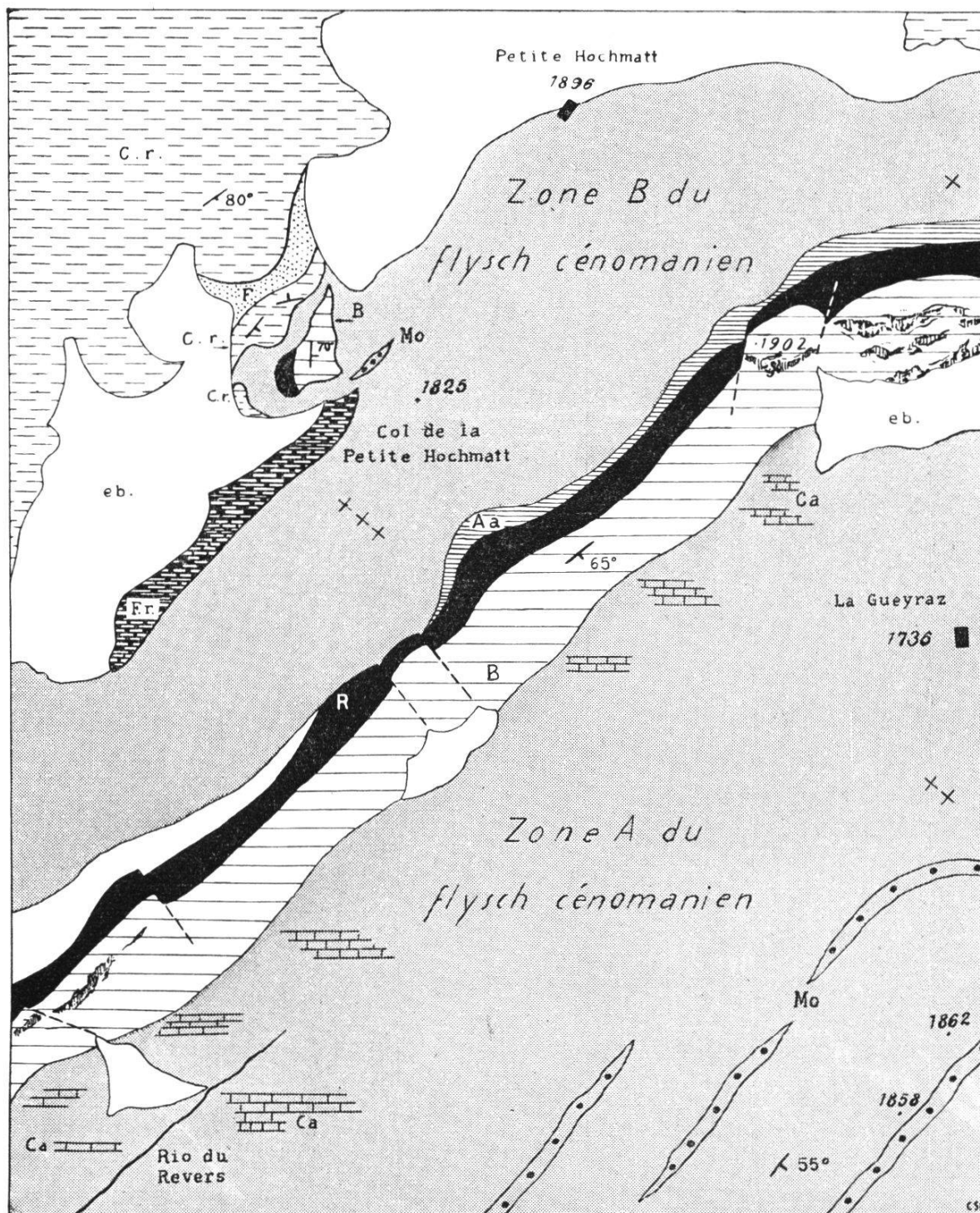


FIG. 11. — Carte structurale schématique montrant la répartition des sédiments à faciès Flysch de part et d'autre de l'écaille mésozoïque de la Gueyras.

On trouve du S au N :

En grisé : grès et conglomérats céno-manien, }
Mo : mocausa ; Ca : schistes et calcaires noirs. xx : gise- }
ment d'*Orbitolines* (*O. conica* d'Arch)

B : Calcaires à *Aptychus* et à *Calpionelles*. }
R : Radiolarites. A : Aalénien à *Ludwigia* (gisement }
de *L. opalina* et *L. sinon* au S de x).

En grisé : grès et conglomérats céno-manien, }
Mo : mocausa. xxx : gisement d'*Orbitolines* (*O. mamil- }
lata* d'Arch).

Flysch de la nappe de la Simme
(Zone A)

Mésozoïque de la nappe
de la Simme
(Ecaille de la Gueyras)

Flysch de la nappe de la Simme
(Zone B)

Fr : « Flysch rouge » (complexe de marnes diaprées et de quartzites) B : Petite lame de calcaires à *Aptychus* et à *Calpionelles* et de radiolarites rouges. F : Calcaires blonds à *Helminthoïdes* du Flysch de la nappe des Préalpes médianes. Cr : Crétacé supérieur, « Couches rouges » de la nappe des Préalpes médianes. eb : éboulis.

A première vue, il consiste essentiellement en formations schisto-gréseuses assez banales dont seul le conglomérat de la Mocausa semble avoir attiré l'attention. Coupé de l'écaille mésozoïque que nous venons d'examiner, il comprend en fait deux zones d'inégale importance :

L'une, de style tectonique relativement paisible, surmonte le Biancone de la Gueyras et s'étend vers le S jusqu'au pied des Gastlosen. Nous l'appellerons

A. ZONE A SÉRIE DE LA MOCAUSA (fig. 12, zone A)

L'autre, violemment disloquée parce que se trouvant dans la zone de contact des nappes de la Simme et des Médiannes, occupent un espace beaucoup plus restreint comprise qu'elle est entre l'écaille de la Gueyras et le versant SE de la Hochmatt, mais revêt une importance plus grande par sa situation même et par la variété des sédiments qui la constituent. Ce sera

B. ZONE DE CONTACT DU COL DE LA HOCHMATT (fig. 12, zone B)

Je tiens d'ores et déjà à préciser que ces appellations ne définissent pas deux entités stratigraphiques superposables ; nous verrons combien le tourmenté du style tectonique rendrait précaire l'établissement d'une succession des termes de l'une aux termes de l'autre.

A. Zone à série de la Mocausa.

I. SCHISTES ET CALCAIRES NOIRS. — Plaqués contre le calcaire à *Aptychus* (fig. 11 Ca, et fig. 13) des schistes marneux noirs affleurent tout le long du bord oriental de l'arc mésozoïque de la nappe de la Simme. Le soulignant d'un mince liséré, ils déterminent la dépression qui du col de la Gueyras (1736 m.) court parallèlement à l'écaille jusqu'au pied du Revers (1515 m.) Particulièrement bien observables au fond de la combe où coule le rio du Revers, ces schistes se résolvent en un calcaire noir massif qui forme, à 280 m. au N-NE du chalet du même nom, un socle supportant la petite moraine oblongue figurée sur ma carte (pl. I). On retrouve ces calcaires englobés dans les schistes noirs quelques mètres en amont, sur la rive gauche du rio (pt. 1601) d'où ils constituent un horizon assez constant jusqu'à leur disparition sous la masse glissée du Flysch de la Gueyras.

Ce calcaire noir, très dense, sillonné de veinules de calcite, se révèle sous le microscope presque entièrement constitué d'organismes monothalamés sphériques rappelant, par leurs dimensions, des loges isolées de *Globigérines*. Quelques débris algacés, de rares spicules monoaxes non canaliculés viennent s'y ajouter, et, brochant sur le tout, des coquilles treillissées de *Radiolaires* apparaissent çà et là.

A côté de ces calcaires siliceux, le complexe de schistes noirs renferme quelques petits bancs d'une roche bleuâtre finement gréseuse. J'en ai observés qui étaient presque en contact avec le Biancone à la cote 1800 (250 m. NW du chalet de la Gueyraz). Il en affleure également sur le petit sentier qui conduit du col de la Gueyraz au chalet du Lappé.

Ce niveau basal repose *tectoniquement* sur les calcaires à *Aptychus*, ce qu'attestent de nombreuses surfaces de friction onduleuses et miroitantes, la disposition parfois lenticulaire des schistes inférieurs et la recristallisation superficielle des calcaires non lubrifiés par la masse schisteuse.

Il atteint une puissance moyenne de quelque 30 mètres et passe progressivement au niveau suivant.

II. GRÈS ET CONGLOMÉRATS. — L'épaisse série qui forme les croupes arrondies de la Gobette, du Pralet et de la Gueyraz est essentiellement constituée par des grès et schistes gréseux que couronnent les assises conglomératiques de la Mocausa. La terre végétale la rend souvent inaccessible à l'observation mais on peut en suivre tout le développement dans quelques coupures d'érosion. L'une de celles-ci, celle de la Minutze confinant à la région décrite par B. Campana (bibl. 16), présente, avec de légères variantes, les mêmes termes lithologiques que le profil du Festue-devant (id., p. 52). Les variantes ne consistent qu'en la présence d'un troisième banc de poudingue de la Mocausa et en un plus grand développement des formations inférieures dans ce sens que l'affleurement de la Minutze commence par les grès et les schistes gréseux sous-jacents au premier banc de conglomérat. Il serait dès lors oiseux d'en redonner une coupe détaillée.

Suivons à partir du ruisseau le premier banc de conglomérat de la Mocausa qui entre dans le territoire de ma carte à la cote 1500. Dissimulé d'abord sous les taillis qui soutachent les pâturages de la Minutze, il s'en dégage 500 m. plus loin et engendre à la lisière

de la forêt un important cône d'éboulis au sommet tronqué. Réduit ici à 1 m. d'épaisseur, il traverse le rio du Pralet, s'enfle peu à peu jusqu'à atteindre 3 m., puis s'incurvant assez brusquement vers l'E, il gravit la pente très déclive à cet endroit et coupe à angle obtus le chemin du Revers. On le voit alors nettement perdre ses éléments détritiques grossiers, devenir sur 4 m. un grès très fin dans la masse duquel s'égayent quelques rares galets de la grosseur du poing, puis recouvrir son aspect conglomératique qu'il maintient jusqu'à sa disparition 200 m. en amont de la gîte du Revers (1515 m.). Après une brève éclipse, le premier banc de conglomérat de la Mocausa réapparaît en deux ultimes affleurements fortement décalés par rapport au tronçon méridional.

Ce n'est qu'à l'extrémité septentrionale de la colline de la Gueyraz, où nous sommes maintenant parvenus, qu'il est possible d'observer la position réciproque de ce premier banc conglomératique et des assises sous- et sus-jacentes et de se convaincre que la double apparition de cette assise typique de la Mocausa ne résulte pas de quelque phénomène tectonique mais est d'ordre stratigraphique. Ce fait est exprimé sans équivoque dans le magnifique profil qui surplombe au S le chalet de la Gueyraz. De plus, le parallélisme du plongement de toutes les couches, visibles ici, de l'Aalénien de la Simme aux grès surmontant le deuxième banc de conglomérat de la Mocausa, témoigne de la tranquillité tectonique de l'endroit. Dès lors, pouvant considérer les assises comme se succédant normalement, j'en ai relevé le profil suivant :

Profil des grès et conglomérats de la Mocausa (au S de la Gueyraz).

Surmontant le niveau basal I des schistes et calcaires noirs, le complexe des grès et conglomérats dont nous avons fait le niveau II, comporte ici la succession suivante, de bas en haut :

1. Petits bancs (1-2 cm.) de grès très fins parmi lesquels on observe encore des récurrences du faciès des schistes noirs 50,00 m.
2. A quelque 20 mètres au S du chalet de la Gueyraz, les schistes noirs disparaissent complètement et alors commence une série plus compacte constituant les premiers contreforts de la colline 1862. Après en avoir scruté les détails, force m'a été de convenir de l'impossibilité d'y établir une subdivision quelconque. Sur 120 m., elle con-

siste en petits bancs (1 à 5 cm.) de grès séparés par de minces délits d'argile jaunâtre. Les grès très fins, d'un gris-bleu sur cassure fraîche, sont profondément altérés et prennent alors une teinte ocreuse confluant avec celle des argiles. Le tout, d'une monotonie déconcertante, est absolument stérile 70,00 m.

3. Au sommet du cône d'éboulis (cote 1770): grès plus grossiers que les précédents se délitant en plaquettes de 2 à 4 cm. et caractérisés par l'apparition d'innombrables empreintes d'origine incertaine (vermiculures simples ou ramifiées, incrustations évoquant des traces d'animaux fousseurs, formes en relief imitant celle des méandrines, etc.). Vers le sommet, on observe de nombreux débris charbonneux bien individualisés se détachant aisément de leur gangue. La jonction des strates se fait sans l'intermédiaire de marnes 60,00 m.

4. *Premier banc de conglomérat de la Mocausa* qu'il est facile de suivre dans son plongement (50° S) jusqu'à quelques mètres en aval du sentier de la Gueyras 4,00 m.

5. Grès fins très compacts en bancs de 15 à 20 cm. séparés par une pellicule d'argile jaunâtre 10,00 m.

6. Schistes gréseux déterminant une dépression sur le socle formé par les niveaux 3 et 4 20,00 m.

7. Grès tantôt grossiers, tantôt très fins, en bancs de 15 à 20 cm. séparés par de fines plaquettes de même composition pétrographique 70,00 m.

Cet horizon forme le sommet 1862. *Environ 150 m. au NE de celui-ci, à l'endroit où dans la pente gazonnée la roche est mise à nu sur quelques m², j'ai recueilli un échantillon de grès à pâte très fine, d'un gris bleuté, montrant sur une surface granuleuse quelques exemplaires très distincts de*

Orbitolina conica d'Arch.

Un gisement de ces mêmes *Foraminifères* dans des grès semblables, se retrouve au NW du chalet du Lappé, près de l'endroit où, sur ma carte, se termine la lame mésozoïque de la Gueyras.

8. *Deuxième banc de conglomérat de la Mocausa*, qui souligne au SE la crête de la Gueyras et qui, parallèle au premier dont nous avons suivi le parcours, se retrouve fortement décalé sur le versant NW du Revers 3,00 m.

9. Grès semblables à ceux du niveau 3. Ils n'affleurent ici qu'en pointements isolés, mais on en trouve une excellente coupe au pied des pâturages du Pralet, 300 m. à l'W du

- pt. 1867. Le ravin qu'il détermine est figuré sur ma carte surmontant le second banc de conglomérat. La limite supérieure n'en est pas visible 8,00 m.
10. Une épaisse couche de terre végétale masque la suite du profil jusqu'à environ 120 m. NW du chalet de la Félésimaz-devant. A cet endroit, quelques bancs de calcaire compact émergent du gazon. La roche très finement grenue, d'un gris foncé, contient d'assez nombreux débris de *Brachiopodes*. A l'encontre des formations sous-jacentes uniformément stériles, elle se révèle, sous l'objectif, essentiellement formée d'éléments organiques tels que menus débris de *Crinoïdes* et de *Bryozoaires*, fragments de tests à structure nettement prismatique, sections transversales de spicules d'*Holoturiers* et parfois de glomérules constitués par des cellules rectangulaires rappelant vaguement la structure des *Archeolithothamnies*.
De minuscules cristaux de quartz aux angles émoussés, quelques grains noirs, amorphes, provenant probablement des *dentriles* dont les surfaces de la roche sont parfois sillonnées, sont les seuls éléments non calcaires de cette formation organogène. Ce qu'on en peut apercevoir atteint une épaisseur de 1,50 m.
11. Schistes gréseux se délitant en fines plaquettes. Ils sont à cet endroit envahis par la végétation mais si l'on emprunte le petit sentier qui monte au Pralet on voit affleurer au pied du col 1867 des schistes semblables, représentant le premier terme de la puissante série qui constitue le sommet 1874. Je n'ai pas retrouvé à cet endroit le niveau 10 X.
Jusqu'à quel point cette série de 11 à 16 est-elle la suite stratigraphique du profil de la Gueyras? L'absence d'affleurements intermédiaires ne permet pas d'affirmer qu'elle le soit; pas plus du reste que le plongement tranquille des couches (50° SE tout comme précédemment) n'exclut qu'elle ne soit qu'une répétition tectonique des horizons sous-jacents. Avec la réserve qu'impose pareille occurrence, je la place cependant dans cette même succession.
12. Grès plus compacts et en bancs plus épais que dans le niveau 11 20,00 m.
13. Vers le sommet, ces bancs redeviennent très fissiles et alternent avec de petits lits d'argile ocreuse 50,00 m.
14. Grès plus grossiers à patine jaune, en tout semblables aux formations du niveau 3. Ils déterminent le sommet 1874 . 130,00 m.
15. *Troisième banc de conglomérat de la Mocausa* 2,00 m.
16. Alternance de grès très fins et de schistes, le tout disparaissant sous les blocs éboulés des Gastlosen X.

Ce troisième banc de conglomérat s'amenuise à ses deux extrémités et ne forme ici qu'une lentille. Mais on le retrouve au S du Pralet soulignant d'un mince liséré (0,80 à 1,50 m.) la colline qui surmonte le point 1712. Il est également bien individualisé au SW de la Minutze où parmi les grès qui l'englobe j'ai observé un calcaire très finement oolithique que je n'ai rencontré nulle part ailleurs. En coupe mince, il se révèle rempli de *Milioles* et de *Textulaires*.

Age du Flysch de la zone A

Les conclusions qui se dégagent de l'étude des formations contenues dans la zone A, seront exposées en fin de ce chapitre. Notons déjà que m'ayant livré la première faune d'*Orbitolines* du synclinal de Château-d'Oex elles permettent de fixer l'âge cénomanien du Flysch situé au NW des Gastlosen, Flysch qui dans la vallée de Vert-Champ avait livré à B. Campana (bibl. 16, p. 53) une faune de *Rosalines* et d'en faire ainsi l'équivalent de la série de la Mocausa sise au SE des Gastlosen.

B. Zone de contact du col de la Hochmatt.

L'étroite bande comprise entre le versant méridional de la Hochmatt et la colline de la Gueyras (1902) est en grande partie recouverte de terre végétale et de débris des pentes. Cependant, le peu qu'elle laisse entrevoir de sa composition lithologique et de sa structure en profondeur permet de saisir l'essentiel des traits qui la caractérisent. Pour en faciliter l'exposé, j'ai figuré à la page 155 le col de la Petite Hochmatt, un des deux seuls points où le contact entre la nappe des Médianes et celle de la Simme est relativement bien observable.

L'endroit est facilement accessible soit par la Féguelenaz, soit par le Lappé. Géographiquement, ce col 1825 fait en quelque sorte pendant à celui de la Gueyras 1736, dans ce sens que tous deux séparent la vallée du Gros-Mont de celle du Petit-Mont.

Les formations comprises dans cette zone sont :

I. CALCAIRES A HELMINTHOÏDES, GRÈS ET CONGLOMÉRATS. — Nous avons vu dans la première partie de ce travail (p. 127) que les Couches rouges maestrichtiennes des Médiannes supportent un lambeau de calcaires blonds à *Helminthoïdes* coincé entre elles et une petite écaille également maestrichtienne qui se trouve au NW du pt. 1825. Cette dernière dont la figure 11 exprime mieux qu'un long commentaire la tectonique tourmentée, se fragmente avant de disparaître. Elle est chevauchée par des grès disposés en petites couches et qui, entre les cotes 1810 et 1920, englobent un banc de conglomérat de la Mocausa signalé déjà par H. Schardt (bibl. 172, p. 187) mais que l'éboulis a maintenant envahi presque tout entier (marqué Mo dans la figure 11). Ces grès sont semblables à ceux que nous avons reconnus dans la zone A, sauf cependant que, pour autant que permettent d'en juger de faibles pointements dans l'herbe, les surfaces de la roche ne sont pas marquées de ces *Hiéroglyphes* caractéristiques du niveau 3 de la série de la Mocausa. A part cela ce sont, sur une échelle réduite, les mêmes alternances de grès tantôt fins, tantôt grossiers et de schistes subordonnés.

Au S-SE du pt. 1825, un petit banc à surface arénacée m'a livré quelques exemplaires très bien conservés d'*Orbitolines* à test aplati de 3 à 7 mm. de diamètre, de 1 à 2 mm. de hauteur dont la face supérieure légèrement convexe se termine en forme de bouton que je n'ai trouvé intact que dans un seul de mes échantillons. Partout ailleurs l'usure l'a supprimé et le sommet est alors marqué d'une large perforation. Ces *Foraminifères* se rapportent indubitablement à l'espèce

Orbitolina mamillata d'Arch.

Le gisement est marqué de trois croix sur le levé de la page 155. Il ne m'a pas livré la forme conique du niveau 7 de la Gueyras. Les calcaires siliceux tachetés de l'Aalénien le surmontent tectoniquement.

II. « FLYSCH ROUGE ». — De part et d'autre du col de la Petite Hochmatt (pt. 1825), les grès à *Orbitolines* sont marqués d'une dépression due à la présence d'un complexe de marnes diaprées et de quartzites dont les constituants affleurent au SW du col. En voici la succession de bas en haut :

Profil du « Flysch rouge » de la Petite Hochmatt (fig. 12).

1. Marnes d'un rouge lie de vin, onctueuses au toucher, se révélant sous l'objectif absolument stériles.

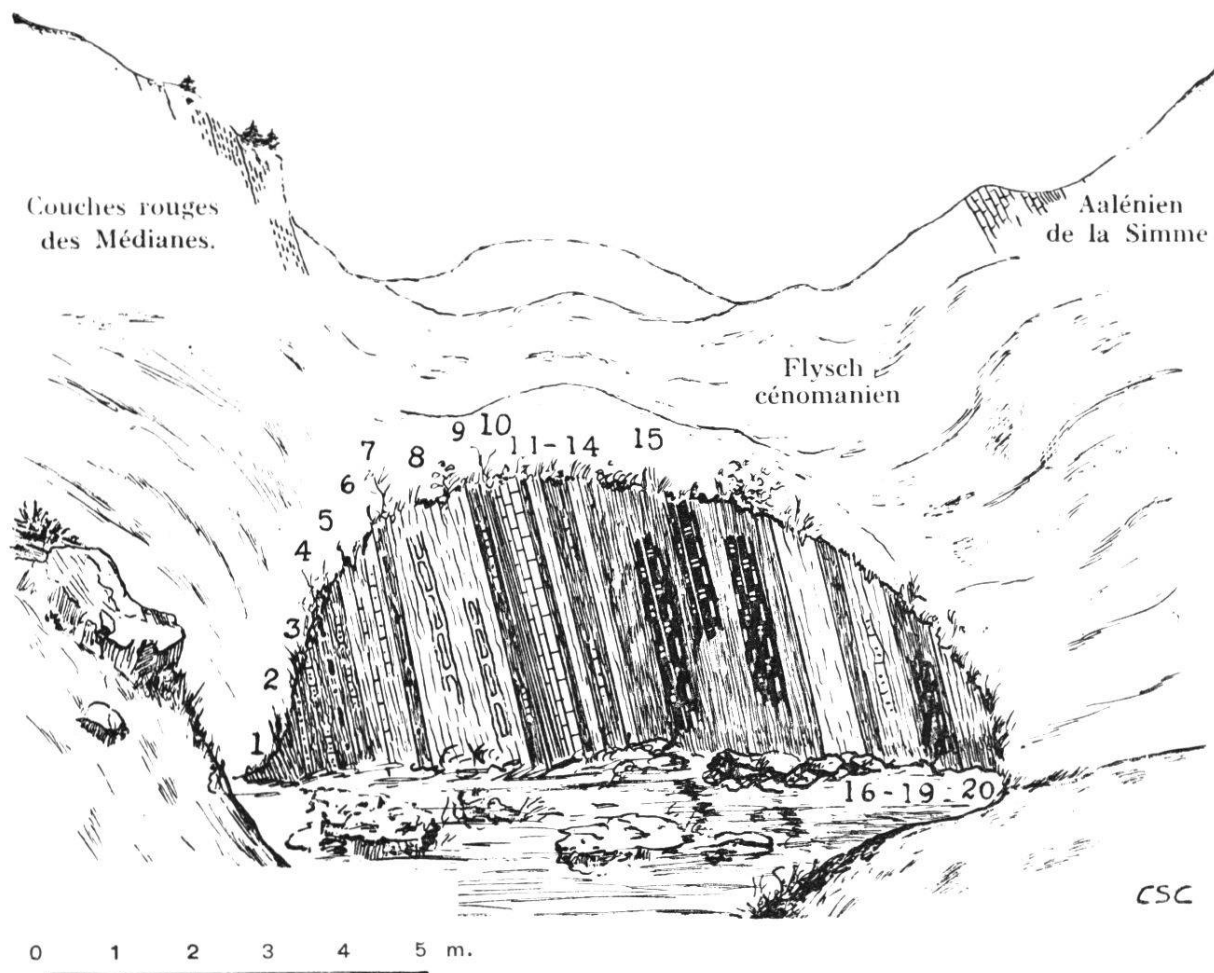


FIG. 12. — Affleurement du « Flysch rouge » au SW du col de la Petite Hochmatt, dans la zone de contact des deux nappes.

L'érosion a mis à jour, sous les grès cénomaniens, ce complexe stérile de marnes diaprées et de quartzites (« Flysch rouge ») que rien ici ne permet d'attribuer à la nappe de la Simme plutôt qu'à celle des Préalpes médianes.

Ce même complexe affleure à nouveau au N du Lappé dans d'autres conditions (voir p. 166 et 173 fig. 13).

2. Marnes noires granuleuses légèrement micacées.
3. Marnes diaprées où cependant domine la couleur rouge et au milieu desquelles s'intercale un petit banc (4 cm.) de calcaire gréseux d'un gris sombre, à patine brune, dont les surfaces sont marquées de formes arborescentes, lignes sinueuses convergeant vers un même point, et de croûtes aux contours vagues ou parfois nettement stalactiformes. Ces empreintes sont, par la finesse du modelé, bien diffé-

rentes de celles des grès de la Gueyras et la roche qui les porte ne présente avec ses derniers aucune analogie. En coupes minces, marnes et calcaires ne renferment aucun organisme.

4. Marnes noires, très grasses, englobant de petits nodules calcaires de même teinte.
5. Marnes semblables à 3, passant graduellement à 6.
6. Marnes vertes coupées de deux bancs de calcaire gréseux de même composition lithologique que les intercalations précédentes, mais à structure plus fine.
7. Marnes noires semblables à 4.
8. Double alternance de marnes vertes et de grès compacts et très denses se résolvant au microscope en un agrégat de grains de quartz clastiques, cimentés tantôt par de la silice développée secondairement, tantôt par une substance amorphe procédant d'une vase calcaire. La différenciation du quartz détritique et du quartz secondaire n'est rendue possible ici que grâce à la présence d'une pellicule d'impuretés soulignant souvent le contour primitif des grains. Cette coexistence de deux ciments lithologiquement différents confère à cette roche les caractères intermédiaires qu'exprime le terme de *grès-quartzite* que nous pouvons dès lors lui appliquer.
9. Marnes rouges renfermant un calcaire gréseux, micacé, gris foncé, zoné parallèlement à la stratification.
10. Schistes noirs passant à un calcaire de même couleur. Ce dernier est une roche très lourde, à pâte homogène que l'objectif laisse indifférenciée. Intensément diaclasé, il se délite en polyèdres assez réguliers. Les interstices sont remplis de calcite.
11. Alternance de marnes rouges et de schistes calcaires de même teinte.
12. Marnes vertes. Le passage de 11 à 12 est brusque. Un de mes échantillons de la grosseur du poing est constitué de l'une et de l'autre de ces marnes en contact absolument franc.
13. Marnes rouges semblables à 11, tranchant avec le niveau sous-jacent. Elles contiennent un petit banc de grès très micacé.
14. Marnes vertes panachées de rouge.
15. Puissant complexe de marnes rouges que coupent trois bancs constitués par *une roche ayant l'aspect des radiolarites vertes*. Elle possède en effet la finesse de structure de ces dernières, leur cassure conchoïdale et ce velouté qui caractérise les plus pures d'entre elles. L'étude au microscope révèle cependant qu'elle *en diffère profondément*. Il s'agit en effet d'une formation pétrographiquement apparentée aux grès-quartzites observés dans le niveau 8 mais dont les constituants plus menus et mieux individualisés offrent, en outre, cette particularité d'être associés à un minéral d'un vert jade qui, par sa fréquence, confère cette teinte à l'ensemble de la roche. Ce

minéral s'y trouve sous deux modalités : enclavant parfois complètement les grains de quartz, il semble en voie d'épigéniser la gangue calcaire qui les renferme ; c'est le cas le plus fréquent. D'autres fois, en débris de forme globuleuse, il est nettement limité, n'empiète pas sur le ciment et se comporte comme un élément remanié.

La première de ces modalités exprime vraisemblablement la genèse in situ du minéral, tandis que la seconde indique bien l'origine clastique de ce même minéral amené sur place en même temps que le quartz. Cette circonstance exclut, d'après L. Cayeux (bibl. 20, p. 260) qu'on ait affaire à l'un des chlorites, au produit de décomposition duquel on pourrait présumer qu'est due la couleur des schistes de ce complexe (hématite rouge). Ceci m'a été confirmé par l'analyse chimique que j'ai faite d'une solution neutre du minéral vert qui, en présence de l'acide silicofluorhydrique (SiF_6H_2), réagit en donnant des cristaux de fluosilicate de K. Les chlorites en question étant non alcalins, il est clair qu'il s'agit ici de particules de glauconie dont l'examen microscopique révèle au surplus la structure fibroradiée typique et la plus grande biréfringence.

Nous appellerons donc ce grès-quartzite « *quartzite à glauconie* » pour le distinguer de celui du niveau 8.

La coloration verte, commune aux trois bancs inclus dans les schistes rouges de ce complexe 15, n'y est cependant pas uniforme. En fonction de la teneur en glauconie de la roche, elle est plus claire dans le banc inférieure que dans les deux suivants. Ce complexe constitue la plus grande partie de l'affleurement.

16. Marnes vertes marquées de grandes traînées blanchâtres superficielles.
17. Marnes rouges.
18. Marnes d'un vert jaunâtre dans lesquelles s'insère un petit banc (8 cm.) de calcaire gréseux gris-brun dont certains constituants se distinguent par leur couleur verte.
19. Marnes rouges semblables à 15 mais ne renfermant qu'un banc de quartzite à glauconie.
20. L'affleurement se termine par des marnes vertes *en contact tectonique* avec les grès à *Orbitolines*.

Des nombreuses coupes minces que j'ai examinées des différentes roches de ce profil, il n'en est pas une qui contienne la moindre trace de débris organiques. *Elles sont ici absolument stériles.*

Ce complexe de marnes diaprées et de quartzites réapparaît à 170 m. au N du chalet du Lappé où il est surtout représenté par

le niveau 15 beaucoup plus développé que dans le profil ci-dessus. C'est là qu'il m'a été donné d'observer un fait remarquable, absolument inattendu. Alors que la masse principale des marnes rouges englobant les quartzites à glauconie est, ici comme dans l'affleurement de la Petite Hochmatt, tout à fait stérile, il existe, à la base de cet affleurement du Lappé, un niveau de ces mêmes marnes rouges où abondent subitement les Globigérines, les Radiolaires et, brochant sur le tout, des tests bien distincts de

Globorotalia

qu'avec B. S. Tschachtli (bibl. 201, p. 23), je considère comme caractéristiques du Danien et du Paléocène inférieur.

Il est incontestable qu'on se trouve ici en présence du contact entre le sommet danien des Couches rouges et un complexe stérile que nous avons appelé « Flysch rouge » dont il nous reste maintenant à préciser la position stratigraphique en relation avec celle des formations qui le juxtaposent.

Avant de le faire, je signalerai que le Danien décrit par K. Berliat (bibl. 7) dans le prolongement immédiat de la région étudiée, existe donc également dans le flanc SE de l'anticlinal de la Hochmatt où sa disparition en quelques points *ne résulte que des phénomènes tectoniques qui ont affecté ce secteur et non de lacunes stratigraphiques.*

Le fait que le Danien existe non seulement au Lappé, mais tout le long de la zone comprise entre ce point et le chalet de la Féguelenaz, se trouve confirmé par son apparition à l'W des Portes de Savigny où, nettement caractérisé par une faune à *Globorotalia*, il se trouve en contact tectonique avec le Flysch cénomanien de la nappe de la Simme (voir fig. 13 et pl. II).

Position stratigraphique des formations à faciès Flysch comprises dans la zone B

Ia. CALCAIRES A HELMINTHOÏDES. — Les calcaires blonds, plaquetés, parfois couverts d'Helminthoïdes, dont j'ai signalé une écaille coincée dans les Couches rouges au NW du col de la Petite Hochmatt (fig. 11) semblent faire défaut dans les séries caractérisées par les Orbitolines. Pour cette raison et par suite de leur parfaite

identité avec les formations du Flysch des Médiannes, je les ai figurées sur ma carte comme appartenant à ce dernier.

Ib. GRÈS ET CONGLOMÉRATS. — La position stratigraphique des grès et conglomérats compris entre le versant méridional de la Hochmatt et l'écaille mésozoïque de la Gueyras (fig. 11) est donné par la présence de l'espèce *Orbitolina mamillata* qui, généralement associée à *Orbitolina conica*, caractérise le Cénomanien (A. Jeannet, bibl. 88, p. 116).

II. « FLYSCH ROUGE ». — Qu'en est-il de ce complexe de marnes diaprées et de quartzites qui, chevauché par le Flysch cénomanien, a été mis à jour par l'érosion au SW du col de la Petite Hochmatt (fig. 12) et que nous avons vu faisant corps avec les Couches rouges daniennes au N du chalet du Lappé (fig. 13) ?

Je l'ai appelé « *Flysch rouge* » pour indiquer qu'il présente certaines similitudes avec les formations désignées sous ce terme et que j'ai examinées en dehors de mon terrain. Parmi ces formations, je mentionnerai les « schistes marneux et argileux rouge-brique » que H. Schardt déjà (bibl. 172, p. 491) dénommait « *Flysch rouge* » et dans lesquelles F. Jaccard (bibl. 86, p. 39) signala des intercalations de schistes verts et noirs et des lentilles de quartzites. Les affleurements en sont épars dans toute la région comprise entre Bellegarde (Jaun), Weissenbach, le Simmenthal, Gessenay et Rougemont.

Ce « *Flysch rouge* » que H. Schardt (op. cit., p. 192, 488, 491, etc.) disait toujours stérile et distinguait par cela même des Couches rouges crétacées au voisinage desquelles il se trouve souvent, a fait récemment l'objet d'une étude intéressante de B. S. Tschachtli (bibl. 201).

Dans les deux profils qui servent de base à ses observations, cet auteur (id., p. 46 et 49) donne du « *Flysch rouge* » une description qui correspond exactement à celle de mon complexe de marnes rouges, vertes et noires. La roche qu'il définit « ölquarzitähnliche dunkelgrüne Quarzite » est l'équivalent pétrographique des quartzites à glauconie inclus dans le niveau 15 du profil de la Petite Hochmatt (p. 164). Quant aux grès que signale Tschachtli, ils sont semblables à ceux que contient le niveau 18 (p. 165), mais je ne puis pas confirmer que les éléments verts qui se trouvent parmi leurs constituants soient des *galets de radiolarites* comme le pense cet auteur.

A ne considérer que la pétrographie des marnes diaprées et des quartzites affleurant dans ma région, on peut donc être certain qu'il s'agit bien du « *Flysch rouge* ».

Cette certitude va cependant s'émousser devant ce fait paléontologique nouveau apporté par B. S. Tschachtli : la découverte dans le « *Flysch rouge* » de Weissenburg, de l'espèce *Rosalina* (*Globotruncana*) *appenninica* Renz, caractéristique du Cénomanién. Or, de longues recherches dans plusieurs dizaines de coupes minces m'ont convaincu de la *stérilité absolue* des marnes rouges, vertes et noires de l'affleurement de la Petite Hochmatt.

Il est vrai que Tschachtli (op. cit., p. 48, 49, 52, 53) insiste sur l'extrême rareté des *Rosalines* dans les profils qu'il mentionne et, à propos de celui de Weissenburg, il écrit même que *G. appenninica* Renz se trouve exclusivement (« *lediglich* ») dans les formations calcaires.

A moins de supposer que cette rareté des *Rosalines* est la conséquence d'un phénomène dont nous parlerons tout à l'heure, le complexe des marnes diaprées et des quartzites du col de la Petite Hochmatt (fig. 12) cesse donc d'être l'homologue parfait du dénommé « *Flysch rouge* ».

Du même coup, ce complexe monterait du Cénomanién au Danien si la continuité stratigraphique que nous avons signalée dans le second de ses affleurements, celui de Lappé (p. 166), n'était pas qu'apparente. En effet, on trouve là, alternant avec des quartzites verts, ses marnes rouges stériles reposant sur d'autres marnes rouges remplies de *Globorotalia* et qui, elles, appartiennent sans conteste au Danien des Préalpes médianes.

Rien ne laisse présumer que ce contact soit tectonique (fig. 13). Apparemment, il est normal ; mais à côté de la disparition subite des *Globorotalia* qui étonne quelque peu, un autre fait rend la continuité stratigraphique, si ce n'est hypothétique, du moins assez surprenante. Il s'agit de la présence dans les marnes versicolores du Lappé et de la Petite Hochmatt de matériaux tout à fait étrangers à la nappe des Préalpes médianes.

Il ne peut être question d'assimiler ces matériaux (grès, grès-quartzites, quartzites à glauconie) aux éléments exotiques, contenus dans le Crétacé supérieur, qu'ont décrits notamment M. Lugeon (bibl. 107, p. 95, et 112, p. 739) et A. Jeannet (bibl. 88, p. 616,

638), ni aux « brèches de transgression » signalées par F. Radowsky (bibl. 158, p. 43) et B. S. Tschachtli (bibl. 201, p. 36). Blocs exotiques et brèches de transgression présentent une structure absolument différente et, de plus, les marnes rouges qui les enrobent sont toujours très riches en *Foraminifères*.

Malgré cela, un observateur désintéressé qui ne s'en tiendrait qu'aux faits reconnus dans les seuls affleurements de la Petite Hochmatt et du Lappé, serait enclin à incorporer le complexe des marnes versicolores et des quartzites au Danien-Montien des Préalpes médianes plutôt qu'au Cénomanién de la nappe de la Simme. En effet, en dépit de la précarité des arguments basés uniquement sur des caractères lithologiques lorsqu'il s'agit d'établir l'identité d'âge de deux roches, il lui semblerait plus conforme au simple bon sens de voir une relation entre des *marnes rouges* à fossiles daniens et d'autres *marnes rouges* stériles mais *isopiques*, que de vouloir les apparenter aux grès cénomaniens dont elles diffèrent totalement et avec lesquels elles sont, par surcroît, en contact tectonique.

Rien n'excluerait alors, pour cet observateur, que les rarissimes Rosalines cénomaniennes de Weissenburg, signalées par B. S. Tschachtli (bibl. 201) dans ces mêmes marnes rouges, ne soient que des fossiles remaniés. Leur rareté même rendrait ce fait plausible, car ces *Foraminifères-là* n'ont guère coutume de vivre en cénobite, leur abondance dans tous les sédiments qu'ils caractérisent est là pour le prouver.

Pour ma part, je dois constater que les affleurements compris dans les limites de ma carte ne m'ont fourni aucun fait paléontologique assez précis pour attribuer le dénommé « Flysch rouge » à la nappe des Médianes ou à celle de la Simme. Par ailleurs, ce complexe de marnes rouges, vertes et noires et de quartzites présente de si frappantes analogies avec certaines formations du Chablais décrites par M. Lugeon (bibl. 107), qu'avec le peu de matériel dont je dispose et sans une étude du « Flysch rouge » compris dans tout l'ensemble des Préalpes, je me garderai de lui assigner, dans l'échelle stratigraphique, une place qui ne pourrait être qu'arbitraire.

En conséquence, je ne le considère que dans ce qu'il trahit de sa position, sans l'interpréter ; je le représente tel qu'il est, soit affleurant en boutonnière dans le Flysch cénomanién serré entre

les Couches rouges et l'Aalénien (fig. 12), soit coincé entre les deux nappes des Médiannes et de la Simme (fig. 13), sans pouvoir pour l'instant, le situer par rapport aux formations à faciès Flysch de la zone B, dont nous allons, en concluant, examiner les relations avec la série de la Mocausa comprise dans la zone A (fig. 11).

Conclusions générales relatives au Flysch des zones A et B

J. Tercier (bibl. 186) a souligné déjà combien les précisions apportées à l'étude du Flysch durant ces dernières années avaient réduit « l'extension en surface du Flysch des Préalpes médianes ».

Un nouveau domaine leur est ravi : la presque totalité des formations à faciès Flysch comprises sur le territoire de ma carte et considérées jusqu'à ce jour comme paléocènes, échoit en fait à la nappe de la Simme. Cette dernière y est ainsi représentée de l'Aalénien au Cénomaniens inclusivement.

Ce transfert d'une nappe à l'autre du Flysch d'une partie du synclinal de Château-d'Oex m'a été imposé par la présence des espèces cénomaniennes

Orbitolina conica d'Arch.

Orbitolina mamillata d'Arch.

dans les grès des zones A et B que nous venons d'examiner.

Les Orbitolines n'avaient pas encore été signalées dans la série de la Mocausa du synclinal de Château-d'Oex. Dans le tronçon de ce synclinal qui, auSW, confine à ma région, B. Campana (bibl. 16, p. 53 et 54) l'avait reconnue comme cénomaniens, grâce à la présence d'une faune à *Rosalina appenninica-linnei* Renz.

Ainsi, en se complétant, ces deux découvertes permettent d'assimiler la série de la Mocausa sise **au NW des Gastlosen** à celle située **au SE de cette chaîne** et dans laquelle mon camarade et ami Campana a recueilli de nombreux exemplaires d'Orbitolines cénomaniennes.

Dans l'admirable étude qu'il fait de cette série en relation avec le Flysch qui, au SE des Gastlosen, constitue les Rodomonts, l'Hügeligrat et l'Hundsrück, B. Campana (op. cit., p. 30) a pu explorer des affleurements assez développés et à tectonique suffisamment tranquille pour lui permettre d'établir, dans le Cénomaniens de la nappe de la Simme trois niveaux stratigraphiquement superposables. Ce sont, de haut en bas :

1. La série terminale faite de grès sombres, de schistes gris et de roches calcinées.
2. La série de la Mocausa représentée par des grès et des conglomérats.
3. La série de la Manche formée de grès et essentiellement de schistes.

Le premier de ces niveaux n'est pas représenté dans ma région. Le second s'y trouve entièrement et constitue ce que nous avons appelé la zone A (fig. 11). Nous l'avons vu (p. 157) surmontant stratigraphiquement les schistes et calcaires noirs. Par le fait même de cette continuité, ces derniers peuvent être considérés comme cénomaniens ; c'est du reste comme tels que les signale A. Jeannet (bibl. 88, p. 95) dans le torrent de Nairvaux.

Quant au troisième niveau, celui de la Manche, on en retrouve les exacts équivalents dans ma zone B (fig. 11), mais B. Campana (op. cit., p. 43) ayant incorporé dans ce niveau le « *Flysch rouge* » de B. S. Tschachtli (bibl. 201) dont il a été question tout à l'heure (p. 167), je doute fort que, sur mon terrain, son individualisation soit justifiée.

Cependant, bien que les dislocations inhérentes à une région placée, comme la zone B, sur la ligne de contact de deux nappes, ne permettent guère d'y établir une succession stratigraphique, il me paraît intéressant, pour fixer les idées, de comparer les formations comprises dans cette zone B avec celles incluses dans la série de la Manche. A cet effet, je juxtaposerai la description qu'en donne Campana (op. cit., p. 37) et la simple énumération des affleurements de ma région, tels que je les ai figurés à la page 173.

Nous aurons ainsi, de bas en haut :

SE des Gastlosen

Série de la Manche telle que l'a décrite

B. Campana (bibl. 16, p. 37)

I

Schistes noirs ou bariolés avec intercalations de grès-quartzites noirs ou verdâtres.

Globigérines et *Rosalines*

II

Grès fins ou grossiers, calcaires clairs et compacts, calcaires siliceux à Radiolaires.

Orbitolines indét.

III

Schistes rouges siliceux contenant des *Globigérines* et des *Rosalines* et passant souvent à des radiolarites franches.

Calcaires fins et parfois à *Entroques*.

Série de la Mocausa

Orbitolina mamillata-conica.

NW des Gastlosen

Succession telle que je l'ai observée

dans la zone B (fig. 11 et 13)

I

Marnes rouges, vertes et noires avec intercalations de grès-quartzites et de quartzites à glauconie. *Stériles*.

II

Grès fins passant au conglomérat de la Mocausa.

Orbitolina mamillata d'Arch.

III

Schistes bruns de l'Aalénien.

Ludwigia opalina Rein.

Radiolarites.

Calcaires lithographiques du Biancone (*Calpionnelles*) surmonté tectoniquement de calcaires noirs.

Série de la Mocausa (Zone A)

Orbitolina conica d'Arch.

La comparaison de ces profils, dont les termes juxtaposés n'ont souvent aucun rapport entre eux, met en évidence l'impossibilité de pratiquer, dans la région étudiée, la distinction, établie par B. Campana, de la série de la Manche de celle de la Mocausa. Car, même si le niveau II de la Manche était l'homologue du niveau II de la zone B, nous ne pourrions nous baser sur la seule présence des espèces *Orbitolina conica* d'Arch. dans la zone A et *Orbitolina mamillata* dans la zone B (fig. 11), pour établir que l'une est supérieure à l'autre, ces deux fossiles souvent associés étant contemporains (bibl. 88, p. 116).

Dès lors, et considérant, en outre, que le niveau II du Lappé est en contact *tectonique* avec les marnes rouges, nous renoncerons à nous servir du terme de *série de la Manche* qui ne correspond ici à aucun complexe défini.

En résumé, le Flysch cénoomanien compris dans les limites de ma carte est encadré, à la base par un complexe stérile de marnes diaprées et de quartzites connu sous le terme de « *Flysch rouge* » avec lequel il est en contact tectonique, et au sommet par les Couches rouges daniennes du pied des Gastlosen avec lesquelles il entre en contact mécanique par les derniers bancs de grès et de conglomérats de la Mocausa (fig. 13).

Ainsi limité, il enlève presque entièrement l'écaille mésozoïque de la Gueyraz. Le fait que cette dernière chevauche et est chevauchée par des formations de même âge, exprime clairement l'intensité des phénomènes tectoniques qui ont affecté ce tronçon de la nappe de la Simme, dont précisément le Flysch, « ce faciès terminal d'un cycle de lithogénèse géosynclinal », comme l'ont défini M. Lugeon et E. Gagnebin (bibl. 115, p. 63), nous permettra de fixer la position par rapport à la nappe des Préalpes médianes.

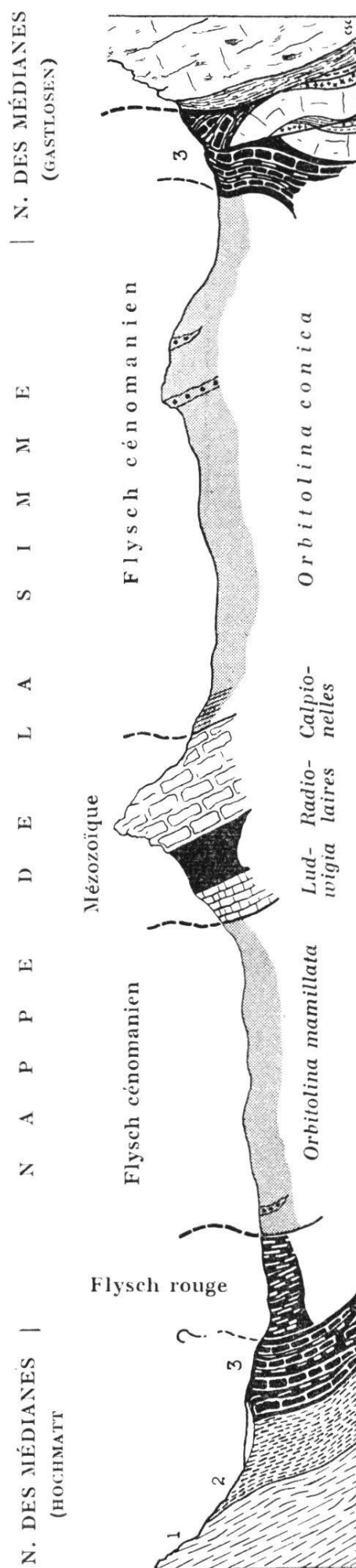


FIG. 13. — Coupe stratigraphique des affleurements compris entre le versant méridional de la Hochmatt et le pied des Gastlosen.

1 = Couches à *Rosalina Linnei* (Sénonien inf.). 2 = Couches à *Rosalina Stuarti* (Maestrichtien). 3 = Couches à *Globorotaria* (Danien). Sur ce Danien repose, en contact **apparemment normal** (marnes rouges sur marnes rouges) [indiqué par un ?] le complexe stérile dit « Flysch rouge » surmonté **tectoniquement** des grès cénomaniens (à 170 m. au N du chalet du Lappé (Petit-Mont)).

QUATRIÈME PARTIE

Quaternaire

GÉNÉRALITÉS. — Inégalement répartis dans l'espace qu'occupent les trois unités stratigraphiques que nous venons de décrire, les dépôts quaternaires ne jouent un rôle quelque peu marquant dans la morphologie, qu'au N du Massif de la Hochmatt et au pied de la chaîne des Gastlosen. Quelques-uns d'entre eux ont été signalés déjà par V. Gilliéron (bibl. 64), par H. Schardt (bibl. 172) et par F. Nussbaum (bibl. 126). J'en ai entrepris l'étude d'ensemble et décrirai successivement : I. Les dépôts glaciaires ; II. Les dépôts postglaciaires.

CHAPITRE PREMIER

DÉPÔTS GLACIAIRES

La plupart des moraines et plaquages morainiques compris dans les limites de ma carte y ont été déposés, à l'époque würmienne, par de petits glaciers locaux tributaires du glacier de la Jogne.

a) Celui-ci a laissé, sur le versant N des collines du Toss et de Bichalet, un cordon morainique dont la base modelée en terrasse

est souvent difficile à distinguer des dépôts postglaciaires (Villette, Bifang, Bossonaz). Leur délimitation, telle qu'elle figure sur ma carte, est dictée par la morphologie plutôt que par une discrimination de leurs constituants.

b) La partie haute de la vallée du Petit-Mont, que verrouille à l'W les collines de la Gueyraz, est extraordinairement pauvre en dépôts glaciaires. A considérer sa configuration, on ne peut cependant douter qu'ils aient existé, mais, comme le remarque V. Gillieron (bibl. 64), il est probable qu'ils ont été recouverts par les éboulis. C'est donc comme éboulis que j'ai figuré sur ma carte tous les dépôts qui s'étendent aux pieds des Gastlosen (voir p. 178), y compris ceux sur lesquels est bâti le chalet de la Félésimaz à Tennaz et que F. Nussbaum (bibl. 126) signale comme moraines.

Dans la profonde cluse du Petit-Mont qui s'ouvre dans le Néocomien et traverse du S au N toute la série jurassique jusqu'à la base du Sinémurien, il ne reste également aucun vestige du glacier qui, en confluant à celui de la Jogne, a déposé pourtant trois importantes moraines frontales dans le voisinage de la Villette.

c) Sur le versant N de la Hochmatt, l'érosion glaciaire a déterminé les deux grands cirques de Kneus et du Toss aux pierres. Les débris des pentes n'y ont laissé subsister que la moraine terminale sur laquelle est construit le chalet de Kneus. La jonction des deux glaciers est marquée par une énorme accumulation de dépôts, due au fait que leurs bassins d'alimentation sont essentiellement constitués par les assises du Dogger. Le ruisseau qui coule à l'W du Perru (Steinbergli, 1211 m.) y a creusé un lit profond de 30 m. sans avoir atteint le substratum rocheux. Les moraines remplissent toute la dépression triasique, de la Villette à la vallée du Gros-Mont, mais alors que la région située au N de la ligne Petit Toss (1294 m.) - Avoyère (1055 m.) - Weidli (984 m.) revêt l'aspect typique du paysage morainique avec ses « vallum » tantôt continus, tantôt éventrés par les torrents qui, impétueux, s'écoulent vers le Petit-Mont, la partie située au S de cette même ligne est caractérisée par une topographie plus chaotique, due au revêtement argileux qu'a engendré la moraine de fond et qui affleure en quelques points.

d) La partie supérieure de la vallée du Gros-Mont comblée par les dépôts lacustres (voir p. 180) ne renferme plus que la petite

moraine oblongue du Revers (1515 m.) et celle de la Féguelenaz (1424 m.) qui s'épand vers « les Campagnes » (1385 m.). Le piton néocomien qui barre l'entrée de la gorge montre encore des traces évidentes de l'érosion glaciaire qui a creusé partiellement celle-ci. Utilisant les profondes entailles produites par le décrochement du flanc SE de l'anticlinal de la Hochmatt, le glacier s'est écoulé du N au S, grossi par l'apport du glacier des Audèches. Les dépôts qu'il a laissés témoignent de son extension. J'ai par exemple recueilli, au SW du chalet des Planeys-dessus (1483 m.) plusieurs débris du conglomérat de la Mocausa, qui ne peuvent provenir que de lui. La moraine les renfermant se trouve à une altitude de 1390 m., donc plus haut que l'actuel plateau des « Campagnes » (ce qui semble correspondre soit à la glaciation de Riss soit au maximum de Würm).

Etant donné cette extension, c'est davantage au glacier du Gros-Mont qu'à celui du Toss qu'il faut attribuer la moraine de Schoplan. Il en est de même de celle de Dom Hugon dont une partie provient du cirque de la Rupaz (1510 m.), où s'étagent quatre moraines terminales, dont deux soutiennent un petit lac. Ici comme au pied de la Hochmatt, les dépôts glaciaires remplissent la dépression triasique. Les riches pâturages qui les tapissent des Poutes-Paluds au chalet du Contain, sont marqués d'une dizaine de *dolines* dont les principales figurent sur ma carte.

Dominant le plateau, où se dessine l'emplacement d'un petit village abandonné vers le XV^e siècle, les moraines du Praz au Cerf (1419 m.) et du Haut-Crêt (1450 m.), constituent plutôt des plaques peu épais, relativement faciles à délimiter. La présence du calcaire noduleux comme élément constitutif de la moraine du Haut-Crêt, indique avec netteté sa provenance des glaciers qui, rayonnant autour des sommets 1647-1643, ont déposé également la moraine de Rotzna-dessous (1239 m.) et celle de Creux-Charles (1326 m.).

Les dépôts morainiques qui des Veytours à Praz-Jean bordent le dernier tronçon de la vallée du Gros-Mont sont partiellement ensevelis sous les éboulis de l'abrupt du Toss.

e) Les seuls glaciers qui n'aient pas été tributaires de celui de la Jogne se situent aux confins de la région étudiée, sur le versant oriental de la vallée de Motélon. Il ne reste que des vestiges de leurs

dépôts autour de la Vagilière de la Générale (1291 m.), du chalet de la Vonderweire (1100 m.) (digitation du glacier des Poutes-Paluds) et dans les pâturages de la Progenaz (1075 m.). La base des moraines y est souvent découpée en terrasse, notamment entre le Pralet (1018 m.) et la petite chapelle de Cuaz (1032 m.).

CHAPITRE II

DÉPÔTS POSTGLACIAIRES

a) EBOULIS ET ÉBOULEMENTS. — Des cônes d'éboulis, sans cesse alimentés par la lente désagrégation du Malm des Gastlosen, bordent la vaste zone couverte de gros blocs calcaires qui, du Pertet à Bovey, s'étend jusqu'au delà des collines de la Félésimaz-derrey. Ces blocs, que H. Schardt (bibl. 172, p. 262) attribuait à « la chute d'un pan de la Dent de Savigny à une époque qui ne peut pas être précisée », remplissent de leur masse chaotique la dépression des Fresnières (forêt du Lappé), dont une végétation que n'atteint pas l'action de l'homme accentue encore l'aspect dantesque. Chaque année encore, des blocs isolés dévalent les abrupts de Savigny, de Ruth et des Pucelles, mais leur force de chute ne les entraîne guère au delà du ru qui marque le plus bas de la dépression et n'est, en tout cas, jamais suffisante pour les faire remonter les pentes très déclives que jalonnent les chalets du Pralet (1811 m.), de la Félésimaz-devant (1763 m.) et de la Félésimaz-à-Tennaz (1557 m.) Or une grosse masse éboulée couronne le Flysch du sommet 1874 (250 m. au NE du Pralet), sommet séparé du pied de la Dent de Savigny (2255 m.) par un fossé profond de 75 m. ; d'autre part, d'énormes blocs de Malm des Gastlosen s'érigent tout autour du chalet de la Félésimaz-à-Tennaz, qu'une distance de 1300 m. et deux vallées séparent de la Dent de Ruth (2239 m.). Dès lors, force nous est de

recourir à l'intervention d'une cause étrangère à la pesanteur, pour expliquer une pareille extension de cette zone d'éboulement.

Il est possible qu'au Pralet, un affaissement du sol se soit produit postérieurement à la mise en place des blocs, phénomène qui, en provoquant la formation de ce que l'on considérerait alors comme un vaste entonnoir de dissolution (cote 1799), aurait isolé le sommet 1874. Quant à la région de la Félésimaz, il est plus vraisemblable que les blocs qui la couvrent y aient été transportés par les glaciers, ou que ces derniers, dans leur phase terminale, aient simplement servi de plan de glissement aux débris d'un gigantesque effondrement d'une paroi des Gastlosen.

Sur le versant opposé, nous ne trouvons qu'un faible développement des cônes d'éboulis, en bordure des Couches rouges du Cheval Blanc et de la Hochmatt et un assez important éboulement, signalé déjà par W. à Wengen (bibl. 206), au pied du Vanil de l'Ardille.

Par contre, au N du Croset (2110 m.) et de la Hochmatt, les débris des pentes occupent d'assez vastes régions. Dans les cirques de la Petite et de la Grande Audèche, ils ont partiellement enseveli les dépôts morainiques comme du reste dans les cirques de Kneus et du Toss aux pierres, où les cônes d'éboulis ont une configuration remarquablement bien marquée.

Le Dogger des Rayes, de la Granta et du Verdiz engendre quelques cônes de moindre importance.

L'éboulement des Chaux de la Hochmatt provient du Malm, particulièrement disloqué à l'W du pt. 1887. On en devine la niche d'arrachement au bord du long couloir collecteur qui, prenant naissance dans les Couches rouges, aboutit quelques mètres en aval des Escaliers du Mont.

Dans le reste de la région étudiée, les cônes d'éboulis et d'éboulement ne jouent qu'un rôle morphologique secondaire.

b) MASSES GLISSÉES. — Les phénomènes de glissement et de tassement toujours observables dans les formations du Flysch, affectent en deux points la berge méridionale du rio du Revers (SW de la Gueyraz). Sous l'action des eaux d'infiltration, des masses schisto-gréseuses du Cénomanién se détachent lentement de leur emplacement primitif et glissent, au gré de la pente, vers le fond

de la combe, en déterminant une topographie moutonnée très caractéristique.

Au N de la Hochmatt, on constate ces mêmes phénomènes dans le Bathonien qui, à bien des égards, peut être assimilé aux formations du Flysch. Le rocher, sur lequel se dressent encore les ruines du chalet de « Toss aux pierres » (pt. 1442), est constitué par un calcaire gréseux disposé en strates régulières, ce qui témoigne de la lenteur du glissement qui, des escarpements du Verdy, l'a emmené à cet endroit.

c) CÔNES DE DÉJECTION, DÉPÔTS LACUSTRES, TOURBES. — Aucun des deux torrents qui drainent presque toutes les eaux de la région étudiée n'édifie un cône de déjection de quelque importance à son embouchure dans la vallée de la Jogne. C'est que le cours inférieur des rios du Gros et du Petit-Mont ayant, comme d'ailleurs la rivière maîtresse, trouvé son équilibre, les alluvions se répartissent en amont de leur confluence.

Quelques torrents saisonniers accumulent leurs dépôts sur les berges du Motélon, contraignant cette rivière à modifier son cours. D'autres, tels celui de Dom Hugon, de Planeys, de Kneus et du Lappé, ont formé des cônes maintenant partiellement stabilisés et ne jouant qu'un rôle morphologique insignifiant.

Des dépôts lacustres se sont accumulés dans la partie haute des vallées du Gros et du Petit-Mont. Devant la Féguelenaz (1425) où la rivière, canalisée maintenant, s'épandait en un vaste marais, les eaux stagnent encore lorsqu'il a plu quelques jours. L'imperméabilité du sol est due aux couches d'argiles et de tourbe qui affleurent en deux points entre le « Haut du Mont » et Praz-Michy. Sous les assises tourbeuses, j'ai recueilli un calcaire d'eau douce rempli de petits *Gastéropodes*. Ceci confirme l'hypothèse d'un lac postglaciaire émise par H. Schardt, lors de l'étude du projet de construction d'un barrage hydraulique dans la vallée du Gros-Mont.* Ces mêmes conditions se trouvent réalisées au Petit-Mont, à l'E du chalet de Lappé.

* H. S c h a r d t, 1913. Origine de la plaine du Gros-Mont. Rapp. entr. électr. frib.

d) TUF CALCAIRE. — Les dépôts en sont localisés le long du ruisseau qui a sa source au SE du Haut-Crêt (1647). Situés dans une zone violemment disloquée, ils atteignent un certain développement aux points cotés 1090 et 1270 où, sur ma carte, je les ai figurés en pointillé rouge. On les trouve tapissant le fond du ru sur presque tout son cours.

CINQUIÈME PARTIE

Tectonique

GÉNÉRALITÉS. — V. Gilliéron (bibl. 64) et, après lui, H. Schardt (bibl. 171 et 172) ont reconnu les principaux traits structuraux de la région étudiée et les ont figurés dans quelques profils (bibl. 64; 172, pl. VIII, fig. 7; pl. XVI, fig. 1) que j'ai dû sensiblement modifier.

L'étude stratigraphique du Trias et plus particulièrement encore celle du Lias, m'ont également amené à une interprétation tectonique du petit massif du Haut-Crêt, différente de celle qu'en a donnée V. Chassé (bibl. 21, pl. I, fig. 2, 3 et 4).

J'ai déjà exposé, au début de ce travail (p. 7), que les terrains compris dans les limites de ma carte appartiennent aux unités tectoniques suivantes :

<i>Nappe des Préalpes médianes</i>	{	<i>Médianes plastiques</i>
		<i>Médianes rigides</i>
<i>Nappe de la Simme</i>		

La morphologie à elle seule exprime déjà l'individualité de chacune de ces entités. Il n'est qu'à jeter un regard sur l'ensemble de ma région pour s'en rendre compte (voir fig. 14 et 15).

L'étude des dislocations provoquées par les mouvements tangentiels qui ont édifié nos Préalpes va faire ressortir mieux encore cette individualité.

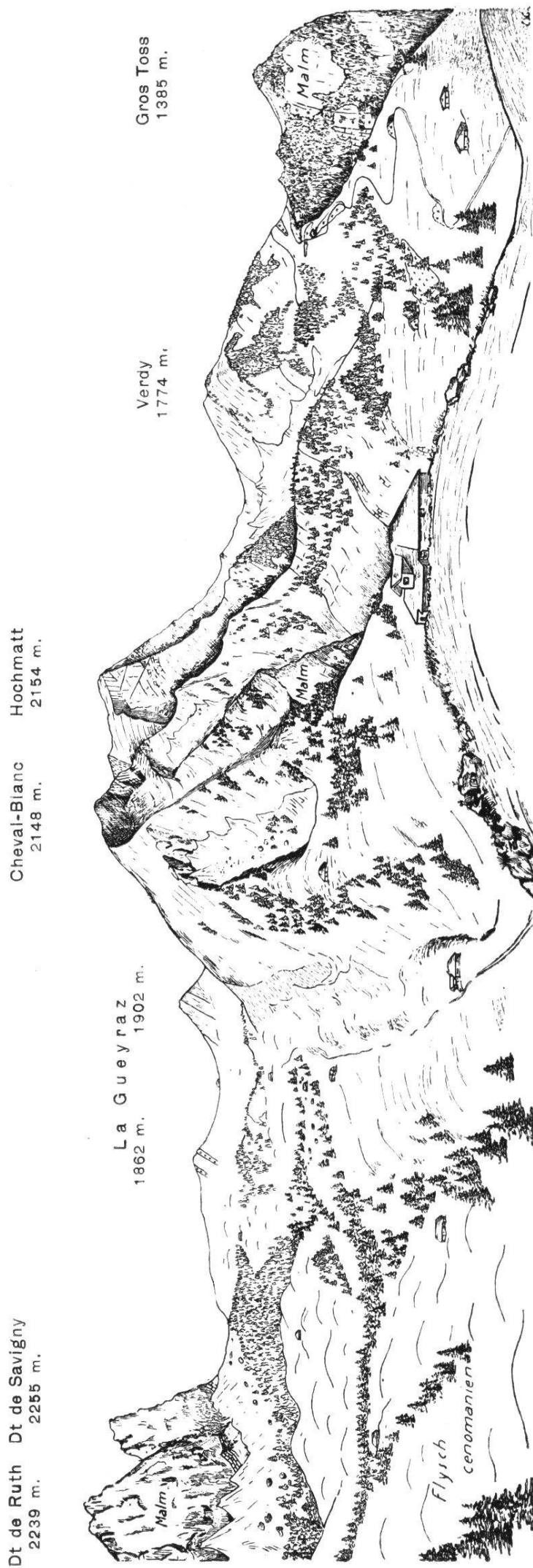


FIG. 14. — Panorama de la partie orientale du massif de la Hochmatt, montrant le rôle morphologique des nappes des Préalpes Médiannes (Médiannes rigides, Médiannes plastiques) et de la Simme, unités tectoniques dont la structure est exprimée par le profil de la figure 15.

SE

NW

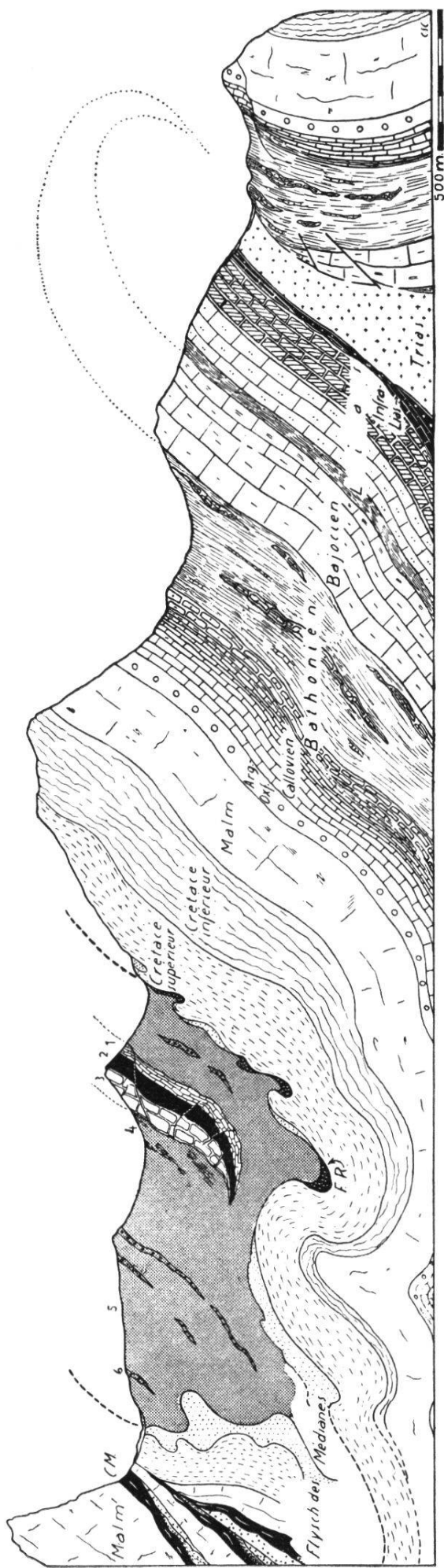


FIG. 15. — Profil, suivant la ligne Savigny-Hochmatt-Toss (arrière-plan de la fig. 14), des trois unités tectoniques constituant la région étudiée ; ce sont, du SE au NW :

1. Les MÉDIANES RIGIDES représentées par les écaillés jumelles des Gastlosen. CM = couches à *Mytilus*. (Détails stratigraphiques, voir pl. II.)
2. La NAPPE DE LA SIMME enchâssée dans le synclinal de Château-d'Ex. 1. = Aalénien (*Ludwigia*). 2. = Radiolarites. 3. = Calcaires à *Aptychus*. 4. = Schistes et calcaires noirs. 5. = Grès cénomaniens à *Orbitolines*. 6. = Conglomérats cénomaniens de la Mocausa.
3. Les MÉDIANES PLASTIQUES représentées par l'anticlinal fortement déversé de la Hochmatt (tronçon de l'anticlinal Vanils-Stockhorn). Alors qu'ici les Couches rouges atteignent presque le sommet de la Hochmatt, on les voit, dans la fig. 14, confinées au pied du Cheval-Blanc. Ce décalage des Couches rouges souligne l'important décrochement qui a déterminé l'hémicycle dans lequel est venu se tapir la nappe de la Simme (v. carte pl. I)

CHAPITRE PREMIER

TECTONIQUE DES MÉDIANES PLASTIQUES

Nous avons vu que la majeure partie des formations étudiées dans les pages précédentes appartiennent aux Médiannes plastiques. Elles sont plissées en une large voûte, relativement tranquille, et constituent un tronçon de l'anticlinal Vanil-Stockhorn, qu'encadrent le synclinal gruyérien au NW et celui de Château-d'Oex au SE.

L'axe anticlinal, parallèle à la direction générale SW-NE, est marqué par la grande dépression triasique qui de la Villette s'étend jusqu'à la vallée de Motélon.

Le flanc NW forme les sommets du Toss (1375 m.) et du Haut-Crêt (1647 m.) tandis que son opposé détermine ceux du Cheval-Blanc (2148 m.), de la Hochmatt (2154 m.) et du Croset (2110 m.).

L'angle de plongement des couches de l'un et de l'autre jambage accuse nettement l'asymétrie de cet anticlinal et sa tendance à se déverser vers le NW (voir pl. II, profils 2 et 5 à 8).

Dans ce chapitre, nous examinerons d'abord les dislocations dues aux poussées tangentielles dans le flanc NW puis dans le flanc SE ; nous étudierons ensuite celles provoquées par les poussées verticales des formations triasiques du noyau de l'anticlinal.

A. Flanc NW de l'anticlinal de la Hochmatt

La tendance à se déverser vers le NW, à peine perceptible à l'extrémité occidentale de l'anticlinal (que pour la commodité de la description nous appellerons « anticlinal de la Hochmatt »), est de plus en plus marquée du SW au NE. Elle se traduit d'abord, près de la Vonderweire (1100 m.), par une forte réduction du Callovien et de l'Oxfordien (voir pl. II, profil 2) ; vers la Morardaz,

ces deux étages disparaissent complètement par suite d'un intense laminage, qui affecte partiellement le Jurassique supérieur (pl. II, profil 5) ; et finalement au pied du Bovatey il ne subsiste du Malm qu'un étroit liséré, séparant à peine le Néocomien du Bathonien (pl. II, profil 6).

A partir du Haut-Crêt (1647 m.), une tendance vers la position normale du flanc NW semblerait se manifester passagèrement par la réapparition du Malm et de l'Argovien en contact avec le Batho-

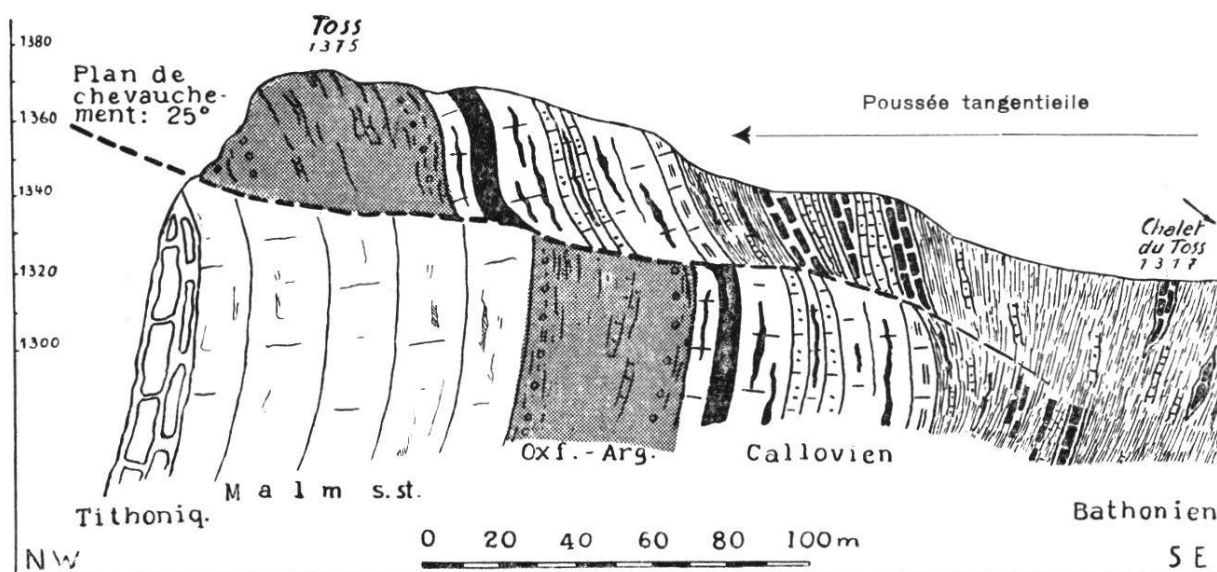


FIG. 16. — Profil du chevauchement du Toss (flanc NW de l'anticlinal de la Hochmatt).

nien, si le pendage des couches néocomiennes au N du pt. 1647 (pl. II, profil 7) n'indiquait pas clairement que ce rétablissement n'est que superficiel. En effet, à l'altitude 1470 m. (E de ce sommet), de nouvelles dislocations font surgir des profondeurs un Callovien presque perpendiculaire à l'arête des Rotznas, formant avec la direction de l'anticlinal un angle de 50° (ce que ne peut figurer un profil transversal mais qui est bien visible sur la carte, pl. I). (Voir également p. 84 et 85.)

En contact latéral avec le Néocomien, le Callovien souligne l'énorme faille qui décale de plus de 650 m. un pan du jambage NW de l'anticlinal de la Hochmatt, faille dont on peut suivre aisément le tracé jusqu'à la moraine de Dom Hugon (voir carte, pl. I).

A l'extrémité orientale de ce flanc, le déversement des couches

est particulièrement bien observable : sur la rive droite du Gros-Mont, l'abrupt du Toss (1378 m.) montre la verticalité des strates jusqu'à la cote 1290 ; puis, non loin du sommet, on voit ployer lentement les têtes de couches vers le NW et le Malm, ici décalé de quelque 300 m. par rapport à celui de la Rotzna, se trouve chevauché par la masse de l'Oxfordien-Argovien (fig. 16). Il m'a été donné de vérifier dans le sein même de la montagne l'existence de ce chevauchement. A la cote 1320, une galerie traverse de part en part les calcaires du Jurassique supérieur. A quelques dizaines de l'entrée, une cheminée s'élève verticalement dans les formations du Malm, pour déboucher en pleine masse schisteuse de l'Oxfordien-Argovien.

Le chevauchement se fait selon un plan irrégulièrement incliné vers le SE. Au haut de l'escarpement qui domine la vallée de la Jogne, il ne forme avec l'horizontal qu'un angle de 25° , tandis que dans la partie supérieure de la cheminée, il atteint 40° .

Le sommet du Toss, coincé entre deux failles, est ainsi constitué d'un bloc d'Oxfordien-Argovien couronnant, tel un gigantesque chapiteau, les colonnes du Malm.

B. Flanc SE de l'anticlinal de la Hochmatt

En regard du flanc NW, le flanc SE de l'anticlinal de la Hochmatt est d'un style tectonique tranquille.

Les plus importantes dislocations sont localisées dans sa partie médiane. Elles sont déterminées par une forte avancée vers le N du solide de la Hochmatt. Les répercussions de cette avancée se font sentir, d'une part, jusqu'au Gros-Mont où les couches ne reprennent leur direction normale qu'au delà de la faille qui sépare le Vanil des Chaux de celui de l'Ardille, et, d'autre part, jusqu'au Petit-Mont.

Mais alors que jusqu'au Gros-Mont le décalage est graduel et a imprimé aux couches un mouvement en large arc de cercle, il est beaucoup plus violemment marqué à l'E dans le secteur compris entre l'avancée maximale du flanc et la cluse du Petit-Mont. Le Malm y est tronçonné par d'innombrables failles dont les prin-

cipales seulement figurent sur ma carte (voir pl. I et pl. II, profils 9 à 14). La plus importante de ces failles est née du décrochement brutal entre la Hochmatt et le Cheval-Blanc et est soulignée par un superbe contact latéral du Malm et du Néocomien sur une distance de quelque 200 mètres et par la montée des Couches rouges sur sa lèvre occidentale jusqu'à la cote 2100 (montée bien visible dans le panorama géologique de la fig. 14).

C'est ce décrochement qui a déterminé, au S de la Hochmatt, le vaste hémicycle dans lequel est venu se tapir la nappe de la Simme.

C. Noyau de l'anticlinal de la Hochmatt

A côté de l'asymétrie de l'anticlinal de la Hochmatt, considérée comme cause efficiente des innombrables lacunes observées dans les étages supérieurs du flanc NW, un autre phénomène a provoqué la disparition en profondeur d'importantes séries stratigraphiques. Il s'agit du *diapirisme* des formations du Trias.

Qu'il existe une relation de cause à effet entre les poussées tangentielles dont résulte la forme déversée de l'anticlinal et la montée verticale du Trias, certains faits bien établis permettent de l'affirmer.

On observe, en effet, dans le flanc NW, une plus grande fréquence des lacunes du Lias que dans le flanc SE, et il est intéressant de constater que, dans ce même flanc NW, les secteurs présentant les plus importantes lacunes liasiques sont précisément ceux dont les étages supérieurs ont été le plus affectés par les dislocations que nous venons d'énumérer. Ainsi remarquons l'épaisseur relativement grande du Lias moyen-supérieur de la Vonderweire, son extrême réduction à Longessiaz, la résurgence de toutes ses assises sous le Malm du Haut-Crêt, la disparition non seulement du Lias mais encore du Bajocien et d'une partie du Bathonien au pied du Toss et force nous sera bien d'admettre l'étroite connexion des deux phénomènes.

On pourrait alléguer que les réductions, disparitions et réapparitions du Lias moyen-supérieur que nous venons de citer n'implique

pas forcément une poussée verticale du Trias, les poussées tangentielles suffisant à les expliquer tout comme elles expliquent la disparition des étages supérieurs par laminage. Oui, s'il ne s'agissait que du Lias moyen, encore qu'il faille bien admettre que la réduction du Lias moyen de Longessiaz par exemple ne peut être due au même phénomène qui a provoqué la disparition de l'Oxfordien-Argovien près de la Morardaz alors que les étages intermédiaires du Bajocien et du Bathonien n'y sont pas disloqués du tout (voir pl. II, profil 5).

Mais il ne s'agit pas que du Lias moyen. Il n'est qu'à observer le comportement des assises qui lui sont inférieures pour se convaincre qu'une force agissant dans une autre direction que la tangentielle est entrée en jeu pour produire les perturbations qui affectent l'Infralias et le Sinémurien. L'Infralias en particulier est littéralement haché en menus tronçons rejetés dans tous les sens et cela *non pas seulement le long du flanc NW de l'anticlinal, mais également dans ses affleurements du flanc SE*. Entraînés par l'irruption des formations plastiques du Trias, des blocs épars de Rhétien et d'Hettangien entrent en contact tantôt avec le Bajocien comme au Bi-Chalet, tantôt avec le Lias moyen - supérieur comme à la Vonderweire, tantôt avec le sommet du Sinémurien s. l. comme au N du chalet du Contain. Ils déterminent parfois un changement dans la direction des couches qui leur font obstacle : ainsi le Lias moyen qui supporte le chalet de Longessiaz est nettement dévié par rapport à l'orientation générale SW-NE de l'anticlinal. Dans la forêt de Dom Hugon (flanc SE), des pitons de style tourmenté faits de calcaires compacts du Rhétien et de l'Hettangien ponctuent çà et là la masse chaotique des dolomies du Trias.

Un autre bel exemple du diapirisme triasique nous est offert par l'affleurement situé dans la forêt de Rotzna (au N du chalet de Dom Hugon). Sur la rive droite du petit ru qui descend du Haut-Crêt, on voit admirablement bien les assises du Lias, projetées contre les bancs supérieurs du Bajocien. Le contact des deux niveaux, perpendiculaires l'un à l'autre, est du plus curieux effet.

Parfois le Trias déborde tous les niveaux qu'il a entraînés dans son ascension et s'en va buter contre le Bajocien comme à Bi-Chalet ou encore, entre deux tronçons d'Infralias, contre le Lias moyen comme à la Vagilière de la Générale (voir carte, pl. I).

A ce propos, nous ne pouvons que confirmer ce que nous avons

déjà dit dans la première partie de ce travail, à savoir que les lacunes du Lias, observées dans les limites de ma carte, sont, non pas stratigraphiques comme l'ont supposé notamment W. Wengen (bibl. 206) et V. Chassé (bibl. 21), mais manifestement tectoniques.

CHAPITRE II

TECTONIQUE DES GASTLOSEN

La Corne Aubert (2039 m.), le Gros-Rocher (2015 m.), les Pucelles (2083, 2090 et 2112 m.), les Dents de Savigny (2255 m.) et de Ruth (2239 m.) constituent le tronçon de la chaîne des Gastlosen compris dans les limites de ma carte.

Jaillie d'un seul jet des masses du Crétacé qui l'étaient, cette muraille crénelée, hachée de failles, contraste vivement avec la chaîne Combettaz-Rochers des Rayes qui la prolongent au delà du col de Pertet à Bovey. Alors que le style tectonique de ces deux derniers sommets, minutieusement décrits par B. Campana (bibl. 16) se complique par la superposition d'une écaille et d'une voûte anticlinale, la structure de la chaîne, au NE du col, n'est plus déterminée que par une lame chevauchante de calcaire compact, que soulignent, çà et là, les Couches à *Mytilus*. L'anticlinal inférieur n'y joue qu'un rôle subordonné. Effondré au pied de la Corne Aubert (pl. II, profil 1), il ne trahit sa présence que par de petits affleurements de Couches rouges partiellement ensevelies sous les cônes d'éboulis. Dans un ultime soubresaut, il érige la crête du Pralet, dégageant des débris des pentes les formations daniennes et leur contact avec le Flysch cénomanien, et découvrant, au pied de Savigny, un lambeau de son Malm (fig. 9, p. 136, et pl. II, profils 3 et 4).

L'uniformité de l'écaille chevauchante n'est interrompue que par le décrochement du tronçon compris entre les Portes de Savigny et le versant oriental de la Dent de Ruth. Il est manifeste qu'il existe une relation entre ce décrochement et celui de la Hochmatt.

CHAPITRE III

TECTONIQUE DE LA NAPPE DE LA SIMME

C'est par son Flysch cénomanien, déterminé comme tel dans un chapitre précédent, que la nappe de la Simme repose sur les formations plus jeunes du flanc SE de l'anticlinal de la Hochmatt. Ce fait confirme l'hypothèse émise notamment par A. Jeannet (bibl. 87) et F. Rabowsky (bibl. 155) à savoir, que cette unité est supérieure à la nappe des Médiannes.

Evoquant par sa tectonique brisante la chaîne des Gastlosen, l'écaille mésozoïque de la nappe de la Simme émerge de son propre Flysch en un arc de cercle tourné vers le SE. Dans la troisième partie de ce travail, nous avons décrit déjà la position de cette lame et des petits klipptes qui la prolongent à l'Est (p. 150 à 153). Nous nous proposerons maintenant d'établir quelques faits susceptibles de nous éclairer sur son comportement en profondeur.

Le point culminant de cette écaille mésozoïque est le sommet 1902. En tenant compte que son extrémité méridionale affleure à la cote 1460, c'est sur une profondeur de près de 450 m. que nous pouvons la figurer dans nos profils sans recourir à l'hypothèse. Dans une coupe des collines de la Gueyras (1902 m.), du Lappé (1679 m.) et des Baulmes (1725 m.), c'est à peu près à cette profondeur que Jeannet fait s'incurver vers le S les radiolarites de la Gueyras qui, rejoignant alors celles du Lappé, déterminent un petit synclinal de Biancone. Cette interprétation nous a paru incompatible avec les données que nous a fournies l'étude stratigraphique. Le fait que l'écaille de la Gueyras, comportant une série normale de l'Aalénien au Biancone, chevauche et est chevauchée par le Flysch cénomanien, exclut en effet qu'il y ait une relation dans le sens transversal entre elle et les écailles situées en dehors de son alignement SW - NE. Dès lors, nous ne pouvons la concevoir que comme une lame anticlinale plongeant à 45 - 60° vers le SE jusqu'à 450 m. de profondeur à partir du sommet principal.

Dans ces conditions, qu'advient-il des klippes des Baumes et du Lappé ?

L'étude de la carte géologique fait ressortir d'emblée le parallélisme des lignes de crête du tronçon Savigny - Dent de Ruth d'une part, de la Hochmatt - les Chaux d'autre part. Entre ces deux segments disloqués, l'écaille mésozoïque de la Simme épouse la forme même de l'hémicycle déterminé par le déplacement du premier et, butant à son extrémité orientale contre le saillant du Cheval-Blanc, elle se rompt, laissant derrière elle les deux klippes des Baumes et du Lappé. Dès lors, je considère ces dernières comme des lambeaux d'une même écaille, flottant sur le Flysch cénomanien et c'est comme tels que je les ai représentées dans mes profils jusqu'à la profondeur accessible à l'observation ou s'en déduisant.

Ce sont là des faits. Quelles en sont les causes ? de quels phénomènes sont-ils l'aboutissement ? Il serait tentant d'appliquer ici la théorie de M. Lugeon et G. Gagnebin (bibl. 115) de l'écoulement par gravité et celle du remplissage des creux. Mais pour cela il faudrait admettre que la mise en place de la nappe de la Simme est postérieure au paroxysme oligocène, ce qui est contraire à l'hypothèse de ces savants selon laquelle la Simme faisait corps avec les Médiannes dès la fin du Paléocène.

La discussion du problème déborderait le cadre de cette étude qui doit rester strictement ce que je me suis proposé d'en faire : le texte explicatif d'une carte géologique, la simple description d'une parcelle de nos Préalpes, observées un instant dans leur apparente pérennité.

BIBLIOGRAPHIE

1. **Andrusov, D. et Koutek, J.** 1927. Contribution à la connaissance des calcaires à *Calpionella alpina* dans les Carpathes occidentales. Věstn. Stat. Geol. Ustevu Ceskol. Rep. Roc. 3.
2. **Andrusov, D.** 1938. Rôle des thallophytes dans la constitution des roches sédimentaires des Carpathes tchécoslovaques. Nakl. Kral. České Spol. Nauk., Prague.
3. **Arbenz, P.** 1908. Ueber Diploporen aus dem Schrattenkalk des Säntisgebirges. Vierteljahrschr. Nat. Ges. Zürich.
4. **Argand, E.** 1903. Sur la racine de la nappe rhétique. Mat. carte géol. Suisse. Nouv. sér. XXIV^e livr.
5. **Argand, E.** 1920. Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes. Act. soc. helv. sc. nat. Neuchâtel.
6. **Bartenstein, H. und Brand, E.** 1937. Mikropaleontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nordwest-deutschen Lias und Doggers. Abh. senk. naturf. Ges. Francfort a. M.
7. **Berliat, K.** 1942. Thèse. Fribourg.
8. **Bornemann, J. G.** 1854. Ueber die Liasformation in der Umgebung von Göttingen. Diss. Berlin.
9. **Bornemann, J. G.** 1874. Ueber die Foraminiferengattung *Involutina*. Z. deutsch. geol. Ges., Bd. 26, p. 702-740, pl. 18.
10. **Bornemann, J. G.** 1887. Geologische Algenstudien. Separatdr. Jahrbuch der königl. preus. geol. Landesanstalt.
11. **Brückner, W.** 1941. Ueber die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. Ecl. geol. Helv., vol. 34, N° 1.
12. **Büchi, O.** 1923. Geologische Untersuchung im Gebiete der Préalpes externes zwischen Valsainte und Bulle. Mém. soc. frib. sc. nat., vol. X, fasc. 1.
13. **Burckhardt, C. E.** 1942. Geologie und Petrographie des Basodino Gebietes. Schweiz. min. petr. Mitt. Bd. 22.
14. **Buxtorf, A.** 1917. Ueber ein Vorkommen von Malmkalk im sub-alpinen Flysch des Pilatusgebietes. Verh. Naturf. Ges. Basel. Bd. XXVIII, p. 436.
15. **Cadisch, J.** 1932. Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem. Geol. Rundschau. Bd. XXIII, p. 241. Berlin.

16. **Campana, B.** 1943. Géologie des nappes préalpines au NE de Château d'Oex. Mat. carte géol. Suisse. Nouv. sér. LXXXII^e livr.
17. **Cayeux, L.** 1916. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires, Mém. carte géol. de France.
18. **Cayeux, L.** 1929. Les Calcisphères typiques sont des algues siphonnées. C. R. Ac. Sc., vol. 188, p. 594. Paris.
19. **Cayeux, L.** 1930. Existence de deux groupes d'algues à structure conservée dans le «Système schisto-calcaire» du Congo français C. R. Ac. Sc., vol. 190, p. 231.
20. **Cayeux, L.** 1935. Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. Masson & Co, édit., Paris.
21. **Chassé, Th. Verploegh.** 1924. Beitrag zur Geologie der Dent de Broc und ihrer Umgebung. Diss. Zürich.
22. **Christ, P.** 1920. Geologische Beschreibung des Klippengebietes Stanserhorn-Arvigrat. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F., Lief. XII.
23. **Clarke, F. W. et Wheeler, W. C.** 1922. The inorganic Constituents of marine Invertebrates. Un. St. Geol. Surv. Prof. Papers, 2^e édition, N° 124.
24. **Colam, G.** 1934. Estudio sobre las Calpionellas. Bol. soc. española his. nat., t. XXIV, pp. 379-388. Pl. XXX-XXXII. Texte fig. 1, 2.
25. **Cornelius, H. P.** 1927. Ueber tektonische Breccien, tektonische Rauh- wacken und verwandte Erscheinungen. Centralblatt. Min. Abt., Bd. 120.
26. **Cushman, J. A.** 1925. Mexican species of Marginulina. Contr. fr. Cushman Lab. f. Foraminiferal Research. Vol. 1, Part. 3.
27. **Cushman, J. A.** 1929. Notes sur quelques foraminifères jurassiques d'Auberville (Calvados). Bull. soc. linéenne de Normandie, p. 132.
28. **Cushman, J. A.** 1933. Foraminifera. Their Classification and Economic Use. Cushman Lab. f. Foraminiferal Research, sp. Publ.
29. **Cushman, J. A.** 1933. Some Notes on d'Orbigny's Models. Contr. fr. Cushman Lab. f. Foraminiferal Research. Vol. 9, Part. 3.
30. **Dangeard, L.** 1930. Foraminifères enveloppants des oolithes et pisolithes. Bull. soc. géol. de France, 4^e s., t. 30.
31. **Dangeard, L.** 1931. Sur la présence de nombreux sporanges de siphonnées verticillées dans les formations oolithiques du Jurassique supérieur. Extr. du 64^e Congrès des sociétés savantes, p. 148.
32. **Dangeard, P.** 1933. Traité d'algologie. Encyclop. biolog., t. XI. Paris.
33. **Déverin, L.** 1923. Etude lithologique des roches crétacées des Alpes maritimes. Thèse. Lausanne. Bull. serv. carte géol. de France, t. XXVI, N° 150.
34. **Dietrich, W. O.** 1930. Chaetetes polyporus aus dem oberen weissen Jura. Sonderausdr. paleont. Zeitschrift, Bd. 12. Berlin.

35. **Douvillé, H.** 1904. Sur la structure des Orbitolines. Bull. soc. géol. de France, t. IV, p. 653.
36. **Douvillé, H.** 1906. Evolution et enchaînement des foraminifères. Bull. soc. géol. de France, t. V, p. 576, pl. XVII-XVIII.
37. **Douvillé, H.** 1912. Les Orbitolines et leur enchaînement. C. R. Acad. sc., t. 155, p. 567.
38. **Douvillé, H.** 1924. Un nouveau genre d'algue calcaire. C. R. somm. Soc. géol. de France, N° 16, p. 169-170.
39. **Douvillé, H.** 1926. La forme conique chez les foraminifères. Bull. soc. géol. de France, t. XXVI.
40. **Dubar, G.** 1932. Faunes liasiques du Moyen Atlas marocain. Ann. soc. géol. du Nord, t. 57. Lille.
41. **Dubar, G. et Le Maître, D.** 1935. Etude paléontologique sur le Lias du Maroc. Spongiomorphidés et algues. Notes et Mémoires service des mines, Maroc, N° 34. Rabat.
42. **Eisenack, A.** 1936. Die Form des Thallus der Siphonée Vermiporella. Zeitschr. Geschiebeforsch., Berlin.
43. **Fahrion, H.** 1935. Die Mikrofauna des unteren Doggers. Thèse. Tübingen.
44. **Favre, F.** 1932. Présence d'une nouvelle espèce d'algue calcaire siphonnée dans le Valanginien du Jura central, Clypeina inopinata n. sp. Ecl. géol. Helv., vol. 25, page 11.
45. **Favre, J. et Richard, A.** 1927. Jurassique supérieur de Pierre-Châtel et de la cluse de la Balme (Jura méridional). Mém. soc. pal. suisse, vol. 46.
46. **Favre, J. et Joukowsky, E.** 1913. Monographie du Salève. Mém. soc. phys. et hist. nat., vol. 37, fasc. 4, Genève.
47. **Fichter, H. J.** 1931. Verteilung der Mikrofauna im helvetischen Malmkalk (Quintnerkalk) am Gonzen bei Sargans. Ecl. géol. Helv., vol. 24.
48. **Fichter, H. J.** 1934. Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. LXIX^e Lief., p. 7 et 8, fig. 1.
49. **Fliche, P.** 1909. Sur une algue fossile du Sinémurien. C. R. Ac. Sc., vol. 148, p. 210-212.
50. **Franke, Ad.** 1936. Die Foraminiferen des deutschen Lias. Abh. preuss. geol. Landesanst. N. F., Heft 169.
51. **Freymond, P.** 1940. Note sur les poudingues de la Mocausa. Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. 61, N° 251.
52. **Gagnebin, E.** 1918. Les lacunes du Lias inférieur entre Montreux et le Moléson. Proc. verb. soc. vaud. sc. nat., vol. 52, p. 52.
53. **Gagnebin, E.** 1930. Un fossile nouveau de la cornieule. Bull. lab. géol. Univ. Lausanne. N° 47.
54. **Gagnebin, E.** 1934. Les Préalpes et les Klippes. Guide géol. de la Suisse, fasc. II, p. 79.

55. **Gagnebin, E.** 1934. Environs de Château d'Oex. Guide géol. de la Suisse, fasc. VI, p. 393.
56. **Gagnebin, E.** 1937. Les relations des nappes préalpines au nord du Val Morgins (Valais). Ecl. géol. Helv., vol. 30, N° 2.
57. **Gagnebin, E.** 1939. Découverte d'un lambeau de la nappe de la Simme dans les Préalpes du Chablais. C. R. Acad. sc., t. 208, p. 822.
58. **Garwood, E. J.** 1913. On the important part played by calcareous Algæ at certain geological Horizons. Geol. mag., p. 440-446, 490-498, 545-553.
59. **Garwood, E. J.** 1931. Important additions to our knowledge of the fossil calcareous algæ since 1913, with special reference to the Pre-Cambrian and Paleozoic rocks. Quart. Jour. geol. soc. 87, LXXIV, London.
60. **Gemeinhardt, J.** 1931. Organismenformen auf der Grenze zwischen Radiolarien und Flagellaten. Ber. der deutsch. bot. Gesell., Bd. 49, Heft 2.
61. **Gerber, M.** 1930. Beiträge zur Stratigraphie der Jura-Kreidegrenze in der Zentral Schweiz. Ecl. géol. Helv., Bd. 23.
62. **Gignoux, M.** 1930. La tectonique des terrains salifères; son rôle dans les Alpes françaises. Centenaire de la soc. géol. de France, tome II.
63. **Gilliéron, V.** 1873. Aperçu géologique sur les Alpes de Fribourg en général et description spéciale du Monsalvens. Mat. carte géol. Suisse. XII^e livr.
64. **Gilliéron, V.** 1885. Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne compris dans la feuille XII entre le lac de Neuchâtel et la crête du Niesen. Mat. carte géol. Suisse. XVIII^e livr.
65. **Hacquert, L.** 1932. Notes sur les genres Sycidium et Trochiliscus. Bull. musée royal d'hist. nat. Belg., t. VIII, N° 30.
66. **Hadding, A.** 1933. On the organic remains of the limestones. A short review of the limestone forming organismus. Kungl. physiogr. Sällsk. Handl., N. F. 44, N° 4.
67. **Hæusler, R.** 1890. Monographie der Foraminiferen der Schweizerischen Transversarius-Zone. Mém. soc. pal. Suisse, vol. 17.
68. **Haug, E.** 1894. L'origine des Préalpes romandes et les zones de sédimentation de la Suisse et de la Savoie. Archives, Genève, vol. XXXII, p. 154.
69. **Haug, E.** 1897. Le problème des Préalpes. Revue générale des sciences, tome VIII.
70. **Haug, E.** 1899. Les régions dites exotiques du versant nord des Alpes suisses. Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. XXXV.
71. **Haug, E.** 1909. Sur la racine des nappes supérieures des Alpes occidentales. C. R. Acad. des sciences, 24 mai. Paris.
72. **Heim, Alb.** 1922. Geologie der Schweiz. Das romanische Deckengebirge, Préalpes und Klippen. (Verfasst v. A. Jeannet.)

73. **Hesse, Erich.** 1900. Mikrostruktur der Fossilien Echinoidenstacheln und deren systematische Bedeutung. Inaugural Dissert. Stuttgart.
74. **Horwitz, L.** 1913. Quelques résultats d'un levé géologique dans les Alpes de Fribourg. C. R. soc. sc. Varsovie, fasc. 5.
75. **Horwitz, L.** 1914. Sur le Lias du massif des Bruns et de ses annexes (Alpes fribourgeoises). Proc. verb. soc. vaud. sc. nat., 21 janvier, vol. 50, p. 6.
76. **Horwitz, L.** 1917. Anciens plis dans les Préalpes médianes. Proc. verb. soc. vaud. sc. nat. 19 décembre, vol. 51, p. 211.
77. **Horwitz, L.** 1918. Adjonction à la note de 1917. Proc. verb. soc. vaud. sc. nat. 30 janvier, vol. 52, p. 5.
78. **Horwitz, L.** 1918. Sur le faciès des dépôts liasiques dans quelques régions des Préalpes médianes. Proc. verb. soc. vaud. sc. nat., 20 février, vol. 52, p. 4.
79. **Horwitz, L.** 1918. Sur le Dogger et le Malm du Massif des Bruns Alpes fribourgeoises). Bull. Ac. Sc. Cracovie.
80. **Horwitz, L.** 1919. L'âge des calcaires à entroques liasiques dans les Préalpes médianes. Proc. verb. soc. vaud. sc. nat. 15 janvier, vol. 52, p. 88.
81. **Horwitz, L.** 1922. Le Sinémurien inférieur d'Im Fang. Les grains de quartz dans les calcaires échinodermiques du Lias. Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. 54, p. 313.
82. **Horwitz, L.** 1932. Le Lias supérieur et le Bajocien dans les Préalpes de Charmey (Fribourg). Bull. lab. géol. Lausanne. N° 49.
83. **Horwitz, L.** 1939. Bathonien, Callovien, Oxfordien et Argovien dans le massif des Bruns (Fribourg) Bull. lab. géol. Lausanne. N° 67.
84. **Issler, A.** 1908. Beiträge zur Stratigraphie und Mikrofauna des Lias in Schwaben. Beitr. z. Naturgesch. der Vorzeit, Bd. 55, 1. Lief. (Paleontographica).
85. **Jaccard, A.** 1884. Les couches à Mytilus des Alpes vaudoises et du Simmenthal et leur véritable horizon géologique. Bull. soc. sc. nat., Neuchâtel, vol. XIV.
86. **Jaccard, F.** 1907. La région Rubli-Gummfluh (Préalpes médianes). Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. 11.
87. **Jeannet, A.** 1909. La nappe rhétique dans les Préalpes vaudoises. C. R. Acad. sc., 25 janvier, Paris.
88. **Jeannet, A.** 1912-13. Monographie géologique des Tours d'Aï. Mat. carte géol. Suisse. Nouv. sér., XXXIV^e livr.
89. **Jeannet, A. et Gerber, R.** 1919. Sur une lacune du Lias inférieur et moyen dans l'anticlinal du Stockhorn. Proc. verb. soc. vaud. sc. nat., 19 novembre.
90. **Jodot, P.** 1931. Age des roches à radiolaires de la nappe ophiolitique dans le NW de la Corse. C. R. soc. géol. de France, vol. 13, p. 177.

91. **Kilian, W.** 1907. Unterkreide. *Lethæa geognostica* II. Teil, 3. Bd., Lief. 1-3. 1907-1910-1913.
92. **Lapparent, J. de.** 1918. Etude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. *Mém. carte géol. de France.*
93. **Lanquine, A.** 1932. Transformation profonde des calcaires dolomitiques hettangiens en roches cargneulisées. *C. R. somm. soc. géol. de France.* N° 4, p. 49.
94. **Lemoine, P. Mme.** 1911. Les algues dans la formation des dépôts calcaires. *Rev. gén. des sc.*, p. 645. Paris.
95. **Lemoine, P. Mme.** 1927. Les Solénopores du Jurassique de France. *Bull. soc. géol. de France*, t. 27, p. 406.
96. **Lemoine, P. Mme.** 1940. Les algues calcaires de la zone néritique. *Soc. biogéog.* VII, p. 75. P. Lechevalier, édit., Paris.
97. **Leupold, W.** 1933. Neue mikropaleontologische Daten zur Altersfrage der Alpinen Flyschbildungen. *Ecl. geol. Helv.*, vol. 26, p. 186.
98. **Leupold, W. et Bigler, H.** 1934. *Coscinoconus*, eine neue Foraminiferenform aus Tithon. Unterkreide-gesteinen der helvetischen Zone der Alpen. *Ecl. geol. Helv.*, vol. XXVIII.
99. **Leupold, W. et Maync, W.** 1935. Das Auftreten von *Choffatella Pseudocyclamina Gladocoropsis* und *Clypeina* im alpinen Faziesgebiet. *Ecl. geol. Helv.*, p. 129.
100. **Liebus, A.** 1931. Die fossilen Foraminiferen. *Nakl. Stat. Geol. Ustavu Ceskolov. Replubl.*, Praha.
101. **Lombard, A.** 1937. Microfossiles incertains du Jurassique supérieur. *Ecl. geol. Helv.*, vol. 30.
102. **Lombard, A.** 1940. Les Préalpes médianes entre le Risse et Somman (vallée du Giffre, Hte Savoie). *Ecl. geol. Helv.*, vol. 33.
103. **Lombard, A. et Coaz A.** 1932. La limite entre le Jurassique et le Crétacé du col des Aravis au col de Sageroux (Hte Savoie). *C. R. soc. phys. et d'hist. nat.*, Genève, vol. 49.
104. **Lorenz, T.** 1902. Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies. *Ber. nat. Ges. Freiburg in Brissgau*, Bd. 12.
105. **de Loriol, P.** 1883. Sur les fossiles des couches à *Mytilus* des Alpes vaudoises. *Act. soc. helv. sc. nat.*, p. 94.
106. **de Loriol, P. et Schardt, H.** 1883. Etude paléontologique et stratigraphique des couches à *Mytilus*. *Mém. soc. pal. suisse*, vol. 10.
107. **Lugeon, M.** 1896. La région de la Brèche du Chablais (Haute-Savoie). *Bull. carte géol. de France*, t. VII, N° 49.
108. **Lugeon, M.** 1902. Les grandes dislocations et la naissance des Alpes suisses. *Act. soc. helv. sc. nat.*, p. 141.
109. **Lugeon, M.** 1905. Présence certaine du Tithonique à Feydey. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, vol. 12.

110. **Lugeon, M.** 1908. Excursion destinée à l'étude des nappes de recouvrement dans les Préalpes, les Hautes Alpes calcaires et les Alpes cristallines. Livret des excursions du IX^e Congrès international de géographie.
111. **Lugeon, M.** 1908. L'origine du naphte. Ecl. geol. Helv., vol. 10, p. 487.
112. **Lugeon, M.** 1909. Cailloux exotiques provenant du Crétacique supérieur des Préalpes médianes. Ecl. géol. Helv., vol. 10, p. 739.
113. **Lugeon, M.** 1918. Sur le charbon des couches à *Mytilus* en aval de Vuargny s/ Aigle. Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. 52.
114. **Lugeon, M.** 1940. Sur la formation des Alpes. C. R. somm. soc. géol. de France, N° 1, p. 7.
115. **Lugeon, M. et Gagnebin, E.** 1941. Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. Bull. lab. géol. Univ. Lausanne, N° 72.
116. **Macfadyen, W. A.** 1935. Jurassic Foraminifera. The Mesozoic Paleontology of British Somaliland (Crown Agents for the Colonies, January).
117. **Macfadyen, W. A.** 1936. D'Orbigny's Lias Foraminifera. Journ. Micr. Soc., vol. LVI, 1936, p. 147, pl. I Figures and redescr. the original types of 18 species.
118. **Mauve, C. C.** 1921. Geologische Untersuchungen im Molésongebiet. Thèse. Zürich. Ecl. geol. Helv., vol. 16.
119. **Mohler, W.** Mikropaleontologische Untersuchungen in der nord-schweizerischen Juraformation. Abh. schweiz. pal. Ges., Band LX.
120. **Morellet, L. et J.** 1918. Observations sur le genre *Clypeina* Michelin. Bull. soc. géol. de France, t. XVIII, p. 102.
121. **Morellet, L. et J.** 1922. Nouvelle contribution à l'étude des Dasycladacées tertiaires. Mém. soc. géol. de France, t. XXV, p. 27.
122. **Morellet, L. et J.** 1932. Sur une dasycladacée liasique (*Diplopora* ?) de Simon-la-Vineuse (Vendée). Bull. soc. géol. de France, t. II, p. 441.
123. **Morellet, J. and L.** 1939. Tertiary Siphonous Algae in the W. K. Parker collection. British Museum (Natural History), p. 34. Londres.
124. **Munier-Chalmas.** 1877. Observations sur les algues calcaires appartenant au groupe des Siphonées verticillées et confondues avec les foraminifères. C. R. Acad. Sc., p. 814. Paris.
125. **Nöth, L.** 1931. Beiträge zur Geologie und Paleontologie Mittelgriechenlands. Stuttgart.
126. **Nussbaum, F.** 1906. Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanengebietet. Thèse. Berne.
127. **Oulianoff, N. et Lugeon, M.** 1922. Sur le balancement superficiel des couches et sur les erreurs que ce phénomène peut faire commettre. Bull. lab. géol. Lausanne. N° 32.

128. **Peterhans, E.** 1926. Etude du Lias et des géanticlinaux de la nappe des «Préalpes médianes» entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy. Mém. soc. helv. sc. nat., vol. LXII.
129. **Peterhans, E.** 1926. Lias entre Rhône et Arve. Mém. soc. vaud. sc. nat., vol. 2, N° 6 et N° 13 (révision des brachiopodes de Haas).
130. **Peterhans, E.** 1929. Etude de l'algue jurassique *Parachaetes*. Ecl. geol. Helv., vol. 22, p. 41-43.
131. **Peterhans, E.** 1929. Les Chaétetidés du Lias et du Dogger. Ecl. geol. Helv., vol. 22, p. 113-131.
132. **Peterhans, E.** 1929. Etude du genre *Blastochaetetes* Dietrich. Ecl. geol. Helv., vol. 22, p. 75.
133. **Peterhans, E.** 1929. Etude du genre *Chaetetopsis* Neumayr et classification nouvelle des Chaétetidés. Ecl. geol. Helv., vol. 22, p. 81.
134. **Peterhans, E.** 1930. Une nouvelle solénoporacée du Tithonique de Sardaigne. Ecl. geol. Helv., vol. 23, p. 37.
135. **Pfender, J.** 1924. Grès à Corallines. Extr. bull. soc. géol. de France, 4^e s., tome XXIV, p. 193-197.
136. **Pfender, J.** 1927. Sur la présence de *Clypeina* Michelin dans les couche de passage du Jurassique au Crétacé en Basse-Provence calcaire. De son identité avec l'organisme A du purbeckien marin du Salève (Favre et Joukowsky). Bull. soc. géol. de France, s. 4, t. XXVII.
137. **Pfender, J.** 1930. Les Solénopores du Jurassique supérieur en Basse-Provence calcaire et celles du Bassin de Paris. Bull. soc. géol. de France, s. 4, t. XXX.
138. **Pfender, J.** 1936. Sur un organisme constructeur des calcaires crétacés et nummulitiques: *Pseudolithothamnium* Alb. nov. gen., nov. sp. Bull. soc. géol. de France, s. 5, t. 6.
139. **Pfender, J.** 1936. Sur la répartition stratigraphique du *Coscinoconus* Leupold. C. R. somm. soc. géol. de France, N° 12, p. 209.
140. **Pfender, J.** 1939. Sur un calcaire phytogène du Lias inférieur d'Espagne et l'extension de ce faciès en quelques autres régions. Bull. lab. géol. Univ. Lausanne, N° 65.
141. **Pia, J.** 1920. Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. Abh. zool. bot. Ges., Wien, Bd. XI, Heft 2.
142. **Pia, J.** 1922. Einige Ergebnisse neuerer Untersuchungen über die Geschichte der Siphonae Verticillatae. Sonderdr. Zeitschr. f. induktive Abstammungs- und Vererbungslehre, Bd. XXX, Heft 1-2.
143. **Pia, J.** 1924. Geologisches Alter und geographische Verbreitung der wichtigsten Algengruppe. Oesterr. bot. Zeitschrift, p. 174.
144. **Pia, J.** 1928. Neue Arbeiten über fossile Kalkagen aus den Familien der Dasycladaceen und Codiaceen. Neues Jahrb. für miner. Geol. und Petr., Bd. III.

145. **Pia, J.** 1928. Die Anpassungsformen der Kalkalgen *Palaeobiologica* I. Band. Wien.
146. **Pia, J.** 1930. A new Dasycladacea, *Holosporella siamensis* nov. gen. nov. sp. with a description of the allied genus *Aciculella* Pia. Rec. geol. Surv. India. 177. Calcutta.
147. **Pia, J.** 1930. Grundbegriffe der Stratigraphie. Leipzig und Wien.
148. **Pia, J.** 1932. Remarques sur les algues calcaires. Serv. mines et carte géol. du Maroc, vol. 20.
149. **Pia, J.** 1934. Die Kalkbildung durch Pflanzen Beil. z. bot. Centrabl., Bd. 52.
150. **Pia, J.** 1935. Die Diploporen der anisischen Stufe. Extr. ann. geol. Péninsule balkanique, t. XII, fas. 2.
151. **Pia, J.** 1935. Die Kalkalgen als fazielle, klimatische und chronologische Leitfossilien. Proc. intern. botan. Congr. Amsterdam. 1935.
152. **Pia, J.** 1935. Characeenreste im untern Teil der Zementsteinschichten (oberer Malm) der Griesstock. Decke. Ecl. geol. Helv., vol. 28, p. 115.
153. **Pia, J.** 1937. Dasycladaceen des Dekkanrapps bei Rojahnundry in Südindien. Sonderausdr. Akad. Anzeiger N° 21, Wien.
154. **Pia, J.** 1936. Algen als Leitfossilien. Probl. of Paleont., Moskow.
155. **Rabowsky, F.** 1909. Sur l'extension de la nappe rhétique dans les Préalpes bernoises et fribourgeoises. C. R. Acad. sc., 25 janvier, Paris.
156. **Rabowsky, F.** 1918. Sur l'âge des couches à *Mytilus*. Proc. verb. soc. vaud. sc. nat., vol. 52, p. 77.
157. **Rabowsky, F.** 1919. Les rides géanticlinales dans la mer des Préalpes médianes aux temps secondaires. Proc. verb. soc. vaud. sc. nat., 19 novembre.
158. **Rabowsky, F.** 1920. Les Préalpes entre le Simmenthal et le Diemtigtal. Mat. carte géol. Suisse. Nouv. sér. XXXV^e livr.
159. **Renévier, E.** 1890. Monographie géologique des Hautes Alpes vaudaises et parties avoisinantes du Valais. Mat. carte géol. Suisse. XVI^e livr.
160. **Renz, H. H.** 1935. Zur Stratigraphie und Paleontologie der *Mytilus*-schichten im östlichen Teil der Préalpes romandes. Ecl. geol. Helv., vol. 28.
161. **Renz, O.** 1936. Stratigraphische und mikropaleontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im Zentralen Apennin. Ecl. geol. Helv., vol. 29.
162. **Revertera, C.** 1926. Auszug aus der geologischen Monographie der Kette des Mt Cray (Préalpes médianes). Inaugural-Dissertation.
163. **Rothpletz, A.** 1896. Ueber liasische Diatomeen führende Hornschwamme. Zeitsch. deutsch. geol. Ges., Bd. XLVIII, p. 910.

164. **Schardt, H.** 1883. Die stratigraphische Stellung des Mytilusschichten. Act. soc. Helv. sc. nat.
165. **Schardt, H.** 1892. L'origine des Préalpes romandes. Arch. soc. phys. et sc. nat., Genève, vol. XXX.
166. **Schardt, H.** 1893. Sur l'origine des Alpes du Chablais et du Stockhorn en Savoie et en Suisse. C. R. Acad. sc.
167. **Schardt, H.** 1897-98. Remarques sur la géologie des Préalpes de la zone Chablais-Stockhorn. Ecl. geol. Helv., vol. 5.
168. **Schardt, H.** 1898. Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses. Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. 34.
169. **Schardt, H.** 1899. Les Préalpes romandes (Zone Chablais-Stockhorn). Bull. soc. neuch. sc. nat., vol. 11.
170. **Schardt, H.** 1902. A propos de la conférence de M. Lugeon «Les grandes dislocations et la naissance des Alpes suisses». Réponse à M. Lugeon. Ecl. geol. Helv., vol. 7.
171. **Schardt, H.** 1908. Excursion de la société géologique suisse dans les Préalpes fribourgeoises et vaudoises. Ecl. geol. Helv., vol. 10, N° 1.
172. **Schardt, H. et Favre, Ern.** 1887. Description géologique des Préalpes du Canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse. Mat. carte géol. Suisse. XXII^e livr.
173. **Schieferdecker, A. A. G. et Schumacher, J. P.** 1919. Foraminifères liasiques des Préalpes médianes. Proc. verb. soc. vaud. sc. nat., vol. 52, p. 117.
174. **Schneegans, D.** 1938. La géologie des Nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye. Mém. carte géol. de France, Paris.
175. **Schumacher, J. P.** 1926. Description géologique des environs de Rosinière. Thèse. Lausanne.
176. **Seward, A. C.** 1931. Plant Life through the ages. Tindall, édit., Londres.
177. **Sollas, W. J.** 1887. On the physical Characters of calcareous and siliceous spicules and other structures. Distribution of the sponges in time. Encyclop. brit., Edimburg.
178. **Staub, R.** 1917. Ueber Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Lief. XLVI.
179. **Steinmann, G.** 1905. Geologische Beobachtungen in den Alpen. Die Schardt'sche Ueberfaltungstheorie. Ber. naturf. Ges. Freiburg in Brisgau, vol. XVI, p. 18.
180. **Stolley, E.** 1893. Ueber silurische Siphoneen. Neues Jahrb. f. Min. Géol. u. Pal., vol. 135.
181. **Stolley, E.** 1900. Neue Siphoneen aus dem baltischen Silur. Arch. Anthrop. Geol. Schleswig-Holstein etc., vol. 3, p. 40.
182. **Studer, B.** 1834. Geologie der westlichen Schweizer Alpen.

183. **Studer, B.** 1851-53. Geologie der Schweiz.
184. **Tercier, J.** 1928. Géologie de la Berra. Mat. carte géol. Suisse. Nouv. sér. LX^e livr.
185. **Tercier, J.** 1939. Dépôts marins actuels et séries géologiques. Ecl. geol. Helv., vol. 32, N^o 1.
186. **Tercier, J.** 1942. Sur l'âge du Flysch des Préalpes médianes. Ecl. geol. Helv., vol. 35, N^o 2.
187. **Tercier, J. et Gagnebin, E.** 1927. Cpte-Rendu de l'excursion de la SGS dans les Préalpes fribourgeoises. Ecl. geol. Helv., vol. 20, N^o 2.
188. **Termier, P.** 1923. Comptes rendus de la Société géologique de France. Bull. soc. géol. de France, 4^e série, vol. XXIII.
189. **Termier, P.** 1927. Nouvelles contributions à l'étude du problème de Suzette. Bull. soc. géol. de France, 4^e s., vol. XXVII.
190. **Terquem, M.** 1858. Recherches sur les Foraminifères du Lias. Extr. Mém. Acad. impér. de Metz. 1^{er} Mémoire: Recherches sur les Foraminifères du Lias du département de la Moselle. — 1862. 2^{me} Mémoire: Recherches sur les Foraminifères de l'étage inférieur du Lias. — 1863. 3^{me} Mémoire sur les Foraminifères du Lias des départements de la Moselle, de la Côte d'Or, du Rhône, de la Vienne et du Calvados. — 1864. 4^{me} Mémoire sur les Foraminifères du Lias comprenant les Polymorphina des départements de la Moselle, de la Côte d'Or et de l'Indre. — 1866. 5^{me} Mémoire sur les Foraminifères du Lias du département de la Moselle, de la Côte d'Or et de l'Indre, avec un aperçu stratigraphique et pétrographique des environs de Nohant.
191. **Terquem, M.** 1867-74. Foraminifères du système oolithique.
192. **Terquem, M.** 1876. Recherches sur les Foraminifères du Bajocien de la Moselle. Bull. soc. géol. de France, vol. 4. p. 477-500, pl. 15-17.
193. **Terquem, M. et Berthelin.** 1875. Etude microscopique des marnes du Lias moyen d'Estey-lès-Nancy. Mém. soc. géol. de France, t. 10.
194. **Thalmann, H. E.** 1934. Die regionalstratigraphische Verbreitung der oberkretazischen Foraminiferen Gattung Globotruncana Cushman. Ecl. geol. Helv., vol. 27.
195. **Thalmann, H. E.** 1937. Mitteilungen über Foraminiferen Ecl. geol. Helv., vol. 20, p. 337. (Pl. XXI-XXXIII.)
196. **Tobler, A.** 1925. Ueber Cyclamina (Choffatella) sequana Merian. Ecl. geol. Helv., vol. 19.
197. **Tobler, A.** 1928. Ueber Pseudocyclamina und Choffatella im schweizerischen Juragebirge. Ecl. geol. Helv., vol. 21.
198. **Trümpy, D.** 1916. Geologische Untersuchungen im Westlichen Rhätikon. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Liefg. XLVI.

199. **Trümpy, E.** 1930. Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee (Lombardie). Ecl. geol. Helv., vol. 23.
 200. **Tschachtli, B. S.** 1939. Gliederung und Alter der Couches rouges und Flyschmassen in der Klippen- und Simmendecke der Préalpes am Jaunpass (Simmenthal). Ecl. geol. Helv., vol. 32.
 201. **Tschachtli, B. S.** 1941. Ueber Flysch und Couches rouges in den Decken des östlichen Préalpes romandes (Simmenthal Saane). Thèse. Berne.
 202. **Viennot, P.** 1930. Sur la valeur stratigraphique des Rosalines. C. R. somm. soc. géol. de France.
 203. **Vonderschmitt, L.** 1923. Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Liefg. L.
 204. **Vredenburg, E. W.** 1908. Pseudo-fucoïd from the pab sandstone at fort Munro, and from the Vindhya series. Rec. geol. Survey of India, vol. XXVI, part. 4.
 205. **Wehrli, L.** 1919. Die postkarbonischen Kohlen der Schweizeralpen. Beitr. z. geol. der Schweiz. Geotechn. Serie, Liefg. VII.
 206. **Wengen, W. a.** 1924. Geologische Untersuchungen im Gebiete des Vanil-Noir. Promotionsarbeit E.T.H. Zürich.
-

LISTE DES FIGURES ET DES PLANCHES

1. Affleurement de l'Infralias complet des Rouvenes-devant, p. 19.
 2. Coupe stratigraphique du Lias inférieur du Gros-Mont, p. 29.
 3. Affleurement du calcaire spathique de la Villette, p. 35.
 4. Coupe stratigraphique du Lias moyen et supérieur du Gros-Mont, p. 43.
 5. Dasycladacées nov. gen. du Lias supérieur, p. 67.
 6. Profils montrant la position du banc à Dasycladacées et à Foraminifères ainsi que les variations pétrographiques du Lias supérieur, p. 71.
 7. Coupe stratigraphique du Dogger à Zoophycos, p. 87.
 8. Répartition stratigraphique des microorganismes des calcaires spathiques, p. 108.
 9. Coupes stratigraphiques des Médiannes rigides, p. 136.
 10. Coupe de l'échelle mésozoïque de la Gueyraz (nappe de la Simme), p. 147.
 11. Carte structurale schématique montrant la répartition des sédiments à faciès Flysch de part et d'autre de l'échelle mésozoïque de la Gueyraz, p. 155.
 12. Affleurement du « Flysch rouge » au SW du col de la Petite Hochmatt, dans la zone de contact des deux nappes, p. 163.
 13. Coupe stratigraphique des affleurements compris entre le versant méridional de la Hochmatt et le pied des Gastlosen, p. 173.
 14. Panorama de la partie orientale du massif de la Hochmatt, p. 184.
 15. Profil des trois unités tectoniques constituant la région étudiée, p. 185.
 16. Chevauchement du Toss, p. 187.
-

PLANCHE I. — Carte géologique des Préalpes dans la région de la Hochmatt.

PLANCHE II. — Profils géologiques des Préalpes dans la région de la Hochmatt.

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS	5
INTRODUCTION	7

PREMIÈRE PARTIE

Stratigraphie des Médiannes plastiques.

GÉNÉRALITÉS	11
-----------------------	----

CHAPITRE PREMIER. *Le Trias.*

Introduction	12
Description des affleurements	12
Conclusions	14

CHAPITRE II. *Le Lias.*

Introduction	17
A. Infralias	18
Profil-type des Rouvenes	19
Affleurements du flanc NW de l'anticlinal	22
Affleurements du flanc SE	24
Résumé	26
B. Lias inférieur	28
Profil-type du Gros-Mont	28
Affleurements du flanc NW de l'anticlinal	33
Calcaire spathique de la Villette	33
Affleurements du flanc SE	38
Résumé et observations	40
C. Lias moyen	41
Profil-type du Gros-Mont	42
Affleurements du flanc SE de l'anticlinal	44
Affleurements du flanc NW	45
Résumé	49

D. Lias supérieur	51
Profil-type du Gros-Mont	51
Affleurements du flanc SE de l'anticlinal	53
Affleurements du flanc NW	55
Résumé	56
Conclusions	56
Remarque relative aux grains de quartz, aux « galets » dolomitiques et aux galets calcaires du Lias	59

CHAPITRE III. *Algues dasycladacées et foraminifères du Lias.*

Introduction	64
Etude microscopique des sédiments liasiques	65
Algues dasycladacées d'un nouveau genre	66
Position stratigraphique de ces algues	70
Foraminifères	72
Conclusions	73

CHAPITRE IV. *Le Dogger à Zoophycos.*

Introduction	74
A. Bajocien	74
B. Bathonien	80
C. Callovien	83
Présence de roches rouges à Radiolaires s'approchant du type « radiolarites »	83
Profil d'ensemble du Dogger à Zoophycos	86
Conclusions	89

CHAPITRE V. *Le Malm s. l.*

Introduction	91
A. Malm inférieur	92
Profil-type du Toss	92
Affleurements du flanc NW de l'anticlinal	93
Affleurements du flanc SE	94
B. Malm s. str.	96
Etude microscopique des assises supérieures	98
Age des calcaires spathiques	103
Calpionella	104
Clypéina	105
Coscinoconus	106
Limite supérieur du Malm	109
Conclusions	110

CHAPITRE VI. *Le Crétacé.*

Introduction	112
A. Crétacé inférieur	112
Description des affleurements	113
B. Crétacé supérieur	116
1. Synclinal de Château-d'Oex	116
Profil du complexe schisteux intermédiaire	117
Autres affleurements	118
2. Synclinal gruyérien	121
Profil du complexe schisteux intermédiaire	121
Conclusions	122

CHAPITRE VII. *Le Flysch des Médianes.*

Grès calcaire du synclinal gruyérien	126
Calcaires à Helminthoïdes du synclinal de Château-d'Oex	126

DEUXIÈME PARTIE

Stratigraphie des Médianes rigides.

GÉNÉRALITÉS	129
-----------------------	-----

CHAPITRE PREMIER. *Le Trias.*

Position stratigraphique du calcaire dolomitique des Pucelles	131
---	-----

CHAPITRE II. *Les couches à Mytilus.*

Introduction	132
Profil-type des Pucelles	133
Autres affleurements	135
Conclusions	138

CHAPITRE III. *Le Malm.*

Description des affleurements	139
Limite inférieure et supérieure	140

CHAPITRE IV. *Le Crétacé.*

Premier terme de la transgression des Couches rouges	141
Age de la transgression	142

TROISIÈME PARTIE

Stratigraphie de la nappe de la Simme.

GÉNÉRALITÉS	145
-----------------------	-----

CHAPITRE PREMIER. *Le Mésozoïque.*

Introduction	146
1. Lias supérieur	146
2. Radiolarites	148
3. Calcaires à Aptychus	150
Conclusions	153

CHAPITRE II. *Le Flysch.*

Introduction	154
Répartition du Flysch de la Hochmatt	154
A. Zone à série de la Mocausa	156
Schistes et calcaires noirs	156
Grès à Orbitolines et conglomérats	157
Profil de la Gueyras	158
Age du Flysch de la zone A	161
B. Zone de contact du col de la Hochmatt	161
Calcaires à Helminthoïdes	162
Grès à Orbitolines et conglomérats	162
Flysch rouge	162
Position stratigraphique des formations à faciès Flysch de la zone B	166
Conclusions	170

QUATRIÈME PARTIE

Quaternaire.

GÉNÉRALITÉS	175
-----------------------	-----

CHAPITRE PREMIER. *Les dépôts glaciaires.*

Moraines du glacier de la Jogne	175
Moraines des glaciers tributaires	176
Moraines de Motélon	177

CHAPITRE II. *Les dépôts postglaciaires.*

Eboulis et éboulements	178
Masses glissées	179
Cônes de déjection, dépôts lacustres, tourbes	180
Tuf calcaire	181

CINQUIÈME PARTIE

Tectonique.

GÉNÉRALITÉS	183
-----------------------	-----

CHAPITRE PREMIER. *Tectonique des Médiannes plastiques.*

Flanc NW de l'anticlinal	186
Flanc SE de l'anticlinal	188
Noyau de l'anticlinal	189

CHAPITRE II. *Tectonique des Gastlosen.*

Existence de deux écaïlles jumelles dont l'une seulement joue un rôle morphologique important	191
---	-----

CHAPITRE III. *Tectonique de la nappe de la Simme.*

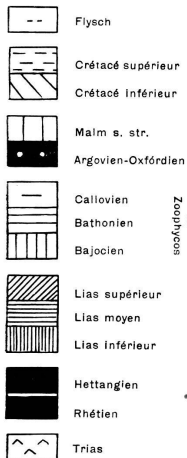
Position d'ensemble	192
Structure de la lame mésozoïque	192
Parallélisme des dislocations	193

Bibliographie	195
Liste des figures et des planches	207

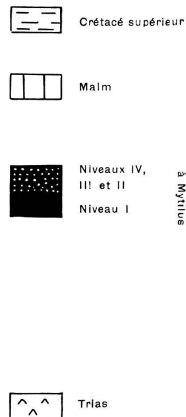
LÉGENDE

NAPPE DES PREALPES MEDIATEES

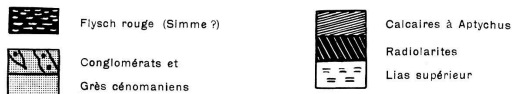
MÉDIANES PLASTIQUES



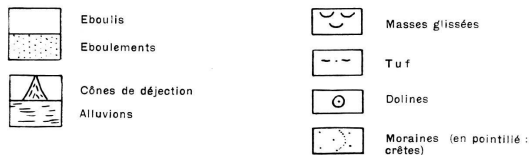
MÉDIANES RIGIDES



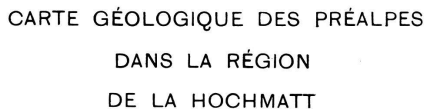
NAPPE DE LA SIMME



QUATERNAIRE



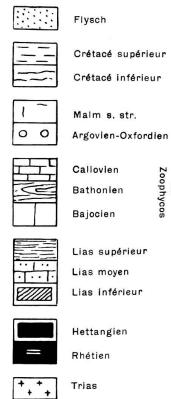
Réduction au 1 : 20 000 de la carte géologique au 1 : 10 000 déposée à l'institut de géologie de Fribourg (Suisse). Base topographique A. S., feuilles 363 et 459.



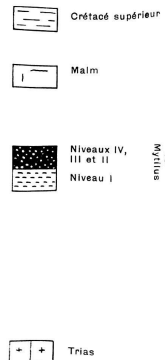
LÉGENDE

NAPPE DES PRÉALPES MÉDIANES

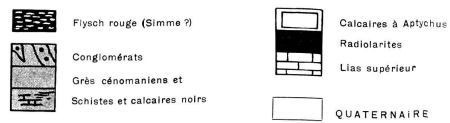
MÉDIANES PLASTIQUES



MÉDIANES RIGIDES



NAPPE DE LA SIMME

PROFILS GÉOLOGIQUES DES PRÉALPES
DANS LA RÉGION DE LA HOCHMATT