

Zeitschrift: Bulletin de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles = Bulletin der Naturforschenden Gesellschaft Freiburg

Herausgeber: Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles

Band: 51 (1961)

Artikel: Géologie de la région sud de Fribourg : Molasse du plateau et Molasse subalpine

Autor: Emmenegger, Charles

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-308382>

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: 12.12.2025

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

Géologie de la région Sud de Fribourg

Molasse du plateau et Molasse subalpine

par CHARLES EMMENEGGER

avec 31 figures dans le texte et 2 planches

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos.	11
Introduction	13
Situation de la région étudiée	13
Notice historique	14
Aperçu géologique.	14

PREMIÈRE PARTIE

Stratigraphie

CHAPITRE I: La Molasse.	17
La Molasse du plateau (Molasse marine supérieure) : Miocène	17
Introduction	17
La limite burdigalo-hélvétique	18
I. Burdigalien	19
Puissance	19
Méthode d'analyse de la série burdigaliennes	20
A. Lithologie de la série burdigaliennes.	20
B. Quelques structures sédimentaires	23
C. Types de stratification et lithofaciès	25
La stratification horizontale.	25
1. La stratification plane-parallèle-horizontale.	26
Le faciès des grès dallés	26
Le faciès des grès plaquetés.	27
Le faciès des schistes marno-gréseux.	28
2. La stratification ondulée.	28
Le faciès à ripple-marks	28

La stratification oblique	29
1. La stratification oblique diagonale.	30
2. La stratification oblique arquée.	31
3. La stratification oblique entrecroisée.	32
4. La stratification oblique accidentelle (remplissage de chenaux d'érosion)	36
5. La stratification en « lentilles »	42
D. Répartition horizontale et verticale des lithofaciès	44
1. Les niveaux moyens de la série burdigaliennes	44
a) Zone la plus éloignée des Alpes.	44
b) Zone la plus rapprochée des Alpes	50
2. Les niveaux supérieurs de la série burdigaliennes	51
a) Le faciès des schistes marno-gréseux de Montécu	52
b) Le faciès des grès grossiers du Bois d'Amont	55
E. Paléontologie et âge	56
F. Quelques conclusions sur la série burdigaliennes	58
1. Dans la région S de Fribourg	59
2. Comparaisons avec les régions limitrophes	61
II. L'Helvétien (Couches de Montévraz-La Combert)	63
Introduction	63
Extension, puissance	64
Méthode d'analyse	64
A. Description des lithofaciès.	65
1. Poudingue de base.	65
2. Grès conglomératique du Pratzey	65
3. Couches marno-gréseuses à niveaux fossilifères	66
4. Poudingue de La Feyla	67
B. Répartition stratigraphique des lithofaciès – Variations latérales	70
1. Secteur Montévraz – Le Pratzey – La Combert	70
2. Région E de La Feyla	71
3. Région W de La Combert.	72
C. Paléontologie, âge	72
D. Comparaisons	76
III. Considérations générales sur le Miocène marin	78
A. Conditions de sédimentation.	78
B. Le Biofaciès.	79
C. Conclusion	83
La Molasse subalpine : Stampien (Rupélien-Chattien)	83
Introduction, subdivisions	83

I. Le Chattien	84
A. Chattien supérieur : Couches de La Roche.	84
1. Généralités, puissance	85
2. Lithologie	86
3. Description régionale	87
4. Paléontologie et âge.	95
5. Conditions sédimentaires.	96
6. Comparaisons.	98
B. Chattien inférieur : Couches de Ramsera	99
1. Généralités.	99
2. Lithologie	99
3. Description régionale	101
4. Paléontologie et âge.	105
5. Conditions de sédimentation	106
6. Puissance.	107
7. Comparaisons.	107
8. Conclusion	107
II. Le Rupélien : Couches de Vaulruz-La Holena	108
1. Introduction.	109
2. Extension, subdivisions.	109
3. Lithologie.	110
4. Description régionale.	112
5. Paléontologie et âge	115
6. Conditions de sédimentation.	117
7. Puissance, comparaisons	118
CHAPITRE II : Les Préalpes externes	119
I. Les Couches de Cucloz-Villarvolard	119
1. Sur l'âge des Couches de Cucloz-Villarvolard	119
2. Extension de la série dans la région S de Fribourg	120
3. Quelques caractères distinctifs.	121
II. Le Wildflysch	122

DEUXIÈME PARTIE

Tectonique

I. Tectonique de la Molasse du Plateau	123
a) Eléments structuraux.	123
1. « L'anticlinal principal » de la Molasse.	123

2. Le synclinal de Fribourg.	124
3. L'anticlinal d'Alterswil.	124
b) Dislocations secondaires	125
c) Conclusion. Style tectonique de la Molasse du Plateau	125
II. Tectonique de la Molasse subalpine.	126
a) Ligne de contact entre la Molasse subalpine et la Molasse du Plateau.	126
b) Les éléments structuraux de la Molasse subalpine.	127
c) Conclusions sur la tectonique de la Molasse subalpine.	131
III. Considérations générales. Age des dislocations.	132

TROISIÈME PARTIE

Le Quaternaire

I. La période prérisienne	133
II. La glaciation de Riss.	135
III. L'Interglaciaire Riss-Würm	137
IV. La glaciation de Würm.	137
A. La progression würmienne	138
a) Les phénomènes d'érosion	138
b) Les dépôts de barrage.	139
c) Les graviers de progression s. str.	141
d) Quelques tronçons de vallées préwürmiennes.	142
B. Le maximum würmien.	143
Le glaciaire rhodanien	143
Les dépôts du maximum würmien	143
a) La moraine de fond argileuse	143
b) La moraine graveleuse.	144
c) La moraine informe.	144
d) Les blocs erratiques.	144
La morphologie würmienne	145
a) Vallums et drumlins	145
b) La limite supérieure du glaciaire rhodanien	148
Le glaciaire local	148

C. La période tardiwürmienne.	149
Caractère des dépôts tardiwürmiens.	149
a) Les terrasses fluvio-glaciaires.	149
1. Les terrasses de Sonnenwil-Zénauva-Le Mouret	150
2. Les dépôts fluvio-glaciaires de Giffers-Tentlingen	150
3. Les dépôts fluvio-glaciaires de St. Ursen	150
4. Les terrasses fluvio-glaciaires de Marly	151
b) Placages locaux de sables et graviers fluvio glaciaires	152
V. La période postwürmienne.	152
1. Le Postwürm ancien	152
a) Episode lacustre.	152
b) Approfondissement des vallées (déblaiements, terrasses d'érosion).	154
2. Le Postwürm récent (dépôts actuels).	155
Eboulements.	155
Eboulis, débris de pente	155
Glissements et tassements.	156
Alluvions, cônes de déjection	156
Marais, tourbières	156
Carrières, gravières.	157
Sources	157
Tuf calcaire.	157
Summary	158
Bibliographie	160

LISTE DES FIGURES DANS LE TEXTE ET DES PLANCHES

- Fig. 1. Situation de la région étudiée, p. 13.
Fig. 2. Carte tectonique schématique, p. 15.
Fig. 3. Faciès des grès dallés. Grotte de Neustatt, p. 26.
Fig. 4. Stratification oblique diagonale. R. de Montécu, p. 30.
Fig. 5. Stratification oblique arquée. R. de Montécu, p. 31.
Fig. 6. Stratification entrecroisée à grande échelle. Ruedigraben, p. 33.
Fig. 7. Stratification entrecroisée à échelle réduite. Gérine, p. 34.
Fig. 8. Stratification oblique accidentelle (chenal d'érosion). Ruedigraben, p. 37.
Fig. 9. Stratification oblique accidentelle (chenaux d'érosion). Ruedigraben, p. 38.
Fig. 10. Stratification oblique accidentelle (chenal d'érosion). Ruedigraben, p. 39.
Fig. 11. Sédimentation latérale dans un chenal d'érosion. Ruedigraben, p. 40.
Fig. 12. « Lentilles » dans la sédimentation entrecroisée. Gérine, p. 43.
Fig. 13. Rythmes sédimentaires. Burdigalien moyen. Gérine, p. 45.
Fig. 14. Rythmes sédimentaires. Burdigalien moyen. Gérine, p. 47.
Fig. 15. Rythmes sédimentaires. Burdigalien moyen. Gérine, p. 48.
Fig. 16. Faciès des schistes marno-gréseux. R. de Montécu, p. 52.
Fig. 17. Stratigraphie générale de la Molasse marine supérieure, p. 81.
Fig. 18. Rio du Stoutz, alt. 790 m., p. 88.
Fig. 19. Rio du Stoutz, alt. 820 m., p. 89.
Fig. 20. Rio du Bey, alt. 820 m., p. 91.
Fig. 21. Profil dans un ravin au SE de Sur la Chaux, alt. 930 m., p. 92.
Fig. 22. Profil dans un ravin au SE de Sur la Chaux, alt. 940 m., p. 93.
Fig. 23. Profil dans un ravin au SE de Vers les Bourguets, alt. 930 m., p. 94.
Fig. 24. Rio de Montécu, alt. 960 m., p. 95.
Fig. 25. Rio du Bey, alt. 890 m., p. 102.
Fig. 26. Rio du Bey, alt. 900 m., p. 103.
Fig. 27. Rio du Bey, alt. 920 m., p. 104.
Fig. 28. Situation des gisements fossilifères de La Holena, p. 113.
Fig. 29. Ecaille de Groß Schwand (Rupélien), p. 114.
Fig. 30. Vallum morainique au S de Montécu, p. 145.
Fig. 31. Drumlins de La Combert, p. 147.

Planche I. Carte géologique de la Région Sud de Fribourg. Echelle : 1 : 25 000.

Planche II. Profils tectoniques dans la Région Sud de Fribourg. Echelle : 1 : 25 000.

AVANT-PROPOS

En été 1957, j'ai entrepris, sur la demande de M. le professeur J. TERCIER, l'étude géologique de la région S de Fribourg. J'ai achevé mes levés en automne 1959 et le présent travail en constitue le texte explicatif.

J'exprime mes plus vifs sentiments de reconnaissance à M. le professeur TERCIER, et cela à plusieurs titres : d'abord pour la confiance qu'il m'a témoignée en me proposant la révision d'une partie de son propre terrain de thèse ; ensuite pour la bienveillance et la sollicitude qu'il n'a cessé de me manifester tout au long de mes études. Travaillant dans une région où les conditions géologiques n'ont aucun secret pour lui, j'ai pu bénéficier très largement de ses directives et de ses conseils éclairés.

Ma reconnaissance va également à MM. les professeurs NICKEL et MOREAU pour la formation qu'ils m'ont donnée dans les sciences minéralogiques, pétrographiques et géographiques.

A M. le Dr O. BÜCHI, Conservateur du Musée d'Histoire naturelle à Fribourg, j'adresse mes remerciements pour l'amabilité avec laquelle il m'a permis de reviser la carte (inédite) levée par lui au S de Fribourg¹ pour le compte de la Commission géologique suisse.

J'adresse l'hommage de ma profonde gratitude à la Direction du Koninklijke/Shell Exploratie en Produktie Laboratorium à Delft (Hollande), qui a organisé dans l'estuaire du Haringvliet et la Mer des Wadden des excursions très instructives consacrées à l'étude de la sédimentation actuelle.

Je remercie également MM. les Dr M. de RAAF, S. B. SPIJER et C. KRUIT à Delft (Hollande), ainsi que M. le professeur Dr R. RUTSCH, à Berne, qui, au cours d'excursions sur le territoire étudié, m'ont fait bénéficier de leur expérience de la sédimentation ancienne et actuelle.

M. le professeur Dr A. LOMBARD, de Genève, à qui j'ai soumis une partie des figures illustrant les types de stratification de la Molasse, m'a très aimablement fait part de son point de vue de sédimentologue. Je lui en suis très reconnaissant.

Mes sentiments de vive gratitude vont à M. le Dr H. J. OERTLI qui

¹ Atlas Siegfried, feuille de Marly, N° 345.

a spontanément accepté la tâche délicate de la détermination des Ostracodes rupéliens et helvétiens de la Molasse fribourgeoise.

Je remercie très sincèrement M. le Dr J. KLAUS, micropaléontologue, qui a bien voulu contrôler mes déterminations de Foraminifères de la Molasse marine supérieure.

M. le Dr L. PUGIN, privat-docent, a constamment porté un grand intérêt à mon travail de thèse. Je le remercie vivement pour ses conseils judicieux et son amitié dévouée.

M. le Dr L. MORNOD, géologue-conseil à Bulle, m'a toujours reçu avec une grande amabilité. Au cours de maintes discussions et excursions sur le terrain, j'ai tiré un grand profit de sa connaissance de la Molasse et des Préalpes. J'ai aussi eu le privilège de pouvoir m'initier, sous sa compétente direction, à divers problèmes d'hydrogéologie. Je lui exprime ici ma grande reconnaissance.

Il m'est agréable de remercier aussi très sincèrement M. le Docteur H. AEPLI, Chancelier de l'Université de Fribourg, et la Commission des Collateurs de la Bourse Georges Python ; c'est à leur bienveillance que je dois, pour une grande part, d'avoir pu mener à bien ce travail.

Je ne saurais oublier M. G. PAPAUX, de l'Institut de Géologie de Fribourg, qui a mis tout son art dans l'exécution des dessins et des planches du présent travail. J'associerai à ce collaborateur toujours dévoué les noms de MM. R. BERSIER et L. HILBER, photographes à Fribourg, auxquels je dois la mise au point des figures illustrant la stratification molassique et la morphologie würmienne.

Enfin ma reconnaissance va à tous mes camarades du Laboratoire de Fribourg parmi lesquels je citerai spécialement A. BRIEL, H. INGLIN, J.-P. DORTHE et J. DUDLER.

L'impression de ma thèse a été grandement facilitée par l'appui financier que m'ont accordé la Maison CIBA S.A., à Bâle, le Conseil de l'Université de Fribourg, la Société fribourgeoise des Sciences naturelles ainsi que la Fondation Thürler-Reeb. A tous, j'exprime mes sentiments de profonde gratitude pour leur générosité.

Sont déposés à l'Institut de Géologie de Fribourg :

1. La carte géologique originale au 1 : 10 000
2. Le manuscrit du présent travail
3. La collection des roches et fossiles
4. La collection des coupes minces

INTRODUCTION

Situation de la région étudiée (fig. 1)

Le présent travail est consacré à une étude géologique du territoire compris entre Fribourg au N, et les Préalpes fribourgeoises au S, représentées par la chaîne de la Berra et du Cousimbert. A l'W, mes levés sont délimités approximativement par le canyon de la Sarine, tandis que la vallée de la Gérine, à son débouché des Préalpes, et la bourgade de Rechthalten en constituent la limite orientale. Comme base topographique de mes levés, j'ai utilisé un agrandissement au 1 : 10 000 des feuilles suivantes de la Carte nationale de la Suisse au 1 : 25 000 :

1. Feuille de Rossens
- N° 1205 (moitié orientale)
2. Feuille de Gruyères
- N° 1225 (pp.)

De la feuille de Gruyères, je n'ai cartographié qu'une très petite surface, sur le flanc du massif de la Berra, jusqu'au contact avec le territoire levé par L. MORNOD.

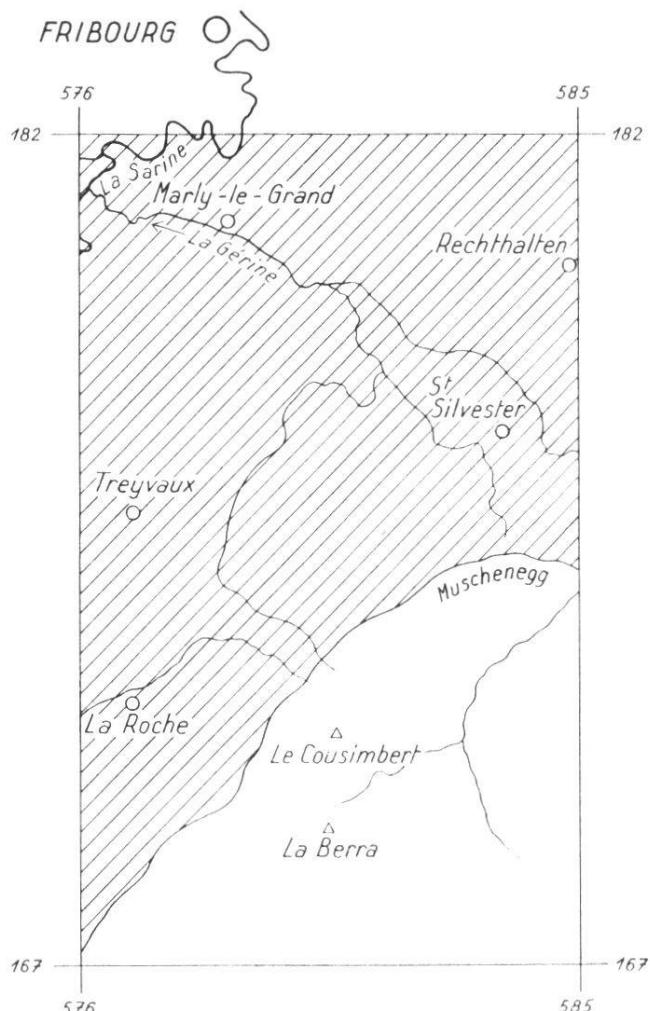


Fig. 1. Situation de la région étudiée.

Notice historique

Dans le cadre de mon terrain, le travail de base de toute étude géologique demeure encore celui de V. GILLIÉRON : « Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg, et Berne » (1885). Dans les divisions de la Molasse exposées par cet auteur, on trouve une foule d'observations très exactes relatives tant à la Molasse du Plateau qu'à la Molasse subalpine.

Après V. GILLIÉRON, les travaux de E. DILLENIUS (1911) et H. KURBERG (1919) n'apportent pas de faits nouveaux méritant d'être mentionnés.

En revanche, dans sa thèse parue en 1920, H. BUESS établit un essai de synthèse sur la Molasse subalpine du Canton de Fribourg.

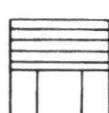
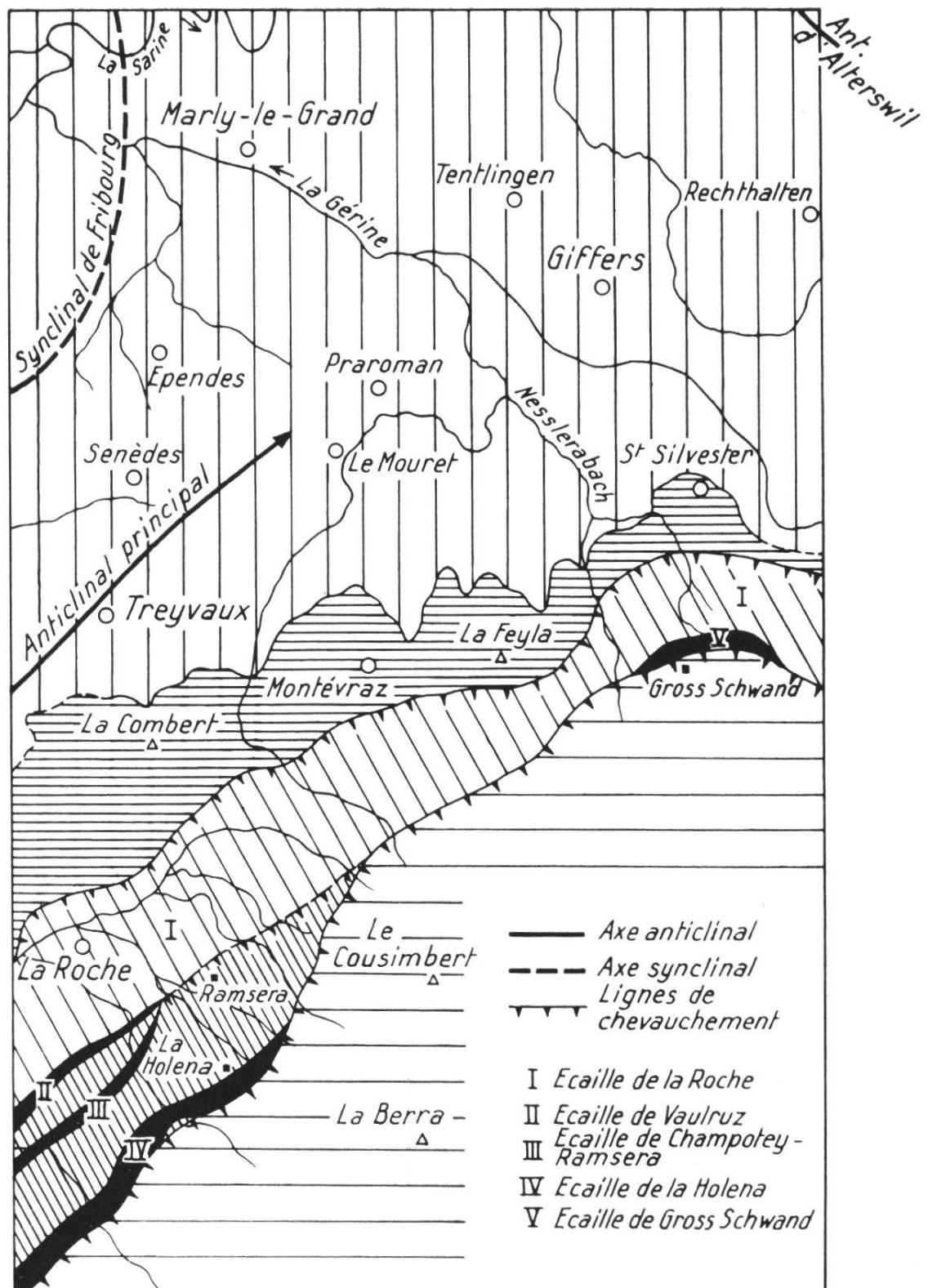
En 1928 paraît la monographie de J. TERCIER : « Géologie de la Berra ». Cet important mémoire, bien que consacré essentiellement au Flysch de la Berra, ne traite pas moins, d'une façon approfondie, la question du soubassement molassique de ce massif.

Dans le cadre de levés pour la Commission géologique suisse, O. BÜCHI achève, en 1944, la cartographie de la feuille de Marly (Nº 345) de l'Atlas Siegfried (carte inédite). Ce même auteur publie entre 1926 et 1944 une série de notes relatives aux dépôts quaternaires du Plateau, dans lesquelles sont mentionnés tous les travaux antérieurs traitant le sujet.

Enfin, je me dois de signaler le travail de L. MORNOD : « Géologie de la région de Bulle » (1949). Cette étude, portant sur un territoire où, dans l'ensemble, on retrouve les mêmes unités que sur mon champ de recherches, constitue une importante synthèse stratigraphique et tectonique du bord alpin en Suisse occidentale. J'aurai l'occasion de citer à maintes reprises cette œuvre qui a grandement facilité ma tâche.

Aperçu géologique

La fig. 2 donne un aperçu général sur les conditions stratigraphiques et tectoniques de la région S de Fribourg (voir aussi Pl. II). Elle montre notamment les relations et le comportement sur mon territoire des écailles de Molasse subalpine identifiées par L. MORNOD dans la région de Bulle (1949, fig. 2, p. 3).



Helvétien
Burdigalien

} Miocène

Molasse du Plateau



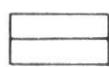
Chattien supérieur : Couches de la Roche

Chattien inf. (Molasse rouge) : Couches de Ramsera

Rupélien :

Couches de Vaulruz - La Holena

} Molasse
subalpine



Préalpes externes

voir aussi Pl. II

Fig. 2. Carte tectonique schématique. Echelle 1 : 100 000.

La stratigraphie s'établit comme suit :

1. La Molasse

2. Les Préalpes externes

Je serai amené à parler brièvement des deux unités suivantes qui jalonnent la limite S de ma carte, sans entrer toutefois dans mon sujet de recherches.

- b) les Couches de Cucloz – Villarvolard (Paléocène) ;
 a) le Wildflysch avec lames mésozoïques (Maestrichtien – Priabonien).

Ces éléments se répartissent sur le terrain dans les unités tectoniques suivantes :

1. La Molasse du Plateau, autochtone, ondulée (Miocène).
 2. La Molasse subalpine, charriée et écaillée (Oligocène : Stampien).

Ecaille de La Roche	Chattien supérieur
Ecaille de Vaulruz	Chattien inférieur
Ecaille de Champotey-Ramsera	Rupélien (p. p.)
Ecaille de La Holena	
Ecaille de Gross Schwand	Rupélien

- ### 3. Les Préalpes externes :

- b) Couches de Cucloz-Villarvolard : complexe écaillé, chevauchant la Molasse subalpine.
 - a) Wildflysch avec lambeaux mésozoïques, écrasé entre les Couches de Cucloz-Villarvolard et les grès du Gurnigel.

¹ Parmi les divers lithofaciès de la série burdigalienne, précisons dès maintenant que les « Couches de Montécu » – auxquelles il sera fait allusion plusieurs fois dans les pages suivantes – représentent des schistes marno-gréseux se développant au Burdigalien supérieur.

PREMIÈRE PARTIE

STRATIGRAPHIE

CHAPITRE I

La Molasse

Dans la zone comprise entre Fribourg et les Préalpes fribourgeoises, tous les dépôts molassiques se rangent dans deux unités bien distinctes : la Molasse du Plateau ou Molasse autochtone, limitée au Miocène marin, et la Molasse subalpine, stampienne, érigée en un système d'écailles entre la Molasse autochtone et les Préalpes externes.

LA MOLASSE DU PLATEAU

Molasse marine supérieure

Miocène

Introduction

Dans la région S de Fribourg, la Molasse du Plateau est comprise dans les divisions suivantes :

Molasse marine supérieure (Miocène)		Helvétien
		Burdigalien

La Molasse d'eau douce inférieure est représentée immédiatement au N de la limite de ma carte, soit dans la gorge du Gottéron près de Fribourg, soit plus à l'E, non loin du village de St-Ours (St. Ursen). Quant à la Molasse d'eau douce supérieure (Tortonien) elle a été enlevée, probablement aussi avec une partie de l'Helvétien, par l'érosion pliocène et quaternaire.

Du point de vue structural, la Molasse marine supérieure est disposée, dans la partie orientale de ma carte, sur le flanc W de l'anticlinal d'Alterswil. L'axe de cet anticlinal, orienté d'abord NW-SE,

effleure l'angle NE de la carte pour prendre, de ce point-là, une direction W-E (voir fig. 2).

Dans la région S et SW de Fribourg, le Miocène marin se répartit sur les deux flancs de l'anticlinal principal de la Molasse dont l'axe court plus ou moins parallèlement au bord alpin, et dans le synclinal de Fribourg.

Il est à prévoir, au vu de cette répartition structurale, que les plus grandes épaisseurs de Molasse marine se mesureront dans la zone méridionale de la carte. En effet :

1. Tant sur le flanc SW de l'anticlinal d'Alterswil que sur le flanc S de l'anticlinal principal, les couches plongent généralement vers les Alpes. A mesure que le relief s'élève, les couches recoupées sont de plus en plus jeunes, ce qui explique que l'Helvétien soit cantonné uniquement dans la région située en bordure des Alpes.
2. Les puissantes assises de poudingues helvétiens ont, dans ces régions, protégé de l'érosion la molasse sous-jacente alors que, plus au large du Plateau, une grande partie du Burdigalien a été érodée.
3. Indépendamment de ces questions de tectonique et d'érosion, il est un fait général constaté pour l'ensemble de la Molasse du Plateau : l'épaisseur des sédiments va en augmentant de la zone subjurassienne vers le centre du bassin molassique.

La limite burdigalo-helvétique

Il en sera encore question plus loin, mais je précise d'emblée que la méthode de discrimination appliquée dans le présent travail, est basée sur des critères exclusivement lithologiques. En Suisse occidentale, les auteurs (J. TERCIER, L. MORNOD) qui ont travaillé dans la zone de passage du Burdigalien à l'Helvétien, s'accordent à faire coïncider la limite helvétique avec l'apparition subite des premiers bancs de poudingues qui, de la région de Montévraz jusqu'au Gibloux, occupent une position analogue dans le Miocène marin. Il est évident qu'une telle limite de faciès ne revêt pas une valeur chronologique absolue ; du moins, en l'absence de toute faune macroscopique et microscopique qui soit spécifique de l'un ou l'autre étage, présente-t-elle l'avantage d'être aisément cartographiable, et cela sur une grande surface. La solution la plus logique en pareil cas serait de traiter en une seule division l'ensemble du Miocène marin. Mais pour la commodité de

l'exposé, je considérerai successivement la série burdigaliennes, à laquelle seront rapportées toutes les couches sous-jacentes aux premiers niveaux de poudingues, puis la série helvétique dont ces mêmes niveaux constituent la base.

I. Le Burdigalien

Sur le Plateau, la Molasse d'eau douce inférieure (Aquitainien) n'affleure pas, on l'a vu, dans le cadre de mon territoire. Les niveaux inférieurs de la série burdigaliennes ne sont donc observables nulle part. C'est dans l'angle NE de la carte que nous serions le plus près de la limite aquitano-burdigaliennes. Les premiers affleurements de Molasse marine (forêt du Stöckholz) se trouvent à 50 m. environ au-dessus du contact, si l'on en juge par la position des marnes bigarrées aquitaniennes qui montent jusqu'à l'altitude de 700 m. dans le cours supérieur du Gottéron, au SE de St. Ursen.

Dans tout le reste du territoire, la série burdigaliennes va en s'épaissant, pour des raisons tectoniques autant que stratigraphiques.

Puissance

L. MORNOD (1949) donne pour la région de Bulle les subdivisions suivantes, en allant de bas en haut :

a) niveau de la Molasse conglomeratique	50 m.
b) niveau de la Molasse massive	± 550 m.
c) niveau des grès plaquetés	50 m.

Dans une étude récente, Ch. CRAUSAZ (1959) évalue à 330 m. au maximum l'épaisseur de la Molasse burdigaliennes près de Fribourg ; dans ce chiffre, 30 m. sont attribués au niveau inférieur.

Pour en revenir à la région S de Fribourg, il faut donc rapporter tous les sédiments burdigaliens aux niveaux moyen et supérieur de la série. Un profil passant immédiatement au S de Fribourg (Pl. II) indique, pour le Burdigalien, une puissance de 340 m. environ entre Pierrafortscha et la Sarine et de 430 m. dans l'axe même du synclinal de Fribourg. Cependant, un autre profil tectonique établi à partir de l'anticlinal d'Alterswil jusqu'à l'Helvétien, dans la zone

située à l'E de Montévraz, révèle une puissance totale de plus de 750 m. de Molasse burdigaliennes jusqu'aux premiers bancs de poudingues. A La Combert, la série burdigaliennes sous-jacente à l'Helvétien atteint un même ordre de grandeur.

Méthode d'analyse de la série burdigaliennes

La sédimentation molassique est une sédimentation paralique, synorogénique.

Or, dans un tel milieu se forment des dépôts extrêmement variés, dans le sens horizontal comme dans le sens vertical. Comment dès lors entreprendre, ne serait-ce que sur une surface de 50 à 60 km², une étude valable d'une série sédimentaire de plus de 750 m. d'épaisseur, aux multiples variations latérales et verticales de faciès ?

Je ne m'attarderai pas à donner une série de petites coupes stratigraphiques n'ayant, somme toute, qu'une valeur très locale ; ce qu'il faut essayer de dégager, ce sont les types de sédimentation propres à tel affleurement, puis à tel autre, en s'efforçant de les expliquer, dans la mesure du possible, par comparaison avec la sédimentation actuelle ; une deuxième phase de recherches consiste à établir des aires de sédimentation où prédominent certaines associations de faciès, ce qui permet d'aboutir à une paléogéographie sommaire du territoire. Je tenterai simultanément de grouper ces faciès au point de vue de leur répartition stratigraphique dans la série burdigaliennes. Mais avant d'aborder l'étude de ces caractères de portée générale, je considérerai brièvement la lithologie burdigaliennes et quelques structures sédimentaires.

A. Lithologie de la série burdigaliennes

Tous les dépôts de la série burdigaliennes peuvent être ramenés aux trois groupes suivants : les poudingues, les grès, les marnes et argiles.

a) Les poudingues

Ils sont très rares et je ne les ai observés qu'à deux endroits : d'une part, dans un petit affluent de la Gérine au SE de Graben (alt. 785 m., coord. 584,500/177,000) : les poudingues constituent un banc de 60 à 70 cm. reposant par une surface d'érosion sur des grès plaquetés ; d'autre part, dans le Ruedigraben, où, dans la partie supérieure du

ruisseau de la Nesslera, ils forment localement des nids de moins d'un m. de puissance, passant rapidement à un simple niveau de galets ou à des grès conglomératiques.

Dans les deux cas, il s'agit de poudingues calcaires à extension horizontale très réduite, où la dimension des galets n'excède pas 5-6 cm.

b) Les grès

Dans les niveaux moyens de la série burdigaliennes, ils constituent plus du 90 % des sédiments, alors que la proportion des clastiques argileux peut augmenter sensiblement dans les termes supérieurs. Les diverses variétés de sédiments gréseux se rangent dans les principaux types suivants, avec tous les passages de l'un à l'autre¹ :

1. Les grès fins
2. Les grès moyens
3. Les grès grossiers
4. Les grès conglomératiques

Les grès fins

De teinte grise, gris-bleu ou verdâtre, ils forment la majeure partie des couches à stratification horizontale. Ils deviennent jaunâtres par altération. On note une foule de variétés parmi lesquelles je soulignerai les grès fins bleuâtres, très durs lorsqu'ils passent aux types fortement calcaires, les grès fins sablo-argileux (silts) et les grès marneux. Ce dernier type est le plus représenté. Les grès fins renferment quelques Foraminifères, mais en moins grand nombre que les marnes.

Les grès moyens

Très répandus dans la série, ils sont généralement de teinte gris-jaunâtre et souvent très friables. On note tous les termes de passage vers les grès fins et les grès grossiers. Lorsque la roche se charge de matière argileuse, elle prend une teinte gris-bleu et sa friabilité augmente encore.

¹ L'échelle de limites entre les groupes granulométriques adoptée pour l'ensemble de ce travail est celle de WENTWORTH, à savoir, pour les grès très grossiers : 1,0-2,0 mm., grossiers : 1/2-1,0 mm., moyens : 1/4-1/2 mm., fins : 1/8-1/4 mm., très fins : 1/16-1/8 mm., silts : < 1/16 mm., argiles : < 1/256 mm.

Les grès grossiers

Terme de passage entre les grès moyens et les grès conglomératiques, ils accompagnent généralement ce dernier type. Microscopiquement, on y trouve les mêmes constituants que dans les types précédents. Seule la taille des éléments a changé.

Les grès conglomératiques

Ce type de grès caractérise essentiellement les dépôts à stratification oblique. A côté des éléments clastiques habituels, on reconnaît en coupe mince des fragments de radiolarites, de calcaires siliceux foncés, de dolomies, de quartzites, de calcaires à Calpionelles, de spongolithes, de galets à structure sphérolithique, plus quelques éléments cristallins. Ça et là apparaissent également des débris de Bryozoaires et de Coraux.

Toutes les variétés de grès répondent à la définition de la « Molasse » donnée par L. CAYEUX : « c'est un grès très feldspathique, micacé, chloriteux, glauconieux, à ciment de calcite » (1929, p. 164).

c) *Les marnes et argiles*

Par rapport à l'ensemble des sédiments burdigaliens, elles ne jouent qu'un rôle négligeable. Généralement sableuses, de teinte grise ou bleuâtre, plus rarement jaunâtre, elles forment de minces feuillets où abondent les micas et de menus débris charbonneux. On observe cependant à l'un ou l'autre endroit un développement de certains niveaux et les marnes très pures atteignent alors jusqu'à 10 cm. de puissance : c'est le cas sur la rive droite de la Gérine, en amont de son embouchure dans la Sarine (alt. 580m., coord. 576,690/180,620), et aussi dans les premiers affleurements qu'ouvre le R. du Bois du Roule, au NE de Marly-le-Grand.

En revanche, dans le faciès des Couches de Montécu (Burdigalien supérieur), les marnes et argiles bleuâtres constituent environ le 50 % des sédiments et caractérisent le niveau de schistes marno-gréseux que nous analyserons par la suite.

B. Quelques structures sédimentaires

L'étude des divers types de stratification et des lithofaciès sera traitée à part, dans le prochain chapitre. Nous examinerons brièvement ici les structures suivantes :

1. Les galets exotiques
2. Les galets marneux
3. Les ripple-marks
4. Les figures de fluxion
5. Les load-casts

Les galets exotiques

Ils forment des horizons irréguliers, d'épaisseur extrêmement variable, disposés généralement en traînées à la base des complexes gréseux grossiers où abondent souvent les bois flottés. La dimension des galets varie entre 5 et 10 cm. de diamètre. A un seul endroit, à la grotte de Neustatt (S de Giffers, rive droite de la Gérine, alt. 770 m.), on note des galets atteignant jusqu'à 40 cm. de diamètre.

Pétrographiquement, il s'agit de roches d'origine cristalline ou sédimentaire que nous retrouverons pour la plupart dans l'Helvétien et dont la nature est identique à celle des galets exotiques décrits dans la Molasse de Fribourg par M. le Dr STRECKEISEN (voir Ch. CRAUSAZ, 1959, p. 55).

Quant au transport de ces galets exotiques, il faut l'attribuer à l'action des courants sous-marins: l'analyse des lithofaciès démontre que les horizons de galets se trouvent toujours à la base d'un complexe grossier reposant par une surface d'érosion sur des sédiments fins. Les dépôts grossiers présentent des caractères marins ou saumâtres (glauconie, Foraminifères, etc.), mais jamais d'eau douce (absence de faune d'eau douce).

Les galets marneux

Ils accompagnent souvent les galets exotiques à la base des complexes grossiers, formant parfois des traînées irrégulières disséminées dans la masse des grès. Localement, ils atteignent la dimension d'un poing et leur forme est bien arrondie (rive droite de la Gérine, coord. 576,690/180,620).

Mentionnons spécialement ici le grès à nombreuses enclaves argi-

leuses des Couches de Montécu, en tous points semblable au type décrit par L. MORNOD dans le Burdigalien supérieur du Mausson(1949, p. 14).

La position actuelle des galets marneux et argileux s'explique par le morcellement d'un banc de vase consolidée, suivi d'un transport des fragments argileux et de leur dépôt dans une phase sableuse.

Dans le cadre du territoire étudié, il ne semble pas que les galets marneux aient subi un long transport : il s'agit de remaniements locaux ; ainsi, dans l'affleurement précité de la Gérine, ils forment un horizon de quelques centimètres d'épaisseur dans un grès moyen à grossier surmontant un gros niveau argileux : dans ce cas, il ne fait pas de doute, vu la parfaite identité des éléments marneux, que le remaniement s'est opéré sur place. Il en va de même pour les grès à enclaves argileuses du R. de Montécu où l'érosion s'est attaquée aux nombreuses couches argileuses interstratifiées dans les grès.

Les ripple-marks

« Ce sont des ondulations de la surface sableuse du fond marin qui se développent lorsque l'eau qui les recouvre est en mouvement. Elles s'ordonnent en rangées perpendiculaires à la direction du courant » (A. LOMBARD, 1956, p. 108).

Nous verrons, lors de l'analyse des lithofaciès (p. 28), que les ripple-marks, dans la région qui nous occupe, se sont formés généralement dans des sédiments fins (grès fin marneux, grès fin sableux).

L'ensemble des ripple-marks observés présente une forme asymétrique, ce qui témoigne en faveur de leur formation dans des courants animés d'un mouvement unidirectionnel.

Un bel affleurement situé au SE de Praroman, dans le R. de Montécu, (alt. 705 m., coord. 581,250/177,440) permet de voir en plan une grande surface ondulée : il s'agit d'un grès très fin marneux disposé en plaquettes dont la partie supérieure est parcourue par de fines rides asymétriques plus ou moins parallèles. A plusieurs reprises, on note des déformations produites par des traces d'écoulement perpendiculaires à la direction des ripple-marks, donc parallèles à la direction du courant.

Dans le bassin molassique, la profondeur de formation des rides est faible ; en revanche, dans d'autres milieux, certains auteurs en ont signalé jusqu'à 1500 m. (A. LOMBARD, 1956, p. 109).

Figures de fluxion

C'est surtout dans le cours supérieur de la Nesslera (alt. 770 m. environ), au niveau des couches marno-gréseuses bleuâtres, qu'on observe une série de figures de fluxion. Elles se produisent le plus souvent au sommet des bancs argileux et correspondent à l'écoulement d'un sédiment vaseux avant sa compaction.

Figures de charge (load-casts)

Dans ce même ruisseau, ainsi que dans celui de Montécu, la surface inférieure des bancs de grès est parfois recouverte de protubérances qui pénètrent dans la couche argileuse sous-jacente. Un examen attentif démontre que ces protubérances ont la même direction que les ondulations (ripple-marks) qui affectent les grès. Le recouvrement d'une masse argileuse par des rides de sable provoque des phénomènes locaux de surcharge : l'argile gonflée d'eau est ici comprimée et forme latéralement des renflements et des bombements.

C. Types de stratification et lithofaciès

Dans ce chapitre nous procéderons à une étude des types de stratification reconnus dans la Molasse burdigaliennes, en précisant les caractères propres aux divers lithofaciès qui se dégagent de cette analyse.

Tous les types de stratification se rangent dans les deux grandes divisions suivantes : la stratification horizontale et la stratification oblique.

La stratification horizontale

Je considérerai ici deux types de stratification : la stratification plane-parallèle-horizontale et la stratification ondulée. Ce dernier type est généralement rangé par les auteurs (LOMBARD, RUCHIN) dans la stratification oblique. Cependant, dans le cadre de mon terrain, cette stratification ondulée est très peu prononcée et les couches, reposant suivant un ensemble horizontal, s'opposent nettement aux divers types de stratification oblique analysés plus loin.

1. La stratification plane-parallèle-horizontale

Elle résulte de la sédimentation qui se produit sur un fond plan et stable, en eau calme et alimentation peu abondante. Suivant l'épaisseur des strates horizontales, nous distinguerons les trois lithofaciès suivants :

- | | |
|--------------------------------------|------------------|
| le faciès des grès dallés | (plus de 15 cm.) |
| le faciès des grès plaquetés | (de 2 à 15 cm.) |
| le faciès des schistes marno-gréseux | (jusqu'à 2 cm.) |

Le faciès des grès dallés (fig. 3)

C'est un ensemble de bancs de grès fin calcaire ou de grès fin marnoux, d'épaisseur constante, séparés par de petits délit argileux ou argilo-gréseux où abondent les micas et les fins débris charbonneux. La dimension des bancs est comprise généralement entre 15 et 40 cm., mais peut atteindre localement 60 cm. et même davantage. L'épaisseur d'un complexe de grès dallés, mesurée à la verticale, ne dépasse que rarement 5 ou 6 m. Par contre, son extension horizontale est relativement grande.

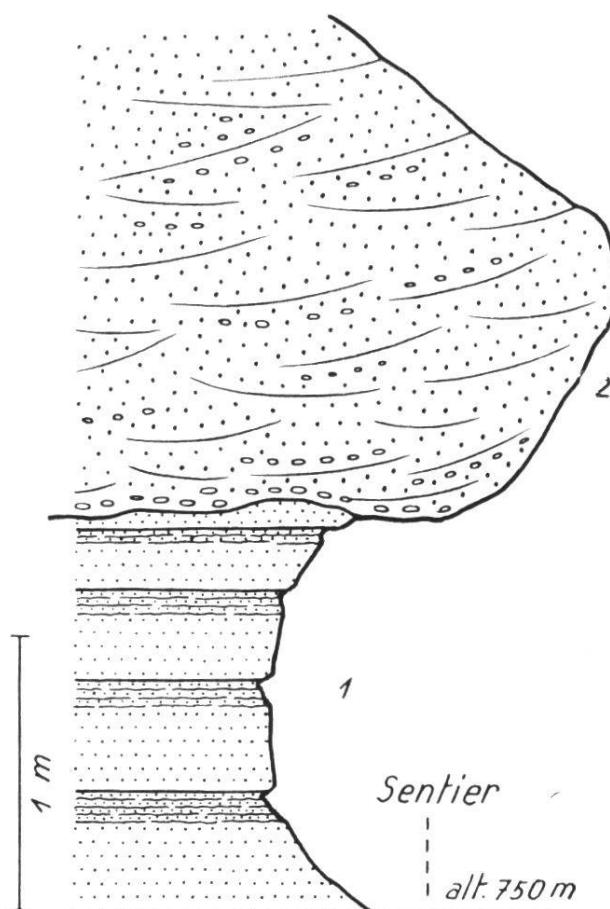


Fig. 3. Faciès des grès dallés. Grotte de Neustatt. S de Giffers

La fig. 3 illustre ce type de stratification (grotte de Neustatt, S de Giffers, coord. 582,820/178,200). L'affleurement est fait d'une série de bancs de grès fin gris-bleu disposés en dalles dont l'épaisseur diminue progressivement de la base au sommet du complexe (de 43 cm. à 17 cm.). Au sommet de chaque banc apparaissent des niveaux marno-gréseux continus, légèrement ondulés, de 3 à 5 mm., alternant avec des grès fins d'environ 1 cm. L'intérêt de ces petits complexes limités au sommet des bancs réside dans le fait que leur épaisseur diminue parallèlement à la réduction de puissance des grès dallés. De 10 cm. dans la couche basale, ils passent à 5 cm. vers le haut (terme 1).

Le sommet du complexe des grès dallés est marqué par un niveau franchement marneux ; une coupure d'érosion très nette met brusquement les grès fins du niveau dallé en contact avec une phase sédimentaire beaucoup plus grossière, comprenant des grès grossiers à galets frappés de stratification entrecroisée (terme 2).

Comme autres affleurements typiques de ce faciès à grès dallés, je citerai le ruisseau de la Nesslerau SSW de Giffers. (Couches basales dans les fig. 8 et 9.)

Soulignons encore que, dans ces deux derniers affleurements, les bancs horizontaux recèlent parfois une microstratification interne oblique ou entrecroisée que mettent en évidence de fines laminæ alternativement claires et foncées.

Interprétation

Il faut envisager la formation de ces grès dallés en eau calme : l'absence de tout matériel grossier indique bien qu'il n'y a pas apport renouvelé de détritiques, mais qu'il doit s'agir d'un remaniement de sables locaux. L'épandage de sédiments sableux sur un fond plan est à l'origine de ces couches formées le plus souvent de laminæ planes-parallèles-horizontales. La formation des bancs est due à une alimentation saccadée, chaque ralentissement dans l'apport étant marqué par les dépôts fins argileux et argilo-gréseux micacés et à débris charbonneux.

Le faciès des grès plaquetés

Ce faciès présente les mêmes caractéristiques que le précédent, sauf que les dimensions plus réduites des strates évoquent un empilement de plaques ou plaquettes séparées ou non par des délit argileux. L'épaisseur d'un complexe est limitée habituellement à 2 ou 3 m.

Sur mon terrain ce faciès est très rare (quelques affleurements dans le cours supérieur de la Nesslera) ; généralement les plaques sont ondulées et font partie du faciès à ripple-marks analysé plus loin.

Le faciès des schistes marno-gréseux (fig. 16)

Il fera l'objet d'une étude plus détaillée lors de considérations générales sur la répartition des lithofaciès (p. 52). Je me contente ici d'en exposer les caractéristiques principales.

Le terme est fait d'une succession de fines strates gréseuses de 0,5 à 1 cm., séparées par des niveaux argileux souvent très purs. Le grès est extrêmement fin, renfermant parfois des nodules fortement calcaires. Il peut passer aussi à des grès marneux ou à des marnes argileuses et l'on note alors des séries de schistes marneux de plusieurs m. d'épaisseur.

Ces sédiments gris-jaunâtre à l'altération ont une teinte bleuâtre qui s'accentue au contact de l'eau ; ils caractérisent surtout les niveaux supérieurs de la série burdigalienne.

Les affleurements qui illustrent le mieux ce lithofaciès se trouvent dans le R. de Montécu, entre 750 m. et 840 m. (fig. 16).

La sédimentation de ces couches marno-gréseuses s'est opérée dans des eaux très calmes, sur une aire de décantation, à l'abri des zones de forts apports détritiques.

2. La stratification ondulée

Le faciès à ripple-marks

Il y a lieu de distinguer :

a) *les grès marneux plaquetés ondulés* (fig. 13, couches basales)

Pétrographiquement, la roche est celle décrite dans les grès dallés : grès fin calcaire ou grès fin marneux gris-bleu. Seule la stratification a changé. L'épaisseur des couches est généralement comprise entre 3 et 6 cm. Les plaquettes, séparées ou non par des délit argileux, sont individuellement ondulées, mais reposent suivant un ensemble horizontal. D'un banc à l'autre, la longueur d'onde des ripple-marks peut varier et donne lieu à des phénomènes d'interférence : cela se traduit à l'affleurement par une disposition des strates en couches bosselées, dont l'épaisseur paraît irrégulière.

Dans la fig. 13 le complexe des grès marneux ondulés atteint 2,50 m. environ. Soulignons une fois de plus l'abondance des niveaux argileux au sommet du complexe, immédiatement avant la coupure d'érosion. Cette constatation qu'on peut faire à chaque affleurement signifie que, originellement, les grès plaquetés ondulés passaient à des couches franchement marneuses qui furent par la suite érodées : la phase sédimentaire superposée est, en effet, toujours grossière, renfermant, à côté de galets exotiques et de bois flottés, des galets marneux provenant de remaniements locaux.

b) *les grès fins sableux ondulés*

Les ondulations affectent ici un grès sableux très friable, disposé en strates de 2,5 à 3,5 cm., souvent plus réduites encore, séparées par de menus déliés argilo-sableux (silts). Les ripple-marks sont très faibles et rapprochés (longueur d'onde voisine de 1 cm.) et les couches, vues à distance, paraissent presque planes (fig. 15, terme 3).

Citons deux affleurements caractéristiques : le premier sur la rive droite de la Gérine au SE de Marly-le-Grand (fig. 15, termes 1 et 3) ; le second, également sur la rive droite de la Gérine, en amont du Pont de Giffers (W du Pt 714).

Interprétation :

Dans le faciès à ripple-marks, la granulométrie des sédiments est fine, ce qui témoigne en faveur d'un dépôt en milieu calme. Cependant, la forme ondulée des couches et le profil asymétrique de ces ondulations indiquent que le transport était assuré par de l'eau en mouvement ; la stratification de rides s'est formée suivant le processus décrit par A. LOMBARD pour les vases et sables littoraux ou fluviaires : « Du sable s'accumule sous le courant, à l'abri de la ride. Dans le courant même, le versant amont de la ride est érodé et les rides migrent dans le sens de l'écoulement » (1956, p. 114).

La stratification oblique

Dans le territoire étudié, la stratification oblique joue un rôle primordial, ce qui permet de tirer des conclusions importantes sur la genèse des dépôts et la répartition des aires d'alimentation.

Voici les principaux types de stratification oblique relevés dans la région S de Fribourg :

1. Stratification oblique diagonale
2. Stratification oblique arquée
3. Stratification oblique entrecroisée
4. Stratification oblique accidentelle: remplissage de chenaux d'érosion
5. Stratification en « lentilles »

1. La stratification oblique diagonale (fig. 4)

L'affleurement type est situé sur la rive gauche du R. de Montécu (alt. 720 m., coord. 581,280/177,230).

Il s'agit d'un ensemble de couches plus ou moins planes et rectilignes, parallèles les unes aux autres, dont l'angle de plongement est de 10° à 20° vers le NNE, compris entre deux surfaces d'érosion planes horizontales. Latéralement, vers la gauche, la surface d'érosion inférieure devient oblique.

Les couches basales (60 cm.) sont constituées par du grès fin en plaquettes horizontales de 1 à 2 cm., séparées par des niveaux gréso-marneux ondulés, micacés et à débris charbonneux.

Le complexe oblique, mesuré selon la verticale, atteint 2,50 m. environ. Il est fait d'une superposition de bancs de grès grossier à galets (foreset beds). L'épaisseur des bancs va de 13 à 35 cm.

Entre les bancs de grès s'intercalent de minces niveaux gréso-marneux de 1 à 2 cm., qui peuvent s'onduler en ripple-marks.



Fig. 4. Stratification oblique diagonale. R. de Montécu,
rive gauche, alt. 720 m.

Il faut remarquer que dans la partie centrale de la photo, les bottomset beds sont en partie conservés : leur angle de plongement tend à rejoindre l'horizontale ; les déliks argileux et argilo-gréseux séparant les bancs atteignent ici 2-3 cm. Les topset beds, en revanche, sont érodés.

Au-dessus du complexe oblique s'installe de nouveau un régime à stratification plane-parallèle-horizontale.

La stratification oblique diagonale doit être attribuée à la progression d'une barre de sable sur un fond plan. « Cette disposition diagonale résulte de la progression vers l'aval de grosses rides à surface plane dont le talus aval est plan et rectiligne » (A. LOMBARD, 1956, p. 114).

2. La stratification oblique arquée

(fig. 5 et couches sommitales de la fig. 14)

Elle est très proche du type précédent, mais les couches au lieu d'être planes, sont bombées ou creusées.

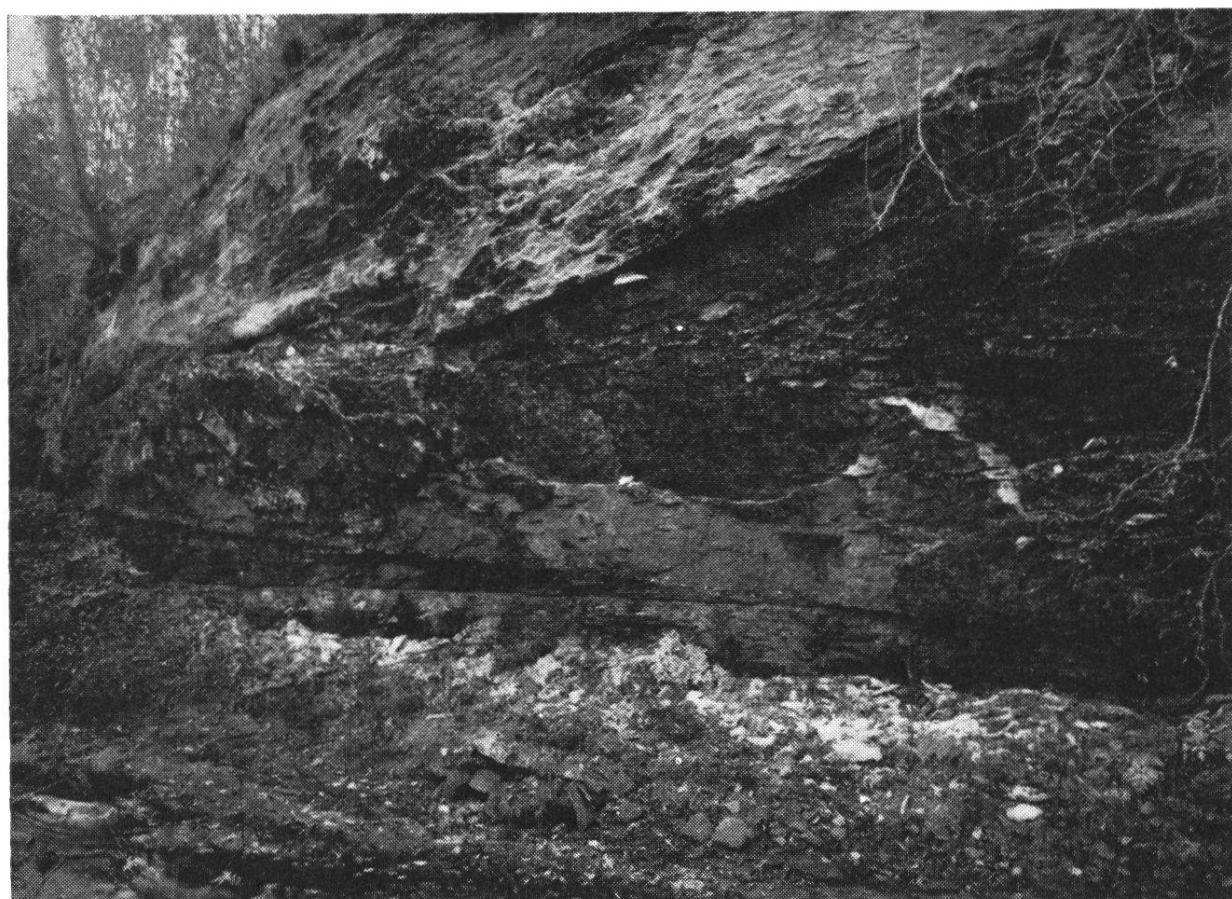


Fig. 5. Stratification oblique arquée. R. de Montéou,
rive gauche, alt. 720 m.

L'affleurement représenté par la fig. 5 se trouve dans le R. de Montécu, rive gauche, à l'altitude de 720 m. (coord. 581,350/177,180).

On y observe à la base une série horizontale faite de petits bancs plans ou légèrement ondulés de 2-2,5 cm., plus rarement de 7 cm. La granulométrie varie du grès fin marneux à micas et débris charbonneux au grès moyen ou même grossier ; quelques niveaux très argileux s'intercalent entre les bancs gréseux.

Une coupure d'érosion plane oblique décape le sommet des couches horizontales. Celles-ci sont surmontées d'un premier complexe de grès très grossier à galets, à débris ligniteux, souligné par un horizon conglomératique. Les laminae sont planes-parallèles-subhorizontales. Une deuxième série, dans la partie supérieure de l'affleurement, consiste en laminae planes-parallèles légèrement arquées. A la base du complexe supérieur les galets abondent aussi.

Ce type de stratification est propre aux deltas et représente la progression d'un talus d'accumulation. Dans le cas particulier, le matériel grossier atteste que ce front d'avant-plage se trouve au large d'un delta très actif.

Dans la partie inférieure des grès grossiers, le matériel se répand en lames très étalées, alors que, plus haut, l'excès d'alimentation se traduit par une disposition oblique des couches, avec cependant un angle de plongement très faible. L'arrivée de matériel renouvelé est dénotée par la présence de niveaux de galets à la base des complexes obliques.

On peut grouper les deux types de stratification oblique analysés ci-dessus (diagonale et arquée) en un seul *faciès des grès à stratification oblique*.

3. La stratification oblique entrecroisée (*faciès des grès à stratification entrecroisée*)

Elle est constituée par des groupes de couches obliques se rattachant aux types analysés plus haut, plongeant dans des directions différentes.

Dans le cadre de mon terrain, il faut distinguer deux cas :

a) *la stratification entrecroisée à grande échelle* (fig. 6)

Elle caractérise les zones de forte alimentation. Le type est réalisé dans le cours supérieur de la Nessler, appelé Ruedigraben (SSW de Giffers).

En effet, la paroi de rochers, rive gauche du ruisseau, fait ressortir

de gigantesques paquets de couches atteignant parfois plusieurs dizaines de mètres, plongeant dans des directions différentes. A l'intérieur de chaque paquet de couches, les strates de matériel moyen à grossier sont parallèles et bien litées. Les groupes de couches obliques sont délimités par des surfaces d'érosion planes-obliques ou, plus généralement, concaves vers le haut. La fig. 6 (Ruedigraben, rive gauche, alt. 740 m.) montre deux groupes de couches obliques séparés par une surface d'érosion plane-oblique.



Fig. 6. Stratification entrecroisée à grande échelle, Ruedigraben, rive gauche, alt. 740 m.

Généralement, comme dans le cours inférieur de la Nesslera, les paquets de couches obliques sont moins importants : ils ont les dimensions des complexes plaquetés ou dallés analysés dans la stratification horizontale. Un caractère les différencie cependant de la stratification entrecroisée à échelle réduite : à l'intérieur de chaque groupe, les

laminae forment une série de bancs bien individualisés de 3-6 cm., séparés ou non par des délit argileux, comme dans la stratification horizontale.

b) *la stratification entrecroisée à échelle réduite* (fig. 7 et 12)

Il ne s'agit plus de groupes de couches obliques, comme dans le type précédent, mais de petits groupes de laminae plongeant dans des directions différentes.

Le type en est illustré par la fig. 7 (rive gauche de la Gérine, SE de Marly-le-Grand, coord. 580,015/179,180, orientation de la paroi : N à droite, S à gauche).

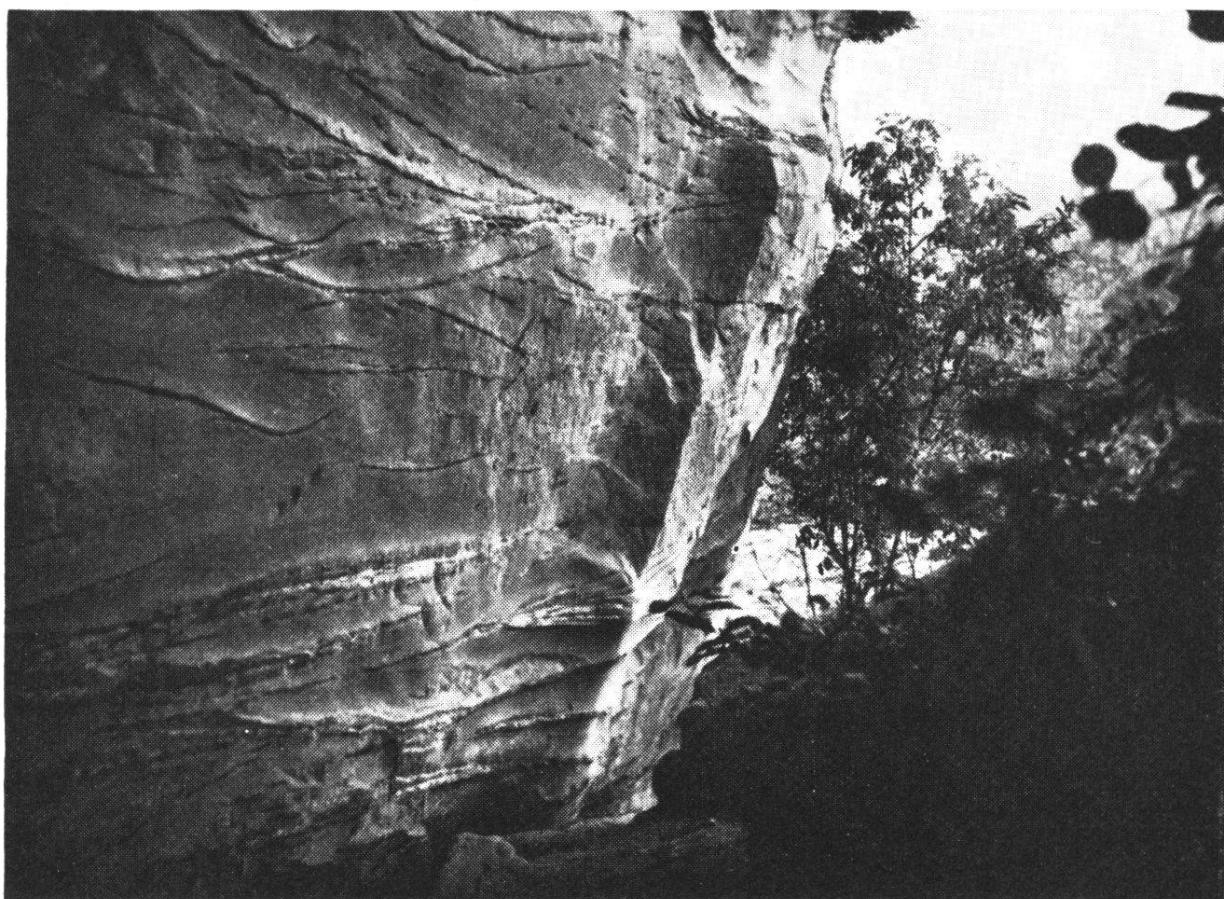


Fig. 7. Stratification entrecroisée à échelle réduite. Gérine,
rive gauche, SSW du Pt 641.

La partie inférieure de la photo montre des groupes de laminae plats et serrés, à la base desquels les eaux d'infiltration ont déposé un enduit calcitique blanchâtre.

La partie supérieure consiste en une série de petits complexes sableux dont l'angle et la direction d'inclinaison varient de l'un à l'autre. Le sédiment est fait de grès fin ou moyen, sableux, jaunâtre, où l'on note quelques galets de quartzites, de granites ou de roches calcaires, ne dépassant pas 2,5 cm. de diamètre, des traînées de petits galets marneux ainsi que des restes de bois flottés. Chaque groupe est fait d'un ensemble de laminae fines, arquées et asymétriques, s'appointissant en général de la gauche vers la droite. L'angle de plongement des laminae augmente généralement de la base vers le sommet des groupes : de 10 ou 15°, il passe à 25 ou 30°. L'extension horizontale des groupes de laminae va jusqu'à 2 m. environ, alors que, verticalement, elle varie entre 10 et 50 cm. (Dans la partie inférieure de la photo, en revanche, l'extension horizontale peut dépasser 5 m.)

Les petits complexes entrecroisés sont séparés les uns des autres par une surface d'érosion généralement concave vers le haut. Les niveaux ondulés en forme de guirlandes sont constitués par des marnes, des marnes gréuses ou des grès fins. Leur épaisseur est de 0,5 cm. à 1,5 cm. On ne les trouve généralement pas à la base d'un groupe de laminae obliques, mais à l'intérieur : sur la surface d'érosion, et parallèlement à elle, on observe quelques laminae de grès fin ou moyen qui passent aux dépôts marneux ou marno-gréseux du niveau ondulé. Cela signifie que l'alimentation diminue à un moment donné, la surface des laminae s'ondule en rides perpendiculaires à l'écoulement de l'eau, mais parallèles à l'écoulement du sable. Puis, l'apport augmentant de nouveau, les laminae arquées recouvrent ce niveau ondulé jusqu'à ce qu'elles soient à leur tour érodées par un autre petit chenal.

Ces petits paquets de laminae obliques, disposés en chenaux désordonnés, évoquent, surtout dans la partie supérieure de l'affleurement, une sédimentation de « courants divagants ». L'absence de matériel grossier (hormis les quelques galets signalés plus haut) et de toute forme de grano-classement (gradded-bedding) indique que nous sommes très au large des zones de forts apports détritiques. Il s'agit de sables remaniés par des courants très atténus, divagants, sous une faible tranche d'eau et sur un fond peu incliné.

4. La stratification oblique accidentelle (remplissage de chenaux d'érosion)

Pour s'en faire une image, il faut avoir vu le cours supérieur du ruisseau de la Nesslera, appelé Ruedigraben (deuxième ruisseau après la Gérine, sur la route Gifers-Le Mouret, tronçon du ruisseau en amont de la route). Ce torrent très encaissé, d'accès facile, offre ce qu'il y a de plus beau et de plus varié en fait de stratification dans la molasse. L'explication de tous les phénomènes observés serait chose quasi impossible. Je me contente de donner ici une description de quelques affleurements typiques. Il suffit, pour les voir, d'emprunter un sentier forestier quittant la route sur la rive droite de la Nesslera et qui aboutit à une petite clairière. De ce point, on rejoint le lit du ruisseau et l'on se trouve bientôt en face de l'affleurement représenté par la fig. 8.

a) *Figure 8*

Description de l'affleurement

On y distingue trois phases de sédiments : l'inférieure et la supérieure sont constituées de grès fin légèrement marneux, disposé en dalles dont l'épaisseur varie de 20 à 50 cm., la plus grande atteignant 70 cm. Les dalles, à l'intérieur desquelles de fines laminae claires et foncées (débris charbonneux) indiquent une microstratification entre-croisée, sont séparées par de fins déliés marneux ou gréso-marneux de 0,5 à 3 ou 4 cm.

La phase moyenne montre une stratification oblique nette. Le terme est fait d'un grès moyen à grossier, avec quelques galets et de rares débris de coquilles. Les premiers niveaux surmontant la coupure d'érosion sont formés de petits bancs gréseux, séparés par des déliés très argileux, alors que, dans la partie supérieure, ces déliés s'espacent toujours davantage et les bancs deviennent plus massifs. Ces derniers montrent une stratification très régulière, faite de laminae parallèles alternativement claires (grès grossier) et foncées (grès moyen à débris marneux). Notons encore que les couches obliques s'amincissent de la droite vers la gauche.

L'inclinaison du complexe oblique est de 10° à la base, de 18 à 20° au sommet.



Fig. 8. Stratification oblique accidentelle (chenal d'érosion). Ruedigraben, rive gauche, alt. 725 m.

Interprétation

Les phases horizontales inférieure et supérieure correspondent, on l'a vu, à l'épandage de sédiments sableux fins sur un fond plan, en eau calme.

La phase moyenne, qui repose par une surface d'érosion sur les couches horizontales, doit être considérée comme le remplissage d'un chenal. En effet, si l'on examine la paroi rocheuse en amont de l'affleurement décrit, on voit les couches obliques passer peu à peu à l'horizontale, puis se redresser avec cette fois-ci un pendage de 20-25° dans des directions comprises entre le N et l'azimut N10W, alors que le flanc du chenal représenté par la fig. 8 accuse le pendage suivant : 10-20°/E 10 S.

En conséquence, les directions de plongement des couches de remplissage de ce chenal peuvent varier sur 110°, mais la direction générale résultante est le NE. Par ailleurs, l'amincissement des foreset beds vers le bas (donc vers l'axe du chenal) témoignerait en faveur d'un comblement par sédimentation latérale.

Signalons que cet affleurement rappelle étrangement les figurations que donne HÄNTZSCHEL pour les discordances dues à des chenaux de marée dans la mer des Wadden (1936, fig. 14 et 15).

b) *Figure 9* (Ruedigraben, rive gauche, alt. 750 m.)

Description

Les couches basales sont constituées par un grès très fin ou fin, stratifié en dalles planes-parallèles horizontales séparées les unes des autres par un niveau marneux ou marno-gréseux à micas et débris charbonneux de 1 à 2 cm. La stratification interne de ces dalles est souvent finement entrecroisée et s'observe facilement à la cassure fraîche. La dimension des dalles varie généralement entre 15 et 45 cm., la plus grande atteint 90 cm., alors que le complexe lui-même n'excède pas 3 à 5 m. de puissance.

La surface supérieure du complexe est érodée obliquement (1). Là-dessus reposent des grès grossiers à stratification oblique arquée. Les premiers 15 cm. sont faits de petits bancs de grès grossiers avec intercalations de niveaux marneux et argileux, alors que plus haut les niveaux marneux se raréfient, et l'on n'a plus que des laminae

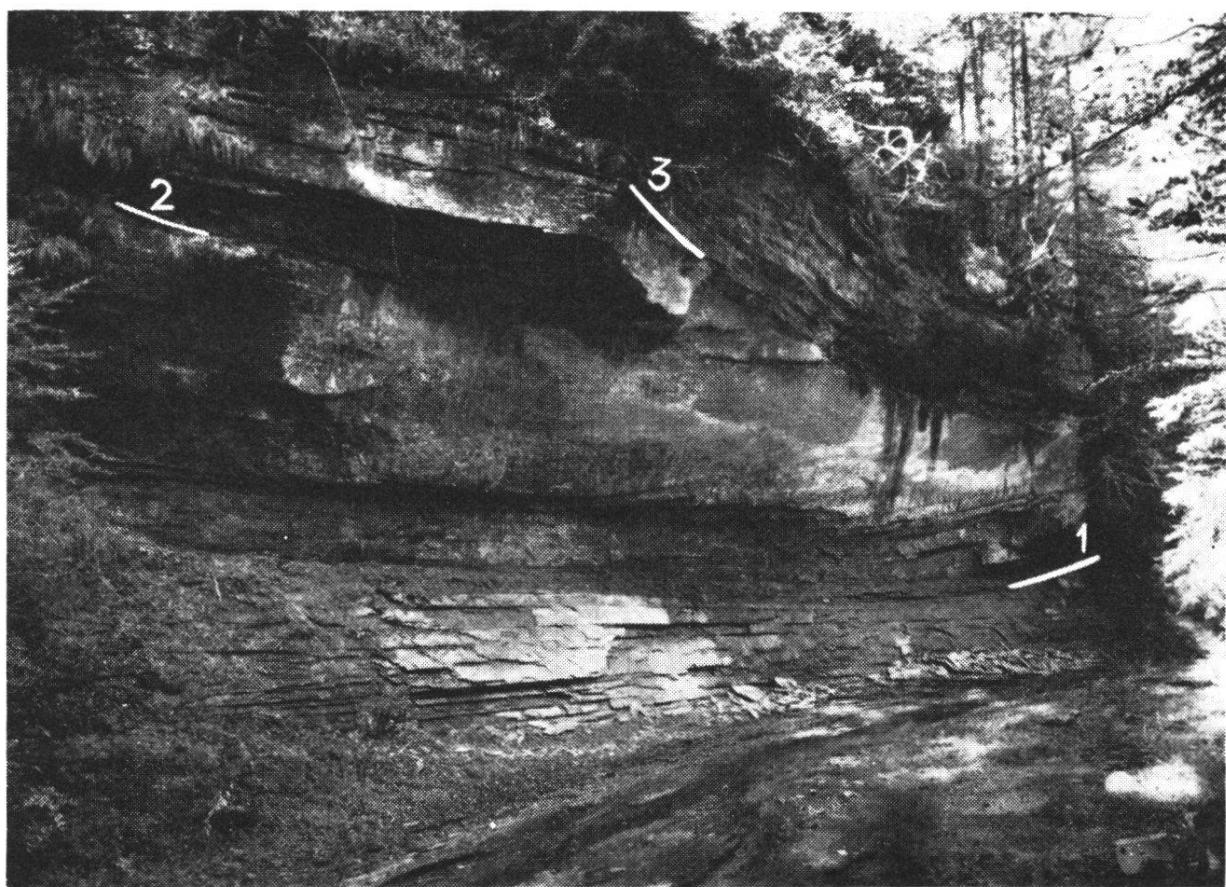


Fig. 9. Stratification oblique accidentelle (chenaux d'érosion). Ruedigraben, rive gauche, alt. 750 m.

de grès grossiers à galets, très régulièrement stratifiées. On note localement, à la surface inférieure des couches, des calques de ripple-marks.

Une nouvelle coupure d'érosion (2) forme la base d'un autre petit complexe de grès grossier dont le sommet est à son tour érodé (3).

Interprétation

Il s'agit ici d'un système de trois chenaux superposés, dont l'axe s'est chaque fois déplacé. Les chenaux (1) et (2) sont larges, l'érosion de base est faible, ce qui permet au matériel de se déposer en couches parallèles et relativement peu inclinées. L'érosion est en revanche plus intense à la base du chenal (3) qui recoupe le chenal (2) et une grande partie du chenal (1).

Considérons encore avec plus d'attention le chenal (1). Sur le terrain, sa base est facilement repérable au contact des grès grossiers reposant en limite franche sur les grès fins de la série basale. Or, si l'on suit ce contact, en amont de la partie gauche de l'affleurement, on constate les faits suivants : les couches commencent peu à peu à se redresser, et vers le milieu de la chute (fig. 10), on retrouve le contact grès fins – grès grossiers qui correspond à la base du chenal (1). Mais l'inclinaison des foreset beds a changé : les mesures effectuées au sommet



Fig. 10. Stratification oblique accidentelle (chenal d'érosion). Ruedigraben, rive droite, alt. 750 m.

de la chute sur les deux rives du ruisseau et dans le ruisseau lui-même indiquent en moyenne des pendages de 15 à 28° avec des directions comprises entre le N et l'azimut N 20 E. Les mesures faites sur l'autre flanc du chenal (fig. 9, partie droite) révèlent des inclinaisons de 15° vers les azimuts E 15 S et E 30 S. Un autre petit affleurement sur la rive droite du ruisseau (en face de la partie droite de l'affleurement représenté par la fig. 9) est rattachable à ce même flanc N du chenal¹ : les couches plongent de 15° environ vers les azimuts E 10 S à E 50 S.

En conclusion, en ce qui concerne le chenal (1), son flanc N est représenté par la fig. 9, son flanc S par la fig. 10. Les couches de remplissage de ce chenal plongent dans des directions variables, mais qui ne sortent pas d'un angle de 140°, avec de nouveau une résultante vers le NE.

c) *Autres exemples de chenaux*

Environ 50 m. en amont de la chute (fig. 10), dans la paroi abrupte qui forme la rive gauche du même ruisseau, un grand chenal illustre

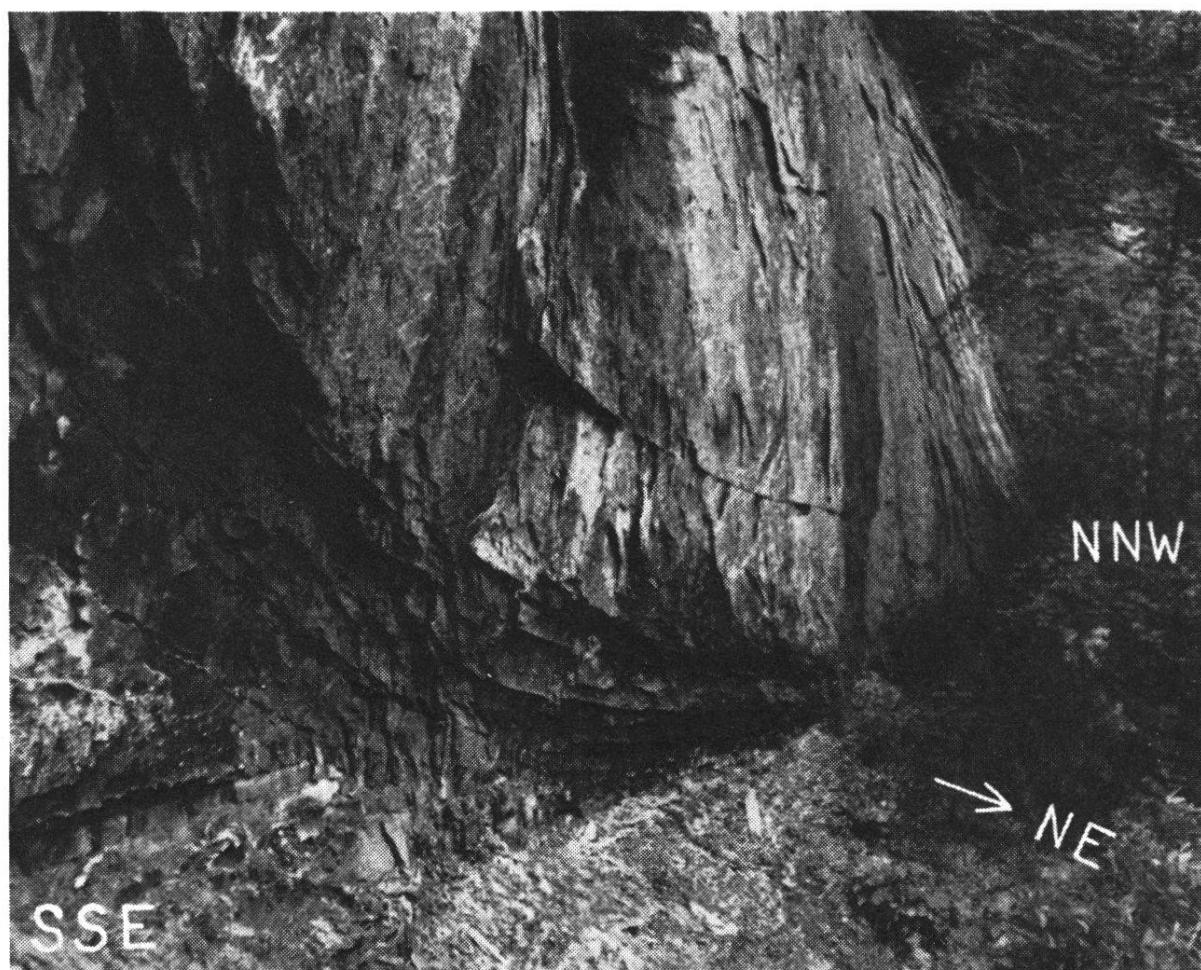


Fig. 11. Sédimentation latérale dans un chenal d'érosion. Ruedigraben, rive gauche, alt. 770 m.

¹ Il ne faut pas oublier de tenir compte, lorsqu'on tente d'établir des corrélations d'une rive à l'autre, d'un pendage tectonique général de 6°-7° vers l'W.

magnifiquement un type de remplissage que nous avons déjà évoqué : le remplissage par sédimentation latérale (fig. 11). En effet, les deux flancs de ce chenal sont dissymétriques, le flanc S étant beaucoup plus développé que l'autre. Un gros niveau de galets, à la base du chenal, se trouve peu à peu recouvert par les foreset beds du flanc S et le chenal migre vers le NNW, comme l'atteste l'horizon de galets qu'on voit se déplacer parallèlement à la progression latérale des foreset beds. L'axe du chenal lui-même conserve une direction générale vers le NE.

Dans le lit du ruisseau et sur sa rive droite, en amont de cet affleurement, on rencontre encore une série de chenaux se recouplant les uns les autres et dont il est difficile de reconstituer les tracés individuels ; ils sont surmontés de tout une gamme de sédiments très variés allant des grès à ripple-marks, entrecoupés soudain d'un gros niveau de galets, à des couches argileuses, schisteuses, groupées dans des complexes à stratification oblique ou entrecroisée.

d) *Remarques sur les foreset beds*

Dans une paroi rocheuse, on n'observe généralement les foreset beds que dans une seule dimension, et il est difficile de reconstituer leur forme dans l'espace. Cependant, dans le Ruedigraben, on peut voir à plusieurs reprises ces foreset beds en plan, dans le ruisseau.

Les couches présentent une forme arquée, à grand rayon de courbure, dessinant une sorte de demi-lune dont la convexité est tournée vers l'amont. Cette disposition indique que les foreset beds progressent sur les bords, alors que le centre reste en retrait. C'est un type de progression analogue à celui des dunes paraboliques.

e) *Conclusion*

A quelles causes faut-il attribuer l'origine de ces chenaux ? Sans exclure l'action des marées, je suis d'avis que la majeure partie d'entre eux sont des chenaux deltaïques, prolongeant dans la mer des courants fluviatiles plus ou moins violents. Dans la région du Ruedigraben, très proche, ne l'oubliions pas, de la zone émettrice de détritiques, une telle interprétation se justifie si l'on considère l'ensemble des conditions sédimentaires : le matériel grossier y joue un rôle primordial, de gigantesques paquets de sédiments à stratification oblique ou entrecroisée voisinent avec de plus petits complexes plon-

geant dans des directions différentes. Entre les paquets de sédiments obliques s'établissent de rares épisodes de dépôts fins horizontaux : tous ces caractères évoquent une aire deltaïque fortement alimentée, aux apports brusques et répétés, parcourue par un réseau de chenaux aux tracés sans cesse modifiés.

5. Stratification en « lentilles »

Le « faciès à lentilles » ou « croissants » est connu depuis fort longtemps dans la molasse. Au contraire des autres types de stratification, il ne représente pas à proprement parler une phase active de sédimentation. C'est bien plutôt une phase passive, et cela dans tous les sens : la composition pétrographique des lentilles traduit toujours un dépôt de décantation beaucoup plus fin que les sédiments encaissants ; d'autre part, la forme de ces lentilles elle-même ne fait qu'épouser les contours d'une topographie préexistante. C'est pourquoi, on les trouve toujours associées à l'un des types de stratification analysés plus haut. J'en donne ici deux exemples.

a) *Fines lentilles dans la stratification entrecroisée* (fig. 12)

La fig. 12 est un détail de l'affleurement représenté par la fig. 7. A l'intérieur – et non à la base – d'un groupe de laminae à stratification oblique, un ralentissement du courant et de l'apport détritique détermine un dépôt marneux ou marno-gréseux, où abondent les micas et les débris charbonneux. Ce niveau fin, de 0,5 à 1,5 cm. d'épaisseur, peut s'onduler et former de petites rides perpendiculaires à la direction du courant. L'aspect de ces « lentilles » tient uniquement à la forme arquée et concave vers le haut du groupe de laminae dont elles font partie.

Dans un affleurement où la roche est altérée, la stratification entrecroisée des groupes de laminae échappe à l'observation ; les « lentilles » par contre font généralement saillie et la paroi prend l'aspect de « lentilles » se recouplant les unes les autres.

Remarquons que dans la stratification oblique diagonale ou arquée, on retrouve ces niveaux fins correspondant à un ralentissement de l'apport détritique. Mais l'appellation de « lentilles » a été réservée généralement aux niveaux de grès fins, de marnes gréseuses ou de marnes intercalés dans une roche encaissante à granulométrie plus

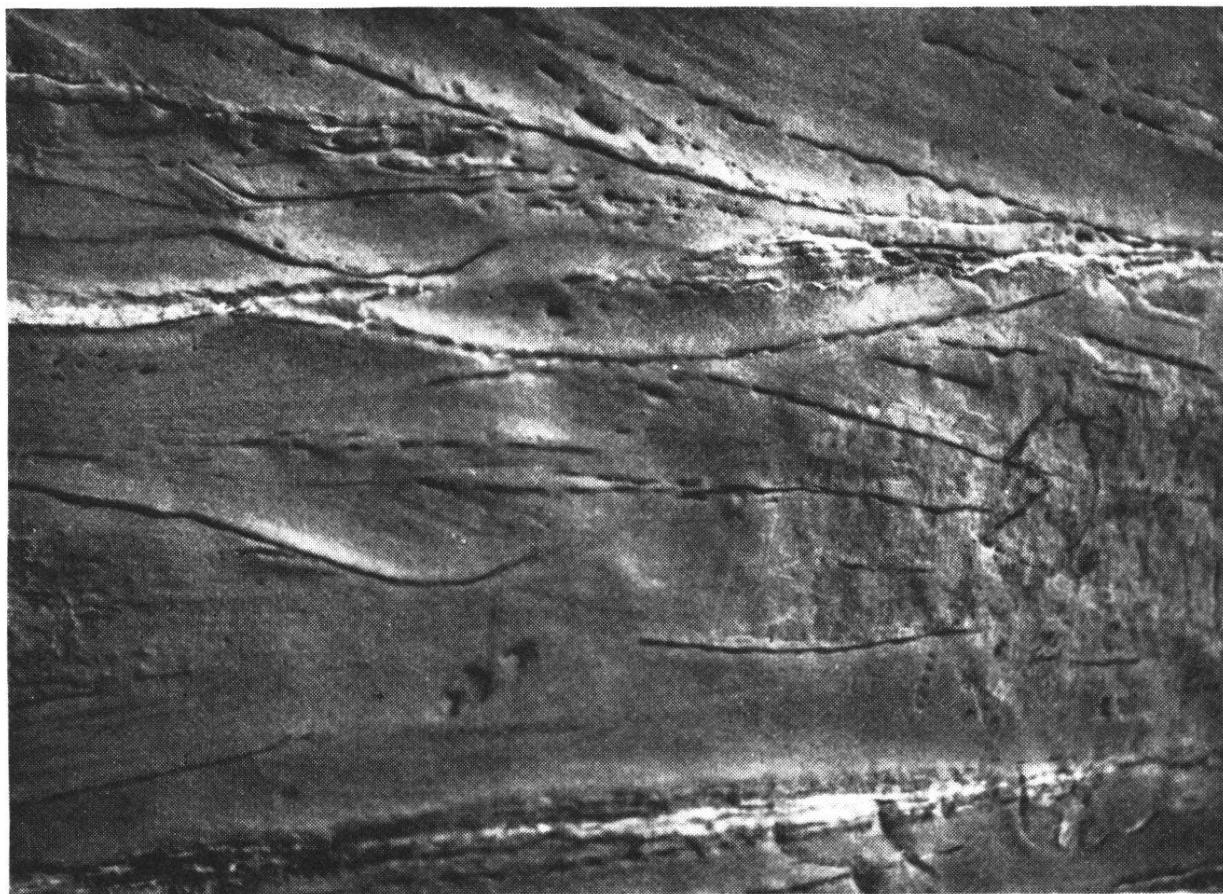


Fig. 12. « Lentilles » dans la sédimentation entrecroisée. Gérine,
rive gauche, SSW du Pt 641.

grossière et dont la forme est celle de croissants plus ou moins symétriques, à concavité tournée vers le haut.

b) *Autre exemple de « lentilles »*

Dans le Bois du Roule, au NE de Marly-le-Grand, sur le versant droit du ruisseau, dans la roche altérée, apparaissent de grosses lentilles marneuses de 50 cm. à plus de 2 m. de longueur, et mesurant en leur centre jusqu'à 20 cm. d'épaisseur. Le sédiment fin contient par endroit de grosses taches ocreuses correspondant à des troncs d'arbres flottés. Les « lentilles » dont la surface est parfois affectée de ripple-marks semblent également se recouper les unes les autres, mais le degré d'altération de la roche ne permet pas de voir si elles font partie de la stratification entrecroisée.

Il est possible dans ce cas, vu l'épaisseur des dépôts marneux, que la sédimentation se soit opérée dans le creux de grandes dunes sous-marines, des sortes de mégaripples. Dans de telles dépressions, l'eau

qui stationne lors d'une diminution d'intensité du courant, se décante et tapisse le fond d'un enduit marneux ou marno-gréseux.

c) *Conclusion*

Dans le cadre du terrain prospecté, la presque totalité des « lentilles » est associée aux divers types de stratification oblique (diagonale, arquée, entrecroisée) dont les caractères ont été précisés plus haut. C'est pourquoi je ne considère pas les grès à stratification en « lentilles » comme un véritable lithofaciès, exception faite peut-être pour le type signalé dans le Bois du Roule, où le processus de formation semble différent.

D. Répartition horizontale et verticale des lithofaciès

(Voir fig. 17 p. 81)

Nous avons vu que le Burdigalien inférieur n'affleure pas sur le terrain étudié. L'analyse de la répartition des faciès ne portera donc que sur les niveaux moyen et supérieur de la série. Il va de soi que les termes « moyen » et « supérieur » ne qualifient qu'une superposition de sédiments ; c'est en quelque sorte une échelle métrique, qui ne correspond pas nécessairement dans le temps à la partie moyenne et supérieure de l'étage burdigalien.

Ceci dit, on est amené pour la région S de Fribourg, à considérer successivement, au point de vue de la répartition des lithofaciès, les niveaux moyens de la série burdigaliennes (± 400 m.), puis les niveaux supérieurs (± 300 m.).

1. Les niveaux moyens de la série burdigaliennes (± 400 m.)

Deux aires de sédimentation, avec des caractères propres, se dégagent de l'analyse détaillée des lithofaciès. Elles sont d'ailleurs fonction de leur degré d'éloignement des Alpes, source émettrice de détritiques.

a) *Zone la plus éloignée des Alpes*

Sur la carte, elle comprend la région qui touche à la ville de Fribourg, le bassin de Marly et le cours de la Gérine jusqu'à la hauteur

de Giffers. Ceci représente, dans l'ensemble, toute la zone située au N d'une ligne passant par Ependes, Praroman, Giffers et Rechthalten.

Dans cette aire de sédimentation prédominent :

- la stratification horizontale (plane-parallèle et ondulée)
- la stratification entrecroisée à échelle réduite
- la stratification « en lentilles » (type Bois du Roule)

Intervient accessoirement :

- la stratification oblique (diagonale ou arquée)

Sont absentes :

- la stratification entrecroisée à grande échelle
- la stratification oblique accidentelle (chenaux)¹

Certaines associations caractéristiques de lithofaciès se répètent à toute hauteur dans la série et permettront de tirer des conclusions intéressantes quant au mode sédimentaire de la molasse. J'en donne ici trois exemples :



Fig. 13. Rythmes sédimentaires. Burdigalien moyen. Gérine,
rive gauche, SW du Pt 631.

¹ Le terme est réservé ici aux chenaux d'érosion bien marqués, tels ceux du Ruedi-graben.

Figure 13

Elle représente l'association de faciès rencontrée le plus souvent. L'affleurement type est situé sur la rive gauche de la Gérine, au SE de Marly-le-Grand (alt. 640 m., coord. 579,760/179,500).

Après une phase de sédimentation calme, traduite ici par un grès fin marneux disposé en plaquettes ondulées, intervient une phase beaucoup plus active : le courant augmente de force, érode la partie supérieure des sédiments fins et la recouvre d'un complexe grossier dont la succession est généralement la suivante : galets exotiques et galets marneux à la base, puis grès grossier à stratification entrecroisée et bois flottés. La surface d'érosion entre les deux phases sédimentaires peut être plane-horizontale, comme dans la fig. 13, ou très souvent aussi ondulée.

Figure 14 (rive droite de la Gérine, alt 580 m., coord. 576,550/180,860)

Dans cet affleurement, on observe, à la base, un complexe de grès très fin à stratification entrecroisée (échelle réduite), puis à stratification plane-parallèle-horizontale. Le niveau supérieur, souligné par une surface d'érosion ondulée, est fait de grès plus grossier, stratifié en couches obliques-arquées, dont l'angle de plongement est faible à la base, plus fort au sommet. A la base du complexe oblique les galets marneux de remaniement abondent, ainsi que les restes de bois flottés.

Vers le haut, le complexe à stratification oblique passe peu à peu à un niveau à stratification identique aux couches basales.

Cette association de lithofaciès est rare et je ne l'ai observée qu'à cet endroit. Il faut admettre que la phase sédimentaire plus grossière résulte ici d'un apport très alimenté, même excessif : le matériel n'a pas le temps de s'étaler et s'accumule obliquement sur place. Cet exemple illustre une fois de plus le rôle primordial joué par les facteurs pente et alimentation dans la disposition des couches.

Figure 15 (rive droite de la Gérine, alt. 660 m., coord. 580,150/179,290)

Les deux exemples précédents montraient le recouvrement d'une phase sédimentaire fine par un complexe grossier.

La fig. 15 représente le même processus sédimentaire, mais dans un ensemble où la granulométrie demeure fine à moyenne.

En effet, sur un premier niveau horizontal de grès sableux très

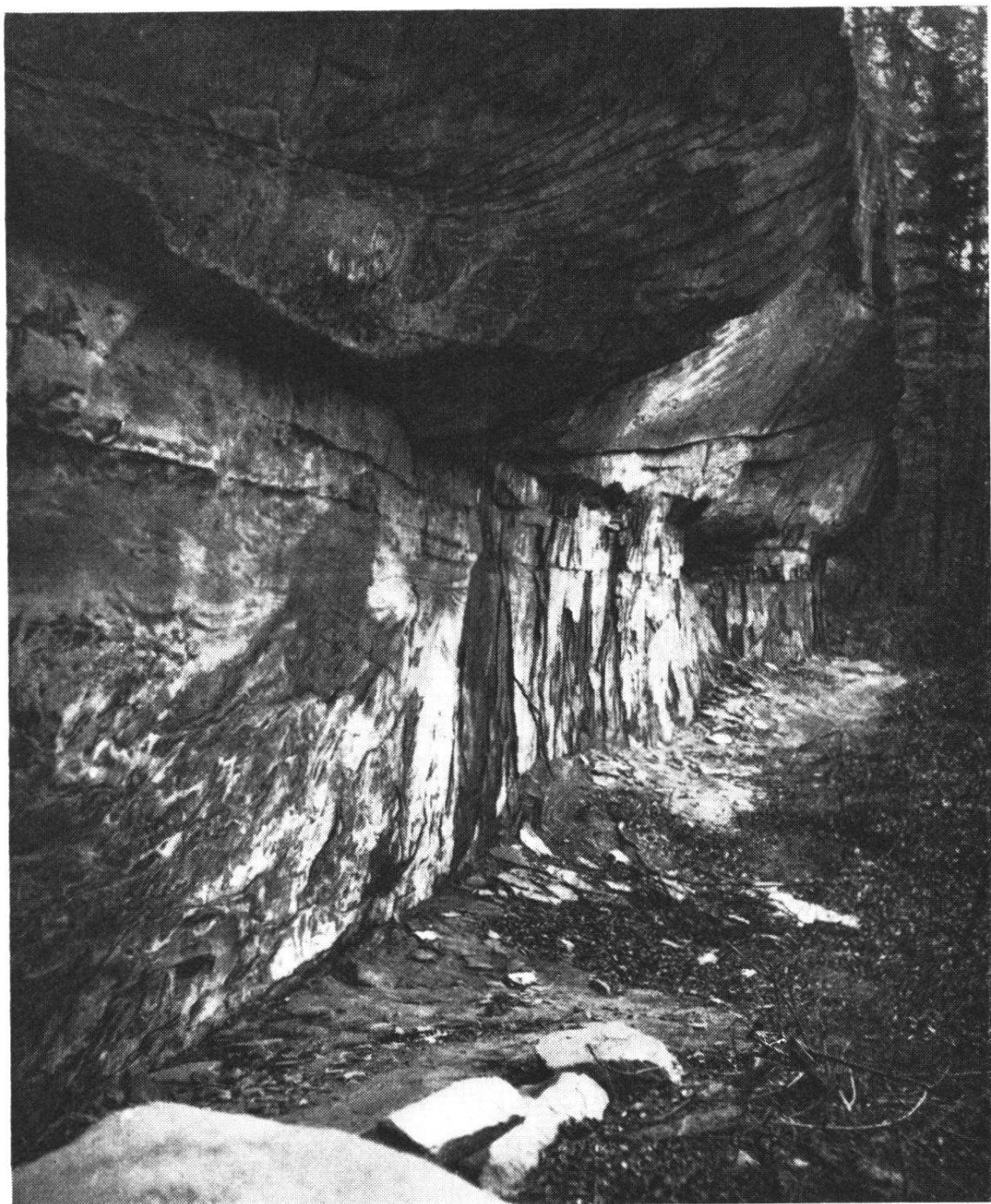


Fig. 14. Rythmes sédimentaires. Burdigalien moyen. Gérine,
rive droite, alt. 580 m., coord. 576,550/180,860.

fins à petits ripple-marks, reposent des grès fins à moyens à stratification entrecroisée (à échelle réduite, du type illustré par la fig. 7). Une surface d'érosion ondulée sépare ces deux complexes. Le terme 2 passe insensiblement à des grès sableux très fins, horizontaux (terme 3, idem au terme 1), dont le sommet est à nouveau décapé par une

surface d'érosion. Le terme 4 présente la même composition que le niveau 2.

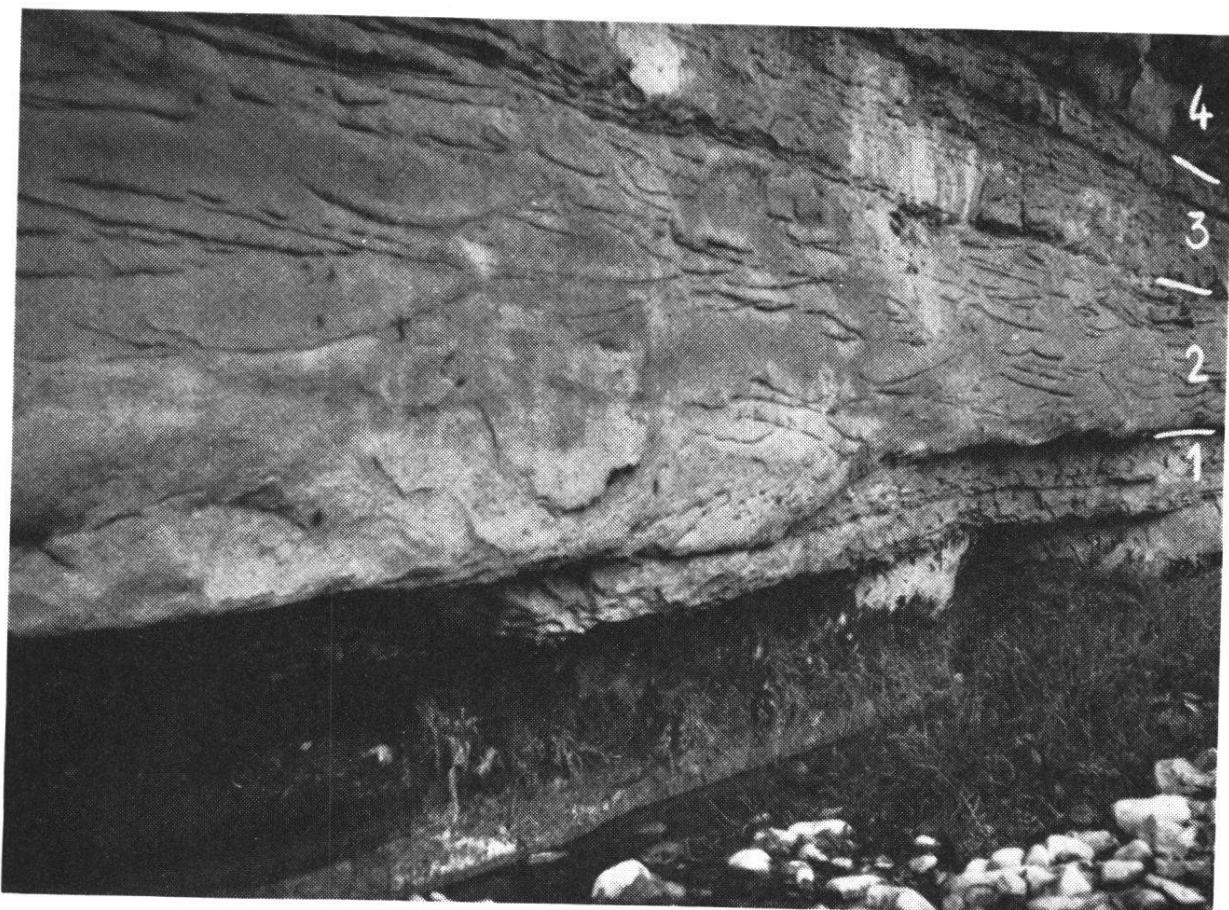


Fig. 15. Rythmes sédimentaires. Burdigalien moyen. Gérine, rive droite, 100 m. à l'WSW du Pt 646.

- | | |
|--|-----------|
| 2. Grès fin à moyen à stratification entrecroisée. | 4. id. 2. |
| 1. Grès fin sableux à ripple-marks. | 3. id. 1. |

L'absence de tout matériel grossier témoigne en faveur d'un courant transporteur moins fort que dans les cas précédents ; il faut remarquer que les coupures d'érosion sont très peu accentuées ; d'autre part, on voit bien ici l'allure lenticulaire du terme 2 : son amincissement vers la droite ne provient pas d'une illusion de perspective ; il se termine effectivement en pointe et prend ainsi la forme d'une vaste lentille.

Conclusion

L'absence presque totale de certains types de stratification (entrecroisée à grande échelle, chenal, oblique) nous situe dans une aire

de sédimentation assez éloignée des grands apports détritiques. D'autre part, l'absence de tout granoclassement indique bien qu'il s'agit de sédiments remaniés.

Deux caractères essentiels se dégagent de l'analyse des associations de lithofaciès ; d'une part, le caractère rythmique de la sédimentation : à une phase calme se superpose une phase plus active de sédiments plus grossiers ; d'autre part, l'allure toujours lenticulaire, soit des sédiments fins, soit des sédiments grossiers : de là résulte l'image actuelle d'un dépôt aux multiples variations latérales et verticales.

Mais à quelles causes doit-on attribuer cette périodicité dans l'apport détritique, responsable elle-même des variations de faciès ? Je suis d'avis que le rôle essentiel est joué par les courants marins. L'image des « courants divagants » auxquels nous avons attribué la formation de la stratification entrecroisée à échelle réduite (fig. 7) prend ici toute sa signification.

En effet, si l'on considère le phénomène non plus à l'échelle d'un petit affleurement local, mais à celle d'une vaste aire de sédimentation, ce mécanisme des courants divagants est le mieux à même d'expliquer le caractère rythmique de la sédimentation : les courants, généralement peu violents dans le cas qui nous occupe, amènent les sédiments dans les zones déprimées du fond marin ; parallèlement au comblement de ces dépressions, se crée un état d'équilibre instable, et il suffit d'une période de crue pour que les eaux s'écoulent brusquement dans une autre direction vers des zones plus basses (surfaces de non-déposition momentanée). Ces changements d'axes des courants s'accompagnent généralement d'une action érosive et l'apport simultané de matériel grossier et de bois flottés semble confirmer qu'ils se produisent en période de crue. Mais peu à peu, l'alluvionnement comble ces zones d'appel momentanées ; sur les sédiments grossiers s'établit une phase plus fine et les eaux se trouvent de nouveau dans les conditions initiales d'équilibre instable.

Envisagée ainsi, la modification constante du tracé des courants marins et, par voie de conséquence, du schéma de dispersion des sédiments, devient un processus inévitable et l'on peut appliquer au domaine des courants marins les remarques émises par A. BERSIER sur le mécanisme de la divagation fluviatile dans la genèse de la Molasse d'eau douce : « Dès qu'un lit s'est établi sur un nouveau tracé à la suite d'un débordement, il édifie en alluvionnant peu à peu la

cause de son futur débordement ; la divagation se motive d'elle-même, elle est auto-entretenue » (1958^b, p. 867).

b) *Zone la plus rapprochée des Alpes*

(Zone de la Nesslera – Ruedigraben – cours supérieur de la Gérine, en amont de la route Giffers – Le Mouret). La zone typique est le Ruedigraben.

Types de stratification prédominants :

- la stratification entrecroisée à grande échelle
- la stratification oblique diagonale ou arquée
- la stratification oblique accidentelle (remplissage de chenaux d'érosion)

Type accessoire :

- la stratification horizontale

Types absents ou exceptionnels :

- la stratification en « lentilles » (type Bois du Roule)
- la stratification entrecroisée à échelle réduite

Le rôle primordial est joué, on le voit, par les divers types de stratification oblique. Suivant l'opinion générale, la stratification entrecroisée serait due à des variations rapides de la vitesse ou de la direction des courants. A. LOMBARD en attribue la cause principale à un autre facteur : l'alimentation abondante et même excédente : « Désormais, la stratification oblique apparaît comme une figure de déséquilibre entre une alimentation trop forte et trop rapide sur un fond qui n'en assure pas la répartition selon un processus normal en couches horizontales. C'est parce que le milieu de dépôt et de transport n'assure pas l'étalement qu'il y a accumulation oblique et sur place » (1956, p. 331).

Cette définition illustre bien le caractère de la sédimentation dont les conditions d'observation les meilleures sont réalisées dans le Ruedigraben. L'excédent d'alimentation se traduit par de gros paquets de sédiments à structure entrecroisée géante, par le grand nombre des structures obliques qui prédominent largement sur la stratification horizontale. Les sédiments disposés en couches obliques sont toujours plus grossiers que dans les couches horizontales.

La région du Ruedigraben est également parcourue par un réseau de chenaux qui s'entrecoupent, aux axes sans cesse déplacés, dont

le remplissage est constitué par du matériel grossier à stratification oblique.

La stratification horizontale se limite à des zones de replat entre les chenaux, où s'opère une sédimentation plus calme, de décantation, qui engendre les grès fins marneux.

Interprétation

Les types de stratification analysés, ainsi que la forte proportion de sédiments grossiers, reflètent les conditions de sédimentation régnant dans une zone littorale où se déverse un matériel détritique très abondant. La région est parcourue par un grand nombre de chenaux qui doivent être envisagés comme le prolongement au large des violents courants fluviatiles débouchant dans la mer. A considérer l'ensemble des structures sédimentaires et la granulométrie des apports détritiques, on est amené à la conclusion que pour les niveaux moyens de la série burdigaliennes, la zone du Ruedigraben constitue une véritable région deltaïque.

2. Les niveaux supérieurs de la série burdigaliennes (± 300 m.)

Ils se présentent sous deux lithofaciès très différents :

- a) Dans la partie orientale de la carte, à la série analysée dans le Ruedigraben, se superpose une longue succession (+ 280 m.) de schistes marno-gréseux, parfois très argileux, à stratification généralement plane-parallèle-horizontale, rarement oblique. Ce faciès s'observe au sommet du ruisseau de la Nesslera et surtout dans le ruisseau de Montécu, au SW de Bonnefontaine, jusqu'au contact avec les premiers bancs de poudingues helvétiens.
- b) Dans la partie occidentale de la carte, la série sous-jacente aux premiers niveaux de poudingues helvétiens est essentiellement formée de grès grossiers à galets, à stratification oblique généralement bien marquée. C'est le faciès représenté dans le bois d'Amont, au S d'Ependes. Les derniers 80 m. avant la limite helvétique sont cependant constitués de grès fins plaquetés, rappelant les Couches de Montécu.

Ces deux lithofaciès, caractérisant les niveaux supérieurs de la série burdigaliennes, méritent une étude plus approfondie.

a) *Couches de Montécu: le faciès des schistes marno-gréseux bleuâtres*
(fig. 16)

C'est un puissant complexe de grès, de grès marneux, de marnes et d'argiles, débutant dans les parages de la scierie de Montécu (alt. 750 m.) et se poursuivant presque sans interruption jusqu'aux poudingues helvétiens; ces derniers font brusquement leur apparition dans le R. de Montécu, à l'altitude de 840 m. et reposent en limite très franche sur les schistes marno-gréseux.

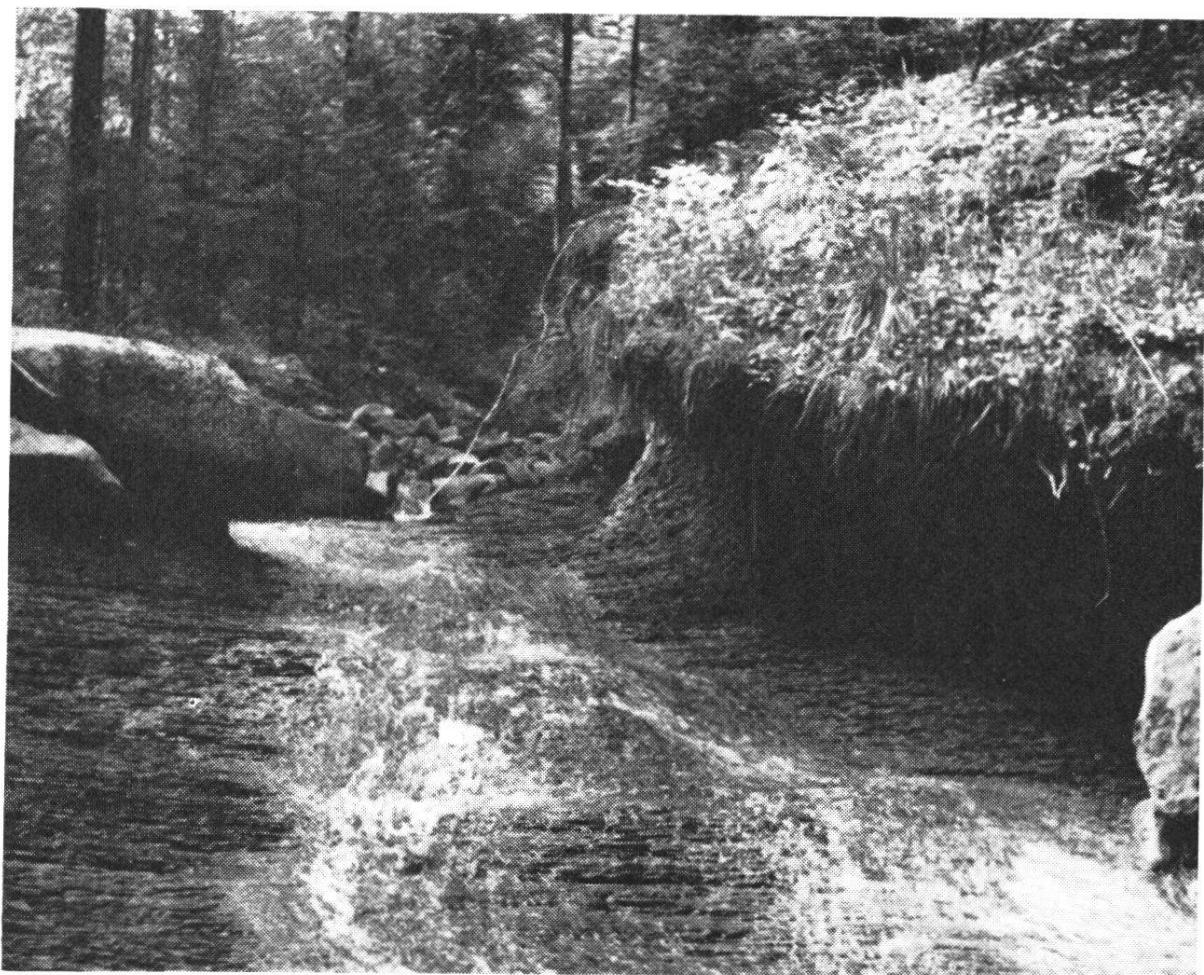


Fig. 16. Faciès des schistes marno-gréseux. R. de Montécu, alt. 810 m.

Description lithologique

Le complexe est fait, on l'a vu, d'une alternance de grès, de grès marneux, de marnes et d'argiles.

Les grès sont généralement fins, plus rarement moyens, disposés en plaquettes horizontales ou légèrement ondulées. On note tous les passages entre les grès et les grès marneux. L'épaisseur des bancs varie entre quelques centimètres et

10 ou 20 cm. ; les bancs de 2-3 m. de puissance sont rares. Soulignons la présence à l'un ou l'autre endroit de concrétions fortement calcaires et très résistantes. La surface des bancs peut être lisse, mais le plus souvent elle est sillonnée de pistes de tous genres, de ponctuations ou de figures de fluxion. Les bancs gréseux sont toujours séparés par des niveaux marneux ou argileux. Une variété de grès mérite d'être mentionnée : c'est le grès à enclaves argileuses, identique au type décrit par L. MORNOD et qui caractérise surtout, selon cet auteur, la partie supérieure des couches burdigaliennes du Mausson.

Le terme le plus caractéristique des Couches de Montécu est sans doute la série des marnes et argiles toujours un peu sableuses et micacées, disposées en feuillets de quelques millimètres, qui donnent à l'ensemble de la formation une allure très schisteuse (fig. 16). Les sédiments ont une couleur grise ou gris-bleu qui, au contact de l'eau, vire au bleuâtre intense.

Au microscope, la roche se compose de nombreux grains de quartz anguleux et de feldspaths cimentés par de la calcite finement granulée. Les micas sont représentés par la muscovite, la biotite et la chlorite. Relevons également la présence de quelques grains de glauconie et de pyrite. C'est à la diffusion de fines particules pyriteuses dans la roche que serait due, selon R. RUTSCH, la teinte bleuâtre des sédiments (1928, p. 38).

Les niveaux marneux et argileux de Montécu sont à plusieurs endroits affectés de pistes cylindriques ou spiralées parallèles, perpendiculaires ou oblique au plan de stratification des couches. Ce sont les « Steinzyylinder » et « Schraubensteine » signalés depuis longtemps déjà dans la molasse et sur lesquels nous reviendrons au chapitre de la paléontologie. On les trouve dispersés à toute hauteur dans la série, mais spécialement au SE de Montécu, entre les cotes 755 m. et 770 m. A l'altitude de 770 m., au point de confluence de deux ruisseaux, une petite chute est formée par un banc de grès marneux et de marnes bleuâtres où abondent les plus beaux exemplaires de ces structures cylindriques et spiralées.

Interprétation :

Les Couches de Montécu, superposées stratigraphiquement à la série du Ruedigraben, évoquent une sédimentation très calme, en milieu marin peu profond, à l'abri des forts courants et des apports détritiques abondants ; de telles conditions de dépôt sont confirmées par l'absence de tout matériel grossier, par la stratification régulière des fines couches sableuses et argileuses.

Les Couches de Montécu sont peut-être les seuls sédiments molassiques – avec les marnes rupéries – qu'on puisse comparer aux dépôts actuels de la mer des Wadden. La grande proportion des clastiques argileux et la disposition des sédiments en fines strates alternativement sableuses et argileuses sont des caractères communs à ces deux formations. En outre, dans l'un et l'autre milieu, les

pistes d'organismes et notamment de vers sont très nombreuses. Dans les Couches de Montécu (rive gauche du ruisseau, alt. 760 m.) on relève un exemple typique de « stratification dérangée » : les joints de stratification ont disparu, sables et argiles se trouvent mêlés sans ordre. Les nombreuses pistes organiques témoignent en faveur d'un remaniement des sédiments à peine déposés par des vers et d'autres organismes fouisseurs.

En conclusion, le faciès des Couches de Montécu correspond à une sédimentation très calme et très lente dans une aire située à l'abri de forts courants ; il est probable que l'activité des organismes précités se manifestait surtout à marée basse, alors que la baie se trouvait partiellement découverte.

Les Couches de Montécu et la limite burdigalo-hélvétique

Une première remarque s'impose : des couches marno-gréseuses analogues aux Couches de Montécu se retrouvent au-dessus des premiers niveaux de poudingues où nous plaçons la limite hélvétique ; elles contiennent les mêmes formes cylindriques ou spiralées, mais le plus souvent elles renferment les niveaux fossilifères connus dans l'Helvétien du Belpberg et de Montévraz-La Combert.

Lors d'une excursion avec l'Institut de Géologie de Berne, M. R. RUTSCH reconnaît dans ces Couches de Montécu les caractères attribués aux « Couches marno-gréseuses bleuâtres » formant, selon l'Ecole de Berne, les niveaux inférieurs de l'Helvétien. Plus récemment, H. HOFMANN (1960), tout en formulant des réserves sur la valeur de la limite burdigalo-hélvétique, range cependant dans l'Helvétien les « Schiefermergel » de la Molasse marine supérieure de St-Gall, lithologiquement identique à nos « Couches de Montécu ».

Dans la région bernoise, les auteurs font débuter l'Helvétien par un poudingue quartzitique (Ulmiznagelfluh) surmonté d'une puissante série de schistes marno-gréseux bleuâtres ; les niveaux fossilifères du Belpberg sont situés vers le sommet de ce complexe schisteux.

Au S de Fribourg, on rencontre à l'un ou l'autre endroit dans la série burdigalienne de petits bancs conglomeratiques atteignant jusqu'à 2 m. de puissance ; mais, comme on peut l'observer dans le Ruedigraben, ces niveaux ne sont jamais très étendus et tapissent vraisemblablement le fond de chenaux dont le tracé est difficile à établir.

La véritable apparition massive des poudingues sur le territoire étudié, comme au Gibloux, se produit plus haut dans la série, c'est-à-dire au-dessus du complexe schisteux de Montécu. D'autre part, une

différenciation entre le Burdigalien et l'Helvétien sur la base de la microfaune est impossible dans l'état actuel de nos connaissances. C'est pourquoi, je me suis résolu à ne placer la limite burdigalo-helvétique qu'à la base des premiers horizons de poudingues. Rappelons qu'il s'agit uniquement d'une limite lithologique ; elle est cependant valable pour l'ensemble de la Suisse occidentale.

b) *Le faciès des grès grossiers à stratification oblique du Bois d'Amont*

Le Bois d'Amont forme une longue croupe qui s'étend d'Arconciel jusqu'au Mouret. Sa morphologie évoque celle d'un massif de poudingues. En fait, il est constitué en grande partie d'une molasse grossière à galets et débris de coquilles. Ce caractère la rapproche d'ailleurs étrangement du faciès des grès conglomératiques du Pratzey (Helvétien), ce qui a conduit nombre d'auteurs à la ranger dans l'Helvétien. En réalité, les profils démontrent que la limite burdigalo-helvétique, telle qu'elle est conçue ici, passe bien au-dessus du sommet de la colline. Il ne faut pas oublier que l'anticlinal principal de la Molasse ramène en surface les couches supérieures de la série burdigaliennes.

Les grès grossiers sont observables sur cette colline du Bois d'Amont dans plusieurs carrières ; on les retrouve à la carrière de Longeraye, à l'E de Treyvaux et dans les collines boisées qui séparent la vallée de Treyvaux de celle de Senèdes.

Description lithologique

Lithologiquement, il s'agit d'un grès, grossier à conglomératique, mal classé, renfermant de nombreux galets de radiolarites, de quartzites et de calcaires divers. À côté de rares moules de bivalves, on relève partout d'abondants débris de coquilles et, à la carrière de Treyvaux, quelques fragments de Coraux et de Bryozoaires.

La stratification de ces grès grossiers peut être horizontale, mais le plus souvent elle est nettement oblique : les couches, très épaisses au sommet s'effilent rapidement vers la base. La surface de base des complexes obliques est une surface d'érosion plane-horizontale ou légèrement ondulée.

Au sommet de la série burgaliennes, comme je l'ai signalé plus haut, on trouve ici un complexe de grès fins plaquetés de 80 m. d'épaisseur rappelant les Couches de Montécu.

Interprétation

Le faciès des grès grossiers du Bois d'Amont évoque, de par la granulométrie du matériel et sa stratification, une aire de sédimentation soumise à de forts apports détritiques. Les restes de coquilles presque toujours brisés sont la preuve que des courants violents, chargés de matériel grossier, ont érodé sur leur passage des dépôts engendrés en milieu calme et propice au développement d'une faune, pour les transporter plus au large : là s'opère une sédimentation en couches obliques, déposées en vrac, sans aucun classement du matériel.

Ce n'est que vers la fin de la série burdigaliennes que la granulométrie des détritiques se réduit également dans cette région, si bien que des conditions assez uniformes s'établissent sur l'ensemble du territoire avant l'arrivée des gros apports congolératiques de l'Helvétien.

E. Paléontologie et Age

1. Paléontologie

La faune de Mollusques de la série burdigaliennes est extrêmement pauvre et se limite à de rares empreintes se rapportant aux genres *Tapes*, *Mactra* et *Cardium*. Dans les grès grossiers des niveaux supérieurs, on note quelques fragments de Bryozoaires et de Coraux. Les structures cylindriques et spiralées contenues dans les Couches de Montécu seront analysées plus loin. (p. 75).

Foraminifères¹

Les microorganismes sont, en revanche, plus abondants quoique souvent très mal conservés. M. le Dr Jean Klaus, micropaléontologue, a bien voulu contrôler mes déterminations. Voici la liste des Foraminifères reconnus :

Cibicides boueanus D'ORB.

Cibicides cf. *cryptomphalus* REUSS var. *hercegovinensis* DE WITT PUYT

Cibicides cf. *disjunctis* TERQUEM

Cibicides dutemplei D'ORB.

Cibicides lobatulus WALKER & JACOB

¹ La microfaune provient des échantillons suivants : E 597 à E 602 = Couches de Montécu, R. de Montécu, et E 603 (Gérine, rive gauche, coord. 576,550/180,860, fig. 14). Les niveaux les plus riches sont représentés par E 600 et E 601 (R. de Montécu, alt. 810 m., fig. 16).

- Cibicides* cf. *tenellus* REUSS
Cibicides cf. *ungerianus* D'ORB.
Cibicides sp.
Elphidium *cryptostomum* (EGGER) CUSHM.
Elphidium *macellum* FICHTEL & MOLL
Nonion *boueanum* D'ORB.
Nonion cf. *geleenense* VAN BELLEN
Nonion sp.
Rotalia *beccarii* L.
Rotalia *beccarii* L. cf. var. *tepida* CUSHM.
Robulus sp.
Globigerina cf. *bulloides* D'ORB.
Globigerina cf. *increbescens* BANDY
Globigerina sp.
Bulimina cf. *elongata* D'ORB.
Gyroidina cf. *soldanii* D'ORB.
Marginulina?
Ellipsoidina sp.
Entosolenia?
Eponides cf. *gratus* REUSS
Discorbis sp.
Polymorphina sp.
Polymorphinidae

2. Age

De par son faciès, la série burdigaliennes fait partie de la Molasse marine supérieure. Elle repose sur la Molasse d'eau douce inférieure, considérée par les auteurs comme datant de l'Aquitainien. Quant à sa limite supérieure elle est fixée sur une base purement lithologique, la faune ne permettant pas, dans nos régions, une différenciation paléontologique entre le Burdigalien et l'Helvétien. Si l'on envisage la Molasse marine supérieure (Burdigalien et Helvétien) comme débarrant avec le Miocène, la série burdigaliennes ferait partie du Miocène inférieur.

Mais on sait que la transgression marine miocène s'est opérée dans nos régions avec un certain retard par rapport au secteur français du sillon péricalpin, où une partie de l'Aquitainien est déjà formée de dépôts marins. En Aquitaine, l'étude des mammifères qu'a effectuée M. RICHARD (1946) met en évidence des caractères si différents entre la faune de l'Aquitainien et du Burdigalien que cet auteur place la

limite Oligocène-Miocène entre ces deux étages¹. (1946, p. 333 et 345). Il en résulte qu'au point de vue chronostratigraphique, une partie de ce que nous appelons Aquitanien correspondrait en réalité à du Miocène continental, et que la transgression marine n'aurait atteint la Suisse qu'au Burdigalien supérieur (M. GIGNOUX, 1950, p. 609).

Ce point de vue n'est cependant pas partagé par R. RAMSEYER dans la région du Mont Vully. La faune de vertébrés recueillie par cet auteur indique, selon J. HÜRZELER, que la limite Molasse d'eau douce inférieure – Molasse marine supérieure correspond assez bien avec la limite conventionnelle Aquitanien – Burdigalien telle qu'elle est fixée dans la région classique d'Aquitaine (1952, p. 192). Selon R. RAMSEYER, la mer aurait atteint la région du Mont Vully au Burdigalien inférieur déjà, venant du Bassin de Vienne (*ibid.*, p. 214).

On voit que les opinions divergent tant sur la direction de la transgression marine miocène que sur son âge exact. Dans la région S de Fribourg on ne peut trancher la question puisque ni le sommet de la Molasse d'eau douce inférieure, ni les couches basales de la Molasse marine supérieure ne sont observables sur le territoire étudié. Nous admettrons, comme hypothèse de travail, l'arrivée de la mer par le bassin du Rhône, suivant l'opinion de M. GIGNOUX (1950). En faveur de cette hypothèse mentionnons les influences saumâtres ou marines qui se manifestent dans la Molasse d'eau douce inférieure en Suisse occidentale : elles ont été signalées par divers auteurs, notamment par R. BERSIER dans le Jorat vaudois (1938^c, p. 84).

F. Quelques conclusions sur la série burdigaliennne

La question du biofaciès sera examinée plus loin, lors de considérations générales sur le Miocène marin (p. 79). Je me contente d'exposer ici les conclusions qu'on peut tirer de l'analyse et de la répartition des lithofaciès dans le cadre du territoire étudié, puis j'établirai quelques comparaisons avec les régions limitrophes.

¹ Notons, à ce sujet, que le Comité du Néogène méditerranéen, réuni à Vienne en 1959, a proposé, dans une résolution à l'adresse du Congrès international de géologie de Copenhague (1960), que l'étage Aquitanien soit rangé à la base du Miocène, le Chattien constituant le sommet de l'Oligocène. (*Mitt. Geol. Ges. Wien*, 52, p. 3).

1. La région Sud de Fribourg

a) *Paléogéographie sommaire*

L'étude des lithofaciès caractérisant les niveaux moyens de la série burdigaliennes fait ressortir, dans la région du Ruedigraben, une zone d'alimentation très active (delta) traduite par un cortège de stratifications obliques et des chenaux aux tracés sans cesse modifiés. Les mesures effectuées dans cette région révèlent, pour les courants transporteurs de sédiments, une direction générale du SW vers le NE.

Ces sédiments accumulés sur place sont ensuite repris par des courants moins puissants qui les emmènent au large en phases rythmiques successives, avant de les déposer dans leur forme actuelle.

Les conditions sont différentes lors du dépôt des niveaux supérieurs : la phase de sédimentation des Couches de Montécu correspond à un ralentissement considérable dans l'apport détritique. Simultanément, à l'W, se développe une sédimentation fortement détritique, engendrant les grès grossiers du Bois d'Amont. Il s'ensuit que pendant le dépôt de la série burdigaliennes, la zone d'alimentation abondante (delta) s'est déplacée de l'E vers l'W, les courants conservant leur direction générale SW-NE.

Mais vers la fin de la série burdigaliennes, le faciès des Couches de Montécu s'installe également dans la région de La Combert. Fait intéressant à noter, la puissance des Couches de Montécu qui atteint 280 m. environ dans le R. de Montécu n'est plus que de 180 m. dans la zone de Montévraz et se réduit à 80 m. environ au-devant de La Combert. La sédimentation calme et uniforme qui caractérise le dépôt des Couches de Montécu s'étend donc progressivement de l'E vers l'W à la fin de la série burdigaliennes, et c'est au-dessus de ces sédiments fins qu'apparaîtront, d'une manière brusque et généralisée, les premiers horizons de poudingues helvétiens.

b) *Conditions bathymétriques de la mer burdigaliennes*

Bien qu'il n'existe pas sur le territoire étudié de traces certaines d'émission, on ne peut envisager la formation de tous les types de stratification analysés que sous une faible tranche d'eau. Dans la Mer des Wadden, les stratifications que HÄNTZSCHEL décrit comme propres à la ligne des basses eaux – certaines d'entre elles rappellent

des structures reconnues dans notre Molasse – se sont produites sous une tranche d'eau maximale de 3,50 m. Bien que dans les deux milieux les modes de sédimentation soient différents, on peut estimer que la profondeur de la mer burdigaliennes ne devait pas dépasser quelques dizaines de mètres.

c) *Vitesse de sédimentation*

Des mesures effectuées par F. TRUSHEIM (1929) sur la vitesse de sédimentation dans la Mer des Wadden ont conduit à des résultats intéressants : en comparant des cartes de chenaux au milieu de la baie de Jade, cet auteur a, en effet, établi qu'une période de 14 ans avait suffi à former un paquet de sédiments à stratification oblique de 1,50 m. d'épaisseur, de 400 m. de longueur et de plusieurs km. de largeur. Si l'on tient compte des conditions propres à la mer molassique – en particulier la proximité du relief émetteur de détritiques – on peut imaginer la rapidité avec laquelle s'est effectué, par exemple, le dépôt des sédiments grossiers de la région du Ruedigraben.

La sédimentation molassique est, en effet, d'un type très spécial : c'est une formation synorogénique où les couches de sédiments revêtent une importance tout autre que dans une série océanique. Ce phénomène est souligné également par R. RUTSCH lorsqu'il dit, dans son « Profil type de l'Helvétien » qu'une couche de fossiles de la Molasse, par comparaison avec une succession bathyale, comprend un temps relativement court (1958, p. 111).

d) *La Molasse, produit de remaniements successifs*

Le mode sédimentaire que nous avons envisagé pour la Molasse fait intervenir un facteur important : le remaniement constant du matériel.

Le sédiment lui-même peut être très ancien, mais au hasard des courants et de la topographie du fond marin, il est sans cesse remis en mouvement pour participer à de nouvelles phases sédimentaires : c'est ce qu'à mis en évidence l'analyse des « rythmes sédimentaires ». Il en résulte que la plupart du temps, le dépôt dans sa forme actuelle ne reflète plus les conditions de sédimentation primitives. Dans cet ordre d'idée, R. RUTSCH affirme que, contrairement à l'opinion généralement admise, la Molasse ne représente pas l'image directe des processus tectoniques et érosifs de l'arrière-pays alpin (1945, p. 410).

2. Comparaisons avec les régions limitrophes

J'exposerai brièvement ici quelques observations faites lors d'une étude des divers terrains molassiques qui ont fait l'objet de travaux de thèses au cours de ces dernières années : la région de Bulle (L. MORNOD, 1949), la région de Romont (H. INGLIN, 1960), de Lucens (A. BRIEL, 1962), de Payerne (L. RUMEAU, 1954) et de Fribourg (CH. CRAUSAZ, 1959, R. SIEBER 1959)¹.

a) *La limite burdigalo-hélvétique*

Cette question a été abordée par L. MORNOD et H. INGLIN en ce qui concerne la région du Gibloux. Les deux auteurs s'accordent à placer la limite burdigalo-hélvétique à la base des premiers horizons de poudingues qui au Gibloux surmontent une série de schistes ou de grès plaquetés de 50 m. de puissance : les grès plaquetés à enclaves argileuses du Mausson (L. MORNOD), le faciès des grès à enclaves marneuses (H. INGLIN). Dans une étude actuellement en cours entre la Sarine et le Gibloux, J. P. DORTHE signale également une série de grès plaquetés sous-jacente aux premiers bancs de poudingues hélvétiens.

Nous avons vu comment le faciès des couches de Montécu, largement développé dans le R. de Montécu, subit vers l'W une réduction de puissance et se limite finalement à 50 m. dans la région du Gibloux. On peut en conclure qu'à la fin de la série burdigaliennes, des conditions de sédimentation relativement uniformes et calmes régnaien dans l'ensemble de la Suisse occidentale.

b) *Variations dans les « rythmes sédimentaires »*

Si l'on compare la région Sud de Fribourg aux zones plus éloignées des Alpes (notamment la région de Payerne, de Lucens et le secteur N de Fribourg) on note des différences sensibles dans l'extension horizontale et verticale des lithofaciès : en bordure des Alpes, les lithofaciès, on l'a vu, n'ont généralement qu'une faible épaisseur (2-6 m. le plus souvent) et les variations latérales sont rapides. Plus au large il n'est pas rare de voir certaines falaises rocheuses développer le même lithofaciès sur des épaisseurs de 20-30 m. et plus. Le phénomène se vérifie

¹ Les excursions sur ces terrains ont été faites en compagnie de MM. L. PUGIN, privat-docent, A. BRIEL et J. P. DORTHE.

surtout pour les faciès décrits par les auteurs sous le nom de « faciès à lentilles » et de « faciès des grès massifs ». Ces variations dans les rythmes sédimentaires traduisent des changements notables dans les conditions de sédimentation de la mer molassique : l'aire de dispersion des sédiments sise en bordure des Alpes se trouvait soumise à des courants instables, changeant souvent de direction, alors que plus au large, dans certains secteurs, des conditions plus uniformes régnait pendant une durée relativement longue.

c) *Variations dans la granulométrie et le nombre des stratifications obliques*

Plus on s'éloigne des Alpes, plus la granulométrie des sédiments molassiques s'affine. Parallèlement à cette réduction de la taille des éléments, on observe une diminution notable du nombre des stratifications obliques : à comparer, par exemple, la région de Lucens ou de Payerne à celle du Ruedigraben, on est frappé par le nombre relativement restreint des stratifications obliques et les faibles érosions qui soulignent les chenaux de la zone éloignée des Alpes. Il n'y a guère que la sédimentation du grès coquillier subjurassien qui, de par sa granulométrie et sa stratification souvent oblique, rappelle certaines aires de forts apports détritiques en bordure des Alpes, comme nous allons le préciser maintenant.

d) *Hypothèse sur les relations du grès coquillier subjurassien avec un homologue méridional*

Le faciès des grès grossiers du Bois d'Amont qui se développe vers la fin de la série burdigaliennne dans la partie occidentale de ma carte rappelle par bien des caractères le grès coquillier subjurassien. Si, en moyenne, la granulométrie est moins grossière dans le grès coquillier, on note dans les deux cas une abondance de galets exotiques sensiblement de même taille, et, généralement, une disposition des couches en plaques et plaquettes à stratification oblique, résultant d'une alimentation excédente.

Dans les grès grossiers du Bois d'Amont, à part quelques rares empreintes de bivalves, les coquilles se présentent toujours sous forme de débris ; elles ont donc été entièrement brisées au cours du transport. En revanche, dans le grès coquillier, si les traces de remaniement sont certaines, elles excluent cependant un long transport.

Les auteurs s'accordant à placer le grès coquillier dans les termes supérieurs de la série burdigaliennes, il est donc possible de voir dans les grès grossiers du Bois d'Amont – ou dans un faciès analogue qui se serait développé plus à l'W encore, le long du bord alpin – l'homologue du grès coquillier subjurassien. On pourrait expliquer ainsi dans l'auge subjurassienne l'arrivée de matériel grossier à stratification oblique au-dessus des sédiments plus fins formant la partie moyenne de la série burdigaliennes.

II. L'Helvétien

(Couches de Montévraz – La Combert)

- = Poudingue subalpin et Molasse marine (p.p.) de V. GILLIÉRON.
- = Couches de St-Gall et du Rotsee de F. J. KAUFMANN.
- = Couches du Belpberg (p.p.) de R. RUTSCH.
- = Couches du Gibloux de L. MORNOD.

Introduction

Si les Couches de Montévraz-La Combert sont connues depuis fort longtemps dans la littérature géologique par les riches gisements fossilières qu'elles renferment, elles n'ont par contre jamais fait l'objet d'une description stratigraphique détaillée. Il faut reconnaître que la chose est malaisée : en effet, les affleurements assez dispersés à Montévraz ne permettent guère de suivre une section complète dans la série. A La Combert, les conditions d'observation sont plus défavorables encore, en raison de l'épaisse couverture morainique. A cela s'ajoutent les difficultés dues aux nombreuses variations de faciès et aux conditions tectoniques tourmentées de la région.

Les gisements de Montévraz-La Combert ont été décrits pour la première fois par B. STUDER qui les parallélise aux Couches du Belpberg (1853).

V. GILLIÉRON (1885) confirme cette interprétation lorsqu'il écrit : « C'est la continuation des gisements encore plus riches de la région au midi de Berne ».

Par la suite, les Couches de Montévraz-La Combert ont été signalées également par d'autres auteurs : tels sont R. de GIRARD (1901), E. DILLENIUS (1911), H. KURBERG (1919), H. BUESS (1920) et J. TERCIER (1928).

Remarquons que R. GIRARD et H. BUESS les rangent, à tort, dans le Burdigalien. Mais par la suite, R. RUTSCH qui a examiné les collections de fossiles des musées de Fribourg et de Bâle conclut qu'aux points de vue lithologique et faunistique, les Couches de Montévraz-La Combert sont l'homologue des Couches helvétiques du Belpberg (1928, p. 69).

Extension, puissance

L'Helvétien forme une bande de terrain presque continue de l'W vers l'E, entre la Sarine et la Gérine, dans la partie méridionale de la carte. Son extension la plus grande est réalisée à Montévraz-La Feyla (= le Berri ou Derrière-Château), où la morphologie traduit la présence de bancs de poudingues inclinés légèrement vers le S. L'affleurement le plus oriental est très typique de cette morphologie : c'est la petite croupe boisée sur laquelle est bâtie l'église de St. Silvester.

La puissance totale des Couches de Montévraz-La Combert, mesurée à partir des premiers bancs de poudingues jusqu'au sommet de La Feyla atteint 430 m. environ.

Cette valeur n'est cependant pas applicable à l'ensemble du terrain. Elle est due surtout au développement de l'horizon des poudingues de La Feyla. La montée axiale de l'anticlinal principal de la Molasse a pour conséquence une réduction de l'Helvétien vers l'W, par suite de phénomènes d'érosion. Ainsi, au Pratzey il n'atteint plus que 300 m., puis 225 m. à La Combert.

Méthode d'analyse

Les nombreuses variations latérales de faciès ne permettent pas d'établir des divisions lithologiques valables pour l'ensemble du territoire étudié. Cependant, dans le secteur Montévraz - Le Pratzey - La Combert, on rencontre tous les lithofaciès représentatifs de l'Helvétien. Nous allons brièvement les décrire, après quoi nous analyserons leur répartition stratigraphique sur l'ensemble du territoire.

A. Description des lithofaciès

Dans le secteur Montévratz-Le Pratzey-La Combert, on distingue les lithofaciès suivants :

4. Poudingue de La Feyla (\pm 260 m.)
3. Couches marno-gréseuses fossilifères (\pm 150 m.)
2. Grès conglomératique du Pratzey (70-150 m.)
1. Poudingue de base (5-30 m.)

Soulignons d'emblée qu'à Montévratz, l'horizon 3 repose directement sur le poudingue de base, alors que dans la région du Pratzey-La Combert, entre ces deux termes s'intercale une puissante série de grès conglomératiques. Le poudingue de La Feyla, terme supérieur à Montévratz, a été probablement érodé dans la région de La Combert.

1. Le poudingue de base

Il est visible au SE de Montévratz-dessous dans le ruisseau du Schwand de la Riedera, à l'altitude de 845 m., et au Pratzey, le long de la route qui conduit à Treyvaux.

Le poudingue repose par une surface d'érosion sur les grès plaquetés de la série burdigaliennes.

A Montévratz, où les conditions d'observation sont les meilleures, la taille moyenne des galets varie entre 5-10 cm. ; cependant, les galets de 20-30 cm. de diamètre ne sont pas rares ; on note même un bloc gréseux de 60 cm. Pétrographiquement, les quartzites dominent, puis viennent des calcaires gréseux brunâtres ou jaunâtres parfois plaquetés, des calcaires siliceux, des grès calcaires, des radiolarites rouges et vertes. Les roches éruptives, en revanche, sont très rares.

La grande proportion des quartzites permet de qualifier ce poudingue de base de *poudingue quartzitique*. Son épaisseur est très variable : elle va de quelques m. à 15 ou 20 m.

2. Le grès conglomératique du Pratzey

(à Coraux et Bryozoaires)

C'est un complexe d'environ 150 m. de puissance, surtout développé au Pratzey, dans les pentes boisées qui s'élèvent de part et d'autre de la route cantonale. A Montévratz, on l'a vu, il fait défaut, alors que vers l'W, à La Combert, il n'atteint guère que 70 m.

Voici les caractéristiques de cet horizon lithologique :

- a) Le terme est fait d'un grès calcaire très grossier à conglomératique. Les galets prédominants sont des radiolarites rouges et vertes, des calcaires siliceux et des quartzites. On note la présence de nodules marneux remaniés, d'intercalations gréseuses fines à débris charbonneux et micas. Localement, le grès conglomératique passe à une molasse banale de granulométrie fine à moyenne.
- b) La stratification est généralement oblique ou entrecroisée. Les couches sont disposées en plaquettes de 5-20 cm. d'épaisseur. Les gros bancs sont rares.
- c) Partout dans la série sont dispersés de nombreux débris de coquilles, notamment d'Huîtres, de *Pecten*, de *Cardium* et de Balanes.
- d) Le caractère distinctif, par rapport aux autres lithofaciès, est la présence dans les grès conglomératiques de nombreux fragments de Bryozoaires et de Coraux.

Le grès conglomératique du Pratzey est bien observable lorsque, à partir de la route de Fribourg-La Roche, peu avant Le Pratzey, on prend sur sa gauche le chemin qui monte dans la pente boisée. Un bel affleurement se trouve au bord du sentier, entre 810 et 830 m. ; il renferme de nombreux fragments de Bryozoaires et de Coraux atteignant jusqu'à 2-3 cm. de longueur (Coord. 578,815/174,540, en contre-bas des premiers bancs de poudingues).

3. Les Couches marno-gréseuses à niveaux fossilifères

Lithologiquement, le terme est identique aux Couches de Montécu décrites déjà dans le terme supérieur du Burdigalien (p. 52). Il faut signaler cependant, sur le flanc S de la Combert, la formation locale d'un horizon de grès coquillier dont l'épaisseur et l'extension sont difficiles à estimer. C'est un grès fortement calcaire, spathique, à nombreux débris de coquilles. Il affleure notamment au NE de Chaflou, au NW de Sous la Combert et à l'ESE de Prabou. Stratigraphiquement, le terme se place vers le sommet de la série des couches marno-gréseuses.

En ce qui concerne ces dernières, leur caractère propre est la présence à différents niveaux, d'horizons pétris de fossiles. Ceux-ci attei-

gnent une puissance variant entre quelques cm. et 1 m., alors que les schistes intercalés entre ces niveaux sont le plus souvent totalement dépourvus de macrofossiles. La liste des fossiles sera donnée plus loin (p. 72).

Il est intéressant de noter à certains endroits une concentration de certaines espèces de Mollusques, sans pour autant que les autres soient tout à fait absentes ; ainsi les *Tapes* et les *Panopea* prédominent dans l'affleurement situé à la Ruji (S de La Combert), alors que dans un autre gisement très proche, sur le flanc S de La Combert (coord. 577,400/173,290), le premier rôle est joué par les Turritelles.

Les gisements fossilifères sont indiqués sur ma carte. La plupart sont connus depuis fort longtemps ; j'en ajouterai cependant un nouveau au S du Pratzey, près de Sur la Chaux (coord. 578,740/173,750). Son importance réside dans le fait qu'il constitue un point de repère intermédiaire entre les gisements de Montévraz et ceux de La Combert ; d'autre part, il indique clairement, par sa position stratigraphique, que les gisements fossilifères de Montévraz et de La Combert ne constituent pas un seul et même horizon lithologique.

Contrairement à ce qui se produit dans l'horizon 2, les fossiles ici ne sont pas brisés ; les Lamellibranches ont conservé le plus souvent leurs deux valves accolées ; certaines espèces (par exemple, les Pholades, les *Panopea*) sont fossilisées dans leur position de vie naturelle. Tous ces caractères, joints au milieu de sédimentation très calme, attestent l'autochtonie de la faune.

4. Le poudingue de La Feyla

Cet horizon lithologique surmonte à Montévraz les couches fossilifères. Sa puissance peut être estimée à + 260 m. à la Feyla. Ses caractères distinctifs sont les suivants :

- a) La dimension des galets est souvent énorme. Les galets de 50-60 cm. de diamètre sont très répandus. Le plus grand que j'aie mesuré, à La Feyla, est un grès à Lithothamnies (Flysch) atteignant 1,20 m. de diamètre.
- b) Le ciment est souvent très lâche : il s'agit d'un grès fin calcaire ou d'un grès marneux formant des traînées irrégulières entre les gros galets.

- c) Toute forme de classement granulométrique est absente : les éléments très grossiers voisinent avec des poches de Nagelfluh très fine.
- d) Dans la Nagelfluh s'intercalent, à diverses hauteurs, de petites lentilles marno-gréseuses remplies de fossiles marins identiques à ceux des niveaux fossilifères de l'horizon 3.
- e) Le ciment lui-même renferme, jusqu'au sommet de La Feyla, des débris d'Huîtres ou de *Cardium*. A d'autres endroits se sont formées des accumulations de restes de végétaux, assimilables à des racines de plantes.
- f) Entre les bancs de poudingues on note çà et là des intercalations de petites couches de grès plaquetés jaunâtres, de granulométrie fine à moyenne, où sont conservées de belles empreintes de feuilles (S de la Feyla au bord de la route; E de La Feyla aux lieuxdits « Le Stald » et « La Mülimatta »).

Pétrographie des poudingues

Voici la liste des roches les plus communément rencontrées dans le poudingue de La Feyla :

Calcaires

Calcaire gréseux brun-jaunâtre, parfois micacé
Calcaire siliceux, légèrement gréseux, brun clair (spongolithe)
Calcaire compact foncé
Calcaire compact gris et gris-verdâtre
Calcaire compact blanchâtre à traînées rougeâtres
Calcaire compact blanc (Biancone)
Calcaire compact jaunâtre
Calcaire oolithique jaunâtre
Calcaire compact gris à Globotruncanidés (Flysch ultrahelvétique ?)
Calcaire compact gris-jaunâtre à Radiolaires
Calcaire compact brun-rosé à Algues
Calcaire lumachellique (Rhétien)
Calcaire tacheté rose clair
Calcaire gréseux à Lithothamnies (Flysch ultrahelvétique)

Grès

Grès fins et grossiers à Lithothamnies avec galets de calcaires à Calpionelles (Flysch ultrahelvétique)
Grès divers gris et jaunâtre de type Flysch

Grès fin rouge (type Buntsandstein)

Grès fin calcaire gris à Nummulites (Flysch ultrahelvétique)

Grès marneux verdâtre (Chattien)

Grès fin et moyen verdâtre friable (Chattien sup.)

Grès jaunâtre, fin à grossier, à galets dolomitiques (Chattien inf.)

Grès calcaire jaunâtre et rougeâtre (Chattien inf.)

En outre : Quartzites blancs verts et jaunâtres
 Granites rouges et verts
 Radiolarites rouges et vertes

Remarque sur la nature du poudingue

Dans l'ensemble, le poudingue de La Feyla est un poudingue calcaire. Les grès et calcaires divers prédominent nettement sur les éléments cristallins. Localement, cependant, on note une augmentation sensible du pourcentage des galets cristallins: ainsi, le sommet de la colline de La Feyla, par rapport aux autres régions, mérite la qualification de poudingue polygénique. Il en va de même pour certains niveaux isolés, tels les bancs de poudingues de la partie moyenne des R. de Mézer (coord. 580,725/174,500) et du Schwand de la Riedera (coord. 580,380/174,310). Le massif de Nagelfluh de la région dénommée « Les Rontes », au NW de La Roche, est également de nature polygénique.

D'autres horizons accusent une forte proportion de roches quartzitiques : dans le R. du Schwand de la Riedera, rive gauche, à l'alt. de 920 m., on relève un banc de Nagelfluh fine à moyenne où les quartzites sont prédominants. Le massif de Nagelfluh de Pont-la-Ville, à la limite occidentale de la carte, marque la transition vers les poudingues essentiellement quartzitiques du Gibloux.

Au point de vue de la fréquence des galets représentés, on remarquera que, dans les niveaux inférieurs du poudingue de La Feyla, c'est le calcaire gréseux brunâtre qui prédomine largement sur les autres éléments. Il est d'habitus flysch, mais on ignore à quelle nappe préalpine il faut le rattacher. A la nappe de la Simme on doit rapporter les radiolarites rouges et vertes, les spongolithes et les calcaires blancs du Biancone.

Les niveaux supérieurs du poudingue de La Feyla présentent une lithologie assez différente ; deux types de roches prédominent :

1. Les divers types de grès molassiques oligocènes proviennent du Chattien supérieur et inférieur ; ils sont identiques aux roches reconnues dans les écailles de Molasse subalpine. Le Rupélien cependant fait défaut.
2. Les grès et calcaires à Lithothamnies et Nummulites sont en tous points semblables à ceux qu'on trouve très répandus dans le Flysch et le Wildflysch ultrahelvétique (Berra-Cousimbert). Il est fort probable que les granites et autres roches cristallines du sommet de La Feyla tirent leur origine d'un Wildflysch à blocs exotiques tel qu'on le connaît à la Berra.

La présence au sommet des poudingues miocènes de matériel résultant surtout de l'érosion de la Molasse oligocène et du Flysch ultrahelvétique est un fait important pour les essais de reconstruction paléotectonique (voir p. 132).

B. Répartition stratigraphique des lithofaciès - Variations latérales

1. Secteur Montévraz-Le Pratzey-La Combert

Le tableau synoptique suivant rend compte des variations latérales des divers lithofaciès : (voir aussi fig. 17).

	E		W
Montévraz		Pratzey	
Poudingue de la Feyla :			
± 260 m.	—	—	—
Couches fossilifères :	Couches fossilifères :		Couches fossilifères :
± 150 m.	± 150 m.		± 150 m.
Grès conglomératique :	Grès conglomératique :		Grès conglomératique :
± 150 m.	± 150 m.		± 70 m.
Poudingue de base :	Poudingue de base :		Poudingue de base :
5-30 m.	5-30 m.		5-30 m.

Deux conclusions se dégagent de ces données :

- a) La série helvétique subit de l'E vers l'W une réduction d'épaisseur. Cela tient d'une part, à la montée axiale vers l'W de l'anticlinal principal de la Molasse qui a entraîné une érosion plus intense des niveaux supérieurs de l'Helvétien dans les parages de La Combert ; d'autre part, aussi à des questions de sédimentation : il est peu probable, par exemple, que le poudingue de La Feyla

se soit originellement déposé avec la même épaisseur sur l'ensemble de la région.

b) Quelques variations latérales de faciès sont évidentes : ainsi, lors de la sédimentation calme des Couches fossilifères de Montévraz, la région du Pratzey-La Combert était soumise à une alimentation détritique abondante, traduite par du matériel grossier et des stratifications obliques. Ce n'est que plus tard que s'installent dans cette région les conditions propices au développement d'une faune analogue à celle de Montévraz. Le complexe des grès conglomératiques inconnu à Montévraz atteint son épaisseur maximale au Pratzey pour diminuer à nouveau vers l'W.

De telles variations de faciès dans un milieu littoral ou deltaïque ne sont pas étonnantes : nous en avons signalé de semblables dans le terme supérieur de la série burdigaliennes. Mais elles font ressortir un facteur important : les niveaux fossilifères n'occupent pas, dans la série helvétique, une position constante ; celle-ci est avant tout fonction du schéma de dispersion des sédiments qui dans un tel milieu se modifie sans cesse. Il serait donc hasardeux de vouloir se baser uniquement sur ces horizons fossilifères pour fixer, sur de grandes distances, dans la Molasse marine supérieure, une limite entre le Burdigalien et l'Helvétien.

2. Région E de La Feyla

On retrouve un horizon fossilifère dans le R. de Montécu, à l'alt. de 885 m. (gisement du « Pont des Pilons »). C'est là le dernier témoin des Couches fossilifères de Montévraz, jusqu'à la limite orientale de la carte. En effet, les collines du Poyet et de La Bruggera sont entièrement faites de Nagelfluh calcaire grossière rappelant le poudingue de La Feyla, sans intercalations de couches marno-gréseuses à fossiles. En revanche, le ciment du poudingue contient toujours des débris de coquilles et sur le flanc W de la colline de La Bruggera (alt. 880 m., coord. 582, 540/175,790) on rencontre notamment des fragments de grandes Huîtres se rapportant vraisemblablement à *Ostrea gryphoïdes* SCHLOTH.

La croupe si caractéristique de *S. Silvester* est formée, à la base,

de Nagelfluh calcaire grossière, alors qu'au sommet se développe un horizon de grès conglomératiques analogue à celui du Pratzey.

3. Région W de La Combert

Dans la partie W de La Combert, sur le flanc S du massif, l'horizon des grès conglomératiques fait défaut ; en revanche il apparaît encore sur son flanc N, au SE de Treyvaux. Tout le flanc S de La Combert est occupé par les couches marno-gréseuses fossilifères. Les massifs de poudingue des Rontes et de Pont-la-Ville, au NW de La Roche forment un horizon supérieur à ces niveaux fossilifères ; ils semblent correspondre stratigraphiquement aux poudingues de La Feyla, mais la taille des éléments est plus réduite, alors que la nature pétrographique des galets se rapproche de plus en plus de celle du Gibloux (poudingue quartzitique).

C. Paléontologie et âge

Les Couches de Montévratz-La Combert sont les terrains mésasiques qui renferment la faune la plus riche. J'en donne ici la liste. Les Foraminifères et les Ostracodes ont été recueillis dans les schistes marno-gréseux à La Combert et à Montévratz. Pour les autres organismes, la provenance sera indiquée de la façon suivante :

M = Montévratz (gisement principal : Schwand de la Riedera, alt. 880 m.)

C = La Combert.

Les fossiles portant la mention FR font partie de la collection du Musée d'Histoire Naturelle de Fribourg ; les autres appartiennent à la collection de l'auteur.

Foraminifères¹

Cibicides boueanus D'ORB.

Cibicides cf. *crassus* TEN DAM

Cibicides cryptomphalus REUSS var. *hercegovinensis* DE WITT PUYT

Cibicides dutemplei D'ORB.

Cibicides lobatulus WALKER & JACOB

¹ La microfaune provient des échantillons E 605 et E 608 (marnes gris-jaunâtre, SSE de Treyvaux, coord. 577,760/174,400).

Cibicides sp. cf. *ungerianus* D'ORB.
Elphidium crispum L.
Elphidium flexuosum D'ORB.
Elphidium sp.
Nonion boueanum D'ORB.
Nonion cf. *geleenense* VAN BELLEN
Nonion sp.
Rotalia beccarii L.
Rotalia beccarii L. cf. var. *tepida* CUSHM.
Bolivinella?
Bulimina cf. *elongata* D'ORB.
Bulimina sp.
Gyroidina?
Globulina cf. *striata* EGGER
Discorbis bundensis VAN BELLEN
Discorbis? cf. *inflata* REUSS
Eponides?
Nodosaria sp.
Globigerinidés

Mollusques

LAMELLIBRANCHES :

<i>Chlamys</i> cf. <i>gallica</i> (M. E.) PEYR.	(C)
<i>Chlamys</i> cf. <i>holgeri</i> GEIN.	(C)
<i>Chlamys albina</i> v. TEPPNER	(C)
<i>Chlamys</i> cf. <i>tournali</i> de SERRES	(C)
<i>Chlamys latissima</i> BROCCHE	(C, FR)
<i>Chlamys</i> (<i>Flexopecten</i>) <i>palmata</i> LAM.	(M)
<i>Chlamys</i> (<i>Aequipecten</i>) <i>seniensis</i> LAM. var. <i>elongatula</i> SACCO	(M)
<i>Chlamys scabriuscula</i> MATH.	(C)
<i>Pecten hornensis</i> DEP.-ROM.	(M)
<i>Pecten benedictus</i> LAM.	(M, FR)
<i>Glycymeris</i> cf. <i>rudolphi</i> EICHW.	(M)
<i>Panopea menardi</i> DESH.	(C, M)
<i>Tapes</i> (<i>Callistotapes</i>) <i>vetulus</i> BAST.	(C, M)
<i>Lutraria oblonga</i> GMEL.	(M)
<i>Lutraria sanna</i> BAST.	(M)
<i>Arca</i> (<i>Anadara</i>) <i>turonensis</i> DUJ.	(M)
<i>Arca</i> (<i>Anadara</i>) <i>fichteli</i> DESH.	(M)
<i>Dosinia exoleta</i> L.	(M)
<i>Mactra helvetica</i> MAY.	(M, FR)
<i>Meretrix</i> (<i>Cordiopsis</i>) <i>intercalaris</i> COSSM.-PEYR.	(M, C)
<i>Chione</i> (<i>Ventricoloidea</i>) <i>multilamella</i> LAM.	(M)
<i>Eastonia rugosa</i> GMEL.	(M)

<i>Capso lacunosa</i> CHEMN.	(C)
<i>Gastrana</i> sp.	(M)
<i>Thracia (Cyathodonta) dollfusi</i> COSSM.-PEYR.	(M)
<i>Mytilus</i> sp.	(M)
<i>Pholas desmoulinsi</i> BEN.	(M)
<i>Pinna</i> sp.	(M, FR)
<i>Cardium (Ringicardium) cf. darwini</i> MAY.	(C)
<i>Cardium (Ringicardium) kunstleri</i> COSSM.-PEYR.	(M)
<i>Cardium (Trachycardium) multicostatum</i> BROCCHI.	(M)
<i>Cardium cf. praecellens</i> MAY.-EYM.	(M)
<i>Cardium (Cerastoderma) edule</i> L.	(M, C, FR)
<i>Cardium</i> sp. (? <i>burdigalinum</i> LAM.)	(C)
<i>Solen burdigalensis</i> DESH.	(M)
<i>Solen</i> sp.	(M, FR)
<i>Ensis</i> sp.	(M, FR)
<i>Ostrea (Cassostrea) cf. gryphoides</i> SCHLOTH.	(C, La Bruggera)
<i>Ostrea digitalina</i> DUB.	(C, FR)
<i>Anomia</i> cf. <i>helvetica</i> MAY.	(C, FR)
<i>Ostrea</i> sp.	(C, FR)

GASTÉROPODES :

<i>Natica</i> cf. <i>sallomacensis</i> TOURN.	(M)
<i>Natica</i> cf. <i>millepunctata</i> LAM.	(M)
<i>Turritella turris</i> BAST. var. <i>studeri</i> MAY.	(C, M)
<i>Turritella (Haustator) doublieri</i> MATH.	(C, M)
<i>Callistoma</i> sp.	(M)
<i>Pirula</i> sp.	(M)
<i>Calyptraea</i> sp.	(M)

ECHINODERMES : débris	(M, C)
-----------------------	--------

CRUSTACÉS :

BALANES :

Balanus sp. (grès conglomératique du Pratzey)

OSTRACODES¹ :

Loxoconcha cf. *eggeriana* LIENENKL.

Carinocythereis cf. *plicatula* REUSS.

+ 1 forme indét.

CORAIL, BRYOZOAIRES :

Les empreintes de Bryozoaires sont fréquentes sur les Mollusques. Les fragments de Bryozoaires et de Coraux (formes dichotomes) sont très répandus dans les grès conglomératiques du Pratzey.

¹ Déterminations H. J. OERTLI (gisement : Schw. de la Riedera, 880 m.)

POISSONS (dents) :

Lamna cf. cattica PHILIPPI (grès congл. du Pratzey)

Scymnus triangulus PROBST (M)

Trygon cf. cavernosus PROBST (M)

? *Chiloscyllium fossile* PROBST (M)

Flore (E de La Feyla) :

Cinnamomum scheuchzeri HEER (FR)

Cinnamomum lanceolatum HEER (FR)

Cinnamomum polymorphum HEER (FR)

Rhamnus gaudini HEER (FR)

Traces organiques

1. Structures spiralées et cylindriques (Schraubensteine, Steinzyylinder)

Ces structures sont fréquentes dans les schistes marno-gréseux bleuâtres appartenant soit aux Couches de Montévraz-La Combert (Helvétien), soit aux Couches de Montécu (Burdigalien supérieur). Dans les Couches de Montécu elles voisinent avec de nombreuses pistes organiques sans pour autant qu'on découvre jamais un macrofossile. Dans les Couches de Montévraz-La Combert, elles sont concentrées là surtout où l'on ne trouve pas d'horizons fossilifères : les deux types de roches étant très semblables, faut-il en conclure que les organismes qui sont à l'origine de ces structures ne se prêtaient guère à la fossilisation ?

Des structures spiralées ont été signalées également par R. RUTSCH au Belpberg (1928, p. 95). L'auteur fait remarquer à ce propos qu'on peut difficilement en attribuer l'origine à des Mollusques, du fait précisément qu'on n'a jamais découvert la trace d'un Mollusque dans les sédiments en question.

Plus tard, O. ABEL affirme, en revanche, que l'origine organique des structures spiralées de la Molasse suisse et bavaroise ne fait aucun doute. Elle serait due à de petits crabes du groupe *Mictyris*, vivant dans les vases littorales, dans la zone de balancement des marées et qui présentent cette particularité de s'enfoncer dans la vase en dessinant une piste de forme spiralée (1935, p. 426).

Quant aux structures cylindriques, leur origine n'est pas non plus complètement établie. L. BERTHOIS qui a étudié la formation récente de telles structures dans l'estuaire de la Loire conclut en ces termes : « En tout état de cause, il apparaît que des organismes peuvent actuellement contribuer à l'édification d'une structure cylindrique et que ce mode de formation ne doive pas être délibérément écarté dans l'étude de la genèse des sédiments anciens » (1958).

2. Pistes

Dans le domaine des pistes organiques, relevons encore à Montévraz des structures en U identiques à celles figurées par O. ABEL (1935, p. 462) et représentant la trace de certains vers (*Arenicola* sp.). Dans le R. de Montécu (rive

gauche, alt. 760 m.), des échantillons de grès sont recouverts d'amas de petites colonnettes sableuses entremêlées : selon O. ABEL, ces tubulures cylindriques représentent les excréments de vers (*Arenicola* sp.) qui s'accumulent en surface à l'une des extrémités du canal en U (1935, p. 366). D'autres pistes rappellent étrangement les traces laissées dans la vase par des Mollusques du genre *Bullia* (R. de Montécu). A Montévraz, dans les couches fossilifères, j'ai recueilli un organisme lithophage du genre *Gastrochaena* (O. ABEL 1935, p. 489, fig. 414 b). Enfin plusieurs exemplaires de *Tapes* à Montévraz et à La Combert sont recouverts de pistes de vers (*Serpula* sp.) ou de perforations de Mollusques prédateurs.

Age

Nous avons déjà souligné l'absence d'une faune caractéristique permettant une distinction paléontologique entre le Burdigalien et l'Helvétien. L'identité de la faune et les analogies de faciès entre les Couches de Montévraz-La Combert et les Couches du Belpberg permettent cependant de mettre en parallèle ces deux horizons. (Rappelons toutefois que selon nos conceptions, les Couches de Montévraz-La Combert représenteraient la partie supérieure des Couches du Belpberg).

Or, selon les essais de corrélation établis par R. RUTSCH, la série type de l'Helvétien dans la région bernoise correspond vraisemblablement en Aquitaine à une lacune sédimentaire qui se place entre le Burdigalien (DEPÉRET, 1892) et le « Sallomacien » (FALLOT, 1893) ; le profil-type de R. RUTSCH représenterait uniquement la partie inférieure du Vindobonien inférieur (1958, p. 115).

La faune burdigaliennes et helvétienne ne donnant que des indications de faciès, R. RUTSCH estime qu'il serait justifié de grouper en une seule division le Burdigalien et l'Helvétien (ibid.). Les résultats obtenus dans la région S de Fribourg confirment entièrement cette manière de voir.

D. Comparaisons

Dans la partie méridionale du Gibloux, à l'WSW du territoire étudié, L. MORNOD (1949) subdivise l'Helvétien en 4 horizons lithologiques :

Horizon IV :	Poudingue de la Sapallaz	25 + x m.
Horizon III :	Grès du Mont Olivet	25 – 30 m.
Horizon II :	Poudingue du Châtelard	10 – 15 m.
Horizon I :	Poudingue et Grès de base	5 – 6 m.

L'auteur signale que si l'Helvétien atteint 100 m. environ dans cette zone il ne doit guère dépasser 200 m. dans le massif du Gibloux lui-même. Ainsi se vérifie une fois de plus la réduction d'épaisseur de la série de l'E vers l'W.

Il paraît certain également que le faciès des Couches marno-gréseuses fossilifères de Montévraz-La Combert ne se retrouve pas à l'W de la Sarine. En revanche, le niveau des grès conglomératiques du Pratzey, qui occupe une position stratigraphique analogue aux Couches fossilifères de Montévraz, est représenté dans la région du Gibloux par le Grès du Mont Olivet : ce dernier, bien que réduit à 25-30 m., revêt les mêmes caractères qu'au Pratzey.

Quant au Poudingue de La Sapallaz, hormis sa nature pétrographique, il rappelle, par les grandes dimensions de ses galets, le Poudingue grossier de La Feyla.

A l'E de Montévraz, nous avons vu comment les horizons fossilifères disparaissent dans la région de La Feyla jusqu'à la Gérine. Au-delà de cette rivière, il faut aller jusqu'à la Singine pour les retrouver (B. FRASSON, 1947). Au Belpberg, les subdivisions établies par R. RUTSCH, (1928) sont les suivantes :

Horizon IV :	Sädel-Nagelfluh	30 + x m.
Horizon III :	Grès coquillier	6 – 10 m.
Horizon II	Grès et marnes fossilifères	60 – 95 m.
Horizon I :	Couches inférieures (poudingue quartzitique, grès et marnes)	x + 150 m. environ.

Les horizons II et IV semblent correspondre assez bien à nos Couches fossilifères de Montévraz et au Poudingue de La Feyla. La position de la limite inférieure, on l'a vu, est différente suivant les conceptions des Ecoles de Berne et de Fribourg (p. 54). En Suisse occidentale, les premiers poudingues miocènes apparaissent immédiatement avant les gisements fossilifères (Montévraz) ou les grès conglomératiques (Pratzey-Combert) ; par contre, dans la région bernoise et en Suisse orientale, les auteurs rangent également dans l'Helvétien un gros complexe de schistes marno-gréseux bleuâtres analogues aux Couches de Montécu que nous avons placées au sommet de la série burdigaliennes. De telles divergences de vue resteront inévitables tant que l'on persistera à vouloir fixer une limite stratigraphique entre deux formations où la faune connue à ce jour ne fournit que des indications d'ordre écologique.

III. Considérations générales sur le Miocène marin

A. Conditions de sédimentation

Le mode sédimentaire de la série burdigaliennne a déjà fait l'objet d'une analyse. Les variations latérales de faciès ont été attribuées essentiellement à la modification constante du tracé des courants transporteurs de détritiques. C'est également ce mécanisme qui a présidé au dépôt des sédiments de la série helvétique. C'est ainsi qu'après l'apparition généralisée des poudingues en Suisse occidentale, les aires d'apports grossiers se localisent à nouveau dans certains secteurs, permettant latéralement l'établissement de zones calmes, à sédimentation fine, où se développe une faune marine : ce sont les dépôts fossilifères de Montévraz, localisés sur une aire restreinte entre La Feyla et Le Pratzey, cette dernière zone étant soumise durant cette période à une forte alimentation qui a engendré les grès conglomératiques. Plus tard, à la faveur d'un ralentissement dans l'apport détritique, c'est au Pratzey et à La Combert que s'épanouissent les faunes marines, alors que dans la zone de Montévraz s'opère déjà la sédimentation grossière du Poudingue de La Feyla.

Le problème du mode sédimentaire des poudingues helvétiens revêt un intérêt particulier : comment expliquer l'arrivée dans la mer de galets aux si grandes dimensions ? Le caractère marin de la formation ne fait pas de doute : les fossiles contenus jusqu'au sommet de La Feyla dans le ciment du poudingue sont marins ; les perforations de Pholades ainsi que la glauconie apparaissent partout. Nulle part nous n'avons trace de dépôt continental.

Si la sédimentation s'était effectuée au moyen de courants fluviatiles sur terre ferme, il semble que latéralement aux zones de forte alimentation, ou dans la zone deltaïque elle-même, on devrait trouver des formations continentales ; or, au contraire, les aires situées à l'abri des forts alluvionnements sont peuplées de fossiles marins, aussi bien que les aires d'apports conglomératiques.

D'autre part, l'apparition, vers le sommet de La Feyla, de gros blocs anguleux provenant du Flysch ultrahelvétique et de la Molasse subalpine exclut l'idée d'un long transport. C'est pourquoi, plutôt que d'expliquer le charriage des galets par des courants fluviatiles

sur terre ferme, ce qui signifierait un déplacement de la côte vers le N, il semble plus logique de faire intervenir une recrudescence de l'activité orogénique dans l'arrière-pays; les reliefs jeunes, nouvellement formés en bordure de la mer par l'avancée des nappes préalpines, entraînant dans leur progression les assises molassiques oligocènes expliqueraient cette arrivée soudaine de matériel très grossier, sédimenté en milieu marin. Cette hypothèse concorderait d'ailleurs mieux avec l'opinion générale suivant laquelle le caractère marin de la mer miocène s'accuse en passant du Burdigalien à l'Helvétien. La transgression marine atteignant sa phase maximale à l'Helvétien, on ne peut guère invoquer à cette époque un phénomène de recul des côtes vers le N pour justifier le transport des galets sur terre ferme. Cette phase maximale de la transgression n'aurait-elle pas été entraînée précisément, dans la région qui nous occupe, par la subsidence accrue de l'avant-pays à la suite d'une avancée importante des nappes préalpines ?

B. Le Biofaciès

Des études sur le biofaciès de la mer miocène ont été faites notamment par R. RUTSCH (1929, 1958) et U. P. BÜCHI (1950). C'est sur les données fournies par ces deux auteurs que je baserai surtout les considérations exposées dans ce chapitre.

a) *Les Mollusques*

La série burdigaliennne, comparée aux sédiments helvétiens, est extrêmement pauvre en macrofossiles : les seuls restes de macrofossiles sont fournis par de rares empreintes de *Tapes*, de *Mactra* et de *Cardium*, localisées la plupart du temps à la base des complexes grossiers. Nous avons signalé également quelques fragments de Bryozoaires et de Coraux dans les termes supérieurs de la série. Par contre, les Couches helvétiques de Montévraz -La Combert renferment une faune où les espèces sont relativement nombreuses. Ce développement de la faune provient du fait qu'au milieu saumâtre de la mer burdigaliennne succède un milieu plus franchement marin à la suite de la phase maximale de la transgression vindobonienne (R. RUTSCH, 1929, p. 71).

En ce qui concerne les conditions de vie des différentes espèces, je renvoie le lecteur aux indications fournies soit par R. RUTSCH

(1929, p. 70-71 ; 1958, p. 114 ; RUTSCH, DROOGER, OERTLI 1958, p. 4), soit par U. P. BÜCHI (1950, p. 41).

Je me contente de signaler que certaines espèces sont tout à fait marines (Pectinidés, Turritellidés, Naticidés etc.), alors que d'autres s'accomodent d'influences saumâtres (par exemple : *Crassostrea gryphoides* SCHLOTH, Cardiidés, etc.). Au Belpberg, où la faune de Mollusques est analogue à celle de Montévraz-La Combert, R. RUTSCH, se basant sur le nombre relativement élevé des espèces et sur la présence parmi celles-ci de formes sténohalines, conclut, pour la mer helvétique, à une salinité marine normale (RUTSCH, DROOGER, OERTLI, 1958, page 5).

b) *Les Foraminifères*

Les formes recueillies sont très voisines dans le Burdigalien et l'Helvétien. Remarquons que la faune est souvent mal conservée et que les individus sont très petits. Cependant, dans la région S de Fribourg, on retrouve les espèces les plus répandues dans la région bernoise, à savoir : *Elphidium macellum*, *Rotalia beccarii*, *Nonion boueanum* et *Cibicides lobatulus*.

C. W. DROOGER qui a étudié ces faunes dans la région bernoise conclut à un milieu marin peu profond, avec des influences saumâtres plus ou moins marquées (RUTSCH, DROOGER, OERTLI, 1958, p. 10).

c) *Les Crustacés*

Les *Balanes* sont des formes littorales, peu profondes. Quant aux *Ostracodes*, les deux espèces reconnues par H. J. OERTLI dans les Couches fossilifères de Montévraz¹ sont également représentées dans les couches du Profil type de l'Helvétien (R. RUTSCH, 1958). De l'analyse des Ostracodes de cette dernière région, H. J. OERTLI déduit un milieu de vie brachyhalin (salinité : 16,5-30 ‰).

d) *Les Coraux et Bryozoaires*

La présence de nombreux fragments de Coraux et de Bryozoaires dans les grès conglomératiques du Pratzey est un phénomène des plus intéressants. Les Bryozoaires sont des formes marines, peuplant

¹ La recherche d'Ostracodes n'a toutefois pas été aussi poussée dans l'Helvétien que dans le Rupélien.

MOLASSE MARINE SUPÉRIEURE (MIOCÈNE)			
Burdigalien (?)		Helvétien (?)	
W	W	W	E
(Combert) ± 225 m.	Combert	Pratzey	Montévratz
Couches marno- gréseuses fossili- fères	Couches marno- gréseuses fossili- fères	Couches marno- gréseuses fossili- fères	Poudingue de la Feyla
F	± 150 m.	± 150 m.	± 260 m.
(Feyla) ± 430 m.	Grès conglomé- ratiques	Grès conglomé- ratiques	Couches marno- gréseuses fossili- fères
Poudingue de base	± 70 m.	± 150 m.	± 150 m.
	5-30 m.	Poudingue de base	Poudingue de base
	5-30 m.	5-30 m.	5-30 m.
Niveau supé- rieur	W	W	E
± 300 m.	Grès plaquetés et schistes marno-gréseux	± 80 m.	Schistes marno-gréseux bleuâtres de Montécu
	Grès grossiers du Bois d'Amont	± 220 m.	± 280 m.
± 750 m.			
Niveau moyen	Aire deltaïque dans la région du Ruedigraben. Dispersion des sédiments par rythmes successifs sur le reste du territoire		
± 400 m.			
Niveau inférieur	Non observable dans la région étudiée.		
± 50 m.			

Fig. 17. Stratigraphie générale de la Molasse marine supérieure.

des eaux peu profondes ; ils sont assez répandus dans la molasse. Par contre des formations corallliennes n'ont été que peu souvent citées. R. RUTSCH signale au Belpberg une forme qu'il rapporte avec doute à un fragment de Corail (1928, p. 95). En Suisse orientale, U. P. BÜCHI note dans l'Helvétien à l'WSW de St. Gall des formations corallliennes qui indiquent, selon lui, la proximité de la côte (1950, p. 51).

Dans la région S de Fribourg, on trouve quelques fragments de Coraux, presque toujours liés à des Bryozoaires, dans les grès grossiers de la série burdigalienne (Grotte de Neustatt au SSE de Giffers, carrière de Longeraye à l'E de Treyvaux).

Mais l'apparition massive de ces organismes est réalisée dans les grès conglomératiques du Pratzey (voir p. 65). Comme le sédiment lui-même est très grossier, frappé de stratification oblique, et que, d'autre part, les Coraux et Bryozoaires se présentent toujours à l'état de fragments, on doit en conclure qu'ils ont subi un certain transport.

Dans un « Aperçu sur les formations corallliennes du Miocène français », M. J. P. CHEVALIER constate que les récifs miocènes sont des récifs frangeants qui se trouvent toujours dans le voisinage de l'ancien rivage ; leur origine peut être double : ils sont liés soit à une transgression, soit à une régression marine. Du point de vue climatique, ils caractérisent un climat chaud, probablement subtropical. Selon M. J. P. CHEVALIER, l'évolution des récifs montre qu'au cours du Miocène s'opère un lent refroidissement beaucoup plus sensible sur le versant atlantique exposé aux influences nordiques qu'en Méditerranée (1958, p. 111).

Dans la région S de Fribourg, il est probable que quelques récifs coralliens se sont formés primitivement le long des rivages durant la transgression de la mer miocène ; au cours de la phase maximale vindobonienne, ils ont été érodés et transportés plus au large avec du matériel détritique grossier.

e) *Conclusion sur le Biofaciès*

Une première remarque à formuler, c'est qu'en Suisse occidentale, tant au Gibloux qu'à La Combert et à Montévraz, il n'existe pas trace d'une faune d'eau douce ou continentale dans toute la Molasse miocène. Le régime marin s'est donc maintenu sans interruption avec cependant des influences saumâtres plus marquées au Burdigalien qu'à l'Helvétien.

La faune helvétique pour sa part est faite d'un mélange de formes à caractère franchement marin voisinant avec des formes saumâtres. Cette contradiction apparente s'explique selon, R. RUTSCH, « par les conditions très spéciales de la mer helvétique : selon la quantité d'eau douce amenée par les fleuves débouchant dans la mer, l'eau marine peut varier d'une salinité normale à saumâtre, alors que les faunes propres à ces deux milieux ont probablement été mélangées par la suite, sans avoir subi toutefois un long transport » (1958, p. 115).

C. Conclusion

La figure 17 représente, en résumé, les divers lithofaciès rencontrés dans l'analyse du Miocène marin et leurs relations stratigraphiques.

La transgression marine s'est opérée, au Miocène, à partir de la Mésogée pour s'étendre d'W en E dans tout le sillon péricalpin. La cause de cette transgression revient, selon toute vraisemblance, à des affaissements importants de l'avant-pays à la suite de mouvements tectoniques dans le corps alpin. Selon H. HOFMANN (1960), qui soutient également cette hypothèse, la sédimentation molassique au cours du Burdigalien et de l'Helvétien s'opérait essentiellement par des courants transporteurs dirigés vers le NE, de la Suisse occidentale vers la Suisse orientale.

LA MOLASSE SUBALPINE

Stampien : Rupélien-Chattien

Introduction, subdivisions

Dans la région S de Fribourg, la Molasse subalpine forme un système d'écailles empilées entre la bordure miocène du Plateau et les Préalpes externes. Elle est tout entière comprise dans les étages Rupélien et Chattien ; la présence de l'Aquitainien ne peut être prouvée : d'un faciès analogue au Chattien, cet étage ne permet pas une différenciation sur des bases lithologiques ; d'autre part, au cours de mes recherches, je n'ai pas découvert de restes de mammifères suffisamment bien conservés pour trancher la question.

Voici comment s'établit la succession stratigraphique de la Molasse subalpine, et sa répartition dans les unités tectoniques : (voir fig. 2, page 15).

Chattien	sup. : Couches de La Roche (= Couches du Gérignoz de L. MORNOD)	Ecaille de La Roche
	inf. : Couches de Ramsera (= Couches de Chaffa de L. MORNOD)	
Rupélien	sup. : Grès de Vaulruz-La Holena	Ecaille de Vaulruz Ecaille de Champotey- Ramsera (p. p.)
	inf. : Marnes de Vaulruz-La Holena	

Nous étudierons ces formations dans l'ordre où elles se présentent quand, de la vallée de La Roche, on remonte les diverses unités jusqu'aux Préalpes externes, c'est-à-dire que du Chattien supérieur, nous aboutirons au Rupélien.

I. Le Chattien

Molasse d'eau douce inférieure p.p.

L. MORNOD, se basant sur des critères lithologiques, a subdivisé l'étage en Chattien supérieur et inférieur. Je reprendrai cette distinction que j'ai pu établir également dans le terrain prospecté.

A. Chattien supérieur : Couches de La Roche

- = Molasse à lignite et Molasse d'eau douce (p.p.) de V. GILLIÉRON et J. TERCIER.
- = Molasse à charbon de la Suisse occidentale de H. BUESS, Alb. HEIM, E. RITTER, E. BAUMBERGER.
- = Couches du Gérignoz de L. MORNOD.

1. Généralités, puissance

Le Chattien supérieur se développe en une puissante écaille au devant de La Berra et du Cousimbert; c'est la plus importante des écailles subalpines; elle fait suite à l'écaille du Gérignoz décrite par L. MORNOD.

C'est un fait connu que la « Molasse à charbon » qui caractérise l'étage Chattien en Suisse occidentale, dans la région lémanique, subit vers l'E des modifications de faciès, avec, notamment, la dispersion des bancs de lignite; une dénomination locale se justifie dès lors pleinement.

Je désigne donc le Chattien supérieur par « Couche de La Roche » puisque ce sont les ravins situés au S de cette localité qui en fournissent les plus belles sections.

La Molasse d'eau douce de J. TERCIER ne comporte pas la subdivision en Chattien supérieur et inférieur, mais cet auteur a très justement mis en évidence, dans le soubassement de La Berra et du Cousimbert, toute l'importance de cette formation dont certains géologues, notamment E. DILLENIUS, avaient sous-estimé l'extension.

Les Couche de La Roche sont limitées à la première écaille externe qui repose tectoniquement sur la Molasse du Plateau.

Dans le bassin de Bulle, l'écaille du Gérignoz est à son tour surmontée par le Rupélien de l'écaille de Vaulruz. Sur le front de La Berra, en revanche, l'écaille de La Roche se trouve très vite chevau-chée par le Chattien inférieur d'abord (écaille de Champotey-Ramsera), puis par les Couche de Cucloz-Villarvolard, comme nous le verrons en traitant de la tectonique.

Quant à la puissance des Couche de La Roche, si l'on tient compte d'un pendage moyen de 20-30° vers les Alpes, elle atteint 1400 m. environ, dans la région de La Roche. Il faut cependant considérer ce chiffre avec prudence, car il existe localement des dédoublements, comme le montre le repli du R. du Stoutz. D'autre part, le Chattien supérieur, qui accuse une épaisseur de plus de 2000 m. dans la région de Bulle, a été soumis, sur le territoire étudié, à d'importants phénomènes de laminage du fait que la bordure miocène du Plateau se rapproche considérablement des Préalpes externes.

2. Lithologie

Les Couches de La Roche se composent d'argiles, de marnes et de grès avec tous les passages entre ces trois termes ; la bigarrure des teintes caractérise les sédiments. Dans l'ensemble, les marnes et argiles prédominent sur les grès. A quelques rares endroits, les complexes lithologiques sont couronnés d'un mince niveau de calcaire d'eau douce. Les charbons, ainsi que les poudingues, sont absents.

Les analyses minutieuses de L. MORNOD (1949, p. 28) tant macroskopiques que microscopiques, me permettent de limiter la description lithologique à quelques caractères distinctifs suffisants pour identifier la formation sur le terrain.

a) Les grès

Le grès moyen ou fin gris-verdâtre, micacé, sans glauconie

C'est le grès caractéristique du Chattien supérieur, limité aux Couches de La Roche. De teinte grise ou verdâtre, il est friable lorsqu'il s'agit du grès moyen ou grossier, alors que le grès fin peut être très dur. A l'altération, la teinte passe à un jaunâtre pâle.

Cette variété de grès se développe en bancs massifs pouvant atteindre plusieurs mètres, sans qu'on observe la moindre irrégularité dans la stratification interne ; plus rarement elle forme de petites intercalations de grès plaquetés. La base des complexes lithologiques peut contenir localement de petits galets marneux. Il faut noter dans presque chaque banc la présence de grumeaux elliptiques gris-jaunâtres extrêmement durs que l'érosion met en saillie.

Le grès très fin, gris-bleu, micacé

Ce type de grès, qui s'apparente fortement au Rupélien, est extrêmement rare ; je ne l'ai reconnu qu'à un seul endroit, dans un ravin situé au SSE du Villaret (SW de La Roche).

Le grès fin, gris-jaunâtre, micacé

Signalé déjà par L. MORNOD, il n'est pas très fréquent dans les Couches de La Roche ; de par sa teinte et sa grande résistance, il rappelle les grumeaux signalés dans la molasse verdâtre.

b) Les marnes et argiles

Les marnes et argiles, qu'on retrouve dans le Chattien inférieur, permettent, de par leurs teintes bigarrées, de reconnaître immédiatement la Molasse d'eau douce. Il existe tous les termes intermédiaires entre les argiles et les

marnes, les marnes et les grès. Je signalerai spécialement le marno-grès jaunâtre et bleuâtre, schisteux ou non, qui forme le type le plus répandu dans tous les ruisseaux de la région de La Roche.

Je n'insiste pas sur les divers types de marnes (marnes bigarrées, marnes grumeleuses) et d'argiles (argiles versicolores, noirâtres, rouges, vertes ou bleues) que nous rencontrerons dans les descriptions détaillées.

En ce qui concerne la bigarrure des sédiments, il semble bien qu'il faille l'attribuer, pour une grande part, à la décomposition de racines et de tiges végétales. Dans le R. du Stoutz (alt. 800 m.) se trouve un affleurement propre à confirmer cette hypothèse : en effet, dans des marnes bigarrées, à côté de taches tubulaires, cylindriques, aux teintes décroissantes vers l'extérieur, disposées le plus souvent perpendiculairement au plan de stratification, on reconnaît une quantité de feuilles bien conservées, déposées elles, parallèlement au plan des couches.

c) Les calcaires

Ils ne se développent jamais en bancs tels que L. MORNOD les signale encore dans le Plateau veveysan-glânois. Ce ne sont que de rares niveaux de calcaires d'eau douce, souvent concrétionnés, gris clair ou verdâtres, formant une mince pellicule de quelques centimètres, à surface bosselée et irrégulière, au sommet de cyclothèmes plus ou moins complets ; on trouve aussi ce calcaire sous la forme de concrétions isolées, dispersées dans un banc de grès fin. Dans le R. du Stoutz ces calcaires renferment quelques exemplaires de *Cepaea rugulosa* ZIETEN.

3. Description régionale

Ma description se limitera à l'étude de quelques affleurements mis à jour par les torrents encaissés qui débouchent dans la vallée de La Roche, et à une coupe lithologique levée à l'E de La Feyla, dans le R. de Montécu.

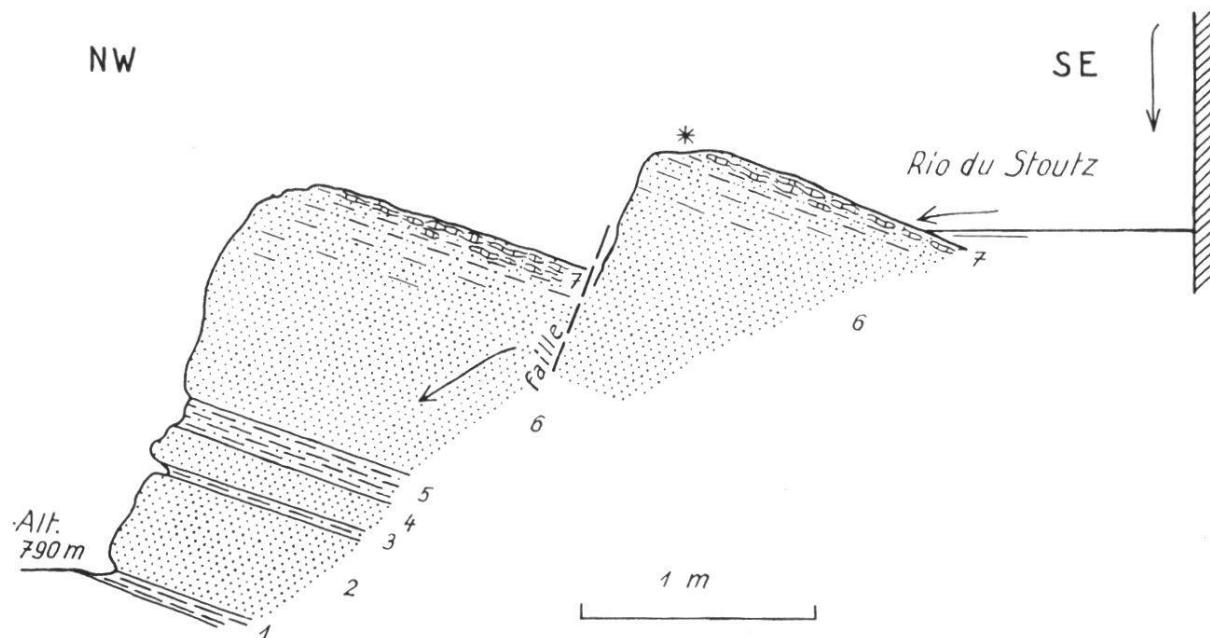
a) Rio du Stoutz (SW de La Roche)

La Molasse, inclinée de 30° environ vers le SE, affleure dans le lit du ruisseau à une vingtaine de m. en amont de la route cantonale, et du fait que le ruisseau coule perpendiculairement à la direction des couches, le levé des coupes y est très aisé. A l'altitude de 765 m.,

après une zone de débris, la Molasse réapparaît dans le ruisseau, et l'on aperçoit, bientôt, rive gauche, le repli anticlinal du R. du Stoutz. Jusqu'ici la roche prédominante était un grès fin, micacé, très dur, jaunâtre ou bleuâtre, alors que, désormais, les gros bancs de molasse verdâtre apparaîtront plus fréquemment.

A 790 m., en aval d'un premier barrage de correction, la Molasse est encore faite, en grande partie, de bancs de grès jaunâtres et bleuâtres, avec intercalations de marnes violacées, mais de nombreuses failles et cassures rendent l'observation difficile.

Au pied du mur de barrage, j'ai établi une coupe lithologique (fig. 18) dont tout l'intérêt réside dans les concrétions calcaires qui couronnent le banc 6. Le terme est représenté par un grès fin jaunâtre et bleuâtre déjà signalé, très dur; au sommet du banc, le grès devient marneux, la teinte passe à un violet-rougeâtre et la roche se charge, sur 10 cm., d'un amas de concrétions calcaires parfois isolées



7	Calcaires concrétionnés, fossilifères	0,10 m.
6.	Grès fin jaunâtre ou bigarré, dur, marneux au sommet	1,00 m.
5.	Marno-grès bigarrés	0,13 m.
4.	Grès calcaire bigarré	0,15 m.
3.	Marnes gréseuses violacées	0,04 m.
2.	Grès fin jaunâtre ou bigarré	0,45 m.
1.	Marnes violacées	0,08 m.

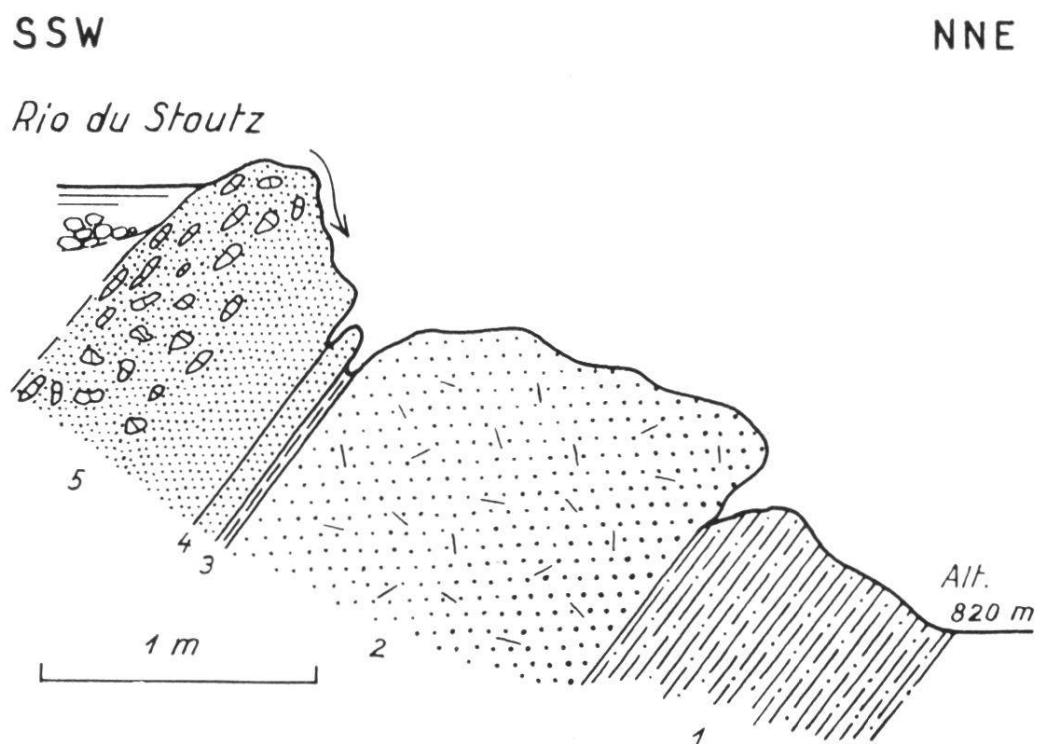
Fig. 18. Rio du Stoutz, alt. 790 m.

les unes des autres par le grès fin, mais formant le plus souvent un véritable niveau de calcaire concrétionné.

Ce niveau calcaire m'a livré deux exemplaires de *Cepaea rugulosa* ZIETEN.

Jusqu'à 800 m., le ruisseau est obstrué par des glissements morainiques. A ce point, la molasse est redressée à 64°. A l'altitude de 820 m., dans une petite chute occasionnée par un banc de molasse verdâtre, la succession des couches est donnée par la fig. 19.

La coupe permet de comparer la molasse friable du banc 2 à son homologue plus fin du niveau 5 ; ce dernier, constitué par un grès moyen à la base, devient très fin et très dur dans la partie médiane ; simultanément, et jusqu'au sommet du banc, apparaissent de nombreuses concrétions calcaires qui, au premier abord, évoquent un horizon de galets. Par comparaison avec les concrétions calcaires



5. Molasse verdâtre fine, très dure, à concrétions calcaires vers le sommet	0,80 m.
4. Grès fin gris très dur	0,09 m.
3. Marnes jaunâtres	0,03 m.
2. Molasse verdâtre friable	1,35 m.
1. Schistes gréseux violacés	0,95 m.

Fig. 19. Rio du Stoutz, alt. 820 m.

signalées dans la coupe de 790 m., il faut relever qu'ici, nous n'avons pas un niveau continu au sommet d'un banc, mais que les nodules calcaires sont disséminés irrégulièrement dans la moitié supérieure de la couche.

A partir de 820 m., les Couches de La Roche affleurent sporadiquement et sont représentées par des marnes et grès où la teinte jaunâtre prédomine. Les derniers bancs, à l'altitude de 840 m., rive gauche, contiennent encore la molasse verdâtre typique, mais leur azimut a changé, du fait du chevauchement de l'écailler de Vaulruz. Effectivement, quelques dizaines de mètres en amont, les couches ont changé d'aspect, nous sommes dans la Molasse rouge.

b) Rio du Bey

Les Couches de La Roche débutent à l'altitude de 775 m. Plongeant d'abord de 23° vers le SE, les couches se redressent à 45°, puis à la verticale, pour reprendre, vers 790 m., une inclinaison de 38°.

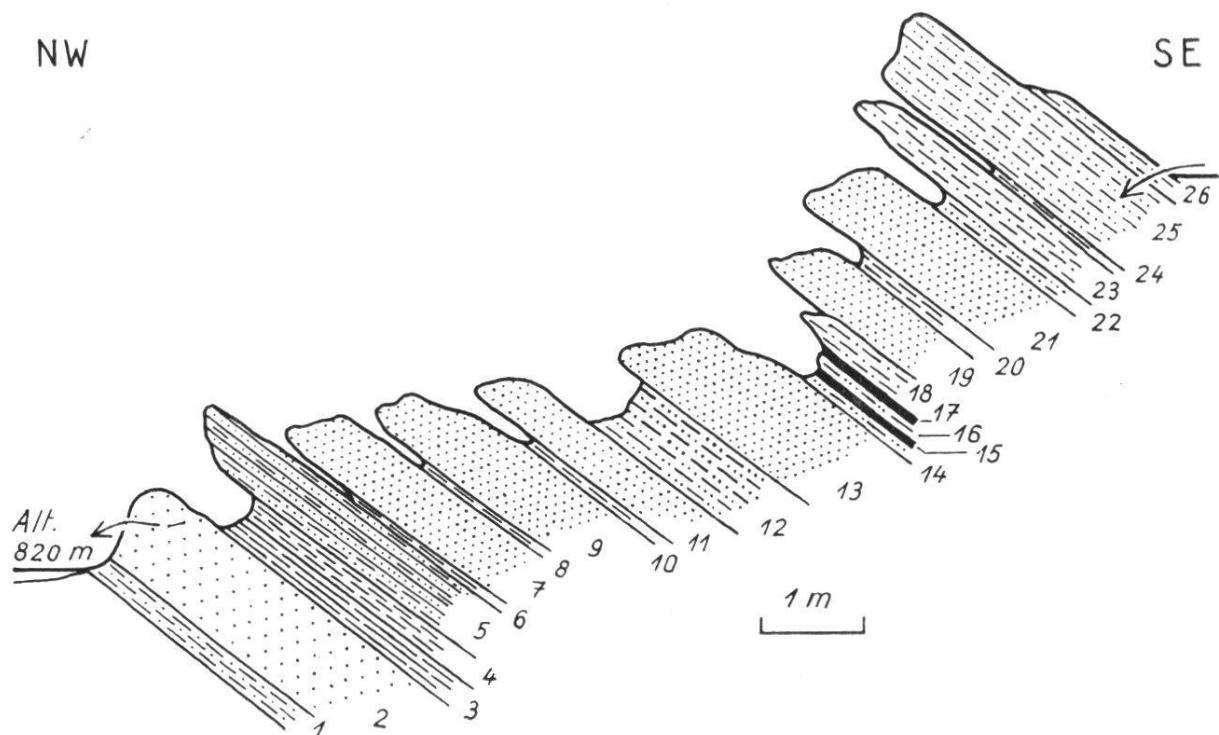
A 820 m., à partir d'une petite chute, la succession des couches est représentée par la fig. 20.

Vers 835 m., en aval d'une chute infranchissable, les couches se redressent fortement, demeurent verticales sur 30 m. environ, accusent même un pendage inverse vers le NW, avant de reprendre une inclinaison normale vers le SSE. Cependant à l'altitude de 845 m., à la confluence du ruisseau venant de la Boustera, la Molasse est de nouveau redressée à 80°.

Dans la branche principale du R. du Bey, entre 840 et 870 m., le Chattien supérieur est composé de gros bancs de grès interstratifiés dans des marnes bigarrées. Vers 870 m., la Molasse disparaît sous la moraine et deux gigantesques blocs de Permien barrent le torrent. C'est ici que se placent les derniers affleurements de Chattien supérieur.

Signalons que vers 865 m., à 70 m. en aval du point où le ruisseau descendant du Grâbe (Pt 937) rejoint le R. du Bey, un banc de marnes gréseuses violacées, grumeleuses, a livré quelques exemplaires de :

Plebeccula ramondi BRONGNIART
Cepaea rugulosa ZIETEN

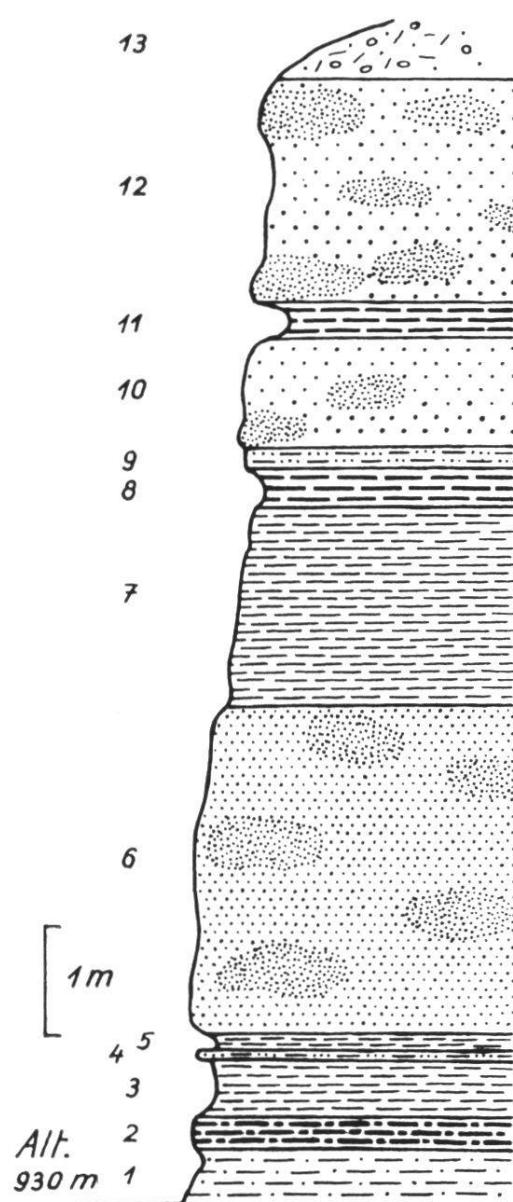


26. Marno-grès rougeâtre	0,20 m.
25. Grès fin marneux bigarré	0,80 m.
24. Marnes gréseuses rougeâtres	0,03 m.
22. Grès marneux rougeâtres	0,20 m.
21. Grès fin jaunâtre dur	0,75 m.
20. Marnes bigarrées	0,17 m.
19. Grès fin gris foncé, très dur	0,52 m.
18. Marno-grès bigarré	0,22 m.
17. Id. 15	0,04 m.
16. Id. 14	0,14 m.
15. Argile rougeâtre	0,03 m.
14. Grès marneux gris foncé	0,15 m.
13. Grès fin jaunâtre et bleuâtre, débris de plantes	0,95 m.
12. Grès marneux bigarré, noirâtre au sommet	0,60 m.
11. Grès fin verdâtre micacé	0,45 m.
10. Id. 6	0,10 m.
9. Grès fin micacé dur, gris-jaune	0,65 m.
8. Id. 6	0,03 m.
7. Grès fin bigarré	0,60 m.
6. Marnes bigarrées	0,02 m.
5. Alternance de grès fins et de grès marneux	0,50 m.
4. Marnes jaunâtres et bigarrées	0,24 m.
3. Marnes gris foncé	0,20 m.
2. Molasse verdâtre	0,95 m.
1. Marno-grès bigarrés	0,20 m.

Fig. 20. Rio du Bey, alt. 820 m.

c) Région SE du Pratzey

Je donne ici les coupes offertes par les deux branches du R. du Pontet qui proviennent de la zone de Belle Cierne et se réunissent à l'E de Sur La Chaux (Pt 832).



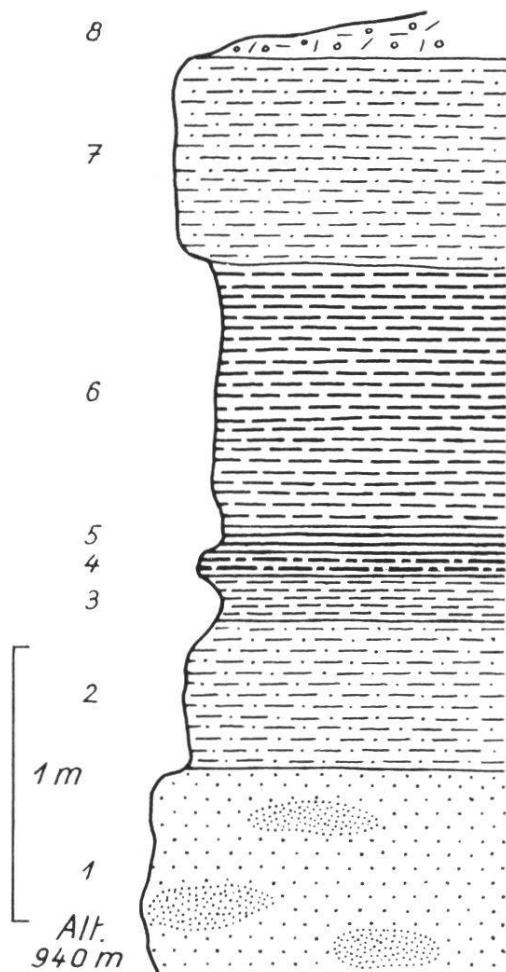
13.	Moraine	
12.	Molasse gris-jaunâtre moyenne, à grumeaux	2,00 m.
11.	Marnes très argileuses, jaunes et rouges	0,32 m.
10.	Molasse moyenne bleuâtre	1,45 m.
9.	Grès marneux tacheté	0,20 m.
8.	Marnes argileuses lie-de-vin et bleuâtres	0,35 m.
7.	Marnes bigarrées	1,80 m.
6.	Grès fin grisâtre avec nodules très durs	3,00 m.
5.	Marnes jaunâtres	0,15 m.
4.	Grès fin marneux gris	0,06 m.
3.	Marnes bleues et jaunes	0,45 m.
2.	Marnes griseuses noirâtres	0,30 m.
1.	Marno-grès bigarrés	0,50 m.

Fig. 21. Profil dans un ravin au SE de
Sur la Chaux, alt. 930 m.

Branche occidentale. Le Chattien supérieur est incliné de 30° vers le SE. A l'altitude de 930 m., rive droite, j'ai établi le profil représenté par la fig. 21.

La suite de la coupe a été levée sur la rive gauche du ruisseau, à l'altitude de 940 m. (fig. 22).

Dans ce dernier profil, il faut signaler de nouveau la présence de traces de tiges ou de racines de plantes ; elles se traduisent par des taches cylindriques, perpendiculaires pour la plupart au plan de stratification, où l'on note, à partir d'une zone centrale bleuâtre, des auréoles successives de teinte décroissante aboutissant à un jaune pâle.



- | | | |
|----|--|---------|
| 8. | Moraine | |
| 7. | Marno-grès jaunâtre | 0,75 m. |
| 6. | Marnes argileuses bariolées | 0,95 m. |
| 5. | Argile jaune et bleue | 0,10 m. |
| 4. | Marnes gréseuses noirâtres | 0,09 m. |
| 3. | Marnes grises, passage au terme 4 | 0,15 m. |
| 2. | Marno-grès jaunâtre et bleuâtre | 0,55 m. |
| 1. | Molasse gris-jaunâtre moyenne, à grumeaux (= terme 12 de la fig. 21) | 0,75 m. |

Fig. 22. Profil dans un ravin au SE de Sur la Chaux, alt. 940 m.

Branche orientale. Dans ce ruisseau, à l'altitude de 930 m., rive gauche, nous avons un bel exemple de sédimentation cyclique dans les Couches de La Roche (fig. 23).

Le banc 7 présente un intérêt particulier ; sa base repose par une surface d'érosion irrégulière sur les dépôts argileux du cyclothème précédent. Le grès basal est moyen à grossier, contient de nombreux galets mous et des débris de bois flottés, puis, parallèlement à la granodécroissance, la sédimentation devient plus calme et uniforme.

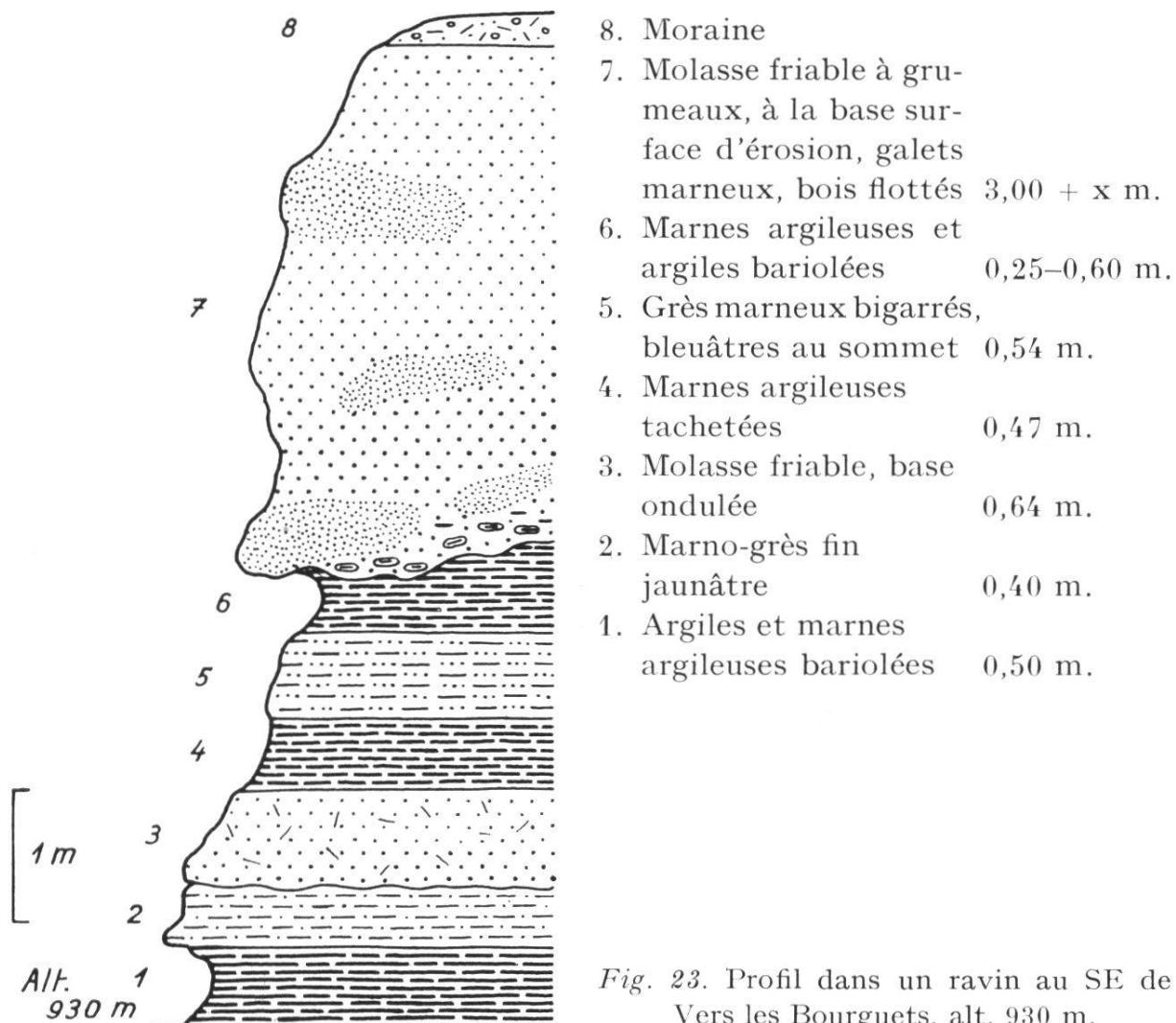


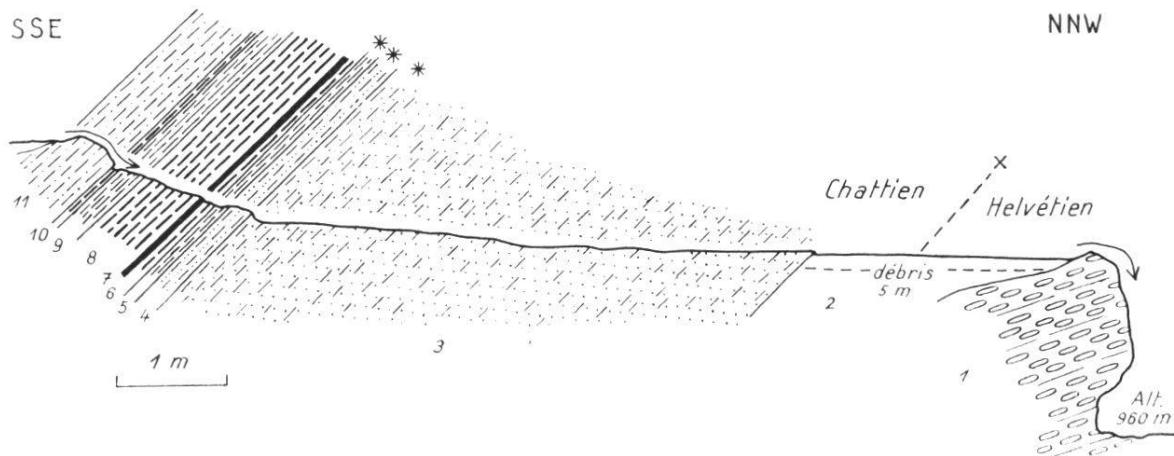
Fig. 23. Profil dans un ravin au SE de Vers les Bourguets, alt. 930 m.

d) R. de Montécu (E de La Feyla, alt. 960 m., voir fig. 24)

Cet affleurement est digne d'intérêt à deux points de vue : d'une part, il révèle la nature du contact tectonique entre les Couches de La Roche et les poudingues helvétiens ; d'autre part, les niveaux de grès marneux ont livré, à côté de fragments indéterminables d'os et de dents de mammifères, de nombreux exemplaires de :

Cepaea rugulosa
Plebecula ramondi

ZIETEN
 BRONGNIART



11. Marnes grueseuses bigarrées	0,50 + x m.
10. Id. 6	0,05 m.
9. Marnes noirâtres	0,20 m.
8. Id. 6	0,50 m.
7. Argile noire	0,03 m.
6. Marnes argileuses bleu-vert	0,12 m.
5. Marnes noirâtres, fossiles épars	0,10 m.
4. Grès fin marneux jaunâtre et rougeâtre, nombreux fossiles (passage entre 3 et 5).	0,20 m.
3. Grès marneux jaunâtre et rougeâtre, fossiles épars au sommet	3,90 m.
2. Débris	5,00 m.
1. Poudingue helvétien	x + 1,60 m.

Fig. 24. R. de Montécu, alt. 960 m.

4. Paléontologie et âge des Couches de La Roche

Les Couches de La Roche ont livré, outre des fragments indéterminables d'os et de dents de mammifères, une faune de gastéropodes limitée aux deux espèces suivantes :

Plebecula ramondi BRONGNIART
Cepaea rugulosa ZIETEN

Les nombreux lavages de marnes, en vue de la recherche d'Ostracodes, sont demeurés sans résultat. Le gisement de feuilles du R. du Stoutz contient des débris de fougères ainsi que d'autres feuilles non déterminables. Au SE de Vers les Bourguets, le terme 1 de la fig. 23 renferme une grande quantité de graines de plantes (? *Carya ventricosa* UNG.)

Plebecula ramondi est présent dans deux gisements : celui du R. du Bey se place au sommet de la série, alors que celui du R. de Montécu (E de La Feyla) est situé à la base de l'écaille de La Roche. La valeur stratigraphique de *Plebecula ramondi*, que certains auteurs considèrent comme caractéristique du Chattien, est cependant encore discutée. En Aquitaine, par exemple, M. RICHARD attribue à ce mollusque une extension plus vaste, allant du Stampien moyen à l'Aquitainien inférieur ou même moyen (1946, p. 33).

L. MORNOD, se basant sur la présence de rongeurs en association avec *Plebecula ramondi*, conclut pour les Couches du Gérignoz à un âge Chattien supérieur avec présence probable de l'Aquitainien inférieur (1949, p. 38). Par ailleurs, les Couches de La Roche sont plus récentes que les Couches de Ramsera : entre ces dernières et les Couches rupétiennes de Vaulruz-La Holena, il existe, comme nous le verrons plus loin, un passage stratigraphique normal. La parfaite identité des conditions lithologiques et tectoniques entre les Couches de La Roche contenant *Plebecula ramondi* et les Couches du Gérignoz datées par L. MORNOD nous permet d'assigner à ces deux formations un même âge : le Chattien supérieur avec peut-être un débordement dans l'Aquitainien inférieur.

5. Conditions sédimentaires

Dans les Couches de La Roche, l'absence de glauconie, de faune marine ou saumâtre, la bigarrure des sédiments, la formation locale de calcaires d'eau douce, tout cela parle en faveur d'un dépôt dans des eaux douces. Mais nous allons tenter, à l'aide des considérations suivantes, de préciser ces conditions de dépôt.

a) Les données paléontologiques

Une première remarque s'impose : les Couches de La Roche ne contiennent pas de faune lacustre. Les restes de fossiles récoltés se limitent à des formes terrestres (Gastéropodes, débris d'os et de dents de mammifères) et des empreintes de feuilles. Dans la Molasse d'eau douce de la région bernoise, R. RUTSCH (1945) souligne également l'absence de fossiles lacustres, alors que L. MORNOD (1949) signale, dans les Couches de Gérignoz, des Planorbes, des Unios et des Lymnées. Ces deux auteurs s'accordent à reconnaître que les orga-

nismes terrestres n'ont pas été transportés à partir du continent situé au S de la mer molassique, mais qu'ils se sont développés, à l'intérieur du bassin, sur des aires momentanément émergées. La coexistence de la faune lacustre et continentale s'explique, selon L. MORNOD, par le flottage des organismes continentaux dans le milieu d'eau douce. Dans le cas des Couches de La Roche, il faut admettre que dans les bassins lacustres les conditions de sédimentation, bien que très calmes, ne favorisaient guère l'épanouissement d'une faune lacustre.

b) La présence de cyclothèmes

Les coupes lithologiques détaillées (fig. 18 à 24, p. 88 à 95) montrent que les Couches de La Roche sont formées d'un ensemble de cyclothèmes plus ou moins complets, appelés aussi « Complexes de subsidence ». La succession des couches se fait généralement de la manière suivante : un grès grossier ou moyen à la base, suivi d'un grès plus fin, de grès marneux, de marnes et d'argiles. Les calcaires d'eau douce sont, somme toute, exceptionnels, alors que les charbons font totalement défaut.

La base des cyclothèmes peut être soulignée – rarement, il est vrai – par une surface d'érosion ; la profondeur du ravinement est cependant très faible et n'atteint jamais l'ampleur des cicatrices d'érosion que A. BERSIER signale, par exemple, dans l'Aquitainien de Lausanne (1958). Tout aussi rares sont, par ailleurs, les galets marneux à la base des complexes lithologiques (fig. 23) : c'est une preuve encore que cette sédimentation s'est effectuée dans des bassins relativement tranquilles, où les courants avaient perdu de leur puissance érosive.

D'ailleurs, l'absence quasi totale de stratification entrecroisée à la base des cyclothèmes confirme l'idée d'un dépôt uniforme en milieu calme. C'est là une différence considérable d'avec le mode de dépôt des Couches de Ramsera (Chattien inf.), comme nous le verrons par la suite.

Quant aux variations latérales de faciès, elles caractérisent l'ensemble des dépôts molassiques.

c) Causes de la sédimentation cyclique

L'énorme épaisseur de la Molasse d'eau douce, dont on sait que le dépôt s'est opéré à de faibles profondeurs, ne peut s'expliquer que par le phénomène de subsidence. Comme cette Molasse forme une

succession de cyclothèmes, les auteurs (A. BERSIER, 1938^b, L. MORNOD, 1949) ont tout d'abord vu dans ces « complexes de subsidence » la conséquence d'un enfoncement saccadé du bassin.

Mais l'étude de certains bassins du Houiller et de quelques aires d'épandage actuelles montre que la sédimentation cyclique ainsi que les variations latérales de faciès doivent être ramenées à une cause principale : la divagation fluviale. « Sur une aire soumise à un enfoncement régulier et continu et à une alimentation constante en matériel détritique, le seul fait que l'apport oscille de part et d'autre suffit à déterminer une sédimentation périodique. Et pour que, de plus, elle soit cyclique, il faut seulement que se produise une différence entre le début et la fin de la période, différence qui est, dans notre cas, le calibre des détritiques transportés. » (A. BERSIER, 1958^b, p. 867).

d) Conclusion

Les Couches de La Roche se sont déposées en milieu d'eau douce. Dans le bassin molassique, en voie de subsidence, de vastes nappes d'eau voisinaient avec des aires émergées où se développaient des organismes terrestres et des végétaux. Mais cette répartition topographique subissait une évolution constante, car des courants fluviaux, très atténués, il est vrai, divaguaient sur les aires d'épandages, modifiant sans cesse le schéma de dispersion des sédiments. Localement ces courants érodaient le substratum argileux, formant ainsi un horizon de galets mous. Mais le plus souvent, ils avaient perdu leur caractère fluviatile et leur action se limitait à l'apport d'une phase sableuse, suivie, au fur et à mesure de leur affaiblissement, de toute la gamme des sédiments marneux et argileux.

6. Comparaisons

Vers l'W, les Couches de La Roche se poursuivent par les Couches du Gérignoz de L. MORNOD, dont le faciès est analogue, avec cette différence qu'elles contiennent ici une faune lacustre ainsi que, sur le Plateau veveysan-glânois, des couches de charbon et de calcaires d'eau douce.

Dans la région du Gurnigel, c'est la « Blättermolasse » de E. GERBER, qui constitue l'homologue des Couches de La Roche.

B. Chattien inférieur : Couches de Ramsera

- = Molasse rouge de la Veveyse, du Bouveret et du Val d'Illiez.
- = Molasse rouge de E. RITTER et R. BUESS (zone limitée au NE de Vaulruz).
- = Couches de Chaffa de L. MORNOD.

1. Généralités

La dénomination locale est tirée du chalet de Ramsera (SE de La Roche, coord. 578,200/171,230) non loin duquel la branche orientale du R. du Bey ouvre de beaux affleurements dans cette formation.

L. MORNOD (1949) a pu établir, grâce à de belles sections, que les Couches de Chaffa font suite normale, sans discordance, aux Couches de Vaulruz rupéliennes. Sur les flancs de La Berra et du Cousimbert, je n'ai découvert nulle part les couches de passage du Rupélien au Chattien. Cependant, des caractères lithologiques précis, ainsi que, très souvent, une discordance sur les Couches de La Roche, m'ont permis d'identifier avec certitude cette zone, jusqu'au point où elle est, à son tour, chevauchée par les Préalpes externes.

A l'extrême occidentale de la carte, les Couches de Ramsera sont encore séparées de l'écailler de La Roche par une bande de Rupélien : celle-ci se perd rapidement en profondeur, et vers l'E, nous n'avons plus affaire qu'à une écailler externe de Chattien supérieur, surmontée par les Couches de Ramsera, elles-mêmes chevauchées par les Préalpes externes.

Les Couches de Ramsera sont limitées aux écailles de Vaulruz et de Champotey-Ramsera, abstraction faite du lambeau de Molasse rouge de la Berguerue que nous analyserons dans le chapitre de la tectonique.

Le terme de Molasse rouge ayant été maintes fois utilisé abusivement, je préfère donner un nom local à cette formation qui constitue l'homologue de la Molasse rouge du Val d'Illiez, du Bouveret et de la Veveyse.

2. Lithologie

Les Couches de Ramsera, à l'instar de celles de La Roche, sont caractérisées par leurs teintes bigarrées. Ici encore, les marnes et argiles forment plus du 50 % des sédiments. Mais les critères dis-

tinctifs suivants permettent de reconnaître sans difficulté les Couches de Ramsera :

1. Absence totale de la molasse verdâtre, friable, typique des Couches de La Roche, ainsi que des calcaires d'eau douce et des charbons.
2. Teintes généralement plus vives des marnes et argiles.
3. Présence de trois types de grès liés exclusivement aux Couches de Ramsera.
4. Présence de poudingues calcaires.

Je donnerai une description des sédiments les plus caractéristiques, les grès et les poudingues.

a) Les grès

On peut les ranger, suivant leurs teintes, en trois catégories, qui correspondent à celles déjà décrites par L. MORNOD (1949, p. 45) :

1. *Les grès jaunâtres à galets dolomitiques*

Ce sont les plus répandus et les plus typiques de la série, sur le territoire prospecté.

Le terme est fait d'un grès peu micacé, fin, moyen ou grossier, jaunâtre, moucheté de points blanchâtres provenant de galets ou débris dolomitiques. Les inclusions de galets marneux gris ou verdâtres sont nombreuses. On observe le passage vers le grès fin gris clair, et aussi, à l'autre extrême, vers le grès conglomératique et le poudingue.

Les grès jaunâtres sont disposés en plaquettes de 0,5 cm. à 1 ou 2 cm., intercalées entre les niveaux de poudingues, ou se développent en complexes de plusieurs m. d'épaisseur, toujours frappés de stratification entre-croisée. Dans ce dernier type, le grès est généralement grossier à conglomératique. Dans les grès fins, on relève, à l'intérieur des plaquettes, un litage fin souligné par des laminæ claires et foncées.

La description microscopique du grès jaunâtre à galets dolomitiques est donnée par L. MORNOD (1949, p. 46). Je signalerai également dans mes coupes minces la présence de nombreux galets de jaspes rouges à Radiolaires et de calcaires à Calpionelles mentionnés par cet auteur, de sections de Foraminifères et de rares grains de glauconie.

2. *Les grès brunâtres et rougeâtres*

Disons d'emblée que le grès calcaire rouge sombre, décrit par L. MORNOD comme le plus typique de la Molasse rouge, ne se rencontre que très rarement sur le territoire étudié. Là où on l'observe, il ne constitue qu'un terme

de quelques cm. passant rapidement à un grès de teinte brunâtre ou plus souvent, aux types jaunâtre et blanchâtre.

3. *Les grès gris clair ou blanchâtres*

Pris individuellement, les échantillons peuvent prêter à confusion, tant leur ressemblance est frappante, surtout dans les types fins, avec les grès de Vaulruz-La Holena. Mais, il est rare que la question ne puisse être tranchée par la présence des grès jaunâtres ou brunâtres, ou encore des poudingues, auxquels les grès gris clair sont très souvent associés.

Au point de vue granulométrique, on retrouve ici tous les passages du grès très fin calcaire, peu micacé, au grès très grossier à conglomératique, où abondent les petits galets de calcaires, de radiolarites ou de marnes bigarrées. Je range également dans cette catégorie un grès très fin gris foncé, très peu répandu.

b) *Les poudingues*

Ils constituent, avec les grès jaunâtres et brunâtres, la roche la plus caractéristique du Chattien inférieur dans ma région. En effet, dans presque chaque ruisseau descendant vers La Roche, on rencontre des bancs de poudingues dont la puissance varie entre quelques cm. et 2 ou 3 m. La dimension moyenne des galets oscille entre 3 et 6 cm., mais certains peuvent atteindre 9 à 10 cm. de diamètre. Pétrographiquement, ce sont presque exclusivement des galets calcaires (calcaires spathiques moyens et fins gris clair ou jaunâtres, calcaires compacts foncés, calcaires gréseux gris-jaune, calcaires fins blanchâtres, etc.). Notons également quelques galets de quartzites, de radiolarites rouges et vertes, de granites rouges. Les bancs de poudingues, lorsqu'ils reposent sur des couches marneuses, sont toujours soulignés par une cicatrice d'érosion.

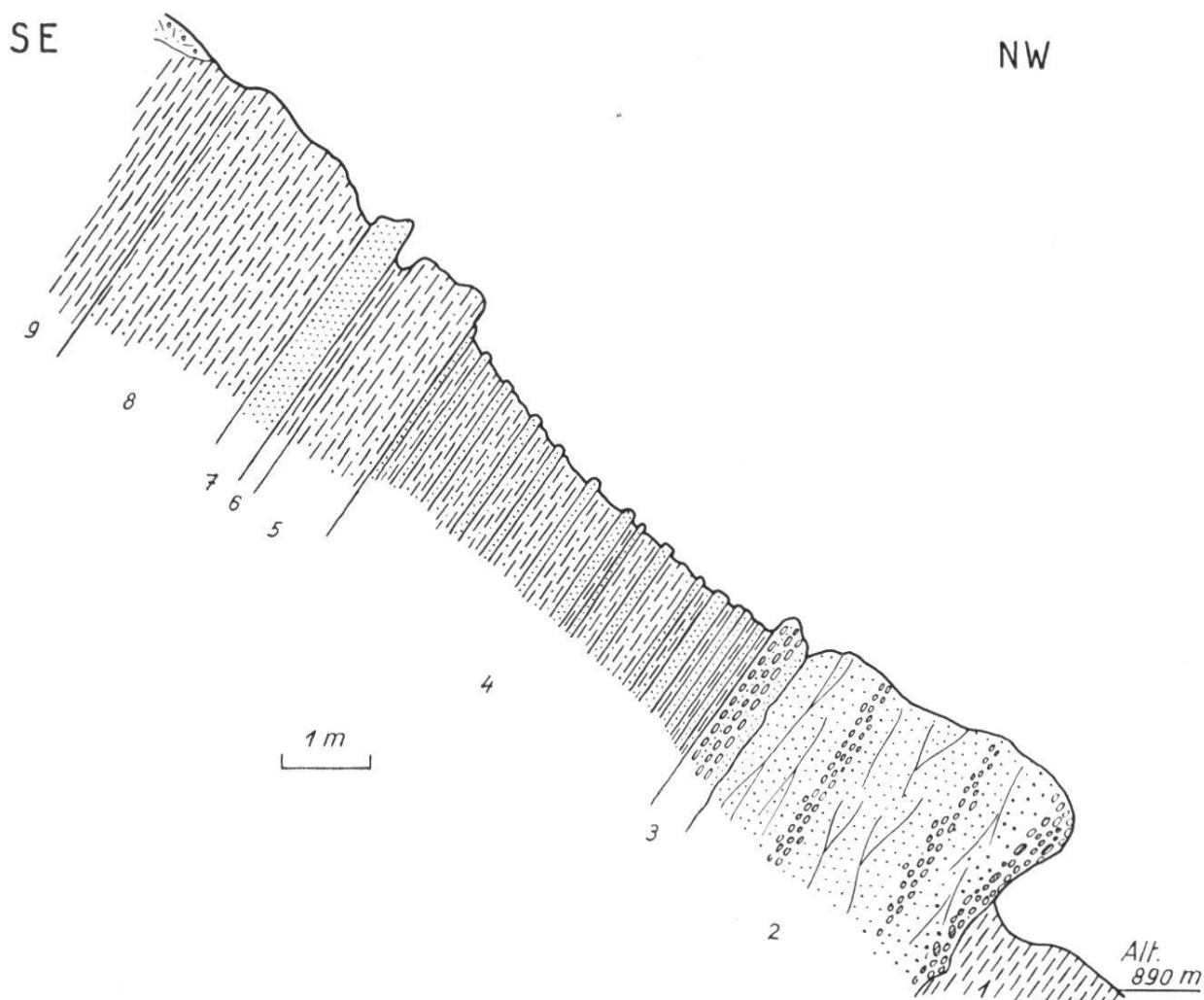
3. Description régionale

Il suffira, pour se faire une image fidèle de la formation, de décrire quelques affleurements de Molasse rouge dans les Rios du Stoutz et du Bey, au SE de La Roche.

a) *Rio du Stoutz*

Les Couches de Ramsera apparaissent dans le lit du ruisseau à l'altitude de 845 m. Les teintes vives des sédiments les distinguent déjà des Couches de La Roche. Après une alternance de marnes et

grès bigarrés, un banc de grès brunâtre se charge de galets (rive gauche, au pied des alluvions préwürmiennes). En amont, rive droite, on rencontre un affleurement qui, bien qu'affecté de cassures trans-

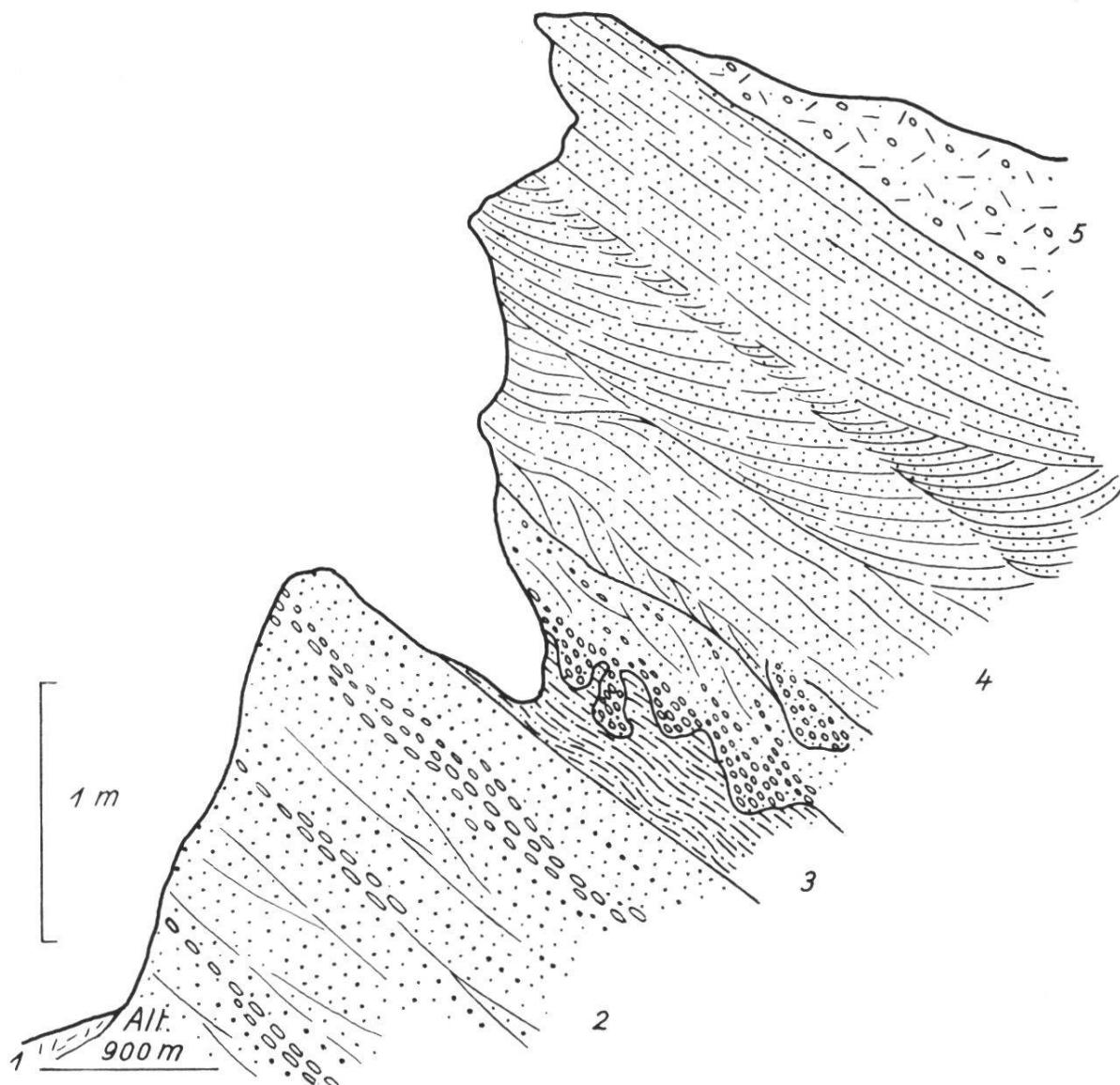


9. Marnes jaunes et bleues	0,50 + x m.
8. Marno-grès bigarrés	2,00 m.
7. Grès bigarrés	0,40 m.
6. Marnes bleues	0,20 m.
5. Marno-grès bigarrés	0,90 m.
4. Alternance de bancs de grès brunâtres et bigarrés avec des marno-grès bigarrés	4,70 m.
3. Poudingue calcaire avec intercalations de grès fins gris clair	0,45 m.
2. Grès moyen jaunâtre à stratification entrecroisée, niveaux de galets. A la base : surface d'érosion, puis grès grossier avec galets calcaires et galets marneux	3,20 m.
1. Marnes jaunes et grises	x + 0,50 m.

Fig. 25. Rio du Bey, alt. 890 m. (rive gauche).

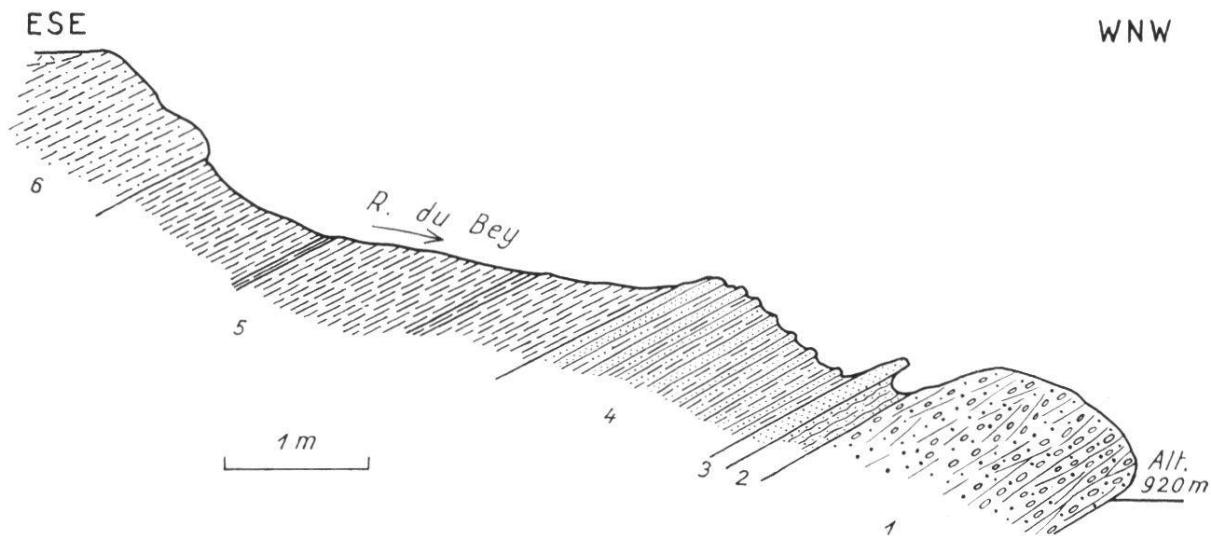
versales au ruisseau, n'en permet pas moins d'établir rapidement, sur la base des caractères définis plus haut, toutes les différences lithologiques vis-à-vis du Chattien supérieur.

Dans cette première série d'affleurements, les Couches de Ramsera font partie de l'écailler de Vaulruz, alors que la Molasse rouge qu'on



5. Moraine
4. Grès jaunâtre et blanchâtre moyen, niveaux de galets
à la base, stratification oblique et entrecroisée 2,00 m.
3. Marnes gréseuses rougeâtres, au sommet poches
d'érosion 0,10-0,40 m.
2. Grès jaunâtre moyen à grossier, à niveaux conglomé-
ratiques 1,85 m.
1. Débris

Fig. 26. Rio du Bey, alt. 900 m. (rive droite).



6. Marno-grès bigarrés	1 + x m.
5. Marnes bleuâtres et noirâtres	2,20 m.
4. Grès fin gris clair et brunâtre en plaquettes alternant avec des grès marneux jaunâtres	1,10 m.
3. Grès fin jaunâtre dur	0,07 m.
2. Grès fin brunâtre en plaquettes ondulées	0,15 m.
1. Grès jaunâtre grossier à conglomératique, stratification entrecroisée, niveaux de galets	1,35 m.

Fig. 27. Rio du Bey, alt. 920 m. (rive gauche)

retrouve dans le cours supérieur du R. du Stoutz, se rattache à l'échelle de Champotey-Ramsera.

b) Rio du Bey

Vers 870 m., à environ 30 m. en amont de gros blocs erratiques, le ruisseau ouvre un premier complexe de grès jaunâtre à niveaux conglomératiques, typiques du Chattien inférieur. A l'altitude de 890 m., le ruisseau est de nouveau encombré de matériel morainique glissé des versants. Cependant, sur la rive gauche, à une succession d'une vingtaine de m. de marnes bleuâtres, jaunâtres et grises, entrecoupées de bancs de grès de 5 à 10 cm., fait suite une paroi rocheuse dont j'ai relevé le profil (fig. 25).

Les niveaux de poudingues contiennent essentiellement des galets calcaires, et des poches remplies de matériel argileux provenant des assises sous-jacentes. Les grès sont du type habituel, brunâtre, gris clair, jaunâtre ou bigarré. La surface inférieure des bancs gréseux met en évidence des figures de loads casts.

A 900 m., rive droite, à la confluence des deux branches supérieures du R. du Bey, un très bel affleurement illustre un type de sédimentation propre aux Couches de Ramsera (fig. 26).

Dans la branche du ruisseau qui coule à l'W du chalet de Ramsera, on recoupe toute la série des roches typiques du Chattien inférieur. Le profil relevé à l'altitude de 920 m. (fig. 27) rend compte de ces caractères lithologiques.

Les affleurements de Molasse rouge du R. du Bey et du R. des Roches se raccordent tous à l'écaillle de Champotey-Ramsera. Nous reviendrons, au chapitre de la tectonique, sur la signification de la Molasse rouge de la Berguerue (coord. 577,900/169,600) et des Blocs de Molasse rouge de la zone de Tschärluuswand (coord. 583,390/175,190).

4. Paléontologie et âge des Couches de Ramsera

La Molasse rouge, dans son ensemble, est très peu fossilifère. Dans le Val d'ILLIEZ comme dans la Veveyse, cette formation est quasi stérile. Sur les flancs de La Berra et du Cousimbert, la Molasse rouge n'a livré aucune macrofaune. En revanche, les grès contiennent de nombreux Foraminifères (Globigerinidés, Orbitoïdés, Rotalidés) qu'on ne peut considérer autrement que comme des produits de remaniement.

En l'absence de critères paléontologiques, c'est sur une base lithostratigraphique qu'il faut tenter de dater les Couches de Ramsera. Or celles-ci, au S de La Roche, occupent une position analogue aux Couches de Chaffa de L. MORNOD. Alors que, dans la région de Bulle, elles sont séparées du Chattien supérieur par une écaillle de Rupélien, sur le territoire étudié, ce Rupélien se perd en profondeur et la Molasse rouge des écaillles de Vaulruz et de Champotey-Ramsera finit par chevaucher directement l'écaillle de La Roche datée du Chattien supérieur.

L. MORNOD a pu établir que les Couches de Chaffa font suite, stratigraphiquement, aux Couches de Vaulruz et qu'elles sont plus anciennes que les Couches du Gérignoz datées du Chattien supérieur. La disparition en profondeur des Couches de Vaulruz dans la région de La Roche empêche seule d'observer le passage du Rupélien au Chattien, très visible encore, en dehors de ma carte, au NE de Corbières, dans un ravin situé à l'E des Bassets. Cependant, les carac-

tères lithologiques bien définis, et la position tectonique des Couches de Ramsera conduisent à leur attribuer le même âge qu'aux Couches de Chaffa : le Chattien inférieur.

5. Conditions de sédimentation

Les Couches de Ramsera se sont déposées en milieu d'eau douce, cependant que les rares grains de glauconie découverts çà et là dans les grès traduiraient les dernières influences de la mer rupéienne. La microfaune, on l'a vu, est remaniée.

La bigarrure des teintes est typique de l'ensemble de la série, mais vis-à-vis du Chattien supérieur, on note, dans les conditions de sédimentation quelques caractères très différents :

1. Présence de grès conglomératiques et de poudingues.
2. Cicatrices d'érosion relativement profondes à la base des complexes grossiers.
3. Stratification généralement entrecroisée des grès grossiers et conglomératiques.

Ces caractères propres aux Couches de Ramsera témoignent en faveur de quelques changements dans le mode de formation des sédiments du Chattien inférieur par rapport aux Couches de La Roche.

Dans les deux cas, la subsidence est seule capable d'expliquer l'épaisseur de cette Molasse d'eau douce, qui, par définition, s'est déposée en eaux peu profondes. Le bassin molassique était occupé par des nappes d'eau plus ou moins étendues, séparées par des zones sporadiquement émergées. L'analyse des cyclothèmes dans les Couches de La Roche, nous a conduit à admettre des conditions de dépôts relativement calmes et uniformes. Dans le cas des Couches de Ramsera, en revanche, les cyclothèmes sont beaucoup moins évidents ; il devait exister, bien sûr, de vastes zones submergées où la sédimentation s'opérait à l'abri des forts courants : ceci est attesté par l'abondance des détritiques fins (grès marneux, marnes, argiles, le tout finement stratifié). Mais le caractère le plus frappant dans le dépôt des Couches de Ramsera est l'apparition brusque et répétée, sur les sédiments fins, de matériel grossier (poudingues, grès conglomératiques, grès grossiers) tout à fait absent dans les Couches de La Roche. Ces phases grossières sont toujours soulignées par des ravinements, des poches d'érosion dans les détritiques fins sous-jacents, et les sédiments eux-

mêmes sont frappés de stratification oblique ou entrecroisée. On doit en conclure qu'au Chattien inférieur, des courants transporteurs à caractère fluviatile bien marqué parcouraient périodiquement l'aire de sédimentation, érodaient les dépôts argileux à peine consolidés, et comblaient par la suite de galets et de sables grossiers leurs chenaux divagants.

Ces arrivées soudaines de matériel grossier ne peuvent s'expliquer par les seuls facteurs météorologiques (périodes de pluie et de sécheresse) qui ont dû jouer aussi bien au Chattien supérieur ; *elles sont en relation avec des mouvements orogéniques intenses dans l'arrière-pays alpin, c'est-à-dire avec la phase paroxysmale oligocène du plissement alpin.*

6. Puissance

Au SE de La Roche, si l'on tient compte de la valeur moyenne de l'inclinaison des couches, on arrive, pour la seule écaille de Champotey-Ramsera, à une puissance de 1000 m. environ de Molasse rouge. Dans le Val d'Illiez et dans la région de Bulle, la puissance de la Molasse rouge est bien inférieure, soit 400 m. environ.

7. Comparaisons

Ainsi donc, la Molasse rouge du Val d'Illiez, du Bouveret et de la Veveyse dont L. MORNOD a pu établir le prolongement dans la région de Bulle par les Couches de Chaffa, se poursuit au devant de la Berra et du Cousimbert. Sa disparition dans la zone S de Montévraz est due à son recouvrement par les Préalpes externes. Au delà du massif de La Feyla (Derrière-Château), on retrouve localement des blocs typiques de Molasse rouge, mais on ne peut affirmer qu'ils sont en place. En Suisse orientale, les auteurs signalent également une Molasse d'eau douce bigarrée faisant suite stratigraphique au Rupélien.

8. Conclusion

Avec le Chattien inférieur débute la vraie sédimentation molassique. A la suite de la phase paroxysmale oligocène, le relief de l'arrière-pays alpin s'accentue, l'érosion s'avive, la mer résiduelle du Rupélien se comble, et dès lors, s'ébauche le bassin molassique où des zones émer-

gées voisinent avec de vastes nappes lacustres, cependant que des courants très actifs édifient les premiers systèmes de deltas.

Nous avons déjà relevé l'opposition entre les conditions de sédimentation plus turbulentes du Chattien inférieur, et celles, plus calmes et uniformes qui ont présidé au dépôt des Couches de La Roche. Il faut remarquer à ce propos que, dans la région de Bulle, L. MORNOD ne signale pas encore de poudingues dans les séries inférieures du Chattien. Les premiers niveaux de conglomérats qu'on reconnaît dans la région S de Fribourg expliquent peut-être l'augmentation d'épaisseur de la Molasse rouge de l'W vers l'E, conséquence d'une subsidence accrue.

Quant à l'origine du matériel transporté, il est intéressant de noter, surtout dans les grès conglomératiques du Chattien inférieur, l'abondance des fragments de radiolarites et de calcaires à Calpionelles (Biancone), rattachables à la nappe de la Simme.

Divers auteurs (R. TRÜMPY et A. BERSIER, 1954 ; F. HOFMANN, 1960) ont déduit de l'analyse de certains massifs de poudingues (Mt-Pélerin, Emmental, Rigi, Speer, etc.) qu'au Chattien, les nappes préalpines avaient déjà dépassé la culmination centrale des Alpes ; l'érosion s'attaquait principalement à la nappe de la Simme qui occupait, en bordure des Alpes, la plus grande partie du bassin d'alimentation des fleuves chattiens.

Selon F. HOFMANN encore, les études du bassin molassique bavarois démontrent que le matériel fin charrié par les deltas chattiens était entraîné de l'W vers l'E, de la Suisse vers la Bavière, par un système de chenaux collecteurs dirigés dans l'axe du sillon péricalpin.

II. Le Rupélicen

Couches de Vaulruz - La Holena

Molasse marine inférieure

- = Couches de Ralligen
- = Couches d'Horw, d'Hilfern, de Bilten
- = Couches à Cyrènes de la Veveyse de Feigyre
- = Molasse à faciès Flysch de E. GAGNEBIN

- = Grès de la Guiga (p.p.) de J. TERCIER
- = Couches de Vaulruz de L. MORNOD.

1. Introduction

J'ai donné le nom de Couches de Vaulruz-La Holena à la série de la Molasse marine inférieure comprenant le niveau des grès de Vaulruz au sommet, celui des marnes de Vaulruz à la base. Cette dénomination locale (La Holena) se justifie par l'affleurement le plus important et le plus riche au point de vue paléontologique que l'on rencontre dans la région étudiée; il est situé non loin du chalet de La Holena, au SSE de Sur Montsoflo (S de La Roche). Un autre affleurement très fossilifère est celui de Gross Schwand, à l'E du massif de La Feyla.

2. Extension, subdivisions

Nous verrons que si, jusque sur les flancs de La Berra, il a été possible à L. MORNOD d'individualiser trois bandes de Rupélien (Vaulruz, Champotey, La Pattaz), les choses vont se compliquer quelque peu vers l'E. Il faut tenir compte, en effet, de l'avancée de l'arc préalpin dans la région du Cousimbert-Muschenegg : celle-ci a entraîné une réduction considérable de l'espace réservé aux écailles subalpines entre la bordure miocène du Plateau et le front des Préalpes externes. Non seulement les bandes de Molasse subalpine les plus méridionales sont partiellement chevauchées, mais, à cause de la proximité des massifs helvétiens, des complications se sont produites au sein des écailles elles-mêmes, certains niveaux restant en profondeur, d'autres, plus plastiques, étant refoulés vers le N.

C'est ainsi qu'au S de La Feyla, les Préalpes externes chevauchent directement les Couches de La Roche. Vers l'E, on note la réapparition d'une écaille rupéienne, au N de Gross Schwand, dont le terme inférieur, les marnes, se retrouve dans un petit ruisseau à l'W de Lauperschwand. Puis, jusqu'à l'extrémité de la carte, la Molasse subalpine disparaît sous les débris du Flysch et les dépôts quaternaires.

La Molasse marine inférieure comprend les subdivisions suivantes :

- b) les grès de Vaulruz-La Holena
- a) les marnes de Vaulruz-La Holena

A cause des conditions tectoniques, on n'observe nulle part les couches de passage du Rupélien au Chattien. Au seul endroit où des marnes surmontent les grès de Vaulruz, dans l'écaille de La Holena, elles conservent une teinte uniformément grise et ne présentent pas encore les caractères propres à la Molasse d'eau douce.

3. Lithologie

La série ne contient pas de calcaires d'eau douce, ni de charbons, mis à part quelques minces feuillets de lignite à La Holena. Les poudingues et grès conglomératiques font également défaut. Les seuls lithotopes représentés sont les marnes et les grès.

a) Les marnes de Vaulruz - La Holena

Elles constituent le terme inférieur des Couches de Vaulruz-La Holena ; localement, elles forment aussi de petits niveaux à l'intérieur des grès de Vaulruz-La Holena. A La Holena, la série des grès est surmontée exceptionnellement d'un complexe marneux de 30 m. environ.

Pétrographiquement, on reconnaît tous les termes de passage entre les marnes gréseuses et les argiles. La série qu'on a convenu d'appeler « marnes de Vaulruz-La Holena » se présente d'ailleurs sous la forme d'une alternance des termes marneux toujours bien stratifiés, avec de petits bancs de grès fins bleuâtres.

Les marnes de Vaulruz-La Holena atteignent une épaisseur de 100 m. au maximum dans les écailles de La Holena et de Gross Schwand. Dans l'écaille de Vaulruz (R. du Stoutz) elles sont plus réduites encore.

Tout l'intérêt des marnes de Vaulruz-La Holena réside dans leur grande richesse en Ostracodes souvent très bien conservés. Elles abondent également en écailles de poissons, alors que les petites Cyrènes et les *Cardium* sont plus rares.

b) Les grès de Vaulruz - La Holena

Ils forment un horizon très visible dans la morphologie, à cause de la grande résistance de la roche. C'est ainsi que dans les écailles de Champotey-Ramsera, de La Holena, de Gross Schwand, le niveau des grès se reconnaît au relief prononcé qu'il a créé par rapport aux terrains avoisinants.

Les grès sont disposés généralement en bancs ou en plaques plus ou moins épaisses ; à l'encontre de ce qui a été observé dans la Molasse rouge, la stratification est toujours régulière.

Les diverses variétés de grès peuvent être ramenées aux trois types suivants :

1. Le grès fin gris-bleu

C'est le terme le plus caractéristique du Rupélien. On le trouve soit en petits bancs de quelques centimètres alternant avec les marnes, soit en gros complexes, avec une prépondérance très nette sur les deux types suivants.

Très dur, il est micacé et peut renfermer de nombreux débris charbonneux. En coupe mince, la pyrite ainsi que la glauconie sont toujours présentes. Dans plusieurs affleurements, notamment au SW de Sur Montsoflo (coord. 577,380/170,580), la surface des bancs gréseux est ponctuée de concrétions pyriteuses appelées « gouttes de pluie » et signalées déjà par L. MORNOD, alors que, sur la face inférieure, on note de nombreuses pistes de vers assez proches de celles relevées dans la Molasse burdigaliennes.

2. Le grès moyen et fin gris clair

Je désigne par ce type un grès gris clair, le plus souvent moyen, en général moins dur que le type précédent, présent dans presque chaque affleurement, mais qui joue un rôle secondaire en importance. Je range également dans cette catégorie un grès très voisin, mais à reflets verdâtres, qu'on ne peut cependant confondre avec les Couches de Cucloz-Villarvolard. Cette dernière variété peut se charger localement d'enclaves argileuses de remaniement.

3. Le grès coquillier

Lithologiquement, il se rattache à l'un des deux types décrits plus haut. Dans le deuxième type cependant, les débris de coquilles sont moins abondants. Dans le grès fin gris-bleu, les Cyrènes apparaissent en tel nombre que le terme de grès coquillier lui convient parfaitement. C'est l'affleurement de La Holena qui offre le type le plus caractéristique : à plusieurs niveaux, le grès coquillier forme des bancs continus de près de 1 m. d'épaisseur, pétris de bivalves, où les petites Cyrènes prédominent. C'est un très beau type de roche, extrêmement résistant, à cassure esquilleuse.

Rappelons, pour terminer, que l'ensemble des Couches de Vaulruz-La Holena se distingue aisément de la Molasse d'eau douce inférieure par les caractères suivants : absence de la bigarrure des sédiments, remplacée par une teinte uniformément grise ; absence de stratification oblique ou entrecroisée ; absence de poudingues.

4. Description régionale

Région W de Montévraz

Ecaille de Vaulruz

Elle n'est plus représentée sur le territoire étudié que par quelques bancs de grès rupéliens typiques, aux pendages désordonnés, affleurant sur le versant droit du R. du Stoutz, à l'altitude de 840 m., au NW de Sur Montsoflo.

Ecaille de Champotey-Ramsera

Son terme inférieur, les marnes, s'observe dans le lit du R. du Stoutz, à l'altitude de 870 m., sur une distance de quelques m. Il a fourni de belles écailles de poissons, ainsi que de rares petits mollusques (Cyrènes, *Cardium*, *Potamides*).

Les grès, par contre, apparaissent plus largement sur le versant droit du ruisseau et forment une pente abrupte à l'W de Sur Montsoflo. On y découvre de nombreuses grandes Cyrènes.

Ecaille de La Holena

Il faut avouer que, en dehors de La Holena, où les conditions d'affleurement sont très claires, il est souvent malaisé de distinguer le Rupélien des Couches de Cucloz-Villarvolard, là surtout où les grès de Vaulruz-La Holena sont absents. C'est le cas vers le SW où, à partir de La Holena jusqu'au raccordement avec l'écaille de La Pattaz de L. MORNOD, les Couches rupéliennes se présentent essentiellement sous un faciès marneux, exception faite pour la région de la Guigue (affleurement situé au NNW du chalet) où les bancs de grès dessinent dans la morphologie une croupe caractéristique.

Au NE de La Holena, jusqu'au R. des Roches, les couches marneuses et gréseuses, qui forment une série de petits affleurements, présentent les caractères propres aux Couches de Cucloz-Villarvolard. Dans le R. des Roches lui-même, à l'altitude de 1020 m., quelques bancs gréseux ont l'apparence du Rupélien, mais plus haut le lit du ruisseau est entaillé dans une longue succession de marnes et grès de la série de Cucloz-Villarvolard.

Mais revenons à l'affleurement type : celui de La Holena. Pour y accéder, on emprunte le chemin qui quitte la route cantonale au

Stoutz (SW de La Roche), sur la rive droite du torrent. A partir de Sur Montsoflo (Pt 935) on remonte une pente assez raide et, à l'altitude de 1036 m., un sentier bifurque du chemin de La Berra et conduit vers la droite à la branche orientale du R. du Stoutz, en passant par le chalet inférieur de La Holena. (fig. 28).

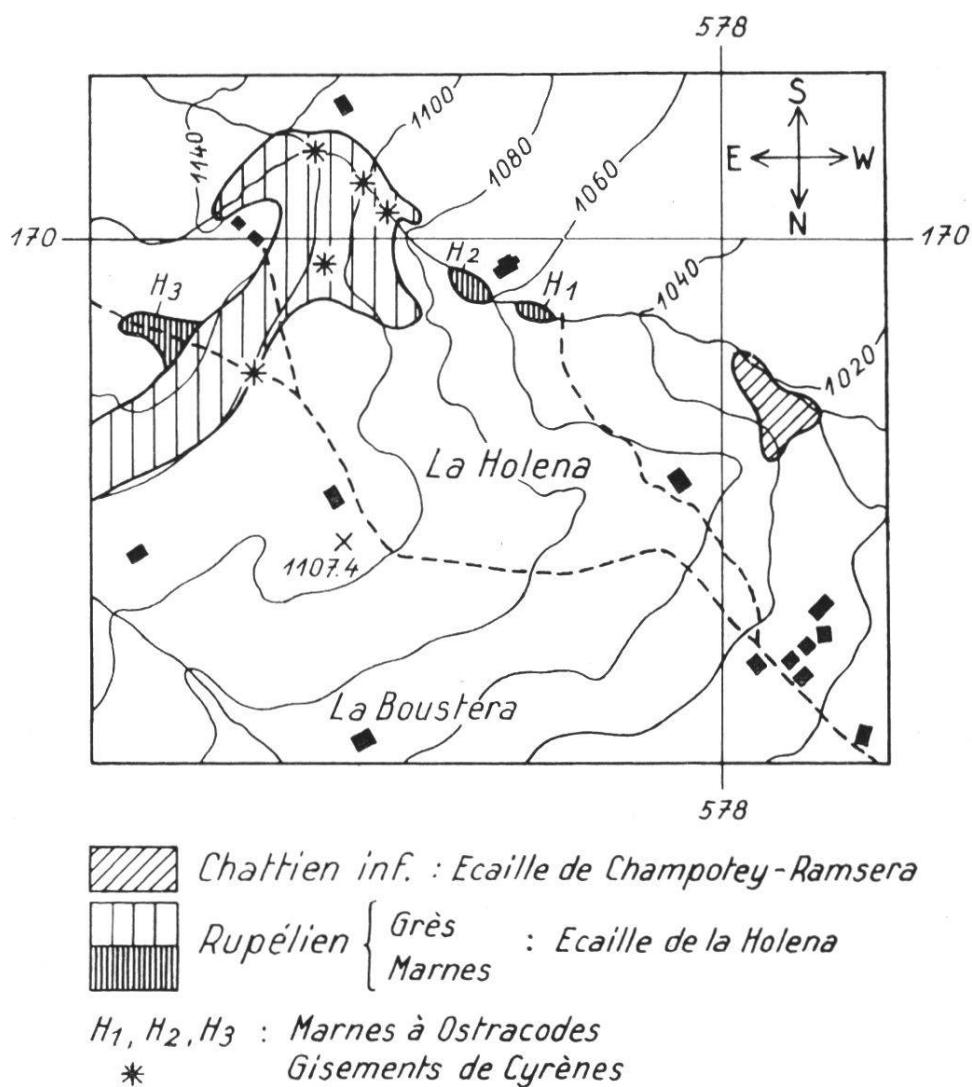


Fig. 28. Situation des gisements fossilifères de la Holena.
(Echelle : 1 : 20 000)

A l'endroit où le chemin recoupe le torrent (alt. 1050 m., coord. 578,150/170,070) il suffit de remonter quelques m. dans le ruisseau pour découvrir les premiers affleurements de marnes rupéliennes. Celles-ci forment deux pointements dans le ruisseau et, à chaque affleurement, j'ai recueilli des écailles de poissons, quelques petites Cyrènes, des empreintes de tiges et de feuilles ; le lavage de ces marnes

a fourni une faune abondante d'Ostracodes. Les grès débutent vers 1085 m. et sont caractérisés dès la base par le grand nombre de petites Cyrènes. On relève également quelques feuillets charbonneux. Puis les bancs s'épaissent et contiennent, à plusieurs niveaux, le terme du grès coquillier déjà signalé. Les marnes à Cyrènes, surmontant les grès, affleurent un peu au NE sur le chemin passant au S de « Les Pointes » à l'altitude de 1140 m.

Région E de Montévraz

Ecaille de Gross Schwand (fig. 29).

Les marnes rupétiennes apparaissent dans une niche d'arrachement au pied de la falaise que forme la série gréseuse. Elles renferment ici aussi des écailles de poissons, des Cardium et petites Cyrènes, des dents de poissons microscopiques, et surtout, de nombreux Ostracodes.

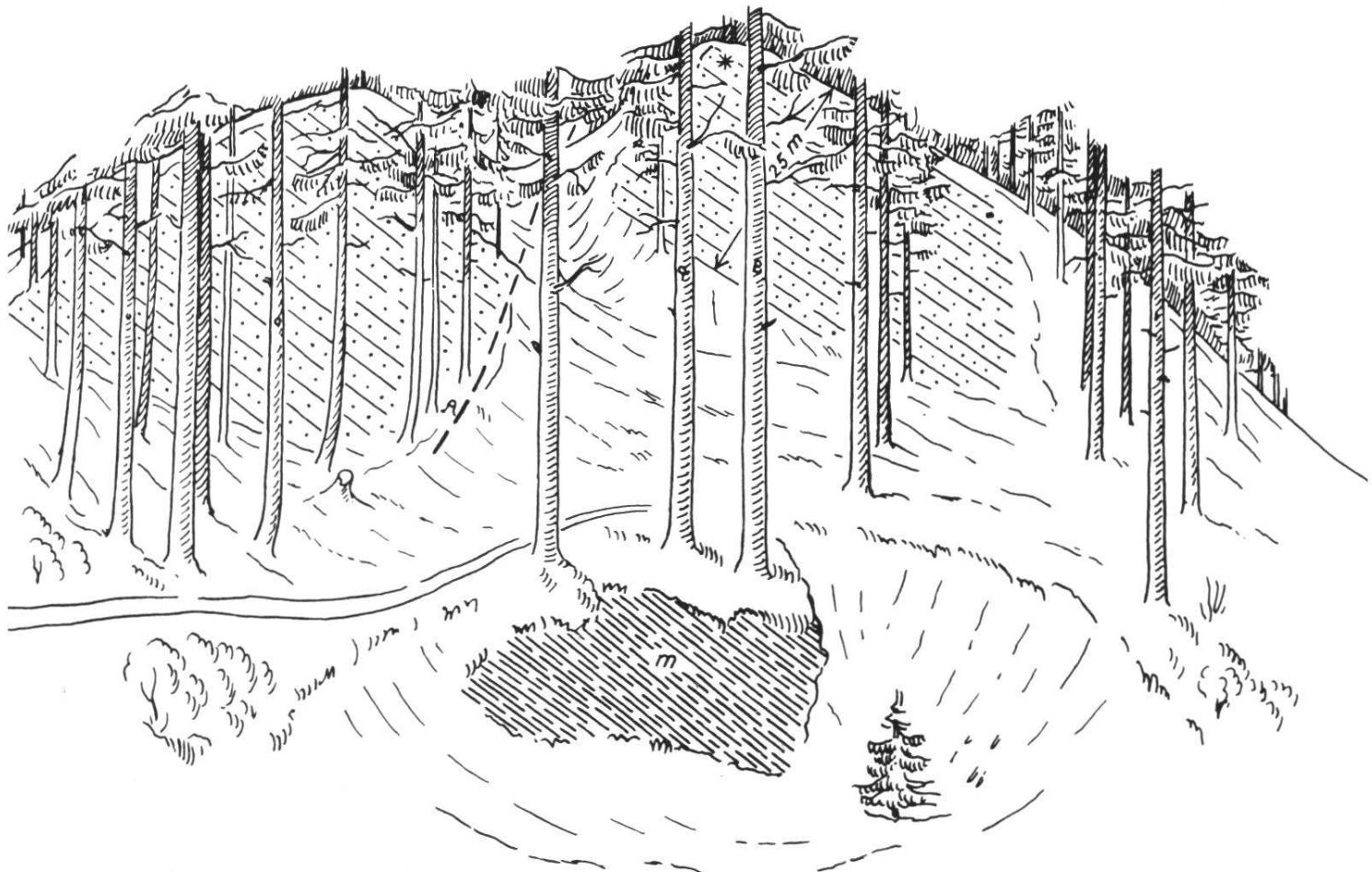


Fig. 29. Ecaille de Groß Schwand (Rupélien)

* = gisement principal de Cyrènes. m = marnes à Ostracodes

Le complexe des grès atteint 50 m. Vers le sommet, certains bancs sont couverts de moules de Cyrènes. J'y ai découvert également une dent de poisson macroscopique.

Vers l'E, on retrouve les Couches de Vaulruz-La Holena dans la région de Römerswilschwand.

5. Paléontologie et âge

a) Paléontologie

Les Couches de Vaulruz-La Holena représentent le terme le plus fossilifère de toute la Molasse subalpine. J'indiquerai, notamment pour les marnes à Ostracodes, la provenance des échantillons au moyen des signes conventionnels suivants (voir aussi fig. 28) :

- H_1 = La Holena, marnes inférieures, 1^{er} affleurement (alt. 1050 m.).
 H_2 = La Holena, marnes inférieures, 2^e affleurement (alt. 1065 m.).
 H_3 = La Holena, marnes supérieures, S de « Les Pointes » (alt. 1140 m.).
S = R. du Stoutz (alt. 870 m.) écaille de Champotey-Ramsera.
GS = Groß Schwand (alt. 1020 m.).

La liste de la faune et de la flore recueillies sur l'ensemble du terrain prospecté s'établit comme suit :

Foraminifères : (H_2)

Mollusques

Gastéropodes : *Potamides lamarcki* BRONGNIART (S)

En outre : quelques formes microscopiques non déterminables

Lamellibranches (dans presque tous les affleurements de grès) :

Polymesoda convexa BRONGNIART

Cyrena maillardii LOCARD

Cyrena renevieri LOCARD

Cyrena saussurei LOCARD

Cyrena sp. ind. (nombreuses petites Cyrènes indéterminables)

Cardium studeri MAYER-EYMAR

Cardium sp. ind.

Serpulidés : (H_3)

*Ostracodes*¹ :

Les marnes de Vaulruz-La Holena dans la région S de Fribourg abondent en Ostracodes dont l'état de conservation est souvent remarquable. M. le Dr H. J. OERTLI a bien voulu se charger de la tâche délicate que constitue la détermination de ces petits Crustacés. Il a identifié 9 espèces d'Ostracodes, dont 8 sont inconnues dans la littérature. Ces espèces nouvelles feront ultérieurement l'objet d'une note commune de M. le Dr H. J. OERTLI et de l'auteur. Pour l'instant, elles sont représentées simplement par un numéro d'ordre.

Voici la liste des Ostracodes déterminés par M. le Dr OERTLI :

<i>Loxoconcha</i> sp. 1	(H ₁ , H ₂ , S, GS)
<i>Loxoconcha</i> ? sp. 2	(H ₁ , H ₂)
<i>Loxoconcha</i> ? sp. 3	(S)
<i>Cytheropteron</i> sp. 1	(H ₁ , H ₂)
<i>Cytheropteron</i> sp. 2	(H ₁)
<i>Leguminocythereis</i> sp. 1	(H ₁)
<i>Schuleridea</i> sp. 1	(S)
<i>Pterygocythereis</i> sp. 1	(GS)
<i>Cytheridea ventricosa</i> GOERLICH 1953	(H ₃ , S, GS)
Moules internes de formes lacustres	(H ₁)
Débris de grandes formes lacustres	(partout sauf en H ₃)

Poissons :

Clupea longimana HECKEL, écailles abondantes dans chaque affleurement.
Autres écailles de poissons
Dents de poisson microscopiques (H₁, H₂)
Dent de poisson macroscopique (GS)
Otolithes (S)

Flore :

Cinnamomum lanceolatum HEER
Cinnamomum scheuchzeri HEER

b) **Age**

Dans la région S de Fribourg, la série des grès de La Holena présente une telle similitude avec les grès de Vaulruz qu'on serait tenté de leur attribuer le même âge sur la seule base des questions de faciès et de tectonique. Les grès de Vaulruz ont été datés avec certitude du Stampien inférieur (Rupélien) par H. G. STEHLIN (1938), grâce à une faune de vertébrés caractéristique.

¹ Les Ostracodes mentionnés ici ont été découverts dans les échantillons suivants de la collection déposée à l'Institut de Géologie de Fribourg : H₁ (E 325, E 387) ; H₂ (E 326-7-8, E 380-386) ; H₃ (E 388) ; S (E 389) ; GS (E 217, E 390).

Or, la faune d'Ostracodes découverte dans les marnes permet de confirmer cet âge rupélien non seulement pour la série des grès, mais pour l'ensemble des Couches de Vaulruz-La Holena. En effet,

Cytheridea ventricosa GOERLICH 1953

est une espèce caractéristique du Rupélien subalpin en Bavière. Sur mon terrain de recherches on trouve cette espèce, d'une part dans les marnes basales qui passent stratigraphiquement au niveau des grès (écaille de Gross Schwand, écaille de Champotey-Ramsera), d'autre part, dans les marnes qui surmontent normalement le complexe gréseux (écaille de La Holena). Il en résulte que l'ensemble des Couches de Vaulruz-La Holena doit être daté du Rupélien.

6. Conditions de sédimentation

C'est un fait connu que le faciès des dépôts rupéliens rappelle plutôt la sédimentation du Flysch que celle d'une vraie Molasse. D'où le nom de « Molasse à faciès Flysch », dont E. GAGNEBIN avait désigné cette formation.

La faune des Cyrènes et *Cardium*, les écailles et dents de poissons, de même que les Ostracodes, en grande partie, indiquent un dépôt en milieu plus ou moins saumâtre. L'absence de charbons et de calcaires d'eau douce dans la région S de Fribourg confirme cette hypothèse.

Cependant, et pour la première fois dans le sillon péricalpin, apparaît une faune d'eau douce: tels sont, par exemple, les Ostracodes lacustres.

Ce mélange de faune marine et lacustre reflète bien les conditions de la mer rupéienne : celle-ci n'est plus qu'un résidu de la mer nummulitique, formant une bande toujours plus étroite le long du sillon péricalpin. Cette mer ne semble pas avoir eu de communications avec la mer rupéienne venant du N, par le bassin rhénan (A. BUXTORF, 1933). C'est ce qu'atteste la faune d'Ostracodes ; en effet, comme H. J. OERTLI le signale déjà dans sa thèse (1956) pour d'autres zones de la Molasse subalpine suisse, les espèces recueillies dans la région S de Fribourg ne présentent aucune affinité avec les formes peuplant les bassins rupéliens du Jura¹.

¹ L'hypothèse d'un seuil continental séparant la mer rupéienne subalpine de celle du bassin rhénan est confirmée par le récent sondage de Chapelle-sur-Moudon (K. LEMCKE 1959) qui a mis en évidence une lacune du Rupélien dans cette région. Par

Ainsi, dans cette mer lagunaire, toujours plus resserrée, s'opère une sédimentation calme et régulière : schistes marneux à la base, puis, terme du comblement, la série des grès ; ça et là prennent naissance de petits bassins lacustres où se développent les premiers organismes d'eau douce de la Molasse, alors que sur d'autres aires momentanément émergées, s'installe un épisode végétatif donnant lieu aux nombreux débris charbonneux dispersés dans toute la série.

Dans tous ces dépôts, on n'observe que peu ou pas de stratification entrecroisée ; les grès grossiers ou conglomératiques, de même que les poudingues font défaut. Par rapport au Chattien inférieur, où débute le vrai faciès molassique, le Rupélien représente la dernière phase de comblement de la mer du Flysch, phase qui précède le plissement oligocène des nappes alpines.

7. Puissance, comparaisons

a) Puissance

Les marnes de Vaulruz-La Holena, au-devant de La Berra et du Cousimbert sont considérablement réduites. Nous avons vu qu'elles n'excèdent pas 100 m. de puissance dans les écailles de La Holena et de Gross Schwand.

Quant au niveau des grès, réduit à 25 m. dans l'écaille de Vaulruz, il atteint partout ailleurs une épaisseur de 40-60 m. environ.

b) Comparaisons

Les Couches de Vaulruz formant dans la région de Bulle trois écailles successives individualisées par L. MORNOD, se prolongent donc vers le NE, dans la région S de Fribourg. Mais elles disparaissent rapidement parce que, d'une part, la série rupélienne est demeurée en profondeur par suite de complications tectoniques (écaille de Vaulruz, écaille de Champotey-Ramsera) d'autre part, du fait que les Préalpes externes ont recouvert l'écaille la plus méridionale, celle de La Holena. A l'E de Montévraz, sur un petit espace, réapparaît une écaille rupélienne, celle de Gross Schwand, qu'on ne peut raccorder à l'une des unités précitées.

ailleurs, en Suisse orientale, H. HOFMANN (1960) signale au Rupélien des formations désertiques dans la région de Schaffhouse. Plus récemment encore, le sondage de Courtion (NW de Fribourg), n'a pas non plus traversé de dépôts rupéliens.

Vers l'E, au-devant du Gurnigel, il se pourrait que l'homologue des Couches de Vaulruz-La Holena se retrouve en partie dans les « Jordisbodenmergel » et les « Goldeggssandsteine » de E. GERBER (1925) ¹.

Les Couches de Vaulruz-La Holena forment un horizon lithologique constant sur tout le bord alpin, comme le démontre L. MORNOD dans l'essai de corrélation qu'il a établi depuis l'Autriche jusqu'en Savoie. C'est à cette synthèse que je renvoie le lecteur. (L. MORNOD, 1949, page 64).

CHAPITRE DEUXIÈME

Les Préalpes externes

Les Préalpes externes n'entrent pas dans mon sujet d'étude, puisqu'elles délimitent, au S, mon champ de recherches. J'exposerai cependant ici quelques considérations sur les deux formations qui jalonnent la limite méridionale de ma carte : les Couches de Cucloz-Villarvolard et le Wildflysch.

I. Les couches de Cucloz – Villarvolard

- = Grès de la Guiga p.p. de J. TERCIER (1928)
- = Couches de Villarvolard (Flysch subhelvétique) de L. MORNOD (1945)
- = Flysch subalpin (Flysch subhelvétique) de L. MORNOD (1949)
- = Couches de Cucloz-Villarvolard de P. CORMINBŒUF (1959)

1. Age des Couches de Cucloz-Villarvolard

En 1945 déjà, L. MORNOD avait désigné par « Couches de Villarvolard » ou « Flysch subhelvétique » un gros complexe de schistes et de grès s'intercalant, dans la région de Bulle, entre les Préalpes externes

¹ Cette région est actuellement revisée par des élèves de l'Institut de Géologie de Berne.

et la Molasse subalpine ; dès 1949, il lui donna le nom de « Flysch subalpin » en le datant du Lattorfien, à partir de considérations sur l'emplacement paléogéographique originel de la série.

En 1959, P. CORMINBOEUF, interprétant les données paléontologiques fournies par la faune de Globorotalidés qu'il découvre en Veveyse dans cette même série, la date du Paléocène, appelant désormais « Couches de Cucloz-Villarvolard » un complexe qu'il range dans le Flysch ultrahelvétique.

Dans la région S de Fribourg, au-devant de La Berra et du Coussimbert, on retrouve le prolongement de ces Couches de Cucloz-Villarvolard avec les caractères définis par les deux auteurs précités. Au cours de recherches en vue de distinguer cette série de la Molasse rupéienne, j'ai recueilli dans les termes marneux des Couches de Cucloz-Villarvolard, notamment dans le R. des Roches, une microfaune qui confirme, selon P. CORMINBOEUF, l'âge paléocène attribué par cet auteur à la même formation dans la région de la Veveyse¹.

2. Extension de la série dans la région S de Fribourg

Les Couches de Cucloz-Villarvolard, avec les caractères distinctifs que je mentionnerai ci-dessous, forment un coussinet de terrain continu entre le Wildflysch et la Molasse subalpine, du front de la Berra jusqu'au pied des Muschenegg, à l'extrémité orientale du terrain étudié. Parmi les nombreux affleurements qui jalonnent l'extension de ce complexe, citons spécialement celui du R. des Roches au SE de La Roche, où la formation s'étend sur plusieurs centaines de m., avant de passer au Wildflysch et aux grès du Gurnigel. La série est bien visible aussi dans le Burgerwald au N du Pt 1265 (coord. 581,800/173,500), puis sur la nouvelle route qui conduit à l'ancienne carrière de gypse. Signalons enfin quelques affleurements localisés aux alentours du chalet situé à 1028 m. (coord. 584,150/174,610), au S de Römerswilschwand.

¹ Toutefois, L. MORNOD a découvert très récemment, dans des grès conglomératiques de la série classique de Cucloz, une faune de Nummulites qui confère à ce terme un âge post-paléocène certain, (communication orale.) Il y a donc lieu de penser que les Couches de Cucloz-Villarvolard forment un gros complexe où sont entremêlés des terrains appartenant au domaine ultrahelvétique (âge paléocène, P. CORMINBOEUF) et au domaine du Flysch subalpin (âge post-paléocène, L. MORNOD).

3. Quelques caractères distinctifs

Dans la zone de contact entre les Préalpes externes et la Molasse subalpine, le grand problème consiste à délimiter le Rupélien et les Couches de Cucloz-Villarvolard, de faciès souvent très analogue. Le lecteur trouvera la description lithologique détaillée de cette dernière formation soit dans les travaux de L. MORNOD (1945 et 1949), soit dans la note de P. CORMINBŒUF (1959). Je ne mentionnerai ici que quelques critères qui m'ont permis le plus souvent de reconnaître la série de Cucloz-Villarvolard.

a) Critères lithologiques

Ils correspondent à ceux qui ont déjà été mentionnés par L. MORNOD (1949, p. 68) à savoir :

1. Présence de schistes gréseux feuillettés beiges.
2. Présence de grès fins, grossiers ou conglomératiques verdâtres, polygéniques à éléments volcaniques.

Ces deux types de roches sont inconnus dans le Rupélien de la région Sud de Fribourg¹.

b) Critères paléontologiques

1. Absence de la faune de Mollusques typique du Rupélien (Cyrènes, *Cardium*, etc.).
2. Absence des Ostracodes abondants dans le Rupélien.

Ces derniers critères sont d'ordre négatif et, comme toujours dans pareil cas, il faut les considérer avec prudence. Cependant, pour ne parler que des Ostracodes, il est étonnant que chaque dissolution de marnes rupéliennes fournisse un grand nombre de ces Crustacés à côté de très rares Globigérines, alors que, à ce jour, je n'ai pas découvert d'Ostracodes dans les marnes de la série de Cucloz-Villarvolard ; celles-ci, en revanche, renferment nombre de Globigérines et de Globorotalidés. P. CORMINBŒUF qui a longuement étudié la microfaune de la série de Cucloz-Villarvolard, n'a pas encore signalé jusqu'ici la présence d'Ostracodes, (communication orale).

¹ L. MORNOD signale, dans le Rupélien de la carrière de Champotey, quelques lentilles de grès conglomératiques polygéniques (1949, p. 55).

Faut-il en conclure que les conditions de vie de la mer paléocène entraînaient le développement de ces organismes, alors que le milieu plus saumâtre de la mer rupéienne favorisait au contraire leur épanouissement ?

Des études toujours plus détaillées permettront seules de répondre à cette question.

II. Le Wildflysch

Je limiterai ma description à la seule carrière de gypse du Burgerwald, (coord. 582,900/174,290), remise à jour récemment par les travaux d'aménagement d'une nouvelle route, mais menacée de disparaître de nouveau sous la masse toujours mouvante des débris du Flysch.

L'affleurement permet de reconnaître, pincés dans les schistes noirs du Wildflysch, une série de lambeaux mésozoïques allant du Trias au Crétacé supérieur. Parmi les nombreux échantillons récoltés et déposés à l'Institut de Géologie de Fribourg, je citerai spécialement les roches suivantes :

- Gypse grenu ou fibreux, blanc et rose (Trias)
- Argilites vertes et rouges (Trias)
- Grès rouges et verdâtres (Trias ?)
- Calcaires dolomitiques (Trias)
- Calcaires blancs lithographiques à *Aptychus* (Tithonique)
- Calcaires tachetés à radiolaires et Calpionelles (Tithonique)
- Calcaires compacts à *Globotruncanidés* (Crétacé supérieur)

Quant à l'âge du Wildflysch, il débute, selon H. GUILLAUME (1957, p. 136) dans le secteur Montsalvens-La Berra, au Mæstrichtien pour s'étendre jusqu'au Priabonien.

DEUXIÈME PARTIE

TECTONIQUE

Au point de vue structural, dans la région S de Fribourg, il faut considérer deux zones de caractères très différents¹ :

1. Zone de la Molasse du Plateau (autochtone)
2. Zone de la Molasse subalpine (charriée)

I. Tectonique de la Molasse du Plateau

a) *Eléments structuraux*

Les éléments structuraux de la Molasse du Plateau au S de Fribourg figurent déjà sur la carte publiée par la P. E. K. (Petroleumexpertenkommission²). Ce sont :

1. L'« Anticlinal principal » de la Molasse
2. Le synclinal de Fribourg
3. L'anticlinal d'Alterswil

1. L'« Anticlinal principal » de la Molasse

Cette structure a été signalée en 1834 déjà par B. STUDER. Le parcours de son axe a subi bien des modifications suivant les conceptions de V. GILLIÉRON, L. ROLLIER, Alb. HEIM et H. BUESS. En 1928, J. TERCIER, parle d'une retombée générale de la Molasse marine vers le SSE à partir de la ligne de faîte de La Combert. En 1949, L. MORNOD a montré la discontinuité de cet anticlinal entre le Gibloux et le Haut-Plateau veveysan-glânois, discontinuité que l'auteur explique par une érosion des dépôts miocènes antérieure à l'écaillage de la molasse subalpine.

¹ Voir Pl. II.

² H. SCHUPPLI (1950).

L'« anticlinal principal », bien observable dans les gorges de la Sarine, près de Rossens, se poursuit vers le NE en passant légèrement au N de Treyvaux ; de là son axe emprunte la dépression de Senèdes et forme une terminaison périclinale à l'W de Praroman. En effet, tous les pendages mesurés à l'E de cette localité se rattachent au flanc SW de l'anticlinal d'Alterswil qui commande la tectonique de la partie orientale de ma carte.

L'« anticlinal principal » de la Molasse est dissymétrique : si la valeur des pendages sur le flanc SE augmente progressivement pour atteindre localement jusqu'à 30° au contact de la zone subalpine, le flanc NW en revanche accuse des inclinaisons n'excédant pas 5 à 6°. Le flanc S de cette structure est affecté de dislocations secondaires, en relation avec le chevauchement des écailles subalpines : nous y reviendrons plus loin.

La Carte de la P. E. K. indique des ondulations axiales qu'il m'a été impossible de mettre en évidence, vu la rareté des affleurements. Cependant, les mesures de pendages effectuées dans le Bois d'Amont et dans la région du Mouret me font conclure à un plongement axial vers l'E, et à une terminaison périclinale de la structure à l'W de Praroman.

2. Le synclinal de Fribourg

Cette deuxième structure, associée à l'« anticlinal principal de la Molasse dont elle constitue le flanc N à l'W de la Sarine, prend brusquement une orientation S-N à partir d'Arconciel et forme le synclinal transversal de Fribourg.

L'axe de ce synclinal est bien visible dans le canyon de la Sarine, en face de Planafaye (SW de Fribourg) d'une part, puis à l'W d'Arconciel. Quelques mesures de pendages intermédiaires permettent d'en tracer le parcours avec assez de précision.

3. L'anticlinal d'Alterswil

La tectonique de toute la partie orientale de ma carte est régie par la présence de cet anticlinal. Son axe, comme l'indiquent les levés récents de Ch. CRAUSAZ (1959), passe à l'extrémité du terrain étudié, dans l'angle NE de la carte ; son orientation va du NW au SE. C'est dire que, pour la région qui nous occupe, nous n'avons affaire qu'au flanc SW de cette structure.

Il est intéressant de noter que ce flanc, associé au synclinal de Fribourg, présente, en sa partie médiane, une légère flexure bien observable le long des rives de la Gérine, en amont de Giffers. En effet, dans cette zone, les inclinaisons varient entre 8-10°, alors que, de part et d'autre, elles sont plus faibles.

b) *Dislocations secondaires*

Dans la série burdigaliennes, ces accidents tectoniques ne jouent pas un grand rôle. A plusieurs endroits, dans le lit de la Gérine, on observe des failles transversales dont le rejet est toujours très faible. Sur la rive gauche du ruisseau de Montécu, à l'altitude de 800 m., des schistes marno-gréseux sont affectés sur quelques m. de multiples replis et de cassures soulignées par des surfaces de frictions calcitisées.

En revanche, à l'approche du chevauchement de la Molasse subalpine, les assises helvétiques sont très souvent fracturées ou repliées. Ainsi, au contact entre les deux formations, au NW de la Roche, au lieudit «Les Rontes», certains bancs de poudingues plongent vers le NW. Les premiers affleurements marno-gréseux fossilières de La Combert (région Chaflou-La Ruji) révèlent des inclinaisons surprenantes vers le N, le NE et l'E. On serait ici en présence d'un rebroussement analogue à ce que figure L. MORNOD dans la région du Gibloux. Mais à La Combert, le phénomène n'a qu'une extension très limitée, et les séries molassiques ne tardent pas à reprendre leur inclinaison normale vers le SSE. Les massifs de poudingues de la région de Montévratz présentent aussi quelques variations étonnantes dans les mesures de pendages : le phénomène est certainement en relation avec des dislocations locales qu'on ne peut cependant observer avec plus de détail.

L'ensemble de ces accidents tectoniques résulte d'une même cause : le chevauchement de la Molasse subalpine. Les solides assises de poudingues ont réagi par un système de cassures et de fractures, alors que les couches gréso-marneuses, comme à La Combert, ont subi des plissements ou rebroussements locaux.

c) *Conclusion. Style tectonique de la Molasse du Plateau*

La région étudiée se place exactement, au point de vue structural, dans ce qu'il est convenu d'appeler « la zone transversale de Fribourg ».

En effet, en dehors des limites de ma carte, à l'W comme à l'E, les ondulations de la Molasse reprennent une orientation « normale », c'est-à-dire parallèle à l'axe du sillon péricalpin.

Si l'on considère l'« anticlinal principal », on constate qu'à l'W de Praroman, il vient buter, presque à angle droit, contre la structure transversale d'Alterswil. De l'autre côté de cette structure, dans le prolongement de l'anticlinal principal, on retrouve un anticlinal « normal », celui de Schwarzenburg, flanqué du synclinal d'Albligen, et disposé, lui aussi, perpendiculairement à la voûte d'Alterswil. H. SCHUPPLI voit dans ces structures un exemple classique de « plissement transversal » (1950, p. 20) et, à la suite de divers auteurs, les met en relation avec le système de fracture du fossé rhénan (ibid. p. 23). Ch. CRAUSAZ les considère « comme les arêtes de vastes boursouflures résultant d'une tectonique profonde » (1959, p. 63). Ce serait en somme « les ondulations d'une vaste intumescence dont la culmination se situerait un peu au SW d'Alterswil » (ibid.).

Il ressort de ces quelques considérations que de toute manière les ondulations de la Molasse du Plateau résultent de « mouvements dans le socle cristallin » (J. TERCIER 1950, p. 336), plutôt que de compressions latérales liées à la progression de nappes préalpines vers le N. Les travaux sismiques actuellement en cours dans le canton, en relation avec les recherches pétrolières, mettent également en évidence la conformité des ondulations molassiques superficielles avec des structures beaucoup plus profondes.

II. Tectonique de la Molasse subalpine

a) *Ligne de contact entre la Molasse subalpine et la Molasse du Plateau*

Un simple coup d'œil sur la carte géologique permet d'en fixer aisément le parcours. Le contact est observable dans plusieurs coupes naturelles décrites par J. TERCIER (1928, p. 85). Il suffira de les rappeler ici :

1. Contact du R. du Steckèle au NNW de La Roche (voir Pl. II)
2. Contact du R. de Schwand de La Riedera (S de Montévraz)
3. Contact de Schwandbuch (E de La Feyla, voir fig. 24, p. 95)

Les affleurements précités illustrent clairement la nature de ce contact tectonique : il s'agit d'un chevauchement de la Molasse subalpine contre la Molasse du Plateau. Cependant, comme le remarque J. TERCIER, « cette Molasse (subalpine), entraînée à l'avant et sous la nappe des Préalpes externes, n'a pas été charriée sur le bloc de la Molasse marine, mais a été plutôt écrasée contre son bord sud infléchi en une large flexure et elle s'y applique suivant un plan de chevauchement très incliné ». (1928, p. 86).

b) *Les éléments structuraux de la Molasse subalpine* (voir fig. 2, p. 15 et Pl. II)

C'est à L. MORNOD (1949) que revient le mérite d'avoir, dans la région de Bulle, mis au clair les relations tectoniques de différents complexes molassiques subalpins, à la suite des premiers essais de synthèse de BUESS et RITTER.

Cet auteur a individualisé les écailles suivantes, en allant de la bordure miocène du Plateau vers les Alpes (entre parenthèses : les structures correspondantes dans la région S de Fribourg) :

I. Ecaille du Gérignoz	Chattien sup.	(= écaille de La Roche)
II. Ecaille de Vaulruz	{ Chattien inf. Rupélien	(= écaille de Vaulruz)
III. Ecaille de Champotey	{ Chattien inf. Rupélien	(= écaille de Champotey-Ramsera)
IV. Ecaille de La Pattaz	Rupélien	(= écaille de La Holena)
V. —	Rupélien	(écaille de Groß Schwand)

A l'extrême occidentale de la carte, il m'a été possible d'observer encore, sur un petit espace, la même ordonnance structurale que celle donnée par L. MORNOD. Pour la commodité de l'exposé, je décrirai d'abord la région située à l'W de Montévraz, puis celle qui s'étend de Montévraz jusqu'à la Gérine.

RÉGION W DE MONTÉVRAZ

Ecaille de La Roche (= écaille du Gérignoz de L. MORNOD)

C'est une grande masse de sédiments gréseux et marneux qui vient s'empiler contre la Molasse miocène autochtone, et qui constitue la plus importante des écailles subalpines.

L'inclinaison générale de ses assises varie entre 20 et 40°, mais les pendages de 50 à 90° ne sont pas rares. On observe aussi quelques replis secondaires ; le plus important, celui du R. du Stoutz, au SSE de La Roche, a été signalé déjà par E. DILLENIUS et J. TERCIER. A d'autres endroits, les couches se redressent subitement à 80 ou 90°, par exemple dans les cours inférieurs du R. du Bey et du R. des Roches. Au Leich, au NE de La Roche, ainsi que le long du chemin qui descend de Sur Montsoflo vers La Roche, on note localement des pendages vers le NE et le NW.

Terminaison vers l'E de l'écaille de Vaulruz

A l'W de Sur Montsoflo, sur le versant droit du R. du Stoutz (coord. 577,320/170,800), quelques bancs de grès rupéliens forment un affleurement peu important, où les pendages sont très désordonnés. Dans le ruisseau lui-même, le Rupélien n'apparaît pas, mais la série des grès et marnes bigarrés qui s'étend de 840 à 855 m. environ, présente les caractères typiques de la Molasse rouge.

C'est donc dans la région située immédiatement au NW de Sur Montsoflo que se termine l'écaille de Vaulruz. Effectivement, à l'E, dans le R. du Bey, les couches de Ramsera que l'on observe à l'altitude de 880 m., font déjà partie de l'écaille de Champotey-Ramsera que nous avons à traiter maintenant.

L'écaille de Champotey-Ramsera

Dans le R. du Stoutz, à l'altitude de 865 m., rive gauche, au pied d'un barrage de correction, des marnes grises rupéliennes marquent la ligne de chevauchement de l'écaille de Champotey. Le terme est surmonté des grès de Vaulruz-La Holena qui affleurent sur le versant droit de la vallée, au SW de Sur Montsoflo. Au lieudit Es Aspes (coord. 577,400/170,570) la série gréseuse rupélienne est affectée d'un décrochement transversal et prend de ce point une direction SSW-NNW pour disparaître brusquement à l'W de Sur Montsoflo.

Vers l'E, l'écaille de Champotey-Ramsera ne comprend plus que le gros complexe des Couches de Ramsera (Chattien inférieur) qui, à partir du R. du Bey, chevauchent directement sur les Couches de La Roche du Chattien supérieur. Le bord méridional de cette struc-

ture disparaît d'abord sous l'écaille de La Holena, puis sous les Couches de Cucloz-Villarvolard.

Il est intéressant de noter que c'est dans la région W et NW de Sur Montsoflo, zone de terminaison de l'écaille de Vaulruz, que disparaît également le Rupélien de l'écaille de Champotey-Ramséra. Cette question fera plus loin l'objet de quelques remarques.

L'écaille de La Holena

C'est l'écaille la plus méridionale. Particulièrement bien observable au SSE de La Holena, elle se poursuit jusqu'au S de Lienne-Dessus et disparaît alors sous les Couches de Cucloz-Villarvolard. Elle correspond à l'écaille IV de L. MORNOD, l'écaille de La Pattaz, et ne comprend que la Molasse rupélienne, si l'on fait abstraction de la Molasse rouge de « La Berguerue », que je vais décrire brièvement.

Cas de la Molasse rouge de la Berguerue (Coord. 577,900/169,600)

Au lieu précité, à l'altitude de 1040 m. environ, une des branches du R. du Stoutz se subdivise en deux branches secondaires qui toutes deux ouvrent des affleurements de Molasse rouge, peu importants il est vrai.

Si l'on remonte la branche orientale, on observe, dans le lit du ruisseau, une succession de marnes et de grès typiquement rupéliens. Après une zone de débris de 2 m. environ, apparaissent des grès et marnes bigarrés caractéristiques du Chattien inférieur, surmontés d'un gros complexe de marnes grises appartenant, selon toute vraisemblance, aux Couches de Cucloz-Villarvolard. Le contact entre la Molasse rouge et les marnes rupéliennes sous-jacentes n'est pas observable, pas plus que les relations avec les Couches de Cucloz-Villarvolard. Dès lors, plusieurs hypothèses peuvent intervenir :

1. Le contact inférieur est un passage stratigraphique des marnes rupéliennes à la Molasse rouge ; nous aurions alors ici exceptionnellement du Chattien inférieur surmontant l'écaille de La Holena.
2. Le contact inférieur est un contact tectonique : dans ce cas la Molasse rouge représenterait une écaille arrachée au substratum par les Couches de Cucloz-Villarvolard et écrasée contre l'écaille rupélienne de La Holena.

3. Le contact supérieur est un passage stratigraphique : l'ensemble de la série serait alors renversé et la Molasse rouge serait transgressive directement sur les Couches de Cucloz-Villarvolard.

RÉGION E DE MONTÉVRAZ

Ecaille de La Roche

Elle se poursuit sans interruption jusqu'à la Gérine et se retrouve vers l'E dans la « Blättermolasse » de E. GERBER.

Ecaille de Gross Schwand

Cette écaille, jamais signalée jusqu'ici, apparaît au N du chalet de Gross Schwand et se prolonge jusqu'à l'W de celui de Laupers-schwand. Je préfère lui donner un nom local, la distance qui la sépare des écailles individualisées à l'W de Montévraz rendant trop hasardeuse toute tentative de corrélation. Signalons la présence dans cette écaille d'un décrochement horizontal bien visible dans la morphologie (fig. 29 p. 114).

Les blocs de Molasse rouge et de Rupélien de Tschärluuschwand

Le petit ruisseau qui coule à l'W du chalet de Tschärluuschwand (coord. 583,390/175,190), est encombré, à partir de l'altitude de 910 m., de blocs de grès jaunâtres à stratification entrecroisée, typiques du Chattien inférieur, mêlés à des blocs de grès rupéliens à Cyrènes. Ces derniers sont prédominants jusqu'à 935 m. environ. Il faut mentionner également les blocs de Nagelfluh calcaire déjà signalés par J. TERCIER (1928, p. 81), au SW du chalet de Tschärluuschwand, à la lisière de la forêt.

Tous ces blocs de Molasse rouge et de Rupélien localisés dans un même secteur au N de l'écaille de Gross Schwand laissent supposer, même si l'on ne voit nulle part la roche en place, des complications dans la disposition des écailles subalpines. On ne peut donc exclure avec certitude la présence de la Molasse rouge à l'E de Montévraz.

Mais ce sont là des phénomènes d'extension limitée, car plus à l'E, dans la région de Römerswilschwand, l'attribution de la Molasse bigarrée aux Couches de La Roche (Chattien sup.) ne pose pas de problèmes.

c) *Conclusions sur la tectonique de la Molasse subalpine*

La Molasse subalpine forme un système d'écailles arrachées au substratum en arrière de leur position actuelle, entraînées sous les Préalpes externes et empilées contre la bordure miocène du Plateau qu'elles chevauchent. Dans la Molasse autochtone, les phénomènes de rebroussement, dont l'importance a été soulignée par L. MORNOD au Gibloux, ne jouent qu'un rôle très secondaire et sont limités à la partie occidentale du massif de La Combert. Mais dans l'ensemble, les puissantes assises miocènes, principal obstacle à la progression des écailles subalpines, marquent un plongement vers les Alpes.

La terminaison brusque de l'écaille de Vaulruz ainsi que la disparition du Rupélien de l'écaille de Champotey-Ramsera dans la région de Sur Montsoflo sont des faits qui exigent une explication. Si l'on jette un coup d'œil sur la carte tectonique (voir Pl. II) une chose est frappante : au NW de La Roche, la ligne de chevauchement de la Molasse subalpine dessine une forte incurvation vers le Plateau avant de reprendre une direction normale SW-NE. L'obstacle de la Molasse miocène, ici le massif de poudingues de Pont-la-Ville, ne constitue pas une ligne continue, mais présente, sur son bord méridional, des irrégularités auxquelles ont dû s'adapter les complexes subalpins lors de leur mise en place.

Dans le cas qui nous occupe, il semble bien que le phénomène résulte d'une érosion antérieure à la mise en place des écailles, plutôt que d'un décrochement horizontal dont l'importance s'expliquerait difficilement et dont les effets seraient vérifiables sur une plus grande surface. Or, il est évident que c'est précisément sur une ligne passant par le Massif de Pont-la-Ville et Sur Montsoflo, que se produisent les accidents tectoniques vus plus haut ; c'est sur cette ligne également que se place le repli du R. du Stoutz. La zone de résistance miocène s'étant soudainement trouvée décalée, il en est résulté des cassures dans les écailles rupéliennes et des chevauchements secondaires. Le niveau des grès de Vaulruz-La Holena disparaît effectivement en profondeur; il est chevauché par les assises plus plastiques de la Molasse rouge qui, vers l'E, entrent en contact directement avec les Couches de La Roche du Chattien supérieur.

Quant à la bordure S de la Molasse subalpine, elle se confond avec la ligne de chevauchement des Préalpes externes. Il est intéressant

de constater que dans la région de La Roche, la distance qui sépare les Préalpes externes de la Molasse du Plateau, mesurée en ligne droite, est d'environ 3 km., alors qu'au S de Montévraz, elle est réduite à 500 m. C'est dire toute l'importance de l'arc que dessinent les Préalpes externes dans la région du Cousimbert. En effet, celles-ci se rapprochent graduellement de l'obstacle molassique miocène, en recouvrant les écailles subalpines méridionales. Au S de La Feyla, massif de poudingue qui marque le point où le Miocène est le plus rapproché des Alpes, les Préalpes externes chevauchent une grande partie de l'écaille externe de La Roche.

A l'E de La Feyla, les massifs de poudingues helvétiens s'éloignent à nouveau légèrement des Préalpes, et l'on note la réapparition d'une écaille rupéienne, celle de Gross Schwand.

III. Considérations générales. Age des dislocations

La dislocation principale de la Molasse du Plateau date du Pliocène, les dépôts tortoniens, en Suisse centrale et orientale, étant plissés.

Quant à l'âge des dislocations de la Molasse subalpine, les observations faites sur le terrain suggèrent quelques remarques.

- a) La partie tout à fait supérieure des poudingues helvétiens de La Feyla, qui représentent sur le territoire étudié les couches miocènes les plus récentes, contient, outre les galets habituels (calcaires et grès divers, quartzites, etc.), de nombreux blocs de molasse typique du Chattien inférieur et supérieur, (Molasse verdâtre friable, grès marneux bigarré, grès grossier jaunâtre à galets dolomitiques, ce dernier type souvent plaqué).
- b) A ce même niveau apparaissent de gros blocs de grès et calcaires à Lithothamnies ainsi que des granites divers connus dans le Flysch et le Wildflysch de La Berra. Les dimensions de ces blocs souvent très anguleux peuvent dépasser 1 m.
- c) A mesure qu'on s'élève dans la série, le ciment du poudingue devient de plus en plus lâche ; cependant les débris d'huîtres ne font jamais défaut et attestent le caractère marin du dépôt.

Le poudingue helvétien de La Feyla, à son sommet, est donc caractérisé surtout par la présence de blocs et galets provenant de la Molasse subalpine d'une part, des Préalpes externes de l'autre ;

les dimensions souvent énormes des galets ainsi que la résistance relativement faible de certains d'entre eux (molasse friable, blocs de grès plaquetés), s'opposent à l'idée d'un long transport. On doit en conclure qu'au moment du dépôt de ce matériel dans la mer molassique, la zone émettrice ne pouvait être très éloignée du rivage.

Les deux unités : Molasse subalpine et Flysch des Préalpes externes devaient former, à l'Helvétien déjà, un relief très marqué en bordure de la mer. C'est admettre par le fait même que l'écaillage de la Molasse subalpine et son recouvrement par des Préalpes sont antérieurs au Pliocène. Ces mouvements ont dû s'amorcer vers la fin de l'Oligocène déjà et se poursuivre durant tout le Miocène. (Voir aussi p. 70 et 78).

TROISIÈME PARTIE LE QUATERNAIRE

Dans la région S de Fribourg, tous les dépôts glaciaires se rattachent aux deux dernières glaciations, celles de Riss et de Würm. Celle de Würm est de loin la plus importante, en raison de l'abondance du matériel amené et de l'influence exercée sur la morphologie actuelle.

On peut établir dans le Quaternaire les divisions chronologiques suivantes :

5. La période postwürmienne
4. La glaciation de Würm
3. L'Interglaciaire Riss-Würm
2. La glaciation de Riss
1. La période prérisienne

I. La période prérisienne

Les thalwegs prérisiens

Les plus belles sections dans les dépôts quaternaires sont données par le cours de la Gérine, qui, débouchant des Préalpes au SSE de St-Sylvestre, traverse diagonalement tout le territoire étudié pour se jeter dans la Sarine en amont de Fribourg.

Or, l'examen des coupes naturelles fournies par les berges de la Gérine montre que cette dernière recoupe à plusieurs reprises un thalweg ancien qui court dans la même direction générale que la rivière actuelle, mais dont le niveau de base était plus profond. Cet ancien chenal est colmaté par des argiles et sables stratifiés sur lesquels la Gérine actuelle s'écoule, sans jamais atteindre la Molasse sous-jacente. Le tracé de cet ancien cours de la Gérine est facilement repérable (voir carte Pl. I) ; il rejoignait la Sarine prérisienne un peu au SW de son embouchure actuelle, dans la région de Au Port.

Le matériel de remplissage du cours prérisien de la Sarine est observable, en dehors de mon terrain, dans le secteur Posieux-Grange-neuve, et présente la succession générale suivante :

2. Argiles et sables stratifiés (identiques à ceux de la Gérine).
1. Moraine de fond rissienne.

Fait important, on observe ici le passage du terme 2 aux graviers interglaciaires sariniens (Riss-Würm), surmontés de la moraine de fond würmienne.

Le remplissage glaciaire des anciens thalwegs de la Sarine et de la Gérine date par conséquent de la glaciation de Riss, et leur creusement, de la période prérisienne.

Il existait donc tout un réseau hydrographique prérisien, plus profond que celui du dernier Interglaciaire et que le réseau actuel.

Quelle était la continuation de la Sarine et de la Gérine après leur point de confluence ? Un vaste thalweg, entièrement colmaté, se dirige vers Matran, en passant par la gravière de Châtillon. C'est dans cette direction, et non pas vers Fribourg, qu'il faut rechercher le prolongement du cours prérisien de la Sarine. Les études actuelles sur les terrains limitrophes (J. P. DORTHE, R. SIEBER) permettront d'en établir le tracé définitif.

Il faut encore mentionner ici un petit affluent de la Gérine prérisienne, dans le bassin de Marly. Le Rio de Copy recoupe un ancien thalweg remblayé. Le matériel de remplissage n'est plus guère visible aujourd'hui, mais selon O. BÜCHI (1928), il serait constitué aussi de sables et argiles stratifiés.

Cet ancien cours est en outre plus profond que l'actuel : ce serait un affluent du cours prérisien de la Gérine, avec embouchure dans la région de Chésalles.

Conclusions sur la période prérisienne

Dans nos régions, on ne connaît nulle part des graviers fluviatiles sous la moraine de fond rissienne. Celle-ci semble reposer directement sur la molasse. D'autre part, les cours prérisiens sont, sur le territoire étudié, plus profonds que ceux du dernier Interglaciaire et que les cours actuels. Ces faits confirment l'opinion générale suivant laquelle la période interglaciaire précédant la glaciation de Riss fut la plus longue et vouée surtout à une intense activité érosive.

II. La glaciation de Riss

Les dépôts rissiens, on l'a vu, tapissent le fond d'anciens thalwegs et ne sont mis à jour que là où les vallées postwürmienne recoupent un tel chenal.

Le cas se trouve réalisé par la Gérine, surtout dans son cours supérieur, en amont de Giffers.

On distingue :

- b)* Les argiles et sables stratifiés.
- a)* La moraine de fond rissienne.

a) La moraine de fond rissienne

A la moraine de fond rissienne, dans la zone qui nous occupe, je rattache quelques lambeaux de moraine argilo-graveleuse extrêmement compacte, abandonnés sur la Molasse, latéralement à l'axe du cours prérisien, au NNE de Tschüpru (rive gauche de la Gérine). Ce niveau correspond à un stade d'approfondissement du canyon prérisien. Le terme est surmonté de moraine würmienne. Soulignons une fois de plus l'absence de graviers fluviatiles sous cette moraine rissienne.

La moraine de fond rissienne n'est en revanche pas observable dans le lit actuel de la Gérine, dont les eaux s'écoulent sur les argiles stratifiées.

b) Les argiles et sables stratifiés

Les dépôts rissiens se limitent généralement à des argiles gris-bleu ou jaunes, plus ou moins pures, finement varvées, et renfermant quelques rares galets striés. On note ça et là l'intercalation d'un petit niveau graveleux, ou d'un banc de sable horizontal. Les affleurements d'argiles et sables rissiens ont été décrits fidèlement par O. BÜCHI (1946), si bien qu'il suffit de les rappeler ici :

1. *Rive gauche de la Gérine en amont de Giffers*

Affleurements visibles à l'E de Chrachen, jusqu'à l'E de Tschüpru.

La Gérine coule par endroits sur les argiles varvées.

2. *Rive droite de la Gérine en amont de Giffers*

Les argiles affleurent au N de Eimatt (Pt 779) jusqu'au N de Graben (Pt 764).

3. *Région de Giffers et de Marly*

Le niveau des argiles varvées, sans affleurer directement, est repérable grâce à un horizon aquifère qu'on observe dans le bassin de Giffers aussi bien que dans celui de Marly, au contact entre les dépôts rissiens et les graviers et sables fluvio-glaciaires superposés. Dans le cours de la Sarine, les dépôts rissiens passent verticalement aux graviers interglaciaires et à la moraine de fond würmienne, alors que sur les rives de la Gérine, ils sont recouverts de sédiments datant de la progression, du maximum, ou du retrait würmien.

Interprétation

L. MORNOD (1949) réunit dans un seul « complexe rissien » les deux termes de moraine de fond et d'argiles stratifiées que forment les dépôts rissiens. Les argiles rubannées qui surmontent toujours la moraine de fond se rattachent au glacio-lacustre ancien (E. PARÉ-JAS 1938), et aux « glaises rubannées » de E. JOUKOWSKY (1941).

En l'absence de preuves militent en faveur de la formation en milieu lacustre de ces argiles et sables stratifiés (lignites, mollusques d'eau douce), la dénomination de « complexe rissien » semble adéquate pour désigner les deux termes formant l'ensemble des dépôts rissiens.

Si la moraine de fond date du maximum rissien, le terme des argiles et sables stratifiés correspond plutôt à la période de retrait du glacier.

III. L'Interglaciaire Riss-Würm

= alluvion ancienne de E. JOUKOWSKY
= fluvio-glaciaire ancien (auct.)

Comparativement aux autres dépôts quaternaires, les graviers strictement fluviatiles datant du dernier Interglaciaire ne jouent dans le cadre du terrain étudié qu'un rôle négligeable. Ce n'est que dans la partie NW de la carte que nous trouvons des graviers interglaciaires certains ; ils ont été abandonnés par la Sarine à l'altitude de 590-600 m., et se raccordent aux terrasses de Fribourg de Ch. CRAUSAZ (1959).

Les importants dépôts de graviers de la vallée de la Nesslera trouveront une interprétation différente de celle de O. BÜCHI, et seront rangés dans la progression würmienne.

IV. La glaciation de Würm

La dernière glaciation est celle dont les vestiges sont les plus abondants et les plus variés. C'est elle en définitive qui a conféré au territoire sa morphologie actuelle. Sur les flancs du Cousimbert et de La Berra, l'étude du glaciaire revêt un intérêt supplémentaire du fait qu'on peut suivre la limite supérieure de l'inlandsis rhodanien et que certains traits de cette morphologie sont demeurés à l'abri de l'érosion postwürmienne.

Nous considérerons successivement :

- A. La progression würmienne
- B. Le maximum würmien
- C. La période tardiwürmienne

A. La progression würmienne

Il y a lieu d'analyser ici plusieurs phénomènes contemporains de la progression du glacier, ou qui la précèdent immédiatement.

Ce sont :

- a) les phénomènes d'érosion
- b) les dépôts de barrage
- c) les graviers de progression s. str.
- d) quelques tronçons de vallées préwürmienennes

a) *Les phénomènes d'érosion*

L'observateur qui se trouve sur les flancs de La Berra et regarde vers le Plateau, se rend compte de l'influence que le substratum molassique a dû exercer lors de l'avancée du glacier rhodanien. Pour la région qui nous occupe, un rôle primordial fut joué par le massif-obstacle du Gibloux contre lequel est venu buter l'inlandsis, détachant à ce moment une langue glaciaire qui pénétra dans la vallée de La Roche. Celle-ci se trouvait déjà partiellement érodée par les eaux descendant du Cousimbert et de La Berra, qui se concentraient dans cette zone et entaillaient rapidement un thalweg dans les terrains peu résistants de la Molasse subalpine.

Mais, lorsque la langue glaciaire eut coupé le cours normal de la Sarine, toutes les eaux furent barrées dans la vallée de La Roche pour constituer un véritable lac¹ qui ne put s'écouler vers le NE qu'au moment où le glacier fut suffisamment élevé.

Un premier exutoire fut la dépression de Montévraz où les eaux de barrage s'engouffrèrent avec violence et creusèrent une large dépression dans la Molasse helvétique et burdigalienne. Simultanément, l'érosion s'attaquait aux grès conglomératiques du Pratzey, moins résistants que la Nagelfluh voisine, formant ainsi la profonde et étroite gorge du Pratzey. La vallée de La Roche n'a donc pas été creusée par un hypothétique cours interglaciaire sarinien, comme l'affirment certains auteurs, mais résulte de phénomènes d'érosion liés à la progression et au retrait glaciaire, phénomènes qui ont joué alternativement vers le NE et vers le SW, de part et d'autre de la

¹ Les sables et argiles stratifiés qu'on aperçoit sous les débris de pente, rive droite de la Serbache, au SW du Stechele, entre les cotes 710 et 760 m., se sont vraisemblablement déposés dans ce lac momentané.

gorge du Pratzey. Le glacier lui-même a sans doute opéré un surcreusement dans cette vallée dont l'axe se confond avec la direction d'écoulement des glaces.

Le couloir de Montévratz et celui du Pratzey se réunissaient dans la région du Mouret, et de là, se dirigeaient en un seul chenal¹ vers le Pafuet et la Nesslera, où l'on voit bien cette entaille de près de 300 m. de largeur dans la Molasse, colmatée de graviers de progression.

b) *Les dépôts de barrage contemporains de la progression würmienne*

Les phénomènes de barrage invoqués plus haut, expliquent la présence, dans de nombreux ruisseaux descendant du Cousimbert et de La Berra, d'énormes masses alluvionnaires atteignant parfois jusqu'à 70 m. d'épaisseur.

Voici quelques caractéristiques de ces dépôts de barrage :

1. Ce sont des accumulations de sables, de graviers, d'argiles jaunes et bleues, le tout stratifié plus ou moins horizontalement.
2. La majorité des galets provient de la Molasse subalpine et du Flysch. Les galets rhodaniens striés ne sont pas rares, surtout dans la zone la plus rapprochée des moraines latérales rhodaniennes.
3. Ces dépôts stratifiés s'adossent aux moraines latérales du glacier würmien. Le fait est observable notamment aux endroits suivants :

La Boustera, alt. 1020 m. (SE de Sur Montsoflo, Coord. 578,220/170,630).

Sur La Roche (Coord. 578,450/172,070)
Cierne-Derrey (Coord. 579,320/172,590)

La présence de galets rhodaniens dans ces alluvions est due au remaniement des moraines latérales par les eaux de barrage. D'autre part, le fait qu'on trouve à maintes reprises des dépôts morainiques recouvrant ces mêmes alluvions prouve qu'il s'agit d'une sédimentation contemporaine de la progression glaciaire.

Sur la carte, ces dépôts de barrage sont figurés par une légende spéciale.

J'attribue le même mode de formation aux alluvions qui se sont accumulées en arrière de la grande moraine latérale du glacier du

¹ Les récents travaux sismiques confirment la présence d'une large entaille dans la molasse entre Le Mouret et le Pafuet au lieu dit « Vers les Hantz », c'est-à-dire exactement dans l'axe de la coupure de la Nesslera.

Rhône dans la région S de St-Sylvestre. Nous avons là des graviers grossiers du Flysch, surmontés d'argile et de sables bien stratifiés. Localement, la série est recouverte de moraine.

En relation avec la progression würmienne, on peut encore faire appel à des phénomènes momentanés de barrage pour expliquer les faits suivants : entre Stersmühle (W de Giffers) et la gorge de Rossmatte, rive droite de la Gérine, de part et d'autre des graviers de progression, on aperçoit, bien qu'ils soient presque toujours masqués par des débris de pente, d'importants dépôts de sables fins et de limons stratifiés. Comme les graviers de progression, ils sont recouverts par la moraine de fond würmienne. Dans le bassin de Marly, on ne retrouve pas de dépôts analogues quant à la pétrographie et à la position stratigraphique. La genèse de ces dépôts très localisés peut être conçue de la manière suivante :

Sur l'emplacement de l'ancien cours préristien de la Gérine, il devait exister une dépression s'étendant de la région de Stersmühle jusqu'à la gorge de Rossmatte, dépression certainement fermée au NW par un vallum morainique la séparant du bassin de Marly. Nous avons vu plus haut que, lors de la progression würmienne, un premier lac de barrage momentané s'est établi dans la vallée de La Roche. Ce lac s'est déversé ensuite vers le NE, au moyen de deux exutoires qui se réunissaient dans la région du Pafuet-La Nesslera. La ligne de pente de ces exutoires devait être extrêmement forte, si l'on songe à la dénivellation existant entre les hauteurs du Pratzey-Montévraz et la dépression postristienne du bassin de Giffers. C'est ce qui explique une érosion aussi vive en un temps relativement court.

Tout comme dans la vallée de La Roche, les eaux s'accumulèrent dans la dépression de Giffers pour former un lac momentané, puisque les eaux ne pouvaient ni s'échapper vers Marly, ni s'écouler vers le NE, le cours interglaciaire de la Gérine n'ayant jamais emprunté un tel parcours. Durant cet épisode lacustre s'est opéré un alluvionnement très fort au débouché du chenal (graviers de La Nesslera et de Corbaroche) ainsi que, vers le NE, dans l'axe du chenal (graviers de Stersmühle). Latéralement à la zone d'alimentation grossière se sont déposés des sables et limons stratifiés. Par la suite, lorsque le plan d'eau du lac se fut suffisamment élevé, le même processus de déversement vers le NE a dû se reproduire et l'érosion jouer à nouveau jusqu'à ce que fût atteint le niveau de base de la Singine interglaciale.

ciaire. Celle-ci coulait au NNE de St. Ursen et son cours n'avait pas encore été perturbé par la proximité du front glaciaire.

Ces phénomènes de barrages et de détournements successifs des cours d'eau sont facilement concevables dans des régions où l'avancée du glacier se faisait obliquement ou perpendiculairement aux principales lignes de direction du réseau hydrographique. Dans de très nombreux cas, surtout en bordure des Alpes, les rivières ont dû être barrées momentanément, emprunter sur certains tronçons un parcours différent, quitte à rejoindre, en aval du front glaciaire, leur ancien lit, ou celui d'une autre rivière non encore influencée directement par le glacier. C'est le cas, par exemple, de la Sarine, détournée vers La Roche, puis vers Giffers, en formant successivement deux lacs de barrage, avant de rejoindre le cours interglaciaire de la Singe. On conçoit très bien que, au gré de la morphologie préwürmienne, certains tronçons de ces cours déviés aient leur niveau de base à des altitudes extrêmement variables.

c) *Les graviers de progression s. str.*

Il faut rapporter à la progression würmienne les graviers colmatant la vallée creusée immédiatement avant le Würm depuis Montévraz vers le Pafuet et La Nesslera. C'est dans la vallée de La Nesslera que ces dépôts sont le mieux visibles. Deux coupures dans la molasse permettent d'évaluer les dimensions approximatives de cet ancien chenal : les graviers accusent une épaisseur de 40 m. environ, sur une largeur de plus de 250 m. Ces chiffres illustrent bien l'importance de cet ancien cours.

Caractères distinctifs de ces graviers

La granulométrie est très variable : les graviers grossiers, bien roulés, voisinent avec des sables très fins disposés en traînées irrégulières. On note également la présence de blocs et de galets striés typiquement rhodaniens, de galets éclatés. Mais le caractère prédominant est la stratification deltaïque, très désordonnée. Ces graviers sont surmontés de la moraine de fond würmienne.

A ce même niveau se rattachent les graviers à stratification torrentielle de Stersmühle, à l'W de Giffers.

Selon O. BÜCHI, ces graviers représenteraient les dépôts d'une Nesslera interglaciaire (1946 p. 115). Dans l'interprétation adoptée

ici, ce sont des alluvions qui ont colmaté le canyon préwürmien immédiatement avant l'arrivée du glacier.

L'âge de cette vallée et de son matériel de remplissage peut être précisé encore par les remarques suivantes : dans la vallée de la Nesslera, on observe que les graviers de progression reposent directement sur la molasse ; vers le NE (Brädelen, Stersmühle) ils surmontent les argiles et sables stratifiés rissiens, colmatage du cours pré-rissien de la Gérine. Le substratum molassique de ce dernier chenal n'apparaît nulle part dans la région.

Il en résulte que l'ancien cours préwürmien venant de la vallée de La Roche et du Pafuet est postérieur à la glaciation rissienne, et antérieur à celle de Würm (superposition de la moraine de fond würmienne aux graviers). L'étude de ses conditions d'érosion et de remplissage conduit à le dater de la progression würmienne.

Prolongement de cette vallée préwürmienne

A la suite de G. MICHEL et de E. BÄRTSCHI, O. BÜCHI prolongeait cet ancien chenal vers le NNE, c'est-à-dire vers Tentlingen, Frohmatt, Schwandbach.

Deux arguments m'ont fait tout d'abord douter de ce parcours : d'une part, la présence des graviers de progression qui s'étirent vers le NW, de la vallée de la Nesslera jusqu'à Corbaroche, c'est-à-dire en direction du bassin de Marly ; d'autre part, le fait que l'absence de molasse entre Tentlingen et Frohmatt ne pouvait être prouvée avec certitude.

Or, très récemment, les recherches sismiques entreprises dans la région de Tentlingen ont fait ressortir l'existence d'un thalweg taillé entre deux flancs molassiques, de 50 m. de profondeur, de même largeur que celui du Pafuet et entièrement remblayé.

Du même coup se trouve confirmée l'hypothèse du prolongement vers le NNE de cet ancien chenal, hypothèse défendue par O. BÜCHI et ses prédecesseurs.

d) Quelques tronçons de vallées préwürmien

C'est avec raison que O. BÜCHI a souligné le rôle joué par le glacier dans la déviation des cours d'eau de la région. Il existe effectivement une série de ruisseaux secondaires dont il est manifeste qu'à un

moment donné et sur certains tronçons, ils ont emprunté un chenal différent de l'actuel.

Le manque d'affleurements, et partant, de preuves stratigraphiques, empêche le plus souvent d'assigner un âge précis à ces anciennes vallées. J'en mentionnerai quelques-unes qui sont certainement d'âge préwürmien puisque leur cours a été remblayé par des dépôts morainiques de la dernière glaciation ; on ne peut cependant pas dire s'ils datent d'un Interglaciaire sensu stricto, ou s'ils ont été déviés immédiatement avant l'arrivée du glacier würmien.

C'est le cas pour les anciens cours suivants¹ :

1. Ruisseau de Bonnefontaine

Celui-ci constituait vraisemblablement un affluent de la Gérine prérisienne.

2. Système du Gingerrain-Tasbergbach

3. Ruisseau de la Bruggera

Dans la partie supérieure de la Nessler, la Molasse présente une rupture de continuité qui correspond à un ancien chenal colmaté de moraine de fond würmienne. On ne peut cependant savoir s'il s'agit d'un affluent de la Gérine prérisienne, ou si le thalweg date du dernier Interglaciaire.

B. Le maximum würmien

LE GLACIAIRE RHODANIEN

Les dépôts du maximum würmien

a) *La moraine de fond argileuse* (argile à blocs)

Le terme est fait d'une argile plus ou moins pure, jaune ou bleue, très plastique au contact de l'eau, renfermant des galets striés. On remarque souvent un passage vers l'argile sableuse. L'argile à blocs est bien visible sur la rive droite de la Sarine entre Fribourg et Marly-le-Petit, où elle recouvre les graviers interglaciaires sariniens. Elle entre pour une bonne part dans la constitution du drumlin de Marly-le-Petit.

¹ Voir également O. Büchi (1946) et Pl. I.

b) *La moraine graveleuse*

La moraine würmienne peut localement se charger fortement en galets. Simultanément, la teneur en sable de la pâte argileuse augmente et l'on aboutit à des accumulations de blocs, de graviers et de sables plus ou moins argileux, où la proportion des éléments fins ou grossiers est extrêmement variable. Ce type de moraine graveleuse se retrouve souvent dans les vallums. Il n'est pas rare d'y rencontrer des niveaux grossièrement ou même finement stratifiés. Mais l'ensemble n'accuse pas encore des influences fluviatiles aussi marquées que les dépôts du retrait würmien.

L'affleurement le plus typique est celui du Fanischeholz, au S de St-Sylvestre (Coord. 583,530/175,600), qu'un ruisseau a entaillé dans le flanc de la grande moraine latérale du Riederwäli. On y observe des galets calcaires à stries très fraîches, voisinant avec de nombreux éléments de la Molasse bigarrée subalpine, dans une pâte sablo-argileuse. Localement, s'intercalent des bancs de sables horizontaux très finement stratifiés ou de graviers fortement cimentés. Au sommet de l'affleurement, se développe un niveau d'argile à blocs.

La gravière de Chrachen, au NE de cet affleurement, montre des influences torrentielles plus sensibles et constitue un terme de passage vers les dépôts tardiwürmiens.

c) *La moraine informe*

C'est le produit de délavage de la moraine graveleuse par les eaux de fusion. Ce type résiduel constitue le dépôt le plus répandu sur tout le territoire étudié.

d) *Les blocs erratiques*

Ils sont si abondants qu'il ne m'a pas été possible de les indiquer tous sur la carte. Ils forment localement de véritables amas, notamment sur les flancs de La Berra et du Cousimbert au S de La Roche, puis dans la région de Montévratz et plus à l'E dans la forêt de Riederwäli au S de St-Sylvestre.

La nature pétrographique des principaux blocs erratiques est représentée par les poudingues et le grès du Verrucano (Permien), le conglomérat de Vallorcine (Carbonifère), le gneiss œillé, des grès divers d'habitus flysch, ainsi que des granites. Mentionnons spécialement ici

l'énorme bloc erratique de Pierrafortscha, qui est un granit gneissique. Un genre particulier de bloc erratique est constitué par l'amas de blocs de Flysch qui se trouve aux abords du chalet de Balliswilschwand (SSE de St-Sylvestre). Il représente une masse détachée de la paroi de Flysch, tombée à la surface du glacier et transportée sur une certaine distance.

La Morphologie würmienne

a) *Vallums et drumlins*

Les Vallums. Je les ai signalés sur la carte. Les plus beaux systèmes de vallums se développent sur les flancs du Cousimbert ; on les observe au S de La Roche, puis surtout dans la région de Montévraz-Zénauba, de part et d'autre du massif de La Feyla (fig. 30). Mentionnons encore la puissante moraine de Riederwäli au S de St-Sylvestre.

Sur le plateau, les véritables vallums sont plus rares ; relevons cependant celui de Senèdes, qui est à l'origine d'un lac postwürmien dont nous reparlerons par la suite.



Fig. 30. Vallum morainique au S de Montécu.

Selon A. JAYET (1956), il faut envisager les moraines superficielles frontales, latérales ou médianes comme provenant de moraines intraglaciaires qui, au moment du retrait, sont mises à jour par l'ablation de la glace. Sur les flancs du Cousimbert, on l'a vu, contre les moraines latérales du glacier rhodanien viennent s'adosser de puissants dépôts de barrages, et à maintes reprises on observe le passage continu de ces vallums aux alluvions latérales. Celles-ci sont d'âge préwürmien

puisque la moraine les recouvre par endroit. Dans ce cas, les moraines latérales semblent bien être à la surface du glacier lors du maximum déjà, car on ne remarque nulle part des accidents mécaniques (flexures, failles) qui accompagnent généralement la mise en place des moraines intraglaciaires. Le phénomène est différent pour les vallums de plaines dont l'origine intraglaciale se conçoit plus aisément. Il faudrait alors distinguer entre le moment de l'apport du matériel (maximum würmien) et celui de sa mise à jour (retrait würmien).

Les Drumlins. Ce sont des collines allongées dans la direction du mouvement du glacier (R. LEBEAU, 1954), c'est-à-dire, pour le territoire qui nous occupe, une direction générale SW-NE. Nous considérerons successivement les drumlins de Marly-le-Petit et d'Arconciel, puis le champ de drumlins de La Combert, et enfin le roc-drumlin de La Ruji (S de La Combert).

1. Drumlins de Marly-le-Petit et d'Arconciel :

Le drumlin de Marly-le-Petit, dont le flanc gauche a été érodé par la Sarine, accuse des dimensions approximatives de 400 m. sur 150 m. environ. Il est constitué en partie d'argile à blocs, puis vers le sommet de sables et graviers stratifiés. Celui d'Arconciel, dans lequel on a aménagé le réservoir pour les eaux de la Tuffière destinées à la ville de Fribourg, est composé de moraine graveleuse passablement délavée.

Le profil en long de ces drumlins est symétrique et s'oppose à la forme des drumlins de La Combert que nous allons préciser maintenant.

2. Champ de drumlins de La Combert (fig. 31) :

A l'W de La Combert, entre deux flancs molassiques donnant sur la vallée de La Roche au S et sur celle de Treyvaux au N, se trouve une dépression fermée vers l'E par le massif de La Combert. Cette dépression est comblée d'épais dépôts morainiques, et parsemée de collines ovoïdes qui présentent les caractéristiques propres aux champs de drumlins disposés en contre-pente, montant vers l'aval. Les drumlins sont en effet moins allongés et plus arrondis que ceux analysés plus haut. Remarquons que, contrairement à ce qui se passe ordinairement, la plupart des drumlins présentent ici une pente plus douce et plus longue vers l'amont alors que la pente aval (toujours par rapport à

la direction du glacier) est plus raide et plus courte. D'autres ont un profil symétrique.

La constitution interne de ces drumlins s'écarte aussi de celle des drumlins vus plus haut : il s'agit ici d'une blocaille hétéroclite, où les sables et graviers plus ou moins stratifiés l'emportent nettement sur les composants argileux.

3. Le roc-drumlin de La Ruji (coord. 577,480/173,190) :

Cette petite colline située sur le flanc S de La Combert est entièrement molassique, mais sa morphologie et son orientation sont typiques des rocs-drumlins modelés par le glacier.

Selon R. LEBEAU (1954), les études récentes consacrées à la genèse des drumlins attachent une grande importance, tant pour les formes

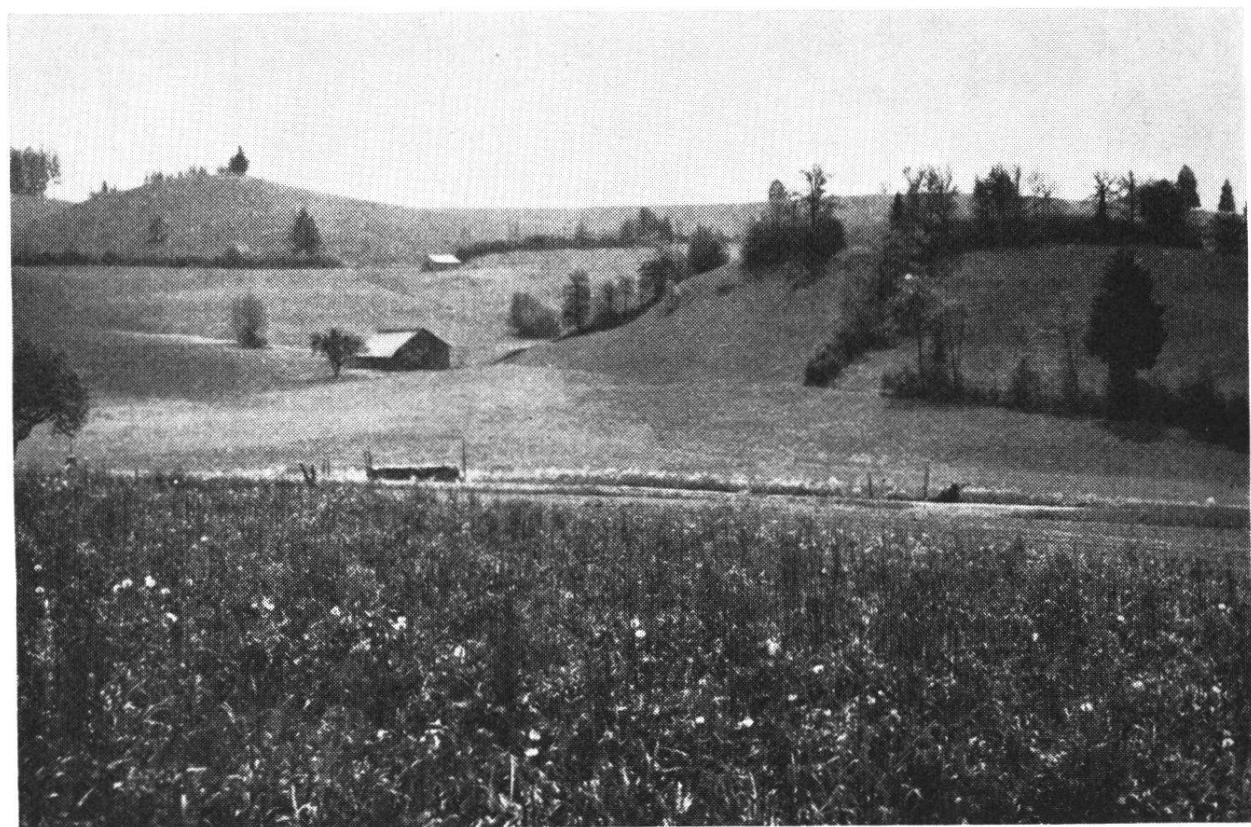


Fig. 31. Drumlins de La Combert.

d'accumulation que d'érosion, à l'action mécanique de la glace, et tendent à considérer les drumlins comme des formations du maximum würmien.

b) *La limite supérieure du glaciaire rhodanien*

Elle coïncide, dans ses grandes lignes, avec celle donnée par J. TERCIER (1928, pp. 98-99).

Je range cependant dans le glaciaire local les dépôts morainiques confinés dans l'angle SW de ma carte, sur les flancs de la chaîne du Bifé, entre le chalet de la Patte (coord. 576,015/167,420) et celui de Grand Essert (coord. 576,400/168,650). Cela n'exclut pas que le glacier rhodanien soit monté plus haut dans ces régions, puisque les glaciers locaux ne se sont développés qu'après le retrait de l'inlandsis rhodanien.

La limite supérieure du glacier rhodanien devait être aux environs de 1100 m., car au N du chalet de la Guigue, un petit vallum rhodanien, à 1110 m. environ, marque la ligne de séparation entre le glaciaire et la zone de débris du Flysch. Vers l'E, cette limite s'abaisse progressivement et se place à environ 950 m. dans la région de La Feyla. Mais, comme le fait remarquer J. TERCIER, « ces chiffres n'indiquent pas d'une façon absolument rigoureuse la plus haute limite atteinte par le glacier du Rhône au maximum de Würm, car les éboulis ont un peu partout effacé les traces supérieures » (1928, p. 98).

Effectivement, si à l'E de La Feyla les éboulis du Flysch descendant jusqu'à 890 m. dans le Fanischeholz, les dépôts glaciaires réapparaissent aux alentours de Römerswilschwand, soit à l'altitude de 1000 m. environ.

LE GLACIAIRE LOCAL

Lors du retrait du glacier rhodanien, quelques petits glaciers locaux ont pu se développer sur le versant externe de la chaîne de La Berra et du Bifé. Leurs dépôts ne sont observables, on l'a vu, que dans la partie SW de ma carte. Ailleurs, s'ils se sont formés, ils disparaissent entièrement sous les débris du Flysch.

Les dépôts morainiques observables entre le chalet de la Patte et celui de Tofeyres (coord. 577,400/168,530) ont été abandonnés par un glacier qui s'alimentait en dehors de ma carte, au pied de l'arête du Croset.

De belles crêtes morainiques sont visibles en dehors de ma carte au SSE du chalet de la Patte. Le chalet de la Patte-à-Bise (Pt 1112.6) est construit sur un vallum bien dessiné dans la morphologie.

Le matériel morainique est constitué essentiellement de blocs de Flysch ou d'éléments provenant de lames tectoniques du Wildflysch (par exemple : calcaire blanc du Malm de La Terraillonne).

C. La période tardiwürmienne

Sous ce chapitre, nous étudierons les dépôts fluvio-glaciaires provenant du remaniement des moraines würmiennes par les eaux de fusion. Ces dépôts peuvent être des formations épiglaciaires, ou des accumulations latérales au glacier, dans des lacs de barrage. Simultanément, nous examinerons certains phénomènes d'érosion, datant de cette période, qui ont laissé des empreintes très nettes dans la morphologie actuelle : telles sont les dépressions ayant servi momentanément d'exutoires aux lacs de barrage : leurs altitudes sont fonction de l'abaissement progressif du plan d'eau de ces lacs.

Caractères des dépôts tardiwürmiens

Ce sont des accumulations, souvent énormes, de graviers et de sables de caractère fluviatile bien marqué. Les pendages sont parfois horizontaux, mais le plus souvent désordonnés, et les couches irrégulières de sables et graviers traduisent l'action violente des eaux de fusion. Les blocs erratiques striés ne sont pas rares, là surtout où les moraines ne sont que grossièrement remaniées : on se rapproche alors de la moraine graveleuse du maximum würmien.

On peut subdiviser ainsi les dépôts tardiwürmiens :

- a) les terrasses fluvio-glaciaires
- b) autres accumulations locales

a) Les terrasses fluvio-glaciaires

Ce sont des accumulations latérales au glacier, sédimentées dans un lac de barrage par les eaux de fusion du glacier et aussi par les cours d'eau provenant des hauteurs avoisinantes libres de glace. Elles jalonnent les abaissements successifs de la surface du glacier en fusion.

Nous considérerons dans l'ordre :

1. Les terrasses de Sonnenwil-Zénauva-Le Mouret
2. Les dépôts fluvio-glaciaires de Giffers-Tentlingen

3. Les dépôts fluvio-glaciaires de St-Ours
4. Les terrasses de Marly

1. Les terrasses fluvio-glaciaires de Sonnenwil-Zénauva-Le Mouret

C'est un système de six terrasses successives, s'étageant de l'altitude de 850 m. au S de Sonnenwil jusqu'à 750 m. environ, aux environs du Mouret. De nombreuses gravières permettent d'en étudier la constitution interne. Les terrasses supérieures sont faites de couches de sables et graviers à stratification torrentielle, alors que la gravière située à l'E de Pramatau (coord. 580,140/176,770) présente des bancs horizontaux de sables fins et de sables argileux finement stratifiés. Dans la terrasse inférieure, en revanche, on note une abondance de galets très grossiers, bien roulés, sans qu'il soit possible d'observer la stratification interne.

Les variations extrêmes dans la granulométrie et la stratification sont à mettre en relation avec les périodes de crues et de décrues, peut-être avec des variations saisonnières.

Les dépôts fluvio-glaciaires qui s'étendent du Closalet jusqu'à l'E de Bonnefontaine sont plus ou moins contemporains de ceux de Sonnenwil-Zénauva : ils s'étagent ici de l'altitude de 860 m. jusqu'à 800 m. environ.

2. Les dépôts fluvio-glaciaires de Giffers-Tentlingen

Le Plateau de Giffers-Tentlingen est recouvert d'une nappe importante de graviers et sables fluvio-glaciaires, déposés entre l'altitude de 740 et 720 m., c'est-à-dire à un stade où la surface du glacier s'était abaissée déjà, par rapport aux dépôts de Zénauva-Le Mouret.

La nappe d'eau s'écoulait à ce moment d'abord vers le NE par deux couloirs bien visibles aujourd'hui : d'une part une dépression passant à l'E de Tentlingen, d'Engelmoos vers Praderwan, d'autre part, la vallée sèche de Tentlingen vers Frohmatt le long de la route cantonale. Ces deux exutoires se réunissaient au N pour creuser la dépression de Frohmatt.

3. Les dépôts fluvio-glaciaires de St-Ours (St. Ursen)

Recouvrant toute la partie NE de ma carte, jusqu'à la gravière de St-Ours, ils ont fait l'objet d'une analyse détaillée de Ch. CRAU-

SAZ (1959, p. 93). Les eaux de fusion trouvèrent une issue vers la dépression de Frohmatt, puis vers la vallée sèche du Schwandbach, et finalement vers le N, dans la direction de St-Ours.

Mentionnons l'existence dans ces dépôts tardiwürmiens de St-Ours, de loupes glaciaires traduites dans la morphologie actuelle par des dépressions marécageuses. Telles sont les dépressions qui bordent la forêt du Schwandholz, au SW de St-Ours : elles s'expliquent par l'abandon de culots de glace morte dans les alluvions fluvio-glaciaires et par leur fusion ultérieure.

4. Les terrasses fluvio-glaciaires de Marly

Lors du retrait würmien, le bassin de Marly fut occupé par une langue glaciaire dont la fusion progressive a laissé des traces dans la morphologie actuelle : c'est une série de terrasses fluvio-glaciaires, sédimentées dans un lac sur le flanc du glacier, et s'abaissant au fur et à mesure que celui-ci se retirait du bassin. Ces terrasses ont été étudiées très soigneusement par O. BÜCHI (1928) et je me contente de les rappeler ici :

Terrasse de Pfaffenwil (690 m. environ). Elle occupe tout le plateau entre Pfaffenwil et Vieille-Rossmatte, sur la rive droite de la Gérine. A ce stade, le lac périglaciaire s'écoulait vers le N, par Villars-sur-Marly, en direction du Tasberg d'abord, puis vers Granges-sur-Marly. Ces chenaux d'écoulement provisoires forment aujourd'hui des dépressions entre les dômes molassiques.

La coupure qu'on observe dans le dôme molassique du Champ du Roule, au lieudit « Montivert », a dû être pratiquée à ce même stade du retrait, puisqu'elle se place à l'altitude de 680 m.

Sur le bord S du glacier, des dépôts fluvio-glaciaires correspondants se retrouvent à Villarsel-sur-Marly, sur la rive gauche de la Gérine et dans le bois de l'Eglise. A cet endroit, l'altitude est légèrement plus élevée, puisqu'une terrasse se dessine à 710 m.

Terrasse de 655-660 m. Elle recouvre le plateau situé au N de Marly-le-Grand, traversé par la route cantonale venant de Bourguillon. Le long de cette route, une légère dépression servait d'exutoire vers le N au lac temporaire.

Dans la partie S du bassin, des terrasses homologues s'observent entre le Rio de Copy et Chésalles.

Toutes ces terrasses sont des terrasses d'accumulation, qui correspondent à l'abaissement de la surface du glacier. Les terrasses inférieures, en revanche, sont des terrasses d'érosion, taillées dans les dépôts fluvio-glaciaires par la Gérine et ses affluents. Nous les étudierons dans un prochain chapitre.

b) Placages locaux de sables et graviers fluvio-glaciaires

La carte géologique montre une série de petits affleurements d'alluvions fluvio-glaciaires, reposant parfois directement sur la Molasse, mais le plus souvent sur la moraine informe. Il s'agit vraisemblablement de lambeaux faisant originellement partie de nappes fluvio-glaciaires plus étendues, mais isolées ainsi par l'érosion postwürmienne.

V. La période postwürmienne

Les dépôts tardiwürmiens que nous venons d'étudier sont encore liés à la présence du glacier. Celui-ci, il est vrai, se localisait de plus en plus dans les dépressions et les bassins. Dans la période postwürmienne, nous examinerons les phénomènes d'accumulation ou d'érosion qui se sont déroulés après que le glacier se fût retiré totalement du Plateau pour stationner de nouveau à l'entrée des vallées alpines (stade de Bühl).

On peut subdiviser ainsi la période postwürmienne :

1. Le Postwürm ancien
 - a) Episode lacustre
 - b) Approfondissement des vallées (déblaiements, terrasses d'érosion).
2. Le Postwürm récent
Dépôts actuels.

1. Le Postwürm ancien

a) *Episode lacustre*

Les eaux de fusion ajoutées aux eaux torrentielles descendant de la Berra et du Cousimbert se sont accumulées dans des dépressions souvent fermées par des vallums morainiques. Parfois, les lacs ainsi

formés durèrent un temps suffisant pour permettre le dépôt de sédiments lacustres (sables, argiles, tourbe), avant que l'érosion ne les mît à sec.

Le lac du Mouret

C'est le plus bel exemple de ces lacs postwürmiens et le mieux visible dans la morphologie. Sa genèse est facile à concevoir : une fois le glacier disparu, une grande nappe d'eau occupa toute la région du Mouret avec des digitations vers la vallée de La Roche, vers celle de Montévraz, vers la dépression de Senèdes et vers le Pafuet. Le lac ne pouvait se déverser vers l'E, d'épais dépôts fluviatiles et morainiques ayant colmaté la vallée préwürmienne débouchant à La Nesslera. Vers l'W la dépression de Senèdes se fermait par une moraine de barrage magnifiquement visible aujourd'hui encore au SW de cette localité.

Dans ce lac se sont déposés des sables et des argiles provenant du délavage morainique, et en outre, dans le bras de Senèdes, d'importants niveaux de tourbe atteignant 8 m. d'épaisseur.

Plus tard, le lac commença à se déverser vers l'E par une gorge épigénique dans la Molasse non loin du Pafuet, alors qu'à l'W, un rio, affluent de la Sarine, remontait par érosion régressive jusqu'à la moraine de Senèdes qu'il finissait par crever.

Le lac de Gingerrain (SE de Giffers)

Il est de dimensions plus réduites que celui du Mouret, mais il fut aussi à l'origine d'un dépôt de sables et d'argile très pure. Il a été provoqué par une moraine de barrage située à l'W de Gingerrain, qu'atteste une accumulation de gros blocs erratiques de part et d'autre du ruisseau actuel.

Cas de la dépression de Frohmatt (N de Tentlingen)

On a vu que cette dépression a été creusée déjà à l'époque tardiwürmienne, par les eaux de fusion qui s'écoulaient vers le N, de part et d'autre du Plateau de Tentlingen. Un lac a dû certes se former momentanément, mais il n'a pas duré longtemps ; la gorge épigénique du Tasberg s'est creusée rapidement. Car si le lac avait persisté longtemps, la masse d'eau barrée n'aurait pu, au moment de sa libé-

ration, creuser à elle seule la dépression de Frohmatt. L'érosion a donc agi d'une façon continue jusqu'à ce que les eaux de fusion fussent drainées vers Marly.

b) *Approfondissement des vallées* (déblaiements, terrasses d'érosion)

L'érosion dans les dépôts morainiques et fluvio-glaciaires s'amorçait déjà avec la fusion du glacier. Mais c'est surtout lorsque le réseau fluviaile commença à s'organiser et que les lacs postwürmiens disparaissent que l'érosion se fit puissante. Elle déblaia totalement certaines régions comblées de matériel fluvio-glaciaire ou morainique, s'enfonça ailleurs dans ces dépôts en créant un système de terrasses, ou creusant localement des vallées épigéniques dans la Molasse.

Déblaiements

Certaines vallées préwürmiennes, comblées de matériel morainique ont été rapidement déblayées par des cours d'eau à forte ligne de pente. Ainsi celles de Montévraz, de La Roche, de Treyvaux.

La vallée de la Gérine elle-même s'encaissait en fonction de l'approfondissement de la Sarine. Dans son cours supérieur, la Gérine s'est taillé un nouveau cours soit dans la Molasse, soit sur l'axe du cours prérisien, montrant à plusieurs endroits les dépôts rissiens qui ont colmaté son ancien chenal. Dans la large plaine entre Giffers et la gorge de Rossmatte, la Gérine recoupe également le chenal préwürmien de La Nesslera. Par la gorge épigénique de Rossmatte, la Gérine pénètre dans le bassin de Marly où elle a créé un système de terrasses d'érosion que nous allons rappeler ici, (voir aussi O. Büchi, 1928).

Terrasses d'érosion de Marly

Le bassin de Marly a une histoire très ancienne, puisqu'il était déjà traversé par la Gérine prérisienne, colmatée ensuite par les dépôts rissiens et würmiens. Au Tardiwürm, on l'a vu, le bassin fut comblé de dépôts fluvio-glaciaires, et c'est à partir de ce moment que la Gérine se mit à s'approfondir, chaque stade d'arrêt du creusement étant marqué par une terrasse.

1. Des lambeaux de la terrasse supérieure apparaissent à l'E de Marly-le-Grand à 640 m. environ, entaillés par le ruisseau du Bois du

Roule. Sur la rive gauche de la Gérine, à cette même altitude, entre le ruisseau de Copy et celui de Chésalles, on retrouve des terrasses correspondantes, de même celle qui va de Chésalles jusqu'à l'entrée de la Gérine dans la gorge molassique au SW de Marly-le-Petit.

2. La terrasse de 620-630 m. Elle est magnifiquement observable sur la rive droite de la Gérine, et s'étend de la gorge de Vieille-Rossmatte jusqu'au-dessus de l'Ancienne Papeterie. C'est sur elle qu'est construite la majeure partie du village de Marly-le-Grand. La gravière sise au bord de la route cantonale, dans le village même, avant le pont sur la Gérine, montre des alluvions récentes grossières, recouvrant des dépôts argileux à caractère morainique ; ceux-ci représentent vraisemblablement le matériel rissien qui a colmaté l'ancien chenal de la Gérine.
Sur la rive gauche de la Gérine, on retrouve un bord de terrasse à 620 m. entre les ruisseaux de Copy et Chésalles, à droite de la route Marly-Chésalles.
3. Terrasse de 600 m. C'est la plus récente. Elle occupe le fond de la vallée de la Gérine, de Marly-le-Grand à l'Ancienne Papeterie, jusqu'à La Vernaie sur la rive gauche.

2. Le Postwürm récent (dépôts actuels)

Eboulements

Rares dans la Molasse, ils jouent par contre un rôle important le long de la paroi de Flysch des Préalpes externes. Dans le Burgerwald, notamment dans les environs de la carrière de gypse, ils ont formé des amas d'énormes blocs qui confèrent à cette forêt un caractère très sauvage.

Eboulis et débris de pente

Les éboulis sont représentés surtout sur les flancs de La Berra et du Cousimbert, où les débris du Flysch se sont accumulés sur une large bande au pied de l'arc dessiné par les Préalpes externes. La zone d'éboulis du Flysch, tout comme celle des éboulements est recouverte de forêts touffues, mais peut passer, dans la partie inférieure

à des régions marécageuses animées d'un mouvement de solifluxion très lent, mais généralisé.

Sur le Plateau, les éboulis ne se rencontrent qu'au pied des parois molassiques surmontées de graviers interglaciaires : ainsi le long de la Gérine, rive droite, en amont de son embouchure dans la Sarine.

Les débris de pente proviennent soit de sables d'altération molas-
sique, soit de sables fluvio-glaciaires, comme c'est le cas le long de la
Gérine, entre Giffers et la gorge de Vieille-Rossmatte (SE de Marly).

Glissements et tassements

Les glissements sont très nombreux le long des berges des ruisseaux descendant du Cousimbert et de La Berra. L'exemple du R. du Stoutz est le plus frappant. Les dépôts morainiques et les abondantes marnes de la zone subalpine constituent un terrain peu résistant où l'érosion déclenche rapidement des phénomènes de solifluxion et de glissement. Là où la pente s'affaiblit le terrain glissé donne lieu à un paysage bosselé caractéristique des terrains tassés.

Alluvions, cônes de déjection

Les alluvions sont localisées dans le fond des vallées de la Sarine et de la Gérine. Ce sont des graviers, des sables et des argiles que les rivières ont abandonnés lors des périodes de hautes eaux.

Dans toute la région qui va du Villaret jusqu'au Pratzey, dans la vallée de La Roche, les torrents qui descendent de La Berra et du Cousimbert ont édifié des cônes de déjection bien visibles dans la morphologie.

Marais, tourbières

Dans la zone subalpine, de nombreux marais et pâturages marécageux se sont formés là où le sous-sol est marneux ou argileux (Molasse subalpine, zones argileuses des débris du Flysch). Sur le Plateau, les marais occupent de petites dépressions tapissées de moraine argileuse.

Localement, ces marais ont évolué en marais tourbeux ou en tourbières. Au S de Montévraz-Dessus, une tourbière occupe une dépression entre un système de moraines würmiennes. Rappelons ici la tour-

bière de Senèdes qui fut exploitée durant la dernière guerre. Son origine, on l'a vu, date du Postwürm ancien.

Carrières, gravières

Les carrières de Molasse sont toutes abandonnées, sauf celle de Flachsnera (coord. 583,400/178,150) au SE de Giffers, encore exploitée temporairement. Le gisement d'argile du Mouret fait encore l'objet d'une exploitation, alors que celui de Gingerrain (SE de Giffers) a été abandonné.

Quant aux gravières, extrêmement nombreuses, elles sont le plus souvent aménagées dans les sables et graviers tardi-würmiens. Les plus importantes sont celles de St-Ours (St. Ursen) à la limite NE de la carte, celle de Chésalles (SW de Marly) et celles du Villaret (SW de La Roche).

Sources

Elles proviennent avant tout des terrains quaternaires. Dans la vallée de la Gérine, les argiles rissiennes, colmatage de l'ancien cours de la Gérine, constituent un important horizon aquifère. Les eaux d'infiltration traversent les sables et graviers fluvio-glaciaires, se réunissent au niveau de ces argiles et forment un chapelet de sources que l'on peut suivre tout au long de la Gérine, de son cours supérieur jusqu'à Marly.

D'importantes sources proviennent aussi des graviers de progression de la Nesslera. Le plancher hydrologique est ici constitué par la Molasse qui forme la base de cet ancien thalweg. Citons spécialement la source de Corbaroche (N de Praroman, coord. 580,260/179,150) qui a donné lieu à un important dépôt de tuf.

Tuf calcaire

Les eaux qui ont circulé dans les graviers et sables quaternaires sont très riches en calcaire, et lors de leur arrivée au jour déposent de petits amas de tuf calcaire. Le plus important au point de vue de la surface occupée est celui de Corbaroche, mais il ne forme qu'un revêtement de faible épaisseur appliqué sur le substratum molassique.

Une autre accumulation de tuf de moins grande extension tapisse la rive gauche du R. de Copy (E de Chésalles) à l'altitude de 620 m.

Summary

The region mapped is South of Fribourg (Switzerland). It lies in the molassic basin and adjoins the northern margin of the Prealps. The tertiary deposits of the region belong to three different units: The Molasse of the Plateau, the subalpine Molasse and the External Prealps (Subalpine Flysch partly and Wild Flysch). The Quaternary deposits are widespread.

Stratigraphy

The Molasse of the Plateau consists of sediments of the Miocene transgression (Upper Marine Molasse). Two sedimentary cycles are present. The first (*Burdigalian*?) includes an accumulation of more than 750 meters of sediments, which are made essentially of glauconiferous sandstones, except at the top of the series, where marly and shaly sandstones are more widespread. It has been possible, after studying the lithofacies and their horizontal and vertical variations, to set up a summary palaeogeography of the sedimentation areas. The second cycle (*Helvetian*?) is characterized by abundant conglomerates with intercalations of very fossiliferous marls and sandstones. Its thickness is about 430 meters. The Upper Marine Molasse contains a macro – (mainly Pelecypods and Gastropods) and a microfauna (mainly Foraminifera) denoting a shallow marine-brackish environment. No fauna specifies the age of Burdigalian or Helvetian: the subdivisions are therefore based only on lithogenetic units. The notable thickness of the shallow water deposits of the Upper Marine Molasse is to be explained by subsidence. The divagant currents, which involve the lateral and vertical variations of facies, are responsible for the rhythmic character of the molassic deposits.

The subalpine Molasse of Oligocene age, consists of the Lower fresh water Molasse (Chattian and perhaps Lower Aquitanian) and the Lower Marine Molasse (Rupelian). *The Chattian* is subdivided into the following units: Upper Chattian and Lower Chattian. The thickness of the Upper Chattian (perhaps with Lower Aquitanian) can be estimated at 1400 meters in the region of La Roche. The sediments are composed essentially of coloured marls, clays and sandstones, with thin local beds of limestone, accumulated in little, often incomplete "cyclothsems". The environment of deposition was very calm (no erosional unconformities, no coarse sediments). The Lower Chattian is characterized by the appearance, beside coloured marls and sandstones, of numerous intercalations of coarse or conglomeratic sandstones, even of conglomerates. Its thickness is about 1000 meters. In comparison with the Upper Chattian, the conditions of sedimentation are much more turbulent (erosional unconformities, cross-bedded coarse deposits, conglomerates). Fossils are very scarce in the Chattian. In the Upper Chattian, some Molluscs (terrestrial Gastropods) are associated

with rare Vertebrate teeth. The coarse sandstones of the Lower Chattian contain a reworked fauna of Foraminifera. *The Rupelian* comprises two classic units: marls of the Lower Rupelian (about 100 meters in the region studied) and sandstones of the Upper Rupelian (30-50 meters). The sedimentation was generally calm in an area which represents the residue of the Flysch sea. The palaeontology is characterized by the presence of *Cyrena* in the sandstones whereas the marls always contain numerous Ostracods, among which the species *Cytheridea ventricosa* GOERLICH allows an accurate dating of the whole formation.

The External Prealps are not studied here, but it may be interesting to describe briefly the two different units which form the southern margin of my map: the subalpine Flysch (beds of Cucloz-Villarvolard) and the Wild Flysch. The subalpine Flysch is a very thick complex of grey shales and marls with thin, middle-sized or coarse grey or greenish sandstones containing volcanic elements. Unlike the Rupelian, the subalpine Flysch marls did not yield any Ostracods at all, but a microfauna of *Globigerina* and *Globorotalia*. The definitive dating of this formation is not yet established: it represents the Lattorfian (L. MORNOD) or the Paleocene (P. CORMINBŒUF). *The Wild Flysch*, dated from Maestrichtian to Priabonian, contains tectonic slices of older formations (for instance, triasic gypsum from Burgerwald).

The Quaternary comprises deposits attributed to the last glaciations: Riss and Würm. A very old system of valleys, the deepest known (Sarine and Gérine of the Preriss Period), is filled with a ground moraine and stratified clays and sands of the Riss glaciation (maximum and retreat of the Rhone glacier). To the Würm glaciation, we can attribute fluviatile, morainic and fluvio-glacial deposits, which are in relation to the advance, the maximum and the retreat of the Rhone glacier.

Tectonics

The Molasse of the Plateau is gently folded. The following structures are present: a syncline (syncline of Fribourg) and two anticlines (Alterswil anticline and the “main anticline of the Plateau”, plunging towards NE). The southern margin of the Plateau is overthrust by the subalpine Molasse, in which four tectonic wedges can be recognized. The subalpine Flysch forms another overthrust complex resting on the subalpine Molasse. The subalpine Flysch is overlain in turn by the Wild Flysch and the Gurnigel Sandstones of the External Prealps.

Bibliographie

- ABEL O. (1935) : Vorzeitliche Lebenspuren. Jena. (Verl. G. Fischer).
- AEBERHARDT B. (1908) : Note préliminaire sur les terrasses d'alluvions de la Suisse occidentale. *Eclog. geol. Helv.*, 10.
- — (1908) : Déviations de quelques cours d'eau pendant la période quaternaire. *Eclog. geol. Helv.*, 10.
- BÄRTSCHI E. (1913) : Das westschweizerische Mittelland. Versuch einer morphologischen Darstellung. *Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges.*, 47, 2.
- BAUMBERGER E. (1920) : Über das Alter der Vaulruz- und Ralligenschichten. *Eclog. geol. Helv.*, 16.
- — (1927) : Die stampischen Bildungen der Nordschweiz und ihrer Nachbargebiete mit besonderer Berücksichtigung der Molluskenfauna. *Eclog. geol. Helv.*, 20.
- — (1931) : Zur Tektonik und Alterbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpennordrand. *Eclog. geol. Helv.*, 24.
- — (1934 a) : Über die Cyrenen der stampischen Molasse am Alpennordrand. *Eclog. geol. Helv.*, 27.
- — (1934 b) : Die Molasse des schweizerischen Mittellandes und Juragebietes. *Guide geol. Suisse*, fasc. 1.
- — (1937) : Bivalven aus dem subalpinen Stampien des Vorarlbergs. *Eclog. geol. Helv.*, 30.
- BECK P. (1945) : Über den Mechanismus der subalpinen Molassetektonik. *Eclog. geol. Helv.*, 38.
- BERSIER A. (1936 a) : La forme de la transgression burdigaliennes dans la région vaudoise. *C.R.S. Soc. geol. France*.
- — (1936 b) : Un critère de durée dans l'Oligocène vaudois. *Bull. Lab. Géol. Lausanne*, 56.
- — (1938 a) : Caractère et signification de la sédimentation dans l'avant-fosse alpine (phase externe). *C.R. Acad. Sc. Faris*, 206.
- — (1938 b) : La subsidence dans l'avant-fosse molassique des Alpes. *C.R. Acad. Sc.*, 206.
- — (1938 c) : Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat. *Bull. Lab. Géol. Lausanne*, 63.
- — (1945) : Sédimentation molassique à variations latérales et horizons continus à l'Oligocène. *Eclog. geol. Helv.*, 38.
- — (1949) : La sédimentation cyclique de type molassique paralique en fonction de la subsidence continue. *Sédimentation et Quaternaire*. Ed. Led-Sam, Bordeaux.
- — (1950) : Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique alpine. *Int. Geol. Congress, 18th Session, Great Britain*, 4 (1948).
- — (1952) : Les sédimentations cyclothématisques des fosses paraliques de subsidence. *Congr. géol. intern., 19^e Session, Alger*, 13, 2.

- — (1953) : La sédimentation cyclique des faciès détritiques molasse et houiller, signification et causes. *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, 8.
- — (1958 a) : Exemples de sédimentation cyclothématische dans l'Aquitainien de Lausanne. *Eclog. geol. Helv.*, 51.
- — (1958 b) : Séquences détritiques et divagations fluviales. *Eclog. geol. Helv.*, 51.
- BERTHOIS L. (1958) : Note sur la formation de structure cylindrique dans les grès. *Bull. Soc. géol. France*, 6^e série, 8.
- BRIEL A. (1962) : Géologie de la région de Lucens (Broye). *Eclog. geol. Helv.*, 55.
- BÜCHI O. (1926) : Das Flußnetz der Saane und ihrer Nebenflüsse während der Interglazialzeiten (ausgen. die Sense). *Bull. Soc. frib. Sc. nat.*, 28.
- — (1927) : Interglaziale Senseläufe. *Eclog. geol. Helv.*, 20.
- — (1928) : Das Becken von Marly. *Bull. Soc. frib. Sc. nat.*, 29.
- — (1946) : Beiträge zur Entwicklung des Flußnetzes zwischen Nesslera-Ärgera und Galternbach. *Bull. Soc. frib. Sc. nat.*, 37 (1942-44).
- BÜCHI U. P. (1950) : Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittel-ländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal. *Diss. Kreuzlingen*.
- — (1956) : Zur Geologie der Oberen Meeresmolasse von St. Gallen. *Eclog. geol. Helv.*, 48, 2.
- — (1957) : Zur Gliederung des Burdigalien im Kanton Aargau. *Bull. Ver. Schweizer. Petrol-Geolog. u. Ing.*, 23, 65.
- BUESS H. (1920) : Über die subalpine Molasse im Kanton Freiburg. *Diss. Freiburg*.
- BUXTORF A. & FRÖLICHER H. (1933) : Zur Frage des Zusammenhangs des subalpinen Unterstampienmeeres mit dem Rheintalgraben. *Eclog. geol. Helv.*, 26.
- CADISH J. (1923) : Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Nagelfluh. *Eclog. geol. Helv.*, 18.
- CAYEUX L. (1916) : Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimen-taires. *Mém. explic. Carte géol. France*.
- — (1929) : Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. *Mém. explic. Carte géol. France*.
- CHEVALIER M. J. P. (1958) : Aperçu sur les formations corallliennes du Miocène français. 83^e Congr. Soc. savantes, Colloque sur le Miocène.
- CORMINBŒUF P. (1959) : Sur les Couches de Cucloz-Villarvolard en Suisse occi-dentale. *Eclog. geol. Helv.*, 52, 1.
- COSSMANN M. & PEYROT A. (1901-1924) : Conchyliologie néogénique de l'Aqui-taine. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, 63-76.
- CRAUSAZ C. U. (1959) : Géologie de la Région de Fribourg. *Bull. Soc. frib. Sc. nat.*, 48.
- DAMM F. (1909) : Die Vaulruz-Molasse. *Diss. Freiburg*.
- DEPÉRET C. (1893) : Sur la classification et le parallélisme du système miocène. *Bull. Soc. Géol. France*, 3, 21.

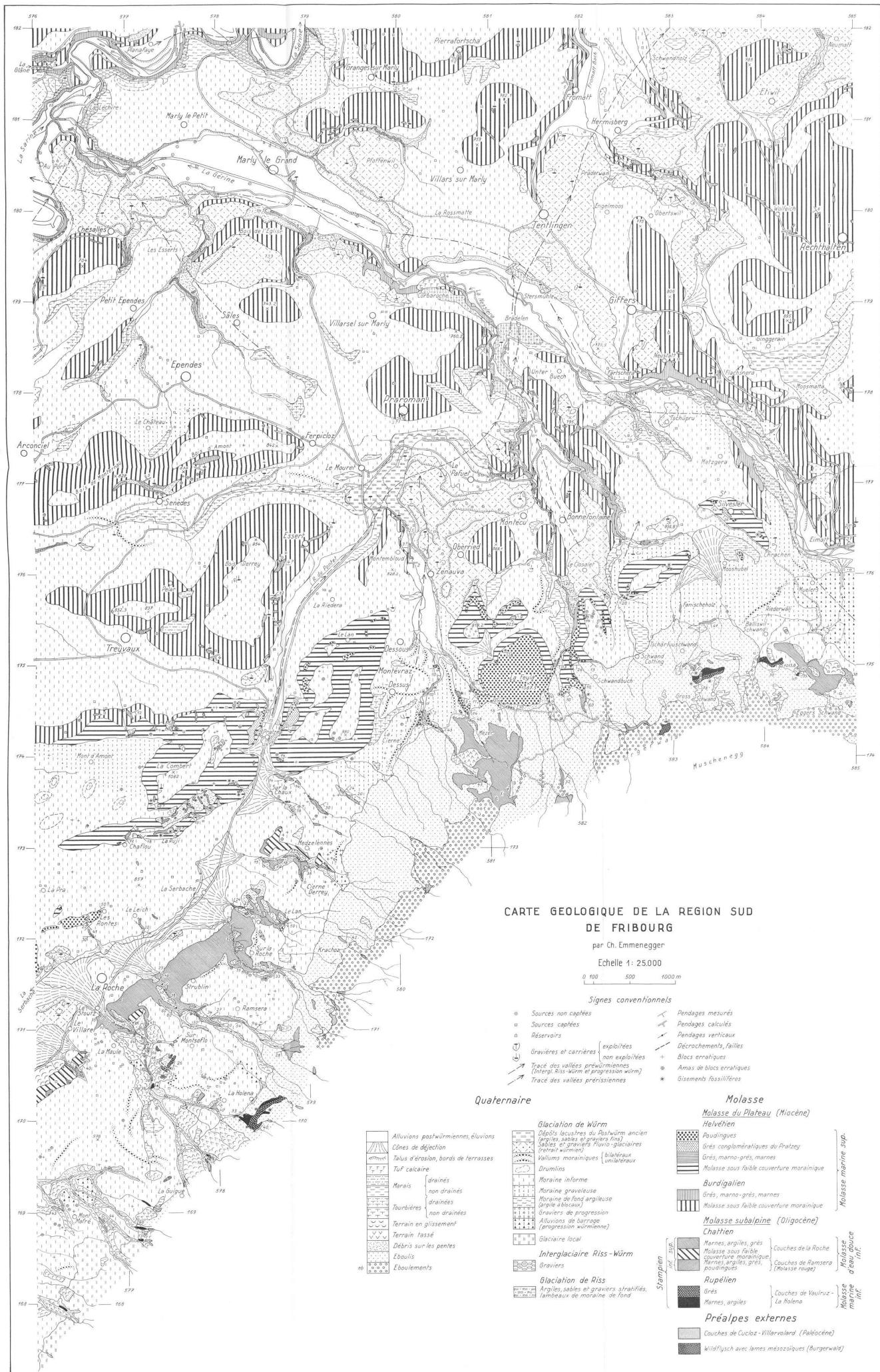
- DEPÉRET C. & ROMAN F. (1902) : Monographie des Pectinidés Néogènes de l'Europe et des régions voisines. M.S.G.F., Paléont., 26.
- DILLENIUS E. (1911) : Neuere Untersuchungen im Tertiärgebiet am Nordrand der Freiburger Alpen. Diss. Freiburg.
- DOLFFUSS G. F. & DAUTZENBERG PH. (1902) : Conchyliologie du Miocène moyen du Bassin de la Loire. M.S.G.F., Paléont., 27.
- DOUXAMI H. (1904) : Etude sur la molasse rouge. Ann. Soc. Linn. Lyon, 51.
- EHRHARDT A. (1937) : Das Watt. Ein Bildwerk, 96 Aufnahmen. Verl. H. Ellermann, Hamburg.
- FANCK A. (1929) : Die bruchlose Deformation von Fossilien durch tektonischen Druck und ihr Einfluß auf die Bestimmung der Arten. Inaug.-Dissert. Zürich.
- FAVRE A. (1884) : La carte du phénomène erratique et les anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont-Blanc. Arch. Sc. phys. et nat. Genève, 3^e pér., 12.
- FRASSON B. A. (1947) : Geologie der Umgebung von Schwarzenburg. Mat. Carte géol. Suisse, N.S., 88.
- GAGNEBIN E. (1922) : Les Cyrènes de la Veveyse de Feygire. Eclog. geol. Helv., 17.
- — (1942) : Les idées actuelles sur la formation des Alpes. Actes Soc. helv. Sc. nat., 122^e Session, Sion.
- — (1942) : Vues nouvelles sur la formation des Alpes et du Jura. Bull. Soc. neuchât. Sc. nat., 67.
- GERBER E. (1925) : Geologie des Gurnigels und der angrenzenden subalpinen Molasse. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 50.
- GIGNOUX M. (1950) : Géologie stratigraphique. 4^e éd., Masson et Cie, Paris.
- GILLIÉRON V. (1885) : Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne. Mat. Carte géol. Suisse, 18.
- GIRARD, de R. : (1901) : Tableau des terrains de la région fribourgeoise. Mém. Soc. frib. Sc. nat., sér. géol., 2.
- GREMAUD A. (1887) : Quelques données sur les vallées primitives et les vallées d'érosion dans le canton de Fribourg. Bull. Soc. frib. Sc. nat., 4.
- GUILLAUME H. (1956) : Géologie du Montsalvens. Mat. Carte géol. Suisse, N. S., 104.
- HÄNTZSCHEL W. (1936) : Die Schichtungs-Formen rezenter Flachmeer-Ablagerungen im Jade-Gebiet. Senckenb., 18.
- HECKEL J. J. (1850) : Beiträge zur Kenntniß der fossilen Fische Österreichs. Denkschr. Kais. Akad. Wissensch. Math. Naturw. Klasse, 1.
- — (1856) : Beiträge zur Kenntniß der fossilen Fische Österreichs. Denkschr. Kais. Akad. Wissensch. Math. Naturw. Klasse, 11.
- HEER O. (1859) : Flora tertiaria Helvetiae. Winterthur.
- — (1872) : Le monde primitif de la Suisse. Genève et Bâle.
- HEIM Alb. (1919) : Geologie der Schweiz. Leipzig.
- HEIM Arn. (1932) : Zum Problem des Alpen-Molasse-Kontaktes. Eclog. geol. Helv., 25.

- HOFMANN F. (1955): Beziehungen zwischen Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im schweizerischen Molassebecken. Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing., 22, 62.
- — (1960) : Materialherkunft, Transport und Sedimentation im schweizerischen Molassebecken. Jahrb. St. Gall. Naturw. Ges., 76.
- HÖLZL O. (1957) : Die Corbiculidae der oligozänen und miozänen Molasse Oberbayerns. Geol. Bavaria, 29.
- HÜRZELER J. (1945) : Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Abgrenzung und Unterteilung des Aquitanien. Eclog. geol. Helv., 38.
- INGLIN H. (1960) : Molasse et Quaternaire de la région de Romont (Canton de Fribourg). Bull. Soc. frib. Sc. nat., 49.
- JAYET A. (1945 a) : Origine et âge de l'alluvion ancienne des environs de Genève. C.R. Séances Soc. phys. et hist. nat., Genève, 62, 2.
- — (1945 b) : A propos de l'âge du maximum glaciaire quaternaire. Eclog. geol. Helv., 38.
- — (1947) : Une nouvelle conception des glaciations quaternaires. Actes Soc. Helv. Sc. Nat., Genève.
- — (1952) : Quelques caractéristiques peu connues des dépôts glaciaires pléistocènes et actuels. Eclog. geol. Helv., 45.
- — (1955) : Le problème du fluvio-glaciaire. Geogr. helv., 10.
- — (1956) : Une conception nouvelle de la genèse morphologique du Plateau genevois. Le Globe, 95.
- — (1958) : Remarques sur la composition, la structure, les déformations mécaniques des moraines glaciaires pléistocènes et actuelles. Eclog. geol. Helv., 51.
- — (1960) : Sur l'origine de l'argile glaciaire de la région genevoise. G. Chappuis, Genève.
- JORDI H. A. (1955) : Geologie der Umgebung von Yverdon. Beitr. geol. Karte der Schweiz, N.F., 99.
- JOUKOWSKY E. (1931) : Sur quelques postulats de la glaciologie quaternaire. Arch. Sc. phys. et nat., Genève, 13.
- — (1941) : Géologie et eaux souterraines du Pays de Genève. Genève.
- KAUFMANN K. J. (1886) : Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstraße und Linie Lungern-Grafenort. Beitr. geol. Karte Schweiz, 24. Lief., 1. Teil.
- KOPP J. (1946) : Zur Tektonik der westschweizerischen Molasse. Eclog. geol. Helv., 39.
- KRUIT C. (1955) : Sediments of the Rhone Delta. Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Ser., 15, 3.
- KUENEN A. H. (1953) : Significant Features of Graded Bedding. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 37, 5.
- KURBERG H. (1919) : Neuere Untersuchungen über die tertiäre Nagelfluh im Gebiete zwischen Aare und Genfersee. Diss. Freiburg.
- LEBEAU R. (1954) : Les formes mineures du relief sous-glaciaire. Revue Géogr. Lyon.

- LEMCKE K. (1959) : Das Profil der Bohrung Chapelle 1. Bull. Ver. schweizer. Petrol.-Geol. u. -Ing., 26, 70.
- LERICHE M. (1927) : Les poissons de la Molasse suisse. Mém. Soc. Paléont. Suisse, 46, 47.
- LETSCH E., ZSCHOKKE B., ROLLIER L., MOSER R. (1907) : Die schweizerischen Tonlager. Mat. pr. Géol. Suisse, sér. géotech., 4.
- LOCARD A. (1893) : Monographie des mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse. Mém. Soc. paléont. Suisse, 19.
- LOMBARD A. (1953) : Les rythmes sédimentaires et la sédimentation générale. Rev. Inst. Franç. Pétrole, 8.
- (1956) : Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson et Cie, Paris.
- LUGEON M. & GAGNEBIN E. (1941) : Observations et vues nouvelles sur la Géologie des Préalpes romandes. Bull. Labor. géol. Lausanne, 72.
- MAILLARD G. (1891) : Mollusques terrestres et fluviatiles de la Suisse. Mém. Soc. Paléont. Suisse, 18, 1.
- MAYER-EYMAR C. (1884) : Die Panopäen der Molasse. Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zurich, 29.
- MICHEL G. (1908) : Les coudes de capture du Pays fribourgeois. Mém. Soc. frib. Sc. nat., série géol., 7.
- MOLLET H. (1927) : Ein alter Senselauf. Eclog. geol. Helv. 20.
- MORNOD L. (1945) : Molasse subalpine et bord alpin de la région de Bulle (Basse-Gruyère). Eclog. geol. Helv., 38.
- (1947 a) : Extension et position de la série de Cucloz à la base du Niremont et des Pléiades. Eclog. geol. Helv., 39.
- (1947 b) : Sur les dépôts glaciaires de la vallée de la Sarine en Basse-Gruyère. Eclog. geol. Helv., 40.
- (1949) : Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère). Molasse et bord alpin. Mat. Carte géol. Suisse, N. S., 91.
- NUSSBAUM F. (1906) : Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes. Diss. Bern.
- OERTLI H. J. (1956) : Ostrakoden aus der oligozänen und miozänen Molasse der Schweiz. Schweiz. Pal. Abh., 74.
- PARÉJAS E. (1938) : Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève. Rev. Fac. Sc. Univ. Istanbul, III, 2.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1894) : Le système glaciaire des Alpes. Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel, 22.
- PORTMANN J. P. (1956) : Pétrographie des formations glaciaires. Thèse. Neuchâtel.
- PRUVOST P. (1930) : Sédimentation et subsidence. Liv. Jub. Soc. géol. France, 2.
- RAMSEYER R. (1952) : Geologie des Wistenlacherberges (Mont Vully) (Kt. Freiburg). Eclog. geol. Helv., 45.
- RENZ H. H. (1937) : Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. Eclog. geol. Helv., 30.
- RICHARD M. (1946) : Les gisements mammifères tertiaires. Dans : Contribution à l'étude du Bassin d'Aquitaine. Mém. Soc. Géol. France, N. S., 52, 1.

- RICHTER E. (1940) : Die Gliederung der subalpinen Molasse. Neues Jahrb. f. Min. u. Pal., Beil. Bd 83, Abt. B.
- RICHTER R. (1926) : Eine geologische Exkursion in das Wattenmeer. Aus Natur und Museum. H. 10.
- RITTER E. (1924) : Stratigraphie und Tektonik der kohlenführenden Molasse zwischen Genfersee und Saanetal. Eclog. geol. Helv., 18.
- ROGER J. (1939) : Le genre *Chlamys* dans les formations néogènes de l'Europe. Mém. Soc. Géol. France, N. S., 40, 1.
- ROLLIER L. (1902) : Révision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au Nord des Alpes. Neue Denkschr. schweiz. natf. Ges., 46, Abh. 1, 1.
- ROMER E. (1909) : L'instabilité du Plateau suisse dans les temps postglaciaires. C.R. Acad. Sc., 149.
- RUCHIN L. B. (1958) : Grundzüge der Lithologie. Akad.-Verlag, Berlin.
- RUMEAU J. L. (1954) : Géologie de la région de Payerne. Thèse. Fribourg.
- RUTSCH R. F. (1928) : Geologie des Belpberges. Mitt. Naturf Ges. Bern. (1927).
- — (1929) : Die Gastropoden des subalpinen Helvétien der Schweiz und des Vorarlbergs. Abh. schweiz. paläont. Ges., 40, 1.
- — (1933) : Beiträge zur Geologie der Umgebung von Bern. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 66, 1.
- — (1934) : Stampische Fossilien von der St. Petersinsel (Kt. Bern). Verh. Naturf. Ges. Basel, Bd. 45.
- — (1936) : Ein Fall von Einregelung bei Mollusken aus dem Vindobonien des bernischen Seelandes. Eclog. geol. Helv., 29.
- — (1944) : Landschaft und Tierwelt der Molassezeit. Mitteil. Volkshochschule, Bern.
- — (1945) : Neue Auffassungen über die Entstehung der Molasse-Sedimente. Eclog. geol. Helv., 38.
- — (1947) : Molasse und Quartär im Gebiet des Siegfriedblattes Rüeggisberg (Kt. Bern). Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 87, 1.
- — (1949) : Die Bedeutung der Fossil-Deformation. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol u. -Ing., 15, 49 : 5.
- — (1956) : Die fazielle Bedeutung der Crassostreae (Ostreidae, Mollusca) im Hevétien der Umgebung von Bern. Eclog. geol. Helv., 48, 2 : 453.
- — (1958) : Das Typus-Profil des Helvétien. Eclog. geol. Helv., 51, 1.
- RUTSCH R. F., DROOGER C. W. & OERTLI H. J. (1958) : Neue Helvétien-Faunen aus der Molasse zwischen Aare und Emme (Kt. Bern). Mitt. natf. Ges. Bern, N.F., 16, 1.
- SCHUPPLI H. M. (1950) : Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz. III. Teil. Oelgeologische Untersuchungen im schweizerischen Mittelland zw. Solothurn u. Moudon. Mat. pr. Geol. Suisse, série géotech., 26.
- SEILACHER A. (1958) : Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. Eclog. geol. Helv., 51.
- SIEBER R. (1959) : Géologie de la région occidentale de Fribourg. Bull. Soc. frib. Sc. nat., 48 (1958).

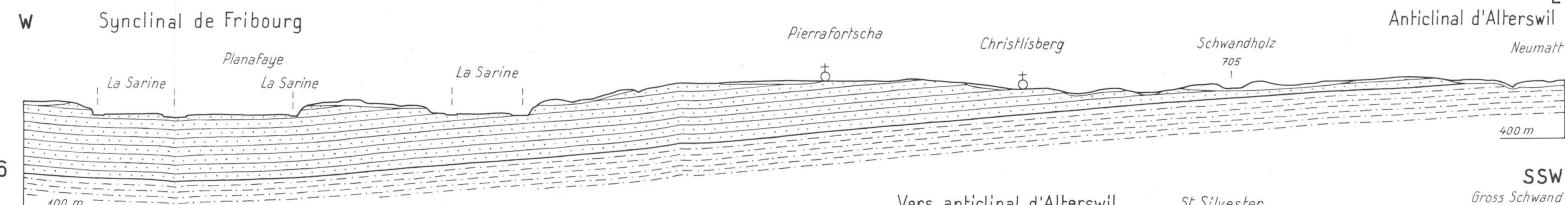
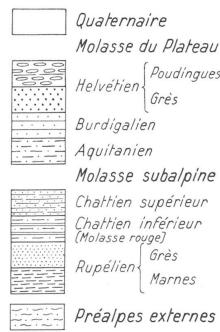
- STEHLIN H. G. (1901) : Über die Grenze zwischen Oligozän und Miozän in der Schweizer Molasse. *Eclog. geol. Helv.*, 7.
- — (1914) : Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation... *Verh. Naturf. Ges. Basel*, 25.
- — (1938) : Über das Alter des Vaulruz-Sandsteins. *Eclog. geol. Helv.*, 31
- STRAATEN L.M.J.U., Van (1954) : Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands. *Leidse Geol. Ned.*, 19.
- STUDER B. (1825) : Beiträge zu einer Monographie der Molasse. Bern.
- — (1853) : Geologie der Schweiz. Bd. II. Bern und Zürich.
- TERCIER J. (1928) : Géologie de la Berra. Mat. Carte géol. Suisse, N. S., 60.
- — (1939) : Dépôts marins actuels et séries géologiques. *Eclog. geol. Helv.*, 32
- — (1941) : La Molasse des environs de Fribourg. *Eclog. geol. Helv.*, 34.
- — (1945) : Le problème de l'origine des Préalpes. *Bull. Soc. frib. Sc. nat.*, 37.
- — (1947) : Les conditions géologiques du barrage de Rossens au S de Fribourg. *Mitt. natf. Ges. Bern, N.F.*, 5.
- — (1948) : Le Flysch dans la sédimentation alpine. *Eclog. geol. Helv.*, 40, 2.
- — (1950) : La tectonique d'écoulement dans les Alpes suisses. *Geol. en Mijnbouw*, 12. Jaarg., 12.
- TERCIER J. & MORNOD L. (1941) : La Molasse de la vallée du Gottéron près de Fribourg : faciès et gisements de fossiles. *Bull. Soc. frib. Sc. nat.*, 36.
- TRÜMPY R. & BERSIER A. (1954) : Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pélerin. *Eclog. geol. Helv.*, 47, 1.
- TRUSHEIM F. (1929) : Zur Bildungsgeschwindigkeit geschichteter Sedimente im Wattenmeer, besonders solcher mit schräger Parallelschichtung. *Senck.* 11
- TWENHOFEL W. H. (1932) : Treatise on Sedimentation. The Williams & Wilkins Company, Baltimore.
- VONDERSCHMITT L. (1935) : Neue Fossilfunde im Flysch des Val d'Illiez (Valais). *Eclog. geol. Helv.*, 28.



PROFILS GEOLOGIQUES DANS LA REGION SUD DE FRIBOURG

par Ch. Emmenegger

Echelle 1:25.000



6

100 m

NE Anticinal d'Alterswil

Etiwil

4 400 m

Tasbergbach Giffers

Vers anticinal d'Alterswil

5

500 m

SW NNW

La Nesslera

La Gérine

Nesslerabach

Le Pafuet

869

925

SSW Gross Schwand

x

500 m

SSE

Burgerwald

200 m

Burgerwald

x

500 m

SSE

Burgerwald

x

500 m

SSE