Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 55 (1962)
Heft: 2

Artikel: Géologie de la région au Sud-Ouest de Fribourg
Autor: Dorthe, Jean-Pierre
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-162927

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: 09.01.2026

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

Géologie de la région au Sud-Ouest de Fribourg

par **Jean-Pierre Dorthe** (Gillarens, Fribourg)

Avec 32 figures dans le texte et 2 planches (I et II)

AVANT-PROPOS

La présente étude se propose la description géologique du territoire fribourgeois reporté dans la partie occidentale de la feuille 1205 «Rossens» de la carte nationale de la Suisse au 1:25.000. Elle est le fruit de recherches personnelles effectuées sur le terrain au cours des années 1959, 1960 et 1961.

Si, territorialement, l'objet de mon travail apparaît quelque peu restreint, il n'en devrait pas être de même de ses conclusions qui, à quelques exceptions près, peuvent déborder le cadre des limites fixées.

Qu'il me soit permis, en mettant la dernière main à cet ouvrage, d'exprimer ma plus profonde gratitude à toutes les personnes qui, par leur enseignement, leurs conseils, leurs encouragements et les renseignements qu'elles m'ont fournis, ont facilité ma tâche.

Ma reconnaissance s'adresse:

au maître regretté auquel je dois mon initiation géologique, Monsieur le professeur Jean Tercier dont je ressens vivement la confiance qu'il m'a montrée en me confiant cette étude que je me permets de dédier à sa mémoire;

à son successeur, Monsieur le professeur Jean Klaus qui, par ses conseils précieux, m'a permis d'achever mon travail;

à Monsieur Louis Pugin, chargé de cours pour l'intérêt constant qu'il a apporté à ma thèse;

à Monsieur le Dr Othmar Büchi, conservateur du Musée d'histoire naturelle, auteur d'une cartographie de la région comprenant mon terrain d'étude, pour les renseignements autorisés qu'il m'a toujours fournis avec bonne grâce;

à Monsieur le professeur Erwin Nickel,

à Monsieur le professeur Jean-Paul Moreau, qui, respectivement, m'ont dévoilé avec autant de science que de patience les arcanes de la minéralogie, de la pétrographie et de la géographie;

à la Direction du Koninklijke/Shell Exploratie en Produktie Laboratorium, à Delft, et notamment à son laboratoire de sédimentologie, pour m'avoir convié à des excursions fructueuses dans le Haringvliet et la mer des Wadden;

à la BP Exploration SA Fribourg et au Seismograph Service Ltd, à Londres, qui, gracieusement, ont mis à ma disposition le résultat de leurs recherches sur mon terrain d'étude;

à Monsieur G. PAPAUX, préparateur de l'Institut de géologie, pour le talent qu'il a déployé à la mise au propre de tous mes dessins, profils et cartes;
à mes camarades de l'Institut de géologie, particulièrement à Monsieur ALFRED BRIEL et à Monsieur CHARLES EMMENEGGER, qui furent pour moi des aînés toujours prévenants.

TABLE DES MATIÈRES

Avant-Propos 327
Introduction: Situation de la région étudiée 331
Régions naturelles 332
Première partie: *La Molasse* 333
Introduction 333
Chapitre premier: Molasse d'eau douce inférieure 333
A. Molasse d'eau douce inférieure (pars) de l'écaille de la Roche (Chattien) 333
B. Molasse d'eau douce inférieure du Plateau (Aquitanien ?) 334
Affleurement de Morétan 334
Faune de la MDI 334
Chapitre deuxième: Molasse marine supérieure 334
Contact MDI–MMS 334
Affleurement de Maison Rouge 335
A. Formation gréseuse de la MMS (Burdigalien ?) 336
I. Lithologie 336
1) Grès 336
2) Silts 337
3) Argile et Marnes 337
Composants des grès 337
II. Sédimentologie 338
§ 1) Textures 338
§ 2) Structure 339
α) Quelques structures accessoires:
a) Traces d'érosion 339
b) Galets mous 340
c) Ripple-marks 341
β) Types de stratification:
1. Stratification horizontale plane parallèle 341
a) Schistes gréso-marneux: Affleurement du Busiclet 342
b) Grès plaquetés: les Molleyres 342
c) Grès dallés; falaise de la Sarine; rive droite 342
d) Grès homogènes: carrière de Villarlod 343
e) Aspect particulier de la stratification horizontale: falaise de la Glâne au NNW de Posat 343
Extension de la stratification horizontale 344
2. Stratification oblique 345
a) Stratification diagonale plane parallèle 345
Affleurement d'Illens 345
Ruisseau du Prassasson 346
Affleurement de Matran-Gare 347
b) Stratification oblique de chenal 348
Ruisseau de la Tire 350
Affleurement de la Glâne sous le Marchet 350
Affleurement de la Glâne à l'E de Neyruz 351
Affleurement de la Glâne sous le Bois de Chavailles 352
c) Stratification entrecroisée 356
Carrière de Lovens 357

Affleurement du chemin Pont de la Glâne–Ste Apolline 359
γ. Associations les plus communes des types de stratification 359
Tranchée du CF du Platy 359
Rives de la Sarine entre la Tuffière et sous Vurzy 360
§ 3. Accidents de surface de stratification 362
Load casts 362
Slump structures 363
Crinkled lamination 364
Drag marks 364
Conclusion sédimentologique 364
III. Stratigraphie 365
Tableau stratigraphique de la formation gréseuse 365
Paléontologie 366
Age de la formation gréseuse 367
B. Formation conglomératique de la MMS (Helvétien ?) 367
Contact entre les formations gréseuse et conglomératique de la MMS (Burdigalien ? – Helvétien ?) 368
Affleurement des Molleyres 368
Affleurement à la confluence des ruisseaux venant des Moilles et de Praz du Chalet 368
I. Pétrographie 370
a) Grès 370
b) Poudingues 370
II. Sédimentologie 370
Etude et interprétation des affleurements 370
Carrière de Russille 370
Affleurement d'Avry devant Pont 372
Interprétation générale 373
Affleurement à l'W de Villars d'Avry 373
III. Stratigraphie 375
Paléontologie et âge 375
Chapitre troisième: Tectonique 376
A. Structure de la Molasse du Plateau 376
1) Anticlinal de Misery–Corserey 376
2) Synclinal de Fribourg 376
3) Anticlinal principal 376
B. Chevauchement de la Molasse subalpine 377
C. Datation des phénomènes tectoniques de la Molasse 377
D. Dislocations secondaires 377
1) Plissotements 377
2) Failles 378
E. Epaisseur de la MMS en quelques points 378

Deuxième partie: *Quaternaire* 378
Historique 378
Introduction 379
Chapitre premier: Pétrographie et définition des termes 379
A. Dépôts fluviatiles 379
B. Dépôts morainiques 380
C. Dépôts fluvio-glaciaires 380
Définition des termes du Quaternaire 380
Chapitre deuxième: Etude des affleurements 381
I. La région N du barrage de Rossens 381
Coupe type: la coupe d'Hauterive 381

Coupe de la rive gauche de la Glâne en face du Moulin Neuf 382
Affleurement de Ste-Apolline 383
Affleurement de la Pila, rive gauche de la Sarine, 150 m en amont de l'embouchure de la Gérine 384
Le méandre de la Sarine à Posieux, rive gauche:
Coupe des Prés d'en Bas 385
Coupe dans les glissements situés aux coord. 573.830/178.530 386
La Tuffière 388
Affleurement rive gauche de la Sarine entre Illens et la Baume 388
II. Région S du barrage de Rossens 389
Coupe du barrage de Rossens, rive gauche de la Sarine et du lac 389
Coupe de Creux d'Enfer – Les Côtes, près de Bertigny 390
Coupe du ruisseau de Pont la Ville 392
Coupe de Bois Momont (dans le bras du lac de la Gruyère où conflue la Serbache) 393
Description de la rive W du lac de la Gruyère:
Ruisseau de Villars d'Avry 395
Ruisseau du Bry 395
Interprétation générale 395
III. Le Quaternaire de la vallée de la Glâne et de ses tributaires 396
Le ruisseau de Cottens 396
Chapitre troisième: Stratigraphie du Quaternaire 397
1) Le Prériss 397
Le tracé des anciens cours 397
2) Le Riss A. Progression rissienne 399
B. Maximum rissien 399
C. Postriss 399
3) L'Interglaciaire Riss–Würm 399
Le tracé des anciens cours 400
4) Le Würm A. Progression 400
B. Maximum 400
C. Retrait 401
5) Le Postwürm 402
6) Période récente 402
Débris de pente, éboulis, éboulements 402
Glissements, tassements 402
Eluvions et marais 403
Cônes de déjection et alluvions 403
Sources et dépôts de tuf 403
Les captages 404
Résumé 404

LISTE DES FIGURES

1. Situation de la région étudiée 332
2. Affleurement de Maison Rouge 335
3. Niveau d'érosion. Falaise droite de la Sarine sous Corpataux 340
4. Stratification horizontale plane parallèle. Falaise de la Glâne au NNW de Posat . . . 344
5. Foreset beds. Affleurement d'Illens 345
6. Stratification oblique diagonale. Ruisseau du Prassasson 346
7. Stratification diagonale. Affleurement de Matran–Gare 347
8. Chenal actuel. Haringvliet (Pays-Bas) 349
9. Chenal fossile. Falaise droite de la Sarine sous Arconciel 349
10. Chenal. Affleurement de la Glâne sous le Marchet 350
11. Chenal. Affleurement de la Glâne à l'E de Neyruz 351

12. Chenal à remplissage dissymétrique. Affleurement de la Glâne sous le Bois de Chavailles 352
13. Chenal en recoupant un autre. Affleurement de la Glâne sous le Bois de Chavailles . . 353
14. Chenal à remplissage grossier. Affleurement de la Glâne sous le Bois de Chavailles . . . 354
15. Partie d'une lentille vue de dessus. Lit de la Glâne; 571.225/178.660. 356
16. Faciès à lentilles. Carrière de Lovens (la Perreire) 357
17. Stratification entrecroisée et lentille. Affleurement du chemin Pont de la Glâne–Ste-Apolline 358
18. Variation de faciès. Tranchée du C.F., le Platy 360
19. Convolute beds. Falaise gauche de la Sarine sous Vurzy 363
20. *Solea antiqua*. Carrière de Villarlod 366
21. Contact entre les formations gréseuse et conglomératique de la MMS. Affleurement des Molleyres 369
22. Grès à stratification de type deltaïque. Carrière de Russille 371
23. Sédimentation deltaïque des grès et des poudingues. Affleurement d'Avry devant Pont 372
24. Variation latérale de faciès. Affleurement à l'W de Villars d'Avry 374
25. Coupe dans le Quaternaire. Affleurement de Ste-Apolline 383
26. Coupe dans le Quaternaire. Prés d'en Bas 385
27. Coupe dans le Quaternaire. Méandre de la Sarine sous Posieux, rive gauche 386
28. Profil schématique dans les cours anciens et épigénique de la Sarine à la Tuffière . . . 388
29. Coupe dans le Quaternaire. Creux d'Enfer–Les Côtes 391
30. Coupe dans le Quaternaire. Bois Momont 393
31. Profil schématique dans les cours anciens et épigénique de la Sarine à la hauteur de Creux d'Enfer–Le Tremblé 396
32. Carte du tracé des anciens cours 398

PLANCHES

I. Carte géologique de la région au SW de Fribourg au 1:25.000
II. Profils tectoniques, échelle 1:25.000 et carte structurale, échelle 1:125.000

Introduction

Situation de la région étudiée

La région qui fait l'objet de cette étude est située dans le Plateau fribourgeois, au SW de Fribourg (Fig. 1).

Elle se trouve comprise entièrement sur la partie occidentale de la feuille 1205 «Rossens» de la Carte nationale de la Suisse au 1:25.000.

La région cartographiée est encadrée par les levés géologiques de L. Mornod (1949), au S, de H. Inglin (1960), à l'W, de R. Sieber (1959) et Ch. Crausaz (1959), au N, de Ch. Emmenegger (1962), à l'E.

Les limites de ma carte passent, au NE, aux abords de la ville de Fribourg, au SE à l'embouchure du ruisseau de la Serbache dans le lac artificiel de la Gruyère, au SW au point culminant du Mont Gibloux et au NW sur le village de Prez vers Noréaz.

J'ai utilisé pour les levés géologiques l'agrandissement topographique au 1:10.000 de la feuille 1205 au 1:25.000 «Rossens».

Les cartes géologiques originales, le manuscrit de ce travail, la collection des roches et fossiles, les coupes minces et le catalogue de la collection sont déposés à l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg.

L'indication Do suivie d'un numéro renvoie aux échantillons et aux coupes minces de la collection.

Régions naturelles

Le terrain cartographié est divisé en trois régions naturelles:

1. Bassin de la Sarine

Dans son cours moyen, la Sarine traverse du S au N, par un cañon profond, toute la partie orientale de la région étudiée.

Elle collecte les eaux de la région, soit directement, par les ruisseaux qui la rejoignent toujours par des chutes, soit par l'un de ses principaux tributaires du Plateau: la Glâne.

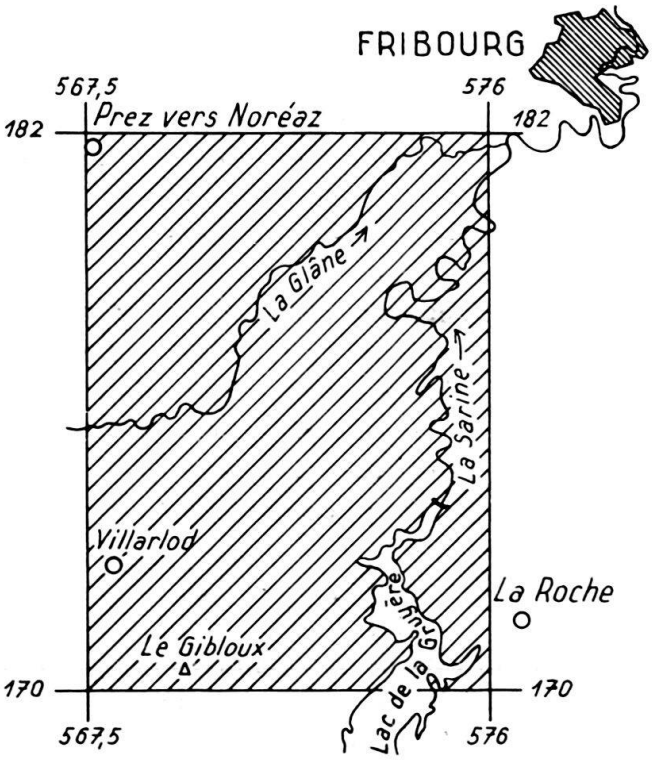


Fig. 1. Situation de la région étudiée. Echelle 1:200.000

2. Bassin de la Glâne

La Glâne traverse la région cartographiée du SW au NE. Tout comme la Sarine, elle est alimentée par des ruisseaux, qui, comme les précédents, la rejoignent par des chutes. Les affluents du Plateau coulent presque toujours d'W en E. Les principaux sont: le ruisseau de Matran (La Bagne), le ruisseau de Cottens et la Longive.

3. Région du Gibloux

Au SW, le terrain étudié s'élève en pente moyenne jusqu'au Gibloux qui culmine à 1.201,6 m. Cette région est drainée au N par des ruisseaux à régime torrentiel.

A Rueyres St-Laurent, ceux-ci confluent dans la Glâne, par le Rio du Glèbe.

Au contraire, les ruisseaux orientaux et méridionaux coulent dans la Sarine, ou plus exactement dans le lac de la Gruyère (ruisseau du Bry, par exemple).

PREMIÈRE PARTIE

LA MOLASSE

Introduction

J'ai divisé la molasse du terrain étudié en deux termes:

la molasse d'eau douce inférieure (MDI),

la molasse marine supérieure (MMS).

La MDI est représentée par deux unités tectoniques différentes: la molasse subalpine et la molasse du Plateau.

La MDI subalpine est datée du Chattien (L. Mornod, 1949) par les mammifères et les niveaux supérieurs de celle du Plateau de l'Aquitanien (Ramseyer, 1952). Or, les sondages pétroliers ont révélé une continuité lithologique de la MDI durant le Chattien-Aquitanien. Ceci suffit à ranger ces deux termes tectoniques différents dans une même formation: la MDI. Malheureusement, la pauvreté de la faune m'a imposé des divisions exclusivement lithologiques.

Ainsi, dans la MMS, les auteurs distinguent, sur des bases purement lithologiques deux étages qu'on ne peut différencier paléontologiquement: le Burdigalien et l'Helvétien. Pour éviter la confusion entre les notions de chronostratigraphie et de lithostratigraphie, je me propose de remplacer les termes de Burdigalien et d'Helvétien par la notation de formation gréseuse et conglomératique, puisque «... une formation est une unité cartographiable et en même temps possédera des caractères qui permettront sa définition ...» (H. Hedberg, 1954). Je distingue dans le groupe MMS deux formations:

une formation gréseuse (Burdigalien ?),

une formation conglomératique (Helvétien ?).

La variation pétrographique aurait été provoquée par un mouvement orogénique qui a peut-être restreint le bassin molassique, ou plus probablement, a changé la morphologie de l'arrière-pays, en accentuant la pente des fleuves qui alimentaient ce bassin.

CHAPITRE PREMIER

Molasse d'eau douce inférieure (MDI)

A. Molasse d'eau douce inférieure (pars) de l'écaille de la Roche (Chattien).

Le S du terrain étudié est constitué par de la molasse subalpine qui chevauche la molasse du Plateau. La ligne de chevauchement passe par le Villaret, Avry devant Pont et le S du Gibloux.

Hors de ce terrain, au S et à l'ENE, l'écaille de molasse subalpine est constituée par des terrains datés du Chattien supérieur. C'est l'écaille du Gérignoz de L. Mornod (1949) qui se prolonge par l'écaille de La Roche de Ch. Emmenegger (1962).

Lithologiquement, il s'agit, suivant ces auteurs, de marnes et de grès bigarrés. Les couches chattiennes se devinent dans la morphologie, dans la forêt de Fragnire,

au SW de La Roche, mais elles n'affleurent pas directement. Cependant, on peut les observer, non loin de là, dans un petit ruisseau situé à la limite SE de ma carte; ailleurs ces couches sont recouvertes d'une grosse épaisseur de dépôts quaternaires.

B. **Molasse d'eau douce inférieure du Plateau (MDI, pars: Aquitanien?).**

Affleurement de Morétan, coord. 567.350/181.825.

La molasse d'eau douce inférieure n'est à aucun endroit visible sur le terrain prospecté. Toutefois, à la limite NW de ce terrain, au lieudit Morétan, hameau de Prez vers Noréaz, des travaux de captage d'eau ont mis au jour la coupe suivante: (de bas en haut)

1. Marnes bigarrées, vertes et rougeâtres	3 m + x
2. Grès verts, très friables	10 cm
3. Marnes bigarrées, verdâtres, mélangées à de l'argile morainique à blocaux	50 cm
4. Couverture morainique remaniée d'argile à blocaux	150 cm

C'est sur la base de leurs caractères pétrographiques que je rattache ces dépôts à la MDI du Plateau: en effet, la bigarrure des teintes caractérise les dépôts d'eau douce de la molasse.

L'affleurement de Morétan est le seul affleurement de MDI que j'ai découvert. Il permet la construction de profils tectoniques à partir de la limite NW de ma carte sans avoir recours aux travaux adjacents.

FAUNE DE LA MDI:

La MDI contient une faune de gastéropodes que l'on trouve dans des galets remaniés à la base de la formation gréseuse de la MMS (voir page 335).

Ce sont:

Hélix sp. à forme surbaissée rappelant
Cepaea rugulosa (Zieten) (2 ×)
Ericia cf. *antiqua* (Brongniart) (1 ×)

Aucun de ces fossiles n'est vraiment typique de l'Aquitanien.

CHAPITRE DEUXIÈME

Molasse marine supérieure (MMS)

CONTACT MDI–MMS

Les pendages de la molasse dans la région de Morétan et ceux qu'on trouve à l'W de ce lieu, sur le terrain étudié par H. Inglin (1960) situent l'affleurement de Morétan dans un noyau anticlinal (Anticlinal de Misery–Corserey: voir Pl. II). Sur le flanc SE de cet anticlinal, le contact des grès et des marnes se traduit dans la morphologie par la rupture de pente que l'on aperçoit au S du tronçon Maison Rouge–Prez vers Noréaz, au bord de la route cantonale Fribourg–Payerne.

La côte recouverte de Quaternaire montre au point de coord. 568.638/181.500, à environ 300 m au S de la route, des grès que j'ai rattachés à la MMS, alors que le

replat semble formé par les marnes de la MDI. Ainsi, en reportant par construction cette limite, on constate que l'affleurement de Morétan, aujourd'hui recouvert, doit être situé quelque dix mètres au-dessous de la limite MDI–MMS.

Les premiers bancs de grès de la MMS n'ont rien de particulier, mise à part la disparition des intercalations de marnes bigarrées. Il s'agit de grès moyens à stratification horizontale et oblique alternante.

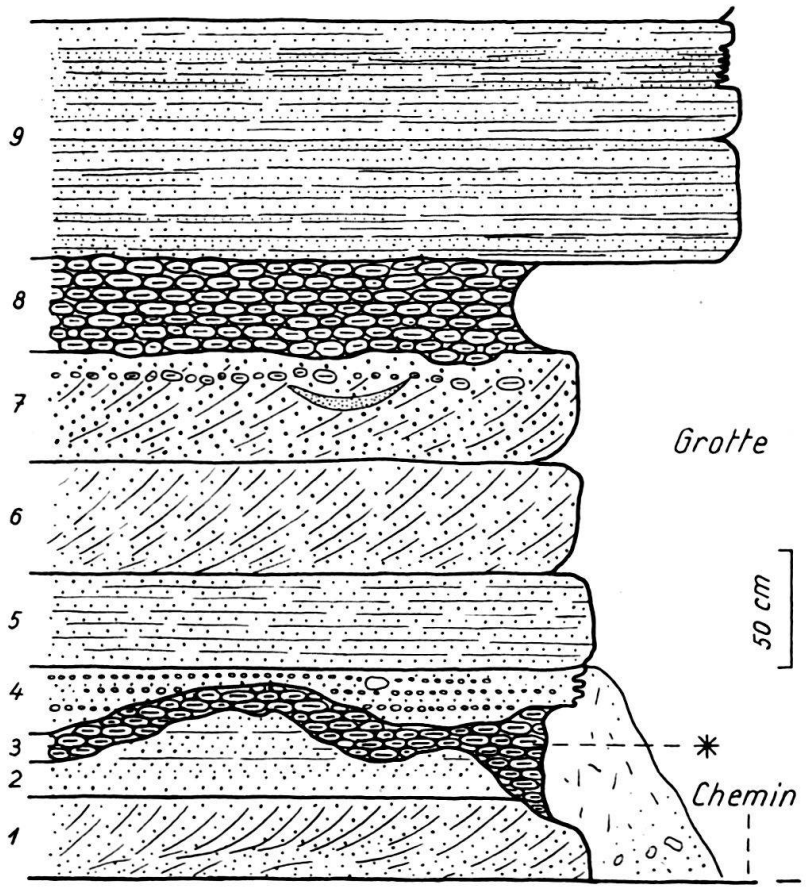


Fig. 2. Affleurement de Maison Rouge. Coord. 569.350/181.800

Affleurement de Maison Rouge, coord. 569.350/181.800. (Fig. 2).

Situé à la cote 655, soit 35 m plus haut que la surface de contact MDI–MMS, cet affleurement montre, de bas en haut, la succession suivante:

1) Grès moyens, jaunâtres, friables à laminae obliques . . . . 35 cm
2) Grès moyens, jaunâtres à laminae horizontales . . . . . 30 à 35 cm
   Surface d'érosion
3) Niveau formé de galets de marne noirâtre et verdâtre comprimés (diamètre moyen des galets 10 cm) . . . . . 20 à 50 cm
   Surface d'érosion
4) Grès moyens, friables à traînées de galets marneux noirâtres et jaunâtres d'un diamètre de 2 cm . . . . . 10 à 30 cm
5) Grès moyens friables à laminae horizontales . . . . . 50 cm
6) Grès moyens friables à laminae obliques, arquées . . . . . 50 cm

7) Grès moyens à grossiers à laminae obliques avec lentilles de grès plus dur et chapelets de galets marneux noirâtres semblables à 4 50 cm
8) Niveau de galets marneux noirâtres identiques à 3 . . . . 40 cm
9) Grès dallés, fins à moyens, à laminae horizontales, prenant par altération une allure plaquetée . . . . . 1 m + x

Interprétation

Dans cet affleurement de MMS, la présence d'un niveau de galets à gastéropodes terrestres implique un remaniement. On a donc, intercalés parmi des dépôts marins, des débris de molasse d'eau douce remaniés et transportés dans la mer. La position de ces galets soulève quelques problèmes quant au mode de la transgression marine.

On ne saurait imaginer, en effet, que cette transgression de la MMS se soit faite sur une surface plane. Elle a dû emprunter les dépressions existant dans la topographie irrégulière de la MDI. On conçoit donc facilement que le tracé d'un ancien fleuve soit envahi par un bras de mer où l'érosion amène des galets de marne bigarrée provenant des régions encore émergées. Ce processus démontre que la transgression n'est pas isochrone et qu'une limite d'étage est difficilement assimilable, dans le bassin molassique, à une limite lithologique.

A. Formation gréseuse de la MMS (Burdigalien?)

Cette formation est presque exclusivement composée de grès. Les argiles sont en proportion insignifiante et les marnes sont toujours réduites à l'état de galets. Malgré la monotonie apparente de ces séries à l'intérieur de la formation, on peut, en se basant sur des variations de faciès, grouper ces séries en diverses aires de sédimentation ou membres: seule l'étude de ces aires de sédimentation permettra d'établir des subdivisions à l'intérieur de la formation gréseuse de la MMS. Mais, avant de passer à des considérations d'ordre plus général, j'examinerai les caractères lithologiques et sédimentologiques de la formation.

I. Lithologie

1) Grès

La classification des détritiques moyens et fins est basée sur l'échelle de C. K. Wentworth (1922, p. 377–392) à savoir:

Grès très grossiers	1	–	2	mm
Grès grossiers	$^1/_2$	–	1	mm
Grès moyens	$^1/_4$	–	$^1/_2$	mm
Grès fins	$^1/_8$	–	$^1/_4$	mm
Grès très fins	$^1/_{16}$	–	$^1/_8$	mm
Silts	$^1/_{16}$	–	$^1/_{256}$	mm
Argiles		<	$^1/_{256}$	mm

J'y ajoute le terme des grès conglomératiques (2 à 5 mm), précédant les poudingues.

Dans la région étudiée, on trouve trois types de grès et de rares poudingues.

Les grès fins sont subdivisés en deux termes:

a) les grès fins très durs souvent micacés (muscovite) contenant de minuscules débris charbonneux formant des pellicules brunâtres. Ces grès sont en général

bleuâtres. Ils présentent de nombreuses traces de pistes animales (filiformes ou formées de boudinages).

b) Les grès fins friables assez homogènes dans la distribution de leurs composants. C'est la proportion de marnes dans le ciment qui rend ces grès friables; ils sont plus jaunâtres par altération que les précédents.

Les grès moyens sont eux aussi friables ou non, suivant le pourcentage de marne que contient leur ciment; ce pourcentage est très variable et donne lieu à un grand nombre de types intermédiaires. La couleur de ce type de grès est généralement verdâtre, jaunâtre par altération. Avec la proportion croissante des marnes la teinte s'assombrit.

Les grès grossiers et conglomératiques sont généralement mieux consolidés que les grès fins. De plus, leur vitesse de dépôt étant plus élevée que celle des autres grès, les conditions favorables à la conservation des organismes calcaires se font mieux sentir et ils sont les seuls à conserver de rares débris de coquilles.

Les conglomérats sont extrêmement rares dans la formation gréseuse de la molasse marine et ils sont uniquement cantonnés au fond des chenaux ou représentés par des traînées de galets dans les grès; parmi ceux-ci on ne retrouve que des roches extrêmement dures: rares calcaires compacts, mais surtout roches éruptives et quartzites.

2) Silts

Les silts sont peu répandus dans la MMS comme tous les dépôts fins. Lorsqu'ils se présentent, ils sont disposés en petits niveaux de plaquettes séparés par des délits d'argile.

Leur couleur est en général bleu-noirâtre ou vert foncé. Très souvent leur surface est ondulée par des ripple-marks et couverte de fins débris charbonneux et micacés. Ils sont rarement fossilifères probablement à cause de leur nature réductrice.

3) Argile et marnes

Dans notre molasse l'argile se présente sous forme de petits niveaux ou délits, de teinte noirâtre; rarement pure, elle contient de petits grains de quartz et d'autres éléments, énumérés plus haut dans les composants des grès. Les marnes ne sont jamais présentes en niveaux continus; à part leur présence comme ciment dans les grès, on ne les trouve que sous forme de galets. Ces galets sont de deux sortes, différenciés par leur couleur; les uns sont noirâtres et les autres verts. Leur diamètre varie entre quelques mm et un dm. Nous reparlerons plus bas de leur genèse.

Composants des grès

– Le quartz prédominant est en général anguleux à subarrondi et possède un degré de sphéricité assez élevé d'après l'échelle de F. J. Pettijohn (1949). Il m'est arrivé cependant de trouver des quartz, dans certains grès fins à éléments alignés, sous forme de minces esquilles, donc très peu sphériques (Do 40).

– Les feldspaths viennent au deuxième rang et sont souvent altérés; parmi ceux-ci on reconnaît l'orthose et le microcline, alors que dans les plagioclases l'albite «larde» l'orthose; de plus, les plagioclases semblent plus nombreux que les feldspaths acides.

– Les micas sous forme de biotite et de muscovite sont beaucoup moins fréquents que le quartz et les feldspaths. La biotite remplit souvent les interstices; la muscovite est visible à l'œil nu sur la surface de nombreuses couches.

– La glauconie est présente dans les grès avec une fréquence variable, le plus souvent sous la forme de grains subarrondis.

– Les calcaires ainsi que des roches siliceuses constituent parfois les composants essentiels des grès. C'est ainsi que j'ai trouvé un grès rougeâtre (Do 88) dont la couleur provenait des nombreux grains de radiolarites qui entraient dans sa composition.

– D'autre part, la limonite qui provient de l'altération de la pyrite, peut donner une couleur brunâtre à la roche. En bref, on peut définir la principale roche de la formation gréseuse de la MMS:

un grès feldspathique à ciment argilo-calcaire.

II. SÉDIMENTOLOGIE

Sans que, génétiquement, on puisse établir des catégories trop tranchées, on distingue diverses échelles de grandeurs pour la description des modes de sédimentation. Au point de vue théorique on peut observer les grès sous deux aspects: texture et structure.

§ 1. Texture

Elle est figurée par la disposition des composants eux-mêmes; ces composants, suivant la position dans laquelle ils se sont déposés, dessinent des laminae visibles au microscope; la texture des bancs de grès peut être rattachée à quatre microstratifications différentes.

1) Le plus souvent les composants n'ont pas d'alignement, car leurs éléments présentant un degré de sphéricité peu élevé, – les éléments phylliteux – ne sont pas ordonnés.

2) On trouve cependant des grès à laminae horizontales; on remarque au microscope, dans ces grès, un alignement des détritiques: les composants feuilletés ont leur grand axe parallèle à la stratification. Ces grès, de plus, présentent des variations granulométriques. Ils montrent des aires remplies d'éléments sphériques et plus grossiers: quartz, feldspaths, et des aires où se lit beaucoup mieux la microstratification; ces aires sont comblées par les éléments feuilletés: micas, débris charbonneux. Ces grès sont, en général, beaucoup plus marneux que les précédents (Do 103). Ce type de grès se rencontre surtout dans les zones subissant de brusques variations de courant; c'est le cas pour les chenaux (Do 104).

3) Les laminae peuvent être obliques; la pétrographie des zones grossières et fines est la même que pour le cas précédent. Seul varie le mode de dépôt; l'alimentation semble se faire dans un sens seulement et le dépôt se fait dans un courant parallèle à la surface du fond (Do 40). Tel est le cas pour la texture des ripple-marks. (Do 82).

4) Enfin, les laminae pourront être entrecroisées; le mode de formation est le même que pour les laminae obliques, mais au lieu d'être dû à un courant unidi-

rectionnel, il semblerait plutôt être lié à un balancement de l'eau, ou résulterait de petits tourbillons dans le courant, provoqués par le bossellement du fond.

Les vraies laminae entrecroisées sont rares; on a plutôt des successions de laminae obliques qui, chaque fois, changent de direction. Tel serait le cas des magnifiques échantillons de forage recueillis par M. le professeur J. TERCIER lors de la construction du barrage de Rossens.

§ 2. Structures

Les structures sédimentaires comportent deux entités lithologiques: les laminae et les bancs. Analysons les aspects de chacune de ces structures sur le terrain.

Les laminae: le plus souvent à l'intérieur d'un banc de molasse on ne les distingue pas, du fait de l'altération superficielle. En revanche, à la cassure fraîche, on distingue à l'intérieur des bancs une succession de fines zones alternativement sableuses et argileuses.

Les bancs: les bancs sont observables au premier coup d'œil parce qu'ils forment des unités bien séparées par des inter-bancs.

Les laminae et les bancs sont à la base de l'étude des stratifications. En effet, des structures des sédiments découlent automatiquement les deux types de stratification analysés plus loin (p. 341).

– Stratification plane parallèle horizontale définie par les laminae ou les bancs déposés horizontalement.

– Stratification oblique définie par les laminae ou les bancs déposés diagonalement, en arc de cercle ou en position entrecroisée.

Avant l'étude de ces types de stratification, il faut encore mentionner quelques structures sédimentaires accessoires.

α. QUELQUES STRUCTURES ACCESSOIRES

Le schéma donné ci-dessus ne tient aucun compte des brusques changements de régime qui sans cesse viennent troubler la stratification molassique et qui sont reconnaissables aux deux phénomènes suivants:

a) *Traces d'érosion*

Un granuloclassement devrait en principe exister dans la MMS et, en fait, par place, on en trouve des traces: succession de grès grossiers, de grès moyens, passant à des grès fins ou même à des silts. Mais la mer molassique fut trop agitée pour connaître des rythmes complets.

Les zones d'apport et par conséquent les aires d'épandage migrent, divaguent, se déplacent sans cesse, dérangeant constamment l'ordre établi. Et, au lieu des cyclothèmes complets qu'on rencontre dans d'autres formations, la MMS ne va former que des successions allant des grès conglomératiques aux argiles, mais, sans calcaires, ni charbons.

La divagation des courants est attestée par les niveaux d'érosion. En effet, on observe souvent au sommet d'un niveau où la granulométrie décroît progressivement un contact brusque entre les grès fins de ce niveau et les grès grossiers de la phase suivante.

Entre ces deux phases il y a eu une action érosive des courants, attestée souvent par une surface irrégulière. La limite entre un sédiment fin sur lequel vient se déposer un sédiment très grossier, est donc, la plupart du temps, une limite d'érosion, marquant la fin d'un cyclothème, toujours incomplet dans la MMS, et le début d'un autre.

La photo prise sur la rive droite de la Sarine, à la hauteur du village d'Arconciel, coord. 575.050/176.150, montre un niveau d'érosion. (Fig. 3).

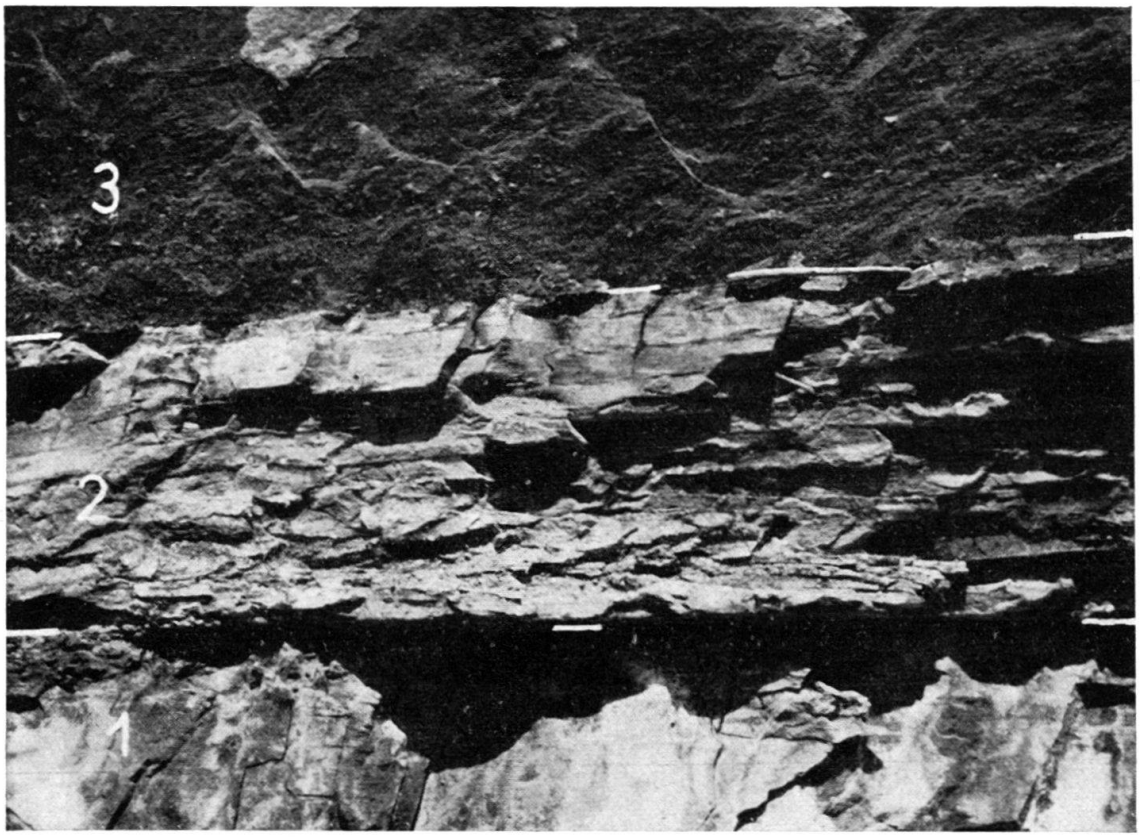


Fig. 3. Niveau d'érosion (entre 2 et 3). Falaise droite de la Sarine sous Corpataux. Coord. 575.050/176.150

En effet, alors que la granulométrie du grès diminue progressivement, passant des grès moyens (1) à des grès fins micacés (2), on a subitement un arrêt brusque de sédimentation, érosion dans le terme (2), puis dépôt très grossier de grès conglomératiques (3). Petit à petit les galets des grès vont disparaître et le haut de la photo montre déjà les grès grossiers passant aux grès moyens.

Que s'est-il passé ? Sans doute les dépôts de la base (1 et 2) se sont déposés dans un milieu relativement calme, puis la déviation brusque d'un courant a dû provoquer dans cette zone une érosion violente. Celle-ci perdant petit à petit sa force, le matériel grossier (3) entraîné par le courant s'est déposé, puis la région a retrouvé lentement le régime antérieur à l'érosion, comme le montre la granulométrie décroissante des grès.

b) *Galets mous*

Comme je l'ai noté dans la lithologie de la formation gréseuse de la MMS, on ne trouve nulle part, dans la région étudiée, des niveaux de marnes. Cependant, à de

très nombreux endroits, se trouvent des galets de marnes vertes ou noirâtres d'environ 10 cm de diamètre et des enclaves argileuses d'environ 3 cm de diamètre qui nous fournissent un renseignement intéressant sur le mode de sédimentation de la mer molassique. Ces galets marneux, tout comme les enclaves argileuses, ne peuvent pas avoir une origine extérieure au bassin molassique. Si les galets exotiques que l'on trouve dans la mer molassique sont toujours constitués de roches très dures, la marne par contre résisterait mal à un long transport, encore moins l'argile.

Ces galets et ces enclaves proviennent au contraire de niveaux de marne et d'argile déposés dans la mer et remaniés par les courants. En effet, si ces courants attaquent des sables, ils les remanient grain par grain, mais la marne et l'argile possèdent déjà une cohésion assez grande pour ne pas être débitées et transportées sur de courtes distances, particule par particule, mais bien en galets. Ces galets se trouvent très fréquemment dans les grès molassiques grossiers.

La région où j'ai observé le plus de galets marneux est située dans la Glâne, entre l'embouchure du ruisseau de Cottens et l'embouchure du ruisseau de Matran. Par contre les enclaves argileuses se retrouvent un peu partout dans les grès molassiques; une carrière qui en fournit de beaux exemples est celle de la cote 824,9 sur le Mini, hameau de Vuisternens en Ogoz.

c) *Ripple-marks*

La surface des bancs peut être affectée par des petites rides dues parfois à des phénomènes d'érosion, mais le plus souvent à des phénomènes d'accumulation. On a donné à ces rides le nom de ripple-marks.

Pour ma part j'ai trouvé deux espèces de rides sur la surface des couches, dues, soit au balancement de l'eau, soit à un courant. Elles sont reconnaissables en coupe axiale, à leur symétrie si elles ont été formées par le balancement de l'eau, ou à leur asymétrie si un courant les a modelées.

La plupart des ripple-marks de notre molasse sont de ce dernier type mais plus complexes. On constate que des ripple-marks peuvent se former là où se rencontrent deux directions préférentielles de courants qui ne sont pas parallèles; si ces courants sont plus ou moins perpendiculaires, les deux systèmes de ripple-marks s'imbriquent, donnant schématiquement des creux et des bosses ayant l'aspect de nids d'abeilles. (Voir fig. 15, p. 356).

β. TYPES DE STRATIFICATION

Deux grands types de stratification sont à distinguer dans la formation gréseuse de la MMS; ce sont:

I. Les structures se rattachant à la stratification horizontale plane parallèle.
II. Les structures relevant de la stratification oblique, elles-mêmes subdivisées en trois types.

1. Stratification horizontale plane parallèle

Les structures de la stratification horizontale plane parallèle traduisent une sédimentation peu tourmentée par les courants, la seule trace des mouvements de l'eau étant les ripple-marks.

Il a été convenu de diviser ce type de stratification en structures ou faciès différents suivant l'épaisseur des bancs de grès qu'on y trouve. L'épaisseur n'est pas un facteur arbitraire, mais bien un indice de durée d'un même régime, à condition que le banc ne soit pas affecté par des niveaux d'érosion. De même, les bancs de grès ne sont pas choisis indifféremment. Les grès sont, en effet, plus sensibles aux variations que les argiles, presque toujours réduites au rang de simple délit.

Ainsi, ces bancs de grès pourront être séparés ou non par des délits argileux, suivant que l'apport est faible: clastiques fins, ou nul: interbancs inexistants. On aura donc, séparés ou non par des délits argileux:

a) *Schistes gréso-marneux*

Affleurement du Busiclet; coord. 567.650/171.950

On trouve un exemple de ces schistes dans le ruisseau de Villarsiviriaux, à la hauteur de la colline «Le Busiclet». Le ruisseau fait une chute de 70 cm sur des intercalations de grès et de schistes. Les grès, toujours isolés en petits bancs de 5 cm au maximum, sont fins, durs, verdâtres; ils ne sont affectés par aucune ride. Les schistes sont argilo-marneux, bleuâtres, devenant jaune clair par altération. Ils sont constitués de lits dont l'épaisseur, difficile à déterminer du fait que les lits plus argileux fluent sans cesse, ne dépasse jamais 1 cm; la proportion entre grès et schistes s'équilibre à peu près. On trouve d'autres schistes gréso-marneux à la base de l'affleurement décrit à la page 343.

b) *Grès plaquetés*

Les Molleyres; coord. 573.900/171.400

Un très bel exemple de ces grès est situé à la limite supérieure de la formation gréseuse de la MMS qui est en contact avec la formation conglomératique. (cf. fig. 21).

Au bord du lac de la Gruyère, dans une falaise, au-dessous des Molleyres, on trouve des grès verdâtres plaquetés à grain fin; la surface des bancs, en général micacés, ne présente que très rarement des ripple-marks. L'épaisseur moyenne de ces bancs est de 5 cm et ils ne présentent aucun délit d'argile.

c) *Grès dallés*

Falaise de la Sarine, rive droite, coord. 576.060/176.300

De beaux exemples du faciès des grès dallés manquent sur mon terrain d'étude; dans le cañon de la Sarine, il est possible d'en reconnaître, mais, le plus souvent, ils possèdent une texture qui fait ressortir, à l'altération, certains caractères des bancs. J'ai relevé, la plupart du temps, la présence de petites lentilles d'argile; à la façon dont celles-ci sont disposées dans le grès, on peut immédiatement donner une explication de leur origine.

En effet, l'affleurement de la Sarine, à la hauteur de Vers St-Pierre, montre à partir du niveau de l'eau:

1) grès moyens, gris-jaunâtre, à lentilles argileuses de quelques cm, se continuant parfois sur quelques dm par un délit argileux ondulé par des ripple-marks; 1 m + x.

2) schistes gréso-marneux, bleuâtres; 10 cm.
3) grès identiques aux précédents (1); 1 m.
4) schistes gréso-marneux bleuâtres; 5 cm.
5) grès moyens, id. à 1 et 3; 35 cm.
6) schistes marno-gréseux, bleuâtres; 3 cm.

Il est intéressant de constater que les lentilles peuvent se continuer par un niveau argileux, épousant les ripple-marks du grès sous-jacent; ainsi un tel niveau peut, soit couvrir creux et bosses, soit revêtir uniquement les creux. On peut penser que les petites lentilles qui affectent les grès dallés doivent leur origine aux ripple-marks des mêmes grès. L'absence d'argile sur les bosses suffit à faire de ces grès un faciès dallé à petites lentilles, alors que la présence d'argile sur creux et bosses les eût transformés en grès plaquetés à ripple-marks.

Des grès dallés isolés existent sur notre terrain d'étude. Ils sont formés de matériel sans stratification interne. On en trouve dans tout le cañon de la Sarine, en particulier dans la coupe du barrage de Rossens.

d) *Grès homogènes*

Le seul affleurement que j'ai trouvé est situé dans la carrière de Villarlod, une des dernières exploitées de notre canton.

Carrière de Villarlod, coord. 567.530/172.800

Cette carrière fournit un exemple caractéristique de sédimentation calme. Décrite par H. Inglin (1960), il est inutile d'en donner le détail; pourtant, il est remarquable de constater que dans plus de 12 m de dépôts, on ne remarque ni ripple-marks ni aucune trace si minime soit-elle de stratification oblique ou entrecroisée. Le seul indice qui permette de traduire une stratification horizontale est la disposition des composants du grès. C'est à ce type de grès que l'on a réservé le nom de faciès homogène. Notons que c'est dans cette carrière qu'ont été trouvés les restes bien conservés d'un poisson fossile – fait très rare dans la molasse du Plateau.

e) *Aspect particulier de la stratification horizontale plane parallèle:*

Falaise de la Glâne au NNW de Posat, coord. 570.670/176.610. (Fig. 4).

On aperçoit, sur la rive droite de la Glâne, au NNW de Posat, la coupe suivante, de bas en haut:

1) Schistes argilo-gréseux, bleuâtres, avec par place un mince banc de grès fins, bleu-vert . . . . . 120 cm + x
2) Alternances de grès fins, verdâtres, à ciment calcaire avec des grès fins, marneux vert-noir, contenant des débris charbonneux: épaisseur moyenne de chaque lit: 5 cm à la base de l'affleurement, 3 cm au sommet . . 7 m
3) Grès plaquetés, fins à ripple-marks, séparés par des délits d'argile bleu-noir; par place, lentille de grès moyens . . 1 m + x

Le banc 2 se suit sur une distance de 500 m dans les falaises de la Glâne, sur la rive droite. Il n'est pas exclu qu'il ne s'étende beaucoup plus.

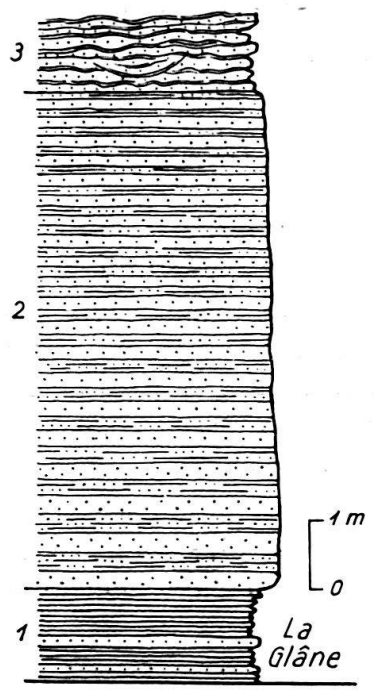


Fig. 4. Stratification horizontale plane parallèle. Falaise de la Glâne au NNW de Posat. Coord. 570.670/176.610

Interprétation

Cet affleurement atteste la période calme qui devait exister à ce moment, à cet endroit, dans la mer molassique. Seule, une région très calme peut marquer de si régulières variations. Certes, les détritiques du niveau 2 sont-ils plus grossiers que les schistes argilo-gréseux sous-jacents. Mais il est à noter que, malgré l'accalmie qui permet ces derniers dépôts, ceux-ci sont encore coupés par des bancs de grès, qui rompent le rythme. Il n'en est pas de même des grès sus-jacents. Les zébrures qui les caractérisent, par la constance de leur rapport entre grès calcaires et grès marneux et par leur régulière diminution d'épaisseur, font immédiatement songer à des varves. Un fait cependant s'y oppose: l'épaisseur des niveaux bisannuels. Dans une analyse des grès de Taborin (MDI), A. Bersier, (1936), a pu déterminer que 1 m de sédiments correspondait à 6,1 siècles. Si l'on se basait sur les mêmes critères, un mètre de sédiments de la MMS ne représenterait dans l'affleurement décrit ici que 25 ans de dépôts. Une simple comparaison de chiffres montre la grande présomption qu'il y aurait à attribuer ces dépôts de la Glâne à des cycles saisonniers.

Extension de la stratification horizontale

La formation gréseuse de la MMS montre une grande accalmie des courants, dans la zone S de mon terrain d'étude, où se trouve cantonné son sommet.

Les premières vraies traces de stratification horizontale plane parallèle sont situées dans la vallée de la Glâne, (affleurement du NNW de Posat) où elles surmontent une zone tourmentée par les courants que nous décrirons plus loin (p. 350).

Certes, plus bas dans la série, existaient déjà des traces de périodes calmes (grès dallés de la Sarine) mais toujours intercalées entre des stratifications obliques ou entrecroisées. En revanche, dans la région S, ces derniers types ne seront qu'exceptionnels (carrière du Mini, au N de Vuisternens en Ogoz). En effet, les affleurements de cette région nous ont montré une sédimentation régulière traduite par une horizontalité quasi générale des dépôts.

2. Stratification oblique

Dans ce chapitre ont été rangées toutes les couches qui ne sont pas déposées horizontalement. Comme nous l'avons noté plus haut, cette stratification se subdivise en trois types.

a) *Stratification diagonale plane parallèle*

On trouve, parmi les couches inclinées sédimentairement, deux des structures vues dans la stratification horizontale, à savoir: les grès plaquetés – le plus souvent – et les grès dallés – parfois. Les délits d'argile séparent ou non ces couches. Elles sont diagonales, planes et parallèles (foreset beds). Les foreset beds passent vers le haut à des couches peu inclinées (topset beds), et vers le bas à des couches rejoignant l'horizontale (bottomset beds).

Dans la molasse, si les foreset beds sont souvent conservés et frappent par leur allure dans les affleurements, il est plus difficile de reconnaître les topset et les bottomset beds. Par ailleurs, on constate souvent que les bottomset beds ne se sont pas déposés et que les topset beds ont été enlevés par l'érosion postérieure. Cette érosion, en effet, a pu être très forte dans les régions où s'opéraient ces dépôts.

On a de beaux exemples de stratification diagonale dans la molasse, bien que cette stratification ne soit qu'exceptionnelle.

Affleurement d'Illens, coord. 574.890/176.240. (Fig.5).

Fig. 5. Foreset beds. Affleurement d'Illens. Coord. 574.890/176.240

Au sommet des falaises, sur la rive gauche de la Sarine, 50 m sur la droite du chemin menant de la ferme d'Illens aux ruines, on trouve l'affleurement suivant (de bas en haut):

1) Grès horizontaux plaquetés, moyens, à ripple-marks.
2) Couches à stratification diagonale, plane, parallèle, plongeant d'environ 25° vers le NNW; les bancs de grès ont 3 à 15 cm d'épaisseur; ils semblent avoir été séparés par des niveaux d'argile qui ont disparu superficiellement par altération. Le grès grossier à conglomératique, contient de nombreux galets de 1 cm de diamètre. Hauteur de ce complexe 2 m.
   Niveau d'érosion.
3) Bancs de grès qui plongent vers le SW, de manière beaucoup moins forte que les couches précédentes. 50 cm d'épaisseur.
4) Couches qui plongent dans un sens opposé aux couches 2 et de façon plus atténuée et moins constante. (Invisible sur la photo).

Interprétation

Par ces complexes de bancs plongeant dans des directions différentes, l'affleurement fait penser à de la stratification entrecroisée à grande échelle. Mais ce qui nous intéresse, est le complexe 2, montrant des foreset beds typiques. L'inclinaison constante des couches et leur étendue assez grande en surface donnent à penser qu'il s'agit d'un front de talus qui progresse vers le NNW et qui semble alimenté par un apport grossier qui serait arrivé, non directement de la zone alpine, mais par un intermédiaire, probablement un chenal. Ce qui nous amène à une telle hypothèse, ce sont ces brusques changements de direction des complexes de couches. La zone qui alimentait cette région devait, en effet, être une zone d'apport abondant, c'est-à-dire un chenal, sujet à des migrations; on ne saurait admettre l'idée de si brusques et si nettes variations dans les directions de plongement de couches, pour une zone d'apport venant directement du rivage alpin.

Ruisseau du Prassasson, coord. 575.250/176.280. (Fig. 6).

En face de l'affleurement précédent, dans le cours inférieur du ruisseau du Prassasson, à la hauteur d'un remblai artificiel, rive gauche, j'ai retrouvé d'autres

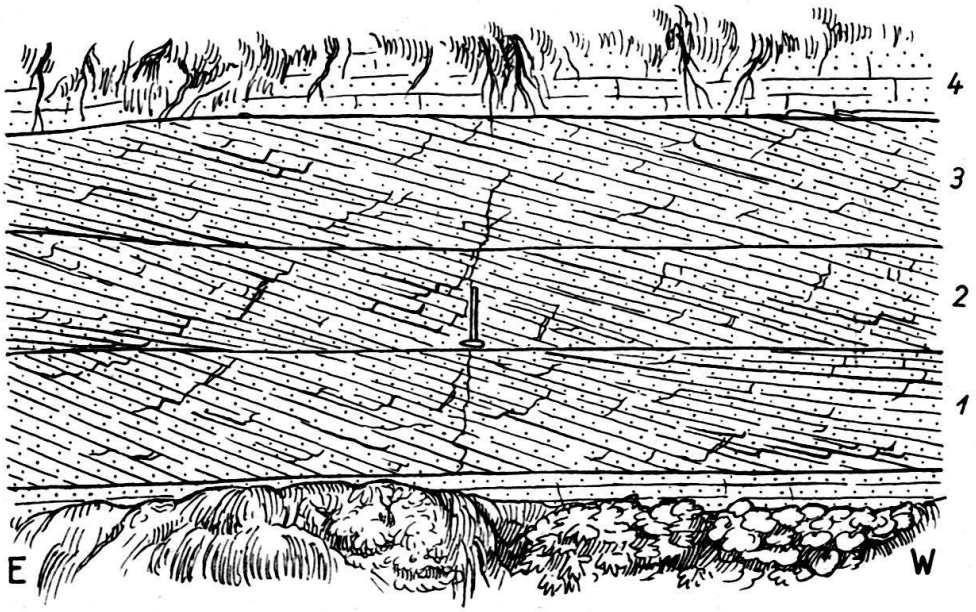


Fig. 6. Stratification oblique diagonale. Ruisseau du Prassasson. Coord. 575.250/176.280

couches diagonales. Elles sont situées plus bas que les précédentes dans la formation gréseuse de la MMS.

Il s'agit de trois phases successives de stratification diagonale de même allure et de même épaisseur, qui se superposent. La première repose sur des grès plaquetés, moyens, horizontaux. On trouve ensuite de bas en haut:

1) couches inclinées de 30° vers l'W; l'inclinaison apparente est moins prononcée à l'W qu'à l'E; grès moyens, plaquetés.
   Niveau d'érosion.
2) Vers l'E, couches d'allure peu inclinées, presque concordantes avec la surface du fond représentée par le niveau d'érosion. Vers l'W, les couches se redressent jusqu'à 30°; grès plaquetés, moyens.
3) Couches à inclinaison régulière (30°); grès plaquetés, moyens.
   Niveau d'érosion.
4) Couches horizontales de grès plaquetés, moyens, sans ride et sans délit d'argile.

Ces trois phases de couches obliques diagonales, évoquent un front de talus. Certains ralentissements du courant sont marqués par l'inclinaison moins forte des dépôts. (Topset beds à l'W du niveau 1 et bottomset beds à l'E du niveau 2). Les périodes de courant plus fort laissent des traces d'érosion. Cette érosion a dû niveler toute la partie supérieure de chaque complexe, soit la plupart des topset beds. Ajoutons que la direction de l'apport ne varie pas ici, l'inclinaison des couches est dirigée vers l'W. On a donc apport d'E en W. Il faut mentionner que les couches peu inclinées peuvent n'être aussi que des foreset beds qui plongent dans une direction perpendiculaire à la falaise et donnent ainsi l'illusion d'être planes.

Affleurement de Matran–Gare. (Fig. 7).

La tranchée du chemin de fer, sous le passage sur voie, à l'W de la gare de Matran, montre des couches obliques où se succèdent des saccades de sédimentation très intéressantes. Un fait est à relever: l'inclinaison sédimentaire est exagérée ici

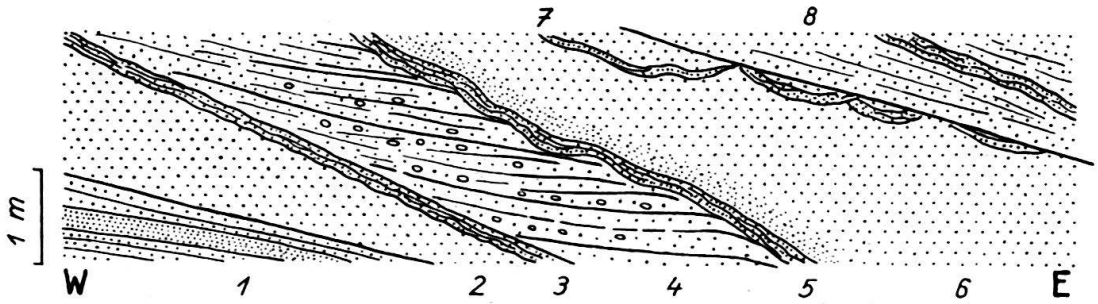


Fig. 7. Stratification diagonale. Affleurement de Matran–Gare. Coord. 573.650/181.880

par le pendage tectonique de 5°, dirigé dans la même direction, c'est-à-dire vers l'E. De bas en haut on relève:

1) dépôts fins: alternance de grès plaquetés, fins et de grès marneux, durs, très fins; en redressant ces couches dans leur position originelle, le pendage sédimentaire est presque nul. Epaisseur 1 m + x.
2) Banc de grès moyens s'amincissant du haut vers le bas; aucune trace de stratification interne. Epaisseur moyenne 1 m.
3) Grès très fins, plaquetés, à ripple-marks. Epaisseur 10 cm.
4) Grès moyens, friables, avec galets de marnes et galets exotiques, laminae légèrement arquées et obliques vers l'E.

Niveau d'érosion incertain.

5) Grès plaquetés, marneux, fins, à ripple-marks, ondulés et formant des mégarides d'une amplitude de 1 m. Epaisseur 15 cm.
6) Grès fins passant à des grès moyens, sans stratification visible.
7) Id. à 5, remplissage id. à 6.
   Niveau d'érosion rectiligne.
8) Grès plaquetés moyens passant à des grès fins à ripple-marks. Epaisseur 120 cm.

Le reste de l'affleurement est fait d'une alternance de bancs de grès moyens et de grès plaquetés fins à ripple-marks; on y note encore une ou deux coupures d'érosion. De plus, les couches s'inclinent de plus en plus vers l'E.

Interprétation

On se trouve en présence ici d'un front de talus qui migre, mais qui est constamment influencé par les courants qui l'alimentent. Ces courants semblent très instables: parfois faibles (dépôts fins), devenant plus forts (dépôts moyens) et même très forts dans les phases d'érosion. La présence de mégarides peut être expliquée par les dépôts de laminae qui en se superposant ont laissé une surface oblique et bosselée, comme on le verra dans la formation de certaines lentilles. Ces surfaces bosselées ont ensuite imprimé leur contour au dépôt supérieur. C'est très visible sur le banc 4. Par contre, le banc 6, ne montre pas sa statification interne; mais on peut supposer qu'elle est oblique.

b) *Stratification oblique de chenal*

On trouve dans les dépôts molassiques des stratifications en arc de cercle, discordantes sur les stratifications inférieures. En suivant les pendages de ces couches, on remarque qu'elles commencent par pendre dans une direction donnée, deviennent ensuite plus ou moins horizontales, puis se redressent pour pendre dans la direction opposée. Ces stratifications sont assez typiques. Lors d'un voyage d'étude dans l'estuaire de l'Escault, au Haringvliet, j'ai pu photographier un chenal dans les fouilles de construction d'un écluse (fig. 8); je mets en parallèle une photo, (fig. 9) que j'ai prise dans la vallée de la Sarine, rive droite, à la hauteur du village d'Arconciel, coord. 575.050/177.150.

Les chenaux peuvent être coupés axialement. Dans ce cas, ils présentent toujours une certaine symétrie. Mais celle-ci n'est jamais parfaite, car comme les rivières, les chenaux méandrent. Il s'ensuit que, dans les méandres, ils érodent et n'alluvionnent pas sur la berge concave mais alluvionnent sur la berge convexe.

Ajoutons que les chenaux peuvent différer par leur remplissage, leur ampleur, leur durée dans le temps et leurs migrations. Tout chenal passe cependant par deux stades:

l'érosion: la seule trace qu'elle laisse est la discordance sédimentaire qui existe entre les couches du remplissage et les couches inférieures et latérales.

Le remplissage: il est soumis aux mêmes variations que les autres dépôts molassiques. Les couches du remplissage épousent fidèlement la trace d'érosion, puis marquent vers le haut une tendance à redevenir horizontales. Cependant, certains chenaux remplis par un matériel très grossier, ne présentent pas de stratification dans le remplissage. C'est le cas pour celui qui est décrit ci-après.

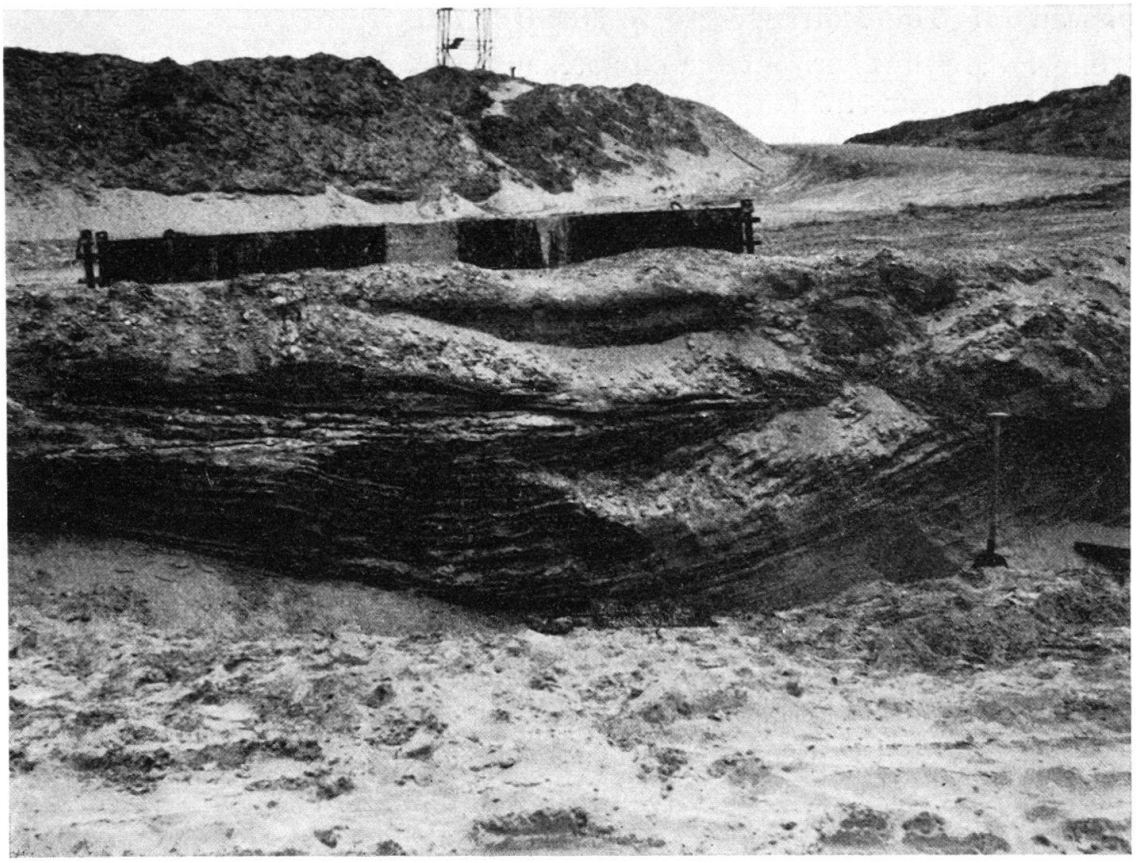


Fig. 8. Chenal actuel. Haringvliet (Pays Bas)

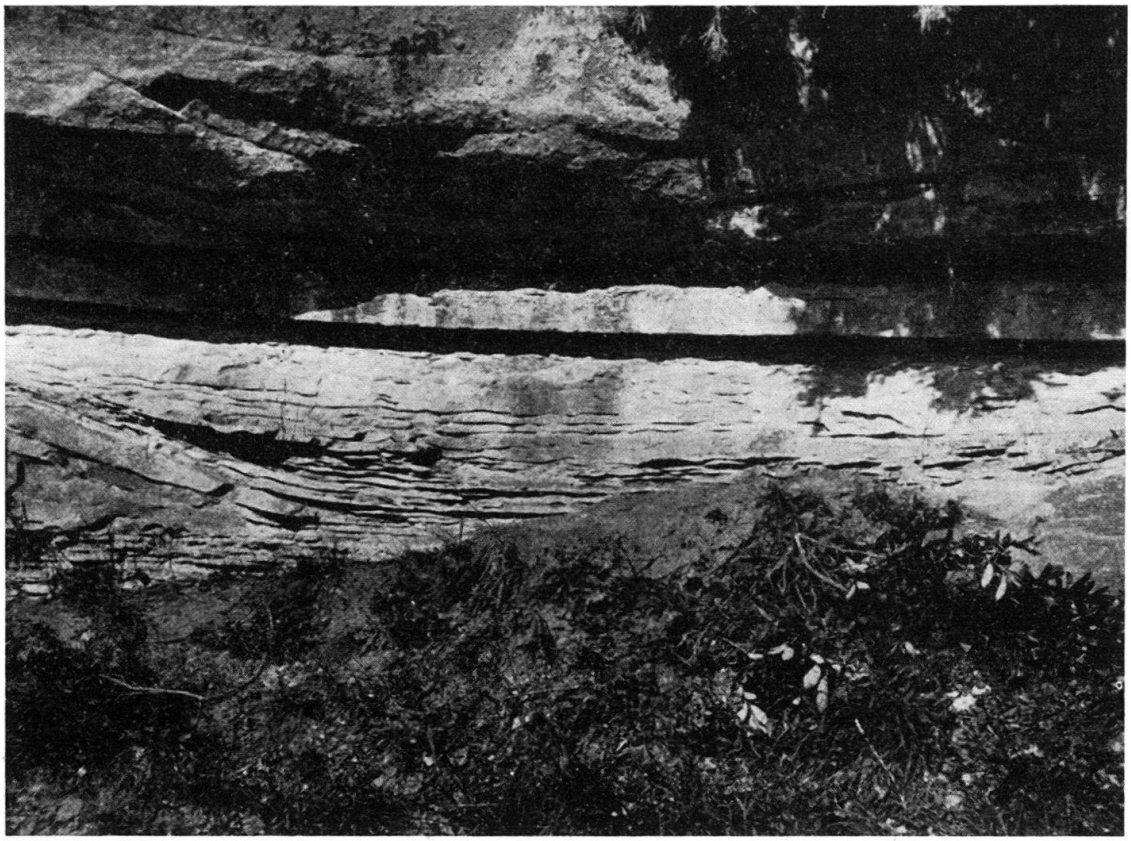


Fig. 9. Chenal fossile. Falaise droite de la Sarine sous Arconciel. coord. 575.050/177.150

Ruisseau de la Tire, Matran, coord. 573.090/181.780

Sur des grès fins horizontaux, on note, sur la rive droite du ruisselet, une coupure d'érosion semi-circulaire, surmontée des dépôts suivants:

1) Grès très fins, durs, micacés. Epaisseur 5 cm (les deux bancs qui forment ces grès sont séparés l'un de l'autre par des accidents de stratification à la surface de leur banc. Ces traces rappellent les hard ground[1]).
2) Phase de remplissage homogène: grès conglomératiques et poudingues, contenant des débris de coquilles et de nombreux moules de bivalves. Diamètre moyen des galets: 2 cm. Epaisseur 150 cm.

Interprétation

On se trouve ici en présence d'un petit chenal. Il est possible d'y distinguer trois phases:
- l'érosion attaque les grès sous-jacents déposés en milieu calme (grès plaquetés horizontaux).
- Sur la coupure d'érosion semi-circulaire, un premier type de dépôts fins dénote une accalmie du courant; cette accalmie a même pu être complète et les sédiments se solidifier quelque peu si l'on est en présence de hard ground.
- A cette période calme, succède le remblayage du chenal. Il est caractérisé par de nombreux galets et coquilles charriés, non observables hors du chenal. Ils caractérisent assez bien les chenaux: matériel inaccoutumé dans une région à matériel homogène.

Affleurement de la Glâne sous le Marchet. (Fig. 10).

En remontant la Glâne sur la rive gauche, entre Matran et Neyruz, on découvre, aux coord. 572.950/179.730, une petite faille très visible, qui a un rejet de quelques

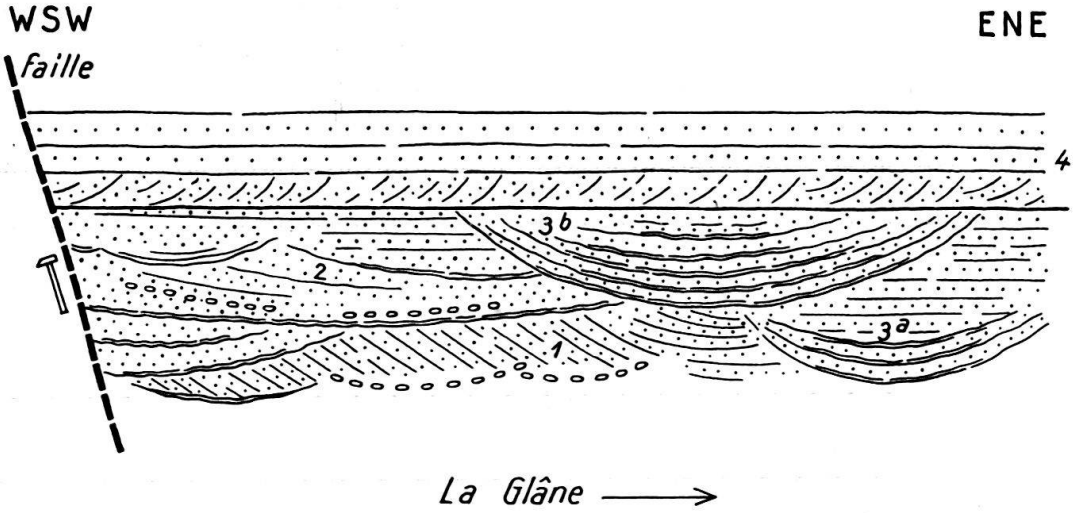


Fig. 10. Chenal. Affleurement de la Glâne sous le Marchet. Coord. 572.950/179.730

décimètres. En aval de cette faille on observe, dans la falaise, l'affleurement que voici, de bas en haut:

1) Grès fins, à stratification oblique, à trainées de marnes, lentilles souvent érodées, galets marneux noirâtres, dessinant dans leur disposition une forme concave vers le haut.

[1]) Nous traiterons ces divers accidents dans un chapitre spécial.

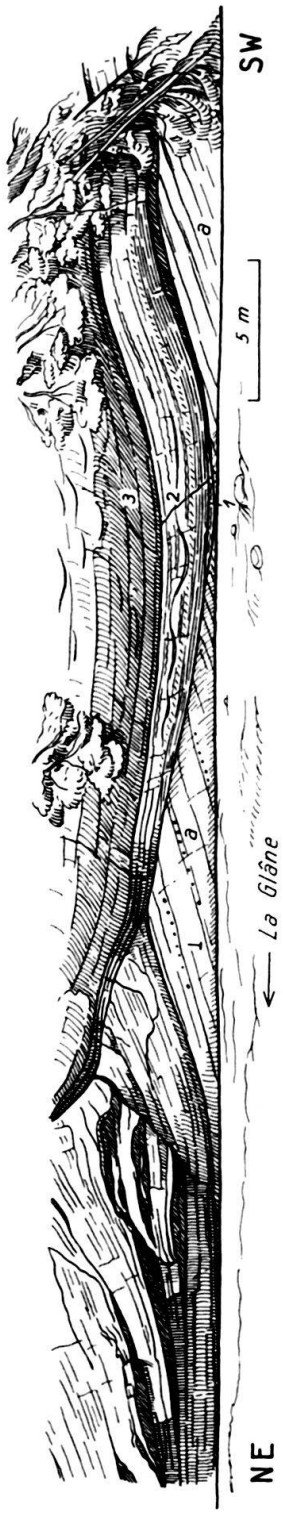


Fig. 11. Chenal (d'après photographie). Affleurement de la Glâne à l'E de Neyruz. Coord. 572.750/179.500

2) Grès moyens, à galets mous disposés d'une façon rectiligne, à lentilles assez profondes au diamètre variable; la base d'une de ces lentilles, reposant sur un niveau marneux à ripple-marks, est remplie de grès moyens sur lesquels sont imprimés les ripple-marks et des figures de poids (load casts).
Coupures d'érosion en arc de cercle dans les dépôts 1 et 2.

3) a) Grès fins à moyens, plaquetés de 3 à 7 cm d'épaisseur, à ripple-marks, séparés par des délits argileux. Les grès plaquetés suivent le niveau d'érosion mais en devenant de moins en moins concaves vers le haut. L'inclinaison des couches est plus forte sur le côté WSW du chenal que sur le côté ENE.
b) id à a: situé plus haut dans la série et déplacé vers l'W. Largeur du chenal 4 m, profondeur 50 cm.
Niveau d'érosion.

4) Grès moyens, en bancs de quelques dm qui plongent vers l'intérieur de la falaise.

Interprétation

Les chenaux 3a et 3b ne sont probablement que la migration d'un seul chenal. Nous verrons par la suite que ces phénomènes sont assez fréquents dans la mer molassique. Les bancs décrits sous le chiffre 4 font partie d'un nouveau complexe, représentant soit les foreset beds d'un talus qui progressait vers le N, soit la berge d'un nouveau chenal qui coulait parallèlement à la Glâne actuelle. Nous reviendrons là-dessus dans l'interprétation donnée (p. 352) de cette région de la Glâne.

Affleurement de la Glâne à l'E de Neyruz, coord. 572.750/179.500. (Fig. 11).

A l'E de Neyruz, la Glâne forme un méandre bien marqué; au sortir de ce méandre, en dessous du lieudit les Ponts Neufs, au point 587, dans la falaise droite de la rivière, se trouve l'un des plus beaux chenaux fossiles de la molasse. D'une largeur de 50 m environ et d'une profondeur de 3 m, ce chenal se présente comme suit:

a) Couches obliques de 12 à 25° inclinées en arc vers l'W–NW, se prolongeant beaucoup plus loin vers le NE et le SW que l'indique la figure 11.

Niveau d'érosion en arc de cercle dans a.

1) Au point le plus bas du chenal, c'est-à-dire vers son milieu, une légère dépression, de 20 cm de profondeur, est comblée par des bancs de grès plaquetés

séparés par des niveaux argileux, passant vers le haut à de l'argile finement litée; ripple-marks sur tous ces dépôts.

2) Sur le reste du niveau d'érosion et sur le niveau 1, laminae de grès moyens parallèles à la surface d'érosion alternant avec des laminae de grès fins; la dernière lamina à une texture interne entrecroisée, soulignée par des débris charbonneux. Epaisseur de ce niveau: 75 cm. Au-dessus, grès en bancs de quelques dm, séparés par des délits d'argile à ripple-marks; présence sur ces dépôts de grandes rides d'une amplitude de 2 à 4 m, marquées par un niveau d'érosion et formées d'un fin délit d'argile; au-dessus, grès fins déposés de façon identique à ceux qui se trouvent sous la ride.

3) Les dépôts supérieurs consistent, semble-t-il, car leur accès est impossible, en grès fins à lentilles sans rapport certain avec les dépôts du chenal, si ce n'est la courbure des couches encore visibles et qui tend à s'atténuer vers le haut.

Interprétation

On doit distinguer dans l'érosion de ce chenal un premier grand lit dans lequel est taillé un petit lit (1) plus profond. En outre, le chenal décrit (1 à 3) entaille d'autres dépôts de chenaux (a).

En effet, ces dépôts se retrouvent sur une grande distance et sur un même horizon de part et d'autre de l'affleurement.

Leur plongement demeurant plus ou moins constant vers le NE, on peut les expliquer par analogie avec ce qui se passe dans les méandres de rivières: érosion sur la berge concave et dépôts sur la berge convexe.

Affleurement de la Glâne, sous le Bois de Chavailles, entre les coord 571.050/177.950 et 570.670/177.730. (Fig. 12 à 14).

Fig. 12. Chenal à remplissage dissymétrique. Affleurement de la Glâne sous le Bois de Chavailles Coord. 571/177.960

Dans le bois de Chavailles, un sentier descend en amont d'un méandre à angle droit de la Glâne. En remontant la rivière, sur sa rive gauche, jusqu'au ruisseau qui coule entre le Bois de Chavailles et Foussy, on peut admirer une belle série de chenaux.

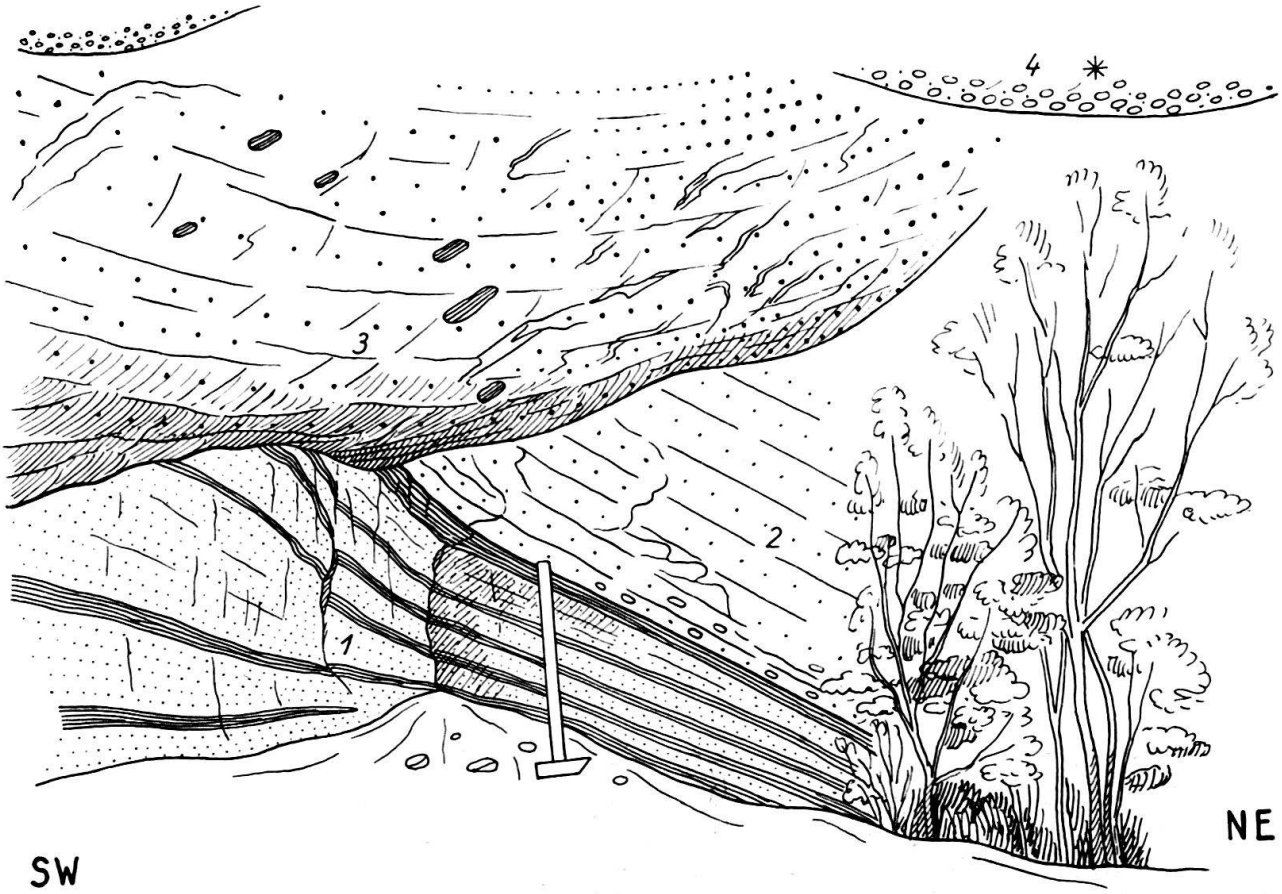


Fig. 13. Chenal en recoupant un autre. Affleurement de la Glâne sous le Bois de Chavailles. Coord. 570.950/177.940

Immédiatement en amont du méandre, la partie en surplomb d'une falaise saillante présente le remplissage d'un chenal. La direction en biais du surplomb, vers la Glâne, est donnée par les couches du remplissage. Ensuite, pendant 100 m, on ne voit plus rien à cause de la végétation et des éboulis, puis on rencontre le chenal décrit ci-dessous sous la lettre a. Sa berge, au SW, est coupée par un nouveau chenal. On ne voit qu'une partie du remplissage de celui-ci. Il est fait de grès grossiers, surmontés de lentilles. On retrouve, quelques mètres plus loin, sa berge SW entamée par un nouveau chenal (b). Sur une distance de 15 m, sur le fond de la Glâne, on voit les couches pendre vers le NE. Elles sont faites de grès moyens plaquetés. Dans la falaise, c'est-à-dire, un mètre au-dessus du lit et de ces couches, une coupure d'érosion est remplie de grès conglomératiques. Sa largeur ne dépasse pas 3 m. On arrive enfin à un dernier chenal (c).

Reprenons ces divers points:

a) Il n'est pas possible de voir la coupure d'érosion à la base du premier chenal (Fig. 12), mais on suit sa courbure donnée par les couches du remplissage.

On distingue trois phases de bas en haut:

1) Grès moyens à grossiers, à laminae dirigées vers le NE, galets de molasse marneuse et galets exotiques; sur la gauche, à la base, lentille; il n'est pas certain que les couches qui la contiennent se rattachent au remplissage. Epaisseur 1 m + x.
2) Grès plaquetés, moyens, séparés par des niveaux d'argile, passant progressivement, vers le SW, à des grès grossiers séparés par des grès fins; remplissage beaucoup plus épais et grossier au SW qu'au NE. Epaisseur maximum des dépôts 2 m.

Fig. 14. Chenal à remplissage grossier. Affleurement de la Glâne sous le Bois de Chavailles Coord. 570.760/177.830

3) Grès moyens rarement plaquetés, laminae pendant vers le NE. Epaisseur environ 1,5 m.

On ne voit pas les dépôts supérieurs couverts par de la végétation. Le chenal mesure 12 m de largeur.

b) La figure 13 montre l'endroit où se recoupent deux chenaux. On ne voit malheureusement pas la base du chenal NE.

1) Alternances de grès moyens de 10 à 25 cm d'épaisseur et de grès fins, très marneux, noirâtres, d'une épaisseur de 1 à 5 cm.
   Probablement niveau d'érosion.
2) Grès conglomératiques, à la base, passant à des grès grossiers, portant de nombreux moules de bivalves et débris de coquilles.

Les dépôts 1 et 2 plongent sédimentairement vers le NE.
Niveau d'érosion coupant les niveaux 1 et 2.

3) Grès grossier avec des galets; parmi ces galets on reconnaît la présence de grès marneux, fins, identiques à ceux qui ont été rencontrés en 1; ces galets allongés et étroits n'ont jamais une épaisseur supérieure à celle des niveaux précités (en 1). Localement coupure d'érosion.
4) Sur la coupure d'érosion, lentilles faites d'un petit niveau de grès fins surmonté de grès conglomératiques. Ailleurs, grès moyens d'allure horizontale.

Interprétation

Les niveaux 1 et 2 constituent le remplissage d'un chenal dont le point le plus bas est situé quelques m au NE de la coupe donnée. Le niveau 3 représente un chenal qui a coupé le précédent après son comblement. On retrouve des lambeaux du remplissage du premier chenal, érodés en amont, dans le remplissage du second. Ce sont les galets gréso-marneux, en 3, provenant du niveau 1.

Le niveau 4 ne fait plus partie du remplissage de chenaux. Nous parlerons ci-dessous de la genèse de ces grès conglomératiques.

c) A 1,30 m du lit de la Glâne, des grès fins friables, ne présentant aucune stratification visible, sont coupés par un niveau d'érosion. On trouve au-dessus, de bas en haut (Fig. 14):

1) Grès moyens, à laminae obliques, arquées, dirigées vers le NE; le grès vers le haut de ce niveau change de faciès; les laminae des dix derniers cm sont horizontales mais ondulées en vagues de 30 cm d'amplitude. Epaisseur 30 cm.
2) Grès conglomératiques cimentés par un grès fin, très dur; diamètre des galets variant entre 0,5 et 3 cm. Epaisseur 50 cm.
Niveau d'érosion dans les niveau 1 et 2, coupure en arc de cercle imparfait, la remontée SW étant plus raide que celle du NE.
3) Remplissage asymétrique horizontalement: galets agglomérés du côté SW, passant vers le NE à des grès grossiers puis à des grès moyens.

Interprétation générale

Ces chenaux de la Glâne montent dans la série, du NE au SW (aucun compte tenu de l'inclinaison tectonique des couches, qui est ici insignifiante, puisque la falaise qui les coupe transversalement est perpendiculaire à la direction du pendage); ils ne sont pas du même âge. Ils ont un point commun, sauf le chenal c: tous, ils érodent les flanc SW du précédent. D'autre part, en ce qui concerne la description faite sous la lettre b, il est clair que déjà en amont, le chenal SW coupe, ou du moins entame le chenal NE. On retrouve dans celui du SW, des lambeaux de grès fins, marneux, qui ont été transportés, à partir de celui du NE. Ces galets, à peine roulés,conservent tous la dimension du banc dont ils sont issus. De toute façon, alors que le chenal NE érode, le chenal SW est déjà comblé. On peut dire que le chenal le plus au NE est plus ancien et que celui du SW est le plus récent.

Ces diverses coupures sont dues, probablement, à la migration d'un seul chenal. Dans ce cas, on remarque cependant que la grossièreté des sédiments du remblayage augmente du NE au SW, partant la force du courant doit augmenter; ce courant va même probablement jusqu'à déborder du cours du chenal pour sédimenter son matériel grossier latéralement et, c'est vraisemblablement, pendant que le chenal c érodait encore son lit qu'il déposait des galets dans les lentilles situées latéralement (niveau 4, fig. 13).

Les galets latéraux, situés plus haut, seraient donc plus anciens que ceux du remplissage du chenal situé plus bas. Ainsi, dans une région de chenaux, des sédiments situés à la même hauteur stratigraphique ne sont pas de même âge, loin de là.

c) *Stratification entrecroisée*

«On désigne sous ce terme, un ensemble de couches obliques..., réparties en groupes, dont les directions et les pendages varient d'un groupe à l'autre.

Cet ensemble résulte du changement de direction et d'intensité du courant marin au cours du dépôt, de changement dans la charge du courant, dans le débit de l'eau, de déplacements du cours et de fluctuations du niveau marin ou lacustre.

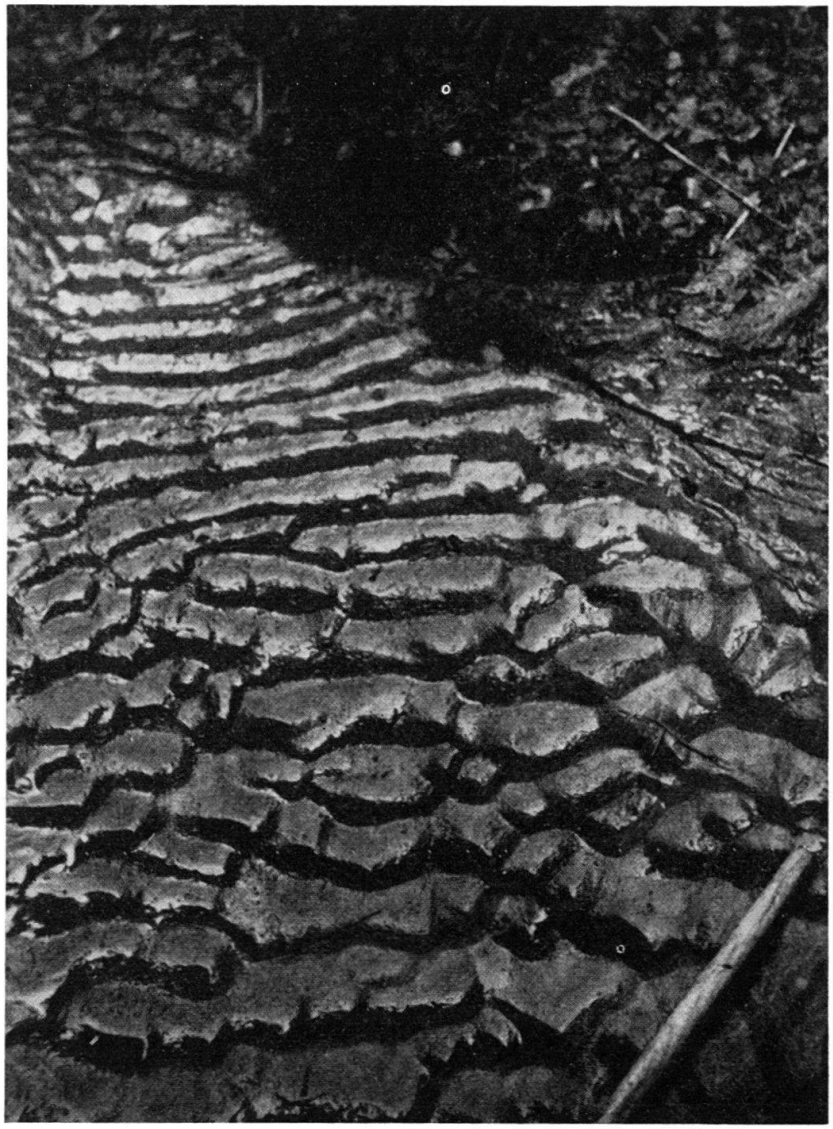


Fig. 15. Partie d'une lentille vue de dessus; (deux types de ripple-marks ondulent le fond). Lit de la Glâne. Coord. 571.225/178.660

Les groupes de couches obliques sont limités par des surfaces d'érosion rarement planes, plus souvent arquées et généralement concaves vers le haut, ce qui leur donne une forme de lentilles concaves–convexes, appelées aussi croissants». (A. Lombard, 1956, p. 115).

Comme je l'ai fait remarquer plus haut, les groupes entrecroisés ne sont pratiquement jamais composés de bancs, mais de laminae. Pour cette raison, il est malaisé de les observer sur le terrain. Cependant, un faciès accompagne toujours la stra-

tification entrcroisée: le faciès à lentilles. Si elles possèdent un niveau imperméable – ce qui est très souvent le cas – les lentilles, grâce à leur forme, arrêtent les eaux telluriques, chargées de Ca CO3 qui, par précipitation, durcit le grès sus-jacent. Ce grès ainsi durci, forme des saillies, et facilite la détection des lentilles. Notons que les lentilles peuvent avoir deux causes: la première est, comme nous l'avons vu, la stratification entrecroisée, qui laisse des bossellements sur le fond de la mer. Un niveau imperméable suffit à provoquer postérieurement un durcissement et, partant, à mettre en relief certains niveaux de grès. La seconde est l'érosion qui, par un mouvement combiné de courants, comme pour les ripple-marks d'interférence mais à l'échelle plus grande des mégarides, laisse des surfaces bosselées où, dans les creux, s'accumule l'argile; celle-ci, comme dans les lentilles précédentes, met en relief, par la suite, les grès sus-jacents.

La photo figure 15, montre une lentille avec des ripple-marks, formés par des courants combinés; on aperçoit très bien, en bas, des creux et des bosses dus à des courants d'interférence. A une échelle plus grande, ils auraient été la cause de la formation de lentilles.

Le haut de la photo montre des ripple-marks dus à des courants unidirectionnels; les ripple-marks sont parallèles.

Carrière de Lovens, coord. 567.525/180.400. (Fig. 16).

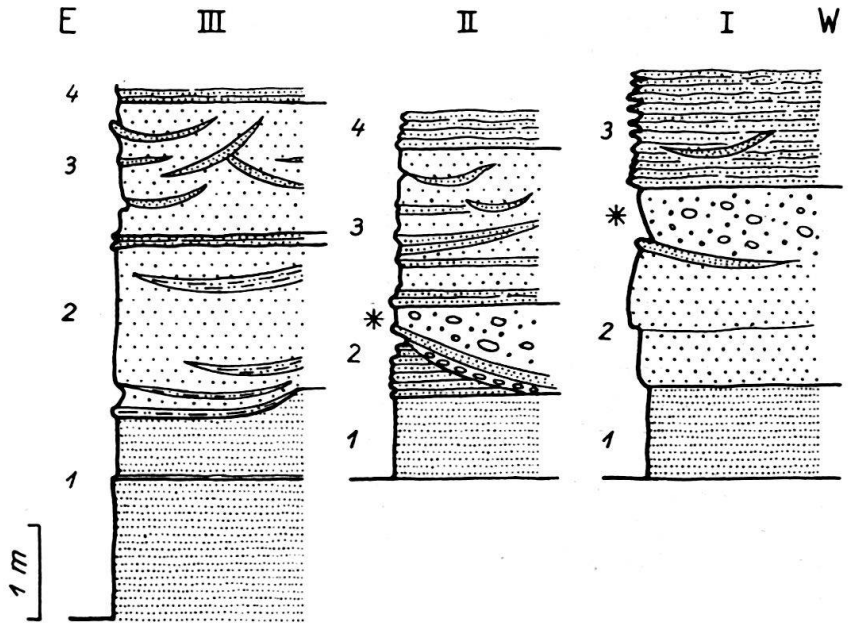


Fig. 16. Faciès à lentilles. Carrière de Lovens (la Perreire). Coord. 567.525/180.400

Au lieudit la Perreire, à l'W-NW de Lovens, on trouve une carrière caractérisée par l'abondance des lentilles dans le grès. C'est vers l'W et le milieu de la carrière qu'elles sont le mieux visibles. Plus à l'E, les grès sont altérés et couverts de végétation, de sorte qu'il n'est plus possible de rien distinguer. Cette carrière présente des fronts de taille situés à différents plans; de l'W vers l'E on arrive à suivre, dans ces divers plans (Fig. 16, I, II, III), de bas en haut, la succession suivante:

I. 1) Grès moyens à fins, assez résistants, à laminae horizontales. Epaisseur 1 m + x.
2) Grès moyens, à stratification horizontale en gros bancs de 0,5 m, contenant de grandes lentilles gréseuses remplies de grès grossiers à galets et moules de bivalves. Epaisseur 2 m.
3) Grès plaquetés, fins, séparés par des niveaux d'argile, ripple-marks; par place, lentille de même grès, de petit diamètre (0,5 m). Epaisseur 1,2 m + x.

II. 1) Id. à 1 du front de taille I. Epaisseur 0,8 m + x.
2) Grès fins, plaquetés, érodés en arc de cercle, surmontés de galets dans un grès grossier puis de grès fins, argileux; le remplissage de la lentille est fait de grès grossier à galets et moules de bivalves. Epaisseur 1 m.
3) Grès moyens avec, par place, des grès plaquetés fins à ripple-marks séparés par des délits d'argile; ce niveau contient des lentilles de grès fins, bien cimentés au diamètre variable. Epaisseur 1,6 m.
4) Id. à 3 du front de taille I. Epaisseur 0,4 m + x.

III. 1) Id. à 1 des fronts de taille I et II. Epaisseur 2 m + x.
2) Grès moyens, contenant de grandes lentilles de grès marneux (diamètre moyen 5 à 6 m). Epaisseur 1,8 m.
3) A la base, grès fins, marneux de 0,1 m d'épaisseur; puis, grès moyens contenant des lentilles fortement inclinées, faites de grès fins très durs; on ne peut observer la stratification des grès moyens. Epaisseur 1,3 m.
4) Id. à 3 du front de taille I. Epaisseur 0,1 m.

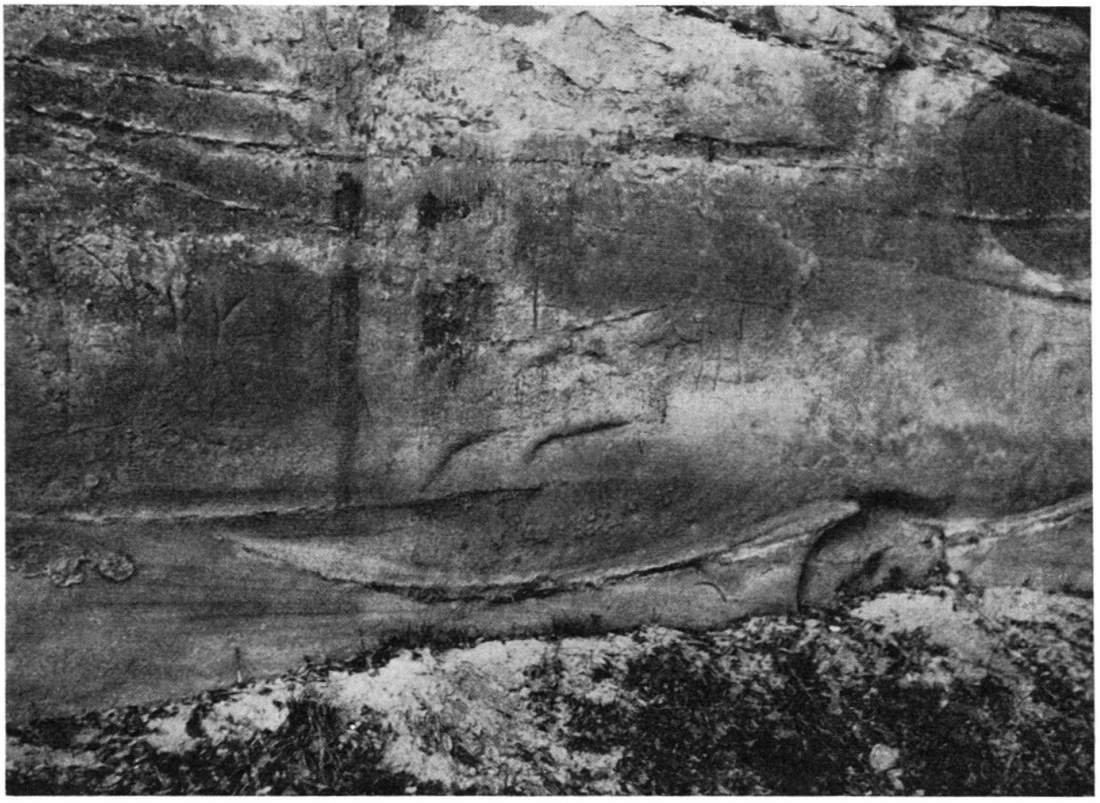


Fig. 17. Stratification entrecroisée et lentilles. Affleurement du chemin Pont de la Glâne – Ste Apolline. Coord. 575.900/181.670

Interprétation

Comme on le voit, les variations latérales sont rapides dans ces dépôts où ont pris naissance les lentilles. Il est important de souligner, dans cet affleurement, la présence des deux types de lentilles que nous avons vues plus haut. Dans le niveau 2, du front de taille II, on est en présence de lentilles qui surmontent un niveau d'érosion qui a coupé les grès plaquetés. Par contre dans le niveau 3, (II et III) la position même des lentilles, fait songer à une concordance entre les sédiments de base et le remplissage. Malheureusement, la difficulté d'accès et l'absence apparente de stratification entrecroisée laissent un doute sur leur vraie attribution.

Par contre, l'affleurement suivant va montrer, sans hésitation possible, des lentilles concordant avec la stratification.

Affleurement du chemin Pont de la Glâne–Ste Apolline, coord. 575.900/181.670 (Fig. 17).

La photo 17 montre des laminae entrecroisées; leur inclinaison est très faible; on y voit des traînées de grès marneux surmontés de grès plus fins, friables, qui forment les lentilles. Le remplissage de ces lentilles est fait de grès plus grossiers que les précédents, contenant des galets et des troncs limonitisés.

On retrouve, au-dessus, des grès moyens à stratification entrecroisée, contenant des lentilles. La photo ne montre qu'une partie (à droite en haut) de ce niveau supérieur.

γ. – ASSOCIATIONS LES PLUS COMMUNES DES TYPES DE STRATIFICATION

Comme on l'a observé dans les divers affleurements illustrant les structures décrites ci-dessus, il est rare de voir un affleurement présentant un seul type de structure. Les variations sont incessantes dans la mer molassique, si bien que, dans tous les affleurements ou presque, on voit se superposer diverses stratifications. Le plus souvent, on rencontre les superpositions de stratification horizontale et de stratification oblique entrecroisée. Cette dernière est rarement visible, quoique attestée par les lentilles qui en font partie.

C'est ce que vont montrer les deux coupes suivantes:

Tranchée du C. F., le Platy, coord. 575.810/181.870. (Fig. 18).

Le long de la voie de chemin de fer, de l'W–NW à l'E–SE, j'ai relevé, de bas en haut, la coupe suivante:

1) Grès plaquetés, fins, bleuâtres, à ripple-marks, passant à des schistes grèseux, très fins en trois saccades identiques: a, b, c. Epaisseur de chacune: 0,3 m
   Niveau d'érosion coupant partiellement c.
2) Grès grossiers, à galets exotiques et troncs d'arbres limonitisés, devenant moyens vers le haut. Epaisseur 3 m.
3) Argiles marno-gréseuses, friables, feuilletées, sans ripple-marks, mais portant au sommet des figures de poids (load-casts). Epaisseur 0,3 m.
4) Grès fins, durs, bien que marneux. Epaisseur 0,35 m.
5) Feuillets d'argile marno-gréseuse id. à 3. Epaisseur 0,2 m.
6) Grès fins à moyens avec traînées marneuses non continues de 0,05 m d'épaisseur. Epaisseur moyenne 1 m.
   Niveau d'érosion en diagonale dans 6.

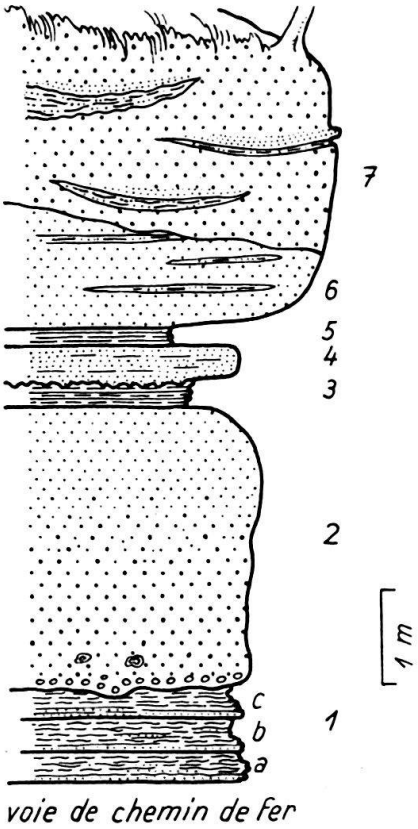


Fig. 18. Variation de faciès. Tranchée de C.F., Le Platy. Coord. 575.810/181.870

7) Grès grossiers, sans stratification apparente, lentilles de grès marneux, surmontées de grès fins, durs; diamètre des lentilles variant entre 2 et 5 m. Epaisseur 2 m + x.

Interprétation

Comme on vient de le constater, on trouve les deux types de stratification le plus souvent associés, formant des rythmes assez réguliers. La stratification horizontale plane parallèle montre deux structures différentes: schistes gréso-marneux et grès dallés à lithologie très variable. Le faciès à lentilles serait à rattacher à la stratification entrecroisée, dont malheureusement on ne voit pas les traces dans le banc supérieur, à cause d'une trop forte altération.

Rives de la Sarine entre la Tuffière et Sous Vurzy, aux coord. 575.130/177.360.

Si l'on part de la station de pompage de la Tuffière, rive gauche de la Sarine, on voit les pendages apparents de la molasse indiquer une inclinaison de quelques degrés vers le SE.

1) On se trouve tout d'abord sur des silts à ripple-marks d'interférence; ces silts sont plaquetés et même feuilletés. Leur couleur est bleuâtre. Ils portent des pistes animales faites d'une strie continue et curviligne. Ils mesurent 2 m + x.

2) En continuant à remonter le cours de la Sarine, on remonte également lentement dans la série et on arrive, à la hauteur de la falaise de molasse, dans des grès moyens, contenant des débris charbonneux, des morceaux de troncs, des galets de grès fins, anguleux et d'autres galets. On y voit des lentilles d'un diamètre moyen de 1 m. Ces lentilles sont faites de quelques cm de silt bleu, ondulé par des ripple-marks. Elles ont une profondeur de 20 cm, en général.

3) On passe, au-dessus, à un complexe de grès plaquetés à grain fin, de couleur verdâtre; les bancs portent une pellicule de débris charbonneux et des ripple-marks d'interférence. Les niveaux 2 et 3 mesurent 5 à 6 m d'épaisseur, ils sont difficiles à mesurer l'un sans l'autre, à cause d'un jeu de petites failles à rejets de quelques décimètres.

4) Au-dessus des grès plaquetés se trouve un banc de grès grossier qui commence par un chapelet de galets d'un diamètre de 0,05 m, faits toujours de roches très dures, pour la plupart des roches cristallines. Le niveau de galets est continu. Il traverse le banc en diagonale. On le retrouve au sommet du banc, quelques dizaines de mètres plus loin. Les grès de ce banc ont une stratification entrecroisée, marquée par des laminae alternativement claires et foncées. A la hauteur d'un petit éboulement, où se termine la falaise surplombant la Sarine, on peut voir une surface de banc. Cette surface est fortement bosselée par des mégarides d'interférence. Le diamètre des cuvettes ainsi formées est d'environ 2 m et leur profondeur de 0,3 m. Ce banc mesure 2 m d'épaisseur.

5) La stratification entrecroisée diminue d'échelle dans le haut du banc, pour passer dans le complexe supérieur, à une stratification plane parallèle mais dont la texture des bancs de 0,10 m est faite de laminae entrecroisées, soulignée par des débris charbonneux. Epaisseur environ 1 m.

6) On a ensuite une stratification horizontale, plane parallèle, ondulée par des ripple-marks. La texture du banc est très différente de celle du précédent. On trouve – fait rare dans la molasse – un graded bedding, dans chaque banc de 0,08 m d'épaisseur en moyenne: on passe des grès grossiers à des silts, avec tous les intermédiaires; la microstratification horizontale mais ondulée est soulignée encore une fois par des débris charbonneux. Epaisseur 1 m.

7) On trouve au-dessus un niveau identique au niveau 3; stratification entrecroisée à lentilles; mais on n'y rencontre pas de chapelet de galets. Epaisseur 1,7 m.

8) On retrouve plus haut des grès à stratification entrecroisée à petite échelle, formant des bancs horizontaux, ondulée par des ripple-marks. La stratification est soulignée par des débris charbonneux, dans des grès moyens à très fins. Epaisseur du complexe 1,2 m.

9) On arrive ensuite à des grès moyens, d'allure homogène, mais coupés par place par des lentilles assez grandes d'un diamètre de 5 m, faites de quelques cm de grès marneux noirâtres. Il faut alors traverser la Sarine et la remonter durant 200 m. On trouve sur la rive droite, immédiatement au bord de l'eau, une nouvelle succession de complexes de couches. Il est difficile de situer celles-ci stratigraphiquement, par rapport aux autres. On peut penser qu'elles leur sont supérieures de quelques mètres.

On note à partir de l'eau les niveaux suivants:

10) des grès plaquetés à ripple-marks, aux grains fins séparés par des niveaux de grès argileux noirâtres. Ces niveaux épousent les ripple-marks des grès sous-jacents mais les atténuent. Parfois leur surface supérieure arrive à être horizontale. Epaisseur 1 m + x.

11) Ils sont surmontés par des grès fins, à petites lentilles de grès argileux noirâtres d'un diamètre de 5 à 10 cm. Ce complexe ressemble fort au précédent, sauf que les niveaux gréso-argileux des précédents ne se rejoignent plus ici et

forment des lentilles. Epaisseur variable à cause du banc supérieur, dont la surface n'est pas horizontale. (Environ 2 m).

12) Ce banc est fait de grès moyens jaunâtres à laminae entrecroisées. Certaines laminae sont surmontées de lentilles de 1,5 m de diamètre, faites de grès durs, argileux, noirâtres, finement plaquetés qui mesurent 5 cm de hauteur. Leur profondeur est de 0,3 m. Epaisseur 8 m environ. De nouveaux jeux de failles placent latéralement, à la hauteur de ce niveau, des grès plaquetés, en minces feuillets, argilo-gréseux, passant à de l'argile.

Il est remarquable de constater que plus les feuillets deviennent minces, plus la proportion d'argile est grande dans le sédiment et vice-versa. On y trouve des bancs de grès fins à moyens de 10 cm d'épaisseur. Sous certains de ces bancs, on voit de magnifiques load-casts. L'accès des affleurements n'est possible qu'à la base de la falaise où l'on suit assez longuement la stratification horizontale des grès plaquetés et des schistes argilo-gréseux. L'épaisseur de ce complexe ne dépasse cependant pas 3 m. On trouve toujours, au-dessus, un faciès à lentilles. Ce faciès commence par un niveau d'érosion et l'on observe, par place, des traînées ou des nids de galets, jusqu'à l'embouchure du ruisseau d'Arconciel dans la Sarine.

Ajoutons que, en remontant la Sarine plus haut que la confluence du ruisseau, on rencontre sur la rive gauche de magnifiques traces de convolute beds, dans un complexe de grès, silts et argiles horizontaux de 2 m d'épaisseur, surmonté d'un banc de 30 cm de grès grossiers à galets et troncs d'arbres nombreux.

Ces traces de glissement seront décrites plus loin (p. 363). Enfin en amont du méandre de Sous Vurzy, on voit le chenal figuré précédemment (fig. 9).

Interprétation

L'analyse de ce profil indique une relative constance dans les dépôts qui se rencontrent dans toutes les falaises de la Sarine moyenne, entre Fribourg et Rossens. Comme nous le remarquons dans le bref parcours décrit, il y a une alternance de stratification horizontale et de stratification entrecroisée, témoignée par des lentilles. Je donnerai, comme seul exemple, la falaise qui est immédiatement en amont de l'embouchure du ruisseau d'Arconciel. On y peut voir de loin les bancs en surplomb, d'allure compacte mais qui contiennent des lentilles, et les bancs formés des dépôts horizontaux qui sont en retrait. On compte sur 60 m de hauteur, six périodes de stratification horizontale et cinq complexes à stratification entrecroisée à lentilles.

Les autres types de stratification: de chenal et diagonale, ne se rencontrent qu'accidentellement dans le cañon de la Sarine en aval de Rossens. On peut en déduire que cette zone de la MMS, durant une période assez grande, a connu une alternance assez régulière d'apport plus fin en milieu tranquille et d'apport plus grossier en milieu plus agité.

§ 3. Accidents de surface de stratification

De nombreux phénomènes affectent la surface des bancs de molasse. Le plus répandu, et pour cette raison, nous ne le considérons plus comme un accident, est la présence de ripple-marks.

Les autres phénomènes sont beaucoup plus rares; on trouve exceptionnellement des figures de poids, de glissement, d'accumulation anormale due aux courants. Toutes ces figures sont créées alors que le sédiment est encore gorgé d'eau.

Load casts

Souvent les grès se déposent sur des niveaux d'argile non consolidés. La granulométrie grossière du grès peut provoquer des figures dues à l'affaissement du grès

sur l'argile. Ces figures se présentent sous forme de bossellements à la surface inférieure du banc de grès. Les load casts ne présentent aucune symétrie ou aucun alignement. On en trouve au bas de la falaise gauche de la Sarine, immédiatement en aval du barrage de Rossens, à la sortie de l'ancien canal de dérivation; on voit des rognons de molasse de la grosseur du poing, sur la surface inférieure des couches, au toit de la galerie.

Les load casts peuvent en outre accentuer les ripple-marks d'un niveau d'argile, si des grès s'y superposent. Ils bossellent de façon assez inattendue les creux de ripple-marks. Je les ai signalés plus haut (p. 351), à la base d'une lentille à l'affleurement du Marchet.

Les traces trouvées dans l'affleurement du ruisseau de la Tire peuvent être des hard-grounds. Cependant il n'est pas exclu qu'on doive les rattacher à des figures de poids, mais dans ce cas, leur explication serait malaisée, puisque ces déformations se rencontrent à l'interbanc de deux niveaux de grès de même granulométrie.

Slump structures

Flow-casts. Je n'ai jamais rencontré de vrais flow-casts linguiformes dans les sédiments molassiques. Pourtant les figures de fluxion ne sont pas absentes.

Convolute beds: les figures représentées sur la photo (fig. 19) dessinent des pseudo-boudinages dans le banc. Elles se retrouvent sur une distance assez grande, plus de 50 m, dans la falaise de la Sarine à l'W du village de Corpataux, coord. 575.130/177.350.

Fig. 19. Convolute beds (l'échelle est donnée par une boîte d'allumette). Falaise gauche de la Sarine sous Vurzy; coord. 575.130/177.350

En coupe mince, on distingue très bien des plis dus à l'involution du sédiment; celui-ci s'est plié, puis enroulé, ce qui lui donne cette allure de pseudo-concrétion. D'après les figures qu'en donne PH. H. KUENEN (1952, p. 33), on peut assimiler ces formes à des convolute beds.

Crinkled lamination

Je n'ai trouvé ces formes qu'à un seul endroit, sur la rive gauche de la Sarine, en aval du remplissage quaternaire à la Pila, coord. 575.740/180.420. On y voit (Do 13), en ronde bosse, de petites pustules d'un demi-centimètre de long, alignées dans des directions assez visibles. La face inférieure du feuillet de grès qui les porte est ondulée par des empreintes de ripple-marks. Suivant E. TEN HAAF (1959, p.24), ces figures seraient produites par des courants. Les ripple-marks du dessous semblent provenir de courants de deux directions préférentielles.

Drag marks

Certaines surfaces supérieures de bancs sont affectées – le cas est rare – par des striations en relief. On peut y déceler des directions dominantes, marquées par des lignes parallèles. Au bord de la Sarine, rive droite, coord. 575.060/177.070, j'ai trouvé un bloc éboulé venant de 20 m plus haut dans la paroi. Sur la surface de ses couches, j'ai pu voir des figures très semblables à celles que donne PH. H. KUENEN (1957, p. 244). On les a aussi appelées groove casts (SHROCK 1948, p. 163). Mais ce dernier terme serait général et les drag marks en seraient un cas particulier. Elles auraient été provoquées par des courants dont la direction serait parallèle à subparallèle aux figures décrites.

CONCLUSION SÉDIMENTOLOGIQUE

L'étude des faciès de la formation gréseuse de la MMS nous amène aux conclusions suivantes:

la mer molassique supérieure, au moment des dépôts gréseux, était une mer peu profonde, ne dépassant pas quelques dizaines de mètres. Aucun endroit ne témoignant d'émersion sur notre terrain d'étude, on peut imaginer, puisque de tels faits sont signalés plus au N (J. L. RUMEAU, 1954), que la mer s'approfondissait quelque peu dans l'axe du sillon. Cette mer était agitée par des courants très variables, laissant parfois à l'abri certaines régions où se déposaient plus lentement des sédiments horizontaux. Ces courants, probablement le prolongement des fleuves alpins, remaniaient sans cesse les sédiments et amenaient, dans leurs zones d'influence, des sédiments grossiers. Ce remaniement s'est fait par l'intermédiaire des chenaux que nous examinons maintenant.

Si les chenaux sont peu répandus dans l'espace et ne représentent somme toute qu'un accident dans la mer molassique, on ne saurait les négliger car ils sont une des causes des complications stratigraphiques qui existent dans la MMS. Ils migrent constamment, nous l'avons vu, et c'est de cette migration que dépend l'épandage des sédiments en aval, tandis qu'en amont, ils érodent. Ils sont donc responsables de la quantité énorme de matériel qui a été remanié dans la mer molassique. Et pour ma part, j'estime qu'aucun sédiment de la formation gréseuse n'est actuellement à son lieu de dépôt originel.

Les stratifications diagonales planes découlent des chenaux: elles caractérisent les dépôts qui se font à l'endroit où disparaissent les chenaux. A ce moment là, le courant, qui travaillait de façon presque linéaire dans les chenaux perd de sa force et se disperse; par ce processus, les dépôts se sédimentent en arc de cercle, formant un talus où les couches inclinées se superposent. Ainsi, la stratification diagonale n'est qu'une résultante des chenaux.

Quant à la stratification entrecroisée, elle est d'origine plus confuse; logiquement, elle devrait être située à une distance encore proche des zones d'apport.

Ainsi, comme schéma général de dispersion des détritiques, on aura des auréoles successives à partir d'une zone d'apport: chenal ou fleuve côtier engendrant à son extrêmité des stratifications diagonales planes. Ces auréoles débutent par les zones de stratifications entrecroisées délimitant le domaine d'influence des courants, puis viennent les zones calmes à stratification horizontale. Ce schéma correspond à la répartition des sédiments dans l'espace.

Dans le temps, cette division joue uniquement pour les couches moyennes de la formation gréseuse. Les couches inférieures marquent l'installation du régime marin. Les couches supérieures indiquent une accalmie des courants presque générale: les zones d'alimentation ralativement abondantes sont constituées de grès horizontaux, alors que les zones d'alimentation calme connaissent la présence de dépôts argilo-gréseux, fins. Ces constatations nous permettent de définir les aires de sédimentation de la formation gréseuse et de tenter sur cette base d'en établir la stratigraphie.

III. STRATIGRAPHIE

Les conclusions tirées de l'analyse sédimentologique de la formation gréseuse ainsi que les constructions établies à partir de la limite MDI–MMS m'ont permis de dresser le tableau suivant:

Tableau stratigraphique de la formation gréseuse

<table>
<tr><th>E</th><th colspan="3">centre</th><th>W</th><th></th></tr>
<tr><td>800 m</td><td colspan="4">Couches horizontales</td><td rowspan="2">S</td></tr>
<tr><td>700 m</td><td>sédiments moyens</td><td>sédiments fins</td><td colspan="2">sédiments très fins</td></tr>
<tr><td>600 m</td><td rowspan="3">alternances de couches horizontales et de couches entrecroisées à lentilles</td><td colspan="3">couches horizontales sédiments moyens</td></tr>
<tr><td>500 m</td><td rowspan="2">sédiments grossiers chenaux</td><td colspan="2">couches horizontales sédiments moyens</td></tr>
<tr><td>400 m</td><td colspan="2">?</td></tr>
<tr><td>300 m</td><td rowspan="3">?</td><td rowspan="3">?</td><td colspan="2">couches entrescrioées à lentilles</td></tr>
<tr><td>200 m</td><td colspan="2">couches obliques et horizontales</td></tr>
<tr><td>100 m</td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td>0 m</td><td>Limite</td><td>MDI–MMS</td><td colspan="2">galets de marnes</td><td>N</td></tr>
</table>

N.B. Les structures et la granulométrie notées dans ce tableau indiquent uniquement une prédominance ou une caractéristique.

PALÉONTOLOGIE

Pistes animales: des pistes peuvent encore affecter les surfaces de stratification. C'est dans les grès très fins bleuâtres qu'elles ont été le mieux conservées. Beaucoup rappellent par leur allure les reptations d'Amphipodes que décrit O. Abel (1935). Ces traces sont surtout cantonnées dans les falaises de la Sarine, rive gauche, en dessous de Montet, coord. 574.980/175.190. On trouve d'autres traces animales Sous Vurzy, coord. 575.130/177.350, dans un silt. Elles sont faites de boudinage et de lignes méandriformes. A cet endroit, j'ai trouvé des traces de nageoires de poisson.

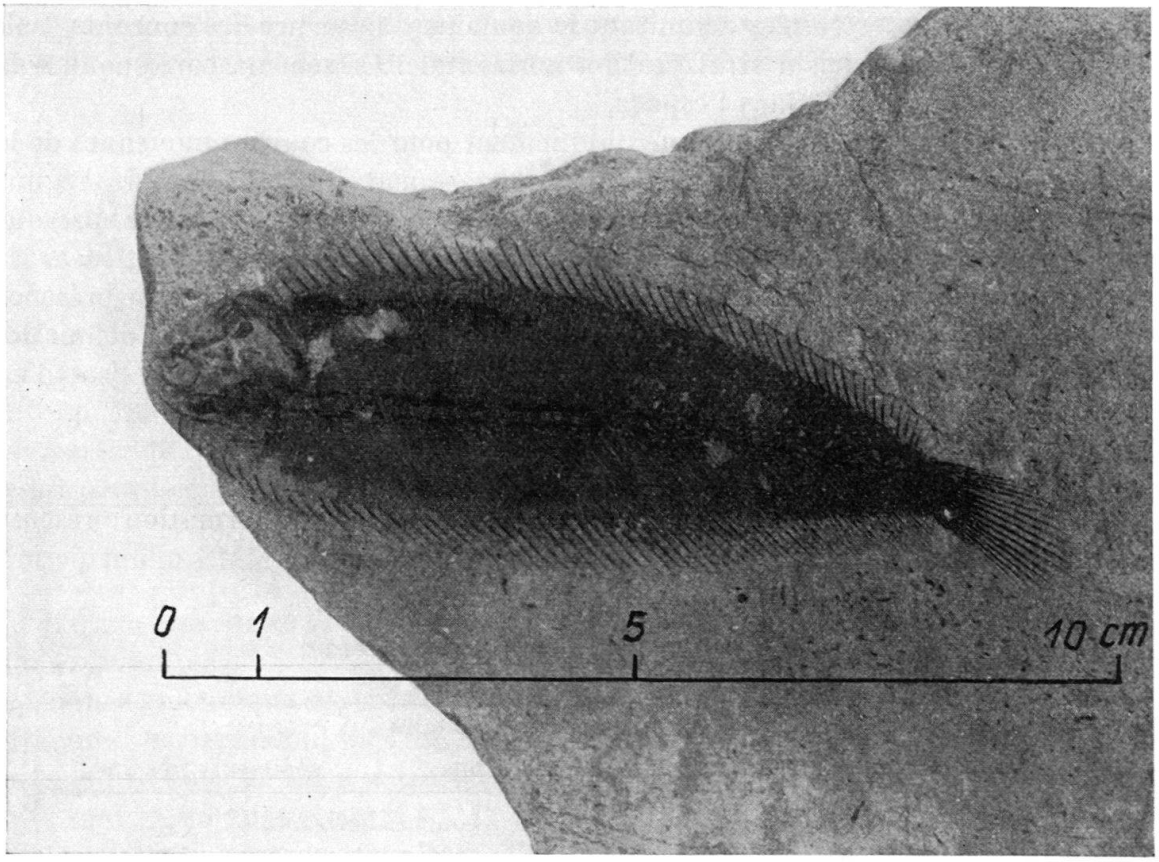


Fig. 20. *Solea antiqua* H. v. Meyer (Musée d'Hist. nat. de Fribourg). Carrière de Villarlod. Coord. 567.530/172.800

Macrofossiles: les fossiles ne sont pas très rares dans la molasse gréseuse mais leur mauvaise conservation, comme aussi leur pauvreté en espèce – les genres trouvés appartenant toujours, de plus, à des fossiles de faciès – rendent imposible toute datation paléontologique.

Les macrofossiles trouvés sur mon terrain de recherches sont toujours des bivalves:

Tapes cf. *vetulus* (Bast.)
Mactra sp. ind.
Lutraria sp. ind.

Une belle exception est à signaler, la présence dans la carrière de Villarlod, d'un magnifique poisson actuellement déposé au musée d'Histoire naturelle de Fribourg. Le fossile fut déterminé par M. LERICHE (1927):

Solea antiqua H. v. MEYER (Fig. 20)

Microfaune: les foraminifères trouvés dans la formation gréseuse de la molasse marine sont extrêmement rares sur mon terrain d'étude.

Ce sont:

Elphidium cf. *fax barbarense* NICOL
Elphidium sp.
Cibicides cf. *disjunctis* (TERQUEM)
Globigérinidae

De plus, dans un galet de marne verte (Do 47), j'ai trouvé:

Cibicides sp.
Globigérinidae
Globotruncana lapparenti BROTZ., remaniée évidemment.

AGE DE LA FORMATION GRÉSEUSE

On ne connaît aucun fossile d'âge dans la formation gréseuse de la MMS. Cependant, par des corrélations pétrographiques avec les régions avoisinantes, présentant certes de graves imprécisions mais valables dans les grandes lignes, on peut avec une marge d'erreur de 50 m attribuer les premières couches marines du Plateau de ma région, au Burdigalien. En effet, la limite Aquitanien–Burdigalien correspond à la limite MDI–MMS du Vully, où l'âge a été donné par les mammifères (RAMSEYER, 1952). On peut donc, avec restriction, attribuer à la limite MDI–MMS du terrain étudié un âge semblable et considérer la formation gréseuse comme burdigalienne.

Le sommet du Burdigalien est surmonté au Belpberg (R. RUTSCH, 1954) par des couches helvétiennes. On verra par la suite quelles difficultés on a pour trouver, sur le terrain, une limite lithologique correspondant à la base de l'Helvétien du Belpberg.

Cependant, avec une précision de 100 m, on peut dire que le sommet de la formation gréseuse de la MMS, en contact avec la formation conglomératique, correspond à la limite Burdigalien–Helvétien.

B. Formation conglomératique de la MMS (Helvétien ?)

On s'est attaché jusqu'à ce jour à placer des limites d'étages dans la molasse marine supérieure. Pour ma part, il me semble que ce soit une entreprise hasardeuse. Les quelques affleurements décrits plus loin dans ce chapitre montrent certes une grande différence par rapport aux dépôts gréseux inférieurs, mais cette différence est uniquement lithologique. De plus, la différence lithologique choisie comme caractéristique de la limite d'étage n'est pas la même pour deux écoles qui travaillent dans deux régions adjacentes. Pour l'école de Berne (B. A. FRASSON, 1947), la limite Burdigalien–Helvétien se place à la base des schistes argilo-gréseux bleuâtres qui sont interprétés, quand ils existent, chez nous, comme le dernier terme du Burdi-

galien, dans les régions de dépôts calmes: ruisseau de Montécu (CH. EMMENEGGER, 1962) et Rio du Glèbe (H. INGLIN, 1959).

Cette même limite est donc placée pour l'école de Fribourg aux premiers bancs de poudingues qui surmontent ces schistes. Cette divergence permet de constater combien il est difficile de tracer une limite valable entre ces étages. La pauvreté de la faune de notre région ne fournit en aucun cas des preuves suffisantes pour l'attribution des couches du Gibloux à l'Helvétien. Force nous a donc été de choisir une limite lithologique nette et d'étudier avec quelque soin la sédimentation de ces dépôts pour faire ressortir les différences qui existent entre eux et les dépôts gréseux de la MMS. La brusque arrivée de poudingues, par son caractère général, est liée à une modification importante, extérieure au bassin, soit, très probablement, un phénomène tectonique; le régime marin existant déjà n'aurait pas changé mais l'alimentation, en revanche, aurait été beaucoup plus abondante. Les aires de sédimentation n'ont donc pas disparu mais sont mieux définies à cause de la plus grande variété de granulométrie des sédiments.

CONTACT ENTRE LES FORMATIONS GRÉSEUSE ET CONGLOMÉRATIQUE DE LA MMS (Burdigalien ? – Helvétien ?)

Affleurement des Molleyres, coord. 573.900/171.400. (Fig. 21).

Visible en période d'étiage du lac de la Gruyère, rive W, l'affleurement montre, superposés aux grès plaquetés du sommet de la formation gréseuse, les poudingues de la formation conglomératique. La ligne de contact suit assez bien le pendage tectonique et indique que les galets se sont déposés sur un fond horizontal, bien que non parfaitement plan. On voit, en effet, par endroits, dans les grès fins, des poches de galets, très peu profondes (10 à 20 cm).

Les poudingues sont faits de galets de calibre assez variables, allant jusqu'à 30 cm de diamètre. Ces galets sont d'origine sédimentaire, en majeure partie; on y trouve cependant des quartzites.

Le niveau a une épaisseur de 20 m; il est coupé par endroits de grès fins en niveau lenticulaire. On voit, 7 m plus haut que le contact, un banc de grès assez constant de 1 m d'épaisseur, intercalé dans les poudingues.

Interprétation

A une période d'apport calme – les grès de la base de l'affleurement sont très fins et leur surface est rarement affectée par des ripple-marks – succède tout à coup un apport très grossier, presque fluviatile, avec de minces lentilles de grès très fin. Ces dépôts ont dû se faire sur le sable déjà un peu durci, de la formation gréseuse de la MMS, qui ne semble pas avoir subi de déformation due au poids. Par ailleurs, aucune trace notable de plissement n'existe entre les deux termes. La concordance est quasi parfaite.

Affleurement à la confluence des ruisseaux venant des Moilles et de Praz du Chalet, coord. 568.630/171.670

En remontant ce ruisseau depuis le village de Villarlod, on se trouve dans les dépôts fins de la formation gréseuse de la MMS. Ces dépôts ont subi des plissotements tectoniques. Peu en amont d'un petit pont de pierre qui franchit le ruisseau, les dépôts fins disparaissent: ils étaient représentés à cet endroit par des grès

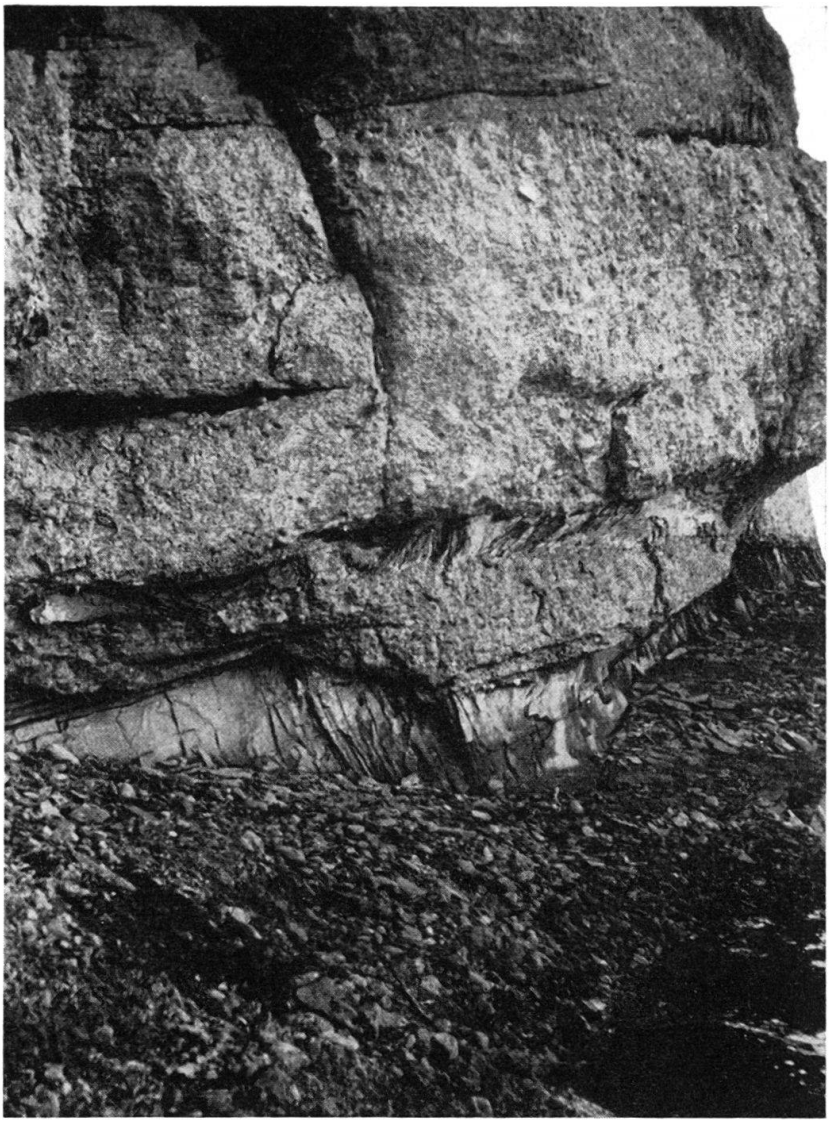


Fig. 21. Contact entre les formations gréseuse et conglomératique de la MMS. Affleurement des Molleyres. Coord. 573.900/171.400

plaquetés fins et des niveaux d'argile noire. Durant 150 m, il n'est plus possible d'observer le série, probablement à cause de la friabilité des dépôts schisto-gréseux qui terminent ailleurs la formation gréseuse (Rio du Glèbe). On retrouve, juste à la confluence des deux ruisseaux, les dépôts de la formation conglomératique.

Il s'agit de grès grossiers et conglomératiques. Un seul banc est fait de grès moyen, vert, à débris de charbon; les grès conglomératiques sont remplis de débris de coquilles. Tous ces grès sont enrobés dans des niveaux de poudingues, dont le ciment est constitué, en général, de grès moyen. Les dépôts sont fortement inclinés, mais il est impossible d'en dire plus à cause de la mauvaise qualité de l'affleurement. Ainsi c'est sur la distance de 150 m qui sépare les grès fins des dépôts grossiers, que doit se situer la limite entre les formations gréseuse et conglomératique de la MMS, vraisemblablement juste en dessous des premiers poudingues visibles.

I. PÉTROGRAPHIE

a) Grès

1) *Les grès fins* constituent la variété la plus rare des grès de la formation conglomératique. Le plus souvent, ils forment le ciment des poudingues. On les trouve, dans les poudingues également, en lentilles de quelques cm d'épaisseur. Sur mon terrain d'étude ils ne forment jamais de vrais bancs.

2) *Les grès moyens et grossiers* sont divisés en deux types, dont le premier est fréquent. Il s'agit de grès argileux, verdâtres, très semblables aux grès moyens et grossiers de la formation gréseuse. Leur composition est la même, avec, toutefois, plus de glauconie.

Le second type, assez rare, est un grès dur, très calcaire, de couleur jaunâtre, très favorable à la conservation des organismes: le seul affleurement où je l'ai trouvé est la crête S du Gibloux, entre le P. 1170 et le sommet.

3) *Les grès conglomératiques* sont assez répandus; leurs composants sont les mêmes que ceux des poudingues, soit cristallins, soit sédimentaires. Ces grès sont en général fossilifères mais leur friabilité rend difficile l'extraction des fossiles. C'est exactement le terme de passage entre les poudingues et les vrais grès, possédant les qualités de ces deux roches. Ces grès sont situés à toutes les altitudes de la formation conglomératique et sont un critère pour distinguer celle-ci de la formation gréseuse, où ils sont très peu répandus et toujours très locaux (chenaux et premiers dépôts sur les niveaux d'érosion).

b) Poudingues

Leur ciment peut être fait des divers types de grès analysés ci-dessus. Jamais il n'est entièrement calcaire ou argileux. Les composants sont issus de deux groupes de roches:

1) les roches sédimentaires:

on y retrouve des grès du flysch en grand nombre et des calcaires, parmi lesquels on reconnaît:

- les calcaires rose-chair semblables à ceux de la brèche de Trom. (Préalpes ultrahelvétiques);
- des calcaires blancs compacts assimilables à ceux du Biancone;
- des calcaires dolomitiques et des dolomies;
- des radiolarites rouges et vertes analogues à celles de la nappe de la Simme.

2) Les roches éruptives et métamorphiques:

On trouve des roches éruptives d'origine incertaine (probablement remaniées des blocs exotiques du flysch ultrahelvétique) et des quartzites.

II. SÉDIMENTOLOGIE

Étude et interprétation des affleurements

Carrière de Russille, coord. 573.360/171.100. (Fig. 22).

Cette carrière est ouverte au-dessus d'un horizon de poudingues visible, en face, sous une petite chapelle. Son front de taille est fait de grès assez durs, très semblables par leur composition à ceux de la formation gréseuse.

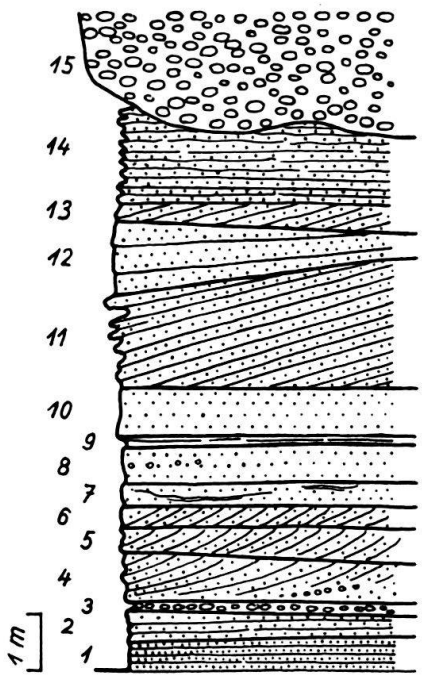


Fig. 22. Grès à stratification de type deltaïque. Carrière de Russile. Coord. 573.360/171.100

On y trouve de bas en haut:

1) Grès plaquetés horizontaux, très fins, argileux, possédant une stratification entrecroisée soulignée par des ripple-marks. Epaisseur 0,5 m + x.
2) Trois bancs de grès, moyens, horizontaux. Epaisseur 0,5 m.
3) Niveaux de galets de petit diamètre (3 à 5 cm), liés entre eux par des grès grossiers; l'un d'eux souligne la base des laminae arquées dans le banc 4. Epaisseur 0,1 m.
4) Banc de grès moyens à stratification oblique arquée soulignée par des traînées ondulées de grès fins argileux. Cette stratification tend à s'atténuer dans le banc (latéralement on ne voit plus rien) puis, à réapparaître brusquement plus loin. Epaisseur 0,5 à 0,8 m.
5) Id. à 4, mais le pendage sédimentaire est dirigé dans une autre direction. Epaisseur 0,3 m.
6) Id. à 4 et 5, mais pendage sédimentaire différent. Epaisseur 0,3 m.
7) Banc de grès moyens contenant des lentilles faites d'un feuillet de grès fin argileux. Epaisseur 0,4 m.
8) Grès moyens, sans stratification apparente; par place chapelets de galets mous de petit diamètre. Epaisseur 0,75 m.
   Par place, là où manque le banc 9, le banc 8 n'en forme qu'un avec le 10.
9) Niveau de grès fins, argileux, feuilletés et séparés par de l'argile gréseuse. Ce niveau rappelle de grandes lentilles très planes. Epaisseur 0,1 m.
10) Gros banc de grès moyens sans stratification apparente, identique à 8. Epaisseur 0,8 m.
11) Grès moyens, plaquetés, obliques plans, en bancs de 10 cm d'épaisseur en général; l'interbanc a disparu; épaisseur 1,5 à 2 m.

12) Trois bancs en coin faits de grès moyens, d'une épaisseur maximum de 150 cm, se terminant en pointe et séparant les grès plaquetés en 13 des grès plaquetés obliques en 11;. latéralement, ces bancs. disparaissent.
13) Grès moyens, plaquetés, obliques, légèrement arqués.
14) Les derniers bancs de grès, sous les poudingues, sont plaquetés. Leur grain est moyen. Il n'est pas possible de voir l'interbanc qui a disparu à l'altération. Epaisseur des niveaux 13 et 14: 1,7 à 1,9 m.
15) Poudingues dont le contact avec les grès est assez irrégulier; à la base des poudingues, quelques cm de grès très fins contenant des galets dispersés; le diamètre des galets est assez variable; (en moyenne 10 à 15 cm). Epaisseur 2 m + x.

Interprétation

Cette carrière présente un double intérêt.

D'une part, elle montre que la formation conglomératique n'est pas faite uniquement de poudingues. En effet, les bancs de la Nagelfluh sont toujours séparés par des niveaux gréseux variables en épaisseur et en granulométrie.

D'autre part, les grès qui la constituent dans les niveaux 4, 5 et 6 figurent bien un changement de direction dans l'apport.

Cet apport se fait du NNW vers le SSE dans le niveau 4, de l'W vers l'E dans le niveau 5 et du SW au NE dans le niveau 6.

L'analyse de l'affleurement suivant permet de tirer des conclusiones intéressantes de ces phénomènes.

Affleurement d'Avry devant Pont, coord. 573.250/170.590. (Fig. 23).

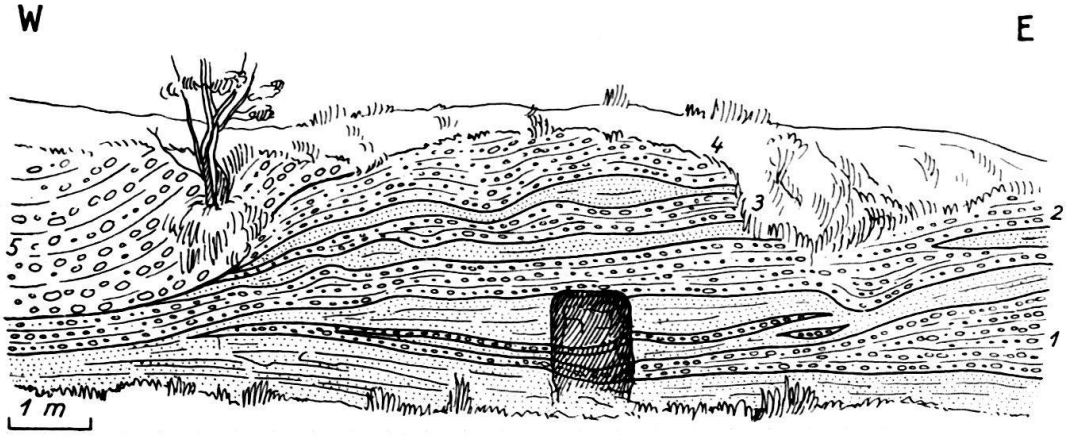


Fig. 23. Sédimentation deltaïque des grès et des poudingues (d'après photographie). Affleurement d'Avry devant Pont. Coord. 573.250/170.590

Sur le chemin qui va de la Cantine à Avry devant Pont, peu avant l'institut Nazareth, on trouve en contre-bas, sur la gauche de la route, un front de taille dans les dépôts de la formation conglomératique.

L'affleurement est fait de deux parties:

dans la première (E) on voit des intercalations de grès et de conglomérats.

Les grès sont tous semblables: moyens, verdâtres, assez friables, se débitant en plaques sub-horizontales.

1) Conglomérats; galets de diamètre assez petit, 1 cm en moyenne; les plus gros, très rares, atteignent 5 cm.

2) Niveau de conglomérats, séparé des premiers par des grès; le diamètre des galets augmente: en moyenne 2 cm; les plus gros: 15 cm.

3) et 4) Les deux derniers bancs de poudingues de cette partie ont, en général, des galets de 3 cm, les plus gros atteignant 20 cm. Tous ces conglomérats sont cimentés par des grès fins, très calcaires, donc très résistants.

5) Dans la deuxième partie de l'affleurement (W), latéralement aux termes 3 et 4 analysés plus haut, on trouve à la même hauteur, un complexe de conglomérats dont les galets atteignent jusqu'à 20 cm de diamètre. Ces gros galets ne sont jamais sphériques, bien que tous très arrondis. Les plus petits, qui sont les plus nombreux, ont en général quelques cm, pouvant descendre jusqu'à 1 cm de diamètre. Le ciment qui les lie est fait de grès fins très calcaires. Il est difficile de dire si la base du complexe 5 repose sur une coupure d'érosion mais la direction d'apport était à peu près perpendiculaire à l'affleurement, (fig. 23).

Dans cette coupe, on se trouve en présence de deux modes de dépôts différents; les premiers font penser à des zones immédiatement latérales à une zone d'apport grossier qui est représentée par le complexe 5 où ne s'opère aucun classement. La première partie contient un matériel déjà trié et l'on y voit augmenter l'intensité de l'apport; en effet, la granulométrie des poudingues s'accroît d'un banc à l'autre.

Interprétation générale

Les bras du delta sous-marin qui alimentaient en apport grossier ces zones, migraient sans cesse pour une cause facile à déterminer. En effet, les zones d'apport très grossier étaient entourées latéralement, de zones moins grossières. Dans ces zones moins grossières se sédimentaient des grès conglomératiques allant jusqu'aux grès moyens. Leur granulométrie diminuait au fur et à mesure qu'on s'éloignait de la zone d'apport grossier. Ainsi il est facile de déduire que les zones d'apports très grossiers augmentaient beaucoup plus rapidement d'épaisseur que les autres. Le bras sous-marin du delta se trouvait bientôt surélevé par rapport aux zones des dépôts environnants et nécessairement migrait.

L'affleurement du bois de Russille (fig. 22) reflète les conséquences lointaines de cette migration en saccade: on voit l'apport changer de direction dans les niveaux 4, 5 et 6. L'affleurement ci-dessus (fig. 23) montre l'arrivée d'un bras de delta sur une zone déjà «péri-grossière». L'allure elle-même de ces couches parle suffisamment en faveur de dépôts dus à des courants presque fluviaux. On peut parler de deltas de piedmont dans ces zones à sédimentation très rapides, pour les opposer aux zones prodeltaïques que l'on trouve plus avant dans la mer, telles les aires de sédimentation de la formation gréseuse.

Affleurements à l'W de Villars d'Avry, coord. 572.200/171.500. (Fig. 24).

Sur la gauche de la route qui va du Plan au Chêne, on peut voir, dans la forêt, des poudingues quartzitiques dont les galets ont un diamètre de 10 cm en moyenne. Le ciment de ces poudingues est fait de grès fins. Comme le pendage tectonique est assez prononcé (13° vers le SE), on voit apparaître plus loin des grès sous les poudingues. Ces grès sont visibles dans deux anciennes carrières. La première, située presque au sommet de la colline que couvre la forêt, n'est intéressante que par le contact des grès, en général moyens, avec les poudingues.

Dans ces grès, aucune stratification n'est apparente. Par place, sur 5 m, des traînées de grès plus marneux en retrait rappellent, par leur forme arquée, de grandes lentilles.

Vers le sommet on voit des intercalations en coin de poudingues dans les grès; le contact coupe irrégulièrement le sommet de ceux-ci et les poudingues les recouvrent sans transition.

La carrière située aux coord. 572.200/171.440, se trouve stratigraphiquement plus bas que celle qui a été décrite ci-dessus.

On y trouve de bas en haut:

1) Grès fins, plaquetés, allant jusqu'aux schistes argilo-gréseux, ripple-marks. Epaisseur 0,1 m.
2) Grès moyens, verdâtres, contenant des traînées de grès argileux de forme lenticulaire et obliques dans la roche; le sommet du banc porte des chapelets de galets exotiques. Epaisseur 1 m.
   Niveau d'érosion.

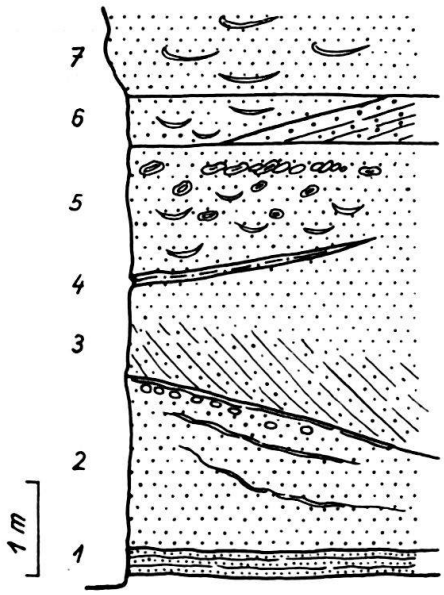


Fig. 24. Variation latérale de faciès. Affleurement à l'W de Villars d'Avry. Coord. 572.200/171.500

3) Grès durs, grossiers, plaquetés, séparés par des grès fins; la stratification est fortement oblique arquée, vers le bas, puis oblique plane vers le haut. Epaisseur 1 à 2 m.
4) Niveau lenticulaire de schistes argilo-gréseux noirâtres de 5 cm.
5) Grès moyens à grossiers, avec petites lentilles de grès fins, marneux, noirs. Leur diamètre varie entre 20 et 30 cm. Epaisseur 1 à 1,5 m. Vers le haut du banc, ces lentilles diminuent de densité. Phénomène inverse, les troncs d'arbres qui se trouvaient en petit nombre vers le bas augmentent vers le haut du banc, jusqu'à y former des amas serrés. Ces troncs sont limonitisés et donnent à toutes ces couches une teinte brunâtre. Epaisseur 1,5 m.
6) Lentilles dans le même grès mais sans troncs d'arbres. Ce niveau passe latéralement à des grès grossiers voire conglomératiques à stratification diagonale.
7) Grès moyens allant jusqu'aux grès fins dans lesquels on retrouve des lentilles de grès fins marneux, de diamètre légèrement supérieur aux premières décrites (environ 0,5 m).
   Latéralement, tous ces bancs passent à des complexes de couches diagonales faites de grès conglomératiques avec des débris de coquilles. Ces grès conglomératiques plaquetés sont séparés l'un de l'autre par des pellicules de grès fins. C'est au milieu de ces pellicules qu'est située la limite entre les bancs. Les

bancs conglomératiques forment les quelque cent mètres de la partie centrale et NE de cette carrière.

III. STRATIGRAPHIE

La stratigraphie est impossible à établir, dans la formation conglomératique de la MMS, pour deux raisons:

La première, nous venons de la voir, est la disposition essentiellement lenticulaire des éléments détritiques de la formation. Aucun niveau n'est continu sur plus de 100 m. Comme les affleurements sont dispersés, il est très difficile,voire même impossible, de les corréler.

La seconde raison est que les deux principaux groupes d'affleurement (SE et N du Gibloux) sont séparés par des terrains morainiques sous lesquels on ne distingue pas la molasse. Il est donc impossible d'établir des relations entre ces deux régions.

PALÉONTOLOGIE ET AGE

Les fossiles trouvés dans les affleurements de la formation conglomératique de la MMS sont cantonnés presque exclusivement dans deux types de dépôts: les grès conglomératiques et les grès calcaires jaunâtres.

Parmi les macrofossiles, très difficiles à déterminer à cause de leur mauvaise conservation, j'ai relevé la présence de:

Lamellibranches:

Cardium cf. *kunstleri* (Cossm.)
Cardium multicostatum (Brocchi)
Cardium sp.
Solen sp.
Tapes sp.
Ostrea sp.

Crustacés:

Balanus sp.

Vers:

Serpula sp.

Poissons:

Dent de *Lamna cattica* (Phillipi)

Je n'ai jamais trouvé de bryozoaires signalés dans les grès grossiers, à l'E et à l'W du terrain prospecté, sinon quelques fragments en coupe mince et par désagrégation des roches.

Foraminifères:

Cibicides sp.
Gyroïdina sp.

De plus, j'ai trouvé un galet de calcaire à lithothamnies, discocyclines et nummulites, perforé par des phollades et rempli de grès molassique verdâtre (Do 51).

L'âge de la formation conglomératique est tout aussi incertain que celui de la formation gréseuse. Par corrélation avec le terrain voisin (Ch. Emmenegger, 1962) où la faune est assimilable à la faune du Belpberg définie comme helvétienne, on peut penser que la formation conglomératique est helvétienne.

CHAPITRE TROISIÈME

TECTONIQUE

Deux éléments structuraux sont signalés, dans la région étudiée, par V. GILLIÉRON: l'anticlinal principal de la molasse et le plan de chevauchement de la molasse subalpine. Monsieur O. Büchi m'a communiqué les pendages qu'il a mesurés avant la mise en eau du lac de la Gruyère, dans le cañon de la Sarine, en amont de Rossens. La PEK (Petroleumexpertenkommission) a publié une carte tectonique au 1:100.000 dans le travail de H. M. SCHÜPPLI. J'ai retrouvé les structures qui, à quelques exceptions près, correspondent aux leurs. J'ai pu les préciser, grâce aux renseignements qu'a bien voulu me fournir le Seismograph Service Limited (SSL) avec la permission de BP Exploration SA, pour laquelle il a entrepris une campagne sismique, en 1959–60, sur l'ensemble du plateau fribourgeois.

Deux zones tectoniques se rencontrent sur mon terrain d'étude (voir Pl. II):

a) la première, de loin la plus étendue, est la molasse du Plateau, faiblement ondulée par de longs plis à faible rayon de courbure.

Ses éléments structuraux de direction E–W marquent à l'E de mon terrain une direction plutôt N–S. Ces changements de direction sont peut-être à mettre en relation avec l'avancée vers le N de l'arc des Préalpes médianes et, plus au S encore, avec le grand ensellement axial entre les massifs centraux: Mont-Blanc, Aiguille Rouge et Massif de l'Aar. Vers le N, ces structures se prolongeraient dans l'axe du fossé rhénan.

b) La seconde zone tectonique, la molasse subalpine, chevauche la molasse du Plateau et n'occupe que l'extrémité SE de mon terrain d'étude. Elle fait partie de l'écaille externe de molasse subalpine: écaille du Gérignoz (L. MORNOD, 1947), écaille de la Roche (CH. EMMENEGGER, 1962).

A. Structure de la Molasse du Plateau

1) Anticlinal Misery-Corserey

On ne rencontre sur la feuille de Rossens que le flanc SE de cet anticlinal; il est défini par la direction des pendages, qui de Prez vers Noréaz jusqu'à la Sarine, à l'W de Fribourg, montrent une inclinaison assez constante de 5 degrés vers le SE.

2) Synclinal de Fribourg

Son axe traverse toute la région cartographiée. Au NW du Gibloux, sa direction est SW–NE. Dans la région de Farvagny le Petit, on le voit s'incurver jusqu'à Illens, où il prend sur la limite E de ma carte, une direction S–N. Il est marqué de dépressions axiales dans la région de Villarlod, puis de Farvagny le Petit, enfin de Fribourg.

3) Anticlinal principal

Son axe émerge de la molasse subalpine au N du village de Sorens; il présente à cet endroit une culmination dans laquelle a été implanté le forage de Sorens. On

note une nouvelle culmination au S du village de Rossens. Puis l'axe plonge vers le NE, un peu à l'E du village d'Arconciel, pour péricliner en dehors du terrain étudié, vers Praroman (CH. EMMENEGGER, 1962).

B. Chevauchement de la Molasse subalpine

Comme l'a révélé le forage de Sorens, il n'y a pratiquement plus de MMS sous le chevauchement de l'écaille externe de la molasse subalpine. La MMS n'ayant pu être enlevée tectoniquement, il faut admettre une phase d'érosion due peut-être aux «Urströme», avant la mise en place définitive des écailles. La ligne de chevauchement emprunte, sur mon terrain d'étude, la rive droite de la Serbache, traverse le lac de la Gruyère en dessous de la Cantine et suit la base S du Gibloux vers 1000 m d'altitude dans une direction approximative ENE–WSW. C'est au N du forage de Sorens que la molasse subalpine recouvre l'axe de l'anticlinal principal. Au S de Pont la Ville, il semble que des failles ou des érosions antérieures à la mise en place de la molasse subalpine dessinent un contact très irrégulier.

C. Datation des phénomènes tectoniques de la molasse

Le premier écaillement de la molasse subalpine date vraisemblablement des grands mouvements alpins qui ont commencé à l'Oligocène supérieur. On retrouve, en effet, des galets oligocénes dans les poudingues de la molasse marine supérieure. Il n'est pas exclu que ces mouvements aient eu, déjà à ce moment, des réactions sur la molasse du Plateau et y aient amorcé certaines ondulations correspondant par la suite, aux endroits plus profonds de la mer molassique supérieure.

Le dernier paroxysme a été probablement précédé, depuis la fin des dépôts molassiques jusqu'au Pliocène, d'une phase d'érosion représentée par des «Urströme» au pied nord des Alpes oligocènes. C'est dans cette dépression que le dernier paroxysme a poussé la molasse subalpine qui est venue s'adosser à la molasse du Plateau.

Les structures de ce Plateau datent aussi, vraisemblablement, du Pliocène. Elles sont dues, beaucoup plus qu'à une poussée tangentielle de surface, à des contractions du substratum cristallin.

D. Dislocations secondaires

1) *Plissotements*

En remontant le ruisseau qui prend sa source aux Moilles, depuis le Vernan (N du Gibloux), on traverse des dépôts plissotés plongeant, en général, de 30° vers le S et chevauchant des dépôts horizontaux. On trouve ces plissotements jusqu'aux premiers niveaux de poudingues. Voici comment peut s'expliquer le phénomène: le flanc N de l'anticlinal principal plonge de 6° vers le NW; il est fait d'une masse compacte de poudingues et de grès qui forment le Gibloux et qui reposent, comme on l'a vu, sur des grès, schistes et argiles du sommet de la formation gréseuse de la MMS. Ces poudingues, à cause du plan incliné sur lesquels ils sont situés, ont

connu une tectonique d'écoulement et ont plissoté les schistes et grès qui sont à leur pied en provoquant un minuscule charriage de quelques centaines de mètres d'étendue. Dans ce cas, ce phénomène aurait pu se produire dans une période subrécente. Mais il pourrait s'agir aussi de plissotements dysharmoniques qui ont affecté les couches incompétentes du sommet de la formation gréseuse. Ces phénomènes seraient alors contemporains des plissements de la molasse.

2) *Failles*

Les failles sont rares et souvent invisibles, parce que les zones des brèches de failles friables forment des pentes en éboulis. On rencontre cependant des failles dans le cañon de la Sarine et de la Glâne avec des rejets variant le plus souvent de quelques dm, à parfois quelques m, comme celles que nous avons signalées en aval de l'embouchure du ruisseau d'Arconciel, sur la rive droite de la Sarine (p. 362).

E. Epaisseur de la MMS en quelques points

Il est intéressant de constater que sur l'anticlinal de Misery-Corserey on ne trouve pas de MMS.

Par contre, sur l'anticlinal principal, dans la région du Gibloux, la MMS mesure 850 m, soit 700 m pour la formation gréseuse et 150 m pour la formation conglomératique.

L'épaisseur maximum de MMS se trouve dans le synclinal de Fribourg, sur la dépression de Villarlod; j'y ai évalué à 750 m l'épaisseur de formation gréseuse et la formation conglomératique manque.

Dans la région de Pont la Ville, il semble que l'on ait des écailles superposées de formation conglomératique. Cela est difficilement vérifiable sur le terrain; l'épaisseur de la formation conglomératique serait, à cet endroit, de 250 m à cause des écailles.

DEUXIÈME PARTIE

QUATERNAIRE

Historique

Le Quaternaire de la région que j'ai cartographiée fut déjà mentionné par V. Gilliéron, dans la feuille XII de sa carte au 1:100.000. Il distingue un Quaternaire stratifié et un Quaternaire erratique, le premier englobant nos dépôts fluviatiles et fluvio-glaciaires. On ne peut qu'admirer les explications pertinentes qu'il donne dans sa description des terrains levés (1885). Ce Quaternaire fut, de la part de O. Büchi, l'objet de plusieurs publications. Après avoir entrevu quatre glaciations, il en revint finalement à deux. Il précise, en outre, avec soin les tracés des anciens cours d'eau. Enfin, L. Mornod (1947) s'est occupé de la région que j'ai étudiée.

Introduction

Le Quaternaire est sans contredit la période dont la stratigraphie a été le moins nettement précisée; or les terrains superficiels de la région que j'ai levée sont constitués, à quelques exceptions près, de Quaternaire. Une tentation eut été de cartographier pétrographiquement ce Quaternaire, dans lequel les superpositions de moraines et les cheminements sans cesse changeants des cours d'eau rendent l'établissement d'une stratigraphie délicate.

Mais cette carte pétrographique ne résoud pas le problème du Quaternaire non affleurant; la superposition des étages ne jouant plus ici, seule une interprétation basée sur les divisions classiques, pourra apporter des lumières. Cette interprétation amène avec elle toute une part de doutes et d'erreurs. Associant donc les deux idées, j'ai cru bon de cartographier les dépôts, en leur donnant les noms classiques admis dans la division du Quaternaire en Suisse, mais en introduisant quelques divisions pétrographiques, sous la forme de signes conventionnels (voir Pl. I).

CHAPITRE PREMIER

Pétrographie et définition des termes

A. Dépôts fluviatiles et lacustres

Les dépôts fluviatiles sont, en général, représentés par des galets formant des bancs de graviers, plus ou moins cimentés, non pas tellement en fonction de leur âge, mais des eaux de circulation souterraine qui les traversent. Du point de vue de la provenance, les galets d'origine sarinienne: calcaires et grès (particuliérement grès du flysch) sont les plus abondants, mais des galets d'origine rhodanienne, beaucoup moins abondants, sont également représentés.

Outre les graviers, des dépôts sableux constituent une part des dépôts fluviatiles. Ils sont lenticulaires.

L'argile est très rare: les dépôts fluviatiles sont, en général, bien lavés, mais parfois, de l'argile est mélangée à des sables à grain très fin et donne des limons. De tels cas se cantonnent surtout dans les dépôts lacustres.

Les dépôts lacustres sont beaucoup plus fins que les alluvions de rivières. La plus grande partie des sédiments est faite de sables, accompagnés de limons et d'argile. Mais on peut y trouver des galets dans les zones des lacs où débouchent les cours d'eau.

Des débris tourbeux et ligniteux colorent assez souvent tous ces dépôts de grandes taches de rouille, dues à la limonitisation des restes végétaux. Un seul affleurement lacustre montre de vrais lignites (p. 390).

Notons enfin que pour distinguer les dépôts fluviatiles et lacustres des autres dépôts quaternaires, je me suis basé sur leur allure en général horizontale, sur la disposition des galets oblongs, dont le grand axe est perpendiculaire à la direction du courant, de même que sur l'absence de stries à la surface des galets. Il est à relever pourtant, que, soit par contamination, soit parce que les galets striés n'ont pas été assez roulés, il n'est pas rare d'en rencontrer. Dans ce cas, ils sont plus ou moins repolis par les agents fluviatiles.

B. Dépôts morainiques

Les travaux de A. JAYET (1947) nous ont montré que les dépôts morainiques non remaniés ne sont pas uniquement de la moraine de fond.

Les dépôts morainiques sont toujours mal triés et de ce fait, on y voit toujours une certaine proportion d'argile. Ce caractère permet de les distinguer, avec plus ou moins de bonheur, des dépôts fluvio-lacustres.

La moraine contient également des galets striés: le plus souvent calcaires noirs du Malm helvétique; les autres galets: galets carbonifères et permiens du bassin rhodanien, galets calcaires et gréseux sariniens conservent mal les stries.

La proportion entre les deux apports de galets: sarinien et rhodanien, semble s'équilibrer dans les dépôts morainiques. Ajoutons que la moraine a un rapport direct avec le substratum; ainsi, après la traversée de zones graveleuses par le glacier, la moraine est mieux fournie en graviers que dans les régions où elle repose sur le substratum molassique.

Elle est plus sableuse dans ces dernières régions. On trouve donc des moraines argileuses, sableuses, graveleuses avec des blocs plus ou moins grands mais contenant toujours une certaine proportion d'argile. Tous ces dépôts n'ont, en général, pas de stratification bien nette.

C. Dépôts fluvio-glaciaires

Issus du lavage des éléments glaciaires, ils portent les caractéristiques des dépôts fluviatiles et glaciaires: fluviatiles, par leur allure de dépôts stratifiés mais le plus souvent non horizontaux; fluviatiles aussi, par le bon triage des composants en bancs de galets, de sable, de limon, rarement d'argile. Ils portent encore leur caractère glaciaire: gros blocs mal arrondis, galets encore striés à cause d'un transport faible. Souvent également, l'argile n'a pas été entièrement lessivée et salit encore les sables et les graviers. Ce sont donc des dépôts de transition, entre les deux termes extrêmes.

DÉFINITION DES TERMES DU QUATERNAIRE

Sur le terrain que j'ai prospecté, on rencontre, dans quelques coupes, jusqu'à sept termes qui se superposent. Après une première phase de creusement fluviatile, n'ayant laissé aucun dépôt, on trouve, à la base, une moraine argileuse assez bien cimentée déjà. Celle-ci est surmontée de dépôts fluvio-glaciaires, fluviatiles ou lacustres. Au-dessus, des dépôts très nettement fluviatiles, comblent une vallée moins profonde que la précédente mais plus large. Surmontant ce terme, avec parfois des zones de transition, viennent des dépôts morainiques peu consolidés. Enfin, sur ces dépôts qui couvrent quasiment toute la surface du Plateau, on a des dépôts fluvio-glaciaires. Un nouveau réseau fluviatile s'est taillé un lit dans ce Quaternaire: c'est le réseau actuel.

Si bien que, en remontant le cours du temps on retrouve les termes ci-dessus qu'on peut rapporter aux divisions classiques:

– le réseau actuel avec terrasse (f)[1]).

[1]) J'emploierai toujours les mêmes lettres qui représenteront, dans les coupes, l'attribution stratigraphique des dépôts.

- les dépôts fluviatiles qui l'ont précédé, au moment où les rivières n'étaient pas encaissées.
- les dépôts fluvio-glaciaires du retrait würmien (e).
- la glaciation würmienne avec sa progression (d).
- l'interglaciaire fluviatile et lacustre entre Würm et Riss (c).
- les dépôts de retrait de la glaciation rissienne (b).
- la glaciation rissienne (a).
- la période fluviatile prérissienne.

Certes, cette succession de termes joue-t-elle bien dans certaines belles coupes mais il est parfois difficile de savoir à quoi appartient un terme trouvé isolément. Ainsi la moraine rissienne se situe toujours au fond d'anciennes coupures où elle a pu subsister, abritée par les parois de rochers. Mais on trouve dans certaines coupures de même profondeur et de même âge, de la moraine würmienne. La cause est bien simple à comprendre: dans ces dernières coupures orientées parallèlement à l'axe du glacier, les falaises n'ont pu protéger les dépôts rissiens qui furent déblayés et remplacés ultérieurement par du Würm. Si l'appartenance de la moraine à la glaciation de Riss ou de Würm est claire pour certains endroits, on ne saurait se prononcer à d'autres places, comme dans le cas de la moraine qui surmonte la molasse à l'embouchure du ruisseau de Matran dans la Glâne, au P. 575.

D'autre part, la morphologie donnée par la dureté des roches influence considérablement le Quaternaire.

A première étude, il semble impossible de corréler deux régions distinctes situées, l'une au N, l'autre au S du barrage de Rossens. La première présente une superposition de deux glaciations intercalées dans trois périodes fluviatiles. L'autre contient également deux phases glaciaires. Mais chaque épisode interglaciaire est marqué par deux périodes fluviatiles, auxquelles s'ajoute la dernière: le creusement actuel. Il y a donc 5 périodes fluviatiles en tout. Et il est alors impossible de construire des corrélations si l'on ne tient pas compte du substratum. Au N du barrage de Rossens, les avances glaciaires se font sur une région certes vallonnée, mais ne présentant aucun obstacle solide, les grès ayant toujours des contours morphologiques mous. Par contre, au S du barrage de Rossens, on est en présence de ce que les morphologues appellent un hog-back, qui va influencer toute l'hydrographie quaternaire. Au sortir de la large vallée de la Sarine, taillée dans la molasse subalpine friable, on se trouve à la hauteur de La Cantine–La Roche, face à une véritable barrière de poudingues, très solide, et dans laquelle les cours d'eau successifs se sont taillé des gorges étroites. La moindre variation climatologique a pu les obstruer et détourner le fleuve vers un autre endroit où il a coupé la barrière, ou emprunté une entaille déjà existante.

CHAPITRE DEUXIÈME

Étude des affleurements

I. La région nord du barrage de Rossens

Coupe type: la coupe d'Hauterive

Un chemin va de l'Abbaye d'Hauterive à la Tioleyre; sur sa gauche, un sentier suit la courbe du méandre de la Sarine, d'abord au-dessus de la molasse, puis comme elle descend vers le sud, jusqu'au niveau de la Sarine.

En suivant ce sentier, on peut voir une très belle coupe dans le Quaternaire.

On trouve en premier, de haut en bas, dans une petite gravière, un contact entre la moraine et les graviers fluviatiles. Les graviers sont visibles, en descendant le chemin, pendant 250 m environ. On arrive ensuite dans une zone marécageuse, aux contours morphologiques beaucoup plus mous. Si, à cet endroit, on remonte la pente de 20 m, vers la ferme de la Tioleyre, on verra que les graviers surmontent de l'argile assez résistante. Au niveau du contact très bien marqué, sortent de belles sources.

L'argile se prolonge jusque dans le lit de la Sarine. De cet endroit, on voit la molasse descendre du NE, disparaître durant 100 m, sous le lit actuel, et remonter vers le S. De même, sur la rive droite, au lieudit La Souche, la molasse remonte.

Interprétation

La disposition de la molasse dans l'espace, montre un creusement antérieur au creusement actuel. On n'en voit ici qu'un côté incliné, la berge droite d'un ancien cours, dont l'axe est situé plus à l'W que le cours actuel; d'autre part, ce cours est plus profond que l'actuel.

Les terrains quaternaires comblant cet ancien cours comportent la succession de deux terrains glaciaires séparés par un épisode fluviatile. La moraine supérieure se raccorde à celle qui recouvre le Plateau. On peut la rattacher à la dernière glaciation: Würm (d). Les graviers fluviatiles se rapporteraient alors à l'Interglaciaire Riss-Würm (c) et le remplissage morainique inférieur à l'avant-dernière glaciation Riss (a).

Par comparaison avec cette succession, on va retrouver les mêmes dépôts dans d'autres coupures de la vallée prérissienne (avec des lacunes d'Interglaciaire, si l'on n'est pas dans le tracé de ses rivières).

Coupe de la rive gauche de la Glâne en face du Moulin Neuf, coord. 574.750/181.840

La confluence du petit ruisseau venant du Croset avec la Glâne est située dans de la moraine argileuse bleue à blocaux assez bien cimentée. En remontant ce ruisseau de 20 m on trouve sur sa gauche, dans un talus qui surplombe la Glâne, des argiles et des sables. Dans une niche d'arrachement située à 170 m de la rive droite du ruisseau, on peut observer la coupe suivante:

3) graviers fluvio-glaciaires assez bien calibrés, enrobés dans des sables. Epaisseur 1,5 m.

2) Sables horizontaux, varvés, avec des passées argileuses; de très rares bancs sont affectés de ripple-marks. J'y ai trouvé des débris végétaux, sous forme de petites boules de tourbe de 1 mm de diamètre. Le contact de ces dépôts avec ceux qui les surmontent est irrégulier. Epaisseur 8 m.

1) Jusqu'à la Glâne, on a des dépôts glaciaires argileux à blocaux qui glissent.

En revenant par le bord de la Glâne jusqu'au ruisseau, on peut rattacher cette moraine (1) à celle de l'embouchure du ruisseau dans la Glâne. D'autre part, en remontant une nouvelle fois le ruisseau, on traverse de nouveau l'argile à blocaux vue précédemment; puis durant 150 m environ, on ne voit plus rien. On rencontre alors la molasse, que l'on suit durant 50 m au fond du ruisseau. A l'endroit où celui-ci coupe la courbe de niveau 600, sur la rive droite, on voit un petit canal qui débouche et dont l'eau a mis à jour des sables, surmontés de moraine argileuse à galets striés. Ces sables sont identiques à ceux qu'on a vus dans la niche d'arrachement (2).

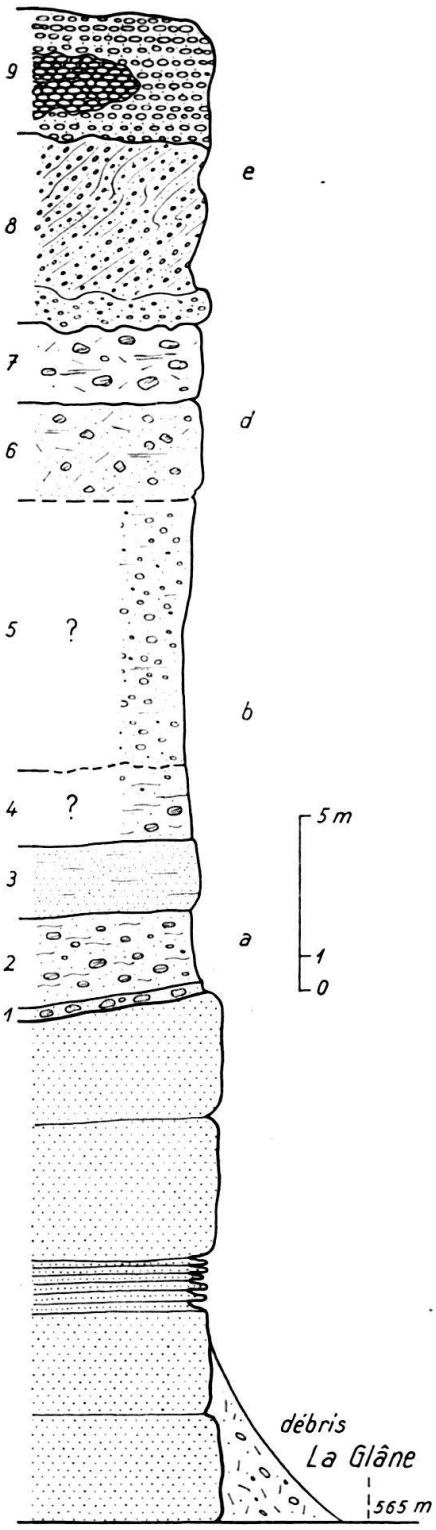


Fig. 25. Coupe dans le Quaternaire. Affleurement Ste Appoline, coord. 575.560/181.400

Interprétation

Situé plus bas que le niveau actuel de la Glâne, le creusement prérissien est rempli de moraine rissienne (a), surmontée de dépôts postrissiens, qui, par leur allure rappellent des dépôts lacustres (b). La moraine würmienne (d) se rencontre à un seul endroit mais suffit, puisqu'elle les surmonte, à situer les sables et les argiles dans le complexe rissien. D'autre part, située à la hauteur des champs recouverts de la moraine la plus jeune, – Würm – elle est caractéristique. Dans la niche d'arrachement, la moraine würmienne n'est pas présente, elle est remplacée par le fluvio-glaciaire du retrait würmien (e); elle a dû se déposer, mais être par la suite remaniée par les eaux de fonte du glacier; ces eaux ont comblé de fluvio-glaciaire la dépression de Matran.

Le cas du complexe rissien: sable très fin à débris tourbeux (ce qui exclue l'origine glaciaire), argile sans blocaux, est très intéressant. Dans plusieurs autres coupes, nous le retrouverons. L'allure des dépôts, comme aussi la tourbe qu'ils contiennent plaident en faveur d'un régime lacustre. Les lacs se sont installés dans les dépressions prérissiennes. On voit très bien le réseau prérissien en partie comblé, ailleurs compartimenté en dépressions par des dépôts morainiques rissiens. Chaque dépression voit se former un lac où se déposent des alluvions fines provenant de la moraine rissienne remaniée.

On ne retrouve pas ici de dépôts interglaciaires Riss-Würm, car on est situé en dehors des lits et de la Sarine et de la Glâne à ce moment.

Affleurement de Ste-Apolline, coord. 575.560/181.400. (Fig. 25).

En descendant du bois de Châtillon vers la rive droite de la Glâne, on voit une niche d'arrachement où apparaît la coupe du Quaternaire suivante; de haut en bas:

9) graviers, d'allure horizontale assez bien calibrés, portant encore de faibles stries glaciaires. Latéralement, on trouve ces graviers bien cimentés. Certains se sont même éboulés, restant en blocs énormes. Epaisseur 3 m.

8) Graviers d'allure fluvio-glaciaire et bancs de sable graveleux. Le passage n'est pas très net et le niveau de la base des graviers (9) n'est pas horizontal. Ces dépôts sont obliques et ondulés. La base du terme en contact avec l'argile (7) est mélangée à celle-ci. La granulométrie augmente du bas vers le haut. Epaisseur 5 m.

7) Moraine à blocaux faite d'argile blonde englobant des galets aux stries fraîches et de gros blocs d'origine rhodanienne. Epaisseur 2,2 m.

6) Niveau assez semblable à 7. Il lui manque les gros blocs mais comme on se trouve dans un terrain glissant et mou, il est possible que ceux-ci se soient enfoncés dans l'argile. Le niveau est également un peu plus sableux que le précédent. Epaisseur 2,8 m.

5) Niveau mal défini, recouvert soit par de la moraine supérieure qui coule, soit par les graviers du sommet qui s'éboulent. On y trouve surtout des sables et des sables argileux, avec quelques graviers.

4) Mélangés à des sables et des graviers, lambeaux d'argile à blocaux striés. Epaisseur des niveaux 4 et 5: 9,7 m.

3) Faisant saillie dans les dépôts fluants 4 et 5, un banc de sable gris, un peu argileux, mais assez solide. Epaisseur 2 m.

2) Moraine à blocaux où l'on reconnaît des galets de calcaire noir, de Verrucano et quelques blocs de molasse; la pâte est argileuse bleuâtre, 2 m.

1) Directement sur la molasse, 30 cm de débris molassiques, aussi anguleux que peuvent être des débris de molasse, sont enrobés dans du sable jaunâtre. La molasse fait une paroi de 15 m au-dessus de la Glâne.

Interprétation

Le creusement dans lequel se trouvent tous ces dépôts n'est pas assez profond pour que l'on soit dans l'axe de la vallée prérissienne. Mais comme la surface de la molasse plonge ici vers le S, on peut en déduire que l'affleurement est situé sur le flanc droit de la vallée prérissienne. Ainsi s'expliquent les 15 m de molasse qui séparent le bas de la coupe de la Glâne actuelle.

Le remplissage est analogue à celui d'Hauterive:

a. moraine rissienne composée à la base, sur le substratum, de débris molassiques. C'est le seul endroit où j'ai repéré de tels débris.

b. Complexe de sable et gravillons encore argileux en 3 et 5. Les termes 4 et 5 ne sont très probablement qu'un lambeau de moraine supérieure (6 et 7) qui a glissé. Le fait est assez banal dans ces niches d'arrachement à pente forte.

L'Interglaciaire Riss-Würm n'est pas visible.

d. Les termes 6 et 7 sont composés de moraine würmienne.

e. Sur la moraine würmienne tous les sables et graviers font partie du retrait würmien. Ces dépôts ont comblé la dépression de l'ancien cours prérissien situé entre le bois de Monterban et la Glâne, partout où les dépôts antérieurs ont été déblayés. Ce retrait va se retrouver dans la magnifique gravière de Châtillon, 400 m plus au SW. Les graviers d'allure horizontale qui couronnent l'affleurement ne se sont certainement pas déposés de cette façon. La cryoturbation les a rangés ainsi et ce phénomène se contrôle dans beaucoup de gravières de retrait: les derniers mètres de dépôts ont une allure qui épouse exactement la surface du sol.

Affleurement de la Pila, rive gauche de la Sarine 150 m en amont de l'embouchure de la Gérine

Ici de nouveau on voit, dans la falaise de la Sarine, la surface de la molasse plonger vers le S, décrire un arc de cercle sous le niveau actuel de la rivière et remonter, 200 m plus au S. Il n'est pas possible d'imaginer que la Sarine actuelle ait creusé cette dépression. Les dépôts qui la comblent ne sont pas actuels.

On trouve de bas en haut:

des graviers fluviatiles disposés en bancs bien cimentés; sous ces graviers, des sables, de granulométrie variable, passent latéralement vers le N et le S à des graviers. La limite n'est pas nette; elle est faite d'une indentation du sable et du gravier.

A la base, aucun dépôt morainique n'est visible, mais il se pourrait que les 5 derniers mètres du talus, tout près de la Sarine, soient faits de tels dépôts. Le sol est, en effet, marécageux dans un terrain qui flue, assez typique des zones morainiques.

Interprétation

Le creusement est prérissien par sa profondeur; la largeur est moindre que celle du cours prérissien de la Sarine, qui passe d'ailleurs plus à l'W. On se placerait ici, dans le creusement prérissien du fleuve correspondant à la Gérine actuelle.

Il est difficile d'attribuer un âge certain aux dépôts sablo-graveleux du remplissage; on peut admettre qu'il s'agit de dépôts postérieurs à la glaciation du Würm.

Ici se situerait l'affleurement pris comme coupe-type au début de ce chapitre: celui d'Hauterive.

En remontant la Sarine, plus haut qu'Hauterive, on va retrouver le cours prérissien comblé, dans les affleurements situés en dessous de Posieux.

On recoupera, plus haut, le cours interglaciaire à la Tuffière; puis on l'effleurera sur la rive gauche de la Sarine, sous Illens.

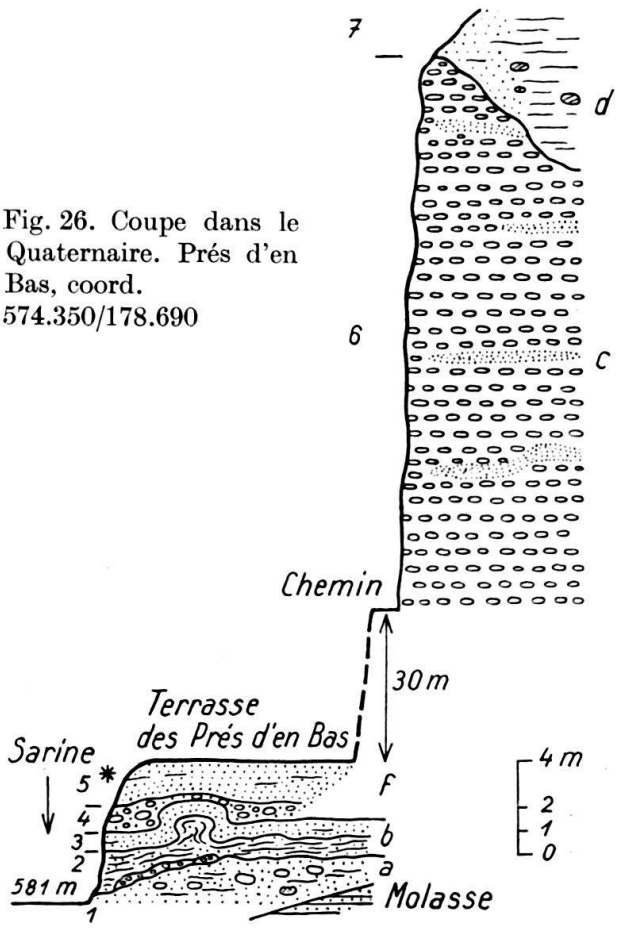


Fig. 26. Coupe dans le Quaternaire. Prés d'en Bas, coord. 574.350/178.690

Le méandre de la Sarine à Posieux, rive gauche: Coupe des Prés d'en Bas, coord. 574.350/178.690 (Fig. 26).

Au bord de la Sarine, on voit la molasse descendre vers l'WNW. Sur celle-ci on trouve, formant une terrasse qui date des derniers encaissements du cours d'eau:

1) argile à blocaux assez cimentée (rares galets en général striés) sur laquelle coule la Sarine.

Entre 1 et 2, le contact n'est pas horizontal. On trouve des poches de graviers et des débris de molasse; le tout lié par des sables argileux.

2) Argile presque pure, gris-bleu, avec au sommet, des endroits plus sableux, aucun galet.

3) Argile sableuse blonde avec des traînées argileuses pures; ce banc semble une partie altérée de 2, toutefois un peu sableux.

4) Banc de graviers, contenant des blocs arrondis, ayant jusqu'à 30 cm de diamètre, avec des traînées de rouille.

5) Sable argileux renfermant des fossiles actuels. Sa couleur est gris-jaune.

On a, ici, d'une part, la moraine de Riss (a) sur la coupure prérissienne. Elle est surmontée de dépôts fluvio-lacustres du complexe rissien (b), identifiable jusqu'à la zone d'altération représentée par le niveau 3. Les dépôts qui les surmontent sont actuels, ce sont ces dépôts qui

forment la dernière terrasse de la Sarine (f). Très probablement, les déformations qui affectent les dépôts inférieurs datent de ce dernier épisode.

On remarque que l'argile en (2) et (3) a subi une pression, alors que les dépôts supérieurs ne sont pas déformés mécaniquement mais, ont épousé, en se déposant, les bosselements préexistants. D'autre part, on voit très bien en (3) la partie des dépôts anciens qui fut altérée avant que ne se déposent les alluvions récentes.

En remontant le chemin des Prés d'en Bas, au Sac, sous le P. 665, on rencontre des graviers qui se trouvent 30 m au-dessus de l'endroit décrit plus haut.

6) Dans deux gravières sont visibles des dépôts fluviatiles. Le diamètre des galets est assez constant: 10 cm. Les graviers sont interrompus, par places, par un banc de sable très lenticulaire.

7) Les graviers sont surmontés d'un moraine très sableuse, avec des galets striés.

Les niveaux 6 et 7 sont postérieurs au Riss; on retrouve l'Interglaciaire Riss-Würm (c) où les graviers sont, en général, le dépôt prédominant. La moraine qui couronne ces graviers est würmienne (d). Notons que la surface supérieure des graviers n'est pas horizontale. Il est possible de constater que les graviers n'ont jamais dû combler entièrement le cours interglaciaire et que le Würm peut leur être superposé ou être plaqué sur les graviers en contact latéral dans la vallée interglaciaire elle-même.

Coupes dans les glissements situés aux coord. 573.830/178.530 (Fig. 27).

Des Prés d'en Bas, jusqu'aux affleurements situés au S du P. 687,3, il est possible de suivre dans le lit de la Sarine la moraine compacte à rares blocaux (niveau 1). A l'endroit qui nous intéresse, trois niches d'arrachement ont provoqué la mise à jour

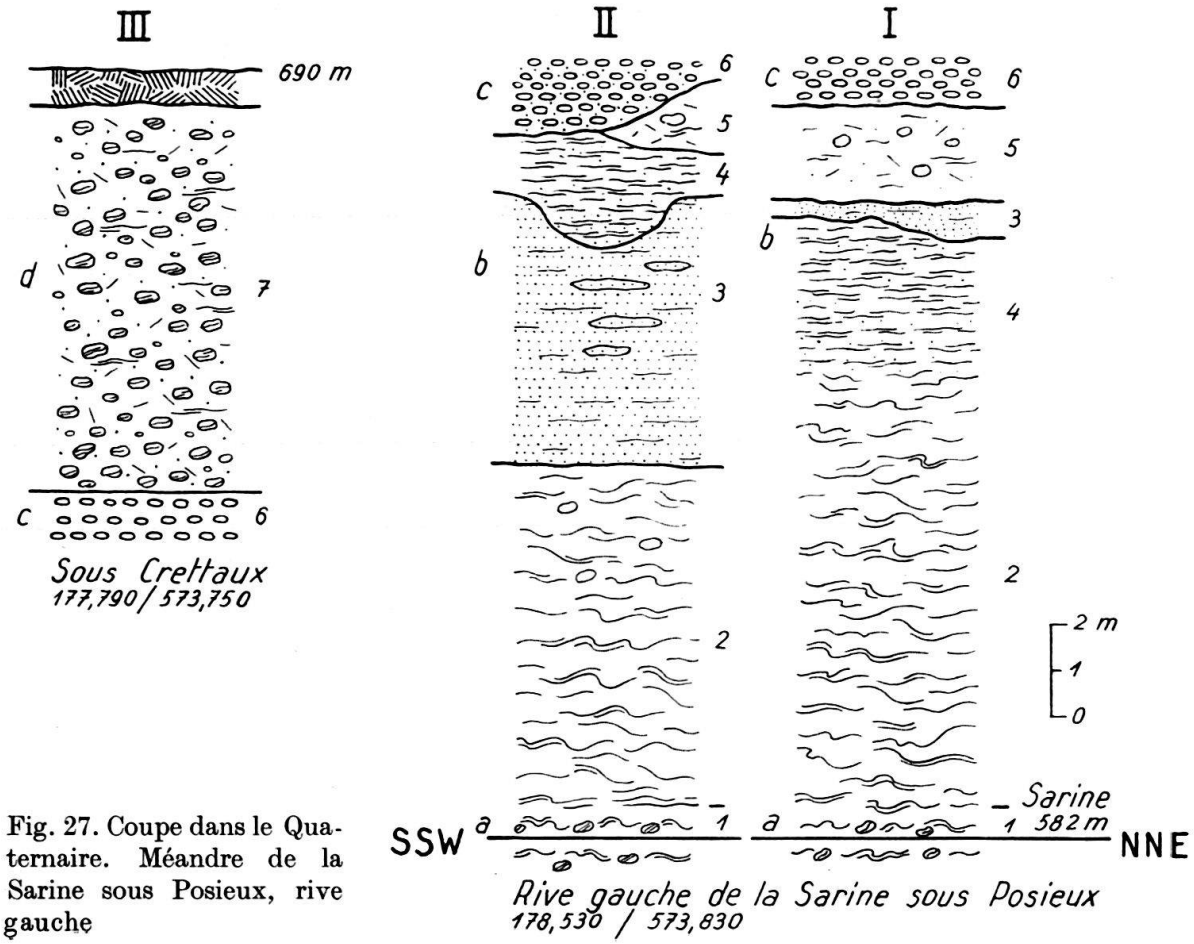


Fig. 27. Coupe dans le Quaternaire. Méandre de la Sarine sous Posieux, rive gauche

des dépôts quaternaires. Seules, les deux situées au SSW révèlent quelque chose, la troisième disparaissant sout l'éboulis et la végétation.

Niveau 2. Dans ces deux affleurements, la base est faite d'argile qui flue et il n'est pas possible de voir les dépôts dans leur position originelle.

Il y a des variations latérales dans les coupes I et II pour les niveaux suivants:

Niveau 3. Dans la coupe I ce niveau se compose d'argile bleue compacte contenant quelques impuretés: d'autres argiles plus marneuses faisant taches et quelques galets toujours rhodaniens sans stries.

Latéralement, c'est-à-dire 10 m plus au SSW, on trouve dans la coupe II des sables grossiers déposés horizontalement. Des bandes de ce sable se sont solidifiées, par places, donnant des poupées de grès.

Niveau 4. Le niveau dans la coupe I n'est que le prolongement vers le NNE du sommet des sables vus dans la coupe II au niveau 3. Ces sables sont cependant plus limoneux et plus fins. Ils sont également stratifiés horizontalement. En revanche, dans la coupe II, on retrouve l'argile bleue, compacte, contenant des impuretés, que l'on avait située au niveau 3 de la coupe I. Cette argile dessine des poches dans le sable (3).

Niveau 5. Le terme de passage avec les graviers est fait d'argile bleue dans les deux affleurements et contient bon nombre de galets sariniens sans stries. Dans la coupe II, il est lenticulaire.

Niveau 6. Au-dessus, dans les deux niches d'arrachement, on voit les graviers, situés à la même altitude, couvrir tous les dépôts précédents. Les graviers sont cimentés ou non suivant les endroits mais font partie d'un même complexe qu'il est possible de suivre latéralement dans tout ce méandre de Posieux. Malheureusement il est impossible de le faire d'une façon continue en hauteur; ils mesurent plus de 40 m dans la pente, mais, à la verticale, ils ne doivent jamais avoir plus que 20 m d'épaisseur. Latéralement aux coupes décrites ici, 800 m au S, on rencontre la coupe désignée sous chiffre III dans la figure 27. C'est le glissement de terrain situé sous Crettaux:

Niveau 7. Les graviers que nous avons suivis sans peine, sur cette rive de la Sarine, sont surmontés, à cet endroit (coupe III), par de la moraine très graveleuse à blocaux mesurant 8 m.

Le haut de la coupe est fait de terre végétale.

Interprétation

Nous avons au S de Posieux, une coupe dans le Quaternaire où il est possible de retrouver tous les termes, si l'on fait des corrélations latérales, ce qui, dans le cas particulier, est possible: les graviers servent d'horizon-repère. A partir de la Sarine, qui recoupe l'axe de la profonde vallée prérissienne, on trouve:

a) le remplissage du Riss; il est fait de moraine, surmonté de dépôts fins et typiques d'argile, de limon et de sables, stratifiés et sans blocaux du Postriss (b). Les graviers sont interglaciaires (c). Les graviers cimentés que l'on trouve sous le village de Posieux, sont de même âge, étant donnée leur position. Comme nous l'avons vu précédemment, la cimentation n'est pas un critère de l'âge du dépôt. La limite entre les graviers et les dépôts sous-jacents, est faite sur 1 m d'une interpénétration de deux termes, ce qui donne l'impression d'une moraine mais où aucun galet n'est strié.

Le même phénomène se présente à la limite supérieure des graviers que l'argile a pénétrés, supprimant une zone de contact précise.

La moraine de Crettaux est würmienne (d); son attribution ne fait pas de doute puisqu'elle se rattache à la couverture morainique du Plateau.

La Tuffière coord. 574.340/177.810 (Fig. 28).

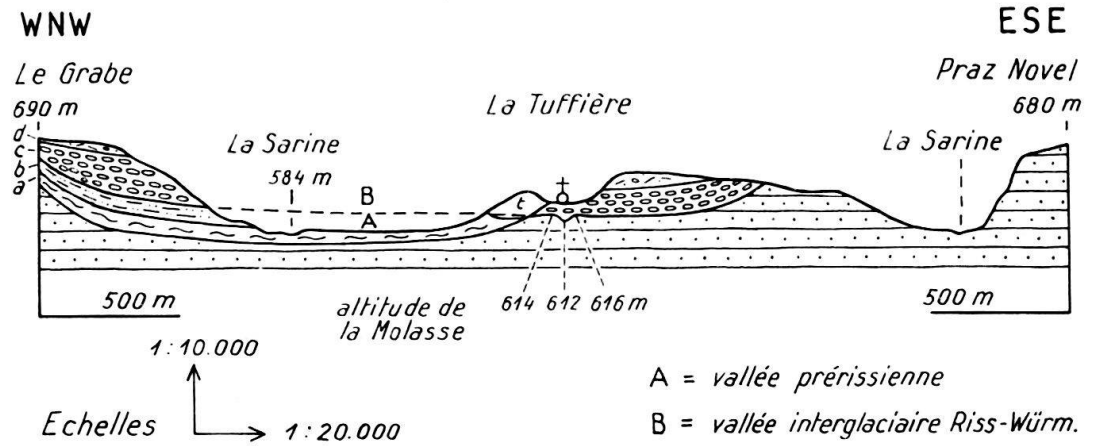


Fig. 28. Profil schématique dans les cours anciens et épigénique de la Sarine à la Tuffière
a. Riss, b. Postriss, c. Interglaciaire Riss-Würm, d. Würm, t. tuf

La molasse qui avait disparu dans le cours de la Sarine depuis les Prés d'en Bas, réapparaît en amont à l'W du hameau de la Tuffière, derrière la dernière maison. Elle marque vers l'E une légère dépression révèlée par les sondages faits lors des captages d'eau. Le point le plus bas en serait à 612 m. De chaque côté, elle remonte, jusqu'à 614 m vers Posieux et 616 m vers l'E. Sur la molasse, aux endroits où il est possible d'apercevoir un contact, on a les graviers fluviatiles. On le voit à l'endroit où est établi le captage des eaux qui coulent dans ces graviers, à l'E du pont de la Tuffière, aux coord. 574.500/177.850.

Ces graviers mesurent entre 5 et 20 m d'épaisseur. Ils sont surmontés par de la moraine argileuse à blocaux, que l'on retrouve au-dessus du captage et surtout dans la gravière de la Perrause, au bord du chemin qui va de la route cantonale au pont de la Tuffière.

En passant ce pont et en continuant sur Arconciel, sur la gauche de la route, on voit une très belle gravière où les graviers sont surmontés de moraine. Le passage est fait par une zone où l'on rencontre de gros blocs encore fluviatiles, surmontés d'argile aux nombreux galets striés.

De la Perrause à la gravière décrite en dernier lieu, on traverse toute la section de l'ancien cours interglaciaire, remblayé de dépôts de graviers. Cette dernière gravière, le plus à l'E, montre la transition entre graviers et moraine.

Affleurement rive gauche de la Sarine entre Illens et la Baume (Fig. 28).

En suivant le cours de la Sarine actuelle, en amont de la Tuffière, on peut voir la molasse constituant une falaise assez élevée et constater que la Sarine coule jusqu'à la Baume dans un lit épigénique. A cet endroit, la molasse décrit un arc de cercle dont le point le plus bas est situé vers 625 m selon des levés de M. Klaus. Au fond de cet arc de cercle, comblé de graviers fluviatiles apparents, de grosses sources jaillissent au contact des graviers et de la moraine. Sur les graviers, on trouve une moraine argileuse à blocaux, visible au point 574.320/176.490, vers la cote 690. Cette moraine, d'après la topographie, doit descendre jusque vers 665 m au contact des graviers mais le contact n'est pas visible.

Interprétation

On est ici sur la rive droite de la vallée interglaciaire Riss-Würm, que l'on a observée à la Tuffière. L'érosion de la vallée actuelle n'a pas touché l'axe de l'ancien cours. Pour cette raison, les eaux de la Baume sont intermittentes. Elles ne sortent que vers 625 m. Compte tenu de la descente du cours interglaciaire d'environ 10 m, sur la distance la Baume–la Tuffière, l'axe de l'ancienne vallée se situerait 2 m ou 3 m plus bas que 625 m, vers l'W de la Baume. Ainsi, il reste une barrière de 2 à 3 m de molasse qui empêche les eaux du fond du cours de sortir toutes, à cet endroit.

Les travaux des captages d'eau de la Tuffière nous ayant donné la profondeur de la molasse, il a été possible de faire un profil en travers, dans la vallée de la Sarine (Fig. 28). On y reconnaît la vallée prérissienne creusée dans la molasse, comblée de dépôts rissiens. Le terme (a) représente l'argile à blocaux du Riss, surmontée en (b) par le complexe rissien (v. fig. 26). La vallée interglaciaire Riss–Würm, très large, est moins profonde que la précédente, et remblayée de galets fluviatiles (c) et de moraine würmienne (d).

II. Région Sud du barrage de Rossens

Comme nous l'avons vu, le Quaternaire, c'est-à-dire surtout les dépôts fluviatiles ou lacustres de cette région, sont fonction de la barrière de Nagelfluh, sise au S des villages de Pont la Ville et Villars d'Avry, et l'explication des divagations des cours d'eau pendant le même interglaciaire ou préglaciaire se trouve là. La rive droite du lac présente de magnifiques coupes. Nous nous proposons de l'explorer d'aval en amont. Sur la rive gauche, on ne rencontre aucune belle coupe; il est possible cependant de suivre les divers termes du Quaternaire à quelques endroits.

Pour des raisons d'interprétation, nous traiterons la coupe de Rossens, située sur la rive gauche avec les profils de la rive droite.

Coupe du barrage de Rossens, rive gauche de la Sarine et du lac

Immédiatement en amont du barrage de Rossens, on trouve en partant du lac, la succession de dépôts suivants:

1) sur la berge dénudée par les variations constantes du niveau du lac, apparaît aux basses eaux, une moraine argileuse à blocaux. Cette moraine recouvre, à la cote 660 m, la molasse située sous le niveau du lac et retrouvée par des sondages.

2) Des sables surmontent la moraine. Ils se voient à divers endroits dans le talus, au-dessus de la ferme de la Chaudrette; leur sommet est situé entre 700 et 710 m d'altitude.

3) Sur les sables et bien visible du barrage se trouve une petite falaise de graviers cimentés; ils sont bien calibrés et d'allure nettement fluviatile.

On peut suivre ces graviers en dessus de la route qui va du barrage de Rossens jusqu'à la sortie de la forêt vers Maupra où ils se terminent en pointe, aux coord. 574.990/174.550.

4) Sur les graviers, au sommet de la butte qui domine le barrage, on découvre, par place, de la moraine argileuse à blocaux.

En dessous de Maupra, vers la Sarine, on retrouve la molasse à une altitude de 670 m environ. Sa surface supérieure descend vers l'W.

1) Sur la molasse réapparaît une moraine argileuse dans la même position que celle que nous avons vu ci-dessus au niveau du lac.

2) Cette moraine est surmontée de sables glacio-lacustres stratifiés horizontalement. Ils sont visibles dans un petit bosquet d'arbres situé 10 m en contrebas de la route, à Maupra.

Interprétation

Les deux coupes ci-dessus ne sont séparées que par un éperon de molasse, sur lequel s'appuie le barrage jusqu'au couronnement et derrière lequel passe une vallée fort heureusement peu profonde dont le fond est situé vers 660 m. Le remplissage de cette vallée est fait:

d) de moraine würmienne, qui forme un vallum parallèle au lac sur la rive gauche;
c) de graviers interglaciaires, cimentés ou non;
b) de sables du complexe rissien, visibles localement;
a) de moraine rissienne sur la molasse;

La moraine würmienne se voit à divers endroits du plateau de Rossens où des travaux l'ont mise au jour, notamment à Montet; à la Ravère, on la voit apparaître sur le petit sentier qui va de Ravère à Chesaux, à la hauteur des Esserts, à la base du vallum précité.

En face de la coupe de Rossens, mais un kilomètre en amont, sur la rive opposée, on retrouve un affleurement moins couvert de végétation. Il est situé dans une coupure de la molasse qui correspond exactement à la coupure de Rossens.

Coupe du Creux d'Enfer–Les Côtes, près de Bertigny, coord. 574.600/173.100 (Fig. 29).

Sur la route qui va du barrage de Rossens au village de Pont la Ville, on peut voir en partant de cette route et en descendant vers le lac de la Gruyère:

14) moraine informe, qui contient des galets rhodaniens en assez grand nombre ainsi que des blocs énormes. Les glissements n'étant pas de fraîche date, il est difficile d'analyser la pâte; vraisemblablement, c'est un mélange de sable et d'argile.
13) Sous la moraine informe, sortent des sources, au contact avec l'argile à blocaux striés dont la pâte est beige à l'altération. Les sources ont plaqué sur ce niveau des dépôts de tuf. Epaisseur 4,5 m.
12) La moraine passe vers la base à de gros galets roulés de 30 cm de diamètre environ. Le niveau, mal défini, mesure 40 cm; il est situé sur des graviers, cimentés à l'extérieur seulement, puisque dans l'entaille que fait le ruisseau, ils ne le sont pas. A la base, on trouve des bancs de sable très lenticulaires et de plus gros galets. Epaisseur 15 m.
11) Les sables ocres sous-jacents, sont déjà un peu cimentés, on y découvre de très fréquents galets, qui ressemblent à de la molasse, ainsi que des débris de coquilles très délicates et difficiles à isoler. L. Mornod (1947 p. 24) a pu extraire
Succinea gr. *antiqua* Colb. ou *charpentieri* D. et M.
Pupilla gr. *muscorum* peut-être *alpicola* Charp.
Vertigo parcedenta Alb. Br.
déterminées par J. Favre
10) Ces couches elles aussi fossilifères sont faites de sables argileux bleu-vert. On y voit les derniers bancs de lignites; des débris végétaux, diffus dans le sable le colorent par place en brun. Le lignite n'a jamais plus de 5 cm d'épaisseur.
9) Les couches gardent la même teinte mais deviennent plus argileuses.
8) Banc de lignite de 50 cm d'épaisseur.
7) Le sable est noir à cause de la proximité des débris ligniteux. On constate la présence d'argile sableuse gris-bleuâtre; ce sont les premiers termes de ces dépôts lacustres fins.
6) Des graviers de diamètre variant entre 8 et 10 cm, bien cimentés sont visibles

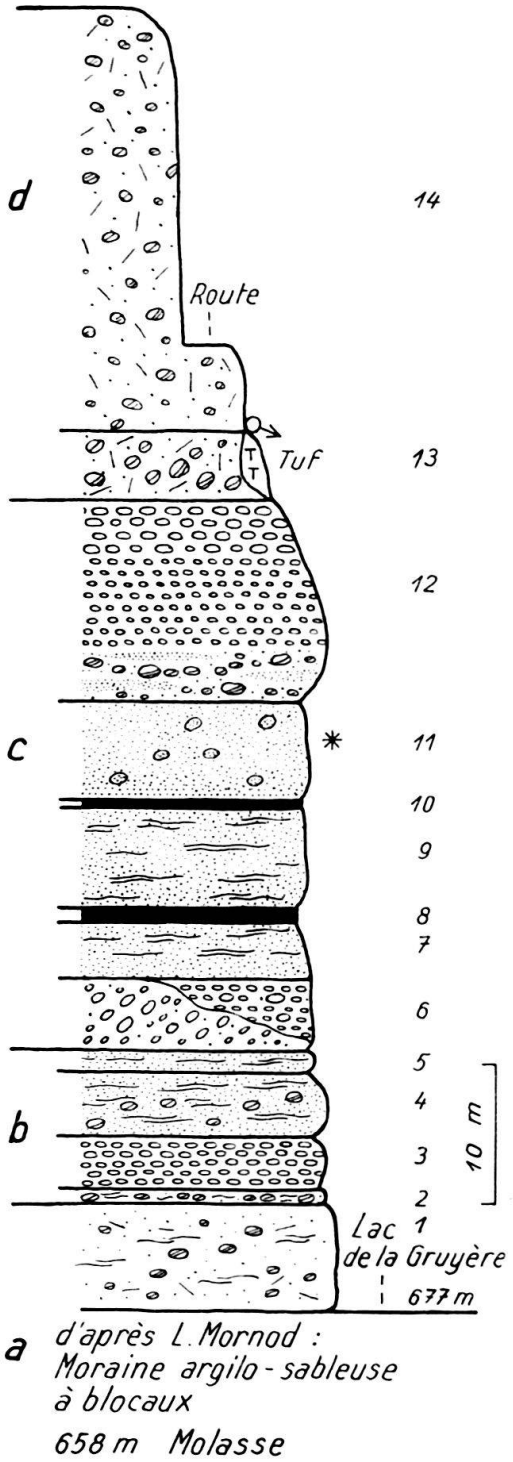


Fig. 29. Coupe dans le Quaternaire. Creux d'Enfer–Les Côtes. Coord. 574.600/173.100

à deux endroits différents. On les trouve, au S, avec des blocs ayant jusqu'à 30 cm; ils sont horizontaux. Vers le N, ils sont obliques, avec des dépôts graveleux allant jusqu'aux sables grossiers. Leur limite supérieure n'est pas nette et, latéralement, ils peuvent monter assez haut; à ces endroits ils sont seuls repérables, les dépôts fins disparaissant sous les gisements.

5) L'argile sableuse, gris-brun, sans galets apparents, mesure 0,6 m.

4) On identifie, au-dessous, une argile à blocaux striés; la pâte est gris-brun, les galets sont en majeure partie sariniens.

3) On a ici une petite intercalation de graviers, portant encore des stries, d'allure fluvio-glaciaire parce qu'oblique ondulée.

2) Les graviers passent latéralement et vers le bas à une moraine à blocaux striés; la pâte est argileuse.

1) Le terme 1 est semblable au terme 2 mais la pâte a une plus forte proportion de sable. Latéralement à la coupe, on trouve des graviers et des sables grossiers; les graviers n'ont pas de stries; leur diamètre est d'environ 5 cm. On trouve dans ces dépôts des traînées de rouille.

Interprétation

Du barrage de Rossens, on voit la coupe former le remplissage d'une ancienne vallée fluviatile. Le fond de la vallée comblée est situé vers 658 m. On reconnaît de bas en haut:

a) les dépôts morainiques du Riss. La vraie moraine est située en dessous du niveau du lac. D'après L. Mornod (1947) qui a pu l'observer avant la mise en eau du lac de la Gruyère, elle est faite d'argile sableuse à blocaux; ce serait le terme a. de notre coupe, soit la moraine rissienne.

b) Les graviers, les sables, les lambeaux d'argile à blocaux qui surmontent cette moraine, se rattacheraient au retrait würmien: épisode glacio-lacustre.

c) Au-dessus s'installerait un épisode vraiment lacustre; fait de graviers, à sa base, en 6. Cet épisode est attesté par le lignite en 8 et 10 et par les fossiles en 11 et 9, où les signale L. Mornod, mais où je ne les ai pas retrouvés. Les graviers qui surmontent ces dépôts, parlent plus en faveur d'une période fluviatile que lacustre.

Dépôts fluviatiles et lacustres sont cependant situés entre la glaciation de Riss et de Würm dont la moraine (d) couronne la coupe.

La période lacustre a dû commencer dans le Postriss; c'est-à-dire en même temps que celle que l'on trouve dans la basse Sarine, tandis que les lignites ne sont certainement pas post-glaciaires mais vraiment interglaciaires.

L'origine du lac interglaciaire est due à une moraine médiane faisant suite au Gibloux. Comme celle du Würm, encore visible, elle se prolongeait sur plusieurs km au NE de cette montagne. Cette moraine a bouché la vallée de 658 m que l'on voit traverser le lac actuel, en amont du barrage de Rossens. Dans cette dépression, qui ne fut pas comblée entièrement par le glacier, un affluent interglaciaire de la Sarine a déposé des sédiments lacustres jusqu'au moment où, la moraine étant coupée ou la dépression comblée, il put rejoindre la Sarine dans un cours normal, en déposant les graviers, typiques de cette époque, visibles sous la moraine würmienne.

Coupe du ruisseau de Pont la Ville

On part du bord du lac, coord. 574.250/172.120, à peu près au niveau de la molasse. Lorsque le lac est bas, on voit la molasse apparaître vers 670 m et descendre vers l'E. On traverse, tout d'abord, une moraine argileuse, assez compacte, grise, à galets striés.

A 100 m de l'embouchure du ruisseau dans le lac, on trouve sur la gauche de celui-ci, un glissement de terrain qui met à jour la coupe suivante, de bas en haut:

1) argile grise compacte, semblable à celle du bord du lac; les galets sont assez rares et toujours striés. Epaisseur 1 m.
2) sable jaune et graviers fins. Epaisseur 0,5 m.
3) graviers grossiers. Epaisseur 0,5 m.
4) intercalation de sables et de graviers mal triés, moins grossiers que les précédents. Epaisseur 2 m.
5) graviers bien calibrés.

Le contact entre les divers bancs de graviers est toujours irrégulier, les graviers de 2, 3, 4 et 5, n'ont généralement pas de stries glaciaires fraîches.

A peu près en face de cet affleurement, au haut d'un sentier qui monte le talus du ruisseau sur sa rive droite, on trouve des graviers bien calibrés, d'origine fluviatile, semblables au terme 5 de la coupe; ces graviers sont cimentés.

Ils se trouvent quelques m plus haut que la coupe d'en face. En continuant de remonter le ruisseau, à 300 m environ avant qu'il ne se jette dans le lac, on trouve une nouvelle niche d'arrachement sur la droite. Les dépôts sont malheureusement tous empâtés par de l'argile qui flue. On arrive cependant à distinguer de bas en haut:

1) latéralement à la coupe, un minuscule affleurement d'argile grise, compacte, à blocaux rares; 0,2 m.
2) Sables et graviers mal découverts; 7,5 m.
3) Argile à blocaux fluant sur 2 et faite de pâte grise et de nombreux galets striés; 7 m.

Enfin en remontant le ruisseau jusqu'à la confluence des deux ruisselets qui le forment, on trouve de la moraine molle, faite d'argile grise à nombreux galets striés qui, elle aussi, glisse.

Interprétation

Après certains jours de pluie qui décapent les affleurements, on peut donner une coupe schématique du ruisseau, en suivant mieux les divers termes.

d. La moraine de surface en glissement se rattache à la glaciation würmienne.

c. Les graviers fluviatiles, situés assez haut, ici 710 m, très peu répandus en surface, sont interglaciaires.
b. Les sables et les graviers plus fins sous-jacents, font partie du Postriss, probablement d'un épisode glacio-lacustre.
a. La moraine compacte de la base est rissienne.

Ainsi on est dans l'axe de la coupure prérissienne; la molasse se trouve vers 660 m, on est dans la même vallée que celle de Bertigny et de Rossens. L'épisode lacustre à lignite et mollusques de Bertigny ne se retrouve pas car on est déjà en dehors de ce lac. Seul, le premier épisode glacio-lacustre du Postriss est visible, surmonté des dépôts interglaciaires d'un petit cours d'eau, probablement celui qui alimentait le lac de Bertigny.

Coupe de Bois Momont (dans le bras du lac de la Gruyère où conflue la Serbache). (Fig. 30)

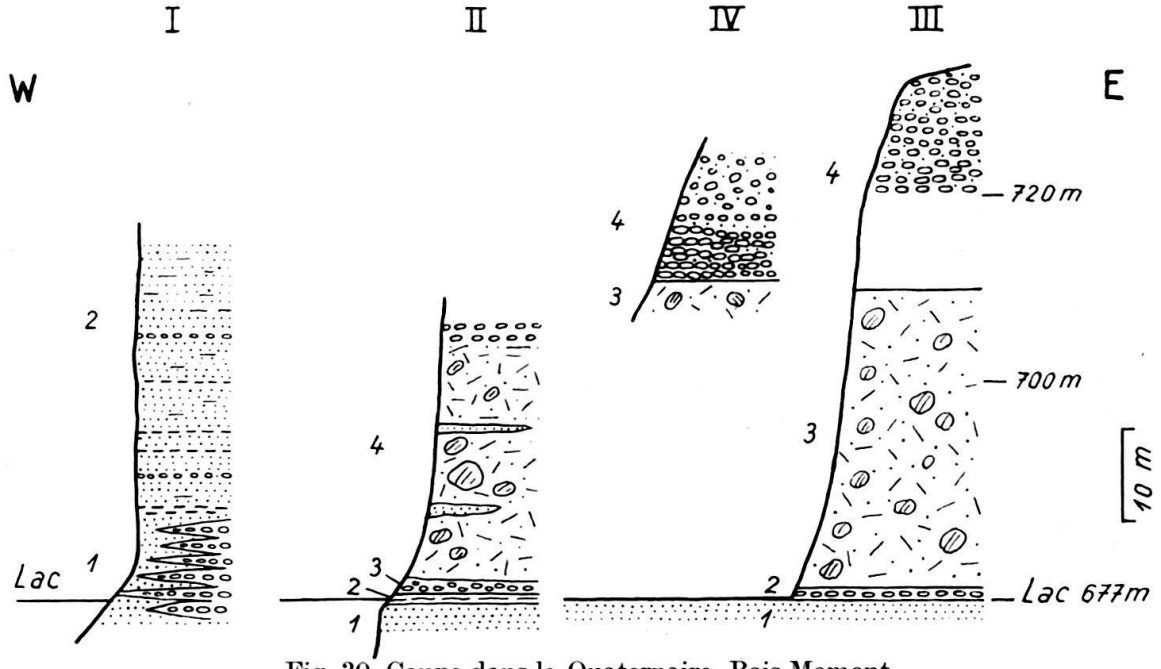


Fig. 30. Coupe dans le Quaternaire. Bois Momont

On y voit trois niches d'arrachement qui décapent presque tous les dépôts quaternaires formant la rive droite du cours inférieur, aujourd'hui submergé, de la Serbache. Ces niches démontrent les grandes variations latérales qui peuvent exister dans les dépôts quaternaires.

I. La première et la plus importante est située vers l'W. Sa base est aux coordonnées 575.150/170.570. Elle montre du bas vers le haut une succession de dépôts fluvio-lacustres assez typiques:
1) la base de l'affleurement au niveau du lac est faite d'une alternance de sables et de graviers. Leur granulométrie paraît augmenter du NE au SW. Les graviers forment des indentations dans les sables. Epaisseur 8 m + x.
2) La plus grande partie de l'affleurement est constituée par des niveaux d'argile sableuse, de limon, de sables fins à grossiers; par place, on découvre un chapelet de galets au diamètre assez restreint de 2 à 5 cm. L'accès de ces dépôts est malheureusement impossible. Epaisseur: 30 m + x.

Les niveaux inférieurs de cette coupe font penser à des dépôts fluviatiles s'imbriquant dans des dépôts lacustres, comme au débouché d'un cours d'eau dans un lac; seul le haut de l'affleurement témoignerait en faveur de dépôts lacustres.

II. La deuxième niche d'arrachement se trouve 200 m plus à l'E aux coord. 575.350/170.650, elle est faite:

1) au niveau du lac, d'un banc de sable jaune assez cohérent, plongeant comme tous ces dépôts d'allure horizontale de quelques degrés vers l'W; on peut suivre ce banc sur la rive du lac, lorsque celui-ci n'est pas entièrement rempli.

2) On découvre, au-dessus, un banc d'argile bleuâtre, devenant jaunâtre à l'altération, ne contenant aucun galet. Epaisseur 3 m.

3) Au-dessus, on a un banc de graviers bien arrondis et sans stries glaciaires, de 1 m d'épaisseur.

4) Le reste de la coupe est faite de moraine argilo-sableuse avec des passées tantôt plus argileuses, tantôt plus sableuses. Cette moraine contient des galets striés assez fréquents et même des gros blocs encore mal arrondis. La moraine forme la quasi totalité de la niche à laquelle elle donne une couleur bleuâtre. Cette couleur va la distinguer, de loin, du premier affleurement décrit; celui-ci, plutôt composé de sables, a une couleur fauve.

Notons encore que le haut de la niche présente des traînées sablo-graveleuses qui pourraient être interprétées comme une autre formation surmontant la moraine. Cependant, l'affleurement n'est pas assez caractéristique.

III. La troisième niche d'arrachement, le plus à l'E, déjà partiellement réoccupée par la végétation est située aux coord. 575.500/170.780.

Elle montre la coupe suivante:

1) à la base, on a, de nouveau, des sables moyens jaunâtres que l'on peut suivre au bord du lac depuis la coupe II.

2) Au-dessus, on a immédiatement le niveau de graviers vu sous le chiffre 3 dans cette même coupe II. Il a également 1 m d'épaisseur.

3) L'argile à blocaux, présente sur ces dépôts, est de même nature que celle décrite sous le chiffre 4 dans la coupe II.

4) Le haut de l'escarpement est dénudé pour la première fois et montre des dépôts sablo-graveleux et des graviers partiellement cimentés. L'allure de ces sables et de ces graviers est identique à celle des dépôts exploités sur le haut de la butte au lieudit Sur Momont.

Il s'agit de sables et de graviers fluvio-glaciaires qu'aucune moraine ne couronne.

IV. Latéralement à l'affleurement décrit plus haut, dix mètres à l'W, on retrouve ces sables et graviers surmontant des dépôts morainiques que l'on peut rattacher à ceux décrits sous le chiffre 3, dans la coupe III.

Interprétation

On ne saurait se prononcer, n'ayant aucun point de comparaison, sur l'âge exact des dépôts fluvio-lacustres qui forment l'ensemble du premier affleurement décrit et qui pourraient correspondre à la base des deux suivants. Ces dépôts, cependant, sont pré-würmiens, parce qu'ils sont couronnés de moraine que surmonte le retrait würmien. Cette dernière formation semble d'âge assez certain. La butte, où on l'a exploitée intensément pour la construction du barrage de Rossens, n'est à aucun endroit couronnée de moraine.

Pour les dépôts fluvio-lacustres, on peut penser qu'ils sont interglaciaires. Ils se seraient formés dans un lac parallèle au cours interglaciaire de la Sarine, qui passe quelques centaines de mètres plus à l'W. Ce lac aurait été alimenté par un ruisseau descendant de la zone montagneuse située à l'E.

Description de la rive ouest du lac de la Gruyère.

La campagne sismique du SSL entreprise pour le compte de la BP, a confirmé l'existence que l'on soupçonnait déjà, d'une vallée profonde à l'W du lac de la Gruyère. Elle serait située vers 610 m (± 10 m), dans la région du Bry. Il n'est plus possible de voir le remplissage de cette vallée, en dessous de 670 m.

Dans les affluents du lac: les ruisseaux du Bry et de Villars d'Avry, on peut repérer les termes supérieurs du remplissage.

Ruisseau de Villars d'Avry.

Le ruisseau qui prend sa source à Villars d'Avry coule en dessous de la route cantonale, à l'entrée de la forêt, sur de la moraine argileuse à blocaux. Le lac artificiel a submergé le bas de son cours et déterminé ainsi une petite anse. Dans cette anse, on voit, sur les deux berges, de petites falaises faites de graviers.

Ces graviers sont de granulométrie variable. Leur diamètre mesure entre 5 et 15 cm. Ils sont intercalés dans des sables, eux aussi de grosseur diverse, allant des gravillons aux limons. Ces sables et graviers sont, soit obliques et plongeant vers l'W, soit horizontaux; la différence de granulométrie est beaucoup moins complexe dans les dépôts horizontaux qui sont plus particulièrement formés de graviers. Lorsque le niveau du lac est bas, on voit apparaître sous ces dépôts, des sables et des argiles stratifiés ne contenant que peu de galets. Ils sont disposés en traînées dans les sables.

Il manque, ici, les termes inférieurs du remplissage de la vallée prérissienne profonde qui coulait sur la rive gauche de la Sarine, à savoir: la moraine rissienne et la base des dépôts postrissiens que l'on aperçoit aux basses eaux. L'Interglaciaire est représenté par les graviers que surmonte la moraine. Sans crainte de se tromper, on peut rattacher cette dernière au Würm.

Ruisseau du Bry.

Comme le ruisseau de Villars d'Avry, celui-ci coule, avant d'aboutir dans une petite anse, sur de l'argile à blocaux que l'on retrouve en amont et en aval du hameau du Bry. Les rives du lac montrent diverses niches d'arrachement où sont visibles soit des graviers à l'E de la coordonnée 573.460, soit des graviers, sables, limons et argiles à l'W de cette coordonnée. Tous ces dépôts ont subi des phénomènes mécaniques post diagénétiques qui rendent toute corrélation hasardeuse.

Interprétation

Par comparaison avec le ruisseau de Villars d'Avry, on peut cependant imaginer que les graviers sont interglaciaires; les sables, argiles et limons ressemblent fort à des formations glacio-lacustres assez caractéristiques du Postriss. La moraine qui surmonte tous ces dépôts est würmienne et elle est couronnée sur chaque versant du ruisseau, à la hauteur du Bry par du fluvio-glaciaire de retrait.

Interprétation générale

La région amont du barrage de Rossens fut traversée par deux vallées profondes qui sont comblées des mêmes dépôts rissiens, interglaciaires et würmiens. Ces deux vallées diffèrent quant à leur profondeur:

Le profil fig. 31, le montre bien. (W: 600 m; E: 650 m). La vallée la plus à l'W, sur la rive gauche du lac de la Gruyère est, par sa profondeur, une vallée prérissienne; elle se rattache à celle que l'on retrouve sous Posieux. La vallée de l'E, sur la rive droite du lac, à Creux d'Enfer–Les Côtes, est beaucoup moins profonde, mais comblée probablement des mêmes dépôts rissiens. L'interprétation que nous en donnons, considère comme base: la barrière de Nagelfluh de La Roche–Avry devant Pont. En effet, l'étroit défilé où passait la Sarine prérissienne fut vraisemblablement bouché lors de la progression rissienne et la Sarine détournée vers un autre point où

franchir cette barrière. Une coupure devait exister à l'endroit où l'avait creusée la Serbache prérissienne, au N de Bois Momont. La Sarine a pu, momentanément, emprunter ce tracé et l'élargir pour rejoindre son cours antérieur, dans la région du village actuel de Rossens.

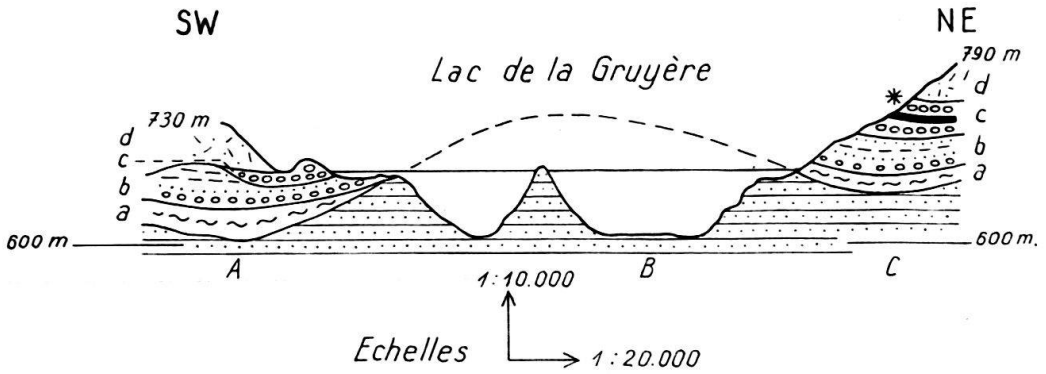


Fig. 31. Profil schématique dans les cours anciens et épigénique de la Sarine à la hauteur de Creux d'Enfer–Le Tremblé. a) Riss, b) Postriss, c) Interglaciaire Riss-Würm, d) Würm

La glaciation rissienne recouvrit ces divers cours, mais il est à noter qu'en aucun endroit, les dépôts morainiques ne les ont entièrement comblés.

Il exista donc, après le Riss, des dépressions. Ces dépressions furent, comme dans la vallée de la Sarine en aval du barrage de Rossens, occupées par des lacs. Les premières formations que l'on rencontre sur les dépôts morainiques sont des formations glacio-lacustres et post glaciaires. Puis arriva l'Interglaciaire proprement dit avec ses cours d'eau. La Sarine, à ce moment emprunta le tracé de la vallée prérissienne, sur la rive gauche du lac de la Gruyère. La dépression de la rive droite, fermée, à sa confluence avec le cours profond, par un vallum morainique rissien, analogue au vallum würmien que l'on retrouve aujourd'hui, était occupée par un lac (Lac de Bertigny). Ce lac se combla petit à petit et le barrage morainique fut scié par son exutoire. Vers la fin de l'Interglaciaire s'installait ainsi, à travers les dépôts lacustres et le vallum morainique, un cours d'eau dont on retrouve les dépôts fluviatiles à Creux d'Enfer et à Rossens, (vers 720–710 m).

III. Quaternaire de la vallée de la Glâne et de ses tributaires

La Glâne aussi connut, au cours du Quaternaire, des variations de cours. Les dépôts y sont cependant plus réduits que dans les coupes de la Sarine.

L'absence de molasse dans son cours en amont de Grenilles, le plan incliné que fait cette même molasse entre Grenilles et Posat (altitude de la molasse: 700 m, à 500 m au N de la Glâne actuelle; altitude de la molasse: 650 m, sur la gauche de la Glâne actuelle; altitude de la molasse: 630 m, sur la droite de la rivière actuelle) témoignent d'un creusement plus profond que l'actuel; il ne peut donc se rattacher qu'au Prériss. Le Riss est présent dans l'affleurement de sous Vurzy, à l'E de Posat, coord. 570.300/175.950. On y trouve, sur la molasse, une moraine à blocaux très gros, striés. Elle est surmontée de sable, d'argile sans galet et de graviers; mais une nouvelle moraine manque pour attribuer, sans crainte de se tromper, la moraine qui couvre le flanc gauche de la Glâne prérissienne, au Riss. L'Interglaciaire, fait de galets sariniens assez bien cimentés, surmonte la molasse dans la vallée de la Glâne, entre Posat et Le Puits, hameau de Neyruz. Situé tantôt sur la rive droite tantôt sur la rive gauche (voir carte Pl. I), il est quelquefois surmonté de moraine argileuse à blocaux, würmienne, qui suffit à l'identifier.

Le ruisseau de Cottens ne coule plus sur la molasse entre les coord. 569.940/177.740 et 570.260/177.960. Dans cette coupure perpendiculaire au ruisseau, on

trouve un remplissage fait, à la base, de sables argileux, gris-jaune, visibles sur 1 m. Ils sont surmontés par des graviers fluviatiles bien calibrés, d'un diamètre moyen de 10 cm, que l'on peut suivre pendant 300 m, sur la rive droite du ruisseau. Leur épaisseur moyenne est de 10 m.

A un seul endroit, ils sont surmontés immédiatement de moraine argileuse gris-bleu, à blocs striés; les terrains en mouvement et les sources permettent de suivre cette moraine à peu près jusqu'à la hauteur du village de Cottens. Elle repose alors directement sur la molasse. La coupure de la molasse n'a pas été faite par la Glâne prérissienne; celle-ci, en effet, au Prériss, coulait sur la rive droite de la Glâne actuelle, en aval de Posat. Comme on le verra plus loin, il s'agit d'un ruisseau; le comblement de sable fait partie du Postriss; on ne peut pas voir la moraine du glacier rissien, située plus bas que le niveau actuel du ruisseau. Les graviers font, eux, certainement partie de l'Interglaciaire de la Glâne qui méandrait sur la rive gauche de la Glâne actuelle, comme l'indiquent les dépôts situés dans cette région. Ils sont couronnés de moraine würmienne qui les date bien.

CHAPITRE TROISIÈME

STRATIGRAPHIE DU QUATERNAIRE

1. LE PRÉRISS

Nous n'avons pas d'indications sur l'existence de glaciation antérieure au Riss.

Lorsqu'ils existent, les dépôts du Riss sont localisés dans des encaissements plus profonds que la vallée actuelle de la Sarine. Etant donné la profondeur, la forme et la disposition dans l'espace de ces encaissements qui suggèrent leur appartenance à un réseau fluviatile ancien, on doit admettre un creusement de vallée antérieur à la glaciation rissienne.

Tout un réseau hydrographique a existé durant la période qui va du Pontien au Riss: fut-il intermittent ou continu, il est impossible de le savoir. Nous pouvons dire encore de cette période, qu'elle fut une phase d'érosion. C'est vraisemblablement durant ce temps qu'une grande épaisseur de molasse fut décapée de notre plateau. Il suffit de considérer l'épaisseur qui manque sur nos anticlinaux. Sur celui de Misery–Corserey, qui se trouve au NW de mon terrain de prospection, il manque certainement toute la MMS. Aucun élément résiduel n'a été conservé de cette phase.

LE TRACÉ DES ANCIENS COURS. (Voir carte, fig. 32).

La vallée prérissienne de la Sarine empruntait, au S de mon terrain d'étude, la rive gauche du lac actuel de la Gruyère et passait à peu près au droit du village de Rossens. De là, cette vallée partait vers l'W sur Farvagny le Grand, où elle a été repérée par des études sismiques. Elle faisait alors un méandre qui la ramenait, par l'E de Posat et Magnedens, dans la vallée actuelle de la Sarine, au SE du village de Posieux, puis, par Grange Neuve, vers Ste-Apolline et le Moulin Neuf.

Ici, malheureusement, elle se perd à notre vue. Passait-elle vers le N par le Bugnon comme l'a suggéré O. Büchi (1925) ou par Rosé–Corjolens dans la dépression de Seedorf comme il semble plus probable? Nous ne pouvons nous prononcer avec certitude; des deux côtés, la molasse semble fermer le passage, en ne ménageant la

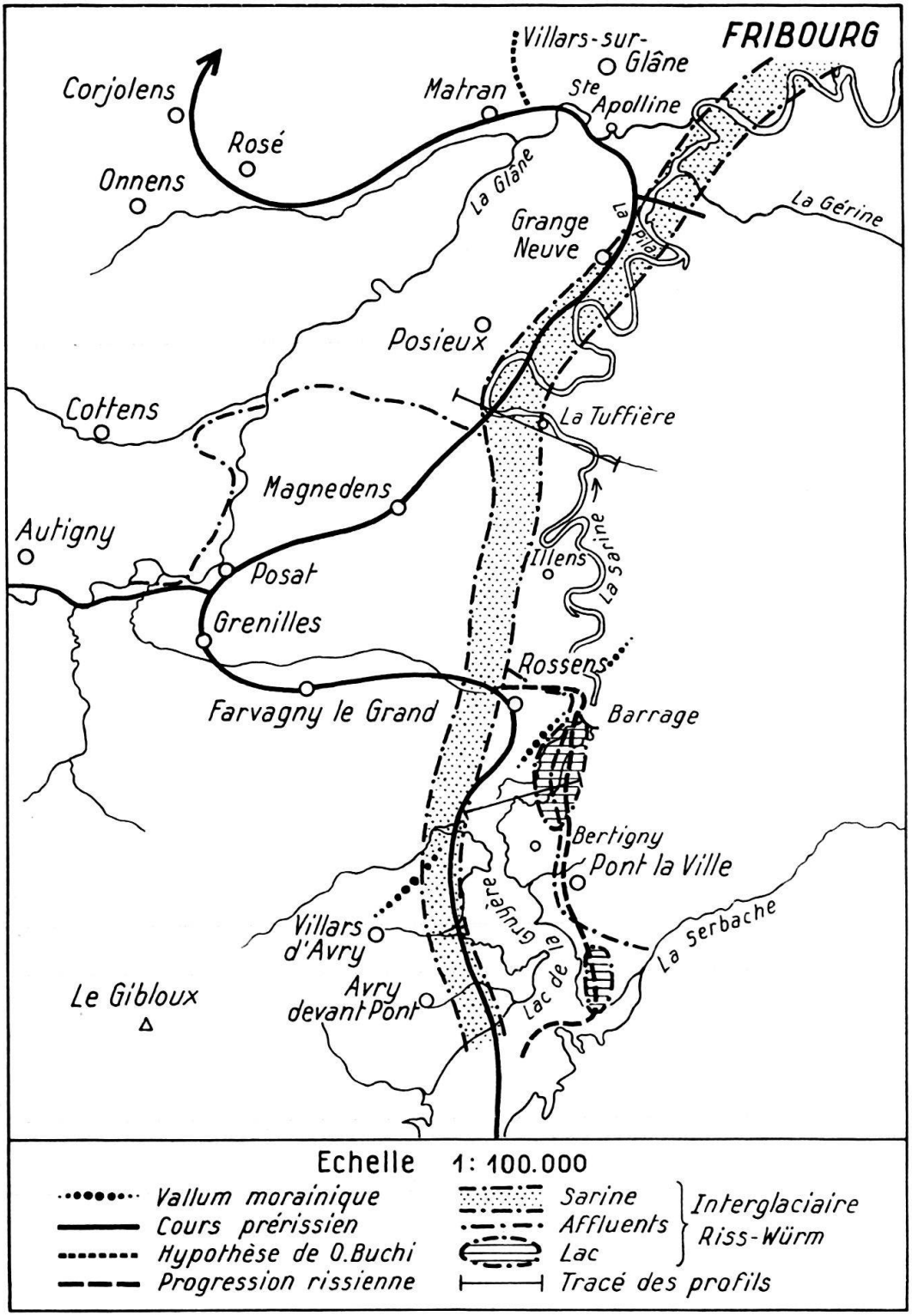


Fig. 32. Carte du tracé des anciens cours

place que pour d'étroits défilés, dont l'existence est impossible à prouver avec nos moyens.

La Glâne prérissienne suivait la vallée actuelle jusqu'aux Vernets à 1,5 km à l'ESE d'Autigny, puis elle passait sur la rive droite de la Glâne actuelle et rejoignait la Sarine de même âge à mi-chemin entre les villages de Grenilles et de Posat.

La Gérine confluait avec la Sarine, à la Pila (au S de Châtillon), dans les temps prérissiens.

2. LE RISS

A. Progression rissienne

La progression doit être considérée comme les stades d'avance et de recul des glaciers jusqu'à leur installation définitive (maximum). Ainsi lors des phases de recul s'installerait à nouveau le régime fluviatile et les détournements de cours d'eau s'expliqueraient par les dépôts morainiques existant déjà. C'est surtout dans les passages étroits que les cours d'eau furent détournés.

A la Cantine, le cours prérissien fut vraisemblablement obstrué, la Sarine détournée à l'E; elle emprunta le cours de la Serbache et coula par: Sur Momont, Pont la Ville, Bertigny, puis Rossens, où elle dut rejoindre son ancien tracé. Ce cours là, comme le cours prérissien est antérieur au maximum rissien, puisqu'il contient aussi des dépôts rissiens.

B. Maximum rissien

La glaciation rissienne n'a laissé de la moraine visible que dans les dépressions, faite presque toujours d'argile à blocaux. Les blocs sont pour la plupart rhodaniens, la pâte a une forte proportion d'argile. Un critère qui semble la distinguer de la moraine würmienne est sa cimentation déjà amorcée.

C. Postriss

Je n'attribue pas, comme L. Mornod (1947), les graviers, sables, limons et argiles surmontant la moraine rissienne à des dépôts de torrents sous-glaciaires. Pour ma part je pense qu'il s'agit de dépôts lacustres ou glacio-lacustres. Ces dépôts sont cantonnés au fond des dépressions prérissiennes. Il est facile d'imaginer que le glacier, en fondant, ait laissé des moraines frontales qui jalonnent ses stades de retrait. Ces moraines bouchaient à chaque fois le cours non entièrement comblé du Prériss et provoquaient autant de lacs de barrage. Dès lors, il n'est pas étonnant que, plus on va dans le sens du retrait, plus ces dépôts portent encore des caractéristiques glaciaires (stries fraîches, lavage insuffisant). Un fait atteste que ces dépôts ne sont pas d'origine glaciaire pure: c'est la présence de débris tourbeux que j'y ai trouvés au Moulin Neuf.

3. L'INTERGLACIAIRE RISS-WÜRM

Nous l'avons vu dans les coupes où il existe, l'Interglaciaire Riss–Würm fut avant tout une période fluviatile. C'est à cette époque que le réseau hydrographique a été le moins profond du Quaternaire mais aussi, qu'il a laissé le plus de dépôts. Ces dépôts étaient très homogènes puisqu'ils étaient formés presque uniquement de graviers.

Je pense qu'il n'y a jamais eu de comblement total des vallées interglaciaires. En effet, dans certaines coupes, on observe que les graviers interglaciaires ne constituent qu'un placage sur les bords de l'ancien thalweg. L'axe du thalweg était remblayé par des graviers surmontés de moraine que l'on observe d'ailleurs au contact avec les graviers interglaciaires à tous les niveaux depuis les plus élevés jusqu'aux plus bas.

Ceci donne à penser que les graviers se sont déposés sur les flancs de la vallée interglaciaire par placages successifs, d'altitude décroissante au fur et à mesure de la

migration et de l'approfondissement de l'axe de la vallée. Ces deux phénomènes: érosion et dépôts allant de pair, les dépôts marquent cependant un retard par rapport à l'érosion. La moraine würmienne qui a recouvert ces alluvions interglaciaires peut donc se retrouver à presque toutes les altitudes des graviers, puisque, au moment de la glaciation, le lit interglaciaire n'était pas comblé mais simplement plaqué de graviers, sur ses berges. Les dépôts épais de graviers doivent correspondre à des rives convexes de méandres. Il faut admettre que ces rivières, très larges d'aspect et peu encaissées, divagaient constamment. Les terrasses que l'on peut retrouver dans les graviers interglaciaires, comme les terrasses actuelles, ne doivent pas correspondre à des encaissements par à coup, mais sont uniquement dues au déplacement du lit de la rivière lors de crues, l'érosion et les dépôts se poursuivant de façon continue.

LE TRACÉ DES ANCIENS COURS: (Voir carte, fig. 32).

La Sarine coulait sur la rive gauche du lac de la Gruyère, dans la région de la confluence des ruisseaux de Villars d'Avry et du Bry avec le lac. C'est à ces endroits que se font les infiltrations d'eau, dans le cours interglaciaire, qui vont fortement alimenter les «sources» d'Illens et de la Tuffière. Le cours interglaciaire n'est pas visible entre Le Bry et Illens. Dans la région de Rossens, il devait recevoir la Serbache après que celle-ci eut crevé la moraine NE du Gibloux.

Après Illens et la Tuffière, où la Sarine actuelle le recoupe, on retrouve le cours interglaciaire de la Sarine (voir p. 388). Il est possible de tracer l'axe de ce cours en suivant les points les plus bas où l'on retrouve des graviers interglaciaires. Notons toutefois, qu'il ne s'agit que d'un axe à un moment donné, puisque la rivière divagait beaucoup.

La Glâne avait un tracé assez semblable au cours actuel entre Autigny et Neyruz. Un peu avant ce village, elle partait vers l'E rejoindre la Sarine dans la région de la Tuffière. La Serbache, qui a connu un épisode lacustre, coulait de la Roche sur Pont la Ville, puis Rossens. La période lacustre peu importante en étendue est intéressante, à cause de sa faune et de ses lignites qui témoignent bien d'une période relativement tempérée entre deux glaciations.

4. LE WÜRM

A. Progression

L'arrivée d'un glacier provoque de graves perturbations sur un cours d'eau. La Sarine a très vite emprunté un autre tracé, lors de la progression würmienne. Une nouvelle fois, la déviation de son lit a été provoquée par la barrière de poudingues de La Roche–Villars d'Avry, qui a détourné la Sarine vers la vallée de La Roche (Ch. Emmenegger, 1962).

B. Maximum

Toute la surface fertile du Plateau suisse est constituée par les dépôts de la dernière glaciation. On ne trouve en surface que de la moraine remaniée sur ces étendues. Pourtant dans des tranchées assez profondes ou dans les coupures des cours d'eau, on peut trouver des dépôts morainiques encore non remaniés. Ceux-ci sont en général à forte proportion argileuse, peu solidifiés, toujours graveleux, ils

peuvent l'être fortement à certains endroits. Leur épaisseur est extrêmement variable. Aux endroits où ils tapissent le fond de dépressions, ils ont donné naissance, à cause de leur imperméabilité, à des marais. C'est vraisemblablement du maximum que datent les drumlins. Ils sont elliptiques, orientés du SW au NE dans les régions où le glacier ne rencontre aucune résistance de la part du substratum. Ils sont arrondis dans la région de Pont la Ville–Le Gibloux à cause d'une résistance du substratum (Région N du barrage de Rossens).

C. Retrait

Ce mode de dépôts peut être défini comme une forme d'accumulation fluviatile ou lacustre en milieu glaciaire. On distingue deux formes de retrait: les buttes et le remplissage des dépressions préexistantes.

1) Buttes: pétrographiquement formées de sables et de graviers, plus ou moins argileux suivant le lavage qu'ils ont subi, ces dépôts forment des buttes à contours très nets, encore bien visibles dans le paysage et caractérisées par une végétation très maigre à cause de leur grande perméabilité. Ces buttes présentent toujours un niveau de sables et de galets à leur sommet, qui suit exactement leur contour extérieur. Ce niveau est provoqué par la cryoturbation. Au-dessous, on trouve des bandes obliques de sables et de graviers stratifiés, en général bien limitées. A un seul endroit, à la gravière de Champin, entre Villarlod et Vuisternens en Ogoz, j'ai trouvé un niveau d'argile bleuâtre ne contenant aucun galet. Le sable est fin à grossier, plus généralement grossier. Certaines buttes, c'est le cas pour celles qui se situent au N d'Arconciel, semblent faites uniquement de sables. Mais, on ne saurait trop se fier à l'aspect extérieur: il suffit, en effet, qu'un banc de sables couronne son sommet, pour donner à penser que toute la butte est faite de ce matériau. Les buttes de retrait que j'ai trouvées dans mes recherches sur le terrain, se trouvent à l'E d'Autigny, sur la rive gauche de la Glâne; dans le triangle dont les trois sommets seraient les villages de Farvagny le Grand, Vuisternens en Ogoz et le Bry; au S d'Illens, sur les deux rives de la Sarine; au N d'Arconciel, sur la rive droite de la Sarine.

2) Dépôts de retrait sis dans les dépressions préexistantes: les anciens cours et surtout les points de confluence des anciennes vallées avec la vallée pré- ou interglaciaire de la Sarine:

- la confluence de la Gérine dans la région de Châtillon jusqu'à Matran;
- de la Glâne, dans la région d'Estavayer le Gibloux–Grenilles;
- de la Serbache, dans la région de Momont (S de Pont la Ville)

sont restées, même après le Würm, des zones déprimées.

Ces grandes dépressions ont été remplies, lors du retrait würmien, par des dépôts de pétrographie identiques à ceux des buttes. L'érosion, par la suite, a taillé dans ces dépôts des terrasses. Le mode de comblement a pu varier: si la glace était absente on a pu avoir des dépôts de lac périglaciaire; mais il est plus probable que ces dépressions ne furent à aucun moment complètement comblées et nivelées; bien plutôt des culots de glace les ont encombrées, le remplissage se faisant entre ces culots et les bords de la cuvette. La glace, en fondant, a permis aux dépôts de glisser et ce phénomène a donné aux bancs qui les composent, une allure inclinée et plissotée. L'érosion a travaillé par la suite à leur découpage en terrasses et la cryoturbation a donné de faux bancs, d'allure horizontale, sur les replats.

5. LE POSTWÜRM

On a réservé le nom de Postwürm à la période qui suivit immédiatement la glaciation würmienne pour aboutir au creusement des vallées actuelles. Il fut marqué par divers phénomènes, comme l'apparition de lacs, dans les dépressions. Aucun de ces lacs n'est visible sur mon terrain d'étude. Dès le début de cette période, les rivières ont dessiné un premier réseau hydrographique, qui ne fut pas toujours le même que celui que l'on voit aujourd'hui. Ainsi j'ai trouvé dans diverses gravières comme celle de Farvagny le Petit, celle du Villard à l'E de Posat, celle de la Rape, hameau de Magnedens, celle de la Lechère, hameau au S d'Ecuvillens, des dépôts d'allure nettement fluviatile très apparentés aux dépôts interglaciaires Riss–Würm. Ils sont faits de graviers stratifiés, horizontaux, où l'on distingue le sens du courant à la position des galets oblongs. Ces dépôts sont en relation avec une vallée sans cours, où certaines dépressions sont marécageuses. A aucun endroit on ne trouve de moraine sur les graviers; ils sont donc plus jeunes que le Würm. Ils correspondent assez bien, si l'on suit le cours de cette vallée sèche, à des méandres. Il est intéressant de noter qu'ils sont toujours sur la berge convexe de la rivière disparue. On trouve des graviers semblables à Autigny; dans la gravière de ce village, on a trouvé des dents de Rhinoceros: plusieurs fragments et deux molaires bien déterminables: la sixième et la troisième de *Rhinoceros tichorhinus* ou *Caelodonta antiquitatis* (Blumb).

Cette espèce de Rhinoceros est caractéristique de la fin des temps quaternaires à faune froide, (d'après J. Piveteau, 1958, p. 497).

Les graviers dans lesquels ces dents ont été trouvées sont à corréler avec le niveau supérieur de la terrasse de Chénens (H. Inglin, 1960, p. 82).

6. PÉRIODE RÉCENTE[2])

Débris de pente, éboulis, éboulements.

Les débris de pente couvrent presque toutes les pentes qui ne sont pas des falaises, sur les versants des cours encaissés dans la molasse. Leur épaisseur est très minime, mais suffit à cacher la roche en place. Dans les régions faites du terme conglomératique de la MMS, les sables d'altération des grès sont remplacés par les galets de la Nagelfluh.

Au Gibloux, la plus grande partie des pentes est constituée d'éboulis de quartzites.

Les éboulements sont rares, on en trouve des traces dans la vallée encaissée de la Sarine, où des jeux de fissures ont provoqué la chute de blocs en surplomb. Un autre éboulement est visible sous la paroi de Nagelfluh de Vers les Châteaux au SE de Pont la Ville.

Glissements, tassements

Ces phénomènes affectent uniquement les dépôts quaternaires; c'est à eux, d'ailleurs, qu'on doit des coupes dans ces dépôts. Ils peuvent affecter certaines portions ou l'ensemble des termes, mais, presque toujours, la niche d'arrachement est située dans un niveau argileux qui est aquifère. Les glissements anciens sont caractérisés par des surfaces bosselées où les terrains en mouvement achèvent de se tasser.

---

[2]) J'ai jugé inopportun de citer tous les petits phénomènes récents; la carte géologique, annexe Pl I, en donne la situation.

Eluvions et marais

Les ruisseaux, pas assez puissants pour transporter des alluvions, font un travail lent qui consiste à remanier presque sur place les dépôts morainiques et à accumuler l'argile et le sable sur leur tracé. Tous les cours d'eau lents coulent sur parfois plusieurs mètres d'éluvions. Tel est le cas pour de petits affluents de la Glâne et de la Sarine, souvent non représentés sur les cartes topographiques.

Les marais ont occupé presque toutes les dépressions fermées du Plateau; en effet, moraine et molasse sont imperméables, obligeant les eaux météoriques à stagner dans les bas-fonds. La plupart des marais sont aujourd'hui drainés, mais leur présence est attestée par de la terre végétale noire; par place, ils ont suivi tout leur processus d'évolution et l'on trouve des tourbières comme à la Sauge, à l'E de Farvagny le Petit ou dans le bois du Gros Dévin au N du Bry. Une région est encore occupée par des marais au N de Cottens, jusqu'à Lovens et Onnens.

Cônes de déjection et alluvions

Les cônes de déjection sont rares, parce que l'encaissement des grands collecteurs: la Glâne et la Sarine, ne leur permet pas de s'installer; leurs dépôts sont immédiatement repris par le courant. Seules de larges vallées où coulent de petits ruisseaux, peuvent en permettre la formation.

C'est le cas de l'ancienne vallée, quasiment comblée, de la Sarine prérissienne, à l'W de Farvagny le Grand.

Les alluvions se rencontrent dans les cours d'eau d'une certaine importance, surtout la Sarine et la Glâne. Elles sont faites de graviers sariniens et de blocs rhodaniens; c'est dans ces alluvions que sont taillées les terrasses récentes. Une forte crue peut entièrement remanier les terrasses. Ce phénomène ne se voit plus aujourd'hui depuis qu'a été construit le barrage de Rossens.

Sources et dépôts de tuf

A part les sources superficielles à la base de la moraine remaniée, trois niveaux peuvent être aquifères, sur les terrains que j'ai prospectés.

Le premier niveau est la surface supérieure de la molasse.

Le deuxième est situé au-dessus des argiles rissiennes; soit l'argile glaciaire, soit l'argile lacustre.

Le troisième niveau est l'argile würmienne, lorsqu'elle est surmontée d'un dépôt plus jeune, en général de fluvio-glaciaire de retrait. Il va de soit que ce niveau aquifère est le plus sensible aux variations et que c'est aussi celui dont les eaux semblent le moins filtrées. Les anciennes vallées peuvent remplir le rôle de collecteur d'eau de fond. La vallée interglaciaire Riss–Würm de la Sarine, avant la mise en eau du barrage de Rossens, fournissait, à la Tuffière, 4 à 6000 litres d'eau/minutes, provenant des eaux profondes que récoltait son ancien cours. Aujourd'hui, depuis que s'infiltrent les eaux du lac de la Gruyère, son débit a doublé. Ces eaux de la Sarine interglaciaire émergent, comme nous l'avons vu, à Illens et à la Tuffière.

On peut ajouter que l'infiltration ne se fait plus, dans le lac, à partir d'une altitude inférieure de dix mètres à la cote maximale. En effet, lorsque, aux basses eaux, le lac n'atteint pas cette cote, l'effet s'en fait ressentir avec environ deux mois de retard à la Tuffière–Illens, en diminuant considérablement le débit des sources,

surtout à Illens. Les dépôts de tuf se font au contact des eaux souterraines avec l'air. Les plus beaux affleurements de tuf sont situés à la Tuffière, où cette roche fut exploitée déjà sous la domination romaine (pont de Ste-Apolline), puis au moyen-Age et jusqu'au XVIIIe siècle, où on l'employa pour construire toutes les fondations des maisons de Fribourg, à cause de sa vertu isolante.

Les captages

Leur exécution ne varie pas beaucoup. On les trouve en puits filtrants dans les graviers, en drains dans les horizons aquifères qui surmontent les moraines et plus rarement, ils captent les sources molassiques qui sortent de petites fissures. La plupart n'utilisent que la pente pour amener l'eau au lieu de consommation, d'autres la refoulent au moyen de béliers et seules les agglomérations ont pu installer des systèmes de pompage.

RÉSUMÉ

Les terrains géologiques affleurant au SW de Fribourg sont tertiaires et quaternaires.

Le Tertiaire (molasse du Plateau) est représenté par des séries détritiques marines dans lesquelles la pauvreté faunique m'a conduit à définir des divisions lithologiques.

J'ai divisé la molasse marine supérieure (MMS) en deux. La formation inférieure gréseuse de la MMS est composée essentiellement de grès feldspathiques à ciment argilo-calcaire. Elle comprend diverses aires d'épendage où l'on reconnaît les stratifications typiques des zones prodeltaïques: foreset beds, chenaux, stratification entrecroisée à lentilles ainsi que des zones plus calmes à stratification horizontale. On attribue, sans preuve certaine, un âge burdigalien à ces couches. La formation supérieure conglomératique est située au S du terrain étudié. Ses couches, bien que présentant de nombreuses analogies avec celles de la formation gréseuse, sont plus nettement deltaïques de piedmont, partant plus côtières aussi. Aucun fossile caractéristique ne date ces couches; on les attribue cependant à l'Helvétien.

La tectonique de la molasse du Plateau est simple; on trouve de grands plis à faible rayon de courbure. La limite S de la région étudiée est constituée par le chevauchement des écailles de molasse subalpine sur la molasse du Plateau.

Le Quaternaire est représenté par deux glaciations alpines limitées et séparées par des périodes fluviatiles et lacustres. Dans certaines belles coupures faites par des rivières actuelles, on voit la superposition dans une vallée prérissienne sans dépôts, de moraine rissienne, de dépôts glacio-lacustres postrissiens, de graviers fluviatiles ou de détritiques fins lacustres de l'Interglaciaire Riss–Würm et enfin de moraine würmienne. On trouve également sur le Plateau des dépôts postwürmiens et actuels.

BIBLIOGRAPHIE

ABEL, O. (1935): *Vorzeitliche Lebensspuren. Iena*

AEBERHARDT, B. (1908): *Note préliminaire sur les terrasses d'alluvion de la Suisse occidentale.* Eclogae geol. Helv. *10.*

– (1908): *Déviations de quelques cours d'eau pendant la période quartenaire.* Eclogae geol. Helv. *10.*

BERSIER, A. (1936a): *La forme de la transgression burdigalienne dans la région vaudoise.* C.R.S. Soc. géol. France, 7.

– (1936b): *Un critère de durée dans l'Oligocène vaudois.* Bull. Lab. Géol. Lausanne, 56.

– (1938a): *Caractère et signification de la sédimentation dans l'avant-fosse alpine* (phase externe). C.R. Acad. Sc. Paris, 206.

BERSIER A. (1938b): *La subsidence dans l'avant-fosse molassique des Alpes.* C.R. Acad. Sc. Paris, 206.
– (1945): *Sédimentation molassique à variations latérales et horizons continus à l'Oligocène.* Eclogae geol. Helv. *38.*
– (1948): *Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique alpine.* Int. Geol. Congress, 18th Session, Great Britain, 4.
– (1949): *La sédimentation cyclique de type molassique paralique en fonction de la subsidence continue. Sédimentation et Quaternaire.* Bordeaux.
– (1952): *Les sédiments cyclothématiques des fosses paraliques de subsidence.* Congr. Géol. Intern., 19ème Session, Alger. *13*, 2.
– (1953): *La sédimentation cyclique des faciès détritiques molasse et houiller, signification et cause.* Rev. Inst. Franç. du Pétrole, *8.*
– (1958a): *Exemples de sédimentation cyclothématique dans l'Aquitanien de Lausanne.* Eclogae geol. Helv., *51.*
– (1958b): *Séquence détritique et divagation fluviatile.* Eclogae geol. Helv., *50.*
BRIEL, A. (1962): *Géologie de la région de Lucens (Broye)* Eclogae geol. Helv. *55.*
BÜCHI, O. (1926): *Das Flussnetz der Saane und ihrer Nebenflüsse während der Interglazialzeiten.* Bull. Soc. frib. Sc. nat. *28.*
BUXTORF, A., & FRÖLICHER, H. (1933): *Zur Frage des Zusammenhangs des subalpinen Unterstampienmeeres mit dem Rheintalgraben.* Eclogae geol. Helv. *26.*
CADISCH, J. (1923): *Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Nagelfluh.* Eclogae geol. Helv. *18.*
CAILLEUX, A. (1945): *Distinction des galets marins et fluviatiles.* B.S.G.F. (5), *15* .
CAYEUX, L. (1916): *Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires.* Mém. expl. carte géol. France.
CRAUSAZ, C. (1959): *Géologie de la région de Fribourg.* Bull. soc. frib. Sc. nat. *48.*
EHRHARDT, A. (1937): *Das Watt. Ein Bildwerk 96 Aufnahmen.* Verl. H. Ellermann, Hamburg.
EMMENEGGER, C. (1962): *Géologie de la région S de Fribourg.* Bull. Soc. frib. Sc. nat. *51.*
FRASSON, B.A. (1947): *Geologie der Umgebung von Schwarzenburg.* Beitr. geol. Karte Schw. (N.F.) *88.*
GAGNEBIN, E. (1942): *Les idées actuelles sur la formation des Alpes.* Actes Soc. Helv. Sc. nat. 122ème session, Sion.
GILLIÉRON, V. (1885): *Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne.* Mat. Carte Géol. Suisse, 18.
FIERO, L. (1947): *Resti fossili di rinoceronti.* Atti del museo civico di storia naturale. Trieste, 16, 12.
HEDBERG, H. (1954): *Procedure and terminology in stratigraphic classification.* C.R. Congrès géol. Intern. Alger 1952 Sect. 13; fasc. 13.
HEIM, AL. (1919): *Geologie der Schweiz.* Leibzig.
HOFFMANN, F. (1960): *Materialherkunft, Transport und Sedimentation im schweizerischen Molassebecken.* Jahrb. St. Gall. Naturw. Ges. *76.*
INGLIN, H. (1960): *Molasse et Quaternaire de la région de Romont (Canton de Fribourg).* Bull. Soc. frib. sc. nat. *49.*
JAYET, A. (1945a): *Origine et âge de l'alluvion ancienne des environs de Genève.* C.R. Séances Soc. phy. et hist. nat., Genève, *62*, 2.
– (1945b): *A propos de l'âge du maximum glaciaire quaternaire.* Eclogae geol. Helv. *38.*
– (1946): *Les dépôts quaternaires et la théorie des emboîtements.* Eclogae geol. Helv. *39.*
– (1947): *Une nouvelle conception des glaciations quaternaires.* Actes Soc. Helv. Sc. Nat., Genève.
– (1952): *Quelques caractéristiques peu connues des dépôts glaciaires pléistocènes et actuels.* Eclogae geol. Helv. *45.*
– (1955): *Le problème du fluvio-glaciaire,* Geogr. Helv., *10.*
– (1958): *Remarques sur la composition, la structure, les déformations mécaniques des moraines glaciaires pléistocènes et actuelles.* Eclogae geol. Helv. *51.*
– (1960): *Sur l'origine de l'argile glaciaire de la région genevoise.* G. Chappuis, Genève.
JAYET, A., & CAROZZI, A. (1946): *Sur la formation artificielle des sablons stratifiés.* C.R. Séances Soc. phys. et hist. nat., Genève, *63*, 1.
JOUKOWSKY, E. (1931) *Sur quelques postulats de la glaciologie quaternaire.* Arch. Sc. phys. et nat., Genève, *13.*
KIRCHMAYER, M. (1960): *Beobachtung an rezenten Wellenfurchen.* N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 10. Stuttgart.

KOPP, J. (1946): *Zur Tektonik der westschweizerischen Molasse*. Eclogae geol. Helv. *39*.

KUENEN, P.H. (1952): *Paleographic significance of graded bedding and associated features*. Köninkl. Nederl. Acad. Wetenschaffen, Amsterdam. B *55*, 1.

– (1953): *Significant Features of Graded bedding*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. *15*, 3.

– (1957): *Sole Markings of Graded Graywacke Beds*. Journ. Geol., U.S.A., *65*, 3.

KSIAZKIEWICZ, M. (1958): *Submarine Slumping in the Carpathian Flysch*. Ann. Soc. géol. Pologne, *28*, 2. Krakow.

LEBEAU, R. (1954): *Les formes mineures du relief sous-glaciaire*. Revue géogr. Lyon.

LERICHE, M. (1926): *Les poissons de la Molasse Suisse*. Mém. Soc. Paléont. Suisse, *46*, 17.

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.

MORNOD, L. (1945): *Molasse subalpine et bord alpin de la région de Bulle (Basse Gruyère)*. Eclogae geol. Helv. *38*.

– (1947): *Sur les dépôts glaciaires de la vallée de la Sarine en Basse Gruyère*. Eclogae 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*. Inaug. Dissert. Bern.

PENCK, A., & BRUCKNER, E. (1894): *Le système glaciaire des Alpes*. Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel, *22*

PIVETEAU, J. (1958): *Manuel de Paléontologie animale*. Tome 6. 2ème vol. Masson et Cie, Paris.

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)*. Eclogae geol. Helv. *30*.

ROLLIER, L. (1902): *Révision de la stratigraphie et de la tectonique de la Molasse au Nord des Alpes*. Neue Denkschr. schweizer natf. Ges., Abh. 1, 1.

RUMEAU, J.L. (1954): *Géologie de la région de Payerne*. Thèse. Fribourg.

RUTSCH, R.F. (1928): *Geologie des Belpberges*. Mitt. Naturf. Ges. Bern. (1927).

– (1933): *Beitrage zur Geologie der Umgebung von Bern*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 66, 1.

– (1944: *Landschaft und Tierwelt der Molassezeit*. Mitteil. Volkshochschule, Bern.

– (1945): *Neue Auffassungen über die Entstehung der Molasse–Sedimente*. Eclogae geol. Helv. *38*.

– (1958): *Das Typus – Profil des Helvetien*. Eclogae geol. Helv. *50*, 1.

SCHUPPLI, H.M. (1950): *Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz. III. Teil. Ölgeologische Untersuchungen im schweizerischen Mittelland zw. Solothurn und Moudon*. Mat. Carte géol. Suisse, sér. géotech. *26*.

SIEBER, R. (1959): *Géologie de la région occidentale de Fribourg*. Bull. Soc. frib. Sc. nat. *48* (1958).

STRATTEN, L.M.J.V., VAN (1954): *Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands*. Leidse Geol. Ned. *19*.

STUDER, B. (1825): *Beitrage zu einer Monographie der Molasse*. Bern.

– (1853): *Geologie der Schweiz. Bd. II* Bern und Zürich.

TEN HAAF, E. (1959): *Graded beds of the northern Apennines*. Thèse. Groningen.

TERCIER, J. (1939): *Dépots marins actuels et séries géologiques*. Eclogae geol. Helv. *32*.

– (1941: *La Molasse des environs de Fribourg*. Eclogae geol. Helv. *34*.

– (1947): *Les conditions géologiques du barrage de Rossens au S de Fribourg*. Mitt. natf. Ges. Bern, N.F. *5*

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*. Eclogae geol. Helv. *47*, 1.

TWENHOFEL, W.H. (1932): *Treatise on Sedimentation*. The Williams & Wilklings Company, Baltimore.

WENTWORTH, C.K. (1922): *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. Journ. Geol., vol. *30*.

Manuscrit reçu le 28 juin 1962

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION AU SW DE FRIBOURG

par J.P. Dorthe

Echelle

1 : 25.000

0 100 500 1000 m

Signes conventionnels

- Sources non captées
- Sources captées
- Réservoirs
- Gravières et carrières exploitées
- Gravières et carrières non exploitées
- Sondages
- Gisements fossilifères
- Couches horizontales
- Pendages mesurés
- Pendages calculés
- Failles, décrochements
- Blocs erratiques isolés
- Amas de blocs erratiques

Quaternaire

- d e — Déblais, remblais, alluvions et colluvions / Alluvions postwürmiennes
- Cônes de déjection
- Talus d'érosion, bords de terrasses
- t — Tuf calcaire
- Marais drainés
- Marais non drainés
- Tourbières
- Terrain en glissement avec niche d'arrachement
- Terrain tassé
- Débris des pentes
- Eboulements
- Dépôts fluviatiles du Postwürm (graviers stratifiés)

Glaciation de Würm

- sr — Sables et graviers de retrait
- Vallums morainiques
- Moraine informe
- Moraine graveleuse
- ab — Argile à blocaux
- ag — Argile à blocaux très graveleuse

Interglaciaire Riss-Würm

- gf — Graviers fluviatiles
- Dépôts lacustres avec lignites

Glaciation de Riss

- gs — Graviers stratifiés obliquement
- ar — Argiles, limons, sables glacio-lacustres
- mb — Moraine à blocaux

Tertiaire (Molasse)

Molasse du Plateau

Helvétien ?

- Poudingues
- Grès
- Molasse sous faible couverture morainique ou éluviale

Burdigalien ?

- Molasse affleurante
- Molasse sous faible couverture morainique ou éluviale

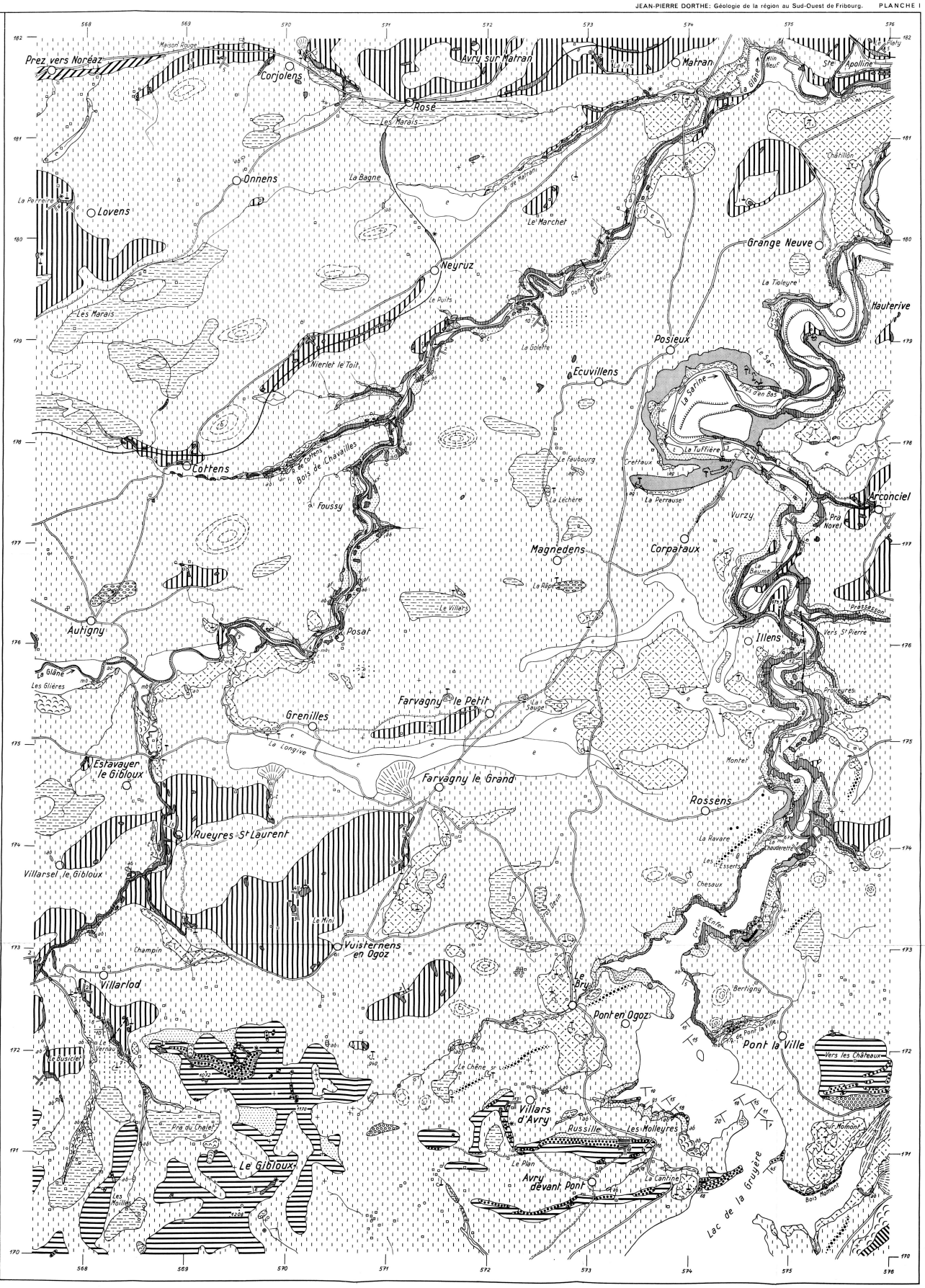
Aquitanien ?

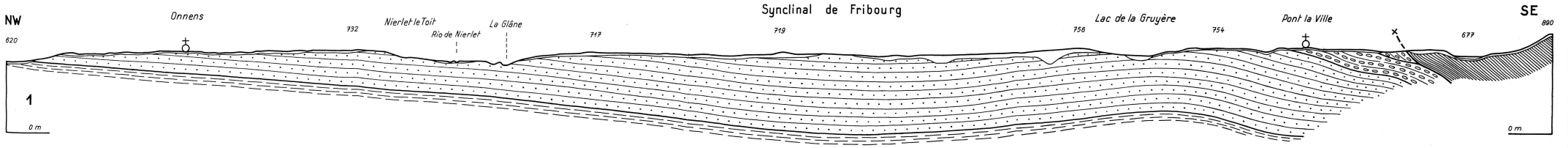
- Molasse sous faible couverture morainique ou éluviale

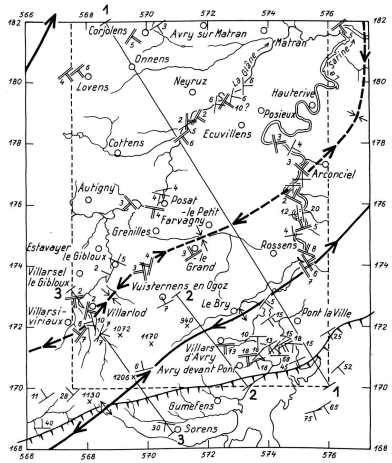
Molasse subalpine

Chattien supérieur

- Molasse sous faible couverture morainique ou éluviale



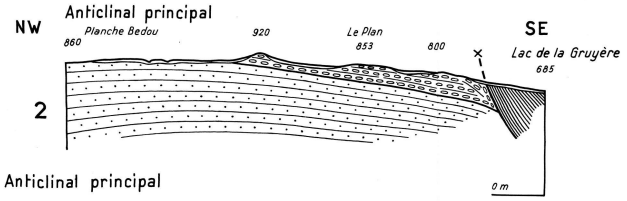


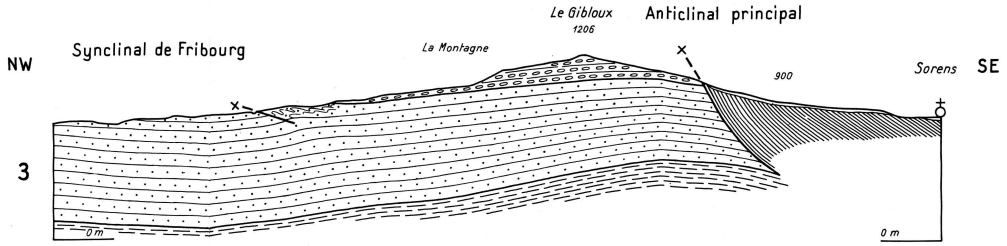


CARTE STRUCTURALE DE LA RÉGION AU SW DE FRIBOURG

Echelle : 1 : 125.000

- Pendages mesurés
- Pendages calculés
- Couches horizontales
- Limite de chevauchement de la Molasse subalpine
- Anticlinal } avec plongement axial
- Synclinal } avec plongement axial
- Tracé des profils
- Limite du terrain étudié





Echelle : 1 : 25.000

0 100 500 1000 m

- Quaternaire
- **Molasse marine supérieure**
  - Formation conglomératique (Helvétien ?)
  - Formation gréseuse (Burdigalien ?)
- **Molasse d'eau douce inférieure**
  - (Aquitanien ?)
  - (Chattien supérieur)

PROFILS GÉOLOGIQUES DE LA RÉGION AU SW DE FRIBOURG

par J.P. Dorthe