

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	60 (1967)
Heft:	1
Artikel:	Géologie de la région Lac Noir-Kaiseregg-Schafberg (Préalpes médianes plastiques fribourgeoises et bernoises)
Autor:	Gisiger, Michel
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-163490

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: 13.02.2026

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

Géologie de la région Lac Noir–Kaiseregg–Schafberg

(Préalpes médianes plastiques fribourgeoises et bernoises)

Par MICHEL GISIGER¹⁾

Avec 45 figures et 6 tableaux dans le texte, et 4 planches (I-IV)

ABSTRACT

The region studied forms part of the 'Préalpes médianes plastiques', a sedimentary allochthonous mass whose origin is to be found in the 'Zone pennique ou subbriançonnaise' of the Alps. It can be divided into a northern zone and a southern zone which are different in stratigraphy and tectonics. The dividing line of these zones is the Anticline II.

Stratigraphy

The stratigraphic sequence includes a series of formations between the Triassic and the Paleocene (see Table 1). In the northern zone, the formations succeed each other without visible break. On the other hand, in the southern zone, the Toarcian beds are transgressive upon the Triassic (see Fig. 16). Within the beds of the Upper Lias, the Dogger and the Malm, some alternations can be recognized from north to south concerning nature, thickness and chronological extension of facies.

Isolated Foraminifera and Ostracoda are described for the first time from the Toarcian, the Aalenian, the Bajocian and the Bathonian of the 'Préalpes médianes plastiques'. The analysis of the stratification and the conditions of sedimentation in member C (Bathonian) of the calcareous-argillaceous Formation has been particularly emphasised.

Tectonics

The region includes several structures conditioned, in a great extent, by the transverse flaw of the Neuschels. From the northern part of the Anticline II down to the overthrust plan of the 'Préalpes médianes' upon the 'Préalpes ultrahelvétiques externes', all the structures are crushed and over-thrusted along faultlines marked with abnormal contacts between the formations. For instance, the Dent de Broc syncline has been moved some 400 meters northwards, along the transverse flaw of the Neuschels and the crushing was so powerful that the limestones of the Malm were changed into marble near Unterbödeli. The tectonic map (Plate III) and the sections (Plate IV) clearly illustrate the tectonic complexity of this zone.

The Anticline II follows the Neuschels fault and, from Jaun to Riggisalp, has a N–S direction. From Riggisalp, it suddenly swings towards north-east, its normal direction.

In the south of the Anticline II, the masses of the Kaiseregg and the Schafberg are caused by a large syncline. Unlike the structures situated north of the Anticline II, this syncline is vast and well developed and the effect of the transverse flaw of the Neuschels is only observed in the meridional part where it sets up against the outer flank of this syncline (see Plate III, Sections A, B and C).

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos	241
Introduction	243
Généralités	243
Situation géologique	243
PREMIÈRE PARTIE: STRATIGRAPHIE	246
Chapitre I: Formation gypsifère et dolomitique (Keuper?)	246
<i>Le gypse</i>	246
Affleurements	246
Lithologie	246
Déformations du gypse	247
Position du gypse et appartenance stratigraphique	248
<i>Les cornieules</i>	249
Origine des cornieules	250
<i>Les dolomies</i>	251
Lithologie	251
Affleurements	252
<i>Age de la formation dolomitique</i>	252
<i>Paléogéographie et sédimentation</i>	252
Chapitre II: Couches de Kössen (Rhétien)	253
<i>Limites lithologiques</i>	253
Affleurements	255
<i>Lithologie générale</i>	255
<i>Paléontologie et âge</i>	256
<i>Paléogéographie et sédimentation</i>	256
Chapitre III: Formation oolithique (Hettangien)	259
<i>Lithologie générale</i>	259
Affleurements et extension du faciès	260
<i>Paléontologie et âge</i>	261
<i>Remarque sédimentaire</i>	262
Chapitre IV: Formation spathique (Sinémurien et Toarcien sup.)	262
<i>Zone Nord de l'Anticlinal II</i>	262
Affleurements et faune	262
Nord du synclinal de la Dent de Broc	263
Sud du synclinal de la Dent de Broc	263
Considérations lithologiques	265
Paléontologie et âge	266
<i>Zone Sud de l'Anticlinal II</i>	266
Affleurements et faune	266
Pour mémoire	269
Interprétation de la lacune	270
<i>Conclusions générales sur la formation spathique</i>	270
Chapitre V: Formation siliceuse (Pliensbachien?)	271
<i>Lithologie générale</i>	272
Affleurements	272
Conclusion	273
Chapitre VI: Formation calcaréo-argileuse (Toarcien–Oxfordien moy.)	273
<i>Membres A et B (Toarcien–Bajocien)</i>	273
<i>Zone Nord de l'Anticlinal II</i>	273
Affleurements et faune	273

Lithologie générale et limites	275
Paléontologie et âge	275
Macrofaune	275
Microfaune	275
Interprétation stratigraphique	280
Zone Sud de l'Anticlinal II	283
Lithologie générale	283
Affleurements et extension du faciès	284
Age du complexe	284
Conclusion générale sur les membres A et B	285
<i>Membre détritique C</i> (Bathonien)	285
Zone Nord de l'Anticlinal II	286
Limites biostratigraphiques	286
Affleurements et extension du faciès	286
Coupe du Staldengraben	287
Lithologie générale et microfaciès	287
Etude macroscopique de la coupe	294
Essais d'analyse séquentielle	294
Structures sédimentaires et stratification	298
Définition de cette série	300
Zone Sud de l'Anticlinal II	301
Limites lithologiques et biostratigraphiques	301
Affleurements et extension du faciès	302
Coupe du Kaiseregg	302
Lithologie générale	304
Microfaune du membre C	305
Microfaune des lames minces des calcaires détritiques	305
La microfaune isolée	306
Description de la faune	307
Résultat stratigraphique	308
Interprétation de la faune	309
Paléocologie	309
Conclusions sédimentaires	310
<i>Membre D: des calcschistes</i> (Callovien–Oxfordien inf.?)	313
Limites lithologiques	313
Lithologie générale	314
Affleurements et extension du faciès	314
Age du membre D	315
Considérations paléogéographiques	316
Chapitre VII: Formation des calcaires massifs (Oxfordien moy.–Berriasiens sup.)	316
<i>Membre noduleux</i>	317
Affleurements	317
Lithologie générale et limites	317
Paléontologie et âge	318
<i>Les calcaires massifs et sublithographiques</i>	318
Lithologie générale	318
Affleurements	319
Paléontologie et âge	320
Remarque sédimentaire	321
Chapitre VIII: Formation des calcaires plaquetés (Crétacé inf.)	322
<i>Limite lithologique inférieure</i>	322
<i>Limite paléontologique inférieure et passage Jurassique–Crétacé</i>	323
<i>Lithologie générale</i>	324
<i>Extension du faciès</i>	325
<i>Limite lithologique supérieure</i>	325

Chapitre IX: Formation de Luchernalp (Crétacé moy.?)	325
<i>Coupe de Luchernalp</i>	326
<i>Age du complexe</i>	327
<i>Problème des Tintinnoïdés</i>	327
Chapitre X: Complexe schisteux intermédiaire et couches rouges (Crétacé supérieur)	329
<i>Lithologie générale</i>	330
<i>Paléontologie et âge</i>	330
<i>Niveaux de faune</i>	330
<i>Conclusion</i>	333
Chapitre XI: Préalpes ultrahelvétiques externes	334
<i>Les grès du Gurnigel</i>	334
<i>Le Wildflysch</i>	334
Chapitre XII: Dépôts quaternaires	335
<i>Dépôts glaciaires</i>	335
Problème du glacier du Rhône	335
Les glaciers locaux	335
<i>Formes d'érosion</i>	336
Les dolines	336
Le karst	337
<i>Eboulements</i>	338
<i>Les bassins fermés</i>	338
DEUXIÈME PARTIE: TECTONIQUE	339
<i>Introduction</i>	339
<i>La déviation des Neuschels</i>	339
Le chevauchement des structures	339
Les failles transversales	340
Les variations axiales	340
Signification de la déviation des Neuschels	340
<i>Plan de chevauchement des Préalpes médianes sur les Préalpes externes</i>	341
<i>L'anticlinal Charmey-Lac Noir</i>	342
<i>Le synclinal de la Dent de Broc</i>	342
<i>L'Anticlinal I: Les Combes-Spitzfluh</i>	344
<i>Le synclinal du Staldenhubel</i>	344
<i>L'Anticlinal II</i>	345
<i>Le synclinal de Château d'Oex</i>	345
<i>Massif du Hohmättli</i>	346
Bibliographie	347

Liste des figures et tableaux dans le texte

Fig. 1 Plan de situation au 1:100000	244
Fig. 2 Gypse plissé à l'affleurement de la «Grotte»	247
Fig. 3 Cristaux de dolomite dans le gypse	248
Fig. 4 Cornieule bréchique	250
Fig. 5 Cornieule bréchique: détail d'une lame mince	251
Fig. 6 Evolution des galets dans la cornieule bréchique	251
Fig. 7 Chevauchement des formations à la base du Staldengraben	253
Fig. 8 Lithologie des Couches de Kössen	254
Fig. 9 Vertèbres et plaques latérales d'Aplocoma	257

Fig. 10	Laminae détritiques dans les Couches de Kössen	258
Fig. 11	Rides microscopiques dans les Couches de Kössen	258
Fig. 12	Calcaire de la formation oolithique	261
Fig. 13	Affleurements de la formation spathique le long du chemin des Neuschels	264
Fig. 14	Affleurements de la formation spathique au pied Nord du Steinritz	267
Fig. 15	Niveau de transgression à la base de la formation spathique	268
Fig. 16	Répartition schématique des faciès depuis le Rhétien jusqu'au Bajocien	271
Fig. 17	Coupe du Staldengraben: membres A et B	276
Fig. 18	Situation de la macrofaune et de la microfaune du membre B en dehors de la Fig. 17	279
Fig. 19	Passage du membre B au membre C le long du chemin des Neuschels	281
Fig. 20 à 31	Microfaciès du membre C de la Zone Nord	288 à 292
Fig. 32	Microfaciès du membre C de la Zone Sud	294
Fig. 33	Membre C: coupe du Staldengraben avec courbe, lithologique	296
Fig. 34	Courbes cumulatives des épaisseurs de faciès du membre C dans la coupe du Staldengraben	297
Fig. 35	Courbe de variation des épaisseurs de strates	298
Fig. 36	Galets remaniés à la base du niveau 34 de la coupe du membre C dans le Staldengraben	300
Fig. 37	Courbe de répartition des faciès du membre C dans la coupe du Kaiseregg	305
Fig. 38	Schéma illustrant le dépôt des calcaires détritiques du membre C	313
Fig. 39	Mélange de faciès à l'intérieur d'une même strate de la formation des calcaires massifs	319
Fig. 40	Calpionelle remaniée dans la Formation de Luchernalp	328
Fig. 41	Niveau 15 de la Formation de Luchernalp	328
Fig. 42	Crête morainique qui sépare les glaciers de la Riggisalp et de la Schwarze Fluh	337
Fig. 43	Dolines dans le gypse de l'anticlinal Charmey-Lac Noir	337
Fig. 44	Lapiez dans les calcaires massifs du Kaiseregg	338
Fig. 45	Chevauchement du synclinal de la Dent de Broc et du synclinal de Staldenhubel dans le ruisseau des Neuschels	343
Tab. 1	Les formations de la région étudiée et leur relation avec l'échelle chronostratigraphique	245
Tab. 2	Extension probable de certaines espèces de Foraminifères et d'Ostracodes dans la région étudiée	283
Tab. 3	Extension comparée de certaines espèces de Foraminifères du membre C	310
Tab. 4	Comparaisons générales entre le membre C de la Zone Sud et de la Zone Nord	312
Tab. 5	Lithologie et biostratigraphie à la limite Jurassique-Crétacé dans le Kaiseregg	323
Tab. 6	Succession des faciès dans le Crétacé moyen et supérieur du synclinal de Château d'Oex selon Schwartz-Chenevart et Gisiger	329

Planches

- Pl. I Microfaune des lames minces du membre C.
- Pl. II Carte géologique de la région Lac Noir-Kaiseregg-Schafberg.
- Pl. III Carte tectonique des structures au Nord de l'Anticlinal II et profils généraux A, B et C.
- Pl. IV Profils d'interprétation des structures au Nord de l'Anticlinal II.

Avant-Propos

C'est en 1960 que monsieur le professeur J. TERCIER me confia l'étude d'une parcelle de terrain dans les Préalpes médianes plastiques, région du *Lac Noir-Kaiseregg-Schafberg*. A ce regretté maître, je dois toute ma reconnaissance pour l'enthousiasme qu'il sut éveiller en moi.

Sans insister sur les problèmes classiques de stratigraphie, j'ai essayé de diriger mes investigations sur des points délaissés, en particulier la recherche de microfaunes dans le Jurassique, les particularités sédimentaires que les affleurements du terrain m'ont laissé voir. Si ce travail trouve aujourd'hui sa conclusion et s'il présente un intérêt quelconque pour la géologie des Préalpes, je le dois à la compétence de tous ceux qui m'ont aidé à le réaliser.

Tout d'abord, mes remerciements vont à monsieur le professeur J. KLAUS, successeur de M. TERCIER, dont les directives ont toujours été une aide efficace dans les divers problèmes qui se sont présentés.

Je dois une reconnaissance toute particulière

à M. et Mme J. J. BIZON, de l'*Institut Français du Pétrole*, qui se sont chargés de la détermination des Foraminifères du Lias supérieur et du Bajocien,

à M. J. H. OERTLI, de la *Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine*, qui a déterminé les Ostracodes,

à M. W. MAYNC, de Berne, qui a bien voulu examiner quelques lames minces du Bathonien,

à M. G. F. ELLIOTT, de Londres, à qui ont été soumises quelques photographies d'algues, par l'intermédiaire de M. CHATTON,

à M. H. HESS, de Bâle, pour la détermination des débris de squelettes d'*Ophiures* du Rhétien,

à M. E. GASCHE, de Bâle, qui donna son avis sur des tests problématiques de Foraminifères du Bathonien.

Ce fut une profonde satisfaction pour moi de voir l'amabilité avec laquelle toutes ces personnes ont accepté d'examiner le matériel que je leur ai soumis. Je leur dois d'avoir apporté dans la détermination de microorganismes la sécurité que seuls des spécialistes peuvent atteindre dans ce domaine. Les déterminations que j'ai faites moi-même m'en ont convaincu.

Je remercie monsieur le professeur L. PUGIN pour ses avis autorisés dans le délicat problème de la détermination des Ammonites.

J'exprime ma reconnaissance au Laboratoire de *Géologie Dynamique de Thonon* (France) et à son directeur M. M. GRAVELLE, dont le matériel a été aimablement mis à ma disposition pour la réalisation de microphotographies.

A monsieur le professeur A. LOMBARD, de l'*Université de Genève*, vont mes remerciements pour l'aide précieuse qu'il m'a apportée en m'initiant à ses méthodes de travail en stratométrie.

J'adresse un merci particulier à monsieur le professeur W. NABHOLZ, de l'*Université de Berne*, qui offre l'hospitalité de ses laboratoires aux géologues fribourgeois pour les initier aux techniques de la sédimentométrie. Grâce à lui, j'ai pu me joindre à ses élèves pour un stage de sédimentologie en Mer du Nord.

M. G. PAPUAUX, préparateur, mérite ma vive reconnaissance pour le talent avec lequel il a exécuté aussi bien en laboratoire que sur le terrain les planches et dessins de cette thèse.

Tous ceux qui, étudiants et chercheurs du laboratoire, m'ont accordé leur sympathie, trouveront ici l'expression de ma gratitude, particulièrement Mme M. CARON et MM. J. P. SPICHER, J. D. ANDREY et P. CORMINBOEUF.

Introduction

GÉNÉRALITÉS

Ce travail est le résultat d'un lever géologique effectué dans les *Préalpes médianes plastiques* du canton de Fribourg (Suisse). Le terrain est situé, comme son titre l'indique, dans la région SE du Lac Noir et ses principaux massifs sont ceux du Kaiseregg et du Schafberg-Rotenkasten. Il est compris entre les coordonnées 588,0 à 594,0 et 164,0 à 170,0 (voir fig. 1).

Les cartes topographiques utiles sont les suivantes :

Feuille 364 : Schwarzsee de l'Atlas Sigfried au 1:25 000

Feuille 253 : Gantrisch de la carte nationale suisse au 1:50 000.

La nouvelle carte nationale au 1:25 000 de la région n'étant pas encore sortie de presse, j'ai cependant pu travailler sur le lever original au 1:10 000, servant de base à cette édition et que m'a fourni le Service topographique fédéral. Il existe donc des différences entre l'Atlas Sigfried et ma carte originale ; les cotes d'altitude ne correspondent pas de l'une à l'autre. Les planches de la thèse portent les cotes avec les valeurs de la carte au 1:10 000. Les noms figurant sur ces mêmes planches sont ceux de l'Atlas Sigfried, car le lever original est muet. Il risque donc d'y avoir des changements de nomenclature lors de la parution de la nouvelle carte nationale au 1:25 000.

Comme cartes géologiques, résultant de travaux précédents, je disposais de :

1. Feuille 6 : SION de la carte géologique générale de la Suisse au 1:200 000.
2. du lever original de H. HUBER, au 1:10 000 (1918-1919).
3. du lever original au 1:10 000 de J. TERCIER.

Peu d'auteurs font allusion, dans leurs travaux, à la géologie de cette région :

V. GILLIÉRON (1885), dans sa monographie des Alpes de Vaud, Fribourg et Berne, parle de temps à autre de problèmes concernant la région étudiée. Nous nous y référerons dans le texte.

J. TERCIER (1946), dans un compte-rendu d'excursion de la Société géologique suisse, donne les grandes lignes de la stratigraphie et de la tectonique depuis le Lac Noir jusqu'à Jaun, en passant par le chemin des Neuschels.

H. WEISS (1949) décrit une coupe lithologique générale qu'il a levée dans le Kaiseregg.

K. BOLLER (1963) a étudié la limite Jurassique-Crétacé dans le Kaiseregg.

SITUATION GÉOLOGIQUE

Le terrain fait partie de la nappe des Préalpes médianes plastiques, ce vaste recouvrement qui surmonte le Flysch des Préalpes externes. Il comprend, du Sud au Nord, le noyau et le flanc externe du synclinal de Château d'Oex, l'Anticlinal principal II et une zone écrasée qui s'étend jusqu'au plan de chevauchement des Médianes sur les Externes.

L'Anticlinal II sépare le terrain en deux parties distinctes tant par leur stratigraphie que par leur tectonique. Je les appelle zone Nord et zone Sud, par rapport à

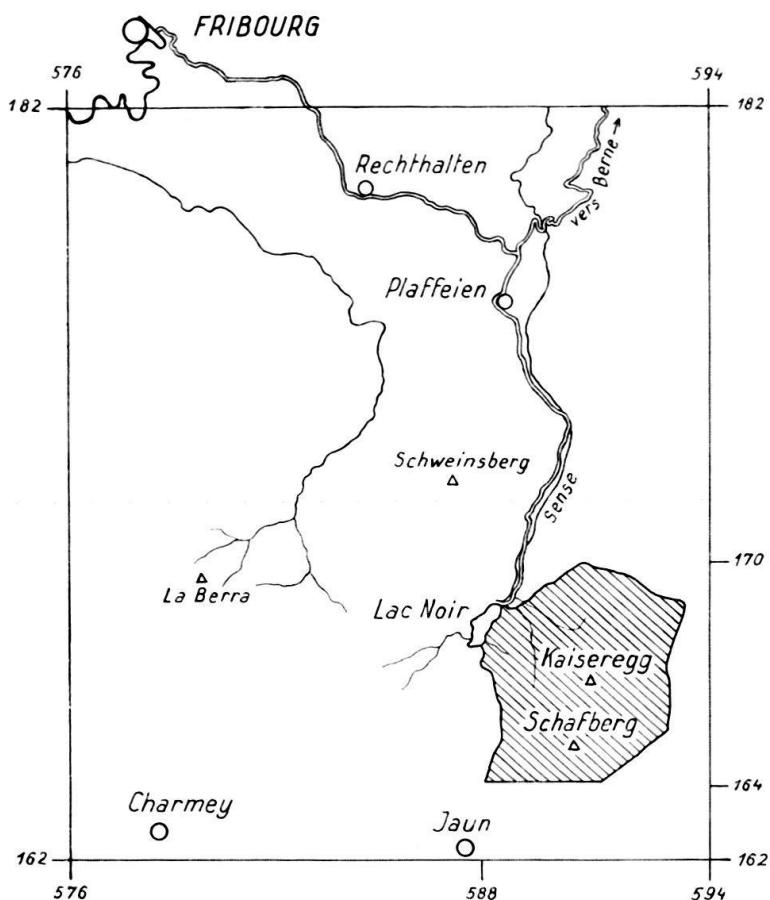


Fig. 1. Plan de situation. En hachures, le terrain étudié.

l'Anticinal II. Les différences lithostratigraphiques, en parallèle avec la biostratigraphie, sont résumées dans le tableau 1.

La tectonique de la zone Sud est simple et ne comprend que le vaste synclinal de Château d'Oex. Il en est autrement de la zone Nord dont la complexité est extrême. Les structures ne peuvent être mises en lumière que par une étude détaillée de toutes les roches qui affleurent, souvent bien mal d'ailleurs, dans des forêts ou des pâturages. La carte tectonique de la planche III illustre, en les schématisant, les lignes structurales de la zone Nord. Malgré l'expérience de longues années, J. TERCIER (1946) disait: « Dans une telle région, on ne peut négliger aucun affleurement, il faut tout faire au marteau ». Il est vrai que les affleurements de cette zone sont rares et mauvais et que la tectonique s'ingénier à brouiller les cartes à chaque instant. Un seul ruisseau, le Staldengraben au SW du Lac Noir, présente une suite affleurante de lithofaciès. Mais elle est dans un état tel qu'il est bien difficile d'en sortir une coupe convenable.

Cette publication est une version résumée du texte intégral de la thèse. Nous avons été obligé d'opérer un certain nombre de coupures pour les besoins de l'impression. Ce sont principalement les descriptions d'affleurements isolés et d'extension de faciès qui ont été abrégées. La figuration a également été réduite. Le texte intégral, avec sa figuration complète, est déposé à l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg.

AGE	ZONE NORD DE L'ANTICLINAL II		ZONE SUD DE L'ANTICLINAL II
TERT: Paléocène	ÉROSION		COUCHES ROUGES ET COMPLEXE SCHISTEUX INTERMÉDIAIRE
supérieur			
CRÉTACÉ			
inférieur	Formation des calcaires plaquetés		Formation de Luchernalp
			Formation des calcaires plaquetés
			Calcaires sublithographiques et calcarénites
	Formation des calcaires massifs	Calcaires sublithographiques	
Portlandien		Série pararythmique	Série pararythmique
Kimméridgien		Membre noduleux: réduit par écrasement	Membre noduleux: de faible épaisseur stratigraphique
Oxfordien		Membre D: Suite monotone de calcschistes argileux	Brèche à silex Caleschistes et calcarénites Calcschistes argilo-siliceux
Séq.		Sédimentation argilo-calcaire Membre C: autochtone et sédimentation détritique allochtone	Calcschistes argilo-gréseux, calcaires oolithiques et calcarénites autochtones
Arg.		Membre B: Plus de calcaires que de schistes	Calcschistes argilo-détritiques
Oxf. inf.		Membre A: Plus de schistes que de calcaires	Calcaires à Zoophycos
Callovien			Formation spahtique transgressive
Bathonien			
Bajocien			
Aalénien	Formation calcaréo-argileuse		
Toarcien			
Pliensbachien		Formation des calcaires siliceux	
Sinémurien		Formation spathique	LACUNE STRATIGRAPHIQUE
Hettangien		Formation oolithique	
TRIAS	Rhétien	Couches de Kössen	Eventuellement dépôt partiel puis érosion
	Norien Carnien	Cornieules et Dolomies Gypse	

Tableau I. Les Formations des Préalpes médianes plastiques dans la région Lac Noir-Kaiseregg-Schafberg et leur relation avec l'échelle chronostratigraphique

PREMIERE PARTIE : STRATIGRAPHIE

CHAPITRE I

FORMATION GYPSIFÈRE ET DOLOMITIQUE (Keuper?)

Sur le terrain étudié affleurent les trois faciès reconnus de la formation, soit :

1. le gypse,
2. les cornieules,
3. les dolomies avec intercalations d'argiles vertes.

Ils forment le cœur des anticlinaux et sont en contact avec le Flysch ultrahelvétique au front de la nappe des Préalpes médianes.

LE GYPSE

Affleurements

Le gypse affleure en trois endroits au front de la nappe des Médianes :

- le long du chemin des Neuschels, dans une ancienne exploitation. Ce gisement considérable se prolonge en direction du Lac Noir pour aboutir
- à l'affleurement de la « Grotte » (fig. 2). Ici sont bien visibles les plissottements qui affectent ces couches salifères. Le gypse est superposé au Flysch qui forme le plan d'écoulement d'une source captée au pied de la paroi de gypse. Nous reviendrons plus loin sur cet affleurement.
- Un troisième affleurement, serré tectoniquement entre des dolomies et du Dogger, provoque un glissement permanent sur les flancs du ruisseau « sans nom » coulant des Hürlinen (coordonnées: 589,75/168,675).

Tout le long du plan de chevauchement, le gypse se suit grâce aux dolines qu'il détermine dans les dépôts glaciaires. Par contre, dans la moraine posée sur le Flysch, aucune doline n'apparaît. Dans l'Anticlinal II, les nombreuses dolines sont également l'indice de sa présence, de même que la source sulfureuse située à l'W du chalet du Hohberg.

Lithologie

Le gypse se présente sous forme cristalline, d'aspect saccharoïde, en lits d'épaisseur variable. Il est rarement pur. Il peut être accompagné de dolomie brune de texture grumeleuse fine, répartie en niveaux de débris. Cette dolomie est certainement de précipitation primaire et devait se présenter en bancs ou en lentilles plus ou moins continus que les déformations du gypse ont broyés. Leur répartition régulière entre

des lames de gypse pur nous interdit de les considérer comme des débris arrachés à des couches sus-jacentes lors du développement tectonique. La fig. 3 montre, en lame mince, aux alentours de débris dolomitiques, la formation de cristaux autogènes de dolomite dans le gypse cristallisé en fines paillettes.

Le gypse est également très souvent lié aux argiles qui peuvent se présenter :

- soit sous forme de lits minuscules marquant des plans de schistosité,
- soit en lits de quelques millimètres d'épaisseur d'argile rouge ou verte, entrecoupés de fines lamelles de gypse.

Déformations du gypse

Les propriétés particulières du gypse sont à l'origine de la formation des débris dolomitiques cités plus haut et du plissottement. Ces phénomènes sont à imputer à deux causes distinctes et corrélatives :

1. un phénomène *lithostatique* dû aux propriétés chimiques du gypse,
2. un phénomène *tectonique général* combiné à la plasticité de ce sel.

L'hydratation du sulfate de Ca est à l'origine de l'augmentation de volume déterminant la fracturation des lits de dolomie primaire. Au moment de l'hydratation, chaque lame de gypse réagit séparément, se dilate et s'ondule. Ceci donne, à l'affleurement, la forme boudinée des lits. Cette transformation, le passage de l'anhydrite au gypse, s'est produite tardivement et est presque actuelle. En effet, selon LOTZE



Fig. 2. Gypse plissé. Affleurement de la «Grotte» sur la rive Est du Lac Noir, à 500 m au Sud de la Gypsera.

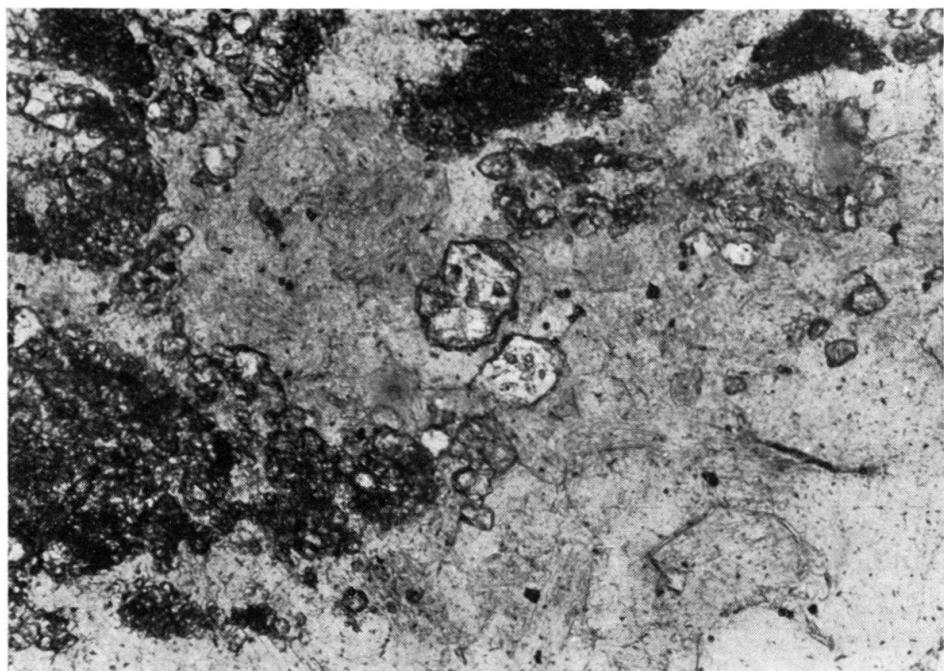


Fig. 3. Cristaux de dolomite primaire (autigène) dans le gypse. Grossissement 150 \times .

(1957), une température de 40 °C (qui peut descendre à 18 °C sous certaines conditions de pression) et une profondeur de 400 m suffisent à déshydrater complètement le gypse qui redevient anhydre. Il a donc fallu attendre la fin des pressions tectoniques et l'érosion des masses de sédiments sus-jacents (gradient géothermique) pour que l'anhydrite puisse être transformée en gypse, forme sous laquelle nous trouvons le CaSO₄ à l'affleurement. Il est probable que, sous les épaisseurs de couches synclinales, le gypse se présente sous forme anhydre, tel qu'on le trouve dans les galeries des salines de Bex, par exemple.

La réaction particulière du gypse aux pressions tectoniques est fonction de sa plasticité et est à l'origine de son plissottement si typique. H. STILLE (in BOURCART et RICOUR 1952) faisait déjà de ces plissottements : « une disharmonie poussée à l'extrême » d'autant plus marquée que notre gypse, terrain incompétent, est placé entre deux terrains compétents : le Flysch gréseux et les dolomies. Il a en outre servi de lubrifiant au plan de décollement et de glissement de la nappe des Médianes plastiques.

Il faut donc bien distinguer, dans la déformation du gypse, ces deux phases différentes.

Position du gypse et appartenance stratigraphique

A part le fait que le gypse se trouve en permanence pincé entre le Flysch ultra-helvétique et les dolomies des Médianes, la position de nos affleurements ne donne pas d'indice valable de son appartenance stratigraphique.

Cependant, dans le ruisseau « sans nom » (voir p. 246), le gypse affleure entre les dolomies et les calcaires détritiques bathoniens. Cette position exceptionnelle n'est utile en rien car elle peut être interprétée de diverses façons. Il est probable qu'un accident affectant le substratum de Flysch soit à l'origine de ce vague anticlinal. Quant au Bathonien, il forme une plaque horizontale arrivée là par glissement. Sa position originelle est située plus haut (voir pl. IV, profil 8).

Le faciès salin a été régulièrement rattaché aux séries dolomitiques que l'on pensait saumâtres. Nous savons maintenant que la dolomitisation est secondaire. L'argument tombe.

Le rattachement des Médianes à la zone sédimentaire subbriçonnaise, correspondant tectonique de la zone des gypses mésopenniques (MORET 1954, TRÜMPY 1955), fournit un indice supplémentaire pour la corrélation des faciès. Le gypse des Médianes, dans ces conditions, fait normalement suite à sa série radicale.

Dans le faciès Wildflysch, on trouve très généralement de grandes quantités de gypse qui ne diffère aucunement, quant à sa nature, de celui que l'on attribue aux Préalpes médianes. Ce faciès Wildflysch peut être bien développé au front de la nappe des Médianes et l'attribution du gypse à l'une ou l'autre unité tectonique devient très délicate. C'est le cas, en particulier pour le gypse des régions de Gougleras et Hohberg (voir p. 334) où il est parsemé de blocs ou d'écaillles de Jurassique ultrahelvétique.

J'attribue cependant les affleurements de gypse cités aux Médianes, d'une part pour respecter la corrélation avec la série radicale, d'autre part à cause des énormes affleurements de la Gypsera dans lesquels on ne trouve aucun des blocs de Jurassique qui accompagnent habituellement le gypse ultrahelvétique sous faciès Wildflysch.

LES CORNIEULES

« Les cornieules représentent la convergence de plusieurs types de roches de composition pétrographique presque identique » (JUNG 1963), mais de structure primitive variable. Elles affleurent sous trois aspects différents :

1. *Cornieule réticulaire* (Zellendolomit de BRÜCKNER 1941). L'origine en est une roche composée de dolomite et de calcite. Elle est creusée de dépressions rectangulaires dont les parois calcitiques s'interceptent à angle droit. La dolomite est progressivement lessivée entre ces parois.
2. *Cornieule banale* (Rauhwacke de BRÜCKNER 1941). De même composition originelle que les précédentes, cette roche a un aspect vacuolaire irrégulier.
3. *Cornieule bréchique*. Ce type correspond à la définition de JUNG : « Les cornieules sont des brèches à éléments calcaires et à ciment dolomitique ». Macroscopiquement, cette roche se présente comme une brèche à éléments anguleux, de grandeurs diverses, partiellement dissous à partir de leur centre, et à ciment dolomitique (fig. 4). L'origine de la structure bréchique est tectonique. Au microscope, les

galets ont des aspects divers suivant leur stade d'épigénisation. Primitivement, ils devaient être calcaires car les plus grands présentent encore une réaction à HCl dans leur partie non altérée. D'autres sont dolomitiques (1^{re} épigénisation : dolomitisation), puis la dolomie ne reste plus qu'à l'état de squelette entourant des cristaux de calcite à fantômes de dolomie inclus (fig. 5) (2^e épigénisation : cornieulation). Enfin, au stade ultime, il ne reste qu'une masse de calcite, ou un liséré de dolomie entourant un vide (fig. 6).

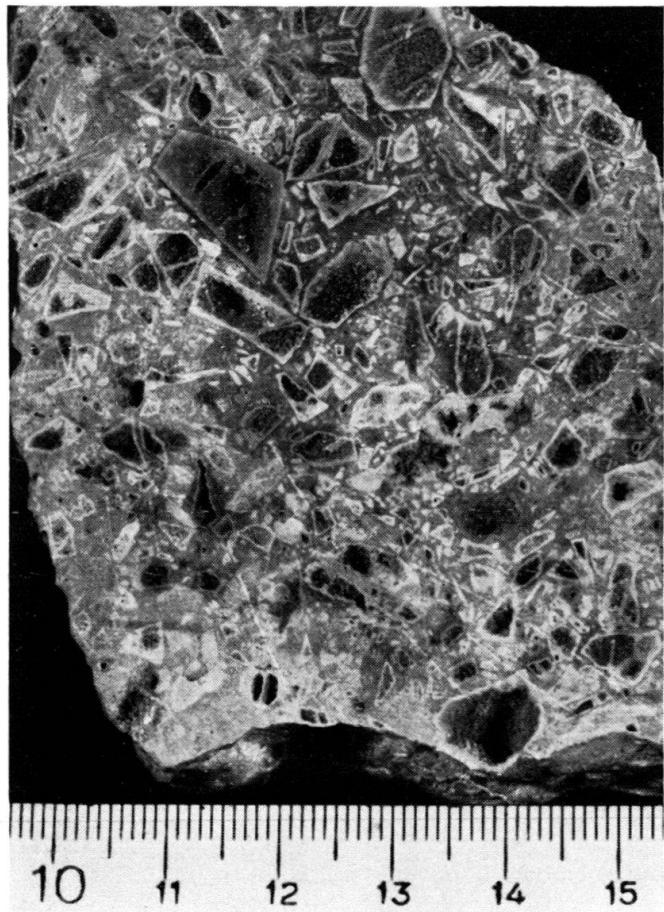


Photo L. Hilber

Fig. 4. Cornieule brèchique. (Surface polie).

Origine des cornieules

Le fait que la cornieule se forme toujours à proximité de dépôts de gypse a inspiré la théorie émise par BRÜCKNER (1941). La solubilité différente de CaCO_3 et $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, combinée à la circulation d'eaux séléniteuses sont les causes directes de la formation de la cornieule. Ce processus, décrit pour les deux premiers types de cornieules, s'applique également au cas des brèches qui ne présentent pas de différences fondamentales d'avec les autres. Ce type donnera finalement une roche de type cornieule banale.

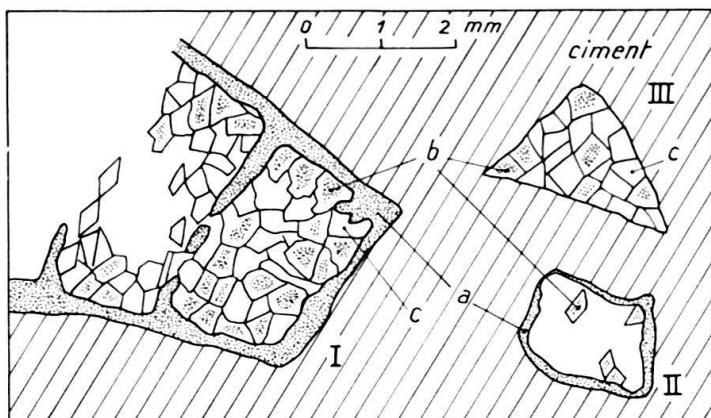


Fig. 5. Cornieule bréchique: détail d'une lame mince (échant. Gi. 34). I: galet cornieulisé avec parois réticulaires et remplissage de calcite secondaire. II: galet totalement cornieulisé, vide en son centre. III: la dolomie a totalement disparu pour laisser place à de la calcite contenant des traces de dolomie. a dolomie, b calcite avec traces de dolomie, c calcite.

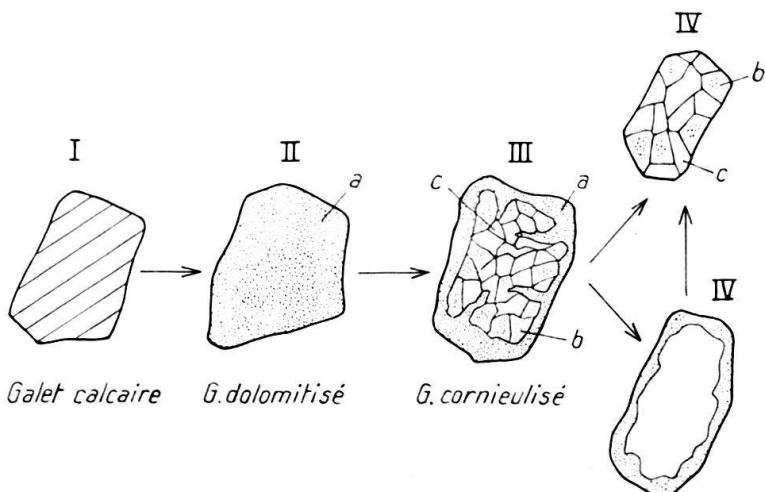


Fig. 6. Schéma de l'évolution des galets dans la cornieule bréchique. Les stades II et III sont réalisés simultanément dans la roche. Le stade III aboutit à IV ou IV'. Légende a, b, c, voir fig. 5.

LES DOLOMIES

Lithologie

Longtemps discutée, l'origine secondaire de la dolomie dans les Préalpes médiennes a été étudiée par J. P. SPICHER (1965). Je renvoie le lecteur à son travail.

Sur mon terrain s'est vérifiée l'hypothèse de la dolomitisation secondaire grâce à la présence de dolomies oolithiques contenant des Foraminifères.

Les variétés les plus répandues sont la dolomie microgrenue, homogène, blonde et la dolomie brune, plus grossière, à oolites et plages cryptocrystallines. Dans les dolomies oolithiques, outre les coquilles de Bivalves, les débris de Crinoïdes et les Ostracodes, on trouve des Foraminifères dont le développement est incompatible avec le milieu hypersalin qui donnerait naissance aux dolomies primaires. Il semble évident que le milieu de dépôt des calcaires qui ont donné naissance aux dolomies actuelles, n'a rien à voir avec le milieu lagunaire sursalé.

Affleurements

Une coupe, présentant une suite de bancs d'une épaisseur totale de 56 m, a pu être levée dans le ruisseau du Staldengraben qui se jette dans le Lac Noir. Elle débute à l'orée de la forêt du Kalberweidli. C'est la seule succession de bancs convenable que l'on trouve sur le terrain. La base de la série n'est certainement pas présente, pas plus que le sommet qui est en contact tectonique avec les Couches de Kössen (voir fig. 7).

La dolomie affleure en outre dans le Hürlinenbach (quelques bancs) et dans le ruisseau « sans nom ». Elle couvre le sommet du Hohmättli.

ÂGE DE LA FORMATION DOLOMITIQUE

Les observations faites sur les lames minces du matériel de la coupe du Staldengraben ne donnent aucun résultat biostratigraphique.

L'absence de critères paléontologiques nous oblige à recourir à des méthodes indirectes. Les Couches de Kössen, superposées aux dolomies, sont d'âge Rhétien. Notre formation est antérieure.

La recherche de la série radicale des Préalpes médianes a fait l'objet des travaux de M. LEMOINE, F. ELLENBERGER, L. MORET, R. TRÜMPY. Il ressort de leurs études que le plan de décollement s'est fait au niveau du Carnien inférieur (TRÜMPY 1955) si l'on admet que la racine de la nappe se situe dans la zone houillière du Valais et son prolongement, en sa voie, dans la zone des gypses.

Du gypse, marquant le plan de décollement, aux Couches de Kössen, la formation dolomitique ne représente donc qu'une partie du Keuper : le Carnien et le Norien.

PALÉOGÉOGRAPHIE ET SEDIMENTATION

La mer du Trias des Médianes devait se présenter comme un haut-fond plat, une grande vasière saturée d'eau sursalée. En effet, la présence des argiles et des dolomies primaires dans le gypse suggère plutôt un dépôt de plateforme plus ou moins exondée qu'une lagune sursalée de schéma classique (RICOUR 1960) avec ses impératifs géographiques et climatologiques. L'étendue considérable de ce gypse, en pleine mer mésogéenne, semble ne pas correspondre tout à fait aux conditions requises pour la formation d'une de ces lagunes. Le climat, d'autre part, était évidemment chaud, mais pluvieux, et coïncidait avec la zone tropicale située au Sud des Grès Rouges (SCHWARZBACH 1961). « La flore du Trias, de son côté, semble être l'indice d'un climat chaud mais humide » (BOURCART et RICOUR 1952).

H. PETTERSON a montré que des vases contenant au moins 75% d'eau, pouvaient s'accumuler sur 2000 m d'épaisseur en emmagasinant une quantité considérable de sel. On peut admettre alors que nos dépôts de sel sont des concentrations dues à l'assèchement du sédiment. La précipitation directe ne peut être exclue. Elle a fort bien pu être simultanée ou surajoutée au phénomène de la ségrégation dans la masse de vase imbibée, dans les périodes plus sèches, par exemple. S'il est impossible de se prononcer en faveur de l'une ou l'autre hypothèse, il semble aussi difficile d'en exclure l'une en faveur de l'autre.

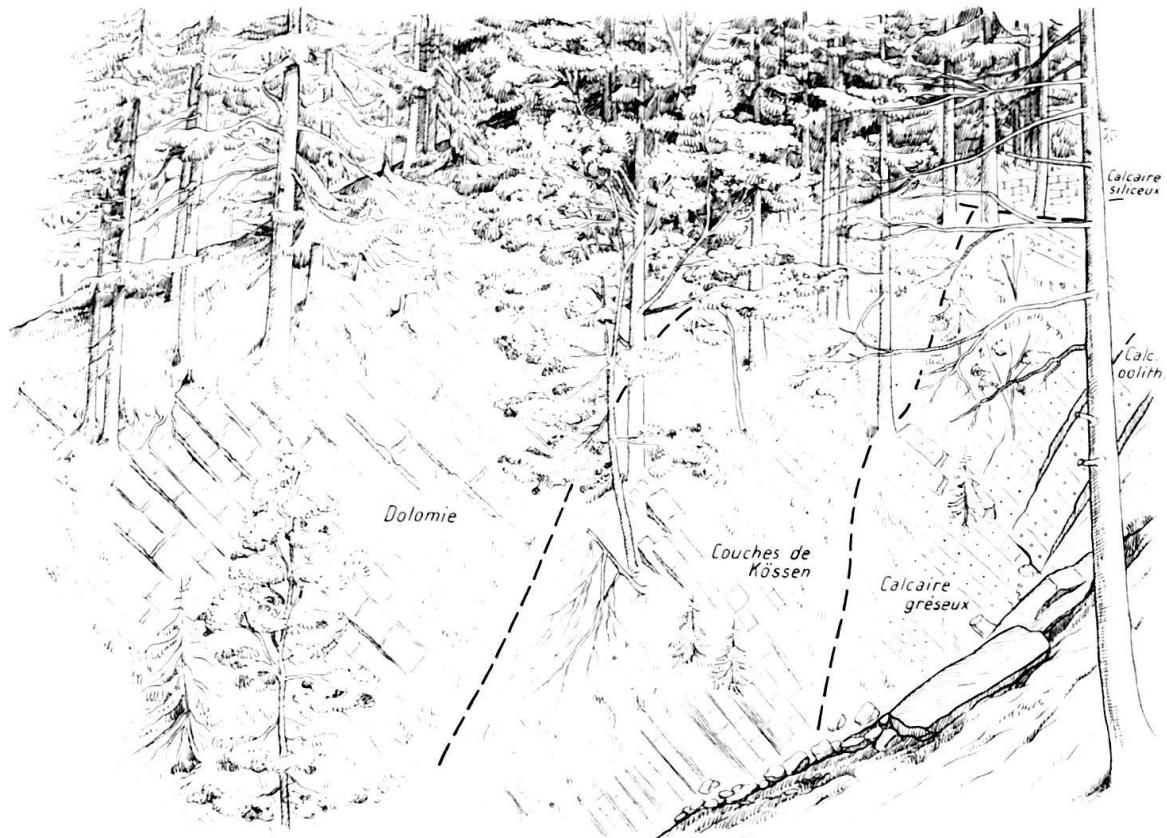


Fig. 7. Chevauchement des formations à la base du Staldengraben.

Le passage à la sédimentation calcaire n'implique pas forcément un mouvement de subsidence considérable dans le bassin (LEMOINE 1953), mais bien plutôt un changement dans la source du matériel et les conditions de l'eau. Les niveaux à oolithes et galets des dolomies nous maintiennent géographiquement dans une zone de plateforme où sédimentation vaseuse et calcaire se succèdent.

CHAPITRE II

COUCHES DE KÖSSEN

(Rhétien)

Cette formation, bien individualisée sur le terrain, doit son appellation à la similitude de faciès qu'elle présente avec des couches définies dans les Alpes Orientales. Elle marque le passage du Trias au Jurassique. La similitude de faciès et le synchronisme biostratigraphique nous permettent l'utilisation du terme de *Couches de Kössen*, bien que nous nous trouvions dans une unité tectonique différente.

LIMITES LITHOLOGIQUES

La limite lithologique inférieure est nette. C'est l'apparition d'une succession de petits niveaux de calcaires et de schistes gris-noir dont la couleur et la stratification se distinguent nettement de celles des dolomies sous-jacentes. La limite supérieure est marquée par l'apparition de bancs de calcaire gréseux, à altération rougeâtre,

qui sont peut-être l'équivalent des « Bunte Breccien » de la transgression liasique dans les Hautes Alpes Calcaires (LEUTENEGGER 1928, p. 45).

Bien délimitée à ses extrémités, la formation des Couches de Kössen est très peu épaisse dans les affleurements de mon terrain: 6 m dans le Staldengraben et 5 m

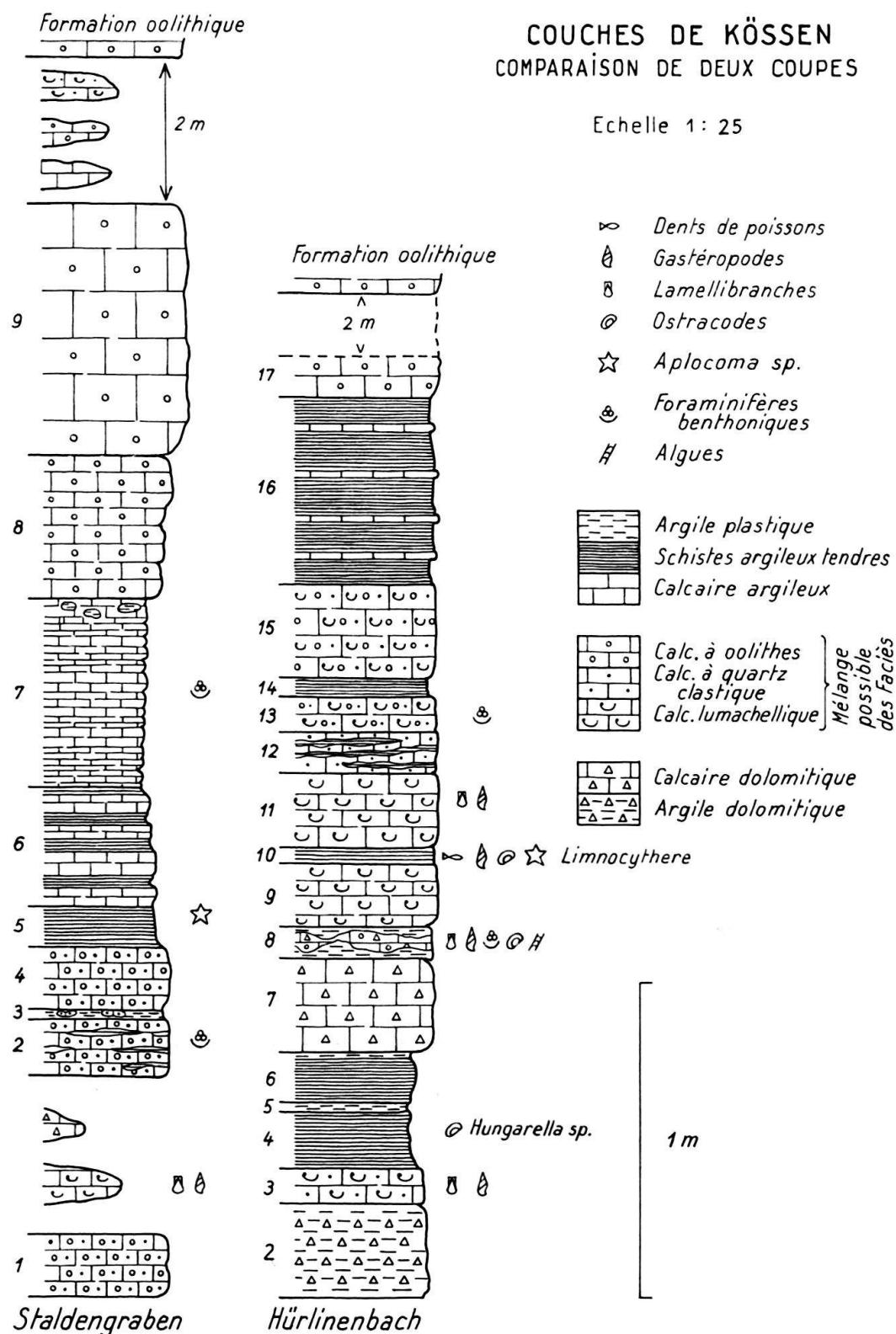


Fig. 8. Lithologie et faune des Couches de Kössen dans les coupes du Staldengraben et du Hürlinenbach

dans le Hürlinenbach. Elle est réduite par l'ampleur des écrasements tectoniques du front de la chaîne. Dans les deux ruisseaux cités, la formation est encadrée de failles et les contacts supérieur et inférieur sont anormaux. Voir fig. 7, p. 253 pour les cas du Staldengraben.

AFFLEUREMENTS

Les Couches de Kössen ont été uniquement reconnues au Nord de l'Anticinal II. Au Sud, elles sont absentes. C'est le Toarcien qui transgresse sur le Trias. Sur l'arête fermant à l'Ouest la Riggisalp, on trouve, à la base des calcaires spathiques toarciens, un niveau de remaniement contenant des galets allongés dont la nature rappelle les Couches de Kössen (fig. 15, p. 268). Ces dernières auraient donc été déposées, du moins en partie, avant l'émergence.

Dans le Staldengraben et dans le Hürlinenbach, deux coupes ont été levées. Les logs lithologiques de ces sections, avec la répartition des microfaunes, sont représentés sur la fig. 8. Dans le Staldenhubel, la terminaison périclinale du synclinal liasique du Staldenhubel est jalonnée d'affleurements des Couches de Kössen. Sur le Hohmättli, un certain nombre de pointements rocheux signalent leur présence.

Dans le manuscrit original, l'emplacement et la description des sections et des affleurements sont donnés avec précision.

LITHOLOGIE GÉNÉRALE

Grâce aux affleurements des ruisseaux, nous avons un aperçu de la lithologie complexe de la formation, traduisant un régime sédimentaire instable.

Les argiles plastiques noires ne sont présentes que dans le Hürlinenbach. Elles sont presque pures et complètement azoïques.

Les schistes argileux à débit grossier sont un élément important de la série : ils contiennent souvent de la microfaune. Ce faciès argilo-calcaire peut se présenter en strates autonomes ou s'intercaler en minces filets ou lentilles dans les calcaires.

Les calcaires sont très variés. Dans les lumachelles, les tests de Mollusques sont rarement disposés dans un plan parallèle à la stratification, mais plutôt en agrégats informes où les coquilles sont orientées dans toutes les directions. Les calcaires à oolithes et pseudo-oolithes portent des traces de remaniement et ont une texture très hétérogène, caractère encore accentué par leur mélange avec des tests de Bivalves brisés. Je n'ai pas trouvé de vrais calcaires gréseux. Les quartz clastiques se trouvent dans diverses roches comme élément détritique au même titre que les débris calcaires.

Les bancs de dolomie grenue ou à fantômes d'oolithes font encore de brèves apparitions. Les conditions de formation de ces dolomies ont été étudiées par J. P. SPICHER (1965). Je n'y reviens pas.

Vouloir donner, comme certains auteurs ont tenté de le faire, une superposition schématique des faciès dans les Couches de Kössen, est impossible dans les conditions d'observation de mon terrain. La nature et la variabilité des faciès témoignent d'un milieu tel que les moindres variations locales de la mer ont une conséquence directe sur la nature du sédiment et rendent toute corrélation des niveaux illusoire au-delà de quelques mètres. Un simple regard sur les colonnes lithologiques (d'ailleurs discontinues, voir fig. 8) suffit à convaincre.

PALÉONTOLOGIE ET AGE²⁾

Une faune assez considérable de Lamellibranches et de Brachiopodes a été mise à jour par les géologues préalpins. Dans les coupes et les affleurements de mon terrain je n'ai malheureusement trouvé aucun de ces fossiles qui abondent ailleurs. Les lumachelles sont faites de petits tests indéterminables.

Les débris de Crinoïdes, les radioles d'Echinides, les Algues, les Ostracodes et les Foraminifères benthoniques (*Miliolidae*, *Cornuspiridae*, *Spirillinidae*, *Ophthalmidiidae*) abondent ça et là dans les bancs.

Dans les schistes argileux ont été isolés des dents de poisson et des Ostracodes, dont deux genres fort différents (dét. J. OERTLI) :

Hungarella sp.

organisme marin franc qui a vu du Trias au Domérien, et

Limnocythere sp.

organisme lacustre à faiblement saumâtre. Sans valeur stratigraphique, ce dernier semble être «la même espèce que celle qu'on trouve dans le Bassin de Paris, au sommet du Rhétien» (J. OERTLI, communication personnelle).

Toute cette faune ne donne aucun indice chronostratigraphique valable. Il est cependant peut-être possible de dater la formation au moyen de squelettes d'Ophiures. Dans les deux coupes citées ont été isolés des fragments abondants de squelettes d'Ophiures dont la détermination a été confiée à M. H. HESS que je remercie de son amabilité. C'est la première fois que ces organismes sont signalés dans les Préalpes médianes. Après avoir hésité sur des questions de nomenclature, H. HESS attribue ces débris de squelette au genre *Aplocoma* qui est connu dans le Muschelkalk germanique, le Rhétien alpin et le Rhétien d'Angleterre (fig. 9). Il n'est pas aisément définit l'espèce mais elle présente beaucoup d'analogie avec l'espèce *Aplocoma torrii* DESIO que l'on trouve dans le Rhétien alpin. Datant du Rhétien en Angleterre et en Italie, il est vraisemblable que ces organismes soient contemporains dans les Médianes. Rien ne nous permet d'affirmer, cependant, que les Couches de Kössen comprennent la totalité ou une partie seulement de l'étage Rhétien.

L'attribution de l'étage Rhétien au Trias fut acquise lors du colloque du Jurassique au Luxembourg (1962). Ceci ne fait que rétablir les anciennes conceptions appliquées dans les Préalpes médianes en 1885 déjà par V. GLLIERON (p. 104). Dans sa description des Territoires de Vaud, Fribourg et Berne, cet auteur inclut en effet dans le Trias les « couches fossilifères surmontant les dolomies ».

PALÉOGÉOGRAPHIE ET SÉDIMENTATION

Les remaniements de galets mous, d'oolithes ou de débris clastiques divers, la dispersion irrégulière des éléments lourds dans la roche, la nature même de ces éléments témoignent d'une action hydrodynamique assez puissante et nous savons que l'énergie de l'eau augmente avec la proximité de la côte. La fig. 10 montre l'alternance de laminae grossières (oolithes et restes organiques) et de lentilles

²⁾ La répartition des faunes dans les coupes est indiquée en regard des colonnes lithologiques fig. 8.

argileuses irrégulières. Cette structure correspond à celle des dépôts soumis à l'action des marées dans la zone de flux et reflux et décrits par W. HÄNTZSCHEL (1936) dans la mer des Wadden et que nous avons pu examiner lors d'un stage dans le Watt de la Mer du Nord. La fig. 11 présente de petites rides également dues à l'action d'une eau très peu profonde, vu leurs dimensions.

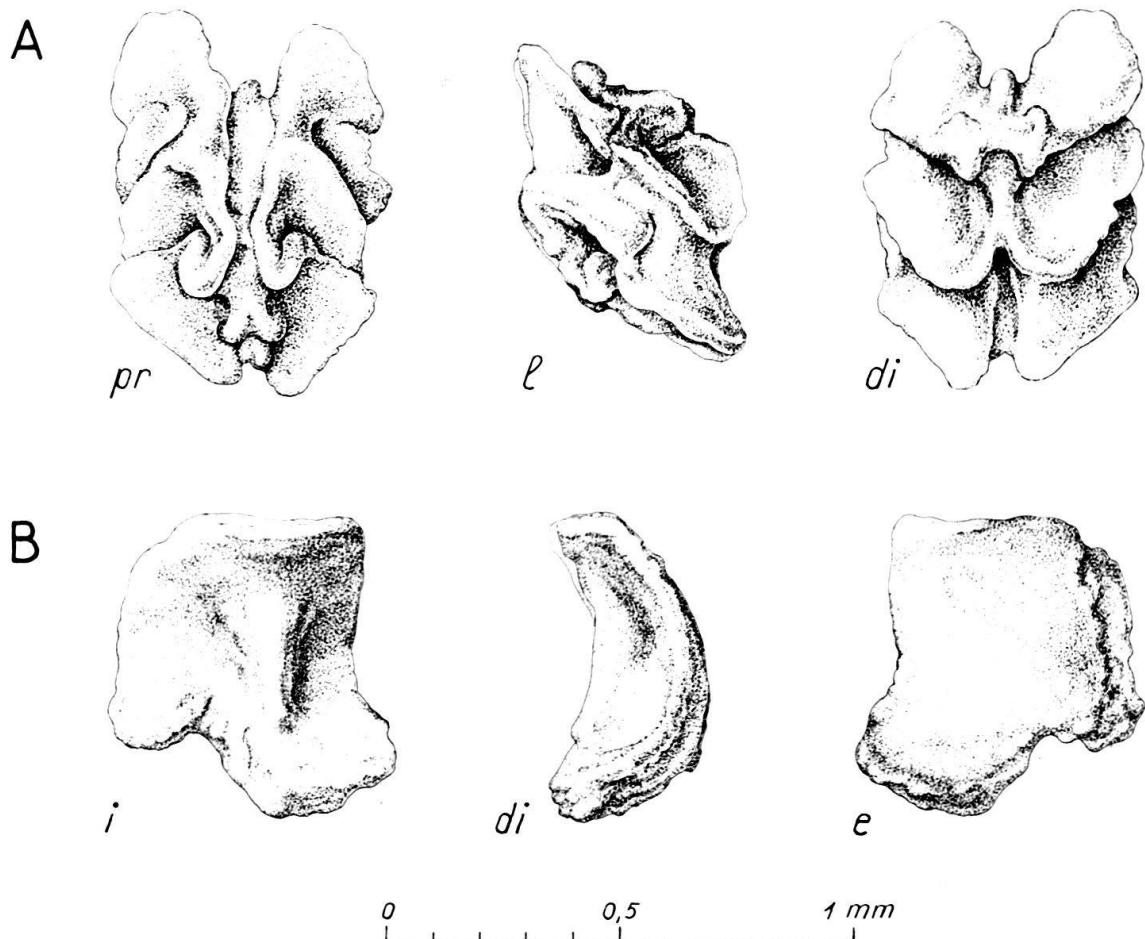


Fig. 9. *Aplocoma (torrii DESIO?)*. Coupe du Hürlinenbach, niveau 10.
A vertèbre, B plaque latérale. *pr* vue proximale, *di* vue distale, *l* vue latérale, *i* vue intérieure,
e vue extérieure.

Dans la microfaune, nous trouvons un mélange d'Ostracodes marins et lacustres à faiblement saumâtres. Ces derniers se trouvent en outre liés, dans le niveau 10 de la coupe du Hürlinenbach, à des squelettes d'*Aplocoma*. Ce niveau, pourtant homogène pétrographiquement, est donc complexe puisqu'on y trouve des organismes dont le milieu de vie diffère essentiellement. On peut admettre ou que les *Ostracodes* d'eau douce ont été transportés d'une région côtière ou continentale, ou que, ce qui semble plus probable, la mer a transgressé localement, envahissant des régions côtières où la présence d'eau plus ou moins dessalée (deltas, lagunes saumâtres) avait favorisé le développement momentané de ces *Ostracodes*. Dans les deux cas, nous avons affaire à des phénomènes littoraux ou de mer très peu profonde.

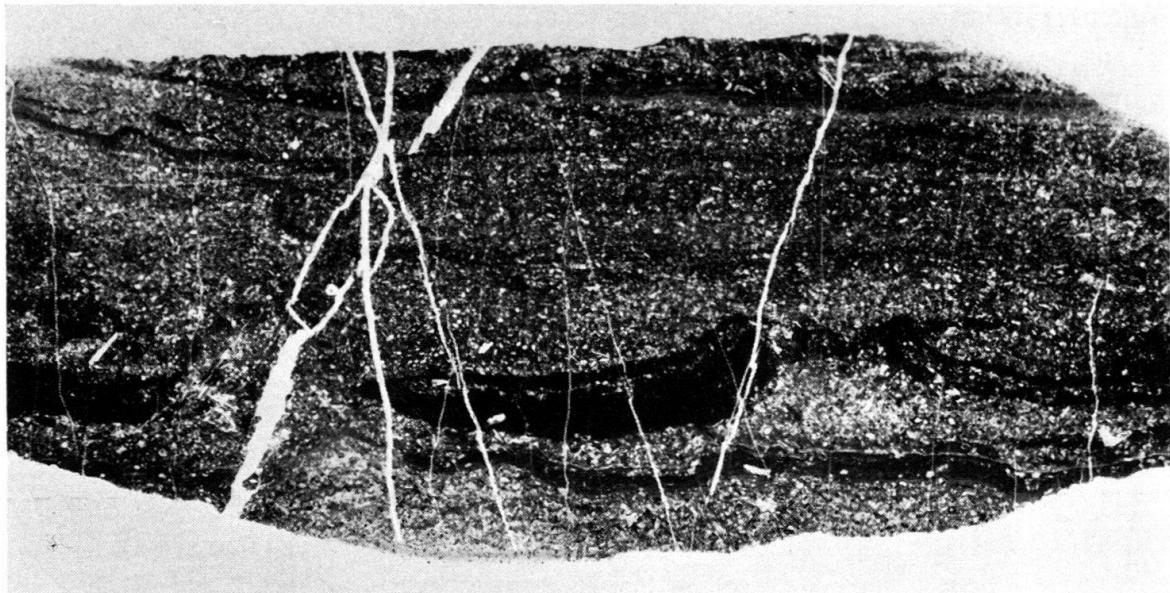


Photo L. Hilber

Fig. 10. Alternance de laminae détritiques et de lentilles argileuses irrégulières.
Coupe du Staldengraben, niveau 2.

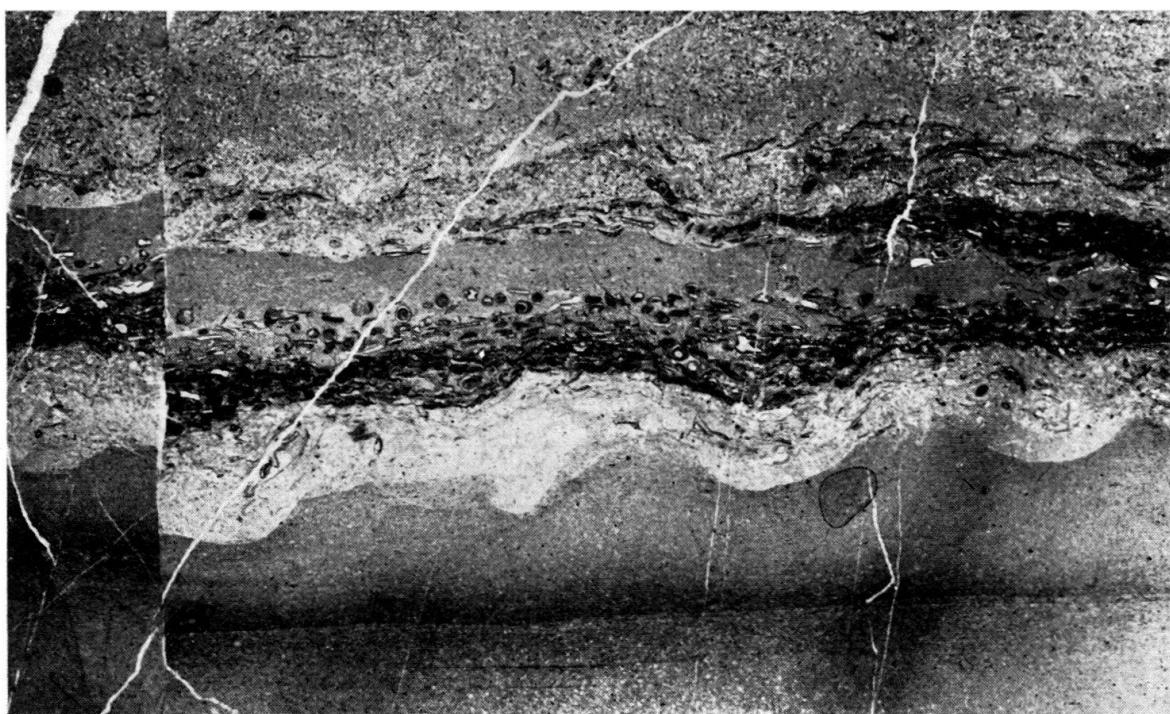


Photo L. Hilber

Fig. 11. Petites rides et irrégularités de sédimentation. Couches de Kössen.
Echantillon Gi 268. Grossissement 3 ×.

Les structures lithologiques nous font penser que le sédiment s'est déposé sous une faible tranche d'eau. La nature des éléments et de la faune parlent en faveur d'un milieu épicontinentale ou néritique peu profond. Aucune trace d'émergence n'a été trouvée. N'oublions pas cependant, qu'à l'arrière pays, émergeait déjà le haut-fond des Rígides et que les émersions atteignaient même par endroits la bordure

interne des Médianes. La présence de cette ride émergée est de première importance non seulement parce qu'elle règle l'alimentation en sédiments, mais aussi parce qu'elle fait régner autour d'elle des conditions maritimes bien précises. C'est elle aussi qui favorise la grande prolifération des Mollusques qui donneront naissance aux lumachelles. Nous verrons encore par la suite le rôle joué par cette ride dans la sédimentation des Médianes.

CHAPITRE III

FORMATION OOLITHIQUE (Hettangien)

Comme les Couches de Kössen, la Formation oolithique n'affleure qu'au Nord de l'Anticinal II. Sa limite inférieure est fixée à l'apparition de bancs massifs, sans schistes bien développés, formant régulièrement une rupture de pente au-dessus des Couches de Kössen. Ce régime de grandes phases actives contraste avec la minceur des strates de la formation sous-jacente. L'épaisseur et la massivité des bancs n'impliquent d'ailleurs pas leur homogénéité lithologique, comme nous le verrons, mais sont liées à l'activité sédimentaire.

Les contacts inférieur et supérieur visibles sont mécaniques ; la série est donc certainement incomplète. En principe, cette formation est surmontée par la Formation spathique.

LITHOLOGIE GÉNÉRALE

L'appellation « *Formation oolithique* » correspond davantage à une tendance de la sédimentation vers le faciès oolithique, qui forme la partie supérieure de la série, qu'à la généralisation de ce faciès.

La succession des types lithologiques, donnée ci-dessous, correspond à celle que l'on peut établir en combinant les affleurements du ruisseau du Staldengraben et ceux qui les prolongent en bordure de la forêt.

1. *Les calcaires gréseux.* Ce faciès est connu à la base du complexe dans toutes les Préalpes médianes. Dénommé « calcaire gréseux roux » ou « calcaire griséux à Pecten », ce faciès est cependant variable et s'approche plus souvent des calcarénites que des véritables calcaires gréseux. G. NICOL (1956) a établi, sur son terrain d'étude, que la proportion de quartz clastique dans ces calcaires peut varier de 20 à 80 %. Sans tenir compte de la plus ou moins grande proportion de quartz, ces calcaires se présentent sous trois faciès différents :

- Un type calcarénite composé essentiellement de grains calcitiques anguleux, d'algues et de divers autres débris organiques : Foraminifères, radioles d'Echinides, Bryozoaires. Le ciment est de calcite grenue.
- Un faciès détritique avec gravelles, oolithes altérées galets arrondis et coquilles de Bivalves, Crinoïdes (*Pentacrinus*), Algues etc. Les fossiles y sont très nettement remaniés.

- Un calcaire microgrenu, argileux, à tendance grumeleuse, contenant des restes organiques et de petits galets accidentels.

L'apport de quartz semble accessoire et pas uniforme. Il affecte indifféremment plusieurs faciès pétrographiques ce qui laisse penser que sa répartition est liée à des facteurs locaux et intermittents : action de courants, proximité de delta . . .

2. *Calcaire corallien*. Ce faciès n'est pas courant. Il est cité par L. PUGIN (1952, p. 225). Dans un ciment de calcite microgrenue accompagné de quelques oolithes sont dispersés des coraux, entiers ou fragmentés, et des Bivalves. C'est dans ce faciès que l'on trouve

Involutina liasina JONES

du groupe dont WICHER (1952) a entrepris l'étude en liaison avec les récifs coraliens de la Téthys dont ce fossile, entre autres, indique la proximité. Il est d'ailleurs étonnant que les coraux ne soient pas plus fréquents, car : « de nos jours, la formation des oolithes marines est invariablement liée à la condition récifale. Pas de récifs, pas d'oolithes. » L. CAYEUX (1935, p. 261). Ces deux faciès sont en effet liés à des conditions de milieu presque identiques.

3. *Les micropoudinques* à éléments calcaires arrondis (diamètre 3–10 mm) et à ciment de calcite grenue sont aussi peu répandus. Ils sont truffés de Gastéropodes.

4. *Les calcaires oolithiques* bruns ou beiges, à oolithes en général bien classées, forment le sédiment le plus continu et le plus régulièrement affleurant. C'est le faciès des gros bancs massifs du sommet de la série. La structure de ces bancs n'est pas toujours homogène et une lamination secondaire, due à des apports grossiers de débris organiques et de galets, indique que, si la sédimentation s'est faite sans interruption, le matériel sédimenté peut varier de la base au sommet du même banc (voir fig. 12).

5. *Les calcaires argileux*, finement grumeleux, ne sont connus qu'en un seul affleurement.

Plusieurs auteurs (M. CHATTON 1947) citent un complexe d'alternances gréseuses et argileuses formant la base de la série. Je n'ai pas retrouvé ces alternances qui, si elles existent dans l'aire du terrain étudié, ont été éliminées par les pressions tectoniques.

AFFLEUREMENTS ET EXTENSION DU FACIÈS

Précisons qu'à part quelques bancs disloqués dans le Staldengraben et le Hürlinenbach, les calcaires oolithiques n'affleurent qu'en pointements rocheux sans succession de strates distincte.

1. Dans le flanc Sud de l'anticlinal Charmey–Lac Noir, on trouve cette formation :
 - dans le Staldengraben où tous les faciès sont présents, sauf le 5;
 - dans la tranchée de la forêt ouverte pour le passage de la piste de ski, au SE de la ferme de Vorderer Stalden, où elle est très écrasée et réduite;
 - dans le Hürlinenbach où elle est essentiellement faite de calcaires oolithiques bruns;
 - au Sud de Unterer Gouglaras (coordonnées 590,65/169,2), on peut admettre que la succession de termes affleurants représente la fin du synclinal de la Dent de Broc, marquée à sa base par les calcaires oolithiques.

2. De part et d'autre du synclinal de Staldenhubel (structure locale), elle borde sporadiquement les calcaires spathiques, fournissant un indice supplémentaire du redoublement de ces derniers. Comme les Couches de Kössen, elle contribue à préciser la fermeture de cette structure sous la station supérieure du télésiège. A 300 m au Nord de cette station on trouve le faciès oolithique jouxtant le Bathonien. C'est dans ces affleurements (coordonnées 589,0/167,9) que l'on trouve de belles calcarénites à *Pecten* remaniés.

Liés à des calcaires grumeleux bruns, les calcaires oolithiques se prolongent dans le Riggisalpbach, puis bordent l'extrémité orientale du synclinal liasique de Hürlisboden (pt. 1532).

3. Dans tout le massif du Hohmättli, des calcaires oolithiques bruns ou beiges sont dispersés en affleurements isolés ou accompagnent des blocs discontinus de calcaire spathique ou des Couches de Kössen, formant autant d'écailles fichées dans la cornieule ou la dolomie.

A 100 m au SE de la ferme de Oberer Hohberg (pt. 1598), une petite bande de roches montre les calcaires détritiques directement attenants aux calcaires spathiques.

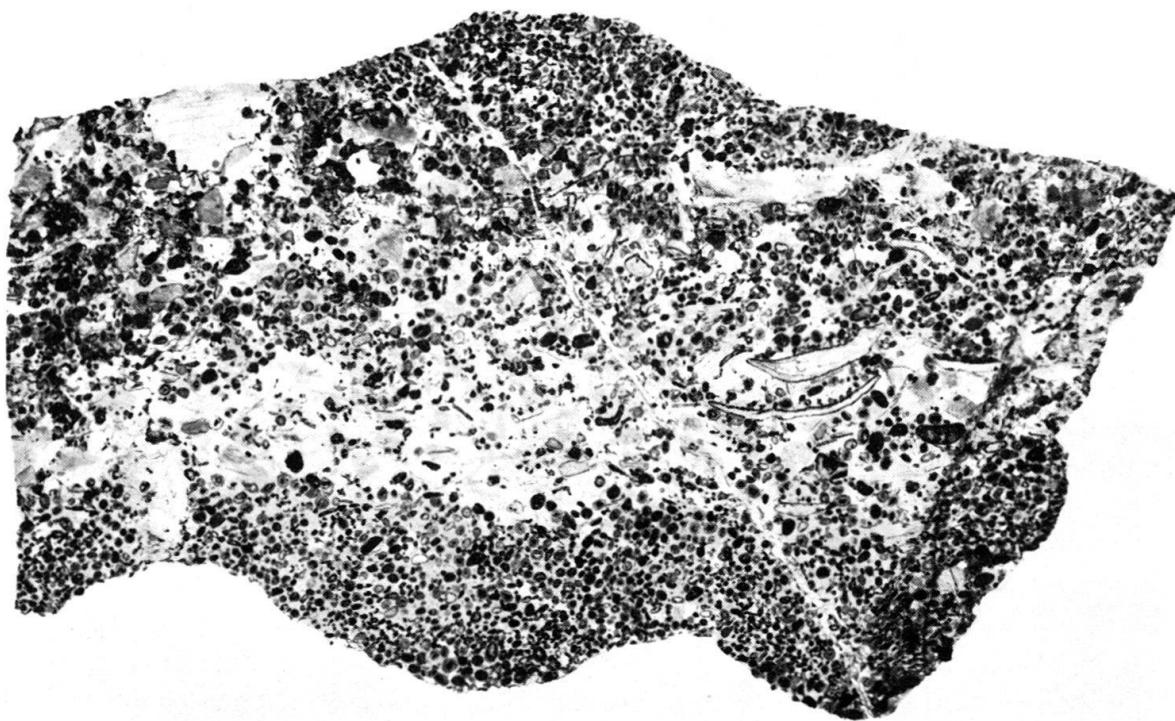


Photo L. Hilber

Fig. 12. Hétérogénéité de matériel sédimenté dans un calcaire de la formation oolithique.
Echantillon Gi. 322. Grossissement 3 ×.

PALÉONTOLOGIE ET AGE

Aucune ammonite ne me permet de dater ce faciès. Je m'en tiens au parallélisme avec les affleurements datés ailleurs, en particulier par J. P. SPICHER (1965) dans l'anticlinal Charmey-Lac Noir.

Involutina liasina (JONES) trouvée dans le calcaire corallien du Staldengraben, va du Trias au Sinémurien et n'apporte pas de précision. Dans ce même faciès ainsi que dans les calcaires détritiques du Staldenhubel, j'ai pu déterminer

Pecten (Chlamys) valoniensis DEFRENCE

dont la présence est très fréquente dans l'Hettangien des Préalpes médianes.

REMARQUE SÉDIMENTAIRE

Le caractère d'oscillations hésitantes de la mer du Rhétien s'atténue à la base du Jurassique. Les premiers indices de stabilisation sont fournis par l'augmentation massive de l'apport de sédiments qui, sous faciès calcarénite ou calcaire détritique, constituent le même style de dépôts que les Couches de Kössen avec une simple différence de puissance. Le changement de nature s'opère à la partie supérieure avec la stabilisation définitive dans le faciès oolithique.

Géographiquement, nous n'avons pas quitté la plateforme épicontinentale du Keuper. Les faciès détritiques de la base ne contiennent aucun indice pélagique. L'arrivée accidentelle des grains de quartz, de même que des galets, relève de la présence de courants de densité privilégiés ou de la proximité de régions deltaïques. Les coraux et les oolithes non remaniées exigent des conditions écologiques bien précises qui ne laissent guère de doutes sur le style et la profondeur de cette plate-forme épicontinentale prolongeant la ride émergée des Rrigides.

CHAPITRE IV

FORMATION SPATHIQUE

(Sinémurien et Toarcien sup.)

Succédant aux calcaires oolithiques, la formation spathique oblige à distinguer, dès lors, deux zones différentes sur l'aire du terrain étudié. Cette distinction, d'ordre lithologique, stratigraphique et tectonique, sera encore utile dans les formations supérieures. La limite des deux zones est fournie par l'Anticlinal II. Le caractère général de la formation se maintient de part et d'autre de la limite, mais nous verrons les différences importantes à introduire tant en ce qui concerne le faciès que la chronostratigraphie.

Les limites inférieure et supérieure de cette formation ne posent aucun problème sur le terrain. La brusque apparition de calcaires spathiques, de brèches dolomiques, en assises massives et leur tout aussi brutale disparition la définissent très clairement. Aucune coupe ou succession partielle ne me permet d'établir le passage de cette formation à la précédente où à la suivante. D'autre part, les violentes actions tectoniques bouleversent à tel point les faciès qu'il n'a pas été possible d'établir leur succession dans la formation malgré leur apparition sur de vastes surfaces où les affleurements, précisons-le, sont limités à des têtes de bancs dans les pâturages.

ZONE NORD DE L'ANTICLINAL II

L'introduction d'un chapitre concernant la lithologie générale nécessite la description des divers types de roches rencontrées dans les affleurements. Seule l'étude en lames minces peut nous renseigner sur la véritable nature des éléments composant ces roches car il est nécessaire d'utiliser les caractères optiques et les microstructures pour distinguer, parmi les débris calcitiques, ceux dont l'origine est organique.

Affleurements et faune

Nous les suivrons d'Ouest en Est, parallèlement à la direction des plis, en considérant tout d'abord ceux qui sont situés au Nord du synclinal de la Dent de Broc, puis ceux du Sud.

Nord du synclinal de la Dent de Broc

1. Dans le Staldengraben, le jeu des failles ne permet pas le levé d'une coupe. En effet, les calcaires siliceux chevauchent directement les calcaires oolithiques³⁾ au centre du ruisseau tandis que, sur la rive gauche, se développe un gros affleurement de calcaires spathiques très bouleversé par la tectonique. La base est faite d'un niveau de 30 cm de micropoudingue à éléments de calcaire compact, graveleux ou oolithique. Les restes de crinoïdes y sont rares et recristallisés mais reconnaissables à la persistance du canal central, parfois rempli de dolomite. Le ciment de calcite grenue est aussi épigénisé, localement, par la dolomite. Les galets sont gris-bleu et ne prennent une patine jaune que dans la zone d'altération, sous l'effet de la dolomitisation. Nous reviendrons en détail sur ce problème.

Au-dessus, la série est essentiellement faite de calcaires à débris d'Echinodermes et d'Algues, à galets de taille variable, quartz clastique, glauconie et oolithes remaniées. Tous ont un ciment de calcite bien cristallisée dans lequel la silice colloïdale abonde. Un autre trait commun de ces roches est le développement de la dolomite à partir du ciment calcitique. Le caractère détritique est souligné par la présence de lentilles de matériel grossier dans un matériel fin.

Le sommet est marqué par l'apparition d'un calcaire de même type, mais très fin, contenant des Bélemnites. Ce niveau correspond certainement à la « Brèche à Bélemnites » (auct.). Il est daté dans diverses régions des Préalpes de la zone à *Echiorceras raricostatum* du Sinémurien sup.

2. Le même faciès se retrouve, très réduit par la tectonique et très fin de texture, dans la tranchée de la piste de ski au-dessus de Vorderer Stalden. La division des strates n'est pas visible ici non plus. Cet affleurement se prolonge dans la forêt jusqu'au Riggisalpbach.

3. La formation n'affleure pas dans le Hürlinenbach où les calcaires détritiques bathoniens chevauchent tectoniquement les calcaires oolithiques hettangiens.

4. Causant la rupture de pente au-dessus de la ferme de Unterer Gouglaras, les microconglomérats et les calcaires spathiques détritiques réapparaissent pour former le flanc externe de l'extrémité NE du synclinal de la Dent de Broc.

Sud du synclinal de la Dent de Broc

1. Le synclinal de Staldenhubel est essentiellement fait de calcaires de la formation spathique. Les calcaires spathiques de son flanc externe jouxtent tectoniquement soit les calcaires détritiques bathoniens de l'Anticlinal I, soit directement le Malm du synclinal de la Dent de Broc. Son flanc interne fait normalement suite à l'Anticlinal II.

Le redoublement synclinal, les nombreuses fractures et l'absence d'affleurements continus rendent impossible le levé d'une coupe.

En suivant le chemin des Neuschels, du Sud vers le Nord, nous dépassons le Trias de l'Anticlinal II (voir fig. 13). Puis, à droite du chemin, (1)⁴⁾ nous trouvons des microconglomérats à galets calcaires et plages de calcite dont certaines conservent

³⁾ Les calcaires siliceux chevauchent normalement la formation spathique. Ils datent du Lias moyen.

⁴⁾ Les chiffres correspondent à ceux de la figure 13.

la structure des Crinoïdes (diamètre moy. 2–3 mm). Leur ciment est de calcite grenue. Les quartz clastiques et débris d'Algues y abondent. A gauche de chemin (2), au pt. 1439, ce faciès devient nettement plus grossier et aucune trace de Crinoïdes n'est visible. Par contre la dolomite épigénise la calcite du ciment. Sur la face Nord de cette bosse, alternent des calcaires bruns ou gris, avec ou sans galets dolomitiques, nettement plus fin que le faciès précédent. Sur la droite du chemin (3), à l'entrée de la forêt, affleurent des calcaires foncés, durs, à très fins éléments spathiques et contenant du silex en nodules. Puis réapparaissent les calcaires bruns ou gris, avec ou sans galets jaunes. Entre le premier et le deuxième contour (4), le faciès est semblable à (2). En (5), un calcaire noir très dur et recristallisé, très finement spathique, précède une zone d'éboulis qui se prolonge jusqu'à la sortie de la forêt. Ce faciès est une masse calcaréo-argileuse microgrenue contenant des quartz détritiques, de la silice colloïdale très abondante et de la pyrite. Après la sortie de la forêt, (6) les calcaires à altération brune sont composés d'une masse de calcite grenue portant la trace de structures de Crinoïdes partiellement dolomitises. Quelques galets calcaires sont eux-mêmes épigénisés. De grossier qu'il était au début, ce faciès devient très fin sous les sapins (7), à droite du chemin où se termine la Formation.

Essayer d'établir une succession de ces faciès pour éclairer la tectonique est hasardeux. Aucun caractère d'évolution lithologique de la série ne peut être établi.

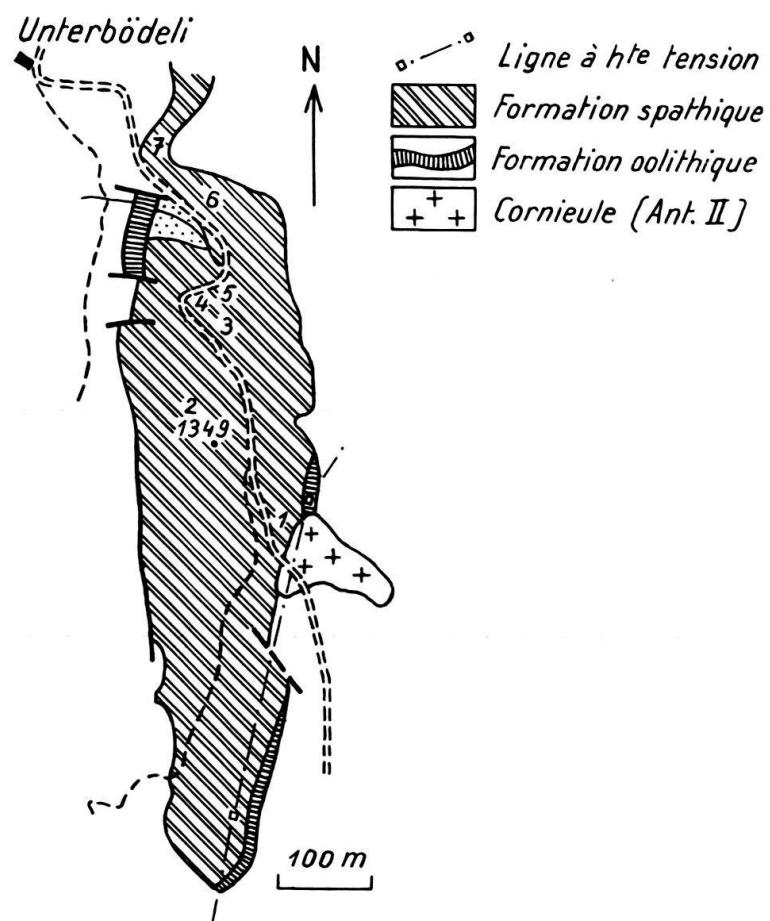


Fig. 13. Affleurements de la formation spathique le long du chemin des Neuschels, au Sud de Unterbödeli. Chiffres 1 à 7: explication dans le texte.

A l'extrême Nord du synclinal, sous la station supérieure du télésiège, les calcaires spathiques sont très recristallisés par l'effet des pressions tectoniques. Ils sont en contact avec le Malm ou le Crétacé du synclinal de la Dent de Broc, eux-mêmes très tectonisés. C'est uniquement la diagnose en lames minces qui a permis souvent la différenciation de ces faciès.

2. La colline de Hürlisboden (pt. 1532) peut être considérée comme une réapparition du synclinal de Staldenhubel avec ses flancs de calcaire spathique et son noyau de calcaire siliceux. Les calcaires spathiques chevauchent au Nord l'Anticinal I et se poursuivent normalement au Sud par l'Anticinal II. A la base des calcaires spathiques du flanc Sud, dans une roche composée essentiellement de Bivalves, d'Echinodermes et d'oolithes, j'ai trouvé :

Liogryphea cf. arcuata GOLDF.

Ce fossile est très rarement cité dans les Préalpes. GILLIÉRON (1885, p. 125) le signale, au Langeneckgrat.

3. L'érosion ne laisse que peu de formations affleurantes sur le Hohmättli. Les calcaires spathiques forment la majorité des écailles plantées dans la cornieule ou la dolomie. Les grandes falaises, bordant le sommet Nord, sont de faciès grossier, microconglomératique, à éléments détritiques divers dont les inévitables articles de Crinoïdes. Leur position tectonique ne pose pas de problème. Il n'en est pas de même pour les calcaires spathiques accolés au flanc Sud de synclinal de la Dent de Broc, sur l'arête de Gougleras (coordonnées 590,77/169,0). Comme toutes les formations de cette arête (voir Tectonique p. 346), celle-ci a glissé du sommet de la montagne. Elle a passé par dessus le Dogger de l'Anticinal I qui se trouve au-dessus. Ces calcaires spathiques sont à rattacher à ceux qui couronnent le sommet du Hohmättli.

Sur le versant Sud, dans la Holzersfluh, un bel affleurement présente un faciès très peu répandu (coordonnées 591,13/168,55). C'est un véritable calcaire à entroques, de granulométrie variable, mais sans galets calcaires ni grains de quartz. On y reconnaît seulement, parmi la calcite, un peu de glauconie et des taches dolomitiques. J'y ai récolté quelques Bélemnites indéterminables.

Considérations lithologiques

Facilement reconnaissables à la cassure brillante de la calcite, les roches de cette formation sont cependant variées.

Il faut se garder d'attribuer la totalité de la calcite aux débris de Crinoïdes. Un examen en lames minces démontre qu'une bonne partie des cristaux, même en larges plaques, ne présentent ni l'orientation optique uniforme, ni les microstructures qui permettraient de les attribuer avec sécurité aux Crinoïdes. Le ciment, cristallin dans la majorité des cas, et la recristallisation de débris organiques divers (algues, Bryozoaires etc.) nous laissent deux autres origines possibles de la calcite.

M. CHATTON (1947, p. 22) attribue la dolomitisation à la présence des débris de Crinoïdes. Il est vrai que ces restes organiques sont très souvent le siège d'un processus d'épigénisation qui les transforme en dolomie. Les articles de Crinoïdes ne

sont cependant pas seuls à être épigénisés, même si l'origine du MgCO₃ doit leur être attribuée. En examinant des lames minces, j'ai constaté que la dolomie attaque indifféremment divers éléments : débris de Crinoïdes, algues, mais aussi les galets des microconglomérats. Un de ces types de roches présente la particularité que les galets, gris à l'intérieur de la roche, jaunissent progressivement dans la zone d'altération. Un contrôle au microscope confirme que ce sont des galets calcaires et non des articles de Crinoïdes. Avec HCl, nous obtenons les réactions suivantes : à l'intérieur, le galet réagit toujours. Sur la surface altérée, le galet jaune ne réagit que très rarement. La dolomitisation a atteint le galet en progressant du ciment vers l'intérieur de celui-là.

Le caractère détritique de ces roches est souligné par la présence de galets de quartz clastique et de débris organiques. Seuls les calcaires échinodermiques de Holzersfluh semblent ne pas avoir été mêlés à des terrigènes. Le classement dimensionnel des éléments à l'intérieur d'une assise est constant. Il est dû à un transport dont la nature est difficilement saisissable. Le granoclassement est absent. Un transport fractionné répété plusieurs fois aboutit à la superposition de niveaux de granulométrie différente, sans passage progressif de l'un à l'autre. Ce mode général peut être appliqué ici mais souffre des exceptions car on trouve, dans le Staldengraben, des lentilles grossières dans un matériel fin.

J'ai constaté dans les microconglomérats du Staldenhubel que les éléments pouvaient se ranger en structures, visibles principalement sur la surface altérée où elles sont soulignées par les éléments grossiers.

Le calcaire détritique est probablement en liaison avec la présence de rides sous-marines (HORWITZ 1917, JEANNET et GERBER 1919) provoquant des lacunes sédimentaires et des émersions. Nous reviendrons plus loin sur ce problème (p. 269 et suivantes).

Paléontologie et âge

Deux seuls indices d'âge peuvent être retenus :

- la présence de *Liogryphaea* cf. *arcuata* GOLDF. qui date du Sinémurien la base de la formation à Hürlisboden, avec grande probabilité et
- la présence de la brèche à Bélemnites au sommet de l'affleurement du Staldengraben. Ce niveau est généralement daté de la zone à *Echioceras raricostatum*. Mais il n'est peut-être pas synchrone partout.

Ailleurs, l'absence de fossiles et l'érosion des niveaux sus- et sous-jacents ne permettent aucune estimation d'âge.

ZONE SUD DE L'ANTICLINAL II

Affleurements et faune

Je range dans la formation spathique quelques affleurements situés dans le prolongement de la crête morainique séparant la vallée des Neuschels de la Riggisalp, au pied Nord du Steinritz. La fig. 14 donne le détail de ce secteur.

Sortant de la moraine ou de l'éboulis, nous avons la succession suivante⁵⁾:

1. Au NE du pt. 1605, à la rupture de pente, on trouve un premier affleurement de calcaire à débris spathiques. C'est un calcaire bio-clastique contenant de très nombreux restes organiques remaniés et brisés⁶⁾, quelques galets dolomitiques et du quartz clastique. Le ciment est calcaréo-argileux cryptocrystallin. Outre les nombreux *Pectinidae*, on trouve :

Grammoceras fallaciosum BAYLE
Pleydellia distans BUCKMAN
Pleydellia sp. cf. *aalensis* ZIETEN
Terebratula sp.

2. Au Sud du pt. 1605, sur l'arête elle-même, affleurent les calcaires gris-bleu à *Zoophycos* de la formation calcaréo-argileuse dont nous parlerons plus loin (voir p. 284). Sur la pente Ouest, ils sont bordés par les calcaires spathiques, eux-mêmes superposés directement au Trias dolomitique. Une faille provoque le redoulement des faciès.

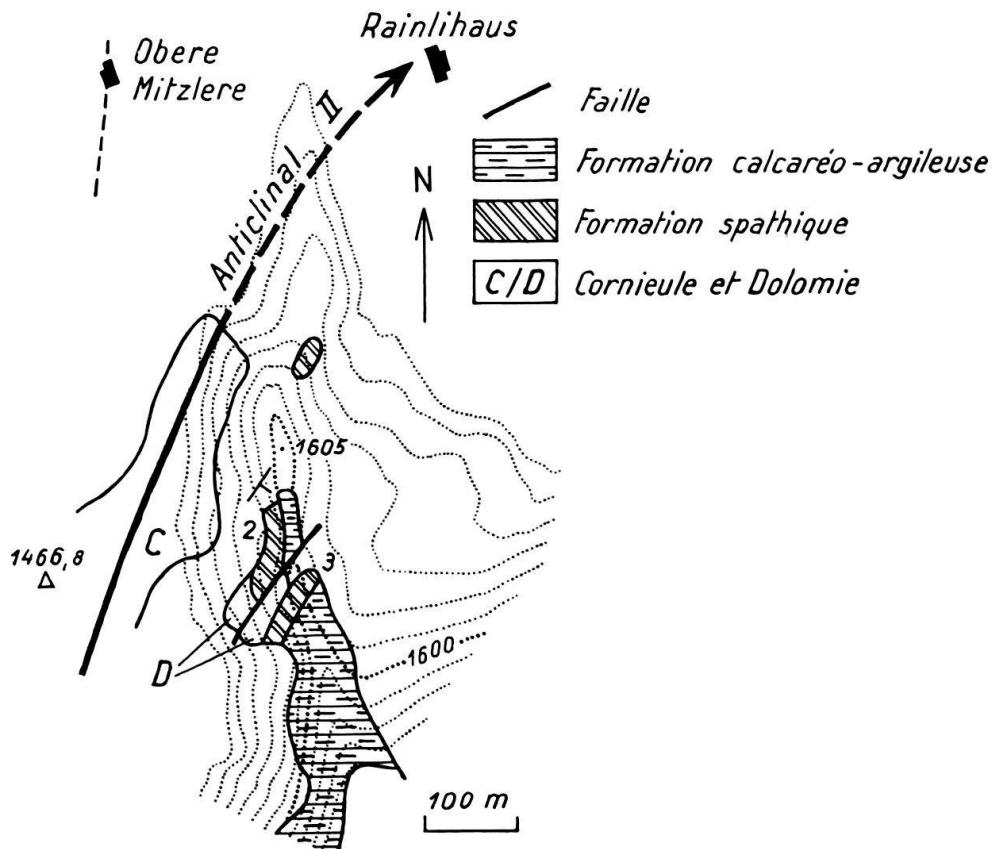


Fig. 14. Affleurements de la formation spathique au pied Nord du Steinritz, zone Sud de l'Anticinal II.
 Chiffres 1 à 3: explication dans le texte.

⁵⁾ Les chiffres correspondent à ceux de la fig. 14.

⁶⁾ Foraminifères divers, Algues, débris de Crinoïdes, d'Echinides, Bivalves, Bryozoaires, spicules et squelettes de Spongiaires, Gastéropodes.

Entre (1) et (2) existe une continuité certaine. Comparés à la suite normale en (3), ils ont une position oblique par rapport à la direction générale des couches. Cet accident tectonique n'a rien de surprenant dans cette région où les structures changent brusquement de direction.

3. La suite normale des faciès se retrouve au Sud de la faille. Le Trias dolomitique est surmonté de la formation spathique. A la base de cette dernière se trouve un calcaire à gros galets allongés dont le faciès est celui des *Couches de Kössen*, remaniées dans ce niveau (fig. 15). La partie supérieure du banc devient grossièrement

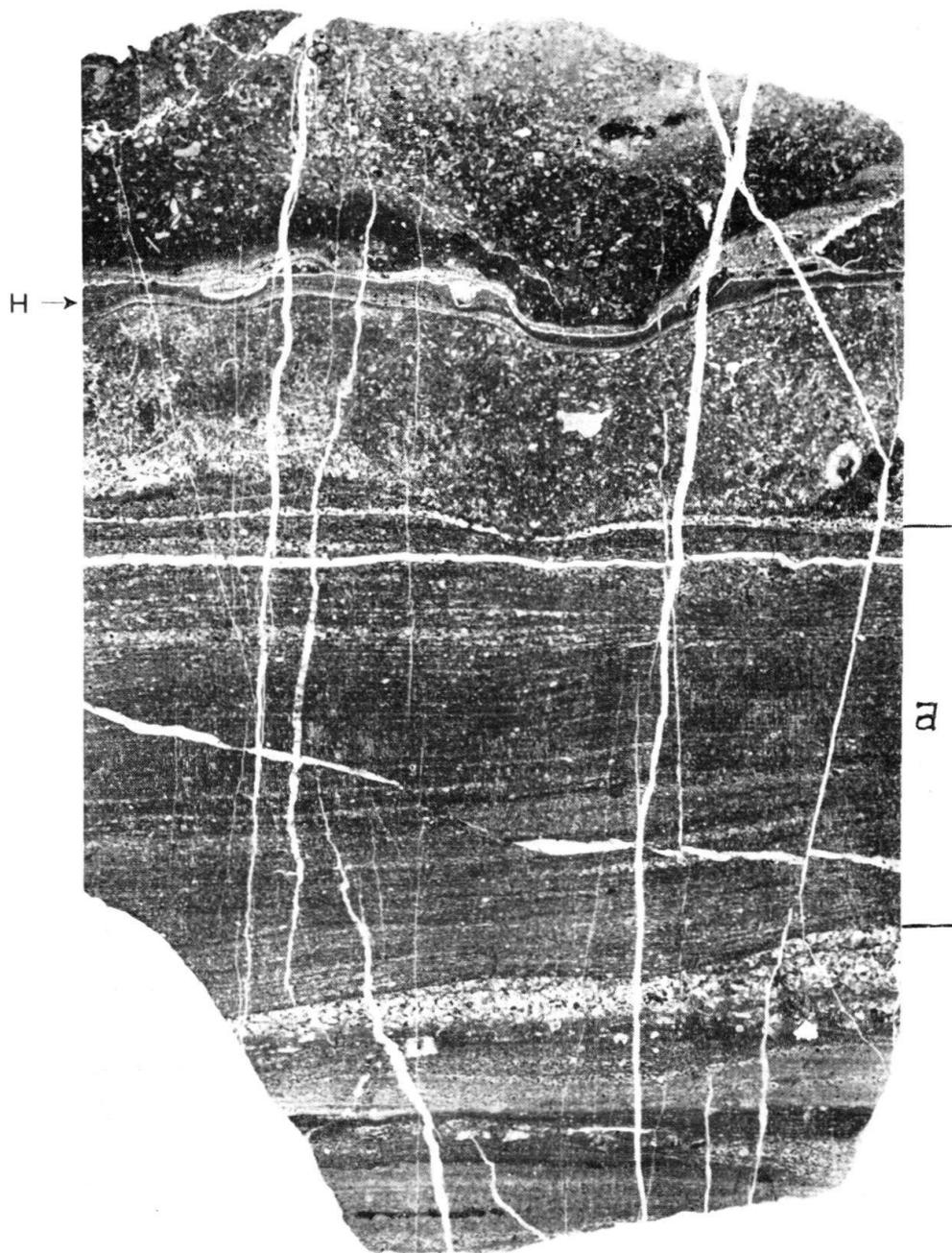


Photo L. Hilber

Fig. 15. Niveau de transgression à la base de la formation spathique, au Sud de l'Anticinal II. *a* faciès des *Couches de Kössen* remanié dans un galet allongé dont les extrémités ne sont pas visibles sur la photo. *H* hard ground. Grossissement 3×. Echantillon Gi. 800.

détritique et le faciès spathique fait son apparition sur une surface irrégulièrement ondulée. A ce banc succède une brèche dolomitique grossière contenant des Bivalves dont le moule seul est conservé. Puis, dans un ordre impossible à définir, affleurent des calcaires bioclastiques semblables à ceux de (1) et contenant une proportion variable de galets ; des microconglomérats spathiques à quartz clastique, de même type que ceux de la zone Nord ; un banc lumachellique à petits Bivalves. Les calcaires à *Zoophycos* surmontent le tout.

Il ne fait pas de doute que, dans cette région, la série stratigraphique située entre le Trias dolomitique et la formation calcaréo-argileuse n'est plus représentée que par un mince épisode spathique daté du Toarcien supérieur. Il y a donc lacune d'une partie du Rhétien, peut-être déposé puis érodé, et du Lias inférieur et moyen. Bien qu'aucune trace d'émission n'existe, la lacune doit être attribuée à une absence de dépôt et non à un effet de la tectonique. Il serait surprenant que toute trace des formations intermédiaires aie disparu sous l'effet d'un très hypothétique diapirisme.

Sur toute l'étendue parcourue dans le flanc interne de l'Anticinal II, de Neuganterist à Jaun, on ne trouve qu'en trois endroits des formations affleurantes au-dessous des calcaires à *Zoophycos* de la Formation calcaréo-argileuse :

- à la Riggisalp (décris ci-dessus).
- sur l'arête de Ritzlenen, fermant au Sud la vallée des Neuschels, où le Trias dolomitique est en contact avec les calcaires à *Zoophycos*.
- à l'Est de la ferme pt. 1458, en descendant vers Jaun. Ce dernier affleurement est en dehors de la carte levée et se compose de microconglomérats spathiques accolés aux calcaires à *Zoophycos*.

Deux constatations relèvent de ce qui précède :

1. Dans le flanc Sud de l'Anticinal II, les calcaires spathiques d'âge Toarcien supérieur sont transgressifs sur les dolomies triasiques.
2. Ces calcaires spathiques ne sont pas toujours présents entre le Trias et les calcaires à *Zoophycos* de la Formation calcaréo-argileuse.

Pour mémoire

De semblables lacunes sont déjà connues ailleurs. L. HORWITZ (1917) émet la possibilité d'une lacune dans la région de Jaun. En fait il décrit le secteur où le Lias se complète en direction du Sud.

Dans le prolongement du même anticinal, en direction du Ganterisch et du Stockhorn, plusieurs auteurs, dès 1915, établissent des profils lacunaires où les calcaires spathiques transgressent sur le Rhétien. A. JEANNET et E. GERBER (1919) relèvent dans le Ganterisch un profil où le Domérien repose sur le Trias. G. NICOL (1956) décrit un profil semblable dans la même région. De son côté, PETERHANS (1926) publie une étude complète sur ces lacunes dans le Chablais. Il semble que l'existence de lacunes au Lias, dans la partie interne des Préalpes médianes, soit bien établie, et que la zone représentée actuellement par l'Anticinal II en soit un des sièges prépondérants.

Interprétation de la lacune

Plusieurs solutions ont été proposées pour interpréter ces lacunes. Les effets de l'écrasement tectonique ont été souvent évoqués. Si cette hypothèse peut être retenue pour l'éviction des calcaires spathiques sur l'arête de Ritzlenen où l'Anticinal II est très étroit et perturbé, elle ne peut entrer en considération ailleurs où les formations se superposent en bon ordre et se redoublent même dans un anticinal très évasé.

A. JEANNET et E. GERBER, G. NICOL ont trouvé des traces certaines d'émersion dans leurs profils grâce à la présence de formations sidérolithiques. GAGNEBIN (1918) parle de l'action de courants sous-marins qui auraient distribué inégalement les sédiments sur le fond marin. Il reconnaît également la possibilité de la présence d'émersions.

En fait, il est en tout cas certain que ces lacunes sont d'ordre stratigraphique. Quant à leur mode, plusieurs hypothèses peuvent être valables, sinon de façon générale, du moins localement. D'autre part ces lacunes sont très ponctuelles ainsi que l'ont constaté JEANNET et GERBER qui, à 100 m de distance, ont relevé deux profils différents. G. NICOL (1956, p. 185) affirme également : « Es handelt sich bei diesen Schichtlücken um sehr lokale Erscheinungen. » Il convient certainement de ne pas parler de rides continues « depuis le lac Léman jusqu'au lac de Thoune » comme le fait HORWITZ (1917, p. 2). L'idée de la formation locale de bassins et de seuils, émise par PETERHANS, semble plus probable.

Un examen de la littérature nous apprend que ces lacunes sont situées tantôt au Nord, tantôt au Sud de l'Anticinal II. L'absence de parallélisme entre les lacunes et cette structure compromet l'hypothèse de la présence « d'un anticinal prédecesseur » (HORWITZ 1917, p. 2) au Sud de l'actuel synclinal de la Gruyère.

La région du Kaiseregg est située immédiatement au Nord des Rigides, émergées depuis le Trias (BADOUX 1962, p. 6) jusqu'à l'apparition des Couches à *Mytilus* (Lias sup. selon BADOUX 1962, p. 24). D'autre part, le Lias se complète au NE et au SW de ce massif. Il est vraisemblable qu'à l'emplacement de l'actuel Kaiseregg, la transgression marine se soit produite au Toarcien supérieur puis aie continué sa progression normale en direction des Rigides qu'elle inonde au Dogger. Plutôt qu'un accident sous-marin, la lacune de mon terrain représente un prolongement local et momentané de la cordillère des Rigides. L'hypothèse reste cependant bien fragile si l'on songe au bouleversement et à l'éloignement de zones sédimentaires isopiques, provoqués par la mise en place de la nappe. D'autre part, la transgression des Couches à *Mytilus* n'est pas partout synchrone.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LA FORMATION SPATHIQUE

Il est extrêmement hasardeux de tirer des conclusions sur la mer qui donna naissance aux calcaires spathiques car les conditions de leur formation sont trop méconnues. Leur caractère terrigène, la fragmentation des articles de Crinoïdes, supposent un remaniement dont l'ampleur nous échappe. Les Crinoïdes ont-elles été remaniées sur place ou avec transport ? S'il peut y avoir doute pour les calcaires échinodermiques où les éléments clastiques sont rares, en revanche, le classement dimensionnel des éléments clastiques dans les micropoudingues et les autres roches où ils abondent,

suppose un transport en milieu aqueux. Seule une étude étendue à toutes les Préalpes médianes pourrait nous renseigner sur l'ampleur de ce transport.

Beaucoup d'auteurs attribuent à ce faciès un caractère transgressif. En effet, c'est toujours lui qui, dans les lacunes signalées, marque la reprise de l'activité sédimentaire et c'est au-dessus de lui que la série se complète normalement en adoptant le faciès répandu dans le bassin à cette époque. Ainsi, après la transgression spathique toarcienne, nous assistons à l'installation dans le Kaiseregg du faciès calcaréo-argileux à *Zoophycos*, correspondant à la sédimentation de même type répandue au Nord.

La fig. 16 schématisse l'extension des faciès au Lias et résume les considérations ci-dessus.

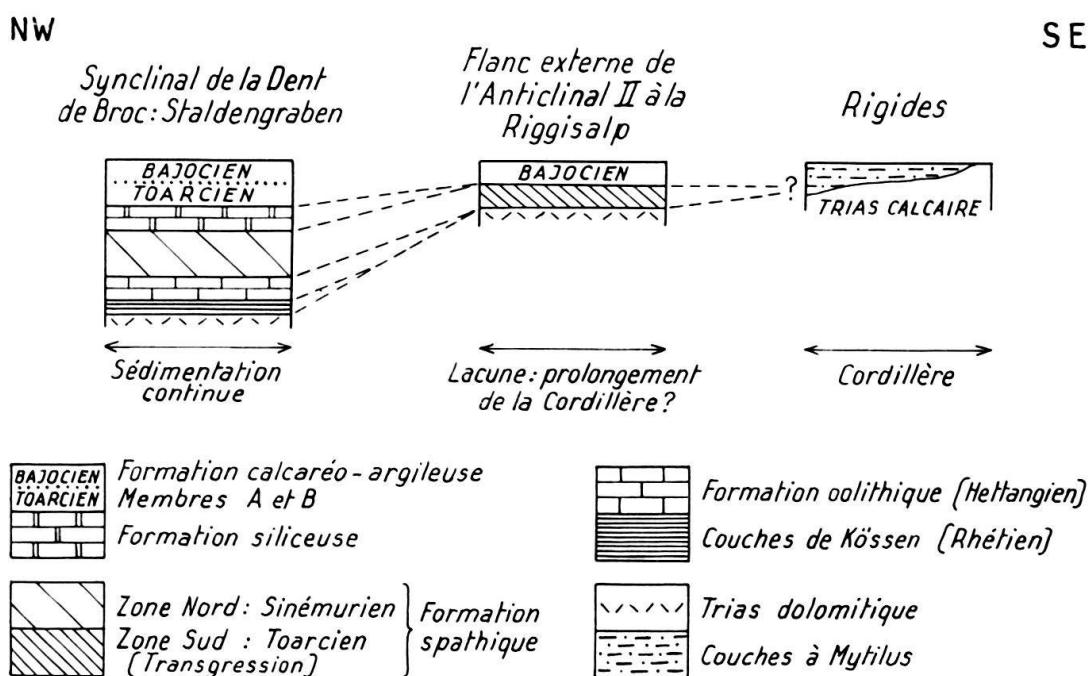


Fig. 16. Répartition schématique des faciès, du Rhétien au Bajocien, dans la région Lac Noir-Kaiseregg-Schafberg.

CHAPITRE V

FORMATION SILICEUSE (Pliensbachien?)

Un seul endroit, sur tout le terrain, permet de voir le passage de la formation spathique à la formation siliceuse. Sur la rive gauche du ruisseau du Staldengraben, les calcaires siliceux gris-bleu, durs, en petits bancs bien définis, succèdent aux masses informes de roches spathiques que couronne la brèche à Bélemnites. Nulle part cette formation n'affleure de façon continue et sa limite supérieure est invisible.

La rareté des affleurements de ce faciès et leur mauvais état sont la cause du peu d'intérêt que j'ai porté à cette formation.

LITHOLOGIE GÉNÉRALE

Partout où je l'ai rencontrée, la formation présentait le même calcaire monotone. Les schistes n'apparaissent jamais, à cause de la tectonique ou de la végétation. Macroscopiquement, ce sont des calcaires gris-bleu à cassure écailleuse brillante. La loupe permet d'y distinguer une plus ou moins grande abondance de glauconie ou de quartz détritique. Si la texture est très fine, ils peuvent se débiter en plaques mal marquées dans la zone d'altération.

Au microscope, ils présentent l'aspect d'une roche calcaire hétérogène, à ciment cryptocrystallin contenant très peu d'argile en général, mais imprégné de silice secondaire. Les éléments sont des débris de calcite, de petites pseudo-oolithes si la texture est assez grossière, du quartz, des restes organiques et de la glauconie en grains autonomes ou en remplissage de loges d'organismes.

Parmi les composants organiques, nous trouvons des Bivalves et des Gastéropodes, des Foraminifères remaniés et brisés (*Textularia*, *Miliolidae*, *Ophthalmidiidae*), des Ostracodes, des Radiolaires et des spicules de Spongiaires silicifiés. Ces derniers représentent la majorité de la silice du sédiment sous forme de silice amorphe ou de calcédoine cristallisée en paillettes. Ils sont accompagnés de petites plages ou de nodules de silice secondaire qui contribuent à donner à la roche son caractère siliceux.

Ce type de roche représente un intermédiaire entre les gaizes et les spongolithes. Des premières, il a le caractère détritique avec le quartz et la glauconie, mais son ciment est calcaire et non siliceux. Des secondes, il présente parfois l'aspect par l'accumulation des spicules. Cependant, cette abondance est limitée à certains endroits privilégiés de la roche, bien individualisés et limités par un mince filet pyriteux. Ce sont des accumulations accidentelles, dues peut-être au remaniement. Je n'ai jamais trouvé de banc qui soit uniformément rempli de spicules. Ce faciès est identique à celui que G. NICOL (1956) décrit au milieu de la série du Lias de Heiti, à l'Est du Stockhorn. Il se laisse sans autre assimiler aux calcaires à spicules décrits par PETERHANS (1926) dans le Grammont.

A la base de la série, les calcaires peuvent être encore légèrement spathiques.

AFFLEUREMENTS

Les calcaires siliceux sont totalement absents au Sud de l'Anticinal II.

Au Nord de celui-ci, dans le Staldengraben, la formation débute par 1,5 m de calcaire gris-bleu, à cassure lisse, contenant de fins débris dolomitiques dont l'origine est à attribuer à la présence de restes spathiques. Puis viennent les calcaires typiques décrits dans le paragraphe précédent. Leur épaisseur est impossible à définir car la tectonique les a broyés. Le pendage est très variable et les affleurements très limités par la couche de terre en glissement et la végétation sur les pentes du ruisseau. Quelques bancs siliceux marquent la fin de la formation. La couverture empêche de voir le contact avec la formation calcaréo-argileuse.

On trouve quelques petits affleurements de calcaire siliceux dans tous les syncinaux écrasés situés au Nord de l'Anticinal II.

CONCLUSION

Aucune faune ne me permet de donner un âge à cette formation. L. PUGIN (1952) et J. v. DER WEID (1962) l'ont datée du Pliensbachien (zone à *Up. jamesoni*-zone à *Pl. spinatum*) dans les replis bordiers de leurs terrains respectifs. Le faciès étant identique, je ne puis que me rallier à leurs conclusions en admettant que ce faciès est partout synchrone.

Quant à la signification paléogéographique de ce faciès, une étude sédimentologique précise des conditions de formation de ces roches permettrait seule une appréciation de leur milieu de dépôt. La présence des quartz clastiques, de la glauconie, des spicules et des débris calcitiques divers indique qu'il s'agit plutôt d'un faciès terrigène de plateforme. Les formations à spicules et glauconie de l'Argonne (JUNG 1963, p. 126) sont considérées comme un sédiment côtier. Malgré certaines analogies avec ce faciès, les calcaires siliceux des Préalpes médianes ne peuvent être considérés comme littoraux. Il est également impossible de les attribuer à un milieu pélagique dont ils n'ont aucun des caractères. La présence de *Radiolaires* ne peut servir d'indice car ces organismes sont soumis aux conditions de l'eau en surface et n'ont aucun rapport écologique avec les sédiments répandus au fond de la mer.

CHAPITRE VI

FORMATION CALCARÉO-ARGILEUSE

(Toarcien-Oxfordien moy.)

MEMBRES A ET B

(Toarcien-Bajocien)

Ces deux premiers membres de la formation ne sont pas toujours faciles à distinguer. Dans la zone Nord, on peut les séparer dans la coupe du Staldengraben. Je les traite ensemble afin de ne pas interrompre la description de la coupe et la succession des faunizones de Foraminifères et d'Ostracodes. La distinction de faciès est basée sur la proportion schistes/calcaires et la nature des calcaires. Dans le membre A, les schistes sont très abondants et en proportion égale avec les calcaires, sinon supérieure, dans le membre B, les calcaires dominent nettement. D'autre part, la base du membre B est formée de calcaires légèrement détritiques, à spicules et *Zoophycos*. Le complexe des «Schistes carton» de la base du membre A n'affleure pas. On trouve seulement quelques décimètres de calcaire gréseux à laminæ que J. P. SPICHER (1965) place à la base de ce complexe. Dans la zone Sud, il est impossible d'individualiser deux complexes.

Zone Nord de l'Anticinal II.

Affleurements et faune

Ce sont surtout les calcaires et schistes du membre A qui affleurent dans la zone Nord.

1. Sur l'arête de Gougleras les calcaires et schistes argileux recouvrent la formation siliceuse par fauchage superficiel. Ils sont en contact avec les calcaires massifs à leur partie supérieure. Au chalet Galutzi et dans le ruisseau «sans nom», ils affleurent à la base des calcaires détritiques bathoniens.

2. Dans le Hürlinenbach, ils affleurent une première fois, en anticlinal, entre les calcaires détritiques bathoniens. Les pendages y sont aberrants. Un deuxième affleurement les place entre la cornieule triasique et ces mêmes calcaires détritiques.

3. Dans le synclinal de Staldenhubel, un affleurement de calcaire argileux gris à cassure écailleuse et des schistes argileux nous indiquent que le membre A forme, au moins partiellement, le noyau de cette structure. On y trouve en quantité :

Pleydellia aalensis (ZIETEN)

du Toarcien supérieur. Cet affleurement (coordonnées 588,55/167,26) est situé dans une région où affleurent très peu de roches ce qui a conduit J. TERCIER, dans sa carte originale au 1 : 10 000, à la notation de la cornieule. Mes observations ont été rendues possibles par des travaux de fouille effectués pour un captage.

4. Le long du chemin des Neuschels, dans le flanc externe du synclinal de la Dent de Broc, affleurent tout d'abord des calcaires argileux gris-clair, tachetés, et des schistes argileux. Le complexe de calcaires gris, à cassure écailleuse, et de schistes noirs à débit très fin, qui leur succèdent, ne se retrouve pas dans le Staldengraben où il a disparu sous la couverture ou par effet de la tectonique. Juste avant l'entrée de la forêt, affleurent les calcaires à spicules et *Zoophycos* de la base du membre B. A deux mètres de la base, j'ai trouvé :

Dorsetenia sp.

du Bajocien inférieur et moyen.

5. Sur la rive gauche du ruisseau des Neuschels, 150 m à l'E de la ferme de Unterer Stierenberg, un affleurement de calcaire gris à cassure écailleuse et de calcaire tacheté à cassure lisse, entrecoupé de schistes, a livré:

Hildoceras cf. bifrons (BRUGUIERE)

Hildoceras sublevisoni (FUCINI)

Coeloceras (Dactylioceras) crassiusculosum (SIMPSON)

Bélemnites sp.

Cette faune date la zone à *H. bifrons*, du Toarcien moyen. Dans le même niveau (10 cm), les Foraminifères et les Ostracodes sont associés aux Ammonites; leur détermination a été effectuée par J. J. BIZON :

Ostracodes : *Paracypris* sp.

Cytherella sp.

Bairdia sp.

- Foraminifères : *Vaginulina (Citharina) colliezi* (TERQUEM)
Vaginulina longuemari (PAYARD)
Falsopsalmula chicheryi (PAYARD)
Falsopsalmula cf. deslongchampsi (TERQUEM)
Lingulina sp.
Nodosaria cf. *fontinensis* (TERQUEM)
Lenticulina sp.
- En plus : Vertèbres et plaques d'Ophiures

6. *Coupe du ruisseau du Staldengraben*. La fig. 17 donne le log lithologique de la coupe qui a pu être levée. A la suite du niveau 34, des prélèvements ont été effectués dans des pointements de roches du Membre B jusqu'à son contact avec le Membre C. La situation de ces prélèvements est portée sur les fig. 18 et 19.

Lithologie générale et limites

La base du membre A est reconnaissable à l'apparition des calcaires gréseux à lamination fine entrecoupés de schistes argileux tendres. Ces schistes domineront toute la lithologie du membre où les bancs de calcaire sont généralement subordonnés. Peut-être en est-il autrement dans la partie supérieure, mais elle affleure si mal... La limite supérieure du membre A est fixée à l'apparition d'assises détritiques calcaires à spicules silicifiés et nombreux *Zoophycos*. Ces calcaires sont très semblables à ceux de la formation siliceuse. Les schistes sont très nettement subordonnés aux calcaires. La limite supérieure est fixée à l'apparition de calcaires gréseux plus grossiers et calcaires à oolithes du membre C. La différence de faune entre l'échantillon 461 (voir plus bas : microfaune, p. 280) et le 279 (voir microfaune du membre C, p. 307) nous aide à préciser la limite biostratigraphique entre ces différentes assises.

Paléontologie et âge

Macrofaune

La zone à *H. bifrons* a été reconnue dans le ruisseau des Neuschels. La zone à *Pleydeilia aalensis* est présente dans le synclinal de Staldenhubel et dans la coupe du Staldengraben (niv. 26). Dans cette même coupe, le niveau 28, de la base du membre B, contient *Sonninia* sp. ou *Witchellia* sp. Ces deux genres sont du Bajocien inférieur.

Comme dans les régions parallèles où la faune citée est très abondante, il semble que le membre A comprenne le Toarcien et l'Aalénien, et le membre B, le Bajocien (voir tab. 1, p. 245).

Microfaune

Je dois ce chapitre à la collaboration de J. J. BIZON et H. J. OERTLI qui se sont aimablement chargés de la détermination des formes caractéristiques d'Ostracodes et de Foraminifères recueillis dans les lavages de schistes de la coupe du Stalden-graben.

Dans l'énumération qui va suivre, j'accompagne le numéro de l'échantillon de celui du niveau correspondant de la coupe (fig. 17). Ceux qui sont en dehors de la coupe sont accompagnés du numéro porté sur les fig. 18 et 19 schématisant leur emplacement.

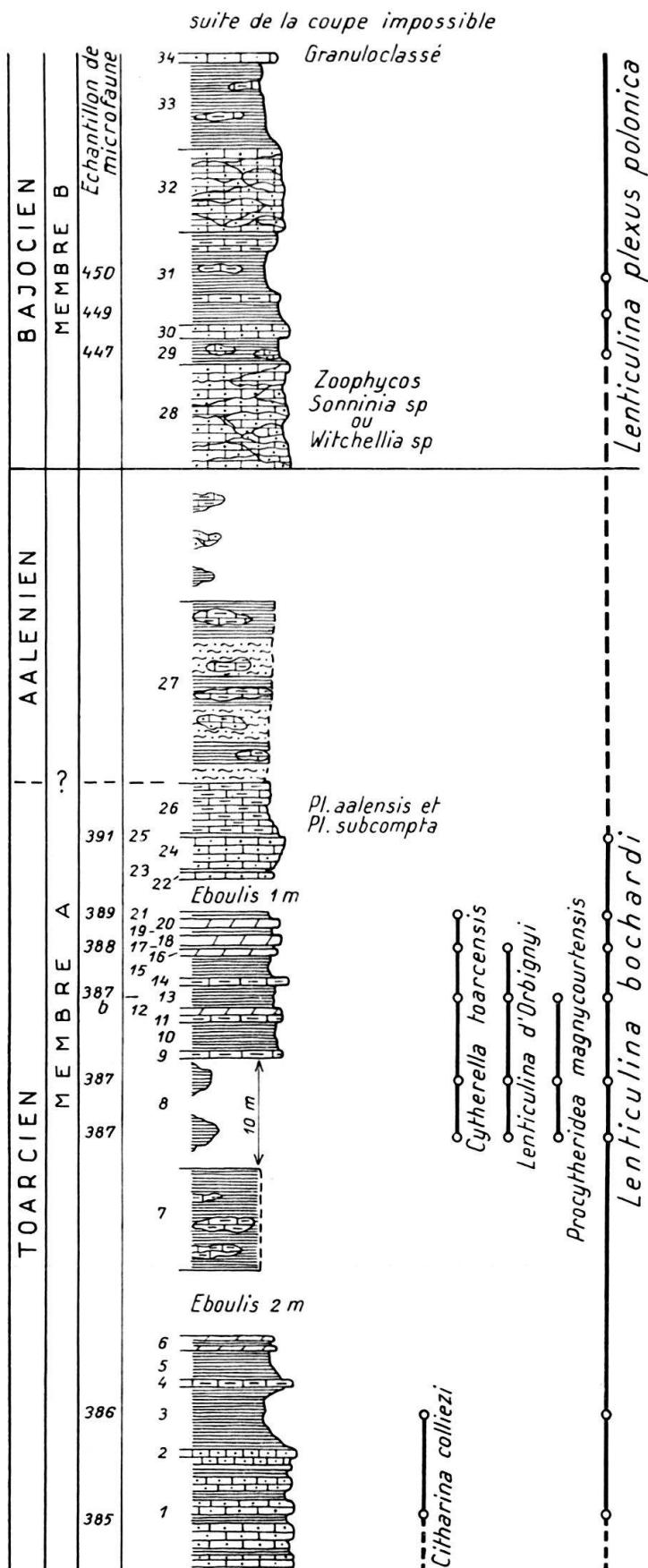


Fig. 17. Coupe du Staldengraben. Lithofacies et répartition de la microfaune dans les membres A et B

- 385, niv. 1:
 Foraminifères: *Lenticulina bochardi* (TERQUEM)
Lingulina sp.
- Ostracodes: *Cytherura* sp.
Bairdia sp.
- 386, niv. 3:
 Foraminifères: *Lenticulina* cf. *bochardi* (TERQUEM)
Vaginulina (*Citharina*) *colliezi* (TERQUEM)
Rectoglandulina sp.
Marginulina sp.
Lingulina sp.
Dentalina sp.
Eoguttulina sp.
Lagenidae indét.
- Ostracodes: *Cytherella* sp.
Bairdia sp.
Macrocypris sp.
Paracypris sp.
Pontocyprella sp.
Cytherella? sp.
 Forme indéterminée des *Cytherineidae*
- 387, niv. 8:
 Foraminifères: *Lenticulina bochardi* (TERQUEM)
Lenticulina sp.
- Ostracodes: *Procytheridea* cf. *magnycourtensis* (APOSTOLESCU)
Cytherella cf. *toarcensis* (BIZON)
Cytherella sp.
- 387b, niv. 13:
 Foraminifères: *Lenticulina d'orbignyi* (ROEMER)
Lenticulina bochardi (TERQUEM)
- Ostracodes: *Procytheridea magnycourtensis* (APOSTOLESCU)
Cytherella toarcensis (BIZON)
Pontocyprella sp.
- 388, niv. 17:
 Foraminifères: *Lenticulina d'orbignyi* (ROEMER)
Lenticulina bochardi (TERQUEM)
- Ostracodes: *Procytheridea* sp.
Pontocyprella sp.
Cytherella toarcensis (BIZON)
Pneumathocythere sp.?
- 389, niv. 21:
 Foraminifères: *Lenticulina bochardi* (TERQUEM)
Lenticulina sp.
- Ostracodes: *Cytherella*
Procytheridea sp. ou *Pneumathocythere* sp.
Procytheridea sp.
Cytherella toarcensis (BIZON)
- 391, niv. 25:
 Ostracodes: *Cytherella* sp.
- 447, niv. 29:
 Foraminifères: *Lenticulina plexus polonica* (WISNIOWSKY)
Lenticulina sp.
Marginulina sp. A

	<i>Ammomarginulina</i> sp.
	<i>Reophax</i> sp.
	<i>Dentalina</i> sp.
Ostracodes:	<i>Bairdia</i> sp.
	<i>Cytherella</i> sp.
	<i>Pontocyprælla</i> sp.
449, niv. 31 (base):	
Foraminifères:	<i>Lenticulina</i> sp.
Ostracodes:	<i>Bairdia</i> sp.?
450, niv. 31 (sommet):	
Foraminifères:	<i>Lenticulina</i> sp.
	<i>Marginulina</i> sp.
	<i>Reophax</i> sp.
Ostracodes:	<i>Bairdia</i> sp.
453, fig. 18:	
Foraminifères:	<i>Lenticulina</i> sp.
	<i>Lagenidae</i> indéf.
Ostracodes:	<i>Bairdia</i> sp.
	<i>Cytherella</i> sp.
454, fig. 18:	
Foraminifères:	<i>Lenticulina d'orbignyi</i> forme <i>elongata</i> (FRANKE)
	<i>Lenticulina</i> sp.
	<i>Lagenidae</i> indéf.
455, fig. 18:	
Foraminifères:	<i>Lenticulina</i> sp.
	<i>Eoguttulina</i> sp.
	<i>Ramulina</i> sp.
	<i>Ammomarginulina</i> cf. <i>fontinensis</i> (TERQUEM)
Ostracodes:	<i>Bairdia</i> sp.
456, fig. 18:	
Foraminifères:	<i>Lenticulina plexus polonica</i> (WISNIOWSKY)
	<i>Reinholdella</i> sp.
	<i>Lenticulina</i> sp.
	<i>Ammomarginulina</i> sp.
	<i>Spirillina</i> sp.
	<i>Eoguttulina</i> sp.
Ostracodes:	<i>Hungarella</i> sp.
	<i>Hungarella</i> n.sp.
	<i>Hungarella</i> aff. <i>amalthei</i> (QUENSTEDT)
	<i>Procytheridea sermoisensis</i> (APOSTOLESCU)
	<i>Krausella</i> sp.
	<i>Cytherella</i> sp.
	<i>Pontocyprælla</i> sp.
	<i>Bairdia</i> sp.
	<i>Polycope</i> sp.
457, fig. 19 (bord du chemin des Neuschels):	
Foraminifères:	<i>Lenticulina plexus polonica</i> (WISNIOWSKY)
	<i>Marginulina</i> sp. A
	<i>Epistominidae</i> indéf.
	<i>Lenticulina</i> sp.
	<i>Dentalina</i> sp.
Ostracodes:	<i>Krausella</i> sp.?

458, fig. 19:

Foraminifères:

Garantella sp.
Epistomina? sp.
Lenticulina sp. A
Verneuilinoides sp.
Eoguttulina sp.
Textularia sp.
Ramulina sp.
Krausella sp.
Cytherella sp.
Bairdia sp.
Pontocyprella sp.

Ostracodes:

459, fig. 19:
Foraminifères:

Reinholdella sp.
Garantella sp.
Astacolus sp. A
Lenticulina plexus polonica (WISNIOWSKY)
Ramulina sp.
Lenticulina sp.

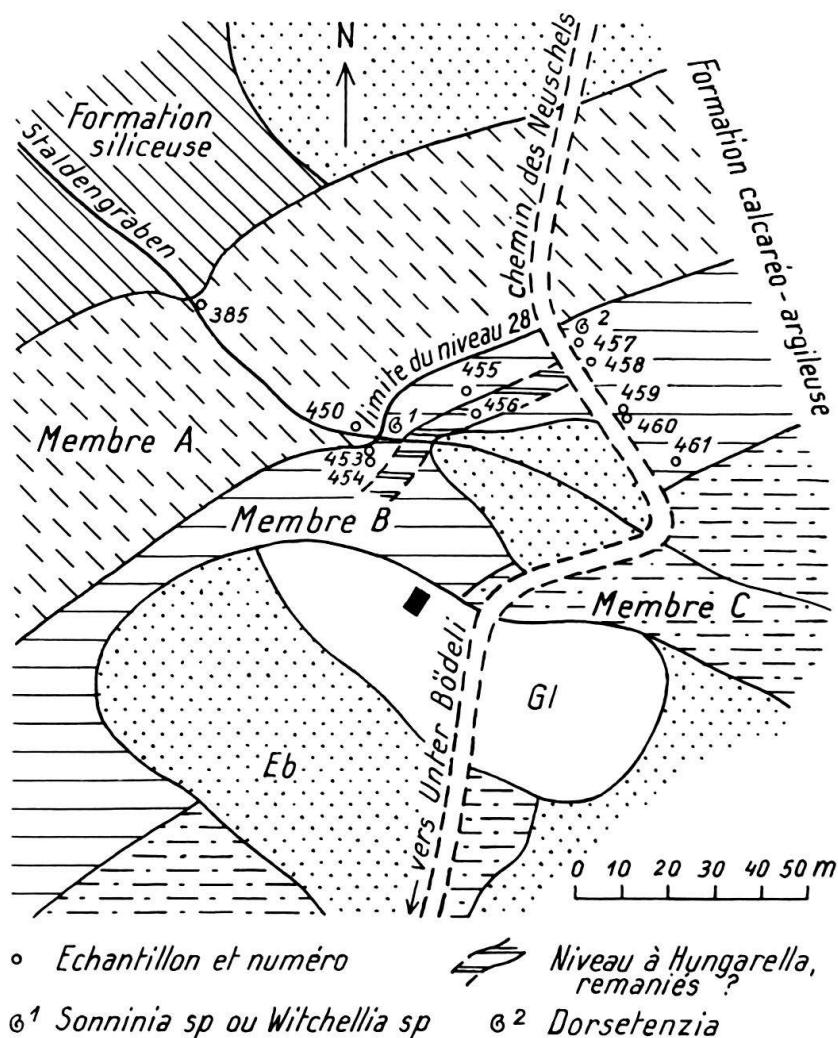


Fig. 18. Position des échantillons de microfaune et de la macrofaune du membre B, en dehors de la coupe fig. 17. Les échantillons de microfaune sont numérotés de 385 à 461. Pour les échantillons 457 à 461, situés en bordure du chemin des Neuschels, voir également fig. 19.

Ostracodes:	<i>Krausella?</i> sp. <i>Bairdia</i> sp. <i>Cytherella</i> sp. <i>Pontocyprella</i> sp. <i>Procytheridea sermoisensis</i> (APOSTOLESCU)
460, fig. 19: Foraminifères:	<i>Reinholdella</i> sp. <i>Garantella</i> sp. <i>Epistomina?</i> sp. <i>Lenticulina plexus polonica</i> (WISNIOWSKY) <i>Vaginulina</i> sp. <i>Ramulina</i> sp. <i>Eoguttulina</i> sp. <i>Hungarella??</i>
Ostracodes:	<i>Pleurocythere</i> sp.? <i>Procytheridea sermoisensis</i> (APOSTOLESCU) <i>Krausella?</i> sp. <i>Bairdia</i> sp. <i>Cytherella</i> sp. <i>Pontocyprella</i> sp.
461, fig. 19: Foraminifères:	<i>Lenticulina</i> sp. <i>Lenticulina dictyoides</i> (DEECKE) <i>Lenticulina plexus polonica</i> (WISNIOWSKY) <i>Vaginulina</i> sp. <i>Ramulina</i> sp. <i>Spirillina</i> sp. <i>Dentalina</i> sp.
Ostracodes:	<i>Procytheridea sermoisensis</i> (APOSTOLESCU) <i>Monoceratina?</i> <i>Bairdia</i> sp.

Interprétation stratigraphique

Lenticulina bochardi (TERQUEM) est signalée comme caractéristique du Lias supérieur par TERQUEM. *Lenticulina d'orbignyi* (ROEMER) est signalée par K. FRENTZEN (1941), BARTENSTEIN et BRAND (1937) dès le Lias ζ (Toarcien sup.) jusqu'au Lias β (BARTENSTEIN) ou au Dogger δ (FRENTZEN). Pour BRAND et FAHRION (1962: Leitfoss. der Mikropal.), dès la zone à *Leioceras opalinum*. *Lenticulina plexus polonica* (WISNIOWSKY) = *Lenticulina quenstedti* (GUMBEL) a été récoltée en Lorraine et en Normandie du Callovien à l'Argovien. En Allemagne, BARTENSTEIN et BRAND, K. FRENTZEN la trouvent dès le Dogger γ c.-à-d. dès la zone à *Sonninia sowerbyi*. Elle débute dans notre coupe dès le membre B. avec l'apparition de *Sonninia* ou *Witchellia*. *Lenticulina dictyoides* est décrite en Allemagne dès la base du Bajocien s. str. de ARKELL. Elle n'est connue jusqu'à maintenant (Leitf. d. Mikropal.; p. 155) qu'en France et en Allemagne. «Le genre *Reinholdella* est limité au Toarcien et peut-être Bajocien. En Russie, KAPTARENKO-CERNOUSAVA le signale surtout dans le Bajocien sous le nom de *Lamarkella* qui lui est synonyme. Le genre *Garantella* a été trouvé par SIGAL à Madagascar, à la limite Toarcien-Bajocien. En Russie il est abondant dans la zone à *G. garantiana*. Le genre *Epistomina* est connu en Russie seulement au Bajocien supérieur. En Allemagne, BARTENSTEIN et BRAND signalent ce genre dès le Dogger γ .» (J. J. BIZON, communication personnelle).

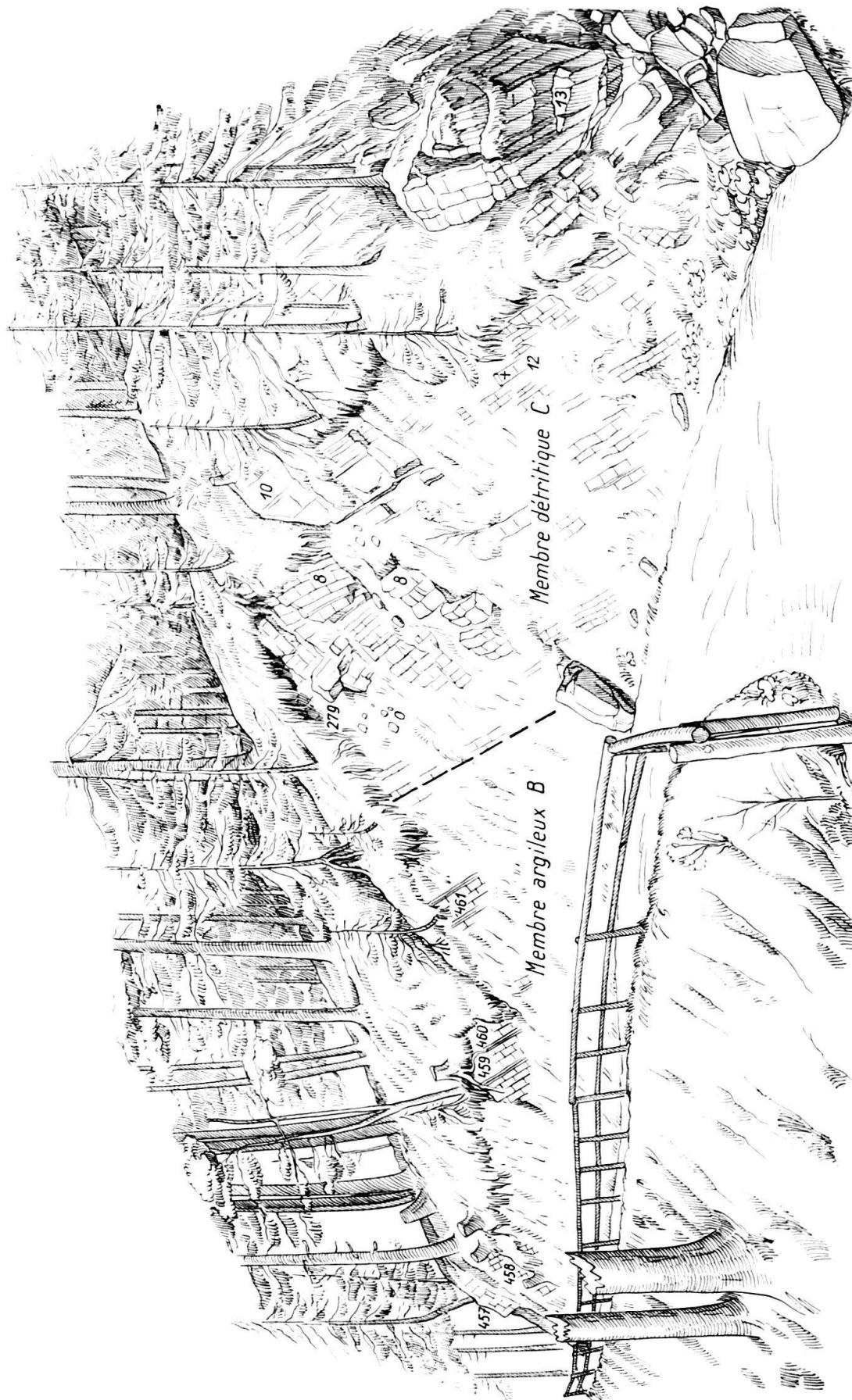


Fig. 19. Sommet du membre B et base du membre C en bordure du chemin des Neuschels. Chiffres 457 à 461, voir plus haut : microfaune des membres A et B. Chiffre 279, voir microfaune du membre C, p. 8, 10, 12 et 13 sont des niveaux de la coupe page 296. Le niveau marqué d'une croix contient des Ammonites de la base du Bathonien, voir page 286.

Parmi les Ostracodes, *Procytheridea sermoisensis* est limité au Toarcien. *Procytheridea magnycourtensis* est connu dans le Toarcien et l'Aalénien. *Cytherella toarcensis* est limité au Toarcien moyen (zone à *Hildoceras bifrons* et *Lytoceras jurensis*).

D'après H.J.OERTLI, beaucoup de formes d'Ostracodes de cette coupe sont inconnues et doivent être nouvelles.

De 385 à 447, le membre A, nous sommes dans le Toarcien d'après toute évidence. Nous y trouvons *Lenticulina bochardi* qui disparaîtra par la suite. Du niveau 8 au 21, les échantillons 387, 387b, 388 et 389 contiennent *Cytherella toarcensis* et forment peut-être les zones à *bifrons* et *jurensis*.

Dès l'échantillon 447 (niv. 29) nous sommes dans le membre B, probablement dans le Bajocien. Cette limite est marquée chez les Foraminifères par l'apparition de *Lenticulina plexus polonica*. La limite inférieure de cette espèce au Dogger γ en Allemagne, semble se vérifier chez nous. Elle accompagne l'apparition de *Sonninia* ou *Witchellia*. *Lenticulina bochardi* disparaît.

L'échantillon 456 pose un problème, car il y a certainement mélange de faune. Parmi les Ostracodes, le genre *Hungarella* est du Lias inférieur et sa limite supérieure ne dépasse pas le Domérien. Il est lié, dans notre échantillon, à *Procytheridea sermoisensis* qui n'est connu qu'à partir du Toarcien. D'autre part, les Foraminifères sont une association du Lias supérieur et non du Lias inférieur dans lequel abondent généralement les Frondiculaires qui sont absentes ici. Les calcaires qui entourent les schistes de ce niveau ne peuvent être attribués à un niveau précis. Le faciès à spicules est connu aussi bien dans le Bajocien que dans le Lias inférieur et il ne possède pas toujours des *Zoophycos* dans le premier cas. Il est en outre certain que la région est tectoniquement complexe. Pour le moment, il paraît difficile de trancher. J'incline plus volontiers, comme le fait J.J.BIZON, pour un remaniement des *Hungarella*. Leur origine pose alors un nouveau problème qui est à mettre en liaison avec les lacunes stratigraphiques de la zone Sud de l'Anticinal II. Dans l'échantillon 460, nous retrouvons une *Hungarella* qui est alors «wohl aufgearbeitet», comme le dit OERTLI.

Donc, de 447 à 461, nous serions dans le Bajocien, avec une réserve cependant. Dans les échantillons 459 à 461, nous trouvons *Procytheridea sermoisensis* qui n'est connu ailleurs qu'au Toarcien. Mais il est accompagné de *Lenticulina plexus polonica* et *Lenticulina dictyoides* que l'on ne rencontre pas dans le Toarcien. Ou bien cette forme est ici remaniée, ce que je ne pense pas, ou bien son extension est différente de celle qu'elle a dans le bassin de Paris. La deuxième interprétation est plus vraisemblable. La fig. 17 donne la situation générale des faunes dans la coupe. Le tableau 2 essaie de résumer la stratigraphie par la microfaune telle qu'elle ressort de cette étude. Cette figure est à prendre avec une certaine réserve, les limites devant être précisées davantage.

En résumé, il semble que les Ostracodes et les Foraminifères nous permettent de contrôler les principales limites des étages du Lias et du Dogger dans les Préalpes médiennes. Je suis persuadé que de meilleures coupes et un travail micropaléontologique plus complet, basé sur le parallélisme avec les zones d'Ammonites, aboutirait à d'intéressantes conclusions. Le travail effectué n'est qu'une première approximation de la question.

ÂGE	OSTRACODES			FORAMINIFÈRES	
BATHONIEN					
BAJOCIEN				<i>Bairdia aff. hilda</i> = <i>Ostracode</i> 6 Lutze	
AALÉNIEN			<i>Procytheridea sermoensis</i>		
TOARCIEN		<i>Pleurocythere</i> sp.	<i>Procytheridea magnycourtensis</i>		<i>Lenticulina bochardi</i>
DOMÉRIEN	<i>Hungarella</i>		<i>Cytherella toarcensis</i>		<i>Lenticulina plexus</i> <i>polonica</i> = <i>L. quenstedti</i>

Tab. 2. Schéma de l'extension probable de certaines espèces de Foraminifères et d'Ostracodes dans les Préalpes médianes.

Si les circonstances le permettent, une suite sera donnée à ce travail. Je pense poursuivre en collaboration avec M. BIZON, l'investigation des microfaunes dans le Jurassique des Préalpes médianes.

Zone Sud de l'Anticlinal II

Dans cette zone, il est impossible de différencier les deux complexes, soit les membres A et B.

Lithologie générale

L'ensemble de ces calcaires et calcschistes est essentiellement détritique.

1. *Les calcaires à Zoophycos* se présentent en amas de calcschistes ou en bancs de 10–15 cm. Ils sont durs, d'aspect siliceux et à cassure écailleuse. Au microscope, ce sont des calcaires à ciment cryptocristallin, parfois grumeleux, avec des débris calcaires, des grains de quartz, des débris de Crinoïdes et des spicules silicifiés. La silice colloïdale peut y être très abondante ainsi que la pyrite. Ce faciès est semblable à celui que nous trouvons à la base du membre B de la zone Nord et a beaucoup d'analogie avec les calcaires de la Formation siliceuse. On les trouve surtout à la base de la série.

2. *Les calcschistes* peuvent être de même nature que les calcaires à *Zoophycos*. En général, c'est une masse calcaréo-argileuse cryptocristalline contenant des grains de quartz et de la silice colloïdale diffuse.

3. *Les schistes* sont rares et toujours gréseux. On ne les trouve qu'au sommet de la série, en petits lits à débit très fin. On n'y trouve aucune microfaune.

Affleurements et extension du faciès

1. Dans le dévaloir d'éboulis descendant du sommet du Kaiseregg, j'ai relevé un petit profil dont la monotonie nous dispense de le donner ici. Ce sont essentiellement des calcschistes dans lesquels ne se laisse discerner qu'une plus ou moins grande proportion de quartz détritique et des passées plus compactes.

Tous les affleurements situés à l'Est de la Riggisalp sont faits de ces mêmes calcschistes.

2. Sur l'arête du pied Nord du Steinritz, les calcaires à *Zoophycos* sont en contact, à leur base, avec les calcaires spathiques. Dans le chapitre de la Formation spathique, la fig. 14 (p. 267) montre leur redoublement tectonique. L'épaisseur totale du faciès est ici de plus de 100 m. A la base, nous avons les calcaires détritiques à *Zoophycos* et spicules de spongiaires. Rapidement, ils font place aux calcschistes de la partie supérieure. Quelques niveaux de schistes gréseux stériles s'intercalent parfois entre ces derniers. Les premiers niveaux oolithiques du membre C viennent interrompre les calcschistes que l'on retrouve avec le même aspect et la même lithologie dans le membre C.

De la Riggisalp au Ritzelenengrat, on trouve de petits paquets de calcschistes collés à la base des calcaires oolithiques bathoniens (membre C).

3. Au Ritzelenengrat, la même succession monotone se retrouve. Elle est en contact, à sa base, avec les dolomies triasiques.

Âge du complexe

Aucune faune n'a été trouvée dans ce faciès malgré des recherches patientes aussi bien dans les schistes que dans les calcaires. A la base, les calcaires spathiques ont été datés du Toarcien supérieur (zone à *Pl. aalensis*) à la Riggisalp. Dans le premier niveau de calcschistes du membre C (environ 20 m au-dessus de la base), le *Lamel-laptychus bajociensis* (p. 301) date le Bajocien supérieur et moyen. Le complexe des calcaires à *Zoophycos* et des calcschistes doit donc comprendre l'Aalénien et une partie du Bajocien.

Conclusion générale sur les membres A et B

La différence entre les zones Nord et Sud est de nouveau évidente et due au jeu des transgressions sur la ride des Rígides. Le faciès des calcaires détritiques à *Zoophycos* apparaît à l'Aalénien dans la zone Sud alors qu'il arrive massivement à la base du Bajocien dans la zone Nord. Au-dessus de ces calcaires, le faciès est généralement calcschisteux dans la zone Sud et encore détritique. Dans la zone Nord, il est plus argileux, avec des schistes à microfaune. Quant au faciès du membre A, à schistes prédominants, il est totalement absent dans la zone Sud et remplacé partiellement par le faciès transgressif des calcaires spathiques. Du point de vue sédimentaire, les calcaires détritiques à *Zoophycos* et spicules sont certainement des formations de plateforme continentale. Ils succèdent aux calcaires spathiques dans la zone Sud, de même façon que les calcaires de la formation siliceuse succèdent à la formation spathique dans la zone Nord. L'analogie entre ces calcaires à *Zoophycos* et ceux de la Formation siliceuse est frappante. Succédant à une formation franchement néritique, ces calcaires sont probablement plus profonds, mais restent proches des vases terrigènes qui voisinent avec les continents.

Quant aux calcaires et schistes du membre A, ils représentent un sédiment nettement plus éloigné de la source des terrigènes, c.-à-d. du continent. Il est cependant difficile, malgré la présence des Ammonites d'en faire un sédiment bathyal. Les Ammonites ne sont d'ailleurs pas forcément profondes (SPATH 1943 in PIVETEAU 1952, p. 295, tome 1). D'autre part, les vases argileuses ne sont pas l'apanage des grands fonds.

Tous les Foraminifères isolés sont des formes dites «néritiques». Chez les Ostracodes, le genre *Bairdia*, que nous retrouvons dans le membre C, vit dans des eaux d'une salinité de 29–35‰ et une profondeur de 0–50 m. selon GREKOFF (1956, p. 80). H. J. OERTLI est moins affirmatif: «*Bairdia* est franchement marin, néritique plutôt que littoral» (communication personnelle). *Monoceratina* et les Cytheridae sont connus dans les milieux littoral et saumâtre lagunaire. Les Cytheridae sont d'un milieu marin franc, néritique.

Il semble que le faciès argileux des membres A et B doit être attribué, non à un milieu bathyal, mais à un milieu de vases terrigènes, en eaux calmes, et à une profondeur qui n'excède pas celle à laquelle le photosynthèse peut encore se réaliser, car elle est nécessaire à la vie de nos organismes benthoniques.

MEMBRE DÉTRITIQUE C

(Bathonien)

Ce faciès est essentiellement détritique dans l'aire du terrain étudié, bien que sa base marque une tendance plus marneuse vers le bord externe de la chaîne.

Rapidement ces roches présentèrent un intérêt très grand par la quantité de phénomène sédimentaires que l'on y découvre et la distinction très nette que présente la stratification au Nord et au Sud de l'Anticinal II. Comme pour les membres précédents, nous devons maintenir la distinction entre deux zones. La première différence qui s'impose est celle des épaisseurs: 350–400 m dans le Kaiseregg et 75 m dans le Staldengraben. Même si la tectonique a réduit l'épaisseur dans le Staldengraben, cette réduction ne suffit pas à expliquer l'inégalité.

Zone Nord de l'Anticinal II

Toutes les observations de ce paragraphe proviennent presque uniquement de la coupe effectuée dans le ruisseau du Staldengraben qui sera discutée dans le détail. Partout ailleurs, le membre détritique n'affleure qu'en tête de bancs dispersées dans les pâturages et les forêts, sauf dans le ruisseau des Neuschels, formant limite entre mon terrain d'étude et celui de J. D. ANDREY (Thèse à paraître) et dont ce dernier a entrepris l'étude.

Limites biostratigraphiques

Dans le Staldengraben, à 8,5 m de la base du membre, j'ai trouvé:

Nannolytoceras tripartitum RASP.

Morphoceras patescens BUCKM.

La deuxième ammonite nous situe dans la zone à *Zigzagiceras zigzag*, de la base du Bathonien.

Par les Ostracodes, cette limite peut être précisée encore. En effet, à 2 m de la base, on trouve:

Bairdia hilda JONES = Ostracode 6 LUTZE

dont l'apparition coïncide avec la base du Bathonien. Il est donc probable que la limite lithologique, c-à-d. l'arrivée du faciès détritique, corresponde d'assez près avec celle, chronostratigraphique, de l'étage Bathonien (voir fig. 19, p. 281).

Le sommet du membre n'a pu être daté dans cette coupe. Il l'a été approximativement dans la zone Sud, mais les limites ne sont pas forcément synchrones.

Affleurements et extension du faciès

Nous traiterons dans un chapitre particulier la coupe du Staldengraben.

L'érosion ayant enlevé les formations sus-jacentes, le membre détritique couvre une vaste région comprise entre Spicherweid et Unterbödeli, au Sud-Est du Lac Noir.

Au Nord de ce secteur, il est divisé par le synclinal de la Dent de Broc dans le flanc Ouest duquel on le retrouve, tandis qu'au Sud-Est de cette structure, entre elle et le synclinal de Staldenhubel, il forme une écaille anticlinale régulière jusque dans le Hohmättli. Cette structure limitée par des failles longitudinales représente l'Anticinal I (Les Combes-Spitzfluh, chez ANDREY).

Dans le Hohmättli et le Hürlinenbach, le Membre C affleure dans des positions tectoniques aberrantes. Leur interprétation est donnée dans les profils de la planche IV.

Dans la forêt des Hürlinen, il forme le flanc Nord du synclinal de la Dent de Broc. Si, au sommet du ruisseau «sans nom» il est en position normale, entre ce dernier et le chalet Galutzi, il est descendu par fauchage (profil 8, pl. IV) et forme une large plaque horizontale. L'extrémité Sud de cette bande bute contre le gypse; tandis qu'au Nord, elle a gardé une parcelle de la formation calcaréo-argileuse sous-jacente. Le Flysch ultrahelvétique affleure en «fenêtre» au-dessus.

Près de la ferme de Untere Neuschels, on trouve encore quelques bancs de calcaire détritique dans le ruisseau.

Coupe du Staldengraben (voir fig. 33, p. 296)

Le ruisseau du Staldengraben laisse affleurer une suite assez considérable de termes de calcaires détritiques pour que bon nombre de phénomènes puissent y être mis en évidence. La base de la coupe se trouve en bordure du chemin des Neuschels à l'endroit où ce dernier croise le ruisseau (cf. fig. 19). Elle semble complète à cet endroit ainsi que nous le disions en parlant de la limite biostratigraphique inférieure. Le sommet est en contact tectonique avec les calcschistes du Callovien, mais l'élosion, si elle existe, est de faible importance. Les petites failles transversales troublent la succession des bancs et obligent à reconstituer parfois la superposition originelle. Souvent, l'écrasement ne permet pas l'étude banc à banc. Si ces inconvénients empêchent une description lithologique complète de la série, ils n'ont pas d'influence majeure sur les conséquences sédimentaires que l'on peut en tirer car de nombreux phénomènes sont clairs et facilement identifiables.

La description verbale de la coupe est contenue dans le manuscrit original. La figure 33 qui donne le log lithologique suffit à la compréhension de la succession des faciès et des structures sédimentaires qui les affectent. Le chapitre consacré aux microfaciès donne une idée de la nature des roches de la coupe.

Lithologie générale et microfaciès

Nous verrons rapidement les divers groupes de roches, puis nous les décrirons en détail en les classant selon la dimension des éléments.

Les calcaires ont un aspect massif, ou lité dans leur partie supérieure. La grande majorité est faite de matériaux détritiques. J'appelle «calcaire détritique», un faciès où se mêlent des débris calcaires divers, des oolithes et des pseudoolithes remaniées, des restes organiques nombreux et des quartz clastiques. Ces derniers n'ont pas la proportion suffisante pour permettre l'adjonction du terme gréseux. Ce qualificatif présente en outre l'inconvénient de ne pas préciser suffisamment que les éléments calcaires sont également détritiques. Comme nous n'avons pas de vrais sables calcaires, j'écarte le terme calcarénite. Le terme «calcaire gréseux» reste cependant applicable dans les faciès très fins où les éléments, quartz et micas essentiellement, sont ingérés dans un ciment calcaréo-argileux.

Dans toute la série, on ne rencontre qu'un seul banc de calcaire oolithique et pseudo-oolithique, sans quartz clastique: c'est le niveau 10 de la coupe.

Les calcaires argileux gris-vert sont essentiellement localisés à la base de la série. Ils n'apparaissent plus qu'accidentellement par la suite et contiennent alors des restes de plantes, des pistes de vers et sont parfois micacés.

Les calcschistes, plus ou moins gréseux, et les schistes argilo-gréseux forment un faciès intermédiaire particulièrement riche en micas et débris charbonneux.

Les schistes argileux et les marnes sont réduits au rôle de joint.

Selon la granulométrie du sédiment, on peut diviser les micro-faciès en quatre groupes principaux contenant chacun plusieurs types. Des termes de passage existent entre ces divers types; il faut donc se restreindre à décrire les plus représentatifs.

1. Calcaires à détritiques fins: de la taille des pélites;
2. Calcaires à détritiques moyens: de la taille des sables;
3. Calcaires à détritiques grossiers: microconglomérats;
4. Représenté par les calcaires argileux, les schistes et, plus généralement, les roches sans détritiques. L'étude étant faite sur lames minces, les schistes plastiques ont été évidemment écartés.

1. *Groupe à détritiques fins*

Dans ce groupe, les éléments détritiques de quartz, oolithes et pseudo-oolithes quand elles sont présentes, ont une taille dont le diamètre n'excède pas $2\text{--}3/10$ le mm. Le ciment est cryptocrystallin. Les oolithes y sont rares et en général entières. Les phénomènes de remaniement sont quasi absents. Comme élément secondaire on trouve le micas associé parfois aux débris végétaux charbonneux. La pyrite est partout présente en faible quantité. La faune y est également très peu abondante.

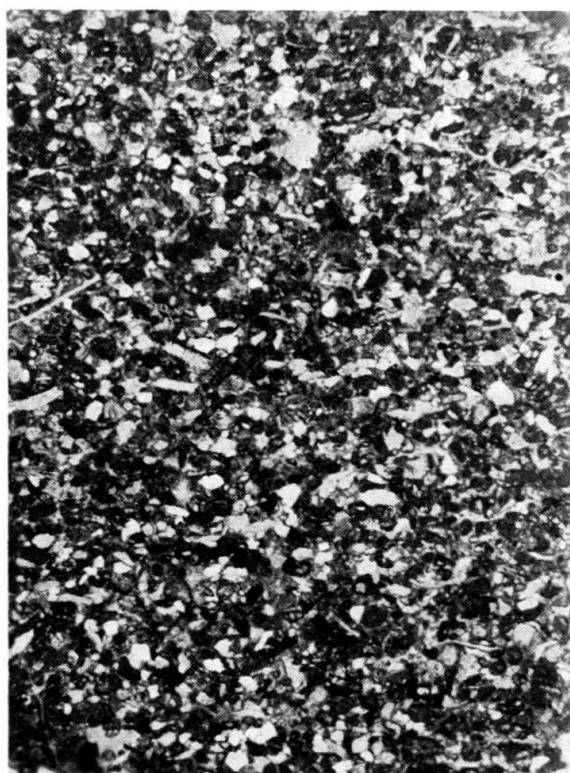


Fig. 20. Staldengraben, niveau 8.
Grossissement 4,5 ×.

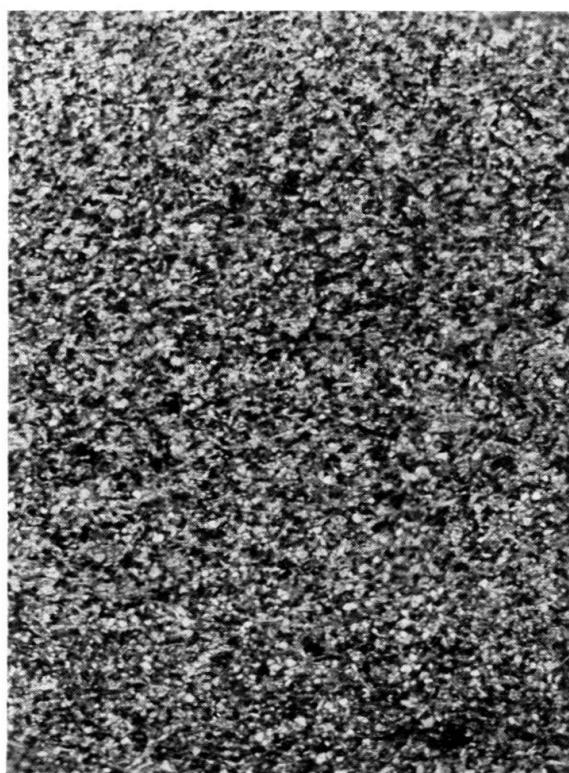


Fig. 21. Staldengraben, niveau 7.
Grossissement 4,5 ×.

Dans la fig. 20, la roche est graveleuse à pseudo-oolithique. Les quartz clastiques y sont relativement abondants. La silice secondaire peut se présenter en granules. Le ciment est de calcite micro-grenue. Les micas sont absents à cause du granoclassement, dont nous parlerons plus bas.

Dans la fig. 21, on voit le fait assez général que le ciment est presque automatiquement grumeleux lorsque les éléments sont très fins. Les quartz clastiques sont rares et la silice secondaire abonde. Les micas sont ici présents et parallèles au plan de stratification. Quant à la structure grumeleuse, L. CAYEUX ne la signale que dans des calcaires purs sans détritiques. Dans le cas présent, on peut admettre que la structure grumeleuse est un phénomène diagénétique qui a affecté le ciment, non plus calcique, mais formé d'une boue calcaire.

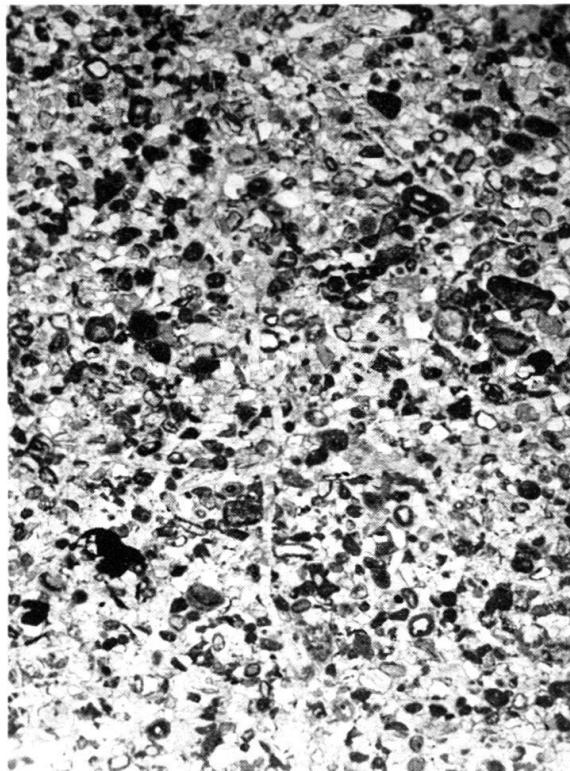


Fig. 22. Staldengraben, niveau 47.
Grossissement 12 ×.

Dans la fig. 22, la roche a un ciment de calcite microgrenue. Les éléments détritiques sont le quartz, les oolithes et pseudo-oolithes, les débris organiques. La taille moyenne des éléments est de $2\text{--}3/10$ mm avec des maxima pouvant atteindre $5/10$ mm. Les micas sont rares et sans disposition parallèle préférentielle. Les auréoles de calcite radiée autour des oolithes sont de formation secondaire car on les trouve également autour de débris d'oolithes.

La fig. 23, représente des laminites au sommet d'un banc granoclassé. Le ciment est hétérogène: calcite en gros cristaux ou en plages microgrenues, ou en amas argilo-calcaire cryptocristallin. Les lits de charbon sont lenticulaires et parallèles à la stratification, ainsi que les micas. Tous ces éléments, par leur nature et leur taille sont aptes à rester en suspension dans une eau agités. C'est la phase pélitique d'un granoclassemement.

La roche de la fig. 24 présente deux faciès: un faciès pseudo-oolithique fin à ciment cristallin et un faciès calcaréo-argileux à détritiques très fins et fortement silicifié. La roche est parcourue de pistes organiques bien visibles sur l'échantillon où l'on peut les suivre. Le remplissage des ces pistes (entouré de points noirs sur la photo) provient d'un matériel qui n'est pas représenté dans l'échantillon, mais qui a son origine dans le niveau sus-jacent.

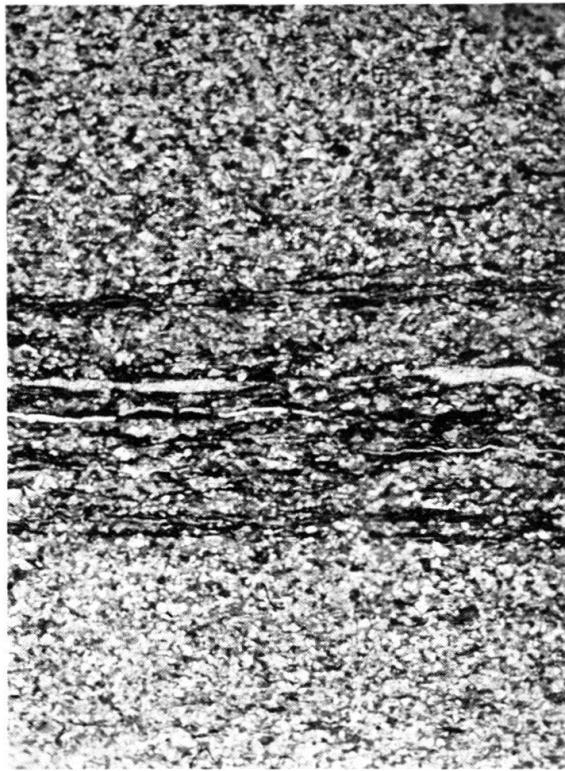


Fig. 23. Staldengraben, niveau 20.
Grossissement 7,5 ×.

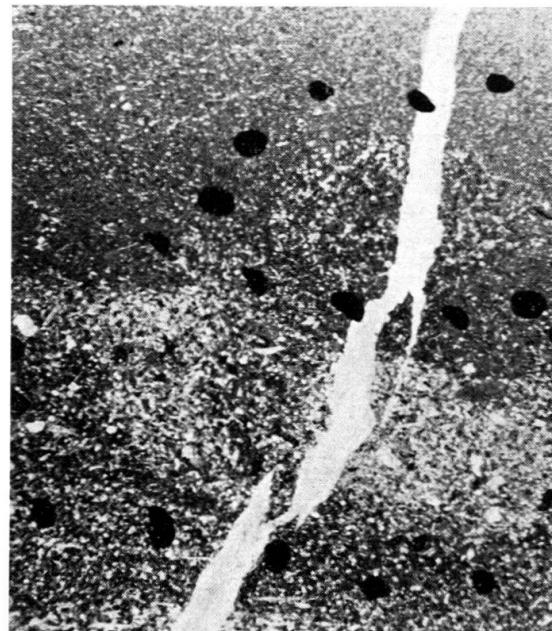


Fig. 24. Staldengraben, niveau 21.
Grossissement 9 ×.

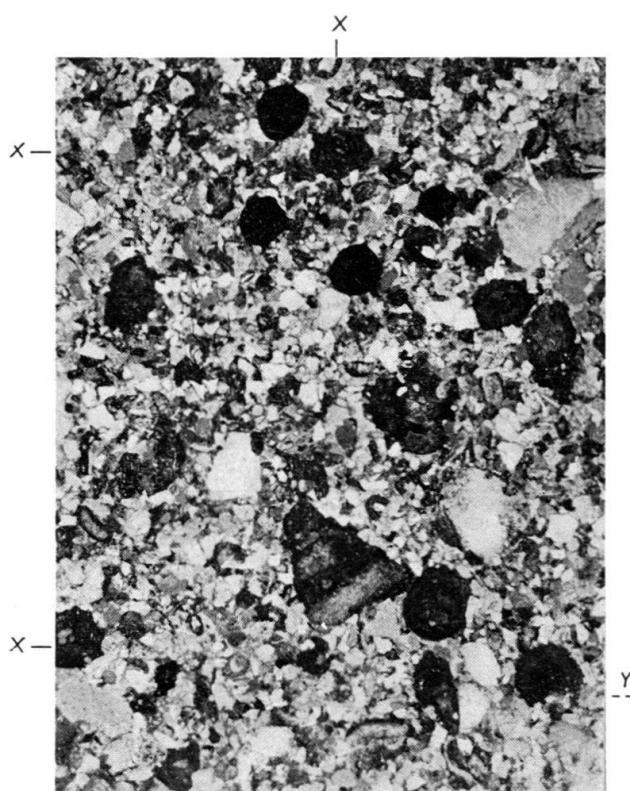
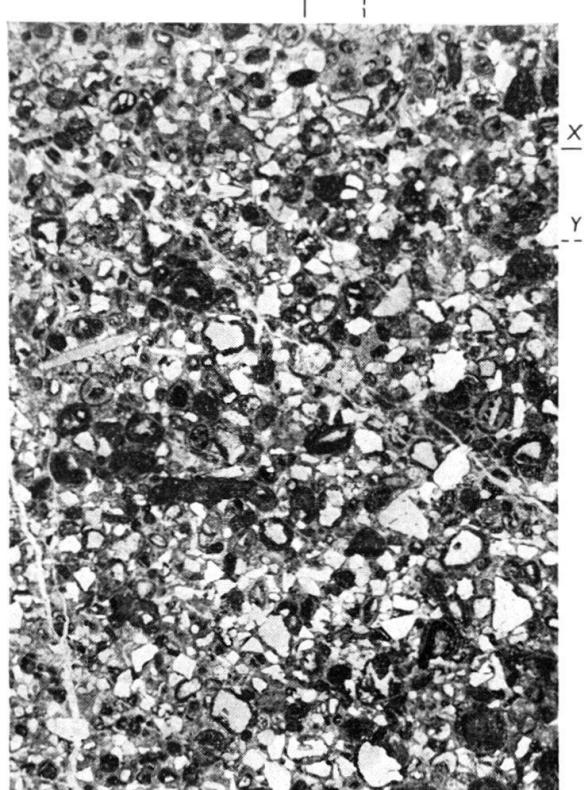


Fig. 26. Staldengraben, niveau 32.
Grossissement 9 ×.

Dans la fig. 25, les oolithes sont très mal conservées, la plupart du temps recristallisées totalement ou en partie, entourées d'une auréole de calcite radiée secondaire. Les pseudo-oolithes sont rares: ce sont de vagues concentrations de matériel calcaréo-argileux. Bien que très altérées, peu d'oolithes sont fragmentées. Les grains de quartz sont exceptionnellement nombreux. Les traces de remaniement les plus précises sont fournies par la liaison de plusieurs éléments entourés d'une couche secondaire (*X*) et l'action corrosive des grains de quartz sur certaines oolithes (*Y*).

Fig. 25. Staldengraben, niveau 68.
Grossissement 9 ×.



Fig. 27. Staldengraben, niveau 19.
Grossissement 9 ×.

Dans les fig. 26 et 27, les phénomènes de remaniement sont manifestes. Les grandes oolithes sont extrêmement corrodées (*X*), pénétrées de grains de quartz et brisées (*Y*), alors que les rares petites sont entières. Dans la fig. 26, le classement est très mal réalisé et de gros fragments sont liés à du matériel

plus fin. Dans la fig. 27, le classement s'est opéré et les fragments sont de même dimension que les éléments entiers. On y constate en outre des remaniements intraformationnels, phénomène peu visible sur ces photographies partielles.

Le faciès microscopique de la roche représentée sur la fig. 36, p. 64, est identique à celui des fig. 26 et 27. Le remaniement est rendu plus évident par les galets de nature différente du reste de la roche. Leur forme en fuseau indique que le sédiment a été remanié à l'état meuble, probablement par l'arrivée d'une masse de détritiques sur des niveaux argileux encore insuffisamment compactés.

2. Groupe à détritiques moyens (Fig. 25, 26 et 27)

Les éléments ont une taille moyenne de $5/10$ mm. Aux grains de quartz peuvent s'ajouter de petits galets. Le ciment est microgrenu. Les oolithes sont plus abondantes mais souvent brisées et corrodées par le remaniement. La faune est également mieux représentée.

Nous voyons apparaître dans ces dépôts moyens les oolithes fragmentées et les restes organiques divers, entiers ou brisés, alors que disparaissent les micas et les débris charbonneux. Tout ceci est la conséquence du classement dimensionnel des éléments dont nous essaierons d'approcher le mécanisme lors des conclusions sédimentaires. D'autre part, des phénomènes évidents de remaniement font leur apparition.

3. Groupe à détritiques grossiers

Le faciès général est formé du même matériel que le groupe précédent c.-à-d. un calcaire détritique à oolithes, pseudo-oolithes et grains de quartz avec des restes organiques. Les éléments ont une taille moyenne variant de $5/10$ à 1 mm, avec des maxima de plusieurs mm.

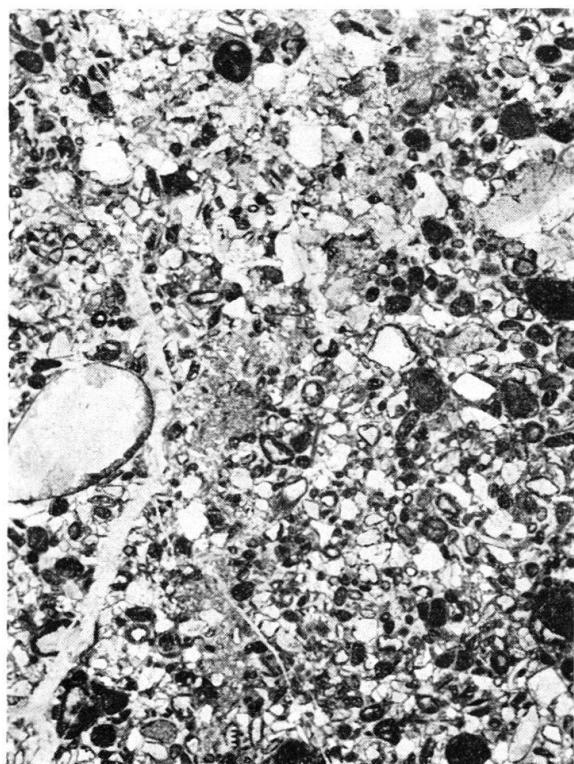


Fig. 28. Staldengraben, niveau 74.
Grossissement 9 ×.

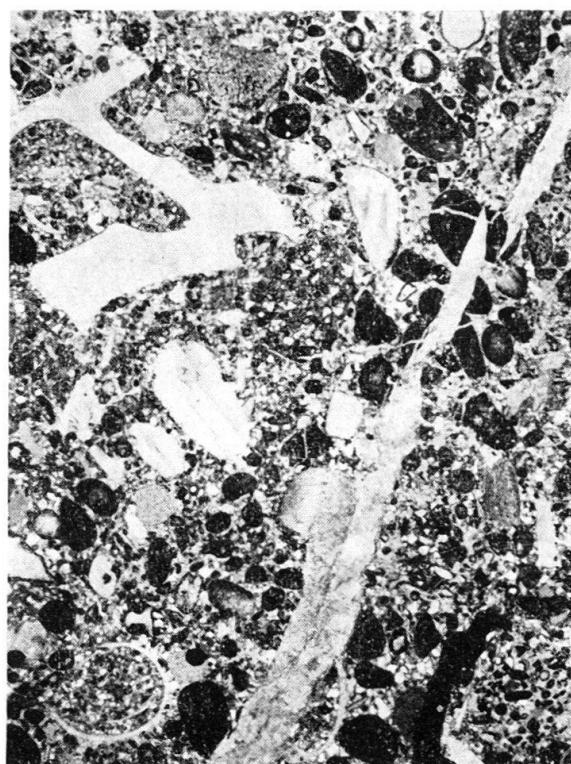


Fig. 29. Staldengraben, niveau 65.
Grossissement 3,75 ×.

Dans la fig. 28, les éléments sont des oolithes, des pseudo-oolithes et du quartz. Bien conservés, ils ne portent pas trace de remaniement. Apparaissent ça et là de gros nodules ayant une taille double de celle des autres éléments. La classement dimensionnel ne s'est pas effectué. Ce faciès est d'ailleurs présent dans un gros banc massif, sans granoclassement.

Dans la fig. 29, les quartz détritiques sont moins abondants, très petits et liés au ciment. Les gros galets sont plus abondants, ainsi que les restes organiques. Les galets sont parfois uniquement l'individualisation d'une partie du matériel de base, comme on peut le voir dans le coin inférieur droit de la photo, au SE du gros trait noir.

Les faciès à éléments grossiers sont extrêmement rares. La majorité se maintient dans les tailles moyenne à fine. La fig. 34 donne, entre les niveaux 13 et 65, 39 et 79 de la coupe, la répartition quantitative des diverses granulométries.

4. Roches non rattachées aux calcaires détritiques

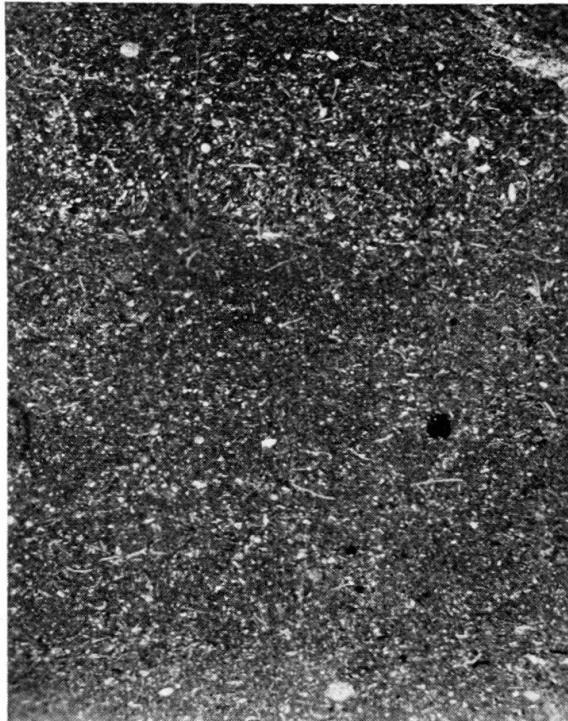


Fig. 30. Staldengraben, niveau 72.
Grossissement 9 ×.

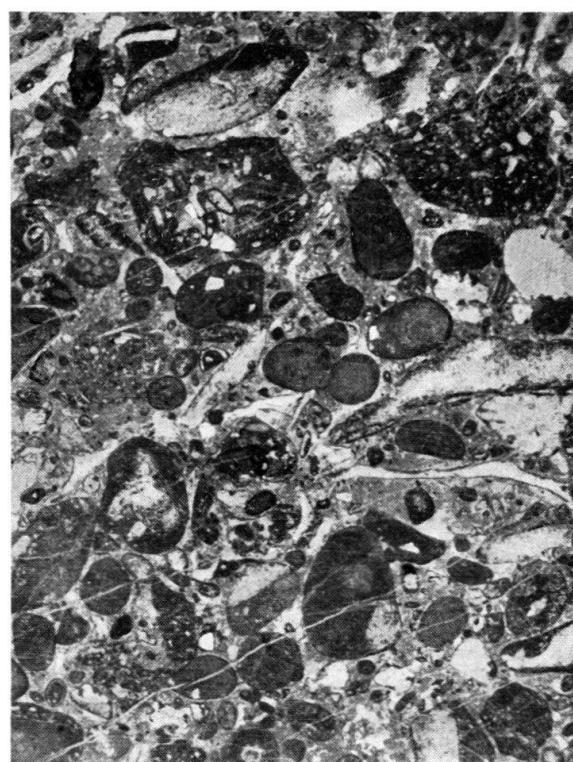


Fig. 31. Staldengraben, niveau 10.
Grossissement 9 ×.

La fig. 30 est l'illustration du calcaire argileux gris-vert que l'on trouve à différents niveaux. Ce sont des calcaires cryptocristallins, d'aspect hétérogène, pélitiques, contenant des filaments d'algues, de la silice secondaire et des traces charbonneuses.

La fig. 31 représente un calcaire oolithique et pseudo-oolithique avec restes organiques. Les pseudo-oolithes sont souvent des débris d'algues roulés. Ce type n'est présent que dans le niveau 10. Il est le seul à ne pas avoir de grains de quartz comme éléments détritiques individuels.

Conclusions

Les éléments constitutifs ne sont pas répartis indifféremment dans les divers types de roches.

Les micas, représentés essentiellement par la muscovite, et les débris charbonneux se rencontrent dans les calcaires argilo-gréseux, les schistes détritiques très fins (pélites) ou les calcschistes. Ils disparaissent dès que la granulométrie du sédiment augmente.

Les oolithes sont rarement belles. La structure concentrique est en général effacée. Lorsqu'elles sont de même dimension que les autres constituants, elles sont entières. Au contraire, lorsque leur taille dépasse celle des autres, elles se fractionnent.

Les grains de quartz peuvent se présenter soit comme constituants de la masse fondamentale (Grundmasse) du sédiment, soit comme élément détritique grossier accompagnant des galets de nature variable.

Les débris de macro-organismes ne se rencontrent que dans un faciès grossier. Les Foraminifères abondent dans les calcaires détritiques moyens et fins. Ils sont absent dans les calcaires argileux et les calcschistes. Ils réapparaissent dans les schistes argileux aux conditions dont nous parlerons au chapitre Microfaune (p. 305). Dans les calcaires détritiques, la microfaune se comporte comme les autres éléments classiques dont elle suit la granulométrie.

Le classement des éléments n'est pas toujours réalisé. Dans les bancs sans grano-classement, la lame mince révèle parfois l'hétérométrie des éléments. Cependant, les éléments peuvent être parfaitement classés dans un banc non granoclassé. Le grano-classement n'est donc pas le seul phénomène à intervenir dans le tri dimensionnel du sédiment.

Les phénomènes de remaniement sont évidents. Les galets mous, montrant encore l'effet d'un déplacement par leur forme en fuseau, et la fracturation des éléments grossiers en sont les principaux effets.

Du point de vue génétique l'étude des lames minces nous indique la présence :

- du remaniement du sédiment;
- du classement dimensionnel des éléments dans la grande majorité des bancs.

Lorsque nous aurons étudié les structures macroscopiques de la coupe, nous pourrons préciser le sens de ce remaniement et de ce classement.

Comparaison avec la zone Sud

Un rapide parallèle avec les observations microscopiques faites dans les calcaires détritiques du Kaiseregg est intéressant. Dans les calcaires détritiques grossiers, les éléments ne présentent aucune trace de remaniement et leur classement n'est pas réalisé. La densité des éléments est aussi plus forte. Pourtant, les éléments constitutifs restent les mêmes. La fig. 32 montre l'aspect général des calcaires oolithiques et pseudo-ooithiques de cette série. Les grains de quartz y sont absents. Ils sont par contre très râpides dans les calcaires fins, graveleux ou grumeleux. D'autre part, les calcaires détritiques à grains de quartz sont de vrais «calcarénites» à éléments calcaires anguleux et d'où les oolithes sont absentes. Dans les calcaires fins et les schistes, on ne trouve jamais de grosses accumulations de micas et de débris charbonneux. Les débris charbonneux forment de véritables lits en interstrates.

En fait, et ceci sera confirmé par la suite, la série de la zone Sud représente, pour un même matériel, des conditions de sédimentation différentes.

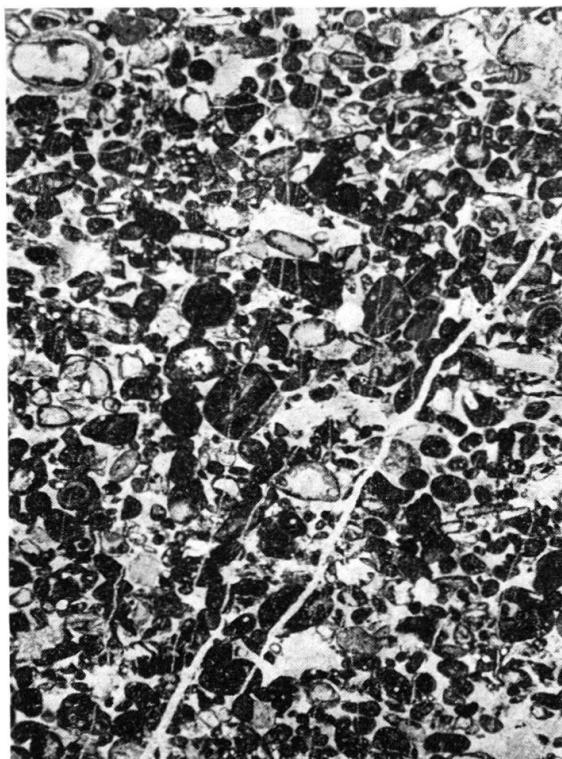


Fig. 32. Coupe du Kaiseregg, niveau 23.
Grossissement 9 ×.

Étude macroscopique de la coupe

La fig. 33 montre le dessin de la succession des faciès avec leurs interruptions

Essais d'analyse séquentielle

La série virtuelle locale

Lorsque la série est uniquement composée de roches détritiques, l'établissement de la série virtuelle basée sur la granulométrie est simple. Mais lorsque la série est faite de roches de type mixte, l'opération est plus délicate. Dans le cas particulier, j'ai utilisé le critère granulométrique pour tout ce qui est détritique en le combinant avec la nature du constituant basal de la roche. Pour cette raison, les calcschistes gréseux sont placés avant les schistes argileux et les marnes. La série virtuelle locale se présente aussi:

1. Calcaires détritiques grossiers;
2. Calcaires détritiques moyens;
3. Calcaires détritiques fins;
4. Schistes argilo-gréseux et laminites à micas et débris charbonneux;
5. Calcschistes gréseux;
6. Schistes argileux et marnes;
7. Calcschistes argileux;
8. Calcaire oolithique et calcaire argileux.

Les faciès de la série virtuelle ont une importance relative très diverse. Les faciès calcaires ne jouent qu'un rôle très minime dès le niveau 13 de la coupe alors qu'ils sont importants à la base. La fig. 34 illustre les épaisseurs respectives des faciès et la cumulation de leurs pourcentages. Des niveaux 1 à 15 (fig. 34 A), l'importance des calcaires est nettement caractérisée et cette courbe n'est pas représentative de la série. Du niveau 13 au niveau 79 (fig. 34 B), la courbe montre que la série est devenue définitivement détritique. Les courbes cumulatives ont été fractionnées, la première allant du niveau 13 au niveau 65, et la seconde du niveau 39 au niveau 79. Dans les deux cas, les quartils et la médiane tombent dans les groupes 2 et 3 de la série virtuelle. L'inflexion de la courbe dans le groupe 5 se retrouve de part et d'autre et l'aspect des courbes est identique. Ces courbes peuvent être considérées comme représentatives de la série depuis le niveau 19 jusqu'au niveau 79.

Du point de vue méthode, les laminites couronnant le sommet d'un banc granoclassé et dont l'épaisseur est mesurée ont été mises dans le groupe 4 de la série virtuelle. Les calcaires détritiques moyens et fins d'un banc granoclassé ont été répartis par moitié de l'épaisseur du banc (moins les laminites) dans les groupes 2 et 3. Le faciès grossier est mesuré à sa valeur réelle.

La courbe lithologique (fig. 33)

Jusqu'au niveau 13, la courbe oscille irrégulièrement sans présenter de séquence. Les niveaux 13 à 14 montrent une première séquence positive simple. Ce genre de séquence, incomplète, est le seul qui soit bien défini dans la courbe. Il est dû au granoclassement des calcaires détritiques. La séquence type, comme celles que l'on peut suivre du niveau 29 au niveau 35, dans le niveau 79, va des calcaires détritiques moyens aux laminites à micas et débris charbonneux. Les niveaux 19 à 20 et 21 présentent une séquence plus complète grâce aux schistes marneux. Ces derniers sont très rares et réduits presque uniquement au rôle de joint. Les bancs granoclassés arrivent les uns sur les autres, en apports massifs et bien définis, se succédant à un rythme suffisamment rapide pour que la sédimentation argilo-calcaire autochtone n'aie pas le temps de se déposer.

Nous pouvons distinguer deux termes d'évolution de la série :

- Les séquences simples représentent les phases actives d'apports de matériel exogène détritique.
- Les oscillations irrégulières sont l'illustration de la sédimentation autochtone parfois troublée par l'arrivée de fins détritiques, par exemple, les calcschistes gréseux ou les schistes argilo-gréseux.

Parfois aussi la courbe est droite et des niveaux de même granulométrie se succèdent.

La série lithologique est donc en partie rythmique et en partie arythmique. Ces rythmes sont cependant très particuliers car ils se réalisent à l'intérieur d'une seule strate et non dans une succession de strates évoluant d'un terme lithologique vers un autre. Le but primordial de la définition de ces rythmes est descriptif, même si l'utilisation peut en être faite pour illustrer des processus génétiques. Il est donc évident que le géologue donnera à la courbe lithologique l'allure la plus favorable à exprimer ce que les autres critères de sédimentation lui ont appris de la série. Il ne faut donc pas

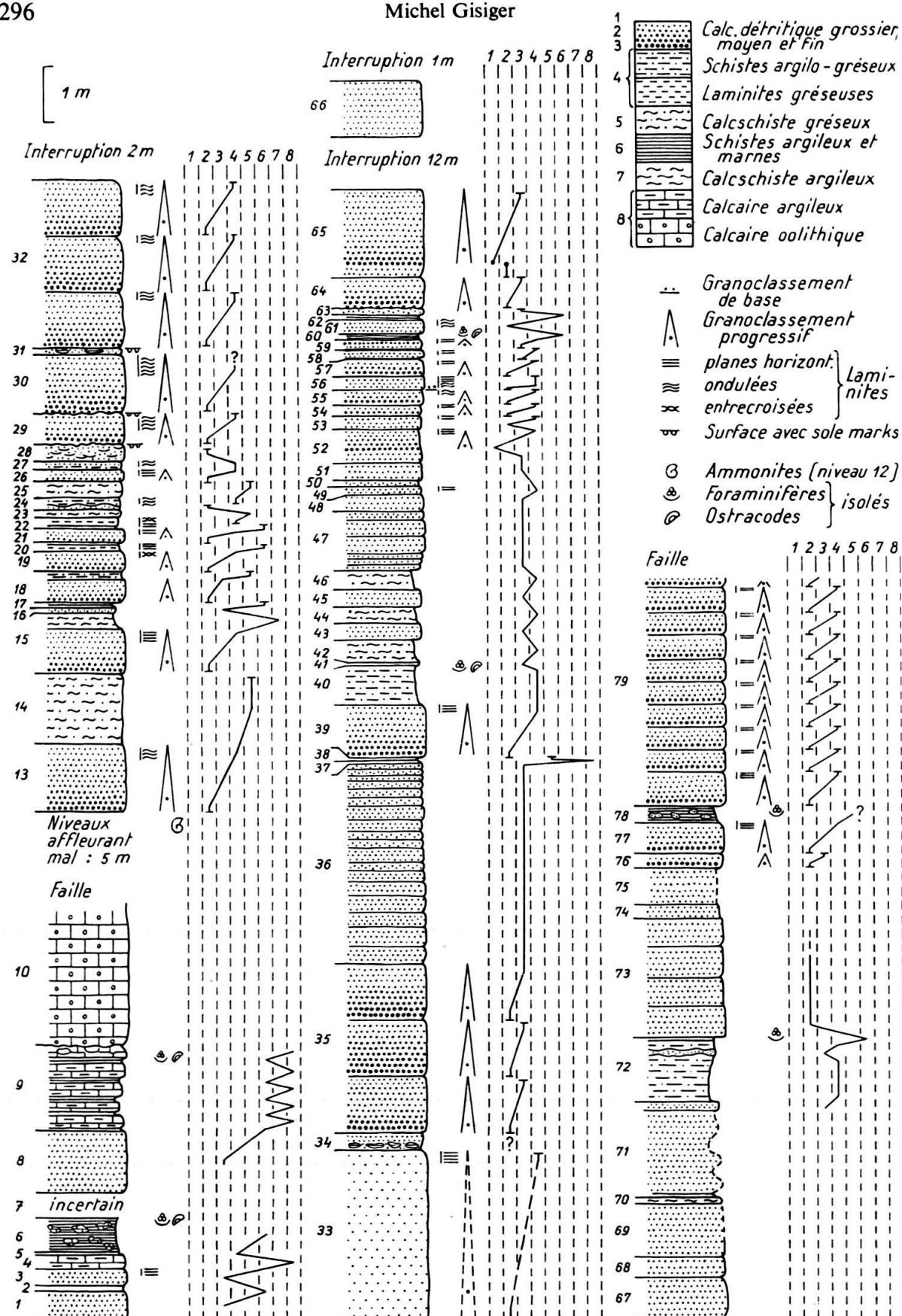


Fig. 33. Coupe du Staldengraben: membre C, zone Nord de l'Anticlinal II.
Succession des faciès et courbe lithologique. Explication dans le texte. Echelle 1:125.

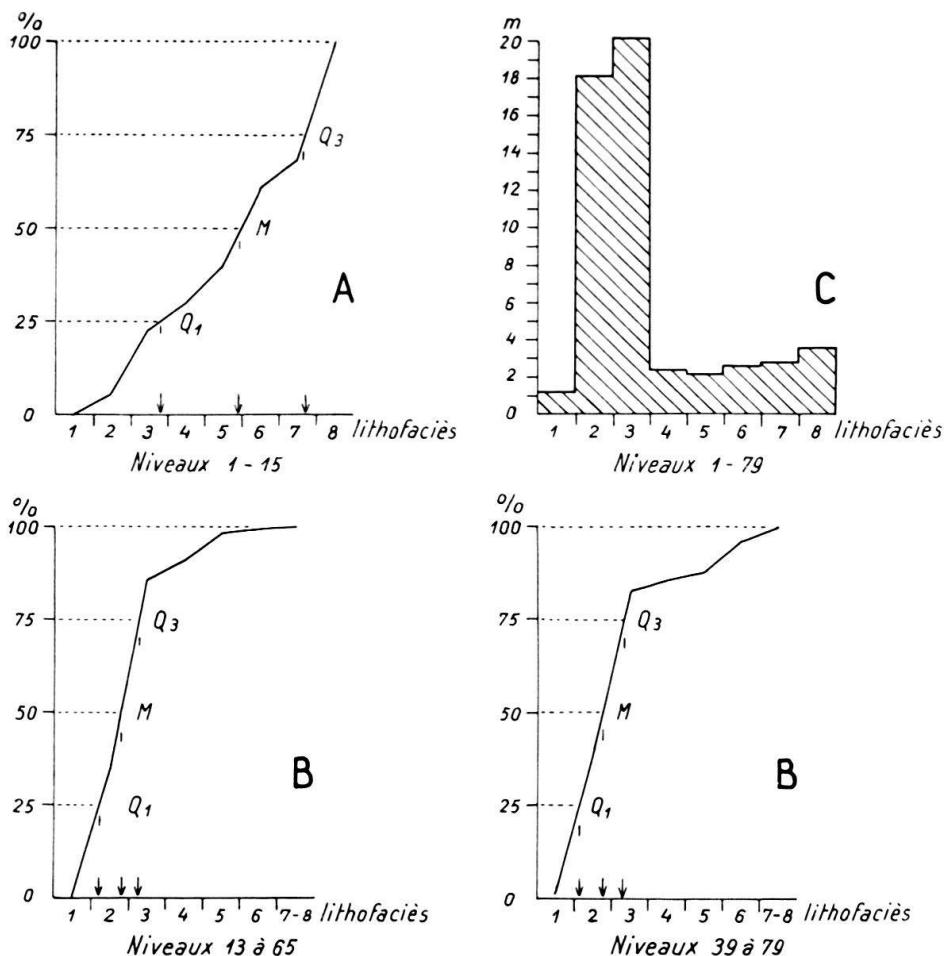


Fig. 34. Coupe du Staldengraben: membre C, zone Nord. A et B: courbes cumulatives des épaisseurs par lithofaciès. C: épaisseur comparée des lithofaciès. Les chiffres 1 à 8 représentent la série virtuelle. Explications dans le texte.

attacher à la courbe un sens trop «évolutif», c.-à-d. génétique, mais plutôt la concevoir comme une expression graphique simple des caractères observés.

La courbe de variation des épaisseurs de strates⁷⁾ (fig. 35)

Cette courbe a été établie pour essayer de voir si la succession des strates de matériel détritique se faisait selon un rythme ou non et de découvrir l'existence d'éventuelles multistrates.

Cette tentative, entre les niveaux 13 à 65, ne donne pas de résultats très positifs. Cependant il est intéressant de constater l'existence de maxima d'épaisseur entre lesquels les dimensions oscillent. Peut-on parler de véritables séquences entre ces maxima? L'analyse montre que, entre eux, le tracé de la courbe n'est pas indifférent. Il peut être simple, complexe ou oscillant.

⁷⁾ Pour la signification des termes utilisés, voir A. LOMBARD (1963).

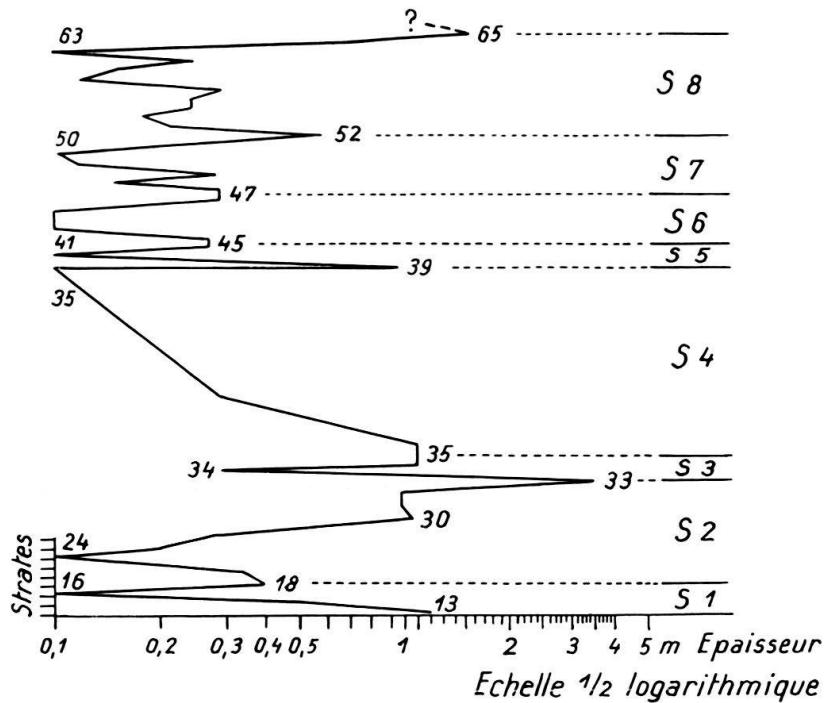


Fig. 35. Coupe du Staldengraben: membre C, zone Nord. Courbe de variation des épaisseurs de strates de calcaire détritique: définition de la multistrate. Explications dans le texte.

Entre les niveaux	la courbe est
13–18 (S1)	négative complexe–positive simple
18–33 (S2)	négative complexe–positive complexe
33–35 (S3)	négative simple–positive simple
35–39 (S4)	négative complexe–positive simple
39–47 (S5 + S6)	négative simple–positive simple
47–52 (S7)	négative oscillante–positive simple
52–65 (S8)	négative oscillante–positive simple

Il est bien difficile d'en tirer une conclusion. Sauf dans S2, la courbe positive est toujours simple tandis que la courbe négative est en général complexe ou oscillante. Les maxima marquent des apports massifs et brutaux, sans phase préparatoire. Après un maximum, ou bien tout le matériel est épuisé alors la courbe négative est simple; ou bien des apports mineurs se succèdent en ordre régressif et la courbe est complexe. Quant à la courbe oscillante de S7 et S8, elle montre une décroissance oscillante des strates. Dans S4, S7 et S8, la diminution de l'épaisseur des strates se fait selon un ordre certain et cette décroissance régulière ou oscillante nous permet de définir l'existence de multistrates dont les couches s'apparentent par la diminution progressive de leur épaisseur à partir d'un maximum.

Structures sédimentaires et stratification

Le granoclassement

Le granoclassement est presque partout présent dans les bancs de calcaire détritique. Il est progressif c.-à-d. réparti sur tout le banc. A de rares exceptions près, la

surface inférieure de la strate est plane. Le sommet est laminé et les laminites peuvent être planes parallèles, ondulées ou entrecroisées.

Deux agents interviennent dans la formation de la granostrate. La partie massive, composée des éléments les plus grossiers, s'est déposée sous l'effet de la simple gravité. Une masse en déséquilibre a glissé sur le fond marin puis s'est déposée après un déplacement au cours duquel s'est opéré le granoclassement. Les laminites qui couronnent ce sédiment contiennent les éléments les plus légers, micas et débris charbonneux, qui se sont déposés sous l'effet d'actions hydrodynamiques car ils ont été transportés en suspension dans l'eau à la surface du sédiment grossier. Si l'eau n'est pas agitée, ils se déposent par décantation simple en laminites planes parallèles. Si elle est agitée, alors elles s'ondulent, s'entrecroisent, donnant les figures typiques que nous connaissons dans les sédiments soumis à l'action dynamique de l'eau. Les laminites ne sont pas toujours présentes au sommet de la granostrate, soit parce qu'elles n'ont pas eu le temps de se déposer, soit parce que le sédiment primitif ne contenait pas d'éléments impondérables. D'autre part, tous les bancs de calcaire détritique ne sont pas granoclassés. Pour qu'il y ait granoclassement, il faut que le sédiment original contienne des éléments hétérométriques ; ce n'est peut-être pas toujours le cas. Les lames minces des bancs non granoclassés présentent également des effets du remaniement.

Tous les calcaires détritiques proviennent d'un sédiment déplacé de son lieu de formation vers une zone de dépôt adjacente. C'est l'ampleur de ce déplacement qui est difficilement estimable.

Le «fond autochtone» de la sédimentation à l'endroit où s'est déposée la série est calcaréo-argileux. Il est représenté par les bancs de calcaire argileux vert et les schistes argileux qui peuvent accidentellement contenir des détritiques très fins de même origine que le matériel des granostrates. La distinction se confirme par la microfaune, comme nous le verrons, différente dans les bancs de calcaires détritiques et dans les schistes argileux sans détritiques.

La stratification

Entre les bancs de calcaire détritique les joints sont rares. C'est l'indice d'une sédimentation très rapide où les phases actives se suivent sans interruption majeure. C'est le cas, par exemple, des niveaux 32 à 37. Le rythme saccadé de la sédimentation est souligné, par l'allure segmentée de la courbe lithologique.

Au contraire, entre les niveaux 37 et 47, nous avons un passage progressif des calcaires détritiques aux schistes et calcschistes. Ces phases passives de dépôt autochtone dénotent par leur ampleur un ralentissement dans les apports exogènes. Il en va de même avec la présence de calcschistes et de schistes entre les niveaux granoclassés de 13 à 28.

Phénomènes accessoires

Les niveaux 31 et 34, de calcaires détritiques, ont des galets calcaréo-argileux remaniés à leur base (voir fig. 36). Ces galets ne sont rien d'autre que la couche de sédiment autochtone, non encore compactée, qui a été arrachée par la vague des détritiques en reptation sur le fond de la mer. Les remaniements de cette sorte pour-

raient expliquer la disparition d'une partie des joints. Il sont l'indice d'un déplacement lent du sédiment, qui a permis la conservation de ces galets. Dans le cas contraire, ils auraient été pulvérisés.

Le niveau 24 présente une surface ondulée de calcaire détritique recouverte de laminites à micas et débris charbonneux qui, planes parallèles à la base, s'ondulent dans la partie supérieure. Le matériel détritique s'est déposé alors qu'un fort courant faisait sentir son action en ondulant sa surface supérieure. La force du courant ayant diminué, les impondérables ont pu se déposer.

Le niveau 28 présente une structure très particulière. Des lits argileux parcouruent la roche et s'intercalent irrégulièrement dans la masse détritique. En outre les débris charbonneux et les micas sont restés. Il est probable que nous avons un stade primaire de différenciation au cours de l'écoulement du sédiment dont les impondérables n'ont pu se libérer.

Les remaniements intraformationnels, signalés dans les microfaciès sont la conséquence de la mobilité individuelle des éléments constitutifs de la masse en reptation.

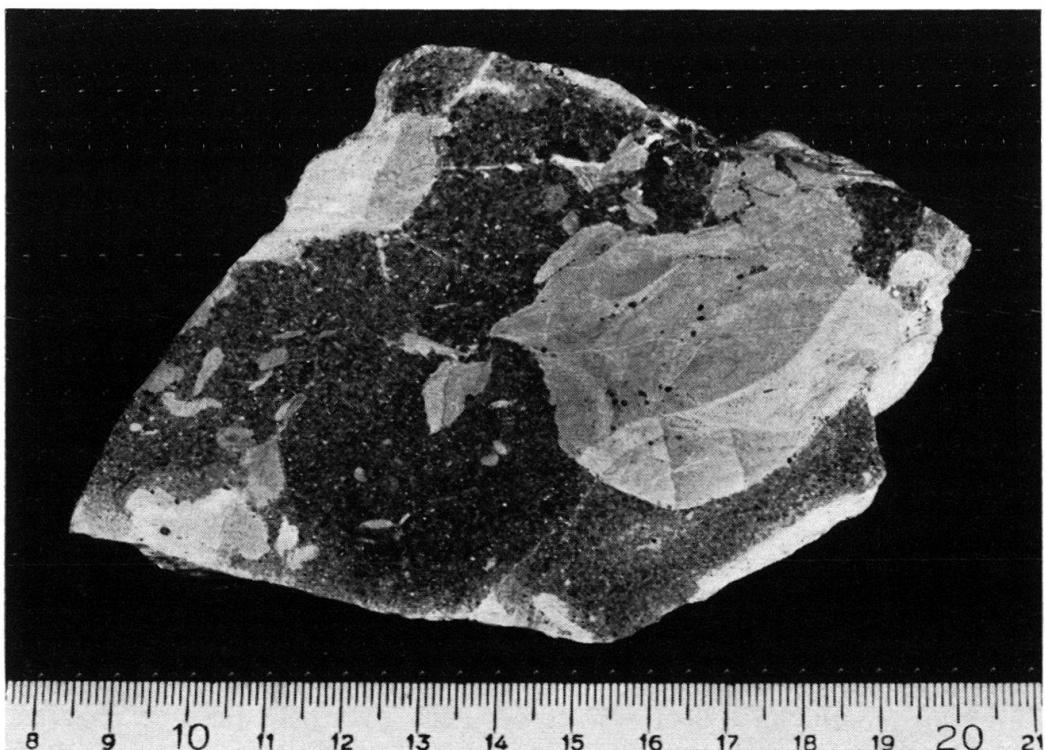


Fig. 36. Coupe du Staldengraben, niveau 34 du membre C. Calcaire détritique à galets mous remaniés.

Définition de cette série

Notre série présente de nombreuses analogies avec le Flysch. Comme lui, c'est un faciès de remplissage de «bassin», avec le régime qu'implique ce genre de sédimentation: le granoclassement des détritiques, les laminites, les multistrates, les rides, les remaniements, etc. La stratification et les structures nous rapprochent du Flysch. La lithologie même n'en est pas très éloignée. Cependant ce faciès est daté du Bathonien et ne peut donc être considéré comme une formation accompagnant une orogénèse.

D'autre part, son lieu de dépôt n'a rien de commun avec les bassins résiduels du front ou de l'intérieur d'une chaîne en voie d'exondation. C'est une simple dépression, peut-être très locale, au front d'une plateforme individualisée par la zone Sud.

Le fait que notre sédiment n'est pas en liaison avec une phase orogénique et la situation paléogéographique de notre «bassin» nous interdisent de parler de Flysch, c.-à-d. d'orogénite. Comme il en possède certains caractères, nous pouvons utiliser le terme de «pseudo-orogénite» créé par A. LOMBARD pour désigner justement les séries ayant des affinités avec le Flysch, sans en être.

Zone Sud de l'Anticlinal II

Dans le flanc interne de l'Anticlinal II affleure une épaisse série de calcaires et de calcschistes dont la nature est approximativement la même que celle de la série de la zone Nord. Si la composition pétrographique est comparable, la stratification et les conditions sédimentaires sont différentes.

La série a une épaisseur de 350–400 m. et de grosses assises massives contrastent avec les étendues de calcschistes.

Limites lithologiques et biostratigraphiques

La limite inférieure est tracée à l'apparition des premiers niveaux de calcaire oolithique et pseudo-oolithique surmontant les calcaires à *Zoophycos* et les schistes du membre précédent. Au Seelihäuser (coord. 589,92/166,45), dans un niveau de calcschistes gréseux situé au-dessus des premiers bancs oolithiques, j'ai trouvé:

Lamellaptychus bajociensis TRAUTH

du Bajocien moyen et supérieur.

La base de la série se trouve donc encore dans le Bajocien. La limite inférieure du faciès n'est pas synchrone du Nord au Sud et les niveaux gréseux de la base de la coupe du Staldengraben sont absents ici.

La limite supérieure est faite d'une série de petits bancs de 10–20 cm de calcaire graveleux à quartz détritique, auxquels se superposent les calcschistes argileux du membre D. Dans ce complexe, au-dessus de la Riggisalp, j'ai trouvé:

Choffatia subbakeriae D'ORB.

qui va de la zone à *Tul. subcontractus* à la zone à *Cl. discus*, c.-à-d. tout le Bathonien sup., pour W.J. ARKELL (1951–1958). CORROY (1932, p. 135) cite un exemplaire de cette forme dans le Callovien inférieur et J. v. der WEID (1962, p. 587) attribue sans autre *Ch. subbakeriae* à la zone à *Macrocephalites macrocephalus*. ARKELL démontre cependant que la forme décrite par CORROY diffère essentiellement de celle de D'ORBIGNY, et ne peut lui être assimilée. Je garde donc l'interprétation de ARKELL, sous réserve d'une erreur de détermination, toujours possible.

Affleurements et extension du faciès

Du Zibegg à l'arête de Ritzelenen, le faciès affleure tout au long des pentes de la chaîne. Si son sommet est toujours visible, sa base ne l'est qu'à quelques endroits: – sur le Seeligrat, au SE du Seelihäuser, – sur l'arête fermant à l'W la vallée de la Riggisalp et son prolongement dans le Teuschlismad, – au Sud de Untere Neuschels, pt. 1635,5 et pt. 1682, – sur l'arête de Ritzelenen.

Les véritables affleurements, comprenant une suite de bancs, sont situés dans les dévaloirs d'éboulis qui creusent un sillon au flanc de la montagne. J'ai effectué trois coupes dans ces dévaloirs: sous le Kaiseregg, dans le Steinritz et sous le Teuschlismad. Je donnerai la description de la plus longue: celle du Kaiseregg. Il est inutile de répéter ces suites de termes semblables, monotones, qui n'apprendraient rien de plus au lecteur sur la nature de ce complexe, invariable dans tout le flanc de l'Anticinal II.

Coupe du Kaiseregg

La coupe débute aux premiers gros niveaux oolithiques. Si l'on suit ces niveaux vers le Sud, on remarque qu'ils sont situés à environ 10 m au-dessus de la base de la série.

1. Calcaire oolithique et pseudo-oolithique grossier, en bancs de 30–40 cm. Ciment de calcite grenue. Microfaune	4,90 m
2. Calcaire grumeleux et graveleux, avec fantômes d'oolithes. Ciment cryptocrystallin calcaréo-argileux. En bancs de 10 cm	0,80 m
3. Idem niv. 1	0,18 m
4. Idem niv. 2	1,10 m
5. Idem niv. 1	0,20 m
6. Calcschiste argilo-gréseux, avec très petits quartz détritiques. Pyriteux	1,70 m
7. Calcaire oolithique brun, grossier	0,65 m
8. Idem niv. 6	3,00 m
9. Calcaire oolithique et graveleux, à oolithes altérées et recristallisées. Rares grains de quartz	2,25 m
10. Idem niv. 6	0,55 m
11. Un banc de calcaire argileux brun. Très nombreux petits restes organiques calcitiques et des nodules présentant une orientation optique uniforme (croix noire)	1,40 m
12. Idem niv. 6 avec des passées compactes idem niv. 11.	8,90 m
13. Calcaire graveleux grossier, rougeâtre, contenant quelques oolithes altérées. La couleur est donnée par l'abondance de pyrite oxydée. Microfaune	0,40 m
14. Calcaire graveleux fin et grumeleux par endroits, avec quelques oolithes altérées. Ciment calcitique	0,40 m
15. Idem niv. 6 avec passées compactes idem niv. 11. à 26,50 m de la base, un banc lenticulaire de calcaire pseudo-oolithique, 0,20 m; à 44,60 m, un banc à oolithes et pseudo-oolithes pyriteuses avec de la microfaune et des restes de macroorganismes. Ces éléments sont irrégulièrement répartis dans le ciment. Ep. 0,20 m	53,20 m
16. Calcschistes argileux gris, sans quartz. Contient encore quelques petites lentilles oolithiques	4,00 m
17. Idem niv. 6	20,80 m
18. Calcaire oolithique et pseudo-oolithique avec grains de quartz. Ciment calcitique	0,28 m
19. Idem niv. 6 avec des lits de charbon à la base. Petites lentilles oolithiques	1,54 m
20. Calcschistes très gréseux	0,21 m
21. Calcaire graveleux et oolithique à quartz. Microfaune	0,95 m

22. Complexe de calcschistes argileux, gréseux, variables	1,05 m
23. Calcaire oolithique fin à quartz	0,33 m
24. Idem niv. 6	3,70 m
25. Idem niv. 23	0,30 m
26. Idem niv. 6	26,10 m
27. Trois bancs de calcaire graveleux et gréseux. Ciment calcitique. Joint de marnes gréseuses avec lits de charbon	2,15 m
28. Idem niv. 6	21,00 m
29. Calcaire gréseux à ciment calcaréo-argileux, parfois grumeleux. Monostrat irrégulièrement divisée	2,00 m
30. Idem niv. 6 avec lentilles oolithiques	27,60 m
31. Idem niv. 29	1,60 m
32. Idem niv. 6 avec lentilles oolithiques	39,10 m
33. Calcaire oolithique, pseudo-oolithique à grains de quartz. Ciment de calcite grenue. Faune abondante. Bancs: $2 \times 1,20$ m, $7 \times 0,30$ m et 1×2 m.	6,50 m
34. Idem niv. 6	3,60 m
35. Idem niv. 33 avec faune abondante	5,10 m
36. Idem niv. 6 avec un banc oolithique à 9,50 m de la base, et de petites lentilles oolithiques	13,20 m
37. Alternance de calcschistes argileux et de calcaire graveleux à quartz abondant	3,10 m
38. Bancs de 10–20 cm de calcaire graveleux et gréseux. Joints de schistes argileux	1,60 m
39. Succession de bancs de 20–50 cm de calcaire graveleux et griséus fin. Joints schisteux	8,40 m
40. Calcarénite gréseuse avec oolithes et pseudo-oolithes, débris calcitiques anguleux. Faune abondante	3,65 m
41. Idem niv. 6 avec de petits bancs compacts (10–15 cm) de calcaire griséus ou oolithique	36,60 m
42. Un banc de 50 cm et les autres de 10–12 cm de calcarénite griséuse fine	3,80 m
43. Quelques décimètres de calcschistes argileux gris puis interruption sur 1,90 m	0,00 m
44. Idem niv. 6	1,50 m
45. Calcaire grumeleux très fin	0,48 m
46. Calcarénite idem niv. 42	0,50 m
Interruption	2,00 m
47. $0,18 + 3 \times 0,15 + 1$ m: 5 bancs de calcaire griséus fin	1,63 m
48. Deux bancs de calcaire oolithique brun. Joint schisteux	0,61 m
49. Bancs de 10–20 cm de calcarénite griséuse fine	1,75 m
50. Deux séquences comportant un classement des éléments: Base: Banc de calcarénite griséuse moyenne. Milieu: Calcarénite fine à tendance graveleuse. Sommet: Calcschiste grumeleux à très fins quartz.	2,25 et 2,10 m
51. Séquence semblable aux précédentes, mais les schistes argileux succèdent encore aux calcschistes	4,35 m
52. Un banc de 60 cm et d'autres de ± 10 cm de calcaire grumeleux fin à débris calcitiques et quelques quartz	2,45 m
Interruption	1,00 m
53. Calcschistes argileux gris. Contiennent en proportion variable des débris calcitiques anguleux ou sphériques (croix noire) et filaments d'algues	43,20 m
54. Calcschistes argileux verdâtres à altération jaune. C'est la première apparition du faciès qui formera le membre D	12,55 m
55. Bancs de 30–40 cm de calcaire argileux à fins débris calcitiques. La couleur et le faciès en lames minces sont les mêmes que dans le niv. 54	6,80 m
56. Calcaire graveleux et griséus fin, avec quelques oolithes. En petits bancs (10–15 cm)	6,45 m
57. Calcaire graveleux fin épigénisé par la silice à sa partie supérieure ce qui donne un niveau de silice de 2 cm	0,20 m
58. Calcschistes argilo-griséus gris-bruns	0,20 m
59. Quatre successions de calcaire graveleux et griséus se terminant par un banc de calcaire oolithique clair	7,40 m

60. Silex	0,03 m
61. Une succession idem niv. 59. Microfaune dans les calcaires graveleux	4,70 m
62. Calcaire argileux idem niv. 55	0,50 m
63. Calcaire graveleux et gréseux fin, à lentilles de silex	0,43 m
64. Calcschistes argileux idem niv. 54, avec silex	0,34 m
65. Calcaire oolithique beige	0,12 m
66. Calcaire argileux verdâtre avec petits moules de Brachiopodes; rognons de silex	0,45 m
67. Petits bancs (10–15 cm) de calcaire graveleux et gréseux fin. Contient une grande quantité de silex	2,00 m
Même faciès mais en bancs de 30–40 cm et sans silex.	2,25 m
68. Calcaire graveleux à galets et quartz, prenant localement l'aspect d'un microconglomérat. Microfaune abondante	1,85 m
69. Calcschistes argileux idem niv. 54	1,90 m
70. Deux bancs de calcaire graveleux et gréseux fin	0,50 m
71. Calcschistes argileux verdâtres à altération jaunâtre, semblables aux niv. 54, 64 et 69. C'est l'installation définitive du faciès du membre D. Epaisseur totale	430,00 m

Lithologie générale

La lithologie est assez peu variée.

1. *Les calcaires* sans détritiques sont grumeleux ou graveleux dans leur grande majorité. A la base de la série seulement, on trouve les bancs massifs de calcaire oolithique et pseudo-oolithique. Les oolites y sont l'élément essentiel tandis qu'elles ne sont plus qu'un élément constitutif minoritaire dans les calcaires détritiques. On ne reconnaît qu'un seul niveau de calcaire argileux. Ces roches représentent le 2 % du total de la série (fig. 37).

2. *Les calcaires détritiques* sont abondants. Les plus fins sont des calcaires grumeleux contenant des quartz, des oolites, de petits galets et des débris organiques. Quand la granulométrie augmente, les éléments sont entourés de calcite grenue. De vrais calcaires gréseux font leur apparition et le quartz clastique y est si abondant que l'on peut presque parler de grès. Les calcarénites, à nombreux débris calcitiques anguleux et quelques quartz, ne sont pas rares. C'est dans les détritiques grossiers que la faune abonde. Ce faciès forme 21 % de la série (85 % dans le Staldengraben).

3. *Les calcschistes argilo-gréseux* forment la grande majorité du dépôt: 69 %. Ce sont de vastes complexes, sans stratification apparente, avec un débit en prismes polygonaux plus ou moins réguliers. Ce débit particulier est dû à la présence d'un clivage secondaire perpendiculaire au plan général de stratification de la série. Les calcschistes sont invariablement composés d'une masse calcaréo-argileuse, uniforme ou grumeleuse, contenant de nombreux petits quartz et de très fins débris calcitiques. Ils peuvent se présenter sur plus de 30 m sans aucune variation. La pyrite y abonde.

4. *Les calcschistes argileux* ne font leur apparition qu'au sommet de la série. Ils ont déjà en grande partie le faciès qui prédominera dans le membre suivant: vert à altération jaunâtre, tachés de rouille. C'est le 7,5 % du total.

5. *Les lits de charbon* ne sont pas rares. Ce sont de petits niveaux de quelques millimètres s'intercalant entre les bancs. On ne trouve pas de schistes à débris charbonneux comme au Nord.

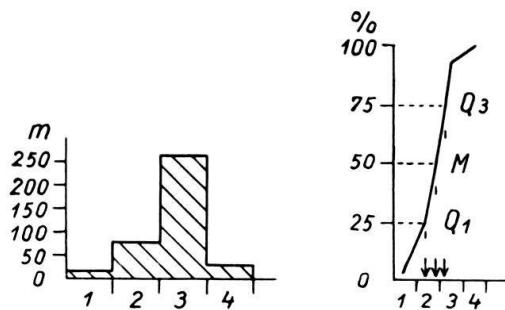


Fig. 37 Coupe Kaiseregg: membre C, zone Sud. Graphiques de la répartition des faciès. 1 calcaires grumeleux ou graveleux, sans quartz clastique, mais à caractère détritique; 2 calcaire détritique franc; 3 calcschistes argilo-détritiques; 4 calcschistes argileux.

Stratification. Les faciès se présentent en complexe épais, soit une série de bancs compacts, soit une série de calcschistes. On ne peut suivre une assise de bancs détritiques le long du flanc interne de l'Anticinal II. Ces assises sont lenticulaires sur de grandes distances et se relaient mutuellement à des niveaux différents. La corrélation exacte entre les coupes n'est pas possible.

Structures sédimentaires. Aucune structure n'a été observée. Nous n'avons aucune granostrate. Le seul classement est fait de la succession de strates de granulométrie décroissante, mais unique pour chacune d'elles. Seuls les niveaux 50 et 51 présentent ce genre de séquence.

Microfaune du membre C

Il est nécessaire de faire la distinction entre la microfaune des bancs de calcaires détritiques et celle des niveaux argileux où elle a pu être isolée. Pour les bancs détritiques, la faune est semblable dans les deux régions du terrain. Il en va autrement de la faune isolée. Dans la zone Sud, aucune désagrégation n'a fourni de la microfaune. Le matériel y est dur et les niveaux de marnes ou de schistes argileux tendres, propices à la microfaune, y sont absents. C'est donc uniquement dans la zone Nord que des Foraminifères et des Ostracodes ont pu être isolés.

Microfaune des lames minces des calcaires détritiques⁸⁾

Ces faciès se sont révélés riches en faune, malheureusement peu typique. La détermination des organismes a été effectuée par W. MAYNC sur quelques lames que je lui ai confiées et qu'il a eu l'amabilité de parcourir. Je l'en remercie.

En plus de nombreux restes de Crinoïdes, d'Echinides, de Gastéropodes, nous avons:

- Textularidae (très abondants)
- Ophthalmidiidae
- Spirophthalmidiidae

⁸⁾ Les formes les plus importantes de cette microfaune sont illustrées par microphotographies dans le manuscrit original déposé à l'Institut de Géologie de Fribourg. Voir aussi pl. I.

- Valvulinidae
 Lituolidae
 Miliolidae
 Verneuilinidae
Gaudryina sp.
Bigenerina sp.
Spiroptalmidium sp.
Marsonnella sp.
Protopeneroplis striata WEYENSCHENCK
Nautiloculina oolithica MOHLER
Labyrinthina mirabilis WEYN.
Pfenderina neocomiensis PFENDER
Pfenderina trochoidea SMOOT et SUGDEN
Pseudocyclamina lituus Yok. forme a MAYNC
Trocholina sp.
Trocholina alpina LEUP.
Trocholina palastinensis HENSON
Trocholina elongata LEUP.
Trocholina conica SCHLUMBERGER (?)

Un organisme problématique a été confié à M. E. GASCHE qui l'a montré à MM. REICHEL et BRÖNNIMANN. Ces spécialistes en font un membre de la famille des Acervulinidae. Quelques algues ont pu être déterminées par G. F. ELLIOTT:

- Dasycladacées
Uragiella
Cayeuxia cf. *piae* RECH-FROLLO
Solenopora jurassica LEMOINE

Résultat stratigraphique

Cette faune n'est pas caractéristique du Bathonien, même si la plupart des formes débutent dans cet étage.

Pfenderina neocomiensis va du Bathonien au Neocomien, *Protopeneroplis striata* est connue dans le Dogger et le Malm du Tyrol, de même en Israël. *Nautiloculina oolithica* se trouve dans l'Oxfordien du Jura, dans tout le Dogger du Proche-Orient. *Pseudocyclamina lituus* va du Bathonien au Malm.

Seule *Trocholina conica* est restreinte au Bathonien. Sa détermination n'est cependant pas tout-à-fait certaine car il manque toujours le dernier tour dont un prolongement recouvre l'ombilic. Les sillons périombilicaux sont bien marqués. Le test est «peu résistant à l'usure» (REICHEL 1955, p. 398) et, comme ces organismes ont été remaniés, il est mal conservé.

La microfaune isolée

C'est uniquement dans les niveaux de marnes ou de schistes argileux de la coupe du Staldengraben (zone Nord) que cette microfaune a été isolée. Ces niveaux sont en fait des joints de strates, des phases passives ou, comme nous l'avons vu plus haut, le fond de la sédimentation autochtone dans le bassin où aboutissaient les écoulements de détritiques.

Cette faune est pauvre et j'y vois deux raisons:

- Ces phases de dépôt autochtone sont brèves et pas toujours calmes. Les niveaux sont en général minces et l'on distingue, dans les plus épais, des galets de remaniement. Dans un laps de temps trop court et une agitation continue, la microfaune ne pouvait se développer aisément.
- Le faciès de ces marnes est trop argileux. «On peut établir comme règle que les marnes peu solides, riches en calcaire, contiennent des faunes riches en Foraminifères» (K. FRENTZEN 1941). Or notre matériel est très argileux. De plus il contient de nombreux moules pyritisés de petits Gastéropodes et Lamellibranches indiquant un milieu réducteur.

En outre les tests ne sont pas toujours bien conservés ce qui rend la détermination difficile.

Description de la faune

La difficulté d'établir les synonymies dans une littérature dispersée concernant des formes dont la classification n'est pas claire est la première difficulté que rencontre le non-spécialiste qui cherche à déterminer ces faunes. Toutes les déterminations qui suivent ont été faites en tenant compte le plus possible de la synonymie pour autant qu'elle me fut livrée par la littérature. Dans ce cas, j'ai utilisé le terme le plus récent. Pour chacune des espèces déterminées, j'ai établi des références quant à la figuration et à la description chez les auteurs consultés. Citer ces références est en dehors du cadre de ce travail. Un spécialiste trouvera certes des remarques à formules sur la méthode de travail et sur les déterminations. Cependant, il est difficile, dans le cadre d'une thèse, de dominer un aussi ample sujet.

Le numéro de l'échantillon et le niveau auquel il correspond dans la coupe du Staldengraben sont portés devant la liste de faune:

279, niv. 6: *Bairdia* aff. *hilda* JONES = *Ostracode* 6 LUTZE

Cytherella sp.

Lenticulina quenstedti GUMBEL = *Lenticulina plexus polonica* WISNIEWSKY

Lenticulina polypora GÜMBEL

Lenticulina münnsteri ROEMER

Lenticulina cf. *münsteri* R.

Lenticulina cultrata MONTFORT

Lenticulina acutiangulata TERQUEM

Lenticulina tricarinella REUSS

Planularia anceps TERQUEM

Planularia crepidula FIC. et MOH.

Planularia beierana GÜMBEL

Planularia filosa TERQUEM

Frondicularia frankei CUSHMAN

Reophax horridus SCHWAGGER

Reophax polyoides DEECKE

Reophax sp.

Lagena apiculata REUSS

Cornuspira

280, niv. 7: *Lenticulina subalata* REUSS

Lenticulina sp.

- 284, niv. 9: *Lenticulina quenstedti* GÜMBEL = *Lenticulina plexus polonica* WISN.
Lenticulina münsteri ROEMER forme A
Lenticulina polypora GÜMBEL
Lenticulina münsteri ROEMER
Lenticulina sp.
Reophax horridus SCHWAGGER
Reophax polyeides DEECKE
Lingulina cernua BERTHELIN (?)
Globulina laevis SCHWAGGER
Webbelinoidea (?)
Marginulina sp.
- 300, niv. 40: *Astacolus prima* D'ORB.
Lenticulina tricarinella REUSS
Lenticulina polypora GÜMBEL
Lenticulina quenstedti GÜM. = *Lenticulina plexus polonica* WISN.
Lenticulina acutiangulata TERQUEM
Lenticulina varians BORNEMANN forme *recta* FRANKE
Lenticulina münsteri ROEMER
Lenticulina quenstedti GÜMBEL var. II = var. B CIFELLI
Valvulina conica PARKER et JONES (?)
Lagena globosa MONTAGU
Globulina laevis SCHWAGGER
Reophax sp.
Dentalina sp.
Eoguttulina liassica STRIKLAND
Débris de *Ammobaculites* (?)
- 303, niv. 60: *Bairdia* sp.
Lenticulina münsteri ROEMER
Lenticulina quenstedti GÜMBEL var. I = var. A CIFELLI
- 309, niv. 72: *Lenticulina* sp.
Lenticulina münsteri ROEMER
Lenticulina münsteri sowerbii SCHWAGGER
Lenticulina quenstedti GÜMBEL var. II = var. B CIFELLI
Textularia jurassica GÜMBEL (?)
- 311, niv. 78: *Lenticulina* cf. *culturata* MONTFORT
Lenticulina polypora GÜMBEL
Lenticulina quenstedti GÜMBEL var. I = var. A CIFELLI
Lenticulina münsteri ROEMER
Lenticulina tricarinella REUSS
Astacolus radiata TERQUEM

Résultat stratigraphique

L'Ostracode *Bairdia hilda* JONES = *Ostr. 6* LUTZE apparaît au Bathonien et, sur notre coupe, permet de préciser la base de cet étage: le niveau 6, où elle apparaît, est à un peu plus de 2 m du dernier niveau à microfaune du Lias sup.-Bajocien. Aucune indication biostratigraphique ne peut être obtenue à l'aide des Foraminifères. Ce sont des formes benthoniques à évolution lente et extension géographique restreinte. La succession de faunizones ne pourrait avoir qu'une valeur locale. Il s'agit de la première microfaune décrite dans ces niveaux des Préalpes médianes, il n'existe donc aucune base de comparaison. L'objet de mon étude en cette matière est double: tout d'abord, démontrer qu'il existe des possibilités d'étude biostratigraphique par les Foraminifères et les Ostracodes dans le Toarcien, Bajocien et Bathonien qui ont

jusqu'à maintenant été délaissés; deuxièmement, il fallait tenter de tirer des résultats de première approximation pour la stratigraphie. Comme nous l'avons déjà dit (cf. p. 275), seules quelques formes caractéristiques ont été déterminées dans la riche faune du Lias sup.-Bajocien. Une étude micropaléontologique complète, basée sur plusieurs coupes, aboutirait sans aucun doute à de très intéressants résultats. Le champ est ouvert aux micropaléontologues.

Le tab. 3 montre l'extension stratigraphique comparée des formes les plus intéressantes, chez quelques uns des auteurs consultés. Ceci illustre la valeur locale des extensions et la nécessité de créer une échelle régionale de répartition des espèces avant de se prononcer sur leur utilisation biostratigraphique.

Interprétation de la faune

La distribution de la microfaune vient confirmer certaines observations faites sur la lithologie. On constate:

1. Dans les bancs de calcaire détritique, la microfaune est la même dans les deux zones du terrain.
2. La faune isolée des schistes contient essentiellement des *Lagenidae* qui sont absents dans les lames minces, tandis qu'une grande variété de Foraminifères abonde dans les lames mais que l'on ne retrouve pas isolés.
3. Dans les schistes à quartz, micas ou débris charbonneux, on ne trouve aucune microfaune.
4. Dans les schistes contenant de la microfaune, il n'y a ni quartz, ni micas, ni débris charbonneux.

Il est donc clair que des roches contenant des populations si différentes se sont formées dans des conditions également différentes. Les calcaires détritiques contiennent la même faune et l'on peut donc penser que le matériel sédimenté dans la zone Nord est apparenté à celui de la zone Sud.

D'autre part, les schistes à microfaune de la zone Nord marquent la différence entre les deux milieux, simplement par leur absence dans le Sud. Ils permettent en outre la distinction, dans la zone Nord, des dépôts allochtones détritiques et des dépôts autochtones. Les schistes à microfaune représentent avec certitude le fond de la sédimentation autochtone. Il est improbable que ces schistes soient la phase finale d'un granoclassement. Dans ce cas, nous y trouverions des restes de faune appartenant au milieu générateur et qui auraient une analogie avec celle des phases grossières. Je pense spécialement aux *Miliolidae* qui sont les plus petits. Rien de cela n'existe. Les schistes micacés, sans microfaune, représentent eux la phase pélitique du granoclassement. La distinction pétrographique est confirmée par la microfaune.

Paléécologie

Toute notre faune est benthonique, calcaire ou arénacée. Tous les auteurs consultés (J. SIGAL (in PIVETEAU 1952), O. BANDY (1953), W. WALTON (1955), F. PHLEGER et F. PARKER (1951), O. BANDY et R. ARNAL (1957) attribuent ces formes à un milieu néritique de plateforme. Aucun Foraminifère n'est typiquement littoral. Du point de

Tab. 3 Extensions comparées de certaines espèces.

	Divers	BARTENSTEIN et BRAND 1937	FRENTZEN 1948	FRANKE 1938	GAROT, LACASSAGNE et NOUET 1958
<i>Lagena globosa</i>	Lias β -Dogger	Malm α	Dogger ξ -Malm α	Lias δ	
<i>Reophax horridus</i>	Oxf. inf. (Schwager)				
<i>Lingulina cernua</i>	Lias α -Dogger β	Lias δ -Dogger β	Lias moy.		
<i>Textularia jurassica</i>	Dogger ζ (Brand)	Dogger ξ -Malm α	Dogger ζ \rightarrow		
<i>Frondicularia Frankei</i>	Juras-Créte. (Cush)	Lias γ	Dogger β	Lias ζ	
<i>Astacolus prima</i>		Lias-Dogger	Lias β	Lias \rightarrow	
<i>Astacolus radiata</i>	Lias β et Dogger	Lias α - δ	Lias α - β		
<i>Planularia crepidula</i>	Lias-Dogger	Lias \rightarrow	Lias α - γ	Baj. moy.-Bath. inf.	
<i>Planularia tricarinella</i>	Bath.-Crét. inf. (Leif. d. Mikr.)	Dogger ξ -Malm α	Dogger ξ -Cal. inf.		Bajocien sup.
<i>Planularia filosa</i>	Lias γ -Dogger	Lias β \rightarrow	Lias δ - ζ		Bajocien sup.
<i>Lenticulina quenstedti</i>		Dogger ζ -Malm			
<i>Lenticulina münsteri</i>	Lias β \rightarrow	Lias β \rightarrow			Bathonien
<i>Lenticulina cultrata</i>	Tertiaire (Leif.)	Dogger	Lias ζ -Dogger ζ		
<i>Lenticulina subalata</i>	Lias-Dogger	Lias ξ \rightarrow	Lias ξ - ζ		Bajocien moy.
<i>Lenticulina polypora</i>		Dogger ζ -Malm			
<i>Lenticulina crepidula</i>	Lias-Dogger	Lias \rightarrow	Lias α - γ		Baj. moy.-Bath. inf.
<i>Lenticulina varians</i>	Lias-Dogger	Lias \rightarrow	Lias γ - ζ		Bajocien sup.
<i>Lenticulina acutiangulata</i>	Lias		Lias		

vue bathymétrique, on les trouve de 60–3500 m de profondeur suivant les conditions locales dans les mers actuelles. Seuls les Textularidae vivent à une profondeur restreinte: \pm 80 m.

Nous n'avons aucune faune pélagique. Comme le faciès, la microfaune nous situe dans un milieu néritique-terrigène de plateforme.

La différence entre ces deux complexes d'âge analogue tient essentiellement à des conditions sédimentaires dissemblables. Ce qui frappe d'abord, c'est la présence d'énormes épaisseurs de calcschistes dans la zone Sud, ce qui est inconnu au Nord. D'autre part la sédimentation de calcaires argileux et schistes, telle que nous la connaissons dans le niveau 12 de la coupe du Staldengraben au Nord par exemple, n'existe pas au Sud.

Si l'on prolongeait la description vers le Nord, on trouverait des faciès de plus en plus marneux. Ainsi, dans les replis bordiers des Préalpes médianes, ce membre est nettement plus marneux. Cependant, la nature même de ce sédiment, le fait que les niveaux détritiques se présentent le plus souvent en grandes lentilles, m'interdisent de généraliser les conditions rencontrées sur mon terrain. A quelques kilomètres de distance, les conditions réglant la répartition des sédiments, de la zone interne au front de la nappe, peuvent être différentes.

Si les circonstances le permettent, j'espère étendre l'étude du membre détritique C à toutes les Préalpes médianes. En particulier, la recherche de coefficients statistiques permettant une caractérisation plus précise des faciès devra être poussée aussi loin que possible. La microfaune et les structures sédimentaires ne devront pas être négligées car elles sont essentielles pour l'étude des conditions paléosédimentaires.

Conclusions sédimentaires

Dans les deux zones nous avons des éléments semblables, mais les facteurs qui ont présidé à leur dépôt sont différents (voir tab. 4). Dans la zone Nord, nous avons des dépôts argilo-calcaires inconnus au Sud. Le sud est une zone de dépôt tranquille que les courants ou des accidents de topographie sous-marine n'ont pas troublé. Dans le Nord, au contraire, sur un fond autochtone calcaréo-argileux, viennent se superposer des arrivées massives de sédiments dont l'origine est à rechercher dans la zone Sud. Ces conditions nous situent dans un faciès de comblement de dépression. La nature de cette dépression reste à définir. Il s'agit certes d'un accident sur la plateforme néritique et non d'une zone bathyale.

Le hasard des affleurements et de la tectonique ne nous permet malheureusement pas une observation précise de la zone intermédiaire.

Si l'on tente de reconstituer la paléogéographie le long d'une ligne Nord-Sud passant du Staldengraben par le Kaiseregg pour se terminer dans le Bäderhorn (Rigides), nous avons la succession suivante:

1. Un bassin où la sédimentation autochtone est oblitérée par l'arrivée massive de dépôts détritiques allochtones. C'est notre zone Nord.
2. Une plateforme où les sédiments s'accumulent sur de grandes épaisseurs tranquilles. C'est notre zone Sud.
3. Une zone épicontinentale où se forment les couches à Mytilus.

	Zone Nord	Zone Sud
1. Épaisseur	70–80 m	300–400 m
2. Stratification	En strates rythmiques, généralement de faible épaisseur.	En complexes épais arythmiques
3. Faciès	<p>a) Répartition et variétés différentes dans les deux zones (voir fig. 34 et 37).</p> <p>b) Absence de calcschistes argilo-gréseux en épaisses séries.</p> <p>Absence de calcarénites.</p> <p>c) Un seul banc de calcaire oolithique.</p> <p>d) Micas et débris charbonneux concentrés dans les laminites.</p>	<p>Absence de schistes argileux tendres.</p> <p>Absence de schistes et laminites micacés.</p> <p>Absence de calcaire argileux verdâtre.</p> <p>Plusieurs complexes de calcaire oolithique.</p> <p>Charbon en petits lits.</p> <p>Micas dispersés.</p>
4. Calcaires détritiques	<p>a) La nature des éléments des calcaires détritiques est la même dans les deux zones.</p> <p>L'arrangement des éléments dans les strates est différent dans les deux zones.</p> <p>b) Les calcaires détritiques forment généralement des granostrates.</p> <p>c) Les grains de quartz clastiques sont fréquents dans tous les faciès.</p>	<p>Pas de strates granoclassées.</p> <p>Les grains de quartz clastiques sont surtout concentrés dans les calcaires grumeleux fins.</p>
5. Structures sédimentaires	Elles sont abondantes : <ul style="list-style-type: none"> - granoclassement ; - laminations d'aspects divers ; - ridges. 	Pas de structures sédimentaires.
6. Remaniements	Ils sont présents : <ul style="list-style-type: none"> - remaniements intraformationnels ; - remaniements de galets mous. 	Absence de ces deux types de remaniement.
7. Microfaune	Association différente dans les schistes argileux tendres autochtones et les calcaires détritiques allochtones.	Microfaune présente uniquement dans les calcaires détritiques. Elle est de même type que celle des calcaires détritiques de la zone Nord.
8. Sédimentation	<p>a) Phénomènes évidents de transport massif et de remaniement global des sédiments détritiques.</p> <p>b) Sémentation calcaréo-argileuse autochtone oblitérée par des apports massifs de sédiments détritiques allochtones.</p>	<p>Aucun phénomène de transport.</p> <p>Sédimentation uniquement autochtone.</p>

Tab. 4. Comparaisons générales entre les zones Nord et Sud.

Cette succession a une valeur locale puisqu'elle ressort d'observations limitées dans l'espace. Cependant, d'autres auteurs, (FAVRE, PETERHANS, etc.) ont établi sur leurs aires d'étude respectives des différences entre les faciès méridionaux et septentrionaux jusqu'à la fin du Bathonien.

La fig. 38 résume la succession de ces zones et tente d'expliquer, en les schématisant fortement, les modes sédimentaires qui ont abouti à l'état de choses actuel. Elle est basée sur la rupture d'équilibre d'une accumulation de débris non compactés. Les dimensions verticales et horizontales ne sont évidemment pas respectées: c'est un schéma hypothétique. D'autres interprétations sont possibles.

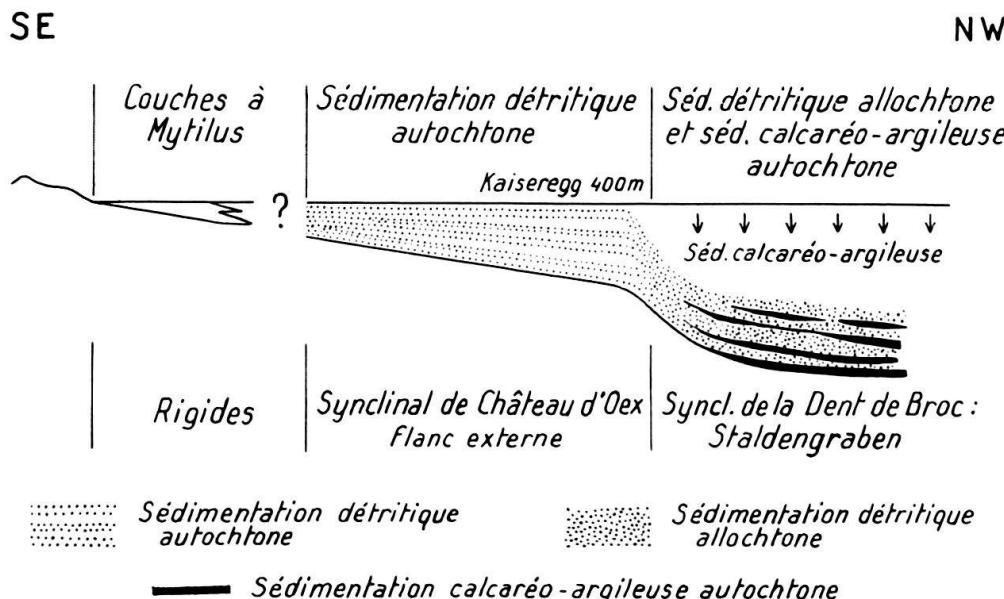


Fig. 38. Schéma illustrant la répartition et le mode de dépôt des calcaires détritiques du membre C de part et d'autre de l'Anticlinal II.

MEMBRE D: DES CALCSCHISTES

(Callovien–Oxfordien inf.?)

Au-dessus des niveaux détritiques du Bathonien, le membre D est fait essentiellement de calcschistes de composition presque uniforme sur toute l'étendue du terrain. Cependant, dans notre zone Sud, on y trouve des niveaux de calcaire détritique et autres faciès qui sont absents dans la zone Nord. Cette particularité avait déjà été remarquée par V. GILLIERON dans le Kaiseregg (1885, p. 143): «Dans le massif de la Kaiseregg, on trouve en outre des bancs de calcaire gréseux en assez grande quantité, des calcaires siliceux un peu cristallins et des rognons de silex...»

Limites lithologiques

Dans la zone Nord, le seul contact inférieur visible est tectonique et les calcschistes succèdent aux bancs de calcaire détritique.

Dans la zone Sud, le faciès des calcschistes apparaît déjà dans le Bathonien. Il s'intercale 2 ou 3 fois entre les niveaux détritiques et peut atteindre 2 m d'épaisseur. La limite lithologique inférieure a été fixée à l'apparition massive des calcschistes représentant une épaisseur d'environ 30 m.

La limite supérieure est donnée par l'apparition des premiers schistes verts noduleux qui marquent la disparition brusque du faciès sous-jacent.

Lithologie générale

Les affleurements de la zone Nord sont uniquement composés d'une suite monotone de calcschistes gris-bleu à altération grise ou brune. Ces calcschistes sont fait d'une masse calcaréo-argileuse cryptocristalline, parfois grumeleuse, contenant des débris calcitiques et organiques divers, très fins.

Dans la zone Sud, la lithologie est plus variée et l'on peut diviser le membre en deux parties. La base est un complexe monotone de calcschistes verdâtres à altération jaune typique et taches de rouille. Leur faciès fondamental est le même que celui des calcschistes du Nord, mais on y trouve en plus des débris charbonneux, de la glauconie et de la pyrite abondante. La silice colloïdale est très largement répartie dans certains niveaux, leur conférant une dureté inaccoutumée. La partie supérieure est plus variée et contient, outre le faciès décrit, des calcarénites, des calcaires à pseudo-nodules bien définis et aux formes irrégulières, du silex en niveaux pouvant atteindre 0,30 m d'épaisseur ou en nodules. En outre un niveau constant de brèche à silex, surmonté de quelques bancs détritiques, marque la fin de la série. C'est un mélange de trois faciès calcaires différents et de silex. Ce banc a l'aspect typique d'une brèche de remaniement sous-marin dans des sédiments encore meubles.

Affleurements et extension du faciès

Zone Nord:

La succession monotone de ces calcschistes affleure peu dans cette zone. Je n'y ai trouvé que des traces d'Ammonites indéterminable et un *Aptychus* que l'on peut rapprocher du *Laevaptychus ceratoïdes* OOSTER, dans un affleurement situé près de Unterbödeli (coord. 588,050/176,200).

Zone Sud:

De l'arête du Zibegg à celle de Ritzlenen, le faciès des calcschistes est présent sans discontinue, dans le flanc interne de l'Anticlinal II.

a) Dans les Metzgertritten, au Sud de Salzmatt, on trouve dans le milieu de la série une brèche à Bélemnites contenant des Bivalves et des *Aptychus*. Ces organismes fragmentés n'ont pu être déterminés. Un certain nombre de Fucoïdes et une Ammonite complètent la récolte.

b) Sous le Kaiseregg, dans le couloir d'éboulis, le profil suivant a été relevé:

1. Calcschistes gris-vert à altération jaune. La pyrite y abonde donnant des taches de rouille en s'oxydant. Ce sont des calcaires argileux cryptocristallins à débris calcitiques, organiques: filaments d'algues et Bivalves pélagiques, débris charbonneux et petits quartz clastiques. La silice colloïdale est irrégulièrement répartie. Lentilles de silex. Le niveau contient des Bélemnites dont:
Hibolites hastatinus BLAINVILLE 35,00 m
2. Calcaires détritiques de type Bathonien. A la base le calcaire est pseudo-oolithique et passe rapidement à des calcarénites contenant des galets, avec des quartz et de la glauconie. Les strates sont mal définies car le silex forme de grandes lentilles obliques pouvant atteindre 0,30 m d'épaisseur et masquant la stratification 3,53 m

3. Schistes calcaires et siliceux très durs	0,21 m
4. Mélange non stratifié des faciès des niv. 1 et 2, avec de grosses lentilles de silex	2,00 m
5. Calcaire vert-olive, très compact. Le faciès est le même que dans le niv. 1, seul le débit est différent	4,00 m
6. Bancs de 30–40 cm de calcarénite assez grossière, idem niv. 2, coupés de minces lits de silex	3,20 m
7. Brèche de silex contenant le faciès du niv. 1, des calcarénites et du calcaire pseudo-oolithique, mélangés à des rognons de silex	0,80 m
8. Bancs de calcarénite idem niv. 6 mais avec des galets atteignant 1 cm de diamètre	0,60 m
9. Schistes noduleux.	

A cet endroit, V. GILLIÉRON (1885, p. 144) a trouvé:

Perisphinctes lucingensis FAVRE

Peltoceras arduennens D'ORB.

Aptychus sp.

c) Dans le Steinritz, au-dessus du Seelihäuser, j'ai relevé:

1. Calcschistes semblables au niv. 1 du profil précédent	55,00 m
2. Calcaire gris-vert, légèrement détritique à pseudonodules de matériel plus compacte. Leur forme est très irrégulière et soulignée par un mince filet pyriteux	0,15 m

Au-dessus, les niveaux sont cachés par la végétation. Mais on y trouve encore le niveau de brèche à silex, épais ici de 2 m et surmonté de calcarénites. Dans le niveau 1, j'ai trouvé à la base une forme attribuée avec doute à:

Alligaticeras alligatus LECKENBY

du Callovien inférieur.

au sommet:

Grossouvreria cf. *sulciferus* OPPEL

du Callovien moyen à supérieur.

d) Le prolongement du faciès vers le Sud ne m'a livré que des Fucoïdes et de mauvaises ammonites indéterminables.

Age du membre D

La faune récoltée ne nous permet pas de fixer des limites d'âge précises. Nous savons juste que le Callovien recouvre une partie du membre. Quant à l'existence de l'Oxfordien inf. (zones à *Q. mariae* et *C. cordatum*) elle n'a pu être infirmée ou confirmée.

Si *Choffatia subackeriae* (cf. p. 301) marque bien le sommet du Bathonien, alors il est possible que la limite lithologique inférieure corresponde à la limite Bathonien-Callovien dans la zone Sud. CHATTON (1947) a établi cette correspondance avec sécurité dans le Motélon. Quant à la limite Callovien-Oxfordien, elle n'est pas encore résolue dans les Préalpes médianes. De même l'extension du faciès «calcschistes» dans l'Oxfordien n'est pas précisée.

Considérations paléogéographiques

Dès le Callovien, des conditions sédimentaires semblables tendent à se généraliser dans l'ensemble des Préalpes médianes. De petites différences subsistent cependant. Le faciès des calcarénites de la zone Sud peut être interprété comme un accident, c.-à-d. comme un apport localisé de matériel exogène. La plus grande proportion de ce faciès signifierait alors la plus grande proximité avec la zone d'alimentation.

De nombreux auteurs attribuent le faciès des calcschistes à un milieu bathyal et font intervenir de «brusques oscillations» (VON DER WEID 1961, p. 589) pour expliquer le retour des bancs détritiques. Il règne ici une confusion au sujet du terme bathyal. GRABAU (1917) l'a défini selon des critères bathymétriques et morphologiques. Le milieu bathyal va du bord de la plateforme continentale au fond du talus. HAUG (1921) définit le milieu bathyal par le faciès et lui attribue aussi une marge bathymétrique. C'est le milieu des boues terrigènes et des faciès calcaires. HAUG fait la confusion entre la nature du sédiment et son lieu géographique de dépôt. Ceci est évidemment une erreur car une vase terrigène peut être aussi bien côtière que profonde. Pourtant, au sens de HAUG, les calcschistes du Callovien pourraient être dits bathyaux, mais cela n'aurait aucune valeur paléosédimentaire.

Si l'on revient à la première définition de GRABAU, il faut admettre qu'il est difficile d'envisager la plateforme néritique-terrigène du Bathonien devenant brusquement talus bathyal et faisant de brusques rétablissements pour retrouver épisodiquement le faciès détritique. Il est évident que la tranche d'eau s'est épaissie. Le changement de dépôt est dû principalement à l'éloignement de la zone d'alimentation en terrigènes de la plateforme. Ces terrigènes font d'ailleurs encore de brèves incursions vers l'intérieur de la mer. Ce phénomène représente des phases de plus haute énergie, telles celles qui, lors d'une tempête, intercalent des lits de galets dans les sables. Ou plus simplement, l'alimentation peut accroître momentanément sa puissance et l'aire d'épandage du sédiment s'agrandit.

L'éloignement de la zone d'alimentation et l'approfondissement de la mer sont certes assez évidents. Ils suffisent à expliquer le changement de régime sédimentaire, sans faire subir au fond marin de «brusques» et répétés bouleversements.

CHAPITRE VII

FORMATION DES CALCAIRES MASSIFS

(Oxfordien moy. – Berriasien sup.)

Cette formation inaugure l'expansion d'une sédimentation analogue dans les deux parties de notre terrain. On peut diviser la formation en trois parties correspondant à des faciès distincts.

1. *Les schistes noduleux* de l'Oxfordien moyen (ex Argovien) sont constants à la base de la formation et ont été cartographiés séparément. On peut donc en faire un membre. Leur épaisseur stratigraphique peut difficilement être estimée dans la zone Nord où ils sont très écrasés. Dans la zone Sud, ils ont une faible épaisseur comparativement à ce que l'on trouve ailleurs. D'une puissance d'environ 50 m dans le massif des Bruns (J. P. SPICHER, 1965), il ne reste que 15–20 m dans le Kaiseregg.

2. *Les calcaires massifs* sont une épaisse série de calcaires déposés en strates rythmiques. L'étude détaillée de ce faciès a été entreprise par J. P. SPICHER qui disposait de belles coupes. Je n'ai pas estimé utile de reprendre en détail cette série. Les calcaires massifs sont datés de l'Oxfordien supérieur au Portlandien supérieur.

3. *Les calcaires sublithographiques* couronnent les calcaires massifs et font le passage du Jurassique au Crétacé. Ils sont datés, dans le Kaiseregg, du Portlandien sup. au Berriasien sup. Leur individualisation sur le terrain n'est pas toujours simple; ils ont été cartographiés avec les calcaires massifs. Ces niveaux sont d'ailleurs seulement visibles dans le Kaiseregg. Dans la zone Nord, la tectonique réduit à tel point ce faciès et le précédent, que l'on ne peut les distinguer.

MEMBRE NODULEUX

Affleurements

Au Nord de l'Anticinal II, le Membre noduleux est très écrasé par les pressions tectoniques. Son épaisseur ne dépasse pas 10 m et les affleurements ne montrent qu'un mélange trituré de schistes verts et de calcaires noduleux.

Au Sud de l'Anticinal II, les calcaires massifs forment les hauts sommets de la Schwarze Fluh, du Kaiseregg et des Neuschelsflühe. Ils sont bordés à leur base par des niveaux de schistes noduleux. Leur épaisseur est très réduite. Parlant de l'extension des calcaires massifs dans le Kaiseregg, V. GILLIÉRON (1885, p. 162) dit: «A la base, on trouve, il est vrai, moins de calcaire concrétionné (= noduleux)...» Sous la Schwarze Fluh, on rencontre uniquement un niveau de 5 m de schistes noduleux verts. Ensuite le faciès noduleux sert de niveau intercalaire entre des bancs de calcarénite brune. Sous le Kaiseregg, la même succession se répète. Sur 7-8 m, les schistes noduleux sont plus compacts et sont séparés par des schistes argileux verts. Les calcarénites prennent ensuite le pas sur les schistes noduleux. L'alternance de schistes noduleux et de calcarénites mesure 7-12 m.

Lithologie générale et limites

La limite inférieure de faciès est très nette. Les schistes noduleux apparaissent brusquement sur les calcschistes calloviens au Nord et sur les calcarénites de même âge au Sud.

La limite lithologique supérieure est plus délicate. En effet, les schistes noduleux diminuent progressivement d'épaisseur et de fréquence. Les gros bancs massifs de brèche intraformationnelle ne marquent pas la fin du faciès noduleux que l'on peut retrouver, sous le Kaiseregg par exemple, 20-30 m au-dessus des premiers gros bancs entre lesquels il s'intercale. La limite supérieure a été fixée arbitrairement à la base du premier gros banc massif.

On ne rencontre nulle part de schistes noduleux rouges. Leur couleur varie du gris au vert. D'autre part, aucun banc de calcaire noduleux n'apparaît. Si la tectonique a pu les effacer au Nord, il n'en est pas de même au Sud où le faciès noduleux se présente uniquement sous forme de schistes.

Paléontologie et âge

Depuis longtemps, ce faciès est daté de l’Oxfordien moyen (ex Argovien) par divers auteurs. La faune récoltée sous le Kaiseregg confirme cet âge, au moins pour la partie inférieure dans laquelle j’ai trouvé :

- Sowerbyceras tortisulcatum* D’ORB.
- Hibolites semihastatus* BLAINVILLE
- Hibolites semisulcatus* MUNSTER
- Bélemnites
- Aptychus* sp.
- Lima (Plagiostoma) aciculata* MUNSTER
- Rhynchonotheutis bouei* ZEUSCHNER (?)

Cette faune date la zone à *G. transversarium*. La pauvreté en faune des schistes noduleux du Kaiseregg, ainsi que des calcaires massifs, a été notée par Gilliéron : «La base du terrain (noduleux) ayant à peu près perdu les fossiles qu’elle possédait dans l’autre chaîne (Ganterist), c’est toute la masse qui se trouve pauvre sous ce rapport.»

LES CALCAIRES MASSIFS ET SUBLITHOGRAPHIQUES

Nous avons parlé plus haut de la limite inférieure. Dans le Kaiseregg, la limite supérieure est fixée après l’alternance de bancs de 30–50 cm de calcaire sublithographique et de calcarénites, précédant les petits niveaux de calcaires plaquetés.

Lithologie générale

1. *Brèches*. Ce sont des roches composées de débris organiques (algues principalement), d’oolithes et pseudo-oolithes, de galets de diverses natures aux contours flous et plus ou moins anguleux. Suivant la taille des éléments on peut distinguer un groupe de microbrèches. La nature des éléments nous fait distinguer :

- des brèches monogéniques où les galets sont presque exclusivement des calcaires à radiolaires ;
- des brèches polygéniques où les galets sont des calcaires à radiolaires, des calcaires oolithiques ou pseudo-oolithiques, des calcaires à Crinoïdes, etc.

Le ciment est de calcite grenue. La forme des galets, leurs contours imprécis soulignés parfois par de la pyrite, en font un faciès de brèches intraformationnelles, à remaniement de galets mous. Les «galets» intraformationnels sont clairement représentés par des concentrations locales du faciès fondamental de la roche.

2. *Les calcaires pseudo-oolithiques et graveleux*. Ils sont composés de débris d’algues, de Foraminifères, d’oolithes et de pseudo-oolithes abondantes. Ces granules noires que l’on appelle communément pseudo-oolithes, sont en réalité, par leur forme irrégulière et leur origine organique fréquente, de véritables «gravelles» au sens de JUNG (1958, p. 98). Leur ciment est calcitique ou calcaréo-argileux.

On y distingue ceux qui possèdent des galets mous dont la taille excède le double de celle des autres éléments, et ceux qui ne contiennent pas de galets. Les premiers ont

un matériel mal classé et sont de véritables calcaires graveleux. Les seconds ont des éléments équidimensionnels qui en font parfois de vrais calcaires pseudo-oolithiques.

3. *Les calcarénites*. De couleur brune, ces roches s'intercalent au sommet de la série entre ou dans les bancs de calcaire sublithographique. (cf. fig. 39). On trouve ce faciès aussi comme galets de remaniement. Elle sont composées essentiellement de débris calcitiques anguleux et de débris organiques dans un ciment calcaréo-argileux cryptocrystallin.

4. *Les calcaires grumeleux* se distinguent aisément à l'aspect hétérogène de leur cassure. Ils forment très souvent le dernier terme d'un rythme.

5. *Les calcaires sublithographiques* beiges ou légèrement verdâtres font suite à la série pararythmique. Dans la partie supérieure de cette dernière, ils peuvent devenir le terme ultime d'une séquence. Ils marquent l'apparition massive des Tintinnoidés qui permettent le contrôle du passage Jurassique-Crétacé.

Affleurements

a) De Unterbödeli au Hohmättli, les calcaires massifs permettent l'individualisation du synclinal de la Dent de Broc dont ils forment le squelette. Très écrasé par la tectonique le faciès y est rarement reconnaissable au milieu de la masse calcitique. En bordure du chemin des Neuschels, près de Unterbödeli, les calcaires massifs du flanc Nord du synclinal de la Dent de Broc sont réduits à 5 m de calcite grenue: un marbre assez pur. Ils sont surmontés d'un gros bloc éboulé originaire de l'autre flanc.

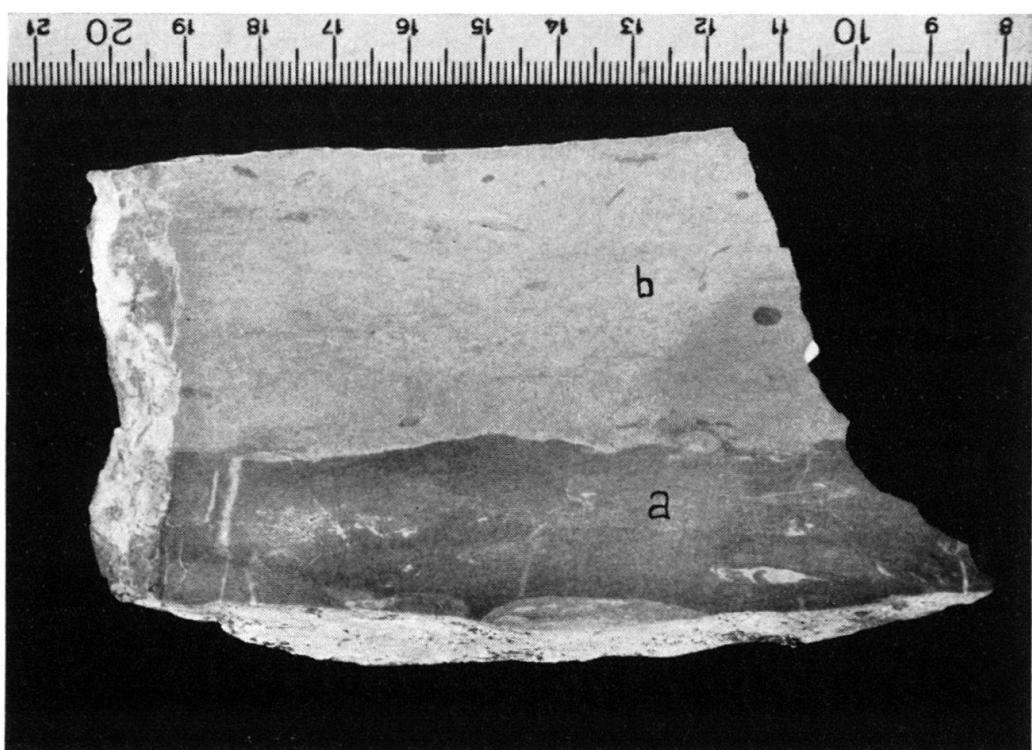


Fig. 39. Formation des calcaires massifs, partie supérieure. Mélange de faciès à l'intérieur d'une même strate: *a* calcarénite, *b* calcaire sublithographique. Echantillon Gi. 1014, Kaiseregg.

Dans le Staldenhubel, sous la station supérieure du télésiège, les calcaires spathiques sont en contact avec les calcaires massifs du flanc interne de ce même synclinal, qui est seul conservé à l'extrémité de la structure.

Au Staldendossen, les calcaires massifs très recristallisés contiennent :

Clypeina jurassica FAVRE
Lithothamnium
Cayeuxia
Lithoporella
Textularia
Ophthalmidiidae

A Gougleras, sur l'arête citée plus haut (p. 265), les calcaires massifs représentent la disparition du synclinal de la Dent de Broc. Ils sont décalés par rapport à leur emplacement originel marqué par un affleurement situé au Sud et plus haut.

A l'Est du Hohmättli, les calcaires massifs forment une grosse écaille synclinale aux flancs verticaux. Leur position reste problématique. Tous les calcaires massifs cartographiés autour de la ferme de Steiners Hohberg sont des blocs éboulés, originaires de l'écaille.

b) Les grands sommets rocheux au Sud de l'Anticinal II sont formés de calcaires massifs. Dans le Kaiseregg, la série se présente comme suit :

1. Quelques gros bancs de brèche polygénique (2–3 m) forment la base des séquences. Ce faciès devient rare par la suite. Quelques minces niveaux de schistes noduleux s'intercalent encore dans la série. Plus haut, ce sont les microbrèches qui forment la base des séquences. Elles sont surmontées de calcaires graveleux et pseudo-oolithiques puis de calcaires grumeleux. Les calcaires sublithographiques couronnent très rarement le sommet de la séquence.
2. Les séquences s'affaiblissent et les calcaires sublithographiques apparaissent massivement à leur sommet.
3. Les calcaires sublithographiques et les calcarénites restent seuls à se superposer. La série se termine par un épais niveau de calcarénite.

Paléontologie et âge

La limite inférieure n'est pas précise. En gros, la série débute à l'Oxfordien supérieur (ex Séquanien). Les limites Oxfordien-Kimméridgien et Kimméridgien-Portlandien ne sont pas décelables. Le Portlandien supérieur et le passage au Crétacé sont bien définis grâce aux Calpionelles qui nous montrent que les limites supérieures de faciès ne correspondent pas aux limites d'étages. Nous traiterons ces limites au chapitre suivant.

Dans le Kaiseregg, j'ai trouvé

Hibolites astartinus ETALLON

de la zone à *Strebilites tenuilobatus* de la base Kimméridgien. GILLIÉRON signale quelques macrofossiles qu'il range dans l'intervalle Kimméridgien-Portlandien inférieur.

Dans la série pararythmique, on constate que les algues sont représentées différemment de la base au sommet. Dans la partie inférieure abondent *Macroporella* et *Lithothamnium*, et les Clypéines sont absentes. Dans la partie supérieure, ce sont *Clypeina* et *Cayeuxia* qui abondent, avec *Clypeina jurassica*. D'autre part, *Macroporella* cf. *gigantea* CARROZI accompagne les Clypéines de la partie supérieure, tandis que *Macroporella pygmaea* CARROZI est avec les *Lithothamnium* de la partie inférieure. En outre, on trouve dans toute la série:

Petrascula bursiformis ETALLON
Teutloporella
Cayeuxia sp.
Cayeuxia moldavica RECH-FROLLO
Cayeuxia kurdistanica ELLIOTT
Dacycladacées (*Polygonella* ?)
Aricularia elongata CARROZI

Parmi les Foraminifères sont présents:

Miliolidae (*Quinqueloculina*)
Lagenidae
Spirophthalmidiidae
Textularia
Bigenerina
Nautiloculina
Trocholina
Problematicum WEISS (fig. 25 in WEISS 1949)
Pseudocyclamina cf. *lituus* YOK.
Ventrolamina cribans WEYNSCHENCK
Conicospirillina basiliensis MOHLER

Dans les calcaires sublithographiques abondent les Calpionelles. Le tableau résumant la répartition de ces organismes par faciès (voir p. 323) dispense d'en dresser la liste ici. Signalons que *Globochaete alpina* LOMBARD et *Cadosina fusca* WANNER débutent dans ce faciès. Ce dernier organisme est une petite sphère chitineuse, rose en lumière naturelle. *Stomiosphaera colomi* MORETTI et *S. minutissima* COLOM débutent également dans ce faciès. Il est intéressant de constater que, dans les calcarénites accompagnant les calcaires sublithographiques, les Lagenidae et les Valvulinidae, Foraminifères benthoniques, sont mélangés aux Tintinnoidés. Les premiers sont roulés et souvent brisés: ils arrivent avec le matériel clastique. Les seconds représentent la faune développée *in situ*.

Remarque sédimentaire

Conformément aux observations de J.P. SPICHER, la série des calcaires massifs représente une suite de séquences à classement dimensionnel des éléments. Ce classement se fait par la superposition de matériel de granulométrie différente, mais unique pour chaque strate. On ne trouve pas de strates à granoclassement interne.

Les brèches et les calcaires graveleux-pseudo-oolithiques représentent un dépôt de remaniement certain, mais le mode de dépôt reste vague même si le nombre des éléments d'origine néritique transportés dans un milieu pélagique est considérable. La distinction des éléments des deux milieux a été faite par J. P. SPICHER. Je n'y reviens pas. En plus, nous avons les remaniements intraformationnels.

Sous le titre «Mode de transport», SPICHER parle de l'action de courants de turbidité. Cette interprétation dépasse largement le sens de ce processus sédimentaire tel que ses auteurs l'ont défini. L'existence d'un courant de turbidité ne peut être établie que s'il existe un sédiment contenant la trace de ce genre d'écoulement massif, c.-à-d. :

- des granostrates;
- des surfaces inférieures de bancs avec traces de charge, d'écoulement, etc.;
- une lamination due à l'action hydrodynamique exercée sur les particules impondérables;
- et autres phénomènes dynamiques.

Aucun de ces phénomènes n'est constaté dans les calcaires massifs. Il faut donc faire appel à un autre mode de transport pour expliquer les séquences de la série, le courant de turbidité n'étant pas seul capable d'expliquer la formation d'un dépôt séquentiel.

Les calcaires sublithographiques sont évidemment des formations pélagiques aussi bien par leur faciès que par leur faune. Les calcarénites sont exogènes et résultent d'apports accidentels.

Avec la formation des calcaires massifs, la sédimentation change radicalement dans les Préalpes médianes. Aux faciès de plateforme succèdent les faciès pélagiques qui régneront jusqu'à l'apparition du Flysch.

CHAPITRE VIII

FORMATION DES CALCAIRES PLAQUETÉS

(Crétacé inf.)

Les calcaires plaquetés, en petits bancs de 10–15 cm avec joints schisteux, sont bien caractéristiques. Ils forment le noyau du synclinal de la Dent de Broc et la combe séparant le Kaiseregg des Rotenkasten-Schafberg. Ils réapparaissent au Sud de cette dernière chaîne, sous les Couches Rouges qui les surmontent.

LIMITE LITHOLOGIQUE INFÉRIEURE

Dans la zone Nord, les contacts sont mécaniques et les petits bancs sont écrasés contre les calcaires massifs.

Dans le Kaiseregg, de même que dans toutes les Préalpes médianes, la limite inférieure est basée sur un critère de stratification plus que sur la lithologie, au sens pétrographique du terme. Les bancs de calcaire sublithographique qui mesuraient 30–50 cm se réduisent brusquement. D'autre part, les calcarénites disparaissent presque simultanément avec l'apparition des petits bancs. A la base, le faciès des calcaires est de type planctonique, beige, semblable au Biancone.

LIMITE PALÉONTOLOGIQUE INFÉRIEURE ET PASSAGE JURASSIQUE-CRÉTACÉ

(Le tab. 5 résume les considérations qui vont suivre.)

Ainsi que l'avait déjà constaté K. BOLLER (1963), l'extension inférieure des Calpionnelles n'est pas complète. Ces organismes apparaissent brusquement à la fin de la série pararythmique et la première faunizone correspond au sommet du Portlandien supérieur. La limite supérieure des calcaires pararythmiques est donc située très haut

ÉTAGES	PORTLANDIEN SUPÉRIEUR		BERRIASIEN			VALANGINIEN
	A ?	B	C	D	E	
Faunizones de BOLLER						F
<i>Calpionella elliptica</i>						
<i>Crassicol. intermedia</i>		-----				
<i>Calpionella alpina</i>		---				
<i>Titinnopsella carpathica</i>						
<i>Titinnopsella cadischiana</i>						
<i>Calpionellites darderi</i>						
<i>Tintinnopsella longa</i>						
<i>Tintinnopsella colomi</i>						
<i>Amphorellina subacta</i>						
<i>Calpionellites neocomiensis</i>						
<i>Tintinnopsella oblonga</i>						
<i>Salpingellina levantina</i>						
<i>Tintinnopsella doliformis</i>						
<i>Amphorellina lanceolata</i>						
<i>Stomiosphaera minutissima</i>		-				
<i>Stomiosphaera colomi</i>						
<i>Globochaete alpina</i>						
<i>Cadosina fusca</i>						
Série pararythmique			Calcaires sublithographiques et calcarénites		Formation des calcaires plaqués	

Tableau 5.. Lithologie et biostratigraphie à la limite Jurassique-Crétacé dans le Kaiseregg

----- Extensions données par les auteurs et ne correspondant pas aux miennes.

— Extensions constatées dans mes lames.

dans le Portlandien, beaucoup plus haut que dans les zones plus externes des Préalpes. La faunizone A de K. BOLLER manque. Elle serait représentée par les derniers bancs de microconglomérats et de calcaires grumeleux en séquences.

Les calcaires sublithographiques et les calcarénites, en gros bancs, débutent à la fin du Portlandien et occupent une grande partie du Berriasien. Cette constatation avait déjà été faite par K. BOLLER (p. 85): «Der Malmfacies endet in der Zone 2 (synclinal de la Gruyère) bereits an der Grenze zum Oberithon (Portlandien réd.), in den Zonen 5 und 6 (Sud du synclinal de Château-d'Œx) hingegen erst am Ende des Berriasien.» Nous sommes, dans le Kaiseregg, au Nord du synclinal de Château-d'Œx et le faciès «Malm» se termine au Berriasien supérieur et non à la fin de cet étage.

La formation des calcaires plaquetés débute donc dans le Berriasien supérieur et non à la fin du Jurassique dans le Kaiseregg. C'est dans la série des calcaires sublithographiques et des calcarénites que se trouve le passage Jurassique-Crétacé.

La limite inférieure du Valanginien n'a pas été fixée à l'apparition de *Tintinnopsella romanica* BOLLER selon les observations de son auteur. Cette forme n'apparaît pas dans mes lames. Conformément aux conclusions du colloque français du Crétacé inférieur à Lyon (1963), je place la limite à l'apparition de *Salpingellina levantina* COLOM. Ceci est également conforme aux extensions de COLOM. Cette limite reste cependant bien fragile. Contrairement à BOLLER et conformément à ce même colloque, je place la limite inférieure du Berriasien à l'apparition des premières *Titinnopsella carpathica* (MURG et PHIL). F. ALLEMANN, pour sa part, conteste la validité de cette limite (communication personnelle et orale.)

J'ai reconnu pourtant quelques faunizones de BOLLER. La faunizone A est absente pour les raisons de faciès expliquées ci-dessus. *Amphorellina subacuta* et *Calpionellites darderi* débutent déjà dans la faunizone D, ainsi que *Tintinnopsella longa* et *Tin. colomi*. L'apparition de *Tintinnopsella longa* permet à BOLLER de distinguer une faunizone G et celle de *Tintinnopsella colomi* une faunizone H. Comme ces formes apparaissent, en fait dès la faunizone D, il est évident que je n'ai pu distinguer les deux faunizones G et H. Quant à la faunizone F, caractérisée par l'apparition de *Salpingellina levantina*, elle se trouve déplacée dans le Valanginien conformément aux constatations faites par la grande majorité des auteurs. *Amphorellina lanceolata* débute aussi normalement dans le Valanginien.

Les constatations concernant l'extension des faciès dans le Kaiseregg, correspondent à celles de BOLLER. H. WEISS (1949) faisait à peu près les mêmes observations. La seule différence est qu'il place l'apparition des calcaires plaquetés «Biancone» au début du Valanginien et non dans le Berriasien supérieur.

LITHOLOGIE GÉNÉRALE

Il est impossible d'effectuer une coupe dans le Kaiseregg à cause des replis dis-harmoniques qui aboutissent à des redoublements de faciès et du fait que nous n'avons, comme affleurements, que des têtes de bancs dans les pâturages.

1. Le faciès «Biancone» est fait de calcaire beige à cassure conchoïdale lisse. Au microscope, ils se présentent comme une masse calcaréo-argileuse cryptocristalline, homogène. Ce faciès forme la base de la série.

2. La suite est faite de calcaires gris-verdâtres, tachetés de noir. Nous retrouverons ce même faciès, accompagné de quelques niveaux schisteux à la base, au-dessus de la formation suivante.

EXTENSION DU FACIÈS

Dans le synclinal de Château-d'Œx, les calcaires plaquetés sont largement développés et remplissent l'Alp Kaiseregg et la région de Wallalp. On les retrouve au Sud des Rotenkasten, à Luchernalp, où le karst forme de vastes dépressions introduisant à des conduits souterrains. Les plis disharmoniques y sont partout bien développés.

Dans le synclinal de la Dent de Broc, les calcaires plaquetés sont l'unité affleurante la plus jeune. Ils sont très écrasés et réduits à 20 ou 30 m au NE de Unterbödeli. Dans le ruisseau des Neuschels, les calcaires plaquetés de ce synclinal viennent buter tectoniquement contre les calcaires spathiques du synclinal de Staldenhubel. (Voir fig. 45, p. 343). Dans la cascade (coord. 588,35/166,67), les calcaires plaquetés ont une position synclinale normale contre le Malm et s'infiltrent en outre dans la faille qui met en contact le synclinal de la Dent de Broc et celui de Staldenhubel. J. TERCIER (1945, p. 508) décrit fort bien le faciès des calcaires plaquetés à cet endroit: «Un lambeau de Néocomien du synclinal gruyérien (Dent de Broc réd.) est complètement broyé et le calcaire, mylonitisé et tout sillonné de calcite, accuse un faciès sapropélitique rarement atteint. Il est en effet tout imprégné par un pétrole léger, de couleur jaune-verdâtre, formant des gouttelettes dans les parties de calcite fraîchement cassées. Et chaque fragment de ce calcaire dégage au moindre choc une forte odeur de pétrole. Il s'agit vraisemblablement ici du phénomène suivant: l'intensité dans l'écrasement du synclinal gruyérien a eu pour effet de réduire le Néocomien en une brèche de dislocation et les marnes foncées qui alternent avec les calcaires du Néocomien et qui ont une certaine teneur en substance organique ont été soumise à une forte distillation.»

De cet affleurement et jusqu'à Unterbödeli, les calcaires massifs n'apparaissent plus. On rencontre encore un lambeau de calcaires plaquetés, très écrasés mais moins sapropélitiques, contre les calcaires oolithiques hettangiens du flanc Nord du synclinal de Staldenhubel, à 300 m au Nord de l'affleurement précédent.

LIMITE LITHOLOGIQUE SUPÉRIEURE

Dans la zone Nord, rien ne surmonte les calcaires plaquetés. Au pied des Rotenkasten et du Schafberg, la limite supérieure est tracée à l'apparition d'un complexe des schistes siliceux noirs et de calcaires détritiques noirs subordonnés formant une unité lithologique particulière.

Aucune indice paléontologique ne permet de donner un âge à cette limite supérieure.

CHAPITRE IX FORMATION DE LUCHERNALP (Crétacé moyen??)

Cette formation particulière ne se trouve que dans le synclinal des Rotenkasten-Schafberg, prolongement du synclinal de Château-d'Œx sur notre terrain. Sa position

lithostratigraphique est entre les calcaires plaquetés et le «Complexe schisteux intermédiaire-Couches Rouges». Son individualisation sur le terrain est claire et on la retrouve, dans la même position, tout autour du massif du Schafberg. Elle détermine, en outre, un niveau aquifère. Une coupe nous donnera ses caractéristiques pétrographiques. Elle a été effectuée près de Luchernalp, au pied SEE des Rotenkasten (coord. 591,9/165,05), dans un ravinement très accessible. Définie précisément à cet endroit, la formation en porte le nom.

La base et le sommet lithologique de cette série sont nets. Elle est essentiellement faite de calcaires subordonnés à des schistes.

Dans la bibliographie peu d'auteurs signalent ce complexe, et personne ne songe à l'individualiser. R. UMIKER (1952, p. 26) signale dans sa coupe de Haggenseite des niveaux correspondant à notre formation (niv. 366–368) et les place à cheval sur le Crétacé moyen et le Cénomanien inférieur.

Il est prévisible que cette formation devra être homologuée, à l'avenir, au Complexe schisteux intermédiaire, bien qu'elle diffère grandement de ce que l'on trouve dans le synclinal de la Gruyère. Dans le chapitre suivant, nous verrons qu'il est impossible d'individualiser un autre complexe à schistes prédominants dans le synclinal de Château-d'Œx. Je ne peux me prononcer catégoriquement car l'étendue de mes affleurements ne le permet pas.

COUPE DE LUCHERNALP

Calcaire argileux cryptocristallin gris, tacheté: dernier niveau de la formation des calcaires plaquetés.

Petites Globigerines
Algues Dasycladacées

1. Schistes argilo-siliceux noirs à débit en petits parallélépipèdes	1,00 m
2. Schistes argileux noirs se débitant en lames parallèles	0,16 m
3. Calcaire gris-noir à ciment cryptocristallin, quartz clastique et débris organiques calcitisés. Taches foncées données par l'abondance locale de pyrite.	
Ostracodes	
Lagenidae	
<i>Frdnicularia</i>	
Globigérines	
<i>Anomalina</i> (?)	
<i>Marsonella</i> (?)	0,32 m
4. Fins lisérés d'argile noire entourant des schistes siliceux noirs	0,03 m
5. Schistes noirs, durs, à débit en fines lamelles parallèles; ils entourent un niveau de calcaire noir, lenticulaire, à ciment cryptocristallin, glauconie et Radiolaires. Pyrite abondante. Pas de Foraminifères	0,53 m
6. Calcaire cristallin noir à Radiolaires. Silice secondaire très abondante et pyrite. Rognons de silex	0,05 m
7. Idem niv. 1	0,23 m
8. Idem niv. 4	0,02 m
9. Calcarénite noire avec remaniements de calcaire argileux cryptocristallin. Deux faciès: I. débris de calcite anguleux et nodules argilo-pyrifères avec glauconie. Très peu de ciment. II. Le ciment est très abondant et les débris calcaires, algues et glauconie nagent dans la masse. Pas de Foraminifères	0,45 m

10. Schistes argilo-calcaires et siliceux noirs. Plus ou moins durs et plus ou moins siliceux, ils sont parcourus de veines de calcite	0,52 m
11. Calcaire idem niv. 9 où les deux faciès sont séparés par un lit de silex	0,19 m
12. Schistes noirs siliceux, à débit en petits polygones. Silex. Au sommet, les schistes deviennent plus tendres et sont veinés de calcite. J'y ai trouvé <i>Lenticulina</i> sp.	3,05 m
13. Calcaire noir, à Radiolaires. Silice secondaire abondante et pyrite. Il contient: <i>Calpionella alpina</i> LORENZ <i>Calpionella elliptica</i> CADISCH <i>Tintinnopsella carpathica</i> MURG. et PHIL. Globigérines <i>Planomalina (caseyi</i> BOLLI ?) <i>Planomalina (apsidostroba</i> LOEB. et TAP. ?)	0,09 m
14. Schistes siliceux noirs	0,10 m
15. Calcaire idem niv. 13. Il contient: <i>Calpionella alpina</i> LORENZ <i>Calpionella elliptica</i> CADISCH <i>Tintinnopsella carpathica</i> MURG. et PHIL. <i>Tintinnopsella oblonga</i> CADISCH <i>Crassicolaria</i> (?)	0,12 m
16. Schistes siliceux noirs à débit en petits polygones et lentilles plus compactes. Quartz détritique abondant, silice secondaire et pyrite. Radiolaires <i>Calpionella alpina</i> LORENZ <i>Tintinnopsella</i> sp.	1,70 m
17. Calcaire argileux gris à taches noires: semblable au complexe schisteux intermédiaire de style synclinal gruyérien. Épaisseur totale de la coupe:	8,56 m

ÂGE DU COMPLEXE

Il est impossible de donner un âge à cette formation. A 12 m au-dessus environ, débutent les *Planomalina buxtorfi* et *Praeglobotruncana delrioensis* datant l'Albien supérieur. Notre formation est donc quelque part en dessous de cet étage. *Planomalina caseyi* et *apsidostroba* sont datées de l'Albien au Texas par LOEBLICH (1955, pl. I, fig. 2-5). Leur détermination en lames minces est cependant problématique. Je pense que la partie supérieure de la formation de Luchernalp est peut-être de l'Albien inférieur et sa base dans l'Aptien. Ceci n'est qu'une supposition.

Les lavages effectués dans les schistes n'ont malheureusement donné aucun résultat.

PROBLÈMES DES TINTINNIDES

Plusieurs espèces de ces organismes abondent dans les niveaux calcaires supérieurs de la coupe. Elles sont sans doute remaniées. On remarque que le remplissage siliceux des organismes entoure parfois également le test (cf. fig. 40). Mais on ne constate souvent aucune trace de remaniement (fig. 41).

Reste le problème de l'origine de ces organismes. Elle ne doit pas être lointaine, vu leur étonnant état de conservation. Si l'on examine les travaux effectués dans les calcaires massifs des Préalpes rigides (WEISS 1949, CAMPANA 1943, TSCHACHTLI 1941, etc.), on constate que l'érosion a irrégulièrement atteint les niveaux situés en dessous du Crétacé supérieur. Les niveaux à Calpionelles du Tithonique supérieur sont rarement présents. Ils sont absents, dans les Gastlosen, mais présents dans le Bäderhorn,

deux chaînes situées immédiatement au Sud du synclinal de Château-d'Œx. Ce Tithonique (Portlandien sup.) a dû se déposer, de même qu'une partie du Berriasien, et l'érosion les enlevés, emportant leurs débris vers la région des Médianes plastiques. Dans les faciès détritiques fins de notre formation nous retrouvons les Calpionelles remaniées de la zone des Rigides. Ceci est évidemment une hypothèse de travail qui reste à vérifier. Des questions restent ouvertes: Pourquoi ne retrouve-t-on pas ces Calpionelles remaniées plus au Nord, ni le faciès qui les contient? Comment se fait-il que l'on n'ait pas de galets correspondant au faciès qui renfermait les Calpionelles au moment de leur érosion? Quelle est l'origine de la mince pellicule siliceuse qui les protège généralement?

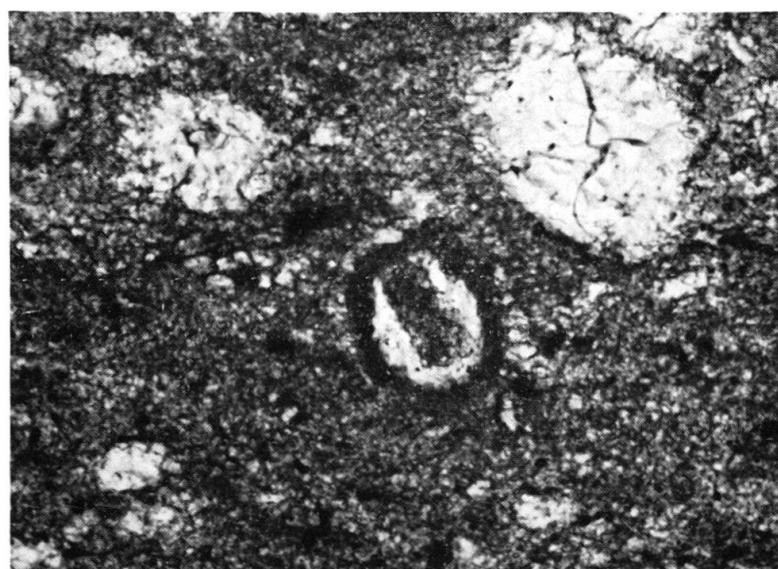


Fig. 40. Formation de Luchernalp. Calpionelle portant des traces certaines de remaniement. Grossissement 250 ×.

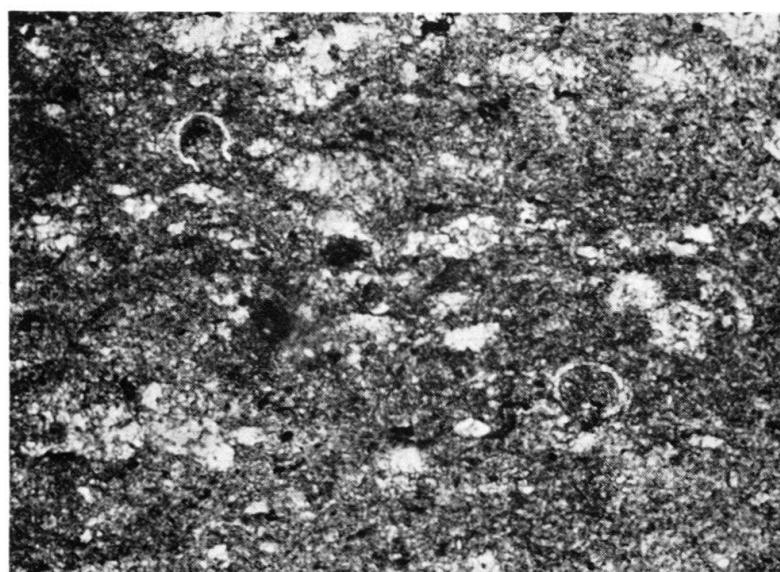


Fig. 41. Formation de Luchernalp, niveau 15 de la coupe décrite. Faciès général de Calpionelle sans trace de remaniement. Grossissement 100 ×.

CHAPITRE X

COMPLEXE SCHISTEUX INTERMÉDIAIRE ET COUCHES ROUGES
(Crétacé supérieur)

Le complexe schisteux intermédiaire arrive sur la formation de Luchernalp avec des calcaires gris-vert, tachetés, et des niveaux schisteux nettement subordonnés. La base est facilement identifiable, mais la partie supérieure n'est pas claire et c'est pour cette raison que je groupe Complexes schisteux et Couches rouges. Les quelques niveaux de schistes de la base ne sont plus repérables après quelques décimètres à cause de la végétation et de leur faible épaisseur. D'autre part, le faciès des calcaires du Complexes schisteux n'est pas typique et peut se retrouver à divers niveaux. C'est le complexe schistes-calcaires qui est typique. Nous sommes loin ici des gros niveaux des schistes noirs que l'on connaît dans le synclinal de la Gruyère et qui rendent facilement individualisable le Complexes schisteux intermédiaire. Une étude basée sur des affleurements qui restent à trouver et meilleurs que les miens aboutirait peut-être à l'établissement d'une limite supérieure du complexe.

D'autres auteurs, travaillant dans le synclinal de Château-d'Œx, se sont trouvés dans la même situation. R. UMIKER (1952, p. 54) fait débuter les Couches rouges au Cénomanien dans le synclinal du Spätbergliste, correspondant au nôtre. G. NICOL (1956, p. 214) range dans le faciès «Couches rouges» ses calcaires argileux du Cénomanien. SCHWARTZ-CHENEVART (1945, p. 123) ne peut différencier correctement le Complexes schisteux dans son synclinal de Château-d'Œx. Il met, à la base, des

	SCHWARTZ-CHENEVART 1945		GISIGER 1964
Paléocène			
Cénomanien	<i>Globot. appenninica</i>	Couches rouges	Couches rouges et complexe schisteux intermédiaire
Albien		Complexe schisteux intermédiaire	
Aptien		Lacune ?	Formation de Luchernalp
		Formation des calcaires plaquetés	Formation de calcaires plaquetés

Tabl. 6. Succession des lithofaciès dans le Crétacé moyen-supérieur du synclinal de Château-d'Œx, selon SCHWARTZ-CHENEVART et GISIGER.

La représentation est schématique car les limites d'âge sont incertaines.

schistes noirs stériles qui correspondent à notre formation de Luchernalp. Il place la limite supérieure à l'apparition de la première *Rosalina appenninica*. Cette limite est biostratigraphique et non lithostratigraphique. Il faut admettre soit que le Complexe schisteux du synclinal de Château-d'Œx descend dans l'échelle stratigraphique par rapport au synclinal gruyérien (il correspondrait alors à notre formation de Luchernalp) soit qu'il est lithologiquement incomplet. Je pense personnellement que le faciès n'est pas synchrone dans les deux synclinaux et que notre formation de Luchernalp pourrait représenter la base locale du Complexe schisteux. En dessus, nous retrouverions des calcaires, semblables à ceux du synclinal gruyérien, avec des schistes moins développés.

LITHOLOGIE GÉNÉRALE

Les calcaires argileux des Couches rouges sont très durs et souvent plus cristallins qu'argileux. Il est difficile d'y distinguer des niveaux lithologiques précis. Cependant, on constate que :

- La partie inférieure est essentiellement calcaréo-argileuse, grise ou beige, avec ou sans taches noires.
- La partie supérieure est généralement rouge et l'on y trouve de nombreux niveaux de calcaire bioclastique, avec ou sans galets, et des calcaires gréseux à Foraminifères brisés, tout au sommet. La partie supérieure est donc plus nettement détritique.

La couleur rouge n'est pas uniforme au sommet car elle est répartie en grandes lentilles discontinues, mais c'est uniquement dans la partie supérieure qu'on la trouve. En gros, la limite entre les deux parties est marquée par la base du Campanien.

Les faciès gréseux du sommet sont du Paléocène. Ils ne contiennent que des *Globorotalia* brisées ou même pas du tout de *Globorotalia*. Ils annoncent le Flysch dont ils ont déjà certains caractères.

PALÉONTOLOGIE ET ÂGE

Les replis disharmoniques qui affectent la formation rendent difficile l'étude précise des faunizones superposées. D'autre part, toute l'étude a été effectuée sur des lames minces car son but n'était pas de faire une étude détaillée micropaléontologique du Crétacé supérieur, mais de dater simplement le faciès. Et, comme le dit H. BADOUX (1962, p. 24) : «Cette méthode permet de reconnaître un nombre suffisant d'espèces dans le Crétacé supérieur pour y établir des niveaux stratigraphiques.»

NIVEAUX DE FAUNES

Niveau 1:

La base est extrêmement pauvre en fossiles et aucun n'est caractéristique :

- Globigérines*
- Anomalina* sp.
- Planomalina* (petites formes)

l'âge de ce niveau est impossible à fixer. Les petites *Planomalina* nous font penser éventuellement à l'Albien inférieur.

Niveau 2: à *Ticinella roberti*: Albien (?)

Il est caractérisé par l'apparition de

Ticinella roberti (GANDOLFI)

qu'accompagnent de petites *Planomalina* et *Globigerina infracretacea* (GLAESSNER) ou *Hedbergella* sp. (BRÖNNIMAN et BROWN 1955, tf. 24, fig. 15). J'attribue à ce niveau un âge Albien supérieur.

Niveau 3: à *Thalmanninella appenninica*;
Cénomanien inférieur.

Sont associés: *Thalmanninella appenninica* (RENZ)
Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER)
Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)
Planomalina buxtorfi (GANDOLFI)
Hedbergella sp.

Cette association date le Cénomanien inférieur. A la base, quelques échantillons contiennent, en plus, *Thalmanninella ticinensis* (GANDOLFI). C'est la zone de passage entre l'Albien et le Cénomanien. On pourrait éventuellement en faire un niveau particulier.

Niveau 4: à *Rotalipora turonica*: Cénomanien moyen à Turonien inférieur (?)

On y trouve: *Rotalipora turonica* BROTZEN
Thalmanninella reicheli (MORNOD)
Rotalipora cushmani (MORROW)
Rotalipora turonica BROTZ. var. *thomei* HAGN et ZEIL

Persiste encore: *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI)

Accompagnant tout d'abord les formes du niveau 4, *Praeglobotruncana renzi* (THALMANN) se retrouve avec les premières *Globotruncana lapparenti* BROTZEN du niveau 5. Le niveau 4 couvre le Cénomanien moyen, à supérieur mais peut monter plus haut. Pour les quatre premiers niveaux, l'extension des espèces est reprise de la publication de J. KLAUS (1960) sur le Complexe schisteux dans le synclinal gruyérien et de O. RENZ, H. LUTERBACHER et A. SCHNEIDER (1963) dans leur publication sur l'Albien et le Cénomanien du Jura neuchâtelois.

Niveau 5: à *Globotruncana lapparenti*; Turonien-Campanien.

On assiste à la disparition de:

Rotalipora turonica BROTZEN
Rotalipora cushmani (MORROW)
Thalmanninella reicheli (MORNOD)

Le niveau peut être divisé en trois parties:

a) Dans la première partie subsistent:

Globotruncana sigali REICHEL
Praeglobotruncana renzi (THALMANN)

auxquelles s'ajoutent:

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapparenti inflata BOLLI

Globotruncana lapparenti BROTZEN *coronata* BOLLI
Globotruncana linneiana D'ORBIGNY
Globotruncana lapparenti BROTZEN *bulloides* VOGLER
Globotruncana lapparenti BROTZEN *tricarinata* (QUEREAU)

J'attribue ce niveau au Turonien.

b) Dans la deuxième partie, disparaissent:

Globotruncana sigali REICHEL
Praeglobotruncana renzi (THALMANN)
Globotruncana lapparenti BROTZEN *inflata* BOLLI

Aux espèces restantes, s'ajoutent:

Globotruncana cretacea CUSHMAN
Globotruncana arca (CUSHMAN)
Globotruncana fornicata PLUMMER

Cette partie doit débuter dans le Coniacien inférieur et peut-être déjà au sommet du Turonien. La limite inférieure est difficile à préciser. Cette partie recouvre le Coniacien.

c) La troisième partie voit l'apparition de:

Globotruncana conica WHITE
Globotruncana ventricosa WHITE

Ces deux formes marquent l'apparition du Santonien. J'attribue cette partie au Santonien, où les deux espèces citées s'ajoutent à celles de la deuxième partie.

Les étages du niveau 5, spécialement le Turonien supérieur et le Coniacien, sont difficilement individualisables car les formes caractéristiques n'abondent pas dans les lames.

Niveau 6: à *Globotruncana elevata stuartiformis*; Campanien.

Dans cette faunizone subsistent encore:

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapparenti BROTZEN *tricarinata* (QUEREAU)
Globotruncana arca (CUSHMAN)
Globotruncana cretacea CUSHMAN
Globotruncana conica WHITE
Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana linneiana D'ORBIGNY

Viennent s'ajouter:

Globotruncana elevata BROTZEN
Globotruncana elevata BROTZEN *stuartiformis* DALBIEZ
Globotruncana rosetta (CARSEY)
Globotruncana leupoldi BOLLI
Globotruncana marginata (REUSS)

Cette association caractérise le Campanien et peut-être la base du Maestrichtien. On n'y trouve pas encore les formes typiques de *Globotruncana stuarti*.

Niveau 7: à *Globotruncana stuarti*; Maestrichtien

Disparaissent ostensiblement:

- Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN
- Globotruncana arca* (CUSHMAN)
- Globotruncana cretacea* CUSHMAN
- Globotruncana elevata* BROTZEN
- Globotruncana rosetta* (CARSEY)

Apparaissent les formes suivantes:

- Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT)
- Globotruncana falsostuarti* SIGAL
- Globotruncana gagnebini* TILEV
- Globotruncana gansseri* BOLLI
- Globotruncana du groupe contusa* (CUSHMAN)
- Globotruncana caliciformis* (DE LAPPARENT)

et parfois

- Gavelinella pertusa* MARSSON

Ces formes caractérisent le Maestrichtien et peut-être le sommet du Campanien. Le faciès des roches de ce niveau est souvent bioclastique et l'on y voit le mélange avec des formes arénacées absentes ailleurs.

Entre ce niveau et le suivant, s'intercale un faciès très particulier. Lithologiquement, ce sont des calcarénites gréseuses à ciment très ferrugineux. Les débris de loges de *Globotruncana* y sont abondants. Seules quelques petits Foraminifères sont restés entiers et l'on y distingue:

- Rugoglobigérines
- Rugotruncana havanensis* (VOORWIJK) (??)

Ce sont des couches de passage sans faune bien caractéristique.

Niveau 8: à *Globorotalia*; Paléocène.

Les *Globotruncana* ont totalement disparu. On y trouve:

- Globorotalia pseudomenardii* BOLLI
- Globorotalia angulata* (WHITE)

Ces formes sont de la base du Paléocène. Le problème du Danien reste entier. Peut-être est-il représenté par les couches de passage à Rugoglobigérines, citées plus haut.

Dans le Paléocène apparaissent des faciès de remaniement à coquilles brisées. Un faciès gréseux, contenant seulement quelques gros Foraminifères arénacés, termine la série dans un style précurseur du Flysch.

CONCLUSION

Le Crétacé supérieur est fort bien représenté, dès le Cénomanien en tout cas. La sédimentation semble très continue jusqu'au Paléocène inférieur. Je ne pense pas qu'il faille admettre, comme le fait SCHWARTZ-CHENEVART, une lacune entre les calcaires plaquetés et le Cénomanien. Les faciès de l'Aptien-Albien sont certainement plus

détritiques, et je pense spécialement à la formation de Luchernalp. Ce caractère provoque probablement l'oblitération de l'apparition des premières faunes typiques du sommet du crétacé inférieur, telles qu'on les reconnaît dans des zones plus externes.

Avec cette formation s'achève la succession des lithoformations des Préalpes médianes dans l'aire du terrain étudié.

CHAPITRE XI

PRÉALPES ULTRAHELVÉTIQUES EXTERNES

La limite NW de mon terrain est marquée par le plan de chevauchement des Préalpes médianes sur les Préalpes ultrahelvétiques. Le Flysch de ces dernières est régulièrement en contact avec un des trois faciès de la formation gypsifère et dolomique des Médianes.

Il affleure sous deux faciès:

1. *Les Grès du Gurnigel* sont seuls représentés dans la région de Vorderer Stalden, dans le Hürlinenbach et ses alentours et dans le ruisseau «sans nom». Par deux fois, ils affleurent en «fenêtres» à travers les faciès des Préalpes médianes. A 30 m à l'Ouest du chalet Galutzi, des grès grossiers sortent entre les calcaires détritiques bathoniens et les éboulis de calcaire massif. Ces grès contiennent:

Nummulites sp.

Discocyclina sp.

Sur le sommet du Hohmättli, un mince filet de grès fins pointe entre les Couches de Kössen et les calcaires oolithiques hettangiens. Ce faciès, très fin, est attribué au Flysch avec de grandes réserves. Il ne contient pas de microfaune et il pourrait aussi s'agir d'un faciès particulier des Médianes, inconnu ailleurs.

2. *Le Wildflysch* est principalement développé en deux points. Aux environs de la ferme de Unterer Gougleras (pt. 1451), affleure, dans une niche d'arrachement et dans un ruisseau immédiatement au-dessous de la ferme (coord. 590,75/169,4), des schistes argileux noirs à débit grossier. Ils sont entourés de dépôts morainiques. Ce sont les schistes d'une écaille jurassique ultrahelvétique dans lesquels ont été isolé:

Ostracodes: *Paracypris sp.*
Cytherella sp.
Bairdia sp.

Foraminifères: *Lenticulina plexus polonica* (WISNIOWSKY)
Falsopalmula cf deslongchampsi (TERQUEM)
Epistomina aff. mosquensis (UHLIG)
Lagenidae

Cette faune, déterminée par J.J. BIZON, date le Callovo-Oxfordien du Dogger sup. des Allemands, c.-à-d. Dogger ζ.

Un affleurement de calcaire lithographique blanc signale le Malm ultrahelvétique au col de Hirschenläger (80 m au Sud du pt. 1470). Il est entouré de grès.

Dans le ruisseau du Hohberg (des coord. 591,8/169, 35 au pt. 1314), les blocs de Flysch gréseux sont mêlés au gypse et à des blocs de Jurassique. C'est un faciès

Wildflysch sans blocs exotiques. Cette zone de Wildflysch est le prolongement de la zone Bouleyres-Maulatrey avec ses écailles de Jurassique plus ou moins développées.

CHAPITRE XII
DÉPOTS QUATERNAIRES
DÉPOTS GLACIAIRES
Problème du glacier du Rhône

Pour expliquer le déversement du glacier des Recardets dans le vallon de Chesalettes, V. GILLIÉRON (1885, p. 245) fait intervenir le glacier du Rhône. Il pense qu'il a dû s'accumuler dans la région du Lac Noir et forcer le glacier des Recardets à s'écouler dans un sens opposé à son courant naturel. Par la présence de ce glacier, il explique également le surcreusement de la région du Lac Noir. Le problème du glacier des Recardets sera traité par J.D. ANDREY puisqu'il se trouve sur son terrain. Nous verrons plus loin l'explication à donner au surcreusement du Lac Noir. Quant au glacier du Rhône, aucun indice de sa présence n'est décelable. Le fait que l'on ne trouve aucune moraine rhodanienne dans la région du lac peut être attribué à la récurrence des glaciers locaux. Mais, en suivant le cours de la Singine jusqu'à Planfayon, on ne rencontre que des blocs originaires des Médianes et de l'Ultrahelvétique, mais pas la moindre trace de galets rhodaniens remaniés de la moraine qui devrait être présente. L'absence totale de matériel rhodanien dans la région du Lac Noir et plus bas, nous pousse à conclure que ce glacier ne s'est jamais avancé dans la région, du moins pas durant la dernière glaciation.

Les glaciers locaux

Glacier de l'Alp Kaiseregg

Ce glacier est à l'origine du vallon qui sépare le Kaiseregg des Rotenkasten. De son névé, formé par le cirque de Hintererberg, il s'écoulait vers le NE jusqu'à Hinterseeli où l'arrivée en sens opposé du glacier de Widdergalm le fait s'infléchir vers le Sud. L'arrêté du Halsfluh séparait les deux glaciers et comprend deux terrasses; l'une à 1760 m d'altitude, l'autre à 1830 m. Dans un premier stade de retrait, le glacier creusait la dépression de Vorderseeli, devant le verrou formé par la Rotenfluh et le Langel. Dans un autre stade, il abandonne une moraine frontal dans la région de Wallalp, derrière laquelle se forme le Hinterseeli.

Glacier de la Riggisalp

Un vaste glacier prenait sa source dans le cirque de la Riggisalp. Bordé à l'Ouest par le glacier des Neuschels et à l'Est par un glacier descendant du Hasensprung et de la Schwarze Fluh, il devait recouvrir, dans son maximum d'extension, le Staldenhubel (en partie), les Hürlinen et le Hohmättli où l'érosion a limé les Préalpes médianes jusqu'au Trias. Dans les périodes de faible débit, il a creusé en direction de la Gypsera, le long de l'actuel Riggisalpbach où il a abandonné de gros dépôts morainiques dont certaines crêtes indiquent encore la direction d'écoulement. Des culots de glace rési-

duels ont laissé de petits vallums au pied du Steinritz et au Seelihäuser. Le petit lac est formé par un premier vallum, alors qu'un deuxième le coupe en son centre à quelques mètres plus bas.

Le glacier des Neuschels

Sa source se trouve probablement entre la Körbispitz et le Chällahorn. Le glacier s'écoulait vers le Nord et le Sud. Sa branche Nord est séparée de la Riggisalp par la grande crête morainique qui relie le Steinritz au Staldenhubel. Il rencontrait en chemin le glacier, plus vaste, de la Breccaschlund et tous deux aboutissaient dans la région du Lac Noir où ils rejoignaient le glacier des Recardets. Entre la Rippazfluh et le Staldenhubel, un resserrement de la vallée et la présence de petites collines nous signalent qu'un verrou important devait provoquer à cet endroit un surcreusement de la vallée. Ce phénomène de surcreusement (voir de MARTONNE 1935, t. 2, p. 910) explique aussi l'enfoncement du Lac Noir par rapport aux vallées plus hautes qui l'entourent sans faire intervenir le glacier du Rhône. En effet, le glacier de la Riggisalp et d'autres petits glaciers secondaires avaient creusé au Nord de l'actuel Lac Noir une vallée dont le profil de base était situé au-dessous de celui des glaciers des Neuschels, de la Breccaschlund et des Recardets. Ces trois glaciers ont donc rejoint le profil de base de la vallée vers laquelle ils convergeaient en érodant très fortement la région où s'est accumulée, après la fonte des glaces, l'eau du Lac Noir retenue par un barrage morainique.

Le glacier de la Schwarze Fluh

Séparé à l'W du glacier de la Riggisalp par le Seeligrat, celui-ci devait le rejoindre sur le flanc Est du Hohmättli. Recevant à l'Est le glacier du Gantrisch, le glacier de la Schwarze Fluh s'écoulait par Schönenboden en direction de la Kalte Sense qui rejoignait les glaciers 1, 2 et 3 à Zollhaus. Il a laissé de longues crêtes et une grande quantité de moraine informe. Un culot de glace résiduel, au pied des Metzgertritten, a laissé un petit vallum derrière lequel s'est formé le petit lac de Oberhaus (fig. 42). A l'Est, l'arête de Zibegg et son prolongement dans le Schönenbodenrain (pt. 1497 à pt. 1442) formaient une séparation entre le glacier de la Schwarze Fluh et celui de Neuer Gantrisch. L'arête de Schönenbodenrain est une belle moraine médiane.

Je passe sous silence les petites langues glaciaires qui n'ont pas laissé de traces importantes.

FORMES D'ÉROSION

Les dolines

Elles sont extrêmement nombreuses dans l'anticlinal Charmey-Lac Noir et l'Anticlinal II (fig. 43). Leur présence est due au gypse et non à la cornieule comme le pensait V. GILLIÉRON. Dans les dépôts glaciaires recouvrant les Grès du Gurnigel, on ne trouve pas de dolines; par contre, elles abondent à proximité des affleurements de gypse. Un simple regard sur la carte des environs de la Gypsera suffit à convaincre. On peut évidemment trouver des dolines dans la cornieule, mais alors le gypse se trouve immédiatement au-dessous comme c'est le cas près de la ferme pt. 1286, à 150 m au Sud du Hürlinenbach. Le gypse est ici si proche de la surface qu'il crève à un endroit la couche de cornieule.

Le karst

Dans les calcaires plaquetés de l'Alp Kaiseregg et de Luchernalp, le karst se manifeste par de gros entonnoirs circulaires ouvrant sur des cavernes et des puits dont



Fig. 42. Crête morainique séparant le glacier de la Riggisalp de celui descendant de la Schwarze Fluh. A droite, le lac de Oberhaus accumulé derrière un vallum. Pied Nord des Metzgertritten.



Fig. 43. Dolines dans le gypse de l'anticlinal Charmey-Lac Noir.

certains doivent avoir une profondeur considérable si l'on en juge par le temps de chute des pierres que l'on y jette.

Les calcaires massifs du Kaiseregg sont fréquemment cisaillés par l'érosion longitudinale: les lapiez. La plupart sont d'ailleurs fossiles et remplis d'humus et d'herbes comme le montre la fig. 44.

ÉBOULEMENTS

Il vaut la peine de signaler les deux grands éboulements qui descendent du Hasensprung et du Stand (extrémité Est de la Schwarze Fluh). Tous deux se rejoignent près de Schönenboden jusqu'où ils ont roulé d'énormes blocs de calcaire massif. Tout au long de la Geissalp, l'éboulement du Hasensprung s'étire sur la moraine et est parfois si peu dense que l'on hésite à le prolonger. Cependant, il était nécessaire de relier à sa source la grosse accumulation de blocs de Schönenboden. La faible inclinaison de la pente et la longueur de ces éboulements, ainsi que leur faible densité m'obligent à penser qu'ils se sont produits sur des langues glaciaires dont l'écoulement a servi de mode de transport aux blocs éboulés.

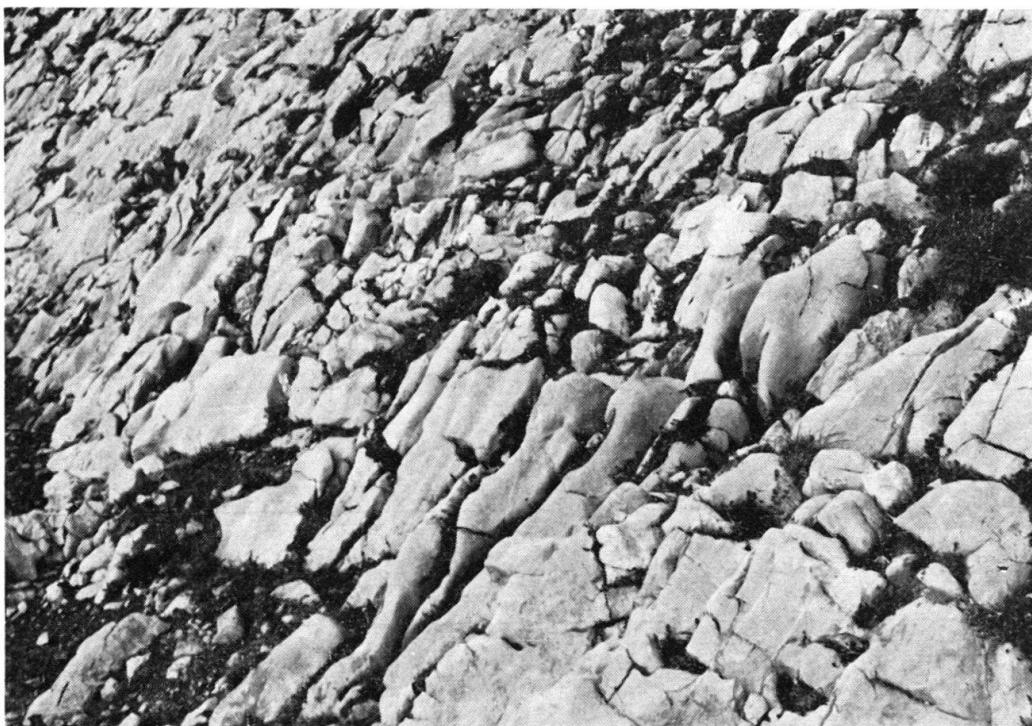


Fig. 44. Karst en lapiez dont le développement est bloqué par la végétation. Calcaires massifs des pentes Sud du Kaiseregg.

LES BASSINS FERMÉS

Le bassin fermé de l'Alp Kaiseregg et Wallalp est le seul de tout le terrain. Le ruisseau de l'Alp Kaiseregg s'écoule à la faveur de la présence de la formation de Luchernalp dont les schistes forment un niveau imperméable constant. Les deux petits lacs n'ont pas d'exutoires. Le Hinterseeli repose sur la moraine. La source de Bodenhütte qui alimente le Vorderseeli est probablement une résurgence, du moins

partiellement, de l'eau du premier lac. Le Vorderseeli est creusé dans les calcaires plaquetés et conservé grâce à un bouchon de moraine qui tapisse son fond. Son niveau est contrôlé par le karst dans lequel se déverse le surplus.

Dans la même région, le ruisseau de Bunfal (coord. 592,88/166,17) et le Oberbachbach (coord. 591,45/164,78) prennent leur source sur les schistes de la formation de Luchernalp.

DEUXIÈME PARTIE: TECTONIQUE

INTRODUCTION

La ligne de partage de l'Anticlinal II, valable pour la différenciation des lithoformations, marque également en tectonique la différence entre deux zones. Au Sud, le synclinal de Château-d'Œx est une grande structure tranquille, sans complications majeures. Au Nord, par contre, toutes les structures sont écrasées, fragmentées et se chevauchent régulièrement par failles, provoquant des contacts aberrants entre les formations. Des structures peuvent y être cependant plus ou moins bien individualisées. Cette complexité de la zone Nord est la conséquence de la déviation des Neuschels où l'Anticlinal II oblique brusquement vers le Nord, dès Jaun et jusqu'à la hauteur de la Riggisalp. D'ici il reprend sa direction normale. Par ce décrochement, l'Anticlinal II est déplacé de plus de 3 km vers le Nord. Le bloc Est (Kaiseregg-Schafberg) suit le décalage vers le Nord le long de la faille.

Nous verrons, lors de la description des structures, l'effet de ce décrochement sur chacune d'elles, le décalage des unes et la disparition d'autres.

La carte tectonique et les profils résument les considérations qui vont suivre. Les profils de détail (pl. IV) sont une interprétation qui comporte les aléas inhérents à ce genre de travail. La rareté des possibilités de mesure de pendage rend la tâche encore plus délicate, mais les couches écrasées et tortueuses de la zone Nord annulerait la valeur des pendages en profondeur. Dans le Hürlinenbach, par exemple, les inclinaisons des couches peuvent différer de 90° dans leur direction, à quelques mètres de distance.

LA DÉVIATION DES NEUSCHELS

La déviation des Neuschels marque approximativement la limite Ouest de mon terrain. Le flanc Nord de l'Anticlinal II est étudié par J. D. ANDREY (Thèse à paraître) jusqu'à la hauteur de la Riggisalp, où le brusque retour de la structure dans la direction E-NE ramène son flanc Nord sur notre terrain.

La déviation détermine, au Nord de l'Anticlinal II, des accidents tectoniques importants:

Le chevauchement des structures

En effet, sauf pour le passage du flanc Nord du synclinal de la Dent de Broc à l'anticlinal Charmey-Lac Noir, toutes les structures sont en contact par failles chevauchantes. Le plongement des chevauchements n'est pas toujours contrôlable, mais il est certain que les structures, projetées en avant, doivent se recouvrir partiellement.

Ceci, pour être bien marqué sur les profils, exigerait un dessin en profondeur, entreprise jugée trop hasardeuse. Cependant, à Hürlisboden, le prolongement du synclinal de Staldenhubel surmonte les calcaires détritiques qui affleurent dans le ruisseau au pied de la colline (voir profil 7, pl. IV).

Les failles transversales

Elles sont moins importantes que les chevauchements. La principale est celle qui décale de 200 m le synclinal de la Dent de Broc à Unterbödeli, après la déviation qu'il a subi à sa rencontre avec le synclinal de Staldenhubel. Le déplacement total, vers le Nord, du synclinal de la Dent de Broc, depuis sa rencontre avec le synclinal de Staldenhubel et jusqu'à Unterbödeli, est de 400 m. La déviation de l'Anticlinal II étant de 3 km et celle du synclinal de la Dent de Broc de 400 m, on peut imaginer l'ampleur de l'écrasement qui en résulte!

Ces failles favorisent le glissements de couches dans le Hohmättli où de grosses masses sont décollées de leur position tectonique normale. Ce sont des lambeaux dont l'épaisseur est impossible à définir et qui recouvrent d'autres formations. Nous y reviendrons (p. 346).

Les variations axiales

Entre le synclinal de la Dent de Broc et l'anticlinal Charmey-Lac Noir, des structures disparaissent dans la zone qui subit les effets de la déviation des Neuschels. A Spicherweid, le synclinal de Vounetz laisse voir son axe et ses flancs dans les calcaires détritiques du membre C. La montée axiale et la disparition de cette structure sont claires. Entre Unterbödeli et Unterer Stierenberg, disparaît l'anticlinal de Lovaty. Quelques calcaires siliceux et un affleurement de calcaires et schistes du membre A (voir p. 274) le signalent encore. Son axe doit être fortement plongeant ou fracturé car ces deux formations affleurent à environ 100 m de distance.

A la hauteur de la Riggisalp, l'Anticlinal II reprend sa direction normale, vers le NE. Cependant, la force qui a donné naissance à la virgation prolonge son actions, dans la direction Nord-Sud jusqu'à proximité du Lac Noir. Au Staldenhubel, dans l'alignement des pylônes du téléski, un embranchement de l'Anticlinal II perpétue la déviation des Neuschels. Le Trias dolomitique provoque une montée axiale de toutes les structures qui disparaissent à cet endroit. Le synclinal de Staldenhubel présente une terminaison périclinale assez bien définie.

Signification de la déviation des Neuschels

Il est très délicat d'interpréter le sens de cette déviation. De part et d'autre les structures se retrouvent, bien que réduites et écrasées au NE. On peut donc supposer qu'il s'agit d'un phénomène tardif, datant d'après la formation des structures. Nos connaissances sur le genre de nappe que représente les Médianes sont trop fragmentaires pour éclaircir la paléotectonique. Il est cependant curieux que l'on n'y trouve pas de flanc renversé. S'agirait-il d'un glissement massif dans le bassin, au sens d'une diverticulation à grande échelle?

L'action des lithofaciès a son importance. La zone synclinale du Schafberg est proche des écailles cassantes des Rígides et fut longtemps émergée au Lias (voir Formation spathique, p. 266 et suivantes). Le socle continental du Trias calcaire des Rígides est proche et sa rigidité n'est certainement pas étrangère à la conservation du synclinal du Schafberg et à la pression qu'il a pu ainsi exercer sur les structures situées au Nord. Il n'est pas inconcevable que le Trias calcaire des Rígides se prolonge assez loin sous les cornieules et les dolomies de la zone interne des Médianes plastiques. En effet, ces dernières lui sont superposées dans l'ordre chronostratigraphique (TRÜMPY 1955, BADOUX 1962).

Une action du substratum n'est pas à exclure. Il est curieux de constater qu'une déviation, de même type et de même direction, affecte l'Anticinal I dans la région de Gruyère (TERCIER 1946). D'autre part, la déviation a une direction parallèle à celle des décrochements jurassiens et aux fractures du fossé rhénan. Cette orientation, approximativement Nord-Sud, n'est certainement pas fortuite. Son sens nous échappe cependant. La similitude de ces directions pourrait suggérer une action généralisée du substratum, à la fin des paroxysmes alpins, dont les effets se font sentir dans la couverture, quelle qu'elle soit.

Nous pensons également à une action du substratum parce que la déviation n'est pas perpendiculaire à la direction des plis des Médianes. Si la déviation était la conséquence de l'unique pression tangentielle qui a mis la nappe en place, elle serait parallèle à ces pressions et donc perpendiculaire aux plis. Il s'agirait d'un simple excès local de pression. Il semble que ce ne soit pas le cas.

Il reste que la faiblesse de nos connaissances nous réduit à manier des hypothèses aussi fragiles en face de la vérité que n'est l'écorce superficielle en face des forces géodynamiques.

PLAN DE CHEVAUCHEMENT DES PRÉALPES MÉDIANES SUR LES PRÉALPES EXTERNES

En principe, ce sont les couches de la formation gypsifère et dolomitique qui sont en contact avec le Flysch des Externes. Ce contact est rarement visible. A l'Ouest du terrain, le plan de chavauchement traverse le Lac Noir. Il est contrôlable à la «Grotte» (voir p. 246) où la paroi de gypse surmonte le Flysch qui sert de plan d'écoulement à un ruisseau.

A Vorderer Stalden, quelques affleurements de gypse et de Grès du Gurnigel le situent avec assez de précision. Depuis le lac, jusqu'au ruisseau «sans nom», sa direction reste assez généralement WSW-ENE. Dans le Hürlinenbach et à l'W de ce ruisseau, la cornieule est en contact avec les Grès du Gurnigel. De là et jusqu'au ruisseau «sans nom», le plan de chevauchement se suit avec une précision relative. Une brusque inflexion lui fait effectuer un crochet vers le Nord. Son passage devient ensuite difficilement estimable à cause de l'éboulement et des dépôts glaciaires. Il semble bien que, dans la région de Unterer Gouglaras Hohberg, les Grès du Gurnigel cèdent le pas au Wildflysch à écailles de Jurassique. Cette zone est comparable, en plus petit, à celle de Bouleyres et Montsalvens où le Wildflysch à écailles est en contact avec les Médianes. Dans la région Hohberg-Schönenboden, la couverture morainique rend invisible le plan de chevauchement. Il est assez clair, cependant qu'il s'infléchit vers le Sud.

L'ANTICLINAL CHARMNEY -LAC NOIR

Les replis bordiers qui, à l'Ouest du Lac Noir, séparaient cet anticlinal des Préalpes externes, ont totalement disparu dès le lac. Ce sont les formations triasiques de l'anticlinal Charmey-Lac Noir qui sont en contact avec le Flysch. Cet anticlinal se suit depuis le Staldengraben jusqu'au ruisseau «sans nom». Depuis ce dernier ruisseau, on ne sait ce que devient l'anticlinal. Il semble qu'il disparaît.

Sur une carte tectonique, J. TERCIER (1945, pl. XVII) fait de cette structure son Anticlinal I.

LE SYNCLINAL DE LA DENT DE BROC

Arrivant de l'Ouest, le synclinal de la Dent de Broc vient buter contre le synclinal de Staldenhubel dans le Neuschelsbach. La faille de chevauchement n'est pas simple. La fig. 45 montre que, réunies au sommet, deux failles divergent en profondeur. La divergence est inégale et chaque plan de faille a une inclinaison variable, mais n'est jamais parallèle à l'autre. Les calcaires plaquetés forment le fond du synclinal (à droite sur la fig. 45) et s'infiltrent également dans l'espace laissé libre entre les deux failles. L'explication de ce phénomène reste confuse. Peut-être les calcaires plaquetés sont-ils restés pincés entre les deux blocs lors de la déviation du synclinal. Ils sont restés légèrement en retard sur la poussée générale en avant, dans une sorte de mouvement rétroactif. Jusqu'à environ 150 m à l'WSW de Unterbödeli, le synclinal de la Dent de Broc est resté collé, en profondeur, au plan de chevauchement avec le synclinal de Staldenhubel. On retrouve les calcaires plaquetés collés aux calcaires oolithiques hettangiens. Une faille transversale lui fait faire un bond de 200 m dans la direction Nord et on le retrouve complet au chalet de Unterbödeli. Il est très écrasé: la largeur maximale entre ses deux flancs de calcaires massifs est de 50 m.

Dans le Staldengraben, un anticlinal de calcaires détritiques bathoniens perce la cuvette de calcaires plaquetés. Cette structure, due sans doute à un jeu de failles, semble peu continue et ne se retrouve pas ailleurs. Peut-être faut-il y voir une dernière apparition de l'anticlinal de Lovaty, mais cette vue de l'esprit ne me paraît pas correcte.

Le flanc Nord du synclinal de la Dent de Broc est ici complet tandis que le flanc Sud se termine par un chevauchement de l'Anticlinal I sur les calcaires massifs. Au NE du Staldengraben, c'est le synclinal de Staldenhubel qui est en contact avec les calcaires massifs de ce même flanc Sud.

La montée axiale provoquée par la branche de l'Anticlinal II fait disparaître le synclinal, sur quelques mètres seulement, dans le Staldenhubel. Au Sud de Vorderer Stalden, les calcaires massifs signalent sa réapparition (profil 6, pl. IV). On le suit régulièrement dans les Hürlinen.

Dans le Hürlinenbach, une série de petites structures s'intercalent entre l'anticlinal Charmey-Lac Noir et le synclinal de la Dent de Broc. Il est impossible de les rattacher à d'autres. Ce sont des conséquences du jeu de fractures longitudinales. Le profil 7 (pl. IV) tente de situer les relations entre ces structures.

Entre le Hürlinenbach et le ruisseau «sans nom», un fauchage provoque le brusque élargissement de la structure. Nous reviendrons plus loin (p. 346) sur ce phénomène de glissement.

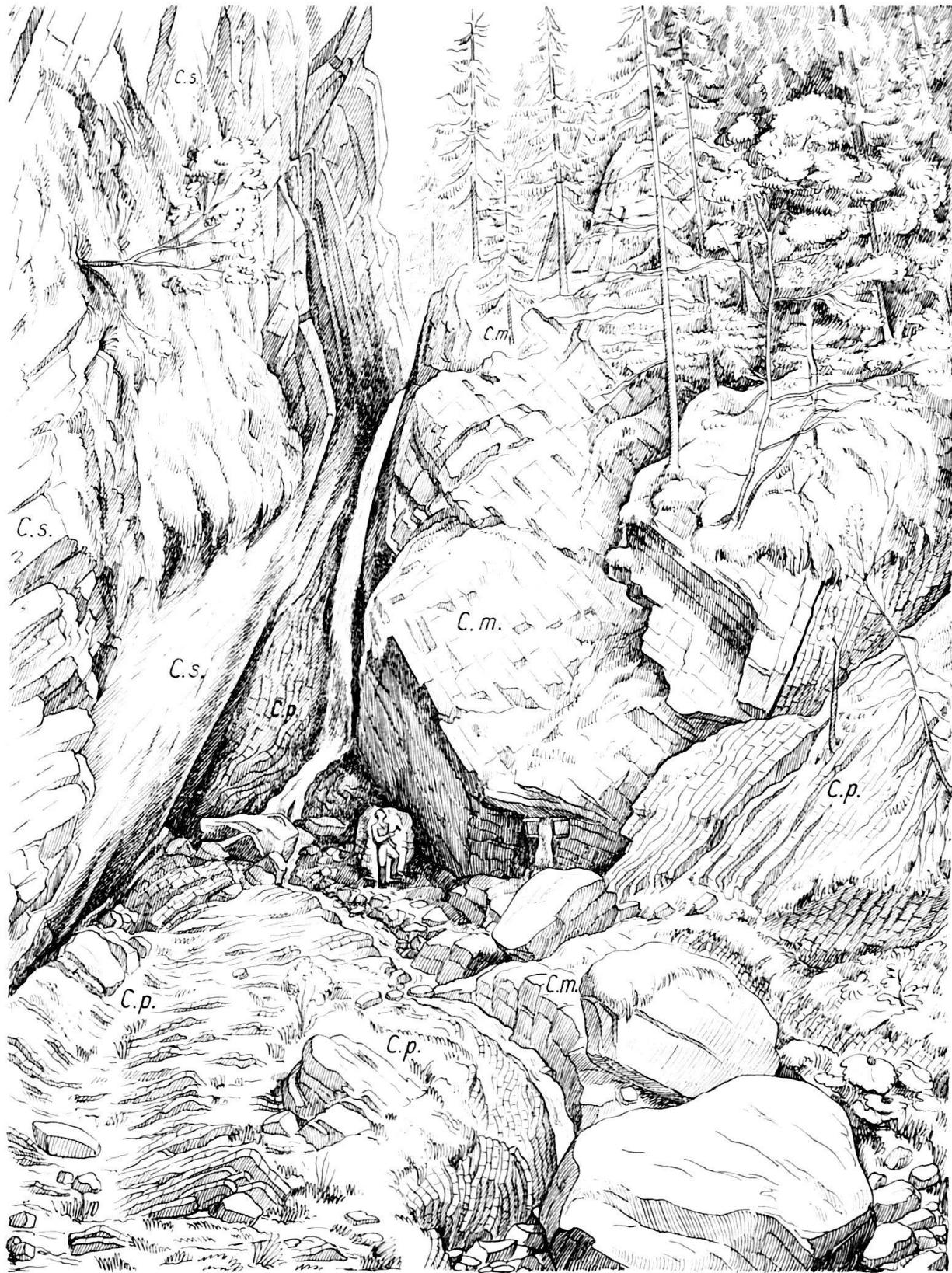


Fig. 45. Chevauchement du synclinal de la Dent de Broc (à droite) et du synclinal de Staldenhubel (à gauche) dans le ruisseau des Neuschels près de Unterbödeli, coord. 588,35/166,67. C.m. calcaires massifs, C.p. calcaires plaquetés, C.s. calcaires spathiques. Le dessin montre les deux failles convergentes au sommet et les calcaires plaquetés qui s'infiltrent entre les deux. Au fond, à droite, se voit clairement la cuvette du synclinal de la Dent de Broc dont la flanc inférieur est horizontal.

Le synclinal de la Dent de Broc aboutit à l'arête de Gougleras où son flanc externe se complète à nouveau, bien que manquent les membres B, C et D. La Formation siliceuse est superficiellement recouverte par un lambeau de glissement des couches du membre A.

La grosse écaille de calcaires massifs, située au NE du Hohmättli, est peut-être une reprise du synclinal de la Dent de Broc, qui serait alors décalé de 400 m vers le Sud par une faille.

L'ANTICLINAL I: LES COMBES-SPITZFLUH

Cet anticlinal est partout représenté par les calcaires détritiques du membre C, chevauchant le flanc interne du synclinal de la Dent de Broc.

Du ruisseau des Neuschels à Unterbödeli, l'Anticlinal I disparaît sous le plan de chevauchement du synclinal de la Dent de Broc et du synclinal de Staldenhubel. De Unterbödeli au Staldengraben, il chevauche le flanc interne du synclinal de la Dent de Broc et est lui-même chevauché au Sud par le synclinal de Staldenhubel. Il disparaît au NE du Staldengraben. Décalé par deux failles, il réapparaît en même temps que les autres structures au sud de Vorderer Stalden, après la montée axiale générale. Sur le chemin reliant Vorderer Stalden à la Riggisalp, un morceau de calcschistes du membre D est pincé entre les calcaires massifs (syncl. de la Dt. de Broc) et les calcaires détritiques (Ant. I) qui sont recouverts de moraine. Le profil 6 (Staldendossen) montre cette particularité.

L'Anticlinal I se suit très nettement dans les Hürlinen. A Hürlisboden, il est surmonté par le synclinal de Staldenhubel. L'érosion du Hürlinenbach permet de voir ce recouvrement illustré dans le profil 7 (pl. IV).

Dans le Hohmättli, on ne peut suivre cette structure. L'anticlinal local signalé à cet endroit par la carte tectonique en est peut-être un très vague prolongement, mais ce n'est pas certain.

LE SYNCLINAL DE STALDENHUBEL

Pas plus la carte de H. HUBER que celle de J. TERCIER ne signale la présence d'un synclinale dans les calcaires spathiques qui affleurent à l'W et au NW du Staldenhubel.

De la colline pt. 1380 (coord. 588,42/166,4) jusqu'à une ligne passant, grossso modo, de Unterbödeli au pt. 1521,3, n'affleurent que les calcaires spathiques (Sinémurien) bordés sporadiquement de calcaires oolithiques (Hettangien), qui fournissent un indice du redoublement synclinal des calcaires spathiques. De là, et jusqu'à la disparition de la structure au Nord de la station supérieure de télésiège, des calcaires du membre A (Toarcien) et de la formation siliceuse (Lias moyen) affleurent entre des calcaires spathiques, des calcaires oolithiques ou des lambeaux de Couches de Kössen. Ces formations du Toarcien et du Lias moyen forment le cœur du synclinal.

Au Nord de la station supérieure du télésiège, des affleurements de Couches de Kössen et de calcaires oolithiques établissent que la montée axiale fait disparaître la structure en terminaison périclinale.

L'affleurement de calcaires oolithiques, collés aux calcaires du membre C, dans le Staldendossen, marque probablement la reprise de notre synclinal. Mais il faut aller jusqu'à Hürlisboden pour retrouver avec sécurité un synclinal liasique qui corresponde

à celui du Staldenhubel. Le profil 7 (pl. IV) montre que ce lambeau synclinal chevauche totalement les calcaires détritiques du membre C dont l'évolution tectonique est problématique.

Le synclinal de Staldenhubel disparaît définitivement à l'Est de Hürlisboden.

L'ANTICLINAL II

Cet anticlinal marque la déviation des Neuschels (voir paragraphe 6, p. 339). Du col des Neuschels jusqu'à Höhenboden, sa largeur se développe progressivement et sa direction est de 10 à 15° Est. C'est dans cette direction qu'il se prolongera vers le Staldenhubel, le long d'un axe secondaire. Sa branche principale s'infléchit vers l'Est et s'élargit considérablement de la Riggisalp à Schönenboden en passant par Salzmatt. Sa direction est alors d'environ 55° Est. Il est presque partout recouvert de moraine. Les profils B et C (pl. III) donnent une idée des dimensions extraordinaires de cet anticlinal. La cause de cette extension est complexe et due à l'effet de l'érosion et de la tectonique. Les formations situées au Nord du synclinal de Château-d'Œx ont été écrasées et éjectées sous l'effet de la pression des masses déplacées par la déviation des Neuschels. Le substratum de Flysch a été lui-même porté à très haute altitude et plissé. L'érosion a fortement arasé ces structures surélevées, ne laissant subsister que des structures résiduelles et de vastes étendues de cornieule, formation des plus inférieures dans la stratigraphie des Préalpes médianes.

LE SYNCLINAL DE CHÂTEAU-D'ŒX

Son noyau est formé par les Couches rouges du massif Schafberg-Rotenkasten. Ses dimensions sont considérables et son flanc Nord mesure plus de 2 km entre le Schafberg et la Riggisalp. Le tracé de ce synclinal n'est pas porté sur la carte tectonique (pl. III) pour des raisons pratiques, mais il est visible dans les profils C et B de la pl. III.

Sa direction est plus régulière que celle de l'Anticlinal II et il subit avec moins d'acuité les effets de la déviation des Neuschels. Cependant, dans les Neuschelsflühe, son flanc externe est redressé à la verticale car il suit la direction de la déviation des Neuschels (profil A, pl. III). Ce flanc externe n'a pas la même évolution que le noyau de la structure. Tandis que ce dernier garde assez généralement une direction 55° Est, le flanc externe a une direction d'environ 25° E dans les Neuschelsflühe et le Teuschlismad, puis de 50° E du Steinritz au Kaiseregg. Les niveaux massifs du Malm et du Dogger ont réagi violemment en se redressant et se fracturant, tandis que les couches plus plastiques du Crétacé ont eu une réaction plus molle et, de Jaun au Schafberg elles s'incurvent progressivement selon un arc de cercle de grand rayon.

Dans le Teuschlismad et le Kaiseregg, les couches de calcaires massifs gardent une倾inacion de 60 à 80° SE. C'est entre le Teuschlismad et les Neuschelsflühe que s'opère le redressement, par une série de failles transversales. La principale a une orientation Est-Ouest et un plongement de 60° Sud. Son rejet horizontal est de 100 m environ dans la direction Ouest. Elle provoque le chevauchement, par les calcaires massifs, des schistes noduleux, des calcschistes du membre D et des calcaires du membre C en partie. Le rétrécissement des calcaires massifs se fait déjà sentir dans le Hinterer Berg (Est du Teuschlismad) où quelques failles transversales réduisent leur épaisseur affleurante.

A l'Est du Kaiseregg, dans le Stierengrat, une faille imposante provoque l'enfouissement des calcaires massifs sous les calcaires plaquetés. Son rejet vertical ne doit pas être très important.

Dans la Schwarze Fluh, le flanc externe du synclinal de Château-d'Œx s'incurve davantage vers l'Est et l'érosion le coupe obliquement par rapport à son axe.

MASSIF DU HOHMÄTTLI

a) Le sommet et le flanc Sud du Hohmättli sont couverts par des formations n'ayant aucun rapport structural entre elles. Sur le sommet, on peut, avec réserve, individualiser une petite structure anticlinale. A part cela, chaque affleurement représente une écaille autonome, reste d'anciennes structures que l'érosion a fait disparaître.

b) Sur le flanc Nord du Hohmättli, les formations semblent souvent inordonnées, à cause de glissements massifs de couches qui viennent se superposer à d'autres avec lesquelles elles n'ont aucune relation structurale. Ce sont les «masses glissées et chevauchantes», numérotées de 1 à 5, sur la carte tectonique. Nous ne parlerons pas de celle, moins importante et située près de Unterbödeli. Les masses 1 et 2 sont assez superficielles. Dans la 1, les calcaires plaquetés du noyau du synclinal de la Dent de Broc ont glissé le long d'une faille donnant l'impression d'un brusque élargissement du synclinal, dont un morceau de calcaires massifs est conservé à l'extrémité de la bande de calcaires plaquetés. Dans la 2, une niche d'arrachement laisse voir un lambeau de calcaires plaquetés glissés avec des calcaires détritiques du membre C.

Une remarque est nécessaire avant de poursuivre. Le flanc Nord du synclinal de la Dent de Broc est simple et complet au SE du Lac Noir. Dans le Hürlinenbach, par contre, il se complique sérieusement et les calcaires massifs sont bordés de calcaires détritiques du membre C, eux-mêmes suivis de calcaires et schistes du membre A. Au sommet du ruisseau «sans nom», nous retrouvons ces deux derniers lithofaciès, mais collés aux calcaires plaquetés. Les calcaires massifs sont restés en profondeur.

La masse glissée 3 représente le prolongement des calcaires détritiques dont il vient d'être question. Ils ont glissé obliquement par rapport à la direction des structures, dans une direction légèrement Ouest. L'extrémité SW de la masse glissée est en contact avec le gypse, mais je pense qu'un lambeau de calcaires du membre A est resté en profondeur (profil 8, pl. IV) et qu'il n'affleure qu'à l'extrémité NE. Le déplacement de cette masse n'est probablement pas un simple glissement mais doit être combiné avec une action du substratum de Flysch qui affleure dans une fenêtre à l'extrémité NE. Si les autres masses glissées peuvent être considérées comme des phénomènes récents et plus ou moins superficiels, celle-ci doit avoir une origine tectonique également, et plus ancienne. La question reste ouverte.

Sur l'arête de Gougleras, la 4 et 5, illustrées dans le profil 9, sont des glissements superficiels. La 4 est une couverture de calcaires et schistes du membre A sur la formation siliceuse dont on constate la présence dans une petite niche privilégiée, dont le détail n'a pu être porté sur la carte. La carte n'étant pas une extrapolation, c'est la couche superficielle qui y est portée. Quant à la 5, c'est un bloc de calcaire spathique décollé de la grande masse qui couvre le sommet du Hohmättli. Elle a glissé par-dessus les calcaires détritiques du membre C et peut-être la cornieule, encore visibles à quelques mètres au Sud. Cette masse s'est arrêtée contre les calcaires massifs du flanc du synclinal de la Dent de Broc.

c) A Galutzi et au sommet du Hohmättli, deux fenêtres de Flysch des Préalpes externes démontrent l'existence d'une poussée anticlinale affectant les deux nappes et sur laquelle l'érosion n'a laissé que des lambeaux de Médianes. Situé à plus de 1700 m d'altitude, le Flysch du Hohmättli se trouve à la hauteur de celui de la Berra.

BIBLIOGRAPHIE

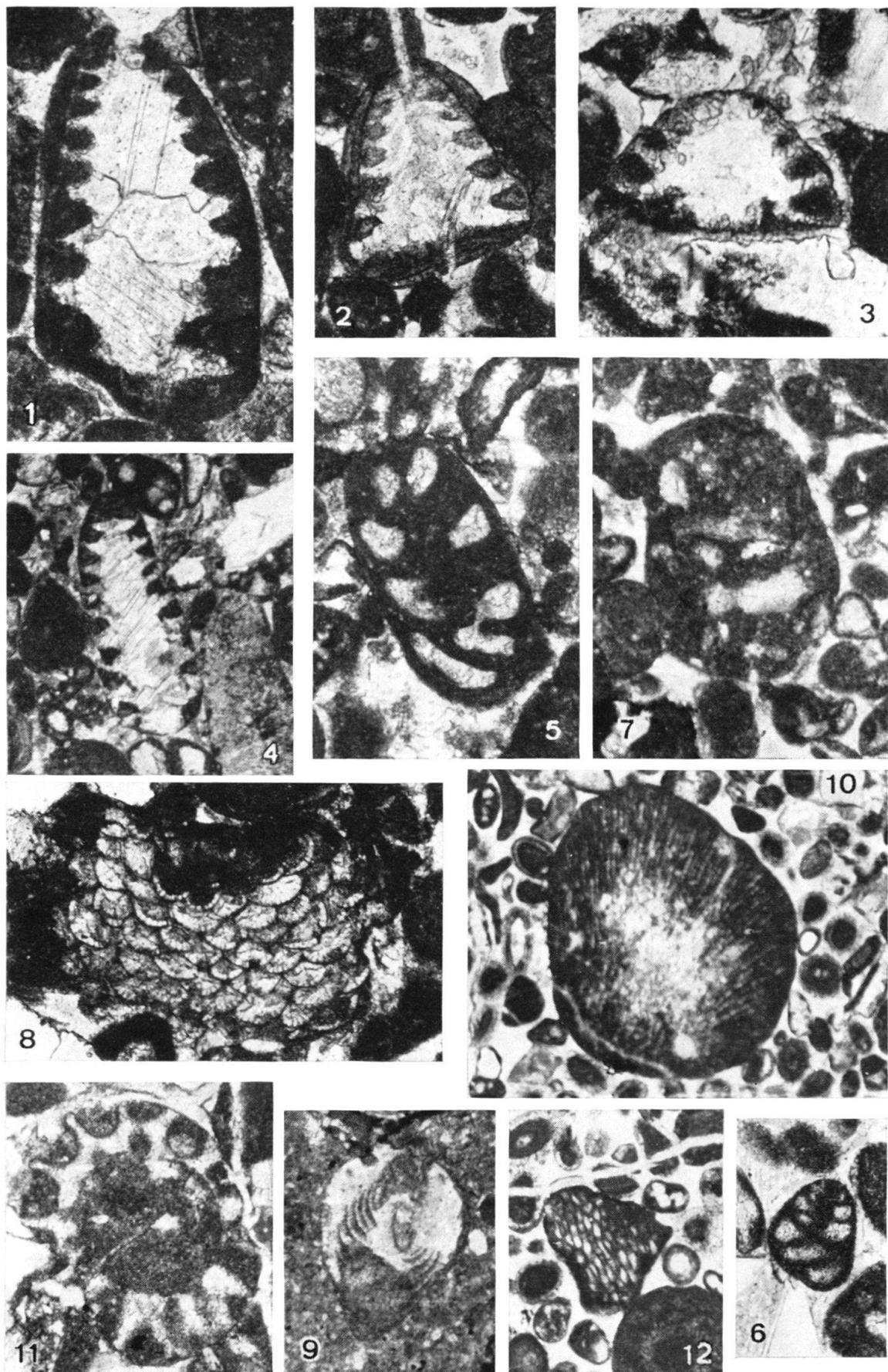
- ARKELL, W.J. (1963), *The Jurassic System in Great Britain*, Oxford at the Clarendon Press.
 – (1946), *Standard of the European Jurassic*, Bull. geol. Soc. Am. 57.
- BADOUX, H. (1962), *Géologie des Préalpes valaisannes (Rive gauche du Rhône)*, Mat. Carte géol. Suisse [NS] 113.
- BARTENSTEIN, H., et alii (1962), *Leitfossilien der Mikropaläontologie*, Arbeitskreis dt. Mikropaläont.
- BANDY, O. (1953), *Ecology and Palecology of Some California Foraminifera*, J. Paleont. 27/2.
- BANDY, O., ARNAL, R. (1957), *Distribution of Recent Foraminifera of West Coast of Central America*, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 41/9.
- BIZON, G. (1960), *Révision de quelques espèces-types de Foraminifères du Lias du Bassin parisien de la collection Terquem*, Revue Micropaléont. 2/1.
- BOLLI, H. (1944), *Zur Stratigraphie der oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken*, Eclogae geol. Helv. 37/2.
- BOLLI, H., LOEBLICH, A., et TAPPAN, H. (1957), *Planktonic Foraminiferal Families, Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae and Globotruncanidae*, U.S. Nat. Mus. Bull. 215.
- BORSETTI, A. M. (1961), *Foraminiferi planctonici di una serie cretacea dei dintorni di Piobbico*, G. Geol. [2] 29.
- BOURCART, J., et RICOUR, J. (1952), *Une hypothèse sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias*, C. r. somm. séanc. Soc. géol. Fr. 3.
- BRAND, E. (1949), *Neue Ergebnisse zur mikropaläontologischen Gliederung des nordwestdeutschen Dogger und Walensis*, Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland, Hannover.
- BRÖNNIMANN, P., et BROWN, N. (1956), *Taxonomy of the Globotruncanidae*, Eclogae geol. Helv. 48/2.
- BRÜCKNER, W. (1941), *Entstehung der Rauwacken*, Eclogae geol. Helv. 34/1.
- CAROZZI, A. (1953), *Pétrographie des Roches sédimentaires*, Lettres, sciences, techniques, Lausanne.
- CAROZZI, A. (1955), *Dasycladacées du Jurassique supérieur du bassin de Genève*, Eclogae geol. Helv. 48/1.
- CAYEUX, L. (1935), *Les roches sédimentaires de France* (Masson & Cie, Paris).
- CHATTON, M. (1947), *Géologie des Préalpes médianes entre Gruyères et Charmey*, Mém. Soc. fribourg. Sci. nat. 13.
- CIFELLI, R. (1959), *Bathonien Foraminifera of England*, Bull. Mus. comp. Zool. Harv. 21/7.
 – (1960), *Notes on the Distribution of English Bathonian Foraminifera*, Geol. Mag. 98.
- COLOM, G. (1948), *Fossils Tintinnids*, J. Paleont. 22/2.
- DELANY, F. (1948), *Observations sur les Couches Rouges et le Flysch dans plusieurs régions des Préalpes*, Eclogae geol. Helv. 41/1.
- DOBEN, K. (1963), *Über Calpionelliden an der Jura/Kreide-Grenze*. Mitt. bayer. Staatsamml. Paläont. hist. Geol. fasc. 3.
- DONZE, P. (1958), *Précisions sur Clypeina jurassica Favre*, C. r. somm. Séanc. Soc. géol. Fr. 2.
- DURAND-DELGA, M. (1956), *Répartition stratigraphique de certains microorganismes (Globochaete, Eothrix...)* définis dans le Malm mésogénien, Publ. serv. carte géol. de l'Algérie [NS] bull. n° 8 (Travaux des collaborateurs 1955).
 – (1957), *Quelques remarques sur les Fibrosphères*, ibidem., bull. n° 13 (1956).
- ELLENBERGER, F. (1953), *Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides*, Eclogae geol. Helv. 45/2.
- ELLIS, B., et MESSINA, A. (1940), *Catalogue of Foraminifera*, Am. mus. nat. Hist., Spec. publ. (New York).
- ESPITALIÉ, J., et SIGAL, J. (1963), *Contribution à l'étude du Jurassique supérieur et du Néocomien du bassin de Majunga (Madagascar)*, Ann. géol. Madagascar 32.
- FAVRE, A. (1859), *Mémoire sur les terrains liasiques et keupériens de la Savoie*, Mém. Soc. Sci. nat. Genève 15.

- FAVRE, E., et SCHARDT, H. (1887), *Description des Préalpes du canton de Vaud*, Mat. Carte géol. Suisse 22.
- FRANKE, A. (1936), *Die Foraminiferen des deutschen Lias*, Preuss. geol. Landesanstalt, [NS] fasc. 169.
- FRENTZEN, K. (1941), *Die Foraminiferenfaunen des Lias, Dogger und unteren Malm der Umgegend von Blumberg (oberes Wutachgebiet)*, Beitr. naturk. Forsch. Oberrheingebiet 6.
- FOURMARIER, P. (1947), *Quelques observations sur la genèse des grands décrochements horizontaux*, Ann. Soc. géol. Belg. 70 b, 140–149.
- GAGNEBIN, E. (1918), *Les lacunes du Lias inférieur entre Montreux et Moléson*, Procès verbaux de la Soc. vaud. Sci. nat., séance du 5 juin 1918.
- GANDOLFI, R. (1942), *Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretacici dei dintorni di Balerna (Ticino)*, Riv. ital. Paleont. 48/20.
- GARROT, LACASSAGNE, et NOUET (1958), *Caractères microstratigraphiques du Dogger des Ardennes et liaison avec certains sondages de Normandie*, Revue Micropaléont. 1/4.
- GILLIÉRON, V. (1872), *Notice géologique sur les Préalpes du canton de Fribourg*, Actes Soc. Sci. nat. Fribourg.
- (1885), *Description des territoires de Vaud, Fribourg et Berne*, Mat. Carte géol. Suisse 18, feuille 12.
- GRABAU, A. W. (1917), *Problems of the Interpretation of Sedimentary Rocks*, Bull. geol. soc. Am. 28.
- GREKOFF, N. (1956), *Guide pratique pour la détermination des Ostracodes post-paléozoïques* (J.F.R., Paris).
- GUILLAUME, S. (1963), *Les Trocholines du Crétacé inférieur du Jura*, Revue Micropaléont. 4/2.
- GÜMBEL, B. (1862), *Die Streitberger Schwammlager und ihre Foraminiferen – Einschlüsse*, Jahreshefte Ver. für vaterl. Naturk. Württemberg 18.
- HÄNTZSCHEL, W. (1936), *Die Schichtungsformen rezenter Flachmeer-Ablagerungen im Jade-Gebiet*, Senckenbergiana, 33/18.
- HORWITZ, L. (1917), *Anciens plis dans les Préalpes médianes*, Extrait des Procès verbaux de la Soc. vaud. Sci. nat., séance du 19 décembre.
- (1918), *Sur le faciès des dépôts liasiques dans quelques régions des Préalpes médianes*, Extrait des Procès verbaux de la Soc. vaud. Sci. nat., séance du 20 février.
- (1919), *Age des calcaires liasiques à Entroques dans les Préalpes médianes*, Extrait des Procès verbaux de la Soc. vaud. Sci. nat., séance du 15 janvier.
- HUBER, K. (1920), *Geologische Aufnahmen und Profile auf Sigfried 364 und 365: Schwarzsee und Jaun*, manuscript et profils d'excursion (1920).
- JEANNET, A., et GERBER, E. (1919), *Sur une lacune du Lias inférieur et moyen dans l'Anticinal du Stockhorn*, Procès verbaux Soc. vaud. Sci. nat., séance du 19 novembre.
- JUNG, J. (1958 et 1963), *Précis de Pétrographie*, 1er et 2e édition (Masson & Cie, Paris).
- KLAUS, J. (1953), *Les Couches Rouges et le Flysch au Sud-Est des Gastlosen*, Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 42.
- (1959), *Le complexe schisteux intermédiaire dans le synclinal de la Gruyère*, Eclogae geol. Helv. 38/1.
- KSIAZKIEWICZ, M. (1950), *On the Age of the Variegated Marls in the Flysch of the Western Carpathians*, Ann. Soc. geol. Pol. 19 (1949).
- LEMOINE, M. (1953), *Remarques sur le caractère et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire*, Bull. Soc. géol. Fr. 6/3.
- LEUTENEGGER, W.O. (1928), *Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Rätikon*, Thèse (Zürich).
- LOMBARD, A. (1945), *Attribution de microfossiles du Jurassique supérieur à des Chlorophycées*, Eclogae geol. Helv. 38/1.
- (1956), *Géologie sédimentaire, Les séries marines* (Masson & Cie, Paris).
- (1960), *Les laminites et la stratification du Flysch*, Arch. Soc. phys. hist. nat. Genève 4/13.
- (1963), *Stratonomie des séries de Flysch*, Eclogae geol. Helv. 56/2.
- LOTZE, F. (1957), *Steinsalz und Kalisalze*, tome 1 (Gebrüder Bornträger, Berlin).
- LUGEON, M., et GAGNEBIN, E. (1941), *Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes*, Bull. lab. Géol. Min. Géophys. et musée géol. Univ. Lausanne, n° 72.
- MORET, L. (1952), *Problèmes de stratigraphie et de tectonique dans les Alpes françaises*, Trav. labor. géol. Univ. Grenoble 31.
- MORNOD, L. (1950), *Les Globorotalidés du Crétacé supérieur du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises)*, Eclogae geol. Helv 42/2.

- NICOL, G. (1956), *Geologie der östlichen Stockhornkette*, Druck (Paul Haupt, Bern).
- NOUET, G. (1958), *Caractères stratigraphiques et micropaléontologiques du Bathonien de la Basse Normandie au Boulonnais*, Revue Micropaléont. 1/1.
- NUSSBAUM, F. (1906), *Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegietes*, Jb. geogr. Ges. Bern. n° 20.
- PETERHANS, E. (1926), *Étude du Lias et des Géanticlinaux des «Préalpes médianes» entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy*, Mém. Soc. helv. Sci. nat. 62/2.
- PHLEGER, F., et PARKER, F. (1915), *Ecology of Foraminifera, Northwest Gulf of Mexico*, Geol. Soc. Am. Mem. 46.
- PIVETEAU, J. (1952), *Traité de Paléontologie*, tome 1: J. SIGAL, *Les Foraminifères* (Masson et Cie, Paris).
- PUGIN, L. (1952), *Les Préalpes médianes entre le Moléson et Gruyères*, Eclogae geol. Helv. 44/2.
- (1962), *Le Rhétien: étage du Trias ou du Jurassique?* Colloque du Jurassique, Luxembourg.
- RABOWSKI, F. (1919), *Rides géanticliniales de la mer des Médianes au Secondaire*, Extrait des procès verb. Soc. vaud. Sci. nat., séance du 19 novembre.
- REICHEL, M. (1955), *Sur une Trocholine du Valanginien d'Arzier*, Eclogae geol. Helv. 48/2.
- RENZ, O., LUTERBACHER, H., SCHNEIDER, A. (1963), *Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen im Albien und Cenomanien des Neuenburger Jura*, Eclogae geol. Helv. 56/2.
- RICOUR, J. (1960), *Genèse des niveaux salifères et particulièrement de ceux du Trias*, C. r. somm. Séanc. Soc. géol. Fr. 4.
- RINNE, F. (1928), *La science des roches* (J. Lamarre, Paris).
- SCHLUMBERGER, K. (1898), *Note sur Involutina conica sp. nov.*, Feuille des jeunes naturalistes, série 3, 28e année.
- SCHWARZBACH, M. (1961), *Das Klima der Vorzeit* (Ferdinand Enke, Stuttgart).
- SCHWARTZ-CHENEVART, Ch. (1945), *Les nappes des Préalpes médianes et de la Simme dans la région de la Hochmatt* (Imprimerie Moulin S.A., Lausanne).
- SEIBOLD, E. et I. (1955), *Revision der Foraminiferen-Bearbeitung* C.W. GÜMBELS (1862) aus der Streitberger Schwamm-Mergeln, Neues Jb. Geol. Paleont. Abh. 101.
- (1956), *Revision der Foraminiferen Bearbeitung* C. SCHWAGGERS (1865) aus den Impressa-Schichten Süddeutschlands, Neues Jb. Geol. Paleont. Abh. 103.
- SPICHER, J. P. (1965), *Géologie des Préalpes médianes dans le massif des Bruns*, Eclogae geol. Helv. 58/1.
- SPORENBERG, J. (1952), *Les Préalpes médianes au Nord-Ouest de Château d'Œx*, Thèse, Université Fribourg.
- TERCIER, J. (1939), *Dépôts marins actuels et séries géologiques*, Eclogae geol. Helv. 32/1.
- (1945a), *Les Préalpes médianes entre le Lac Noir et Jaun et les dislocations des Neuschels*, C. r. d'excursion de la Soc. géol. suisse dans les Préalpes fribourgeoises, Eclogae geol. Helv. 38/2.
- TERCIER, J. (1945b), *Problème de l'origine des Préalpes médianes*, Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 37.
- (1952), *Problèmes de sédimentation et de tectonique dans les Préalpes*, Extrait de la revue des questions scientifiques, 20 janvier 1952 (Louvain, Belgique).
- UMIKER, R. (1952), *Geologie der westlichen Stockhornkette mit besonderer Berücksichtigung der Kreide Stratigraphie* (Buchdruck. Jordi, Belp).
- WALTON, W. (1955), *Ecology of Living Benthonic Foraminifera, Todos Santos Bay, Baja California*, J. Paleont. 29/6.
- VON DER WEID, J. (1961), *Géologie des Préalpes médianes au Sud-Ouest du Moléson (Préalpes fribourgeoises)*, Eclogae geol. Helv. 53/2.
- WEISS, H. (1949), *Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm*, (J. Weiss, Affoltern a. A.).
- WEYNSCHENK, R. (1950), *Die Jura-Mikrofauna und -flora des Sonnwendgebirges (Tirol)*, Schlern-Schriften 83 (Innsbruck).

Planche I

- Fig. 1 *Trocholina palastinensis* HENSON. Membre C. Coupe Riggisalp, niveau 9. Grossissement 56 ×.
- Fig. 2 *Trocholina alpina* LEUPOLD. Membre C. Coupe Riggisalp, niveau 22. Grossissement 66 ×.
- Fig. 3 *Trocholina conica* SCHLUMBERGER ?. Membre C. Coupe Riggisalp, niveau 9. Grossissement 83 ×.
- Fig. 4 *Trocholina elongata* LEUPOLD. Membre C. Coupe Riggisalp, niveau 22. Grossissement 33 ×.
- Fig. 5 *Pfenderina trochoidea* SMOUT et SUGDEN. Membre C. Coupe Riggisalp, niveau 22. Grossissement 50 ×.
- Fig. 6 *Pfenderina neocomiensis* PFENDER. Membre C. Coupe Riggisalp, niveau 6. Grossissement 66 ×.
- Fig. 7 *Pseudocyclamina lituus* YOK. forme a MAYNC. Membre C. Coupe Riggisalp, niveau 22. Grossissement 53 ×.
- Fig. 8 Fragment de test d'*Acervulinide*. Membre C. Coupe Riggisalp, niveau 9. Grossissement 66 ×.
- Fig. 9 *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK. Membre C. Coupe Kaiseregg, niveau 15. Grossissement 66 ×.
- Fig. 10 *Solenopora jurassica* LEMOINE. Membre C. Coupe Riggisalp, niveau 1. Grossissement 20 ×.
- Fig. 11 *Uragiella* sp. Membre C. Coupe Riggisalp, niveau 9. Grossissement 66 ×.
- Fig. 12 *Cayeuxia* cf. *piae* RECH-FROLLO. Membre C. Coupe Riggisalp, niveau 1. Grossissement 28 ×.



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION LAC NOIR - KAISERECK - SCHAFBERG

PRÉALPES MÉDIANES

par M.Gisiger

Echelle 1: 25.000

0 100 500 1.000 m

- Doline
- ✗ Pendage incliné
- ✗ Pendage vertical
- ✗ Pendage horizontal
- Fissure observée
- - - Fissure supposée
- - - Limite supposée entre les formations
- ↓ Carrière inexploitée

QUATERNAIRE

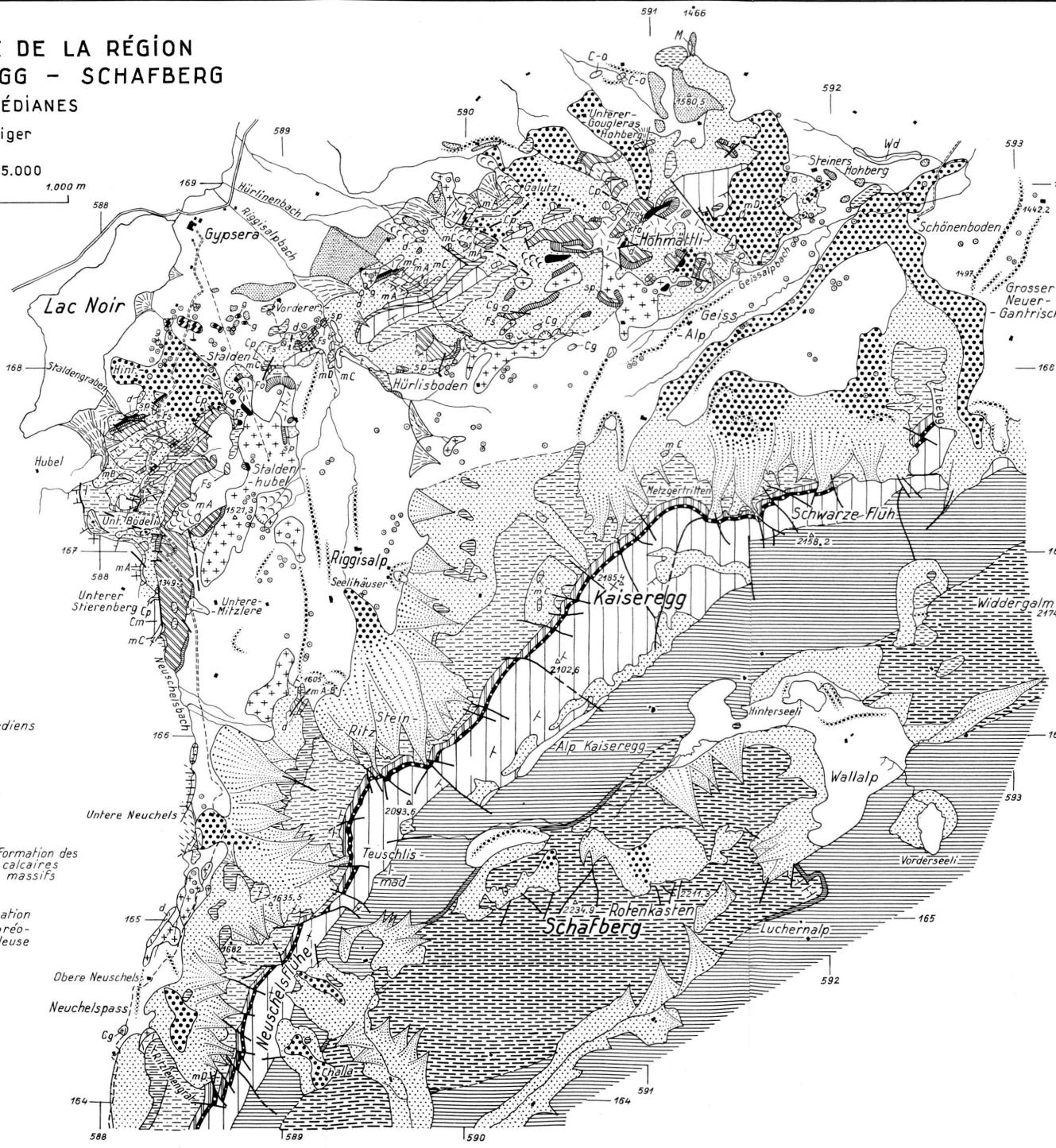
- | | |
|-------------------------|-----------------------|
| [Marais] | Marais |
| [t] | Tuf calcaire |
| [Cône de déjections] | Cône de déjections |
| [Terrain en glissement] | Terrain en glissement |
| [Masse éboulée] | Masse éboulée |
| [Eboulement et éboulis] | Eboulement et éboulis |
| [Moraine locale] | Moraine locale |

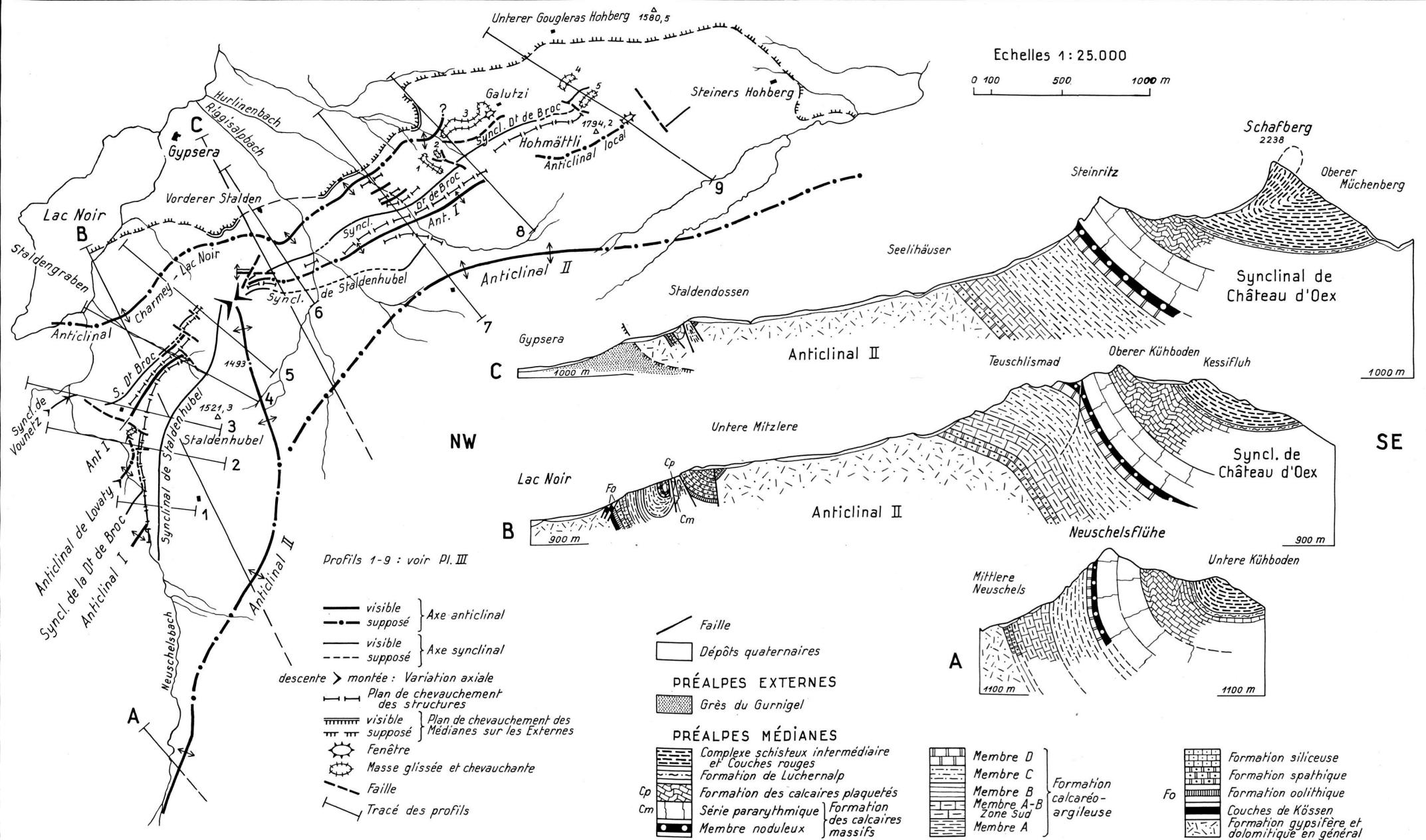
PRÉALPES EXTERNES

- | | |
|--------------------|--|
| [Grès du Gurnigel] | Grès du Gurnigel |
| [Wd] | Wildflysch |
| [M] | Ecaille de Malm |
| [C-o] | Ecaille de schistes Callovo-oxfordiens |

PRÉALPES MÉDIANES

- | | |
|---|---|
| [Complexes schisteux intermédiaires et couches rouges] | Formation de Luchernalp |
| [Formation des calcaires plaqetés et Série pararythmique] | Formation des calcaires plaqetés et Série pararythmique |
| [Membre noduleux] | Membre noduleux |
| [Membre D] | Membre D |
| [Membre C] | Membre C |
| [Membre B] | Membre B |
| [Membre A et B : Zone Sud de l'Anticlinale II] | Formation calcareo-argileuse |
| [Membre A : Zone Nord de l'Anticlinale II] | Membre A : |
| [Formation siliceuse] | Formation siliceuse |
| [Formation spathique] | Formation spathique |
| [Formation oolithique] | Formation oolithique |
| [Couches de Kössen] | Couches de Kössen |
| [Dolomies] | Dolomies |
| [Corniéules] | Corniéules |
| [Gypse] | Gypse |



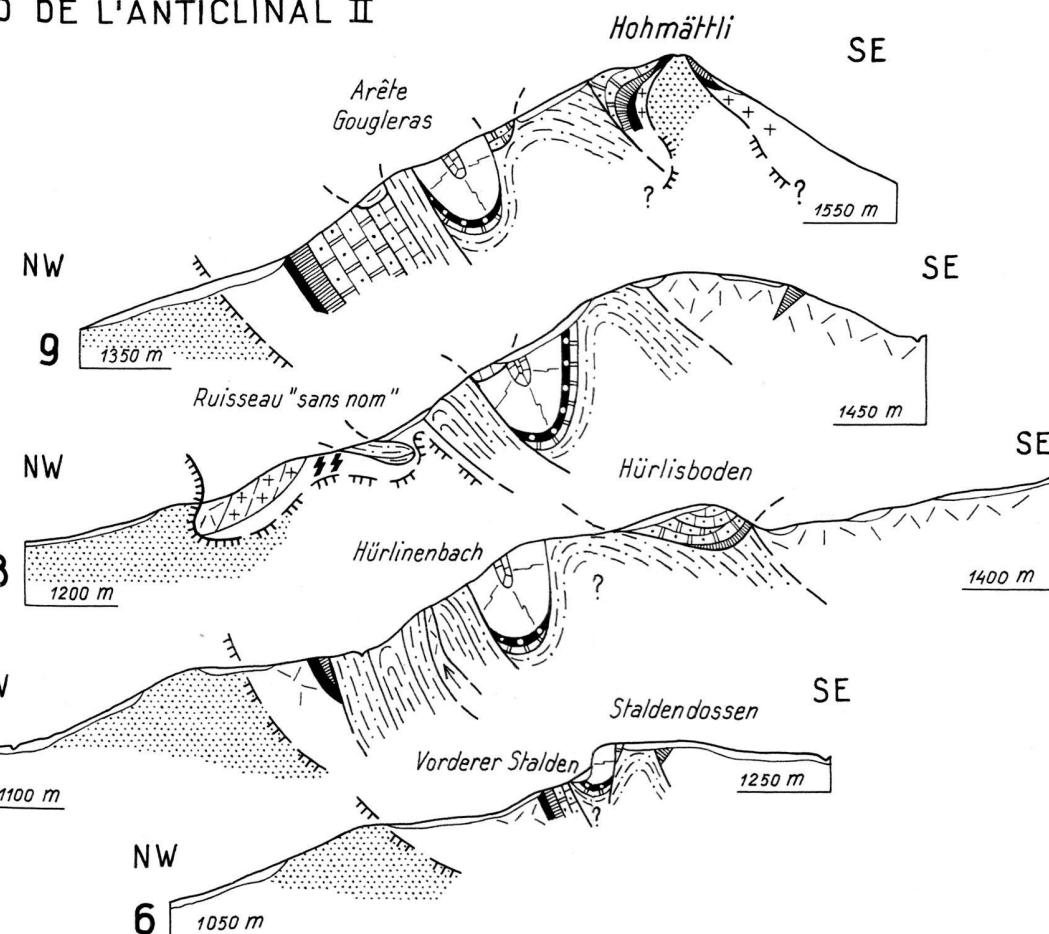
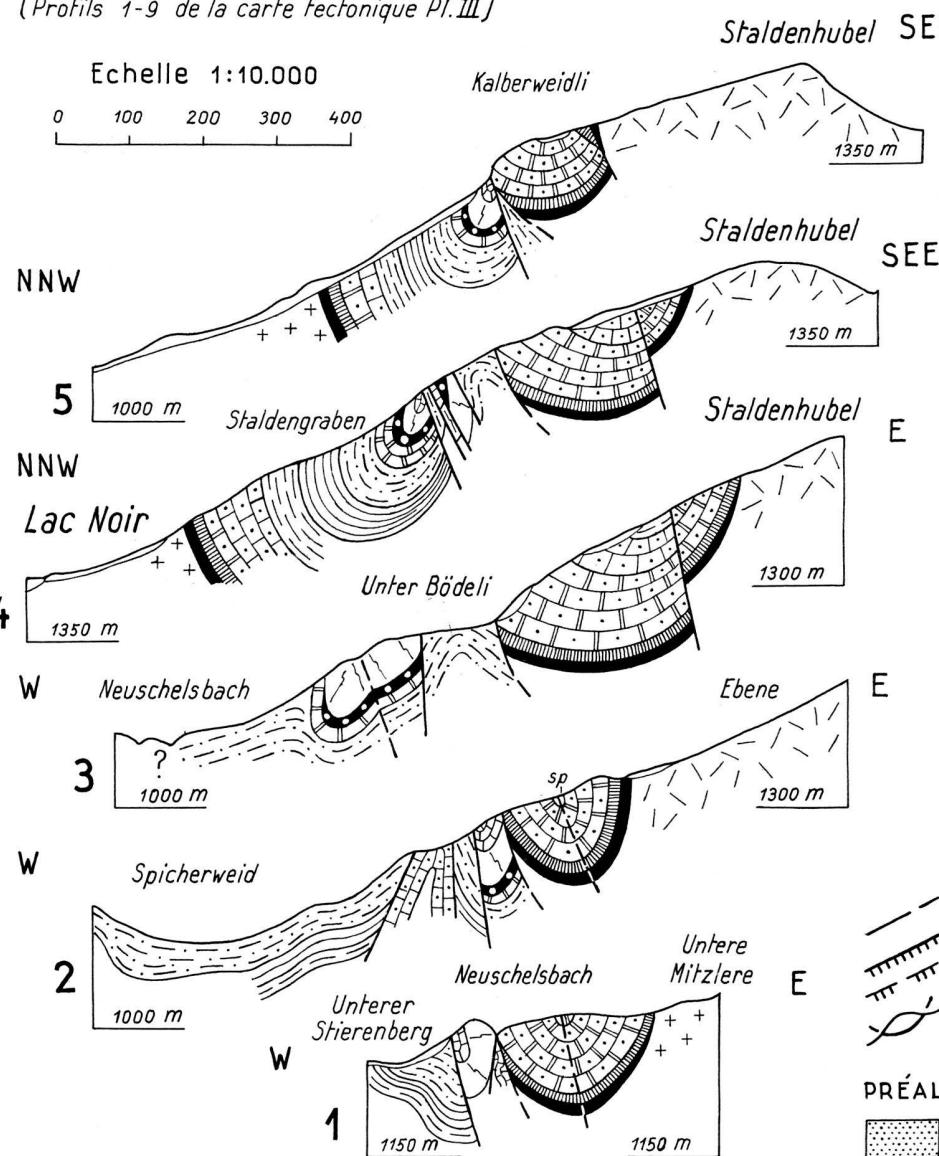


PROFILS D'INTERPRÉTATION DES STRUCTURES AU NORD DE L'ANTICLINAL II

par M. Gisiger

(Profils 1-9 de la carte tectonique Pl. III)

Echelle 1:10.000



PRÉALPES EXTERNES



é } Plan de chevauchement des Médianes sur les Externe

chevauchante

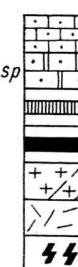
XTERNES

PRÉALPES MÉDIANES



*Formation des
calcaires plaqués*
Série pararythmique } *Formation
des calcaires
massifs*
Membre noduleux

Membre D }
 Membre C }
 Membre B }
 Membre A } Formation
 calcaréo-
 argileuse



- Formation siliceuse*
- Formation spathique*
- Formation oolithique*
- Couches de Kössen*
- Dolomie*
- Cornieule*
- Gypse*

*Formation
gypsifère et
dolomitique*

