

BULLETIN No 12 / 1984

SOMMAIRE:

1. L. Courel, A. Demonfaucan, & A. Muller

**Organisation des dépôts carbonatés de plate-forme du Muschelkalk supérieur luxembourgeois;
Influence du Haut-Fond de Sierk-les-Bains.**

2. E. Barth, Th. Bernecker, H.P. Berners, H. Bock, J. Kowalewski & A. Muller

Der Schilfsandstein Luxemburgs als tidal beeinflusste Rinnenfüllungen. Aspekte zur Stratofazies und Sedimentologie des Profils Kinnett.

Publié avec le concours du Ministère des Affaires Culturelles et le l'Association
Géologique du Luxembourg.

Ministère des Travaux Publics – Service Géologique
Luxembourg
1984

BULLETIN No 12 / 1984

SOMMAIRE:

1. L. Courel, A. Demonfaucan, & A. Muller

**Organisation des dépôts carbonatés de plate-forme du Muschelkalk supérieur luxembourgeois;
Influence du Haut-Fond de Sierk-les-Bains.**

2. E. Barth, Th. Bernecker, H.P. Berners, H. Bock, J. Kowalewski & A. Muller

Der Schilfsandstein Luxemburgs als tidal beeinflusste Rinnenfüllungen. Aspekte zur Stratofazies und Sedimentologie des Profils Kinnett.

Publié avec le concours du Ministère des Affaires Culturelles et le l'Association
Géologique du Luxembourg.

Organisation des dépôts carbonatés de plate-forme du Muschelkalk supérieur luxembourgeois; Influence du haut-fond de Sierck-les-Bains

par COUREL L.*, DEMONFAUCON A.* & MULLER A.**,
avec 8 figures

Mots clés. — Muschelkalk supérieur, Trias, Luxembourg, dolomie, haut-fond, séquences, paléogéographie.

Résumé. — Les dépôts de la plate-forme luxembourgeoise à l'époque du Muschelkalk supérieur ont été subdivisés en quatre mégaséquences. Les trois premières correspondant aux Couches à entroques, s'inscrivent dans une sédimentation de comblement de fond argilo-vaseux par des calcarenites bioclastiques et oolitiques. Les environnements de la plate-forme sont soumis au transit de matériaux bioclastiques très évolués provenant du démantèlement de biotopes à térébratules et à crinoïdes par des barres de chenaux oolitiques. Dans la région de Sierck-les-Bains, une zone haute, liée à la réactivation de structures profondes, est le siège d'une sédimentation oolitique prépondérante. Avec la quatrième mégaséquence, celle des Couches à cératites, le haut-fond de Sierck-les-Bains marque une zone agitée à dépôt oolitique qui sans doute participe par son rôle de barrière, à l'individualisation d'un domaine septentrional calme enregistrant des pulsations argilo-silteuses dans un ensemble carbonaté.

Abstract. — In Luxemburg, the Upper Muschelkalk platform deposits are divided in four megasequences. The Couches à entroques sedimentation forms the three lower sequences. Each of those is a negative sequence grading from argillaceous mudstone to bioclastic and oolitic grainstones.

The platform environments display a widespread transportation of mature bioclastic calcarenites originating from removed terebratuloids and crinoids biotopes. The Sierck area is subject to a general oolitic sedimentation in a high hydrodynamic energy environment. Such a positive structure appears to be related to the reactivation of a devonian basement high.

In the last sequence, corresponding to the Couches à cératites sedimentation, the paleostructure influence increases. The only place of oolitic deposits remains the Sierck area. This high energy shoal isolates a northern mud-carbonate basin with terrigenous influx.

* Institut des Sciences de la Terre - Université de Dijon - 6, Bd Gabriel, 21100 DIJON (France).

** Allg. u. Historische Geologie der R.W.T.H. - D 51 Aachen, Wüllnerstr. 2.

Kurzfassung: — Die Karbonatplattform-Ablagerungen des Oberen Muschelkalkes in Luxemburg werden in vier Megasequenzen untergliedert. Die drei unteren Megasequenzen bilden die Trochitenschichten. Es handelt sich um Beckenauffüllungssequenzen. Im Beckentiefsten erfolgte tonig-mikritische Sedimentation. Zu den seichteren Beckenlagen hin setzen erst Terebrateln-Biotope und dann Crinoiden-Rasen ein. In den flachsten Beckenlagen kam es zu Ooid-Bildungen, so vor allem im Bereich der Siercker-Schwelle. Die Siercker Schwelle entspricht dem unter das Pariser Becken abtauchenden variskischen Hunsrück-Südrand. Während der Sequenz-Entwicklung kann die Beckensubsidenz nicht mit der Sedimentationsgeschwindigkeit Schritt halten und die oolithischen Barrensedimente greifen allmählich zum Beckeninnern vor. Die vierte Megasequenz entspricht den Ceratiten-Schichten. Auch während dieser Zeit war die Siercker-Schwelle durch Ooid-Bildung gekennzeichnet. Durch ihren Schwellencharakter trug sie zur Abriegelung eines geschützten nördlichen Bereiches bei. Die karbonatische Sedimentation dieses Ablagerungsraumes wurde durch episodische Ton-Silt-Schüttungen überlagert.

I. — Cadre géologique du Trias Luxembourgeois

Le Trias du Gutland luxembourgeois s'intègre selon un paysage de cuestas dans la marge orientale du Bassin de Paris. Au N, il affleure selon une gouttière orientée NNE-SSW sous forme de lambeaux jalonnant la dépression eifélienne et s'adosse au NW sur l'Ardenne et à l'E sur l'Eifel et le Hunsrück (fig. 1).

Les contours actuels du Trias ne correspondent pas aux limites de sédimentation mais le plus souvent à des limites d'érosion (VAN WERVEKE 1916). Du Buntsandstein aux Marnes irisées du Trias supérieur, le bassin eifélien s'est élargi vers l'W en direction de la bordure ardennaise (LUCIUS 1941-1948). La subsidence la plus marquée se manifeste dans l'axe de la dépression, caractérisée par ses faciès dits «normaux» (BINTZ et al. 1973). En revanche vers l'W, en direction du continent ardennais, les épaisseurs diminuent tandis que les grès et conglomérats deviennent dominants. La sédimentation durant le Muschelkalk supérieur s'inscrit dans ce même contexte (KNAPP 1962; GITTINGER 1969). Alors qu'à l'W se développent des dolomies gréseuses, une sédimentation carbonatée franche qui fait l'objet de cette étude, s'installe dans l'axe de la dépression eifélienne correspondant aux vallées de la Moselle et de la Sûre. Ces dépôts s'agencent en systèmes sédimentaires de comblement riches en oolites. Cette tendance est nettement accentuée dans la région de Sierck-les-Bains où la présence d'un haut-fond est liée à la réactivation d'une paléoride dévonienne.

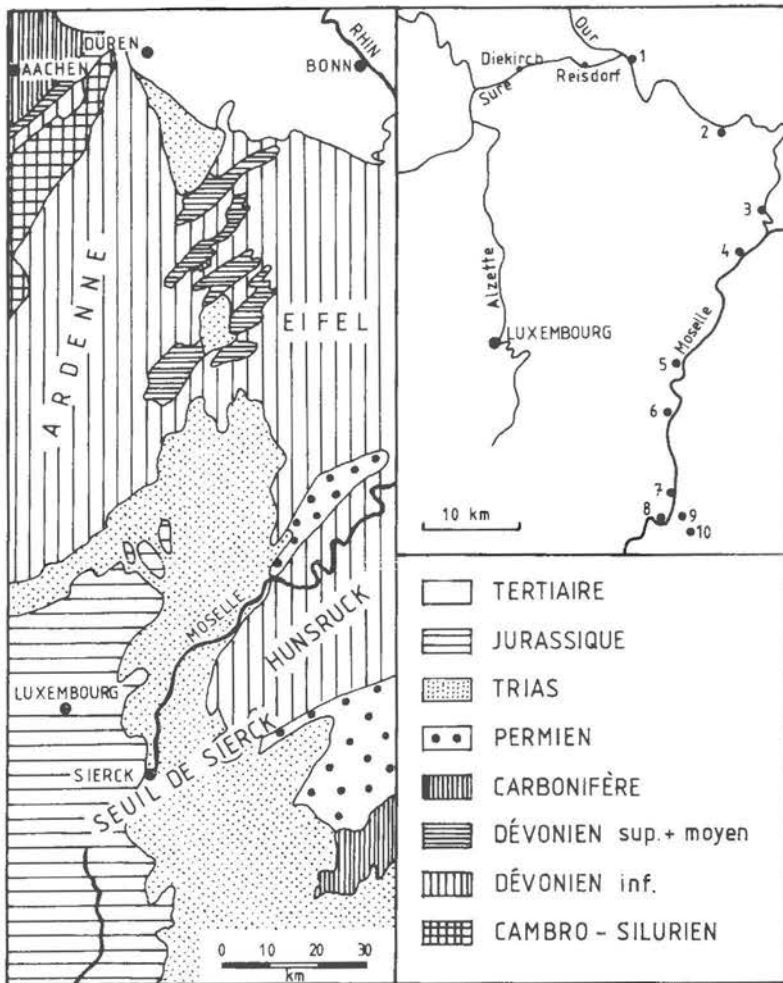


Fig. 1. — Contexte géologique du Luxembourg et situation des affleurements et sondages.

Geological map of Luxembourg and position of outcrops and drills.

Die geologische Lage Luxemburgs und Lokalisierung der Aufschlüsse und Bohrungen.

- | | |
|-------------------------|---------------------|
| 1. Wallendorf | 6. Remich |
| 2. Echternach | 7. Schengen |
| 3. Moersdorf | 8. Sierck-les-Bains |
| 4. Mertert-Grevenmacher | 9. Sondage SI-04 |
| 5. Ehnen | 10. Sondage SI-09 |

II. — Le Muschelkalk supérieur du Luxembourg.

Toutes les coupes se répartissent sur une cinquantaine de kilomètres selon un axe N-S empruntant les vallées de la Sûre et de la Moselle (fig. 1). Deux affleurements septentrionaux sont situés dans la vallée de la basse Sûre; les autres se trouvent le long de la vallée de la Moselle jusqu'à la région de Sierck-les-Bains, qui constitue la limite méridionale du domaine étudié. L'implantation de sept sondages réalisés au cours d'une campagne de prospection minière des Sociétés St Joe Corporation et S.N.E.A. (P) a permis de préciser le contexte sédimentaire particulier du Trias de la région de Sierck-les-Bains.

Le Muschelkalk supérieur est divisé par BINTZ et al. (1973) en deux formations, les Couches à entroques à la base, surmontées par les Couches à cératites. Elles se partagent par moitié l'épaisseur de la série qui reste assez constante et dépasse rarement 55m.

La dolomitisation a affecté la totalité des carbonates du Muschelkalk supérieur. Toutes les dolomies mosellanes sont de diagenèse tardive; la structure originelle de la roche n'est, le plus souvent, altérée que modérément.

A.— Les Couches à entroques

Cette formation présente des faciès assez homogènes. Elle se subdivise en trois unités principales: A, B et C (fig. 6) présentant chacune une dérive séquentielle, depuis des faciès argilo-dolomitiques parfois glauconieux à la base jusqu'à des calcarénites au sommet. Ces dernières diffèrent dans les trois unités: elles se composent dans l'unité de base de pellets, dans l'unité intermédiaire de bioclastes dominants (entroques et débris coquilliers) avec des oolites et dans l'unité sommitale d'oolites dominantes associées à des bioclastes.

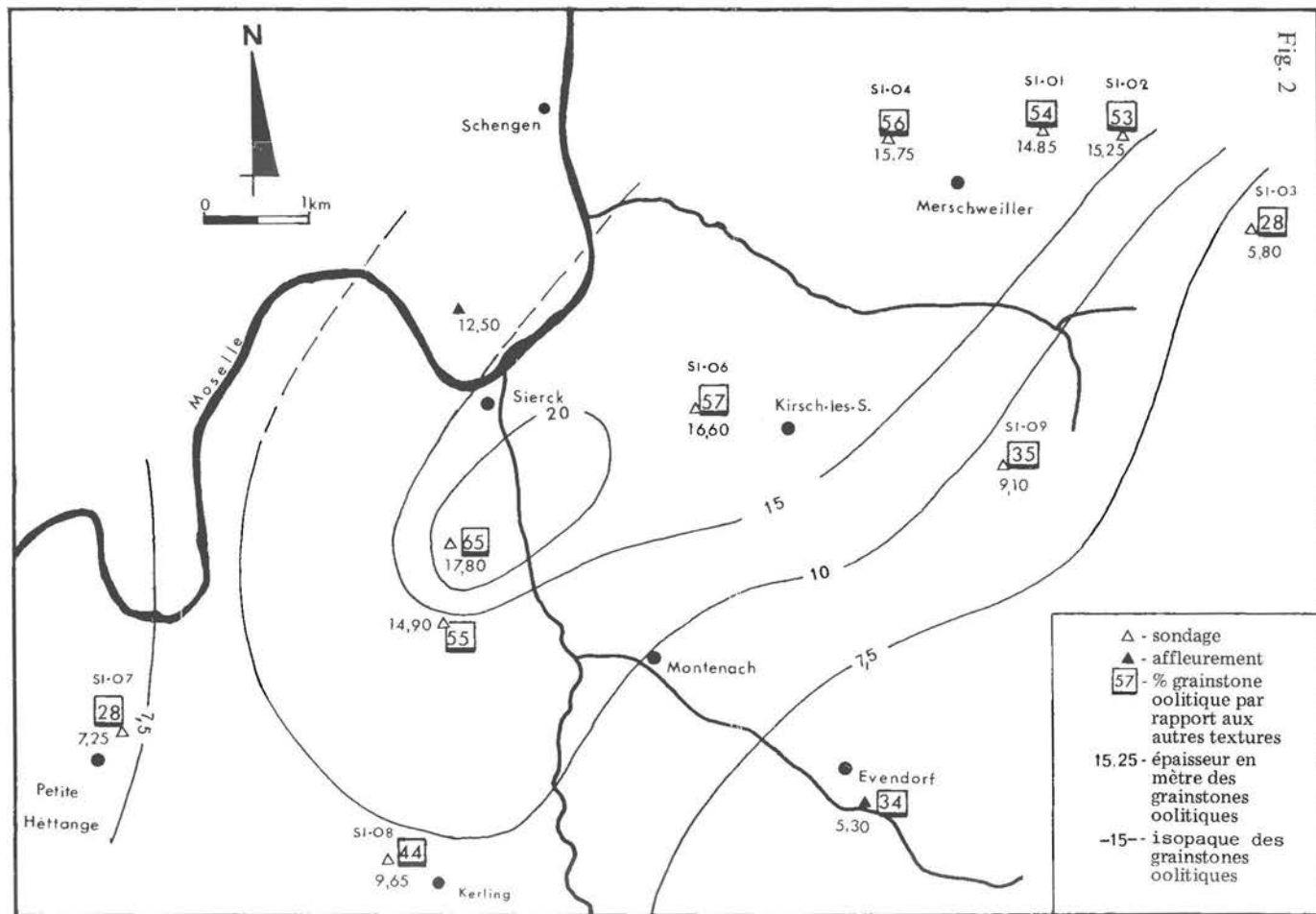
Au Luxembourg, les faciès et les épaisseurs varient peu d'un affleurement à l'autre, à l'intérieur de chaque unité. En revanche, dans la région de Sierck-les-Bains, les dolomies oolitiques représentent le faciès dominant des unités B et C. La proportion de grainstone oolitique par rapport aux autres textures peut y atteindre jusqu'à 65% alors que, dans le domaine mosellan, elle avoisine seulement 30 à 35% (fig. 2).

Fig. 2. — Répartition et importance du faciès oolitique dans les Couches à entroques (unités A, B et C) de la région de Sierck-les-Bains.

Distribution and importance of oolitic grainstone in the «Couches à entroques» (units A, B and C) in Sierck-les-Bains area.

Verteilung und Mächtigkeiten der oolithischen Fazies in den Trochitenschichten (Einheiten A, B und C) in dem Gebiet der Siercker Schwelle.

Fig. 2



Les données fournies dans la région de Sierck-les-Bains par des sondages carottés et les affleurements permettent de cerner une zone centrale sans doute orientée NE-SW, dans laquelle la proportion des faciès oolitiques est la plus forte. Au S et à l'E de cet axe, la décroissance des grains-tones oolitiques est nette et très rapide.

B.— Les Couches à cératites.

Des variations de faciès progressives ont été suivies du N au S, depuis un pôle argilo-carbonaté septentrional dans la région de Mertert-Echternach jusqu'à un pôle carbonaté oolitique méridional dans la région de Sierck-les-Bains.

Au N, les Couches à cératites sont ainsi constituées d'une alternance de bancs dolomitiques et d'interbancs argileux riches en débris phosphatés et conodontes.

En remontant la vallée de la Moselle vers le S, la décroissance des siliciclastiques fins est progressive et à mettre en parallèle avec une augmentation régulière de la proportion des faciès oolitiques (fig. 3). L'extension maximale des dolomies oolitiques se situe dans la région de Schengen-Sierck où la série se compose d'une alternance de dolomie microsparitique et de dolomie oolitique à entroques et glauconie.

Au S de Sierck-les-Bains, du côté lorrain, les faciès oolitiques régressent très rapidement, en quelques kilomètres, de façon comparable à ce qui a été observé dans les Couches à entroques.

De part et d'autre de l'axe de Schengen-Sierck, la décroissance des faciès oolitiques se réalise donc de façon dissymétrique; rapide au S et très progressive vers le N.

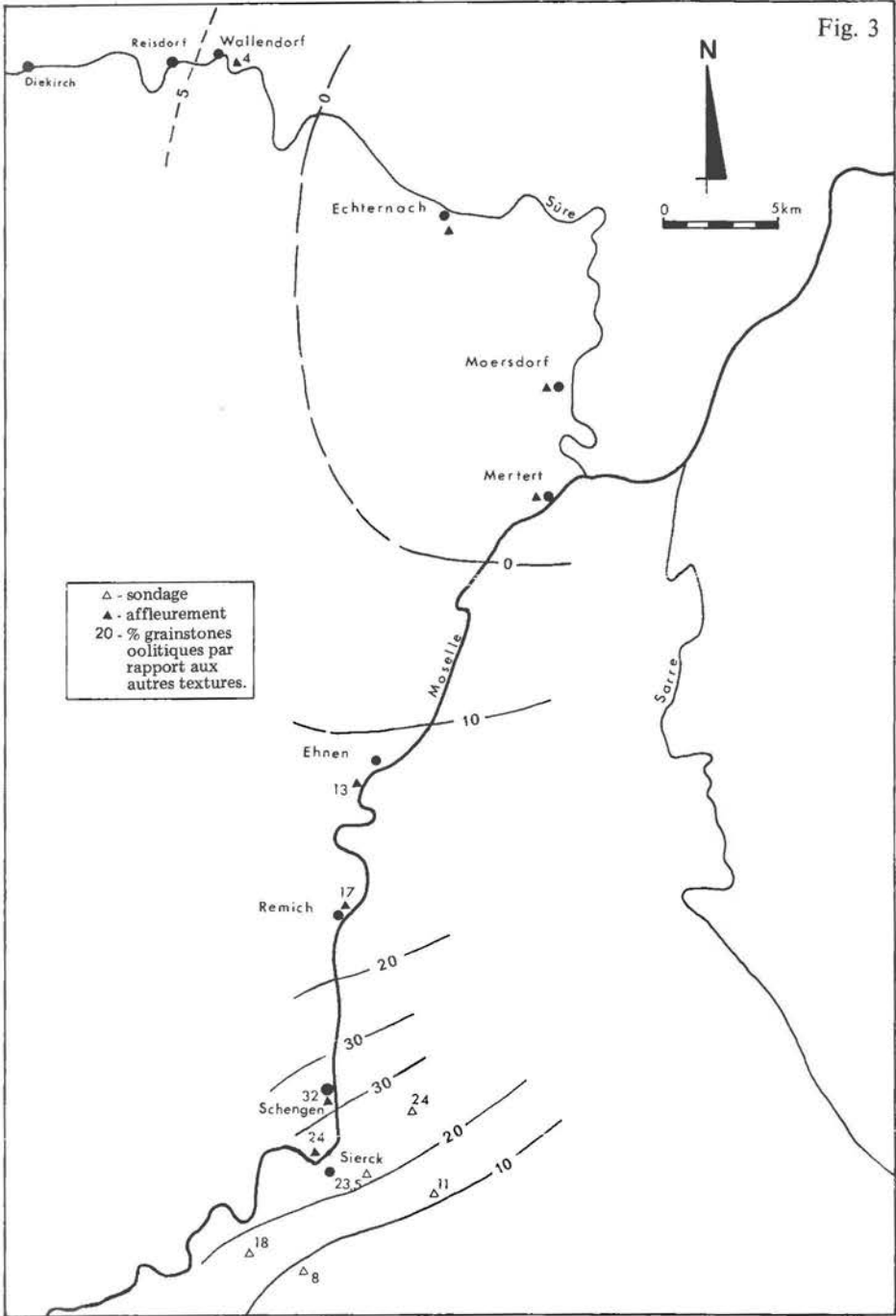
Les couches à cératites présentent par ailleurs des variations de faciès notables dans la vallée de la basse Sûre (fig. 3). En direction de l'W, d'Echternach à Wallendorf, les Couches à cératites enregistrent une diminution progressive des siliciclastiques fins. A Wallendorf, des faciès oolitiques apparaissent dans les parties moyenne et supérieure de la série mais leur extension verticale reste restreinte. A quelques kilomètres de Wallendorf, vers l'W dans la région de Reisdorf-Diekirch, le sommet des Couches à cératites est envahi par un faciès margino-littoral grésolo-dolomitique: les Grès de Gilsdorf (GITTINGER 1969).

Fig. 3. — Répartition et importance du faciès oolitique dans les Couches à cératites (unité D).

Distribution and importance of oolitic grainstone in the «Couches à cératites» (unit D).

Verteilung und Mächtigkeiten der oolithischen Fazies in den Ceratitenschichten (Einheit D).

Fig. 3



III. — Cadre biostratigraphique

L'échelle biostratigraphique établie d'après les cératites dans les bassins allemand et lorrain ne peut être appliquée au Luxembourg en raison de l'extrême pauvreté de la macrofaune. En revanche, la zonation de conodontes mise en évidence par KOZUR (1968) dans les bassins de Hesse et de Thuringe et retrouvée en Lorraine par NGOC-THANH (1979) a permis d'établir des corrélations très précieuses dans le domaine luxembourgeois. La zonation la plus complète intéresse la région septentrionale de Mertert-Echternach où six zones sur les sept définies par KOZUR ont été retrouvées (fig. 4) (DEMONFAUCON 1982).

Les Couches à entroques renferment l'association de conodontes appartenant à la zone II. Dans les Couches à cératites à alternances argilo-carbonatées ont été trouvées les associations des zones III et VII.

Dans le S de la région luxembourgeoise, la zonation est plus difficile à percevoir, la raréfaction des conodontes allant de pair avec une décroissance des siliciclastiques et l'envahissement des Couches à cératites par des faciès oolitiques.

Les résultats obtenus sont cependant suffisamment significatifs pour avancer que, sur l'ensemble du domaine étudié, les formations et leurs limites peuvent être parallélisées avec les associations de conodontes qui y ont été trouvées. Dans un contexte plus général, cette échelle biostratigraphique permet d'établir des corrélations entre les trois bassins allemand, lorrain, et luxembourgeois à l'époque du Muschelkalk supérieur. Le parallélisme entre limites lithostratigraphiques et zonations de conodontes est possible. La sédimentation des Couches à cératites débiterait toutefois légèrement plus tard au Luxembourg et en Allemagne (KOZUR 1980) qu'en Lorraine (NGOC THANH 1979).

IV. — Analyse séquentielle et interprétation des paléoenvironnements et de leur évolution.

L'analyse des successions des différents faciès dans le temps et de leur répartition dans l'espace servira de base à l'interprétation des paléoenvironnements et de leur évolution.

A. — Répartition verticale et horizontale des faciès

1 — Les séquences des Couches à entroques.

Cette formation se subdivise en trois unités A, B et C (fig. 5) représentant chacune une séquence qui débute par un niveau de condensation glau-

Fig. 4. — Répartition des conodontes et limites stratigraphiques.
Distribution of conodonts and stratigraphic breaks.
Das Auftreten der Conodonten und stratigraphische Grenzen.

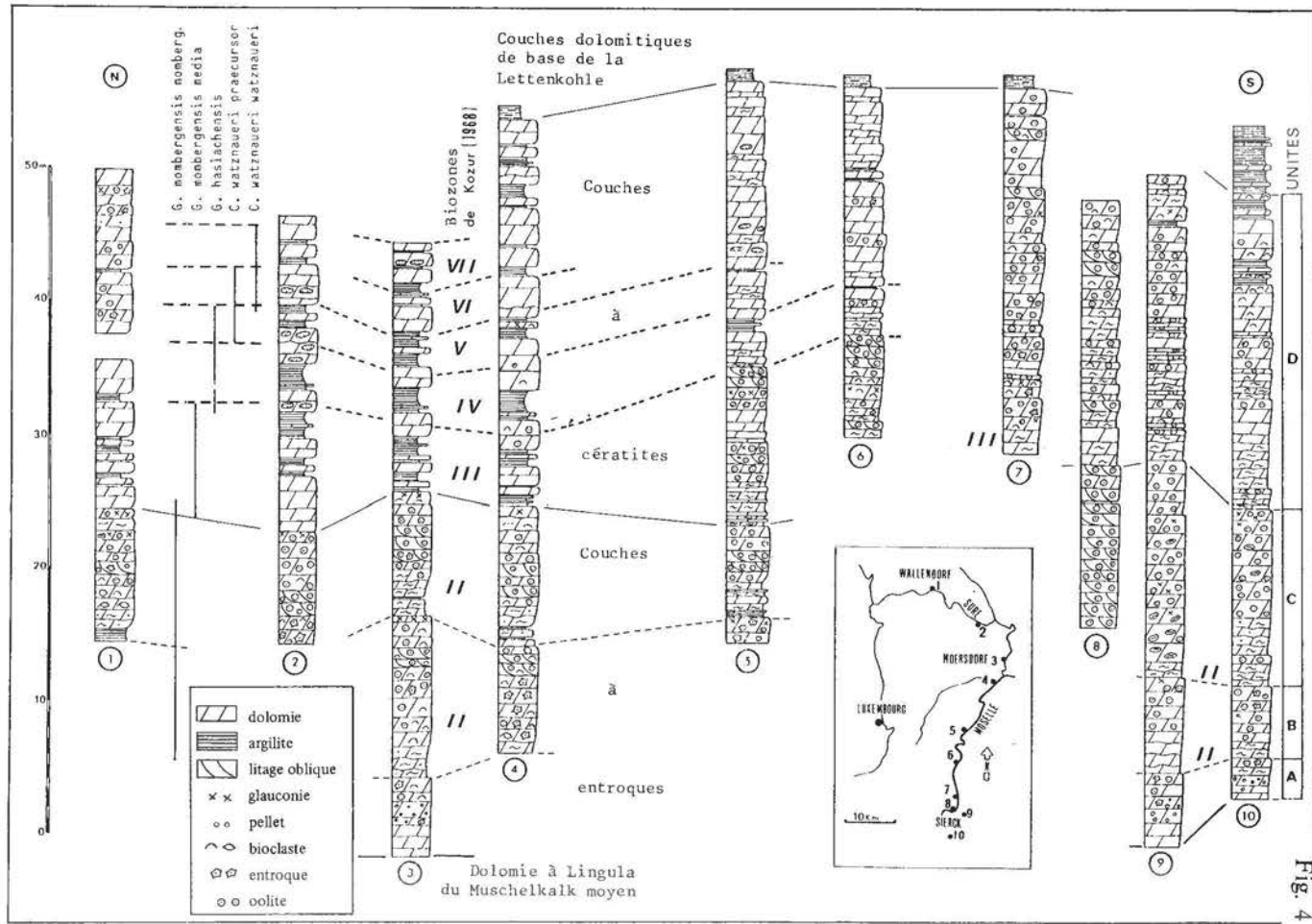


Fig. 4

conieux, relayé par des dolomies argilo-silteuses à conodontes et se terminant par des calcarénites. Des différences apparaissent toutefois entre ces trois séquences, particulièrement dans leur partie supérieure.

Unité A — Séquence A: (3,00 à 6,00m). Les faciès de base de séquence se composent de dolomies saccharoïdes (0,50 à 2,50m) dans la région de Sierck-les-Bains et de dolomies microcristallines argileuses (2,00 à 2,50m) dans le domaine mosellan.

La partie supérieure (2,00 à 3,50m) est composée de dolomie microsparitique bioturbée caractérisant une large extension d'un milieu marin boueux à faible énergie de dépôt, colonisé par une faune benthique à limivores et fousseurs susceptibles de produire des pellets. A l'extrême sommet de la séquence apparaissent des décharges d'oolites et d'entroques, qui restent toutefois assez discrètes.

Unité B — Séquence B: (5,00 à 13,00m). La richesse du contenu biologique caractérise la séquence intermédiaire. Dans les faciès dolomicrosparitiques (0,70 à 5,00m) de base de séquence, à niveau glauconieux dans les 20 premiers centimètres ont été trouvées successivement des faunes abondantes de térébratules: *Coenothyris vulgaris* SCHLOTH, puis de crinoïdes: *Encrinus liliiformis* SCHLOTH. (0,00 à 3,00). Ces biotopes sont épisodiquement détruits par l'étalement de bioclastes et d'oolites qui finissent par l'emporter largement en sommet de séquence.

— le biotope à térébratules: quelques passées dolomicritiques témoignent de l'existence de biotopes à térébratules fossilisés in situ. Leur envahissement par des débris et microdébris coquilliers et des décharges oolitiques selon des pulsations répétées marque une augmentation rythmique de l'hydrodynamisme du milieu, détruisant l'équilibre initial.

— Le biotope à crinoïdes s'inscrit dans un même contexte: quelques niveaux présentent des dolomies à articles de crinoïdes monospécifiques ou presque, représentant une possible «prairie à crinoïdes». Ce biotope est le plus souvent détruit pour constituer un milieu d'étalement à entroques dominants, associés à une proportion variable de bioclastes et d'oolites. Dans cet environnement, les entroques sont dissociés, brisés, usés et même parfois oolitisés. Ces calcarénites hétérogènes mais pour l'essentiel crinoïdiques se présentent en bancs d'épaisseur décimétrique à litage oblique (petites barres progradantes).

Dans les calcarénites du sommet de la séquence (4,00 à 8,00), les deux biotopes à térébratules et crinoïdes ont totalement disparu. Térébratules et crinoïdes sont indiscutablement étalés et brassés par des courants à forte compétence hydrodynamique comme en témoignent: les marques d'usure, les mélanges de constituants où les oolites prennent une part de plus en plus grande et surtout l'agencement géométrique des bancs. Ceux-ci présentent des feuilletés d'accrétion à pente de 10° à 20°. Ils sont peu ou pas érosifs et se superposent de façon régulière, les bancs d'épaisseur décimé-

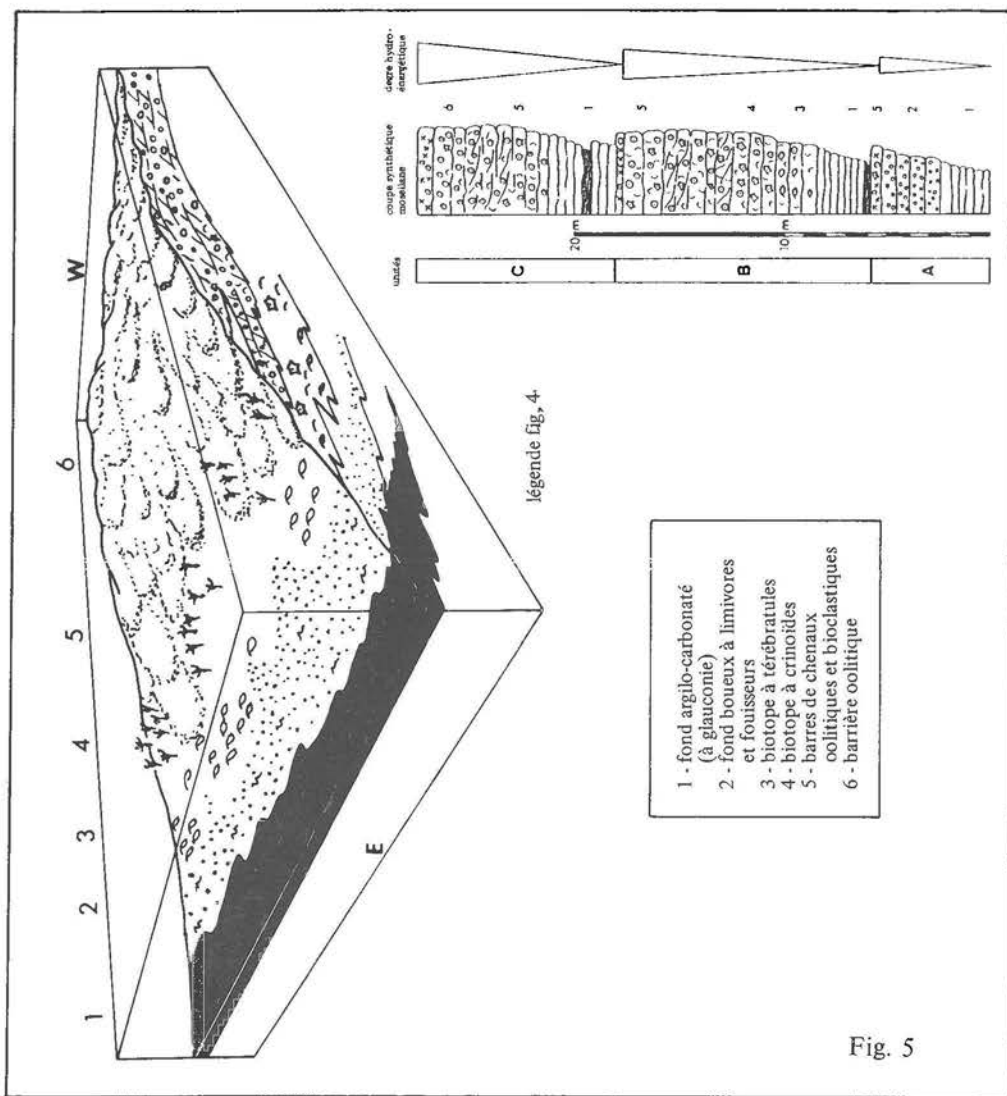


Fig. 5. — Coupe synthétique et système sédimentaire régissant les dépôts des Couches à entroques.
 Vertical section and model for the deposition of the «Couches à entroques».
 Sequenzentwicklung und Sedimentationsmodell der Trochitenschichten.

trique pouvant être suivis horizontalement sur plusieurs dizaines de mètres. Il s'agit sans doute de l'étalement de petits talus d'accrétion se disposant en barres longitudinales. Ce dispositif imprime au fond marin une morphologie relativement plane et régulière où l'importance du transit des particules carbonatées est un obstacle au développement des biotopes à térébratules et à crinoïdes, sans cesse démantelés.

Unité C – Séquence C: (9,00 à 16,00m). Cette séquence tend, à partir d'environnement boueux et parfois glauconieux à sa base (1,50 à 5,00m), à la généralisation de milieux d'étalement et d'accumulation des bioclastes et des oolites avec parfois sans doute d'authentiques milieux générateurs d'oolites. Les environnements à térébratules et à crinoïdes ne sont plus fossilisés et ne nous apparaissent que par leurs constituants repris dans des accumulations très mélangées d'entroques et de bioclastes usés et oolités, intégrés dans les sables oolitiques. La disposition géométrique de ces faciès d'étalement est très semblable à celle qui a été décrite pour la séquence B, suggérant des talus d'accumulation progradants en barres plus ou moins lobées, non érosives. Les véritables milieux générateurs d'oolites, avec les conditions restrictives que cela implique si l'on se réfère aux données actualistes, seraient peut-être d'ampleur restreinte, les oolites étant par ailleurs largement dispersées sur toute la plate-forme luxembourgeoise.

Dans la région de Sierck-les-Bains, le dispositif en trois séquences A, B et C des Couches à entroques est conservé mais les faciès d'étalement des deux unités supérieures sont très largement développés. Dans la séquence sommitale C, les faciès oolitiques peuvent atteindre jusqu'à 14-16m d'épaisseur, alors qu'ils ne dépassent guère 4 à 6 m dans le domaine mosellan. Dans la région de Sierck-les-Bains, ces faciès oolitiques sont, de plus, très purs et les rares débris coquilliers, entroques et grains de glauconie qui subsistent sont toujours très usés à fréquemment oolités. Les calcarénites oolitiques se disposent en bancs à feuillettes obliques multidirectionnels. La région de Sierck-les-Bains paraît donc caractérisée par la persistance d'un haut-fond qui, à certaines périodes au moins, aurait fonctionné comme milieu générateur d'oolites.

La mégaséquence dans les Couches à entroques.

Chacune des séquences des Couches à entroques paraît caractérisée par une évolution depuis des milieux à énergie plus faible et sans doute plus profonds vers des milieux à énergie plus forte et sans doute moins profonds. Il s'agit de trois séquences «négatives» dont la polarité se retrouve dans une mégaséquence recouvrant l'ensemble des Couches à entroques (fig. 5). De l'unité A à l'unité C, la dérive «négative» est en effet de plus en plus marquée; des milieux à énergie hydrodynamique de plus en plus forte étant atteints au terme de chacune d'elles. Une interprétation sera proposée plus loin mais il est possible dès maintenant de dégager des coupures

dans l'enchaînement des milieux. A la fin de chaque séquence, l'hydrodynamisme du milieu tombe brutalement tandis que la profondeur semble s'accroître et que des conditions favorables à la formation de glauconie paraissent réalisées. Les trois séquences décrites se présentent donc comme des séquences de comblement séparées par des phases de «vacuité» liées à une augmentation probable de la vitesse de subsidence non compensée par un taux trop faible de sédimentation. Il s'agit donc de trois pulsations «transgressives», enregistrées par des faciès de comblement.

2. — Les séquences des Couches à cératites.

Les environnements sédimentaires septentrionaux de plate-forme stable à dépôts alternants argilo-dolomitiques «boueux» s'opposent nettement aux milieux d'épandages oolitiques de la région méridionale centrés sur le haut-fond de Sierck-les-Bains. Cette différence se marque dans deux types de séquence élémentaire.

— Les séquences à dominante siliciclastique du Nord-Luxembourg.

Dans la région de Mertert-Moersdorf-Echternach, les Couches à cératites sont composées d'une série argilo-dolomitique de 25-29m d'épaisseur qui est subdivisée en séquences élémentaires (sept à Mertert) elles-mêmes épaisses de 2 à 6 m. Le terme de base est argileux et se trouve progressivement relayé par des carbonates (texture: mudstone) renfermant de rares bioclastes (fig. 6). En revanche, dans la partie supérieure des Couches à cératites, des environnements à faune benthique (térébratules) réapparaissent parfois au sein des bancs micritiques. Une telle séquence élémentaire est caractérisée de bas en haut par une baisse progressive de la teneur argileuse et sans doute une légère augmentation de l'hydrodynamisme dans les micrites carbonatées; il s'agit encore d'une séquence de comblement. Grâce à la précision des zonations de conodontes, des corrélations sont possibles entre les séquences élémentaires des affleurements du Lâfbach, de Mertert, de Moersdorf et de Echternach (localisations fig. 1). Ces corrélations fines suggèrent des pulsations terrigènes synchrones à l'échelle du Nord-Luxembourg, lors d'une phase à hydrodynamisme faible, sur une vaste surface à topographie monotone. L'origine climatique d'un tel rythme n'est pas à exclure. La chronologie n'est toutefois pas suffisamment fine pour éliminer la possibilité de coexistence de flaques argileuses ou de couloirs plus riches en terrigènes fins encadrés par des zones légèrement plus agitées à dépôts carbonatés micritiques. Dans cette seconde hypothèse, l'abaissement du fond aurait entretenu cette sédimentation dualiste.

— Les séquences à dominante oolitique de la région de Schengen-Sierck.

Elles se distinguent nettement par l'absence quasi totale de siliciclastiques. Une dizaine de séquences élémentaires épaisses de 0,50 à 6,00m ont été mises en évidence. Chaque séquence comporte de bas en haut des

mudstones, des wackestones et des grainstones oolitiques qui traduisent l'augmentation de l'hydrodynamisme du milieu sédimentaire (fig. 6). Les faciès oolitiques sont marquées parfois, surtout dans la partie moyenne de la série, par des bancs à litage oblique, avec une fraction bioclastique et glauconieuse non négligeable. Nul doute qu'il s'agisse de milieux de haut-fond à dispersion active.

Une véritable zone d'élaboration des oolites existe probablement sur le haut-fond lui-même, dont on pourrait relever la trace dans la partie moyenne du sondage SI-04 de Merschweiler ou du sondage SI-06 de Kirsch-les-Sierck où les oolites sont presque exclusivement représentées.

La mégaséquence des Couches à cératites.

L'opposition entre les séquences élémentaires argilo-dolomitiques du N et oolitiques du S se retrouve dans la mégaséquence.

Les rythmes argilite-dolomie septentrionaux s'organisent en une mégaséquence où le terme argileux de base se réduit comparativement au terme carbonaté supérieur, la tendance de la mégaséquence étant la même que celle des séquences élémentaires, une tendance au comblement avec une légère augmentation de l'hydrodynamisme dans les carbonates. Des milieux relativement plus «proximaux» et légèrement moins profonds semblent gagner progressivement sur des milieux plus «centraux» du bassin.

Les rythmes calcilutites-calcarénites du haut-fond de Sierck-les-Bains s'organisent moins nettement en mégaséquence, les pulsations d'augmentation de l'hydrodynamisme ne paraissant pas croître en intensité d'une séquence élémentaire à l'autre.

Du N au S, faciès argilo-carbonatés et faciès oolitiques passent latéralement de l'un à l'autre en se digitant. La figure 7 marque l'importance du haut-fond de Sierck-les-Bains en tant qu'aire à hydrodynamisme plus prononcé. La forte compétence des courants qui lui est liée déborde largement la région de Schengen proprement dite et s'étend au delà d'Ehnen vers le N, dans la base des Couches à cératites. Vers le S. au delà de Sierck-les-Bains, l'extension de la zone haute se situe plutôt dans la partie moyenne, la chute d'énergie en s'éloignant du haut-fond, côté lorrain, étant beaucoup plus rapide. Là encore une dissymétrie est manifeste entre bordure nord et bordure sud de la structure active de Sierck-les-Bains, l'extension de la zone haute se situe plutôt dans la partie moyenne, la chute d'énergie en s'éloignant du haut-fond, côté lorrain, étant beaucoup plus rapide. Là encore une dissymétrie est manifeste entre bordure nord et bordure sud de la structure active de Sierck-les-Bains.

Fig. 6. — Séquences élémentaires dans les Couches à cératites.
Elementary sequences in the «Couches à cératites».
Die Grundsequenzen der Ceratitenschichten.

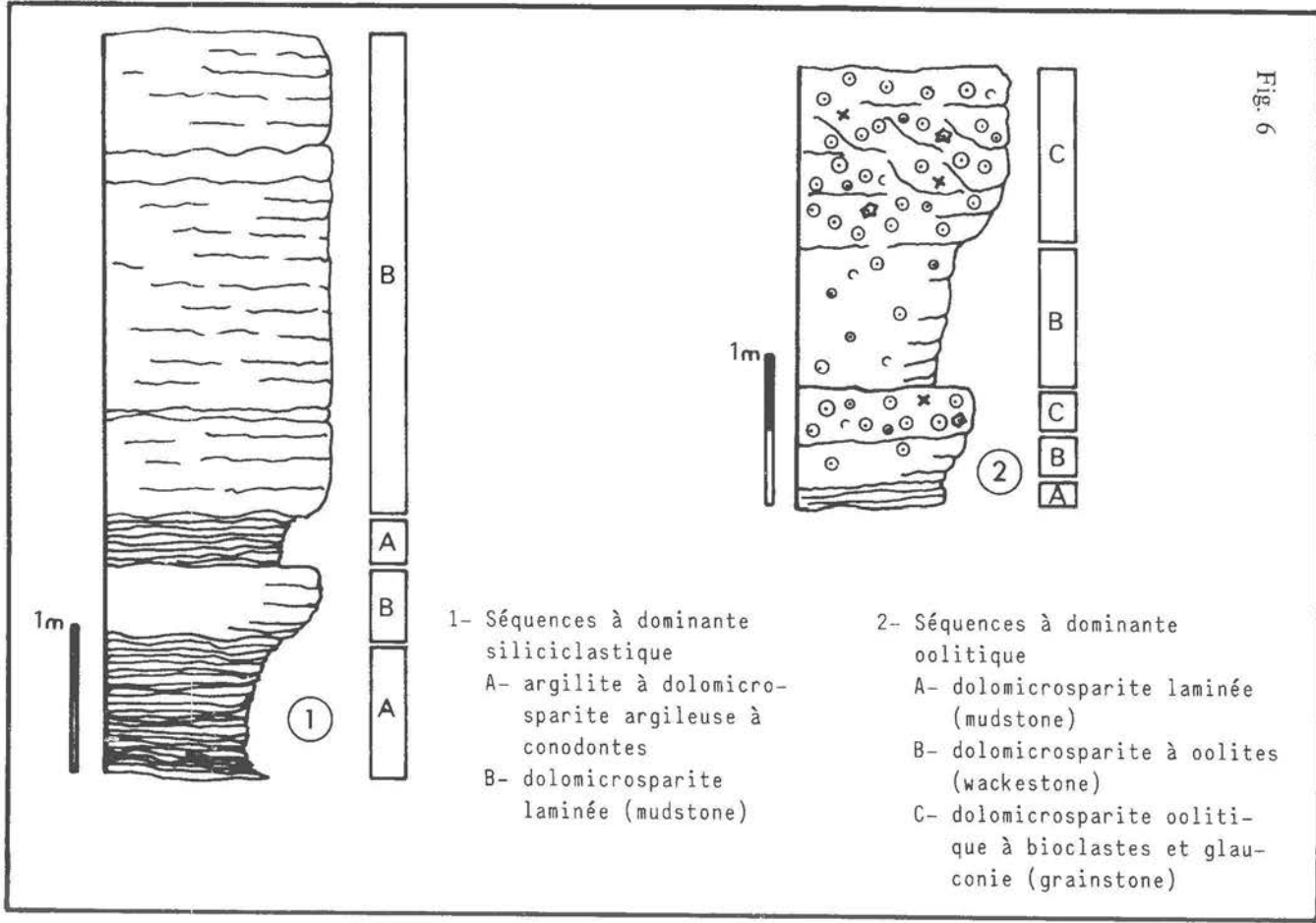


Fig. 6

La présence d'oolites se retrouve à l'W de la région de Wallemdorf, témoignant certainement d'une agitation plus forte sur une zone bordière, parallèle au paléorivage, à proximité des Grès de Gilsdorf.

B. — l'enchaînement horizontale des faciès

Les dépôts des Couches à entroques et des Couches à cératites sont tous caractéristiques d'une sédimentation de plate-forme peu profonde. Chaque type de faciès décrit à l'occasion de l'analyse des séquences élémentaires passe très progressivement aux autres, entre deux pôles extrêmes marqués par des conditions bathymétriques limites: de l'intertidal à l'infratidal. La coexistence des milieux correspondants sur la plate-forme luxembourgeoise est tout à fait probable, même si certains l'emportaient largement sur les autres à certaines périodes et en certains points.

L'enchaînement horizontal des faciès est le suivant, du plus profond au moins profond:

- dolomie à grains de glauconie souvent repris dans des faciès calcarénitiques.
- argilite à argilite dolomitique à légère charge de sables fins ou de silts à conodontes et foraminifères en alternance avec des dolomies plus ou moins argileuses, avec silts. La texture est de type mudstone à lamines argilosilteuses, débris phosphatés et rates bioclastes.
- dolomie bioturbée à pellets et rares bioclastes.
- dolomie microsparitique à térébratules entières.
- dolomie à articles de tige et de bras de crinoïdes, débris coquilliers et quelques rares oolites.
- dolomie bioclastique (débris coquilliers et entroques) et oolitique à litage oblique.
- dolomie oolitique avec quelques bioclastes et entroques, à litage oblique.

A partir des migrations de ces faciès sur la plate-forme luxembourgeoise, sera tenté un essai de reconstitution de la dynamique sédimentaire à l'époque du Muschelkalk supérieur.

C. — La dynamique sédimentaire sur la plate-forme luxembourgeoise.

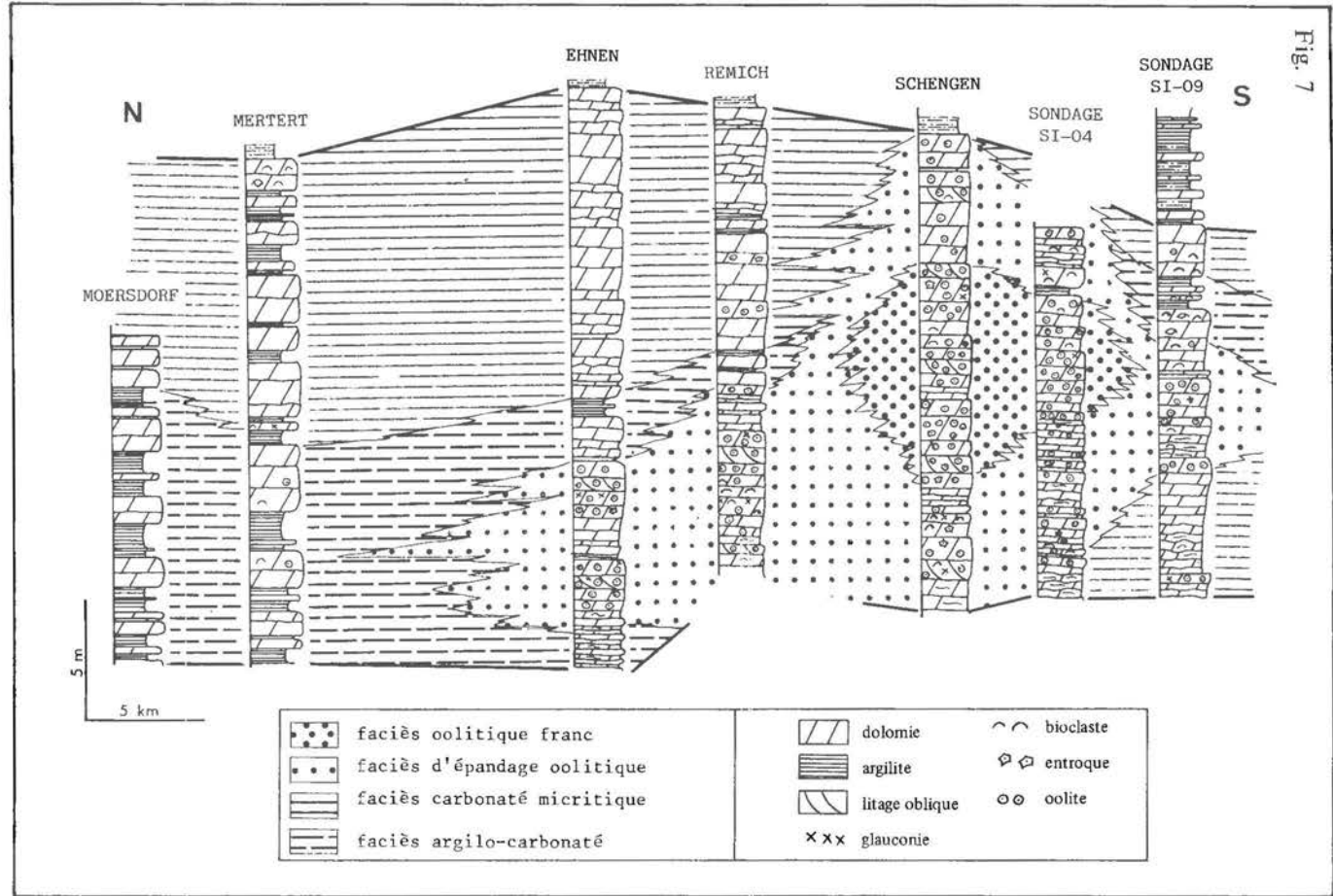
La sédimentation sur la plate-forme luxembourgeoise à l'époque du Muschelkalk supérieur est caractérisée par une certaine homogénéité dans

Fig. 7. — Le haut-fond oolitique de Sierck-les-Bains et son incidence sur la sédimentation des Couches à cératites mosellanes.

The oolitic high-shoal of Sierck-les-Bains and his incidence on the sedimentation of the «Couches à cératites» of the Moselle valley.

Die Siercker Schwelle als Ooid-Bildner und ihr Einfluß auf die Sedimentation der Ceratitenschichten im Moseltal.

Fig. 7



les faciès, les épaisseurs et l'importance de l'étalement du matériel essentiellement oolitique et bioclastique, auquel s'ajoute une part de siliciclastiques fins.

Dans cet ensemble relativement monotone, quatre mégaséquences ont toutefois été individualisées, trois dans les Couches à entroques et une dans les Couches à cératites, qui d'après les corrélations à partir des conodontes paraissent avoir été relativement synchrones à l'échelle du Luxembourg et même se raccorder avec des faciès semblables dans les régions voisines. Ce cadre chronologique est fondamental, dans la mesure où les migrations des systèmes sédimentaires doivent être prises en compte à l'intérieur de chaque séquence, individuellement.

Chaque mégaséquence débute par une pulsation transgressive: des milieux plus profonds et à faible compétence hydrodynamique débordent les milieux plus superficiels et à forts courants de la fin de la séquence précédente. Là se trouvent les ruptures importantes, sans doute liées à une accélération de la subsidence non compensée par un taux de sédimentation trop faible, et il sera intéressant d'essayer de les corrélérer avec d'éventuelles ruptures équivalentes dans les régions voisines.

Les dépôts des quatre mégaséquences apparaissent nettement comme des faciès de comblement, la sédimentation rattrapant l'abaissement du fond. Les séquences élémentaires observées témoignent toutes de pulsations caractérisées par une augmentation de l'énergie hydrodynamique et sans doute une baisse de la tranche d'eau. Dans le même temps, des faciès proximaux gagnent sur le large. Il est difficile d'orienter le sens de cette accretion. Des faciès plus bordiers ont toutefois été mis en évidence au NW, à l'époque des Couches à cératites.

Il est intéressant de suivre cette dynamique sédimentaire dans les mégaséquences des Couches à entroques et des Couches à cératites.

Les Couches à entroques

Du bas vers le haut de chaque séquence et de la première à la troisième une dérive lente a été observée, de fonds argilo-vaseux à conodontes avec un niveau de condensation glauconieuse à sa base puis carbonatés boueux à térébratules et crinoïdes au dessus, vers des milieux à hydrodynamisme croissant avec élaboration et transport de bioclastes, et pour finir des environnements exclusivement oolitiques (fig. 5). La plate-forme luxembourgeoise était caractérisée à cette époque par un transit permanent de débris coquilliers et d'entroques reprenant sans cesse des fragments d'organismes dont les biotopes étaient démantelés au fur et à mesure de la progradation de barres de chenaux oolitiques, quelques sites plus profonds et abrités assurant la permanence, localisée à certains îlots, de prairies à crinoïdes et, bathymétriquement au-dessous, de vasières à térébratules.

— Les Couches à cératites

Sur la partie septentrionale de la plate-forme, à l'abri du haut-fond de Sierck-les-Bains, les séquences élémentaires ont montré des pulsations d'argiles silteuses dans un ensemble carbonaté (fig. 8). Elles ont également révélé que les carbonates évoluent dans le sens d'une diminution de la tranche d'eau et d'une augmentation de l'hydrodynamisme. Ceux-ci restent limités à la plate-forme proprement dite mais se développent fortement avec des faciès oolitiques francs sur le haut-fond de Sierck-les-Bains. Il s'agit bien toujours d'une séquence de comblement mais dont l'interprétation est délicate. Si le passage argile-micrite fait bien partie intégrante de la séquence, la dynamique sédimentaire était sans doute celle de la base des mégaséquences des Couches à entroques: coexistence de zones plus basses à décantation d'argiles et de bancs carbonatés un peu moins profonds à rares faunes benthiques. Le passage de l'un à l'autre était peut-être lié à des conditions locales (migration de bancs), plus qu'à des variations de profondeur à l'échelle de la plate-forme. La sédimentation aurait été marquée par un certain encombrement par ces bancs carbonatés dont témoignent les séquences négatives. Il n'est pas exclu non plus que les décharges argileuses ou argilo-silteuses soient parfois décalées par rapport aux séquences élémentaires carbonatées de comblement. Les décharges positives de détritiques pourraient alors être indépendantes des séquences négatives dans les dolomies.

De toutes les façons, le haut-fond de Sierck-les-Bains marquait une zone d'élaboration d'oolites, superficielle et à forte compétence hydrodynamique qui pouvait participer, par son rôle de barrière, à l'existence d'un certain calme enregistré sur la plate-forme luxembourgeoise.

D. — Les rapports de la plate-forme luxembourgeoise avec la plate-forme lorraine à l'époque du dépôt des Couches à cératites.

La réalité de la séparation relative entre plates-formes luxembourgeoise et lorraine de part et d'autre du haut-fond de Sierck-les-Bains a été amplement démontrée ci-dessus et apparaît remarquablement en ce qui concerne les Couches à cératites, sur la figure 7.

Des études récentes de DURINGER (1982) ont mis en évidence dans les Calcaires à cératites lorrains une opposition entre deux types de dépôts:

- une sédimentation «normale» à faible ou forte énergie.
- une sédimentation exceptionnelle contrôlée par de brusques élévations du régime hydrodynamique contribuant à la formation de séquences à granoclassement positif.

Nul doute que de tels phénomènes exceptionnels aient épargné la région luxembourgeoise, restée très calme à cette époque. Des séquences à

granoclassement par affinement vers le haut ont également été décrites par HAGUENAUER (1961) dans les Calcaires à cératites lorrains. Celles-ci n'ont pas été clairement retrouvées au Luxembourg où les séquences élémentaires sont négatives dans les niveaux carbonatés, c'est-à-dire que l'énergie du milieu y augmente de bas en haut; les faibles décharges argilo-silteuses pourraient toutefois en être un lointain écho.

Les Couches à cératites luxembourgeoises se caractériseraient sans doute par un calme relatif du milieu, son caractère «abrité» et sa dynamique de «comblement», par encombrement de bancs carbonatés qui gagnent de la bordure vers le large.

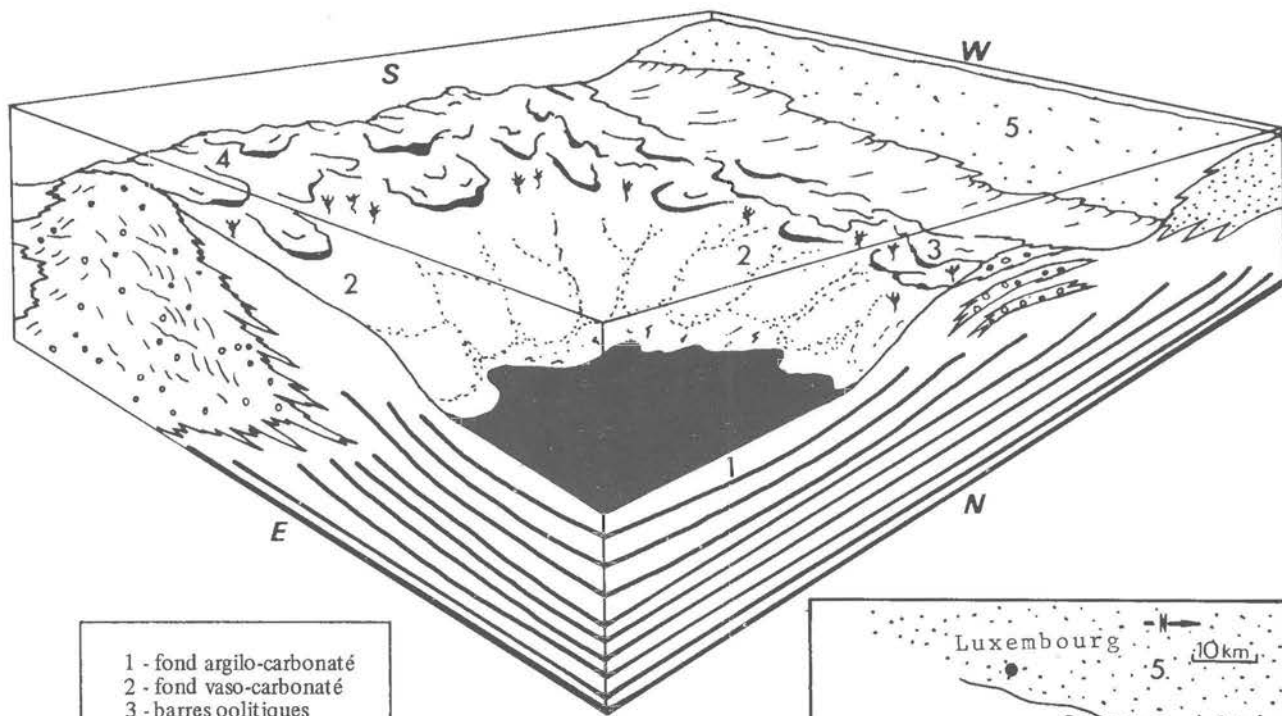
Le Muschelkalk supérieur du Luxembourg s'articule donc en quatre mégaséquences transgressives, séparées par des phases de «vacuité» qui se manifestent dans la sédimentation par une rupture évidente et des décharges argileuses. Les dépôts et leur faciès enregistrent toutefois pour l'essentiel une phase de comblement marquée par une accrétion essentiellement carbonatée, commençant par des vasières boueuses à térébratules et finissant par une barrière oolitique, pour sa plus grande part développée dans la région de Sierck-les-Bains sur un haut-fond actif.

Remerciements

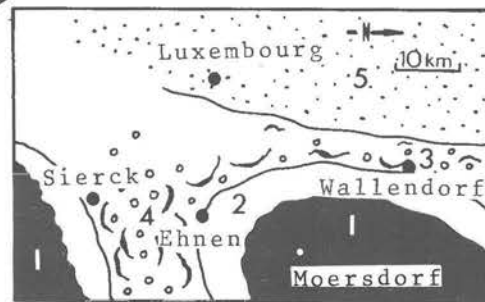
Les auteurs expriment leur reconnaissance à Messieurs P. RAT, J.C. MENOT (Université de Dijon) et M. DURAND (Université de Nancy) pour leur collaboration.

Fig. 8. — Système sédimentaire régissant les dépôts des Couches à cératites.
Model for the deposit of the «Couches à cératites».
Sedimentationsmodell der Ceratitenschichten.

Fig. 8



- 1 - fond argilo-carbonaté
- 2 - fond vaso-carbonaté
- 3 - barres oolitiques
- 4 - haut-fond oolitique de Schengen-Sierck
- 5 - domaine sableux margino-littoral



BIBLIOGRAPHIE

- BINTZ J., A. HARY A. & MULLER A.: Luxembourg. Guides géologiques régionaux, p. 135-188, fig. 61-102, Masson Ed., Paris 1973.
- DEMONFAUCON A.: Le Muschelkalk supérieur de la vallée de la Moselle. Grand-Duché de Luxembourg. Stratigraphie. Organisation sédimentaire. Thèse de 3ème cycle, Institut des Sciences de la Terre de l'Université de Dijon, 206 p., 82 fig., 4 pl., Dijon 1982.
- DURINGER P.: Sédimentologie et paléoécologie du Muschelkalk supérieur et de la Lettenkohle (Trias germanique) de l'Est de la France. Diachronie des faciès et reconstitutions des paléoenvironnements. Thèse du 3ème cycle, Institut de géologie de Strasbourg, 96p., 60 fig., 11 pl., Strasbourg 1982.
- GITTINGER K.: Geochemische Faciesuntersuchungen in oberen Hauptmuschelkalk und unteren Keuper Luxemburgs. Publ. Serv. Géol. Lux., **19**, 109 p., 41 fig., Luxembourg 1969.
- HAGUENAUER B., Contribution à l'étude du Muschelkalk lorrain, dans la région de Blamont et de Héming. D.E.S., 92 p., 18 pl., Nancy 1961.
- KNAPP G.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Hauptmuschelkalkes der Eifel. Geol. Mitt., Rhein.- West. Techn. Hochsch., vol. **2**, p. 107-160, 6 fig., Aachen 1962.
- KOZUR H.: Conodonten aus dem Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens und ihr stratigraphischer Wert. I-Conodonten vom Platt-formtyp und stratigraphische Bedeutung der Conodonten aus dem Oberen Muschelkalk. Geologie, **17**, p. 930-946, 3 pl., II-Zahnreihen-Conodonten, **17**, p. 1070-1085, Berlin 1968.
- KOZUR H.: Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. Geol. Palaeont. Mitt. Innsbruck, vol. **10**., no 3-4, p. 79-172, Innsbruck 1980.
- LUCIUS M.: Die Ausbildung der Trias am Südrande des Oeslings. Veröffentl. Luxemb. Geol. Dienstes, **3**, p. 5-275, Luxembourg 1941.
- LUCIUS M.: Die Geologie Luxemburgs, Das Gutland. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte Luxemburgs, Publ. Serv. Géol. Lux., **5**, 405 p., 30 fig. et photos, 4 tabl., Luxembourg 1948.
- NGOC THANH K.: Contribution à l'étude des conodontes du Muschelkalk supérieur lorrain, Thèse de 3ème cycle. Nancy, 81 p., 3 fig., 5 tabl., 3 pl., Nancy 1977.
- WERVEKE L. VAN: Die Küstenausbildung der Trias am Südrande der Ardennen, Mitt. Geol. Land. Els-Lothringen, vol. X, fasc. 2, p. 151-239, Strasbourg 1916.

Der Schilfsandstein Luxemburgs als tidal beeinflusste Rinnenfüllungen

Aspekte zur Stratofazies und Sedimentologie des Profils Kinnett.

von BARTH, E., BERNECKER, TH., BERNERS, H.P., BOCK, H., KOWALEWSKI, J. & MULLER, A.*

mit 7 Abbildungen und 2 Tafeln.

Mots clés. — Marnes irisées. Trias supérieur, Luxembourg, grès à roseaux, chenaux, paléogéographie.

Résumé. — Le Grès à roseaux (Trias supérieur) à une épaisseur de 20 m dans le Sud-Est du Luxembourg. Il présente une intercalation de sable très fin à fin dans une série pélitique et carbonatée à tendance évaporitique. Le Grès à roseaux comporte à sa base des couches relativement grossières, à contact érosif, qui ravinent les Marnes à pseudomorphoses sous-jacentes. La série moyenne est caractérisée par les dépôts de chenaux divagants. Les couches sommitales sont constituées d'épandages sableux peu épais, intercalés dans des marnes rouges. Parmi les minéraux lourds, on trouve outre les minéraux ubiquistes une forte teneur en chloritoïdes. La sédimentation des sables s'est faite dans des chenaux subtidaux. Le matériau sédimentaire provient en premier lieu de l'Ardenne.

Zusammenfassung. — Der 20 m mächtige Schilfsandstein Südostluxemburgs wurde in dem Profil Kinnett auf 350 m lateraler Erstreckung untersucht. Der Schilfsandstein entwickelt sich aus den Übergangsschichten der Pseudomorphosengruppe. Er wird in Basisschichten, Mittlere Serie und Topschichten untergliedert. Im Hangenden geht er in die Rotegipsmergelgruppe über. Die Basisschichten setzten mit erosivem Kontakt ein. Die Sedimente wurden in einem mehrfachen Wechsel von Sohlschichten und Großrippelzügen abgelagert. Die Einfallsrichtung der großdimensionalen Schrägschichtung schwenkt aus der NW-Richtung am Rinnenrand zur Rinnenmitte in die SW-Richtung um. Die sandigen Ablagerungen setzen sich vorwiegend aus Silten, Sehr feinen Sanden und Feinen Sanden zusammen. Die Schwermineralfraktion führt neben Ubiquisten vor allem Chloritoide. Die intertidalen Watt-Flächen sind durch die Bildung von Corrensit und stromatolithischen Karbonaten gekennzeichnet. Die Granulometrie der Schilfsandsteinablagerungen entspricht weitgehend jener älterer, küstennaher triadischer Ablagerungen. Die Schilfsandsteinsedimentation wird in subtidalen Rinnen angenommen, wobei das sandige Material von den Ardennen zugeführt wurde.

* Allgemeine und Historische Geologie der R.W.T.H. Aachen, D. 51 Aachen, Wüllnerstraße 2.

Einleitung

Das Schüttungsmodell des obertriadischen Schilfsandsteins entspricht nach WURSTER (1964, 1972) einem epikontinentalen Deltakörper, der sich in ca. 12.000 Jahren auf rund 400 km von der Skandinavisch-Russischen Platte bis zur West-Tethys vorbaute. Marine Lamellibranchiaten, die im Ablagerungsmilieu des Schilfsandstein auftreten (LINCK, 1968, 1971), das Vorhandensein chemischer Präzipitate (Gips, Steinsalzkristallrelikte, Dolomit) oder das vereinzelte Vorkommen von Glaukonit und Poriferenresten (HAUNSCHILD et al. 1975), haben entsprechende Kritik an dem WURSTERschen Modell hervorgerufen. So plädierte EMMERT (1977) für einen marinen, möglicherweise auch paralischen Ablagerungsraum für den Schilfsandstein.

Im Frühjahr 1983 entstand im Zuge von größeren Straßenarbeiten im Trintinger Tal ein für Luxemburg einzigartiger Schilfsandsteinaufschluß. Die Fülle der hier vorgenommenen stratofaziellen und sedimentpetrographischen Beobachtungen war Anlaß, die Ablagerungsbedingungen des Schilfsandsteins am Westrand des Germanischen Triasbeckens zu überdenken.

Lage und Beschreibung des Aufschlusses Kinnett.

Begradigungsarbeiten an der Nationalstraße N 2 (Luxemburg-Remich) legten 500 m südlich von Moutfort am Ort Kinnett (R: 8730; H: 7160; die Schichtenfolge des Oberen Trias über ca. 50 m Profilhöhe frei (Abb. 1.). Der Schilfsandstein war auf etwa 350 m lateraler Erstreckung angeschnitten. Eine WNW-ESE-streichende, steilstehende bis aufschiebende Verwerfung, mit geringem Verwerfungsbetrag von ca. 3 m, trennt einen südöstlichen von einem nordwestlichen Abschnitt. Die südöstliche Scholle zeigte den Kontakt des Schilfsandsteins zu der liegenden Pseudomorphosengruppe. Die Schichten der Pseudomorphosengruppe standen über mehr als 20 m an. Sie wurden im liegenden Kontakt zum Schilfsandstein im Profil 1 (Abb. 1) über 1,70 m feinstratigraphisch aufgenommen und beprobt. Der ca. 20 m mächtige Schilfsandstein wurde in der Südost-Scholle in den sich überlappenden Profilen 2 und 3 angetroffen. In der nordwestlichen Scholle war der Übergang des Schilfsandsteins zu der Rotegipsmergelgruppe aufgeschlossen. Hier wurde im Profil 4 der oberste Teil des Schilfsandsteins aufgenommen. Insgesamt wurden 50 Proben zu granulometrischen, schwermineralogischen und tongeologischen Untersuchungen entnommen.

Zur stratofaziellen Ausbildung des Schilfsandsteins.

Der Schilfsandstein entwickelt sich aus den rot-violetten und grau-grünen tonigen Mergeln der Pseudomorphosengruppe, die von zahlreichen Gipsbändern durchzogen werden. Eingeschaltet sind grau-grüne feinflamierte Siltsteine (Abb. 2), die sich aus etwa gleichen Anteilen von größeren Silten und Feinsilten/Peliten zusammensetzten. Sande waren hier nicht nachzuweisen (Abb. 3.) In den Übergangsschichten am Top der Pseudo-

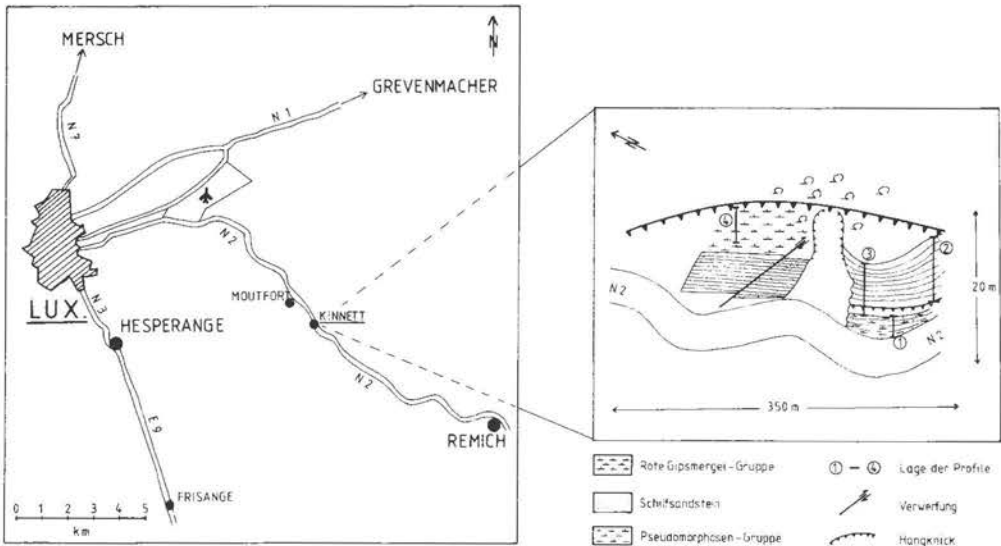


Abbildung 1: Lage des Aufschlusses Kinnett (SE-Luxemburg) mit geologischer Übersichtsskizze.

Situation géographique de l'affleurement Kinnett (SE Luxembourg) et carte géologique sommaire.

morphosengruppe bleibt die Keuper-Fazies weiterhin bestimmend. Der Kornfraktion kleiner 63μ sind hier untergeordnet, lagenweise aber auch mit größeren Anteilen, Fein- bis Mittelsande beigemengt. Die Übergangsschichten erreichen im Profil 2 (Abb. 2) eine Mächtigkeit von ca. 3 m. In dem 60 m entfernten Profil 3 (Abb. 1) wurden diese Schichten vor der Ablagerung des Schilfsandsteins bis auf den unteren halben Meter erodiert. In dieser flachen, weitspannigen Rinne kamen anschließend die Basisschichten des Schilfsandsteins zur Ablagerung. In den untersuchten Profilen 2 und 3 besteht zwischen den Basisschichten des Schilfsandsteins und den Übergangsschichten eine granulometrische Diskontinuität.

Die Basisschichten des Schilfsandstein setzen mit erosiv eingeschnittenen Rinnensedimenten (mindestens drei Generationen) ein. Die Rinnen führen an ihrer Basis Tongerölle von bis zu 5 cm Durchmesser. Die Kornfraktion kleiner 63μ ist stark unterdrückt. Die Sande umfassen stets einen geringen Mittelsandanteil. Sie wurden in trogförmigen, großdimensional gruppierten Schrägschichtungstexturen geschüttet. Diese Schrägschichtung ist als Pi-Typ (ALLEN 1963) ausgebildet. Zwischen den gröberkörnigen Schrägschichtungsblättern sind ton-, pflanzen- und glimmerreiche Lagen eingeschaltet. Sie belegen ebenso wie bipolare Strömungsrichtungen ein variierendes Strömungsmuster. Die Mächtigkeit der Basisschichten nimmt von Profil 2 (0,9 m) nach NW zum Profil 3 (3m) zu. Mit der Ablage-

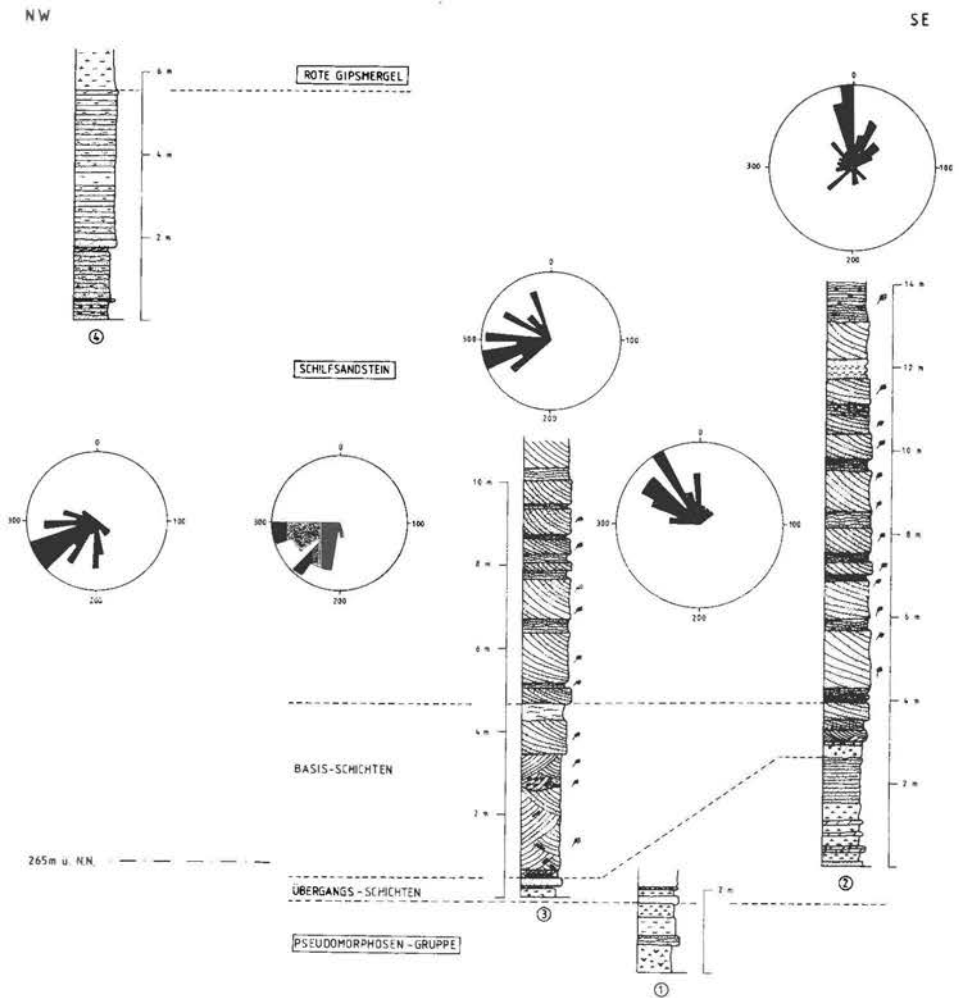


Abbildung 2: Stratofazielle Ausbildung der Schichtenfolge und Einfallsrichtungen der Schrägschichtungsblätter.

Colonnes stratigraphiques comparées des séries du Trias supérieur et diagrammes en rose représentant la direction préférentielle du pendage des strates obliques.

Die Ausbildung der Basisschichten war das Rinnenrelief, im Bereich des Aufschlusses, ausgeglichen.

Der mittlere Abschnitt des Schilfsandstein besteht aus einer 6-9 m mächtigen, schmutziggrauen Wechselfolge von niederenergetischen Sohl-

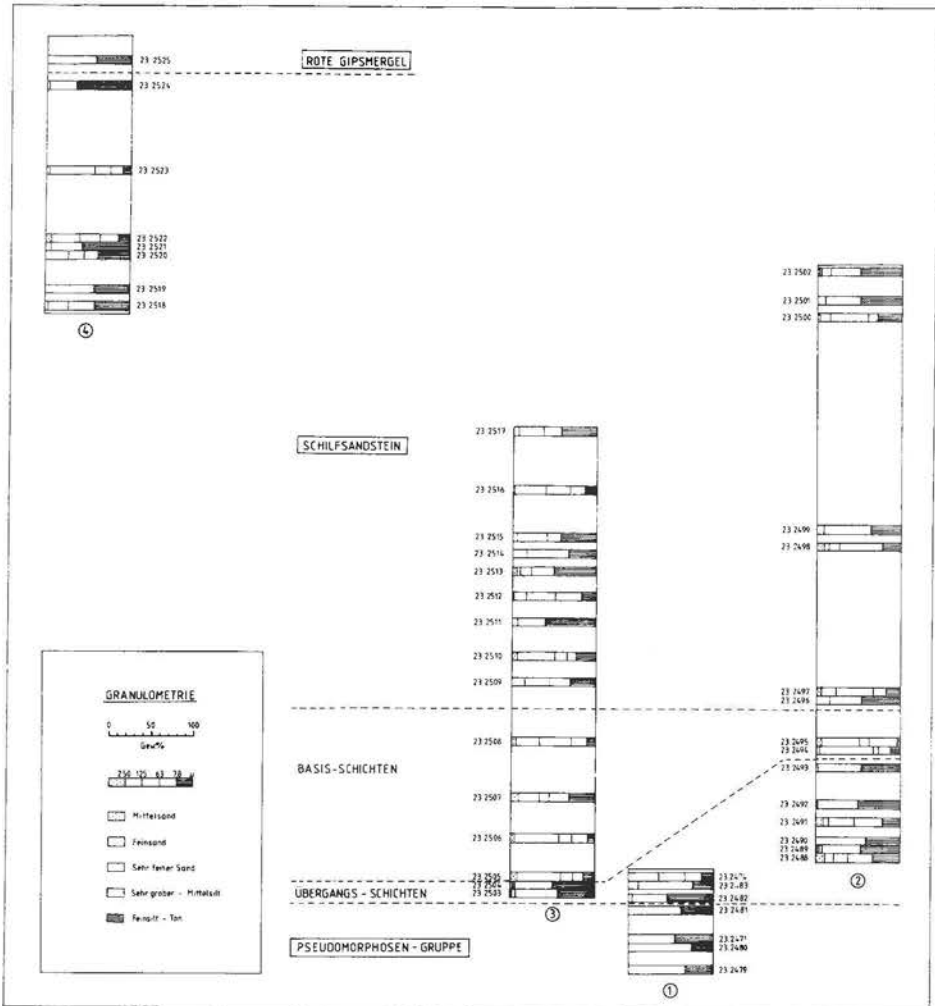


Abbildung 3: Zusammensetzung der untersuchten Proben nach Korngrößenklassen.

Composition granulométrique des échantillons analysés.

schichten (Foresets). Obwohl insgesamt gesehen die energetischen Ablagerungsbedingungen einander angeglichen waren, ist der regelmäßig wechselnde Sedimentationsmechanismus für diesen Profilabschnitt typisch. Die Sohlschichten (10-40 cm mächtig) sind als Linsen- und wellige Wechelschichten) (REINECK & WUNDERLICH 1968) ausgebildet. Die

Vorschüttungsblätter (20-140 cm mächtig) überlagern die Sohlschichten mit erosiver Basis. Stellenweise entwickeln sich die Schrägschichtungsblätter jedoch über geflaserte Sandsteine aus den Basisschichten. Die Schrägschichtung ist generell großdimensional (dm-Bereich) und tabular entwickelt. Die Rippeln können neben solitären Formen auch gruppierte, übereinander wandernde Großrippel bilden. Das in die Schrägschichtungsblätter der gelb-grauen sehr feinen und feinen Sande eingelagerte Ton-, Glimmer- und Pflanzenmaterial weist, wie in den Basisschichten, auf typische, sich regelmäßig wiederholende, unterschiedliche Strömungsstärken während des Vorbaus der Rippelzüge hin.

Im oberen Profilabschnitt werden die Schichtenfolge zunehmend toniger und die Sedimentstrukturen entsprechend kleiner-dimensioniert. Im unteren Teil dieser ca. 6 m mächtigen Topschichten herrschen wellige Wechsellagen von blau-grauen Tonen und hellen glimmerreichen Feinsanden vor; einzelne Dolomitbänder sind eingeschaltet. In den oberen 4 m der Topschichten stellt sich in den Tonen und Silten rasch eine Rotfärbung ein. Die rekursiven sandigen Einschaltungen setzen sich weiterhin aus sehr feinen und feinen Sanden mit untergeordnet Mittelsand zusammen. Die Mergellagen bestehen, wie in der liegenden Pseudomorphosengruppe, zu etwa gleichen Anteilen aus der gröberen Siltfraktion sowie aus feineren Silten und Peliten.

Die insgesamt 200 an fünf Stellen durchgeführten Messungen des Einfallvektors der Vorschüttungsblätter ergab ein über die Profilerstreckung sich veränderndes Bild. Am südöstlichen Rinnenrand (Profil 2, Abb. 2) wurde vorwiegend ein nördliches Einfallen festgestellt. Wenige Messungen zeigen ein süd- bis süd-westliches Einfallen an. Zur Rinnenmitte hin wurde keine Bipolarität der Einfallsrichtungen festgestellt. Die Einfallsrichtung schwenkt allmählich aus der NW-Richtung in die SW-Richtung um. In der Rinnenmitte verflacht zudem der Einfallswinkel der Schrägschichtungsblätter.

Gesteinsanalytische Charakterisierung des Schilfsandsteins

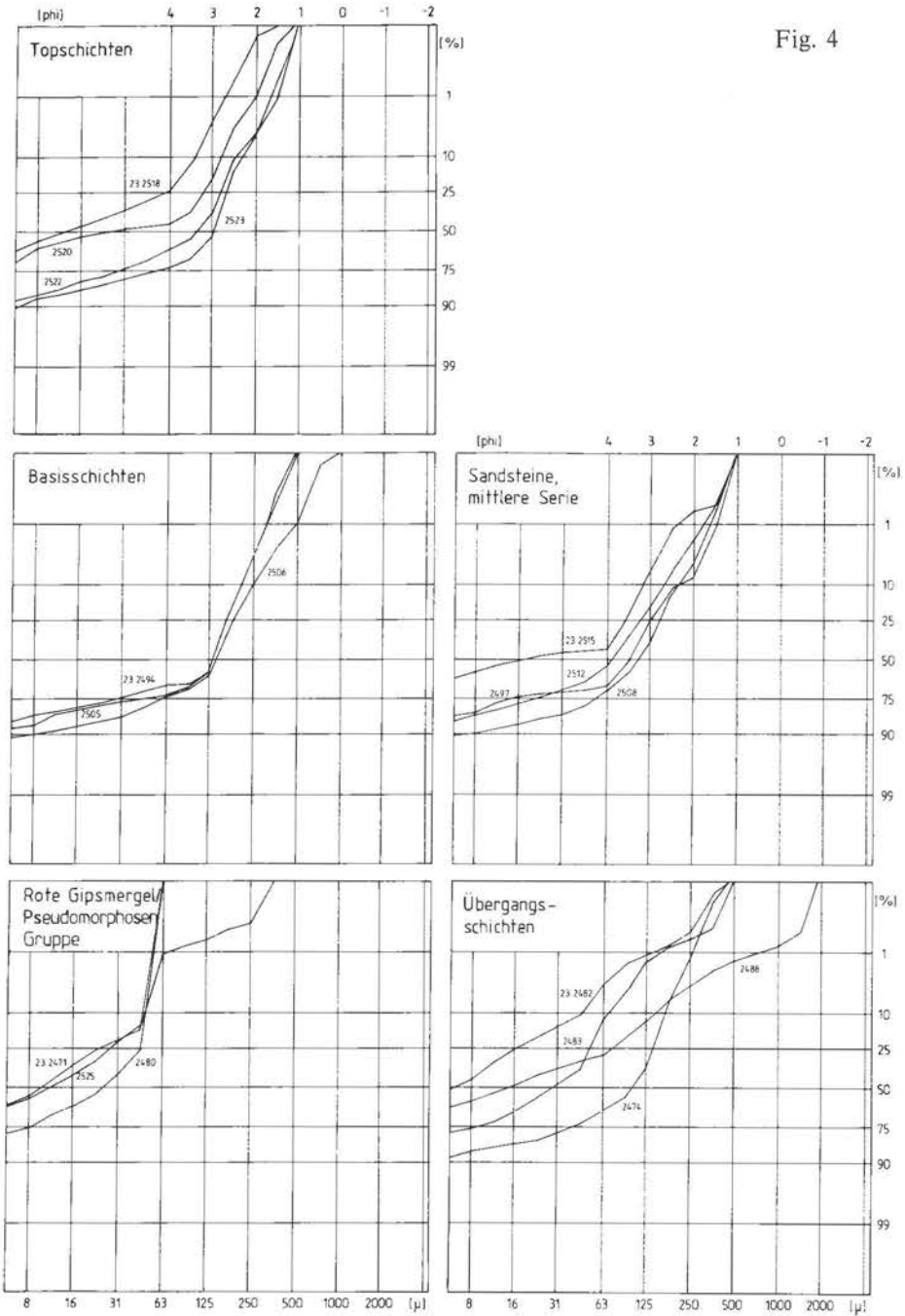
Die analytischen Untersuchungen beziehen sich auf den oberen Abschnitt der Pseudomorphosengruppe, den Schilfsandstein und die liegenden Schichten der Rotegipsmergelgruppe. Die obersten Ablagerungen der Pseudomorphosengruppe werden getrennt als Übergangsschichten charakterisiert.

Die Schichten der Pseudomorphosengruppe im Liegenden und die Schichten der Rotegipsmergelgruppe im Hangende des Schilfsandsteines bestehen aus tonigen Siltsteinen. Die Körnungskurven (Abb. 4) beschrei-

Abbildung 4: Typische Kornvergrößenverteilungen innerhalb der ausgeschiedenen lithostratigraphischen Glieder.

Répartitions granulométriques types des différentes subdivisions lithostratigraphiques du Trias supérieur.

Fig. 4



ben schlecht sortierte Ablagerungen, wobei der springend transportierte sehr grobe Silt (44-63 μ) durch eine bessere Sortierung gekennzeichnet ist. Die dominierende Suspensionspopulation (<44 μ) macht 75-85% des HC1-unlöslichen Rückstandes aus. Rollend transportierte Sandkörner sind, wenn überhaupt, nur in Anteilen <1% am HC1-unlöslichen Rückstand vertreten.

Auch die Übergangsschichten zeigen über den gesamten Bereich eine schlechte Sortierung des HC1-unlöslichen Rückstandes. Im Gegensatz zu den liegenden Sedimenten der Pseudomorphosengruppe sind die Übergangsschichten mit deutlichen Sandanteilen versehen (4-65%). Eine allmähliche Kornvergrößerung erfolgt über die Proben 23.2482-2483-2474 (Abb. 4). In den Proben 23.2482 und .2483 zeigt die Sandfraktion eine bimodale Verteilung mit rollend transportierten Körnern. Mit Erhöhung des Medianswertes (23.2474) und zunehmend besserer Sortierung verliert sich der rollende Transport zugunsten eines springenden Transportes. Die Suspensionspopulation reduziert sich von 96 auf 25% und umfaßt im wesentlichen Körner <44 μ , in sandigen Lagen jedoch bis zu <63 μ . Die rollend transportierte Sandfraktion erreicht maximal 2%.

In den Übergangsschichten macht der auf die Quarzkörnerfraktion 125-63 μ bezogene Schwermineralegehalt 2,7% aus. Die Schwerminerale gehen zu 90% auf opake Minerale zurück. Die transparenten Minerale bestehen zu 94% aus den Ubiquisten Zirkon, Turmalin, und Rutil.

Die eingeschalteten dm-starken Karbonatbänke lassen eine typische Wechselfolge von mikritischen und mikrosparitischen Lagen erkennen, die häufig durch querschlägige Klüftchen zergliedert sind. Calcit herrscht eindeutig gegenüber Dolomit vor. Feldspat ist nur sehr untergeordnet vertreten (Tafel 1, 23.2490).

Der Schilfsandstein wird in Basisschichten, Mittlere Serie und Topschichten untergliedert. Die Körnungskurven der Basisschichten beschreiben schlecht sortierte Feinsande, wobei die springend transportierte Grobfraction (>125 μ) besser sortiert ist. Die Suspensionspopulation macht ca 35% des HC1-unlöslichen Rückstandes aus. Die Strömungsgeschwindigkeiten waren ausreichend, um alle vorhandenen Korngrößen (max. 1000 μ) in Suspension oder springend zu transportieren. Ein rollender Transport ist für die Tongerölle anzunehmen.

Die Basisschichten sind durch hohe Schwermineralegehalte (1,19 Gew.% in der Probe 23.2506) gekennzeichnet, die zu 80% auf transparente Minerale zurückgehen. Ubiquisten können mit 73%, bei starken Zirkonananteilen, auftreten. Chloritoide erreichen 23%. Sie bestimmen jedoch noch nicht die Schwermineralassoziationen.

Die Körnungskurven der Mittleren Serie (Abb. 4) zeigen schlecht sortierte Silte und Feinsande. Die Suspensionspopulation (<63 μ) macht 30-55% des HC1-unlöslichen Rückstandes aus. Die besser sortierte springend

transportierte Sandfraktion erreicht die maximale Korngröße von 500 μ . Eine bimodale Kornverteilung in der Grobfraction zeigt sich nur in dem Siltstein der Probe 23.2515, wobei der rollende Transport ($> 250 \mu$) aber nur 0,5 Gew. % der Körner erfaßt. Die Körnungskurven lassen vom vorhandenen Korngrößenspektrum Rekurrenzen sowohl zu den Übergangsschichten (Probe 23.2474) als auch zu den Basisschichten erkennen. Um dies zu verdeutlichen wurde die Kornverteilungslinie der Probe 23.2508 aus den Basisschichten jenen der Ablagerungen der Mittleren Serie in Abb. 4 gegenübergestellt.

Innerhalb der Mittleren Serie gehen die Schwermineralgehalte vom Liegenden (23.2497) von 0,82 Gew. % zum Hangenden (.2515) auf 0,25 Gew. % zurück. In den Vorschüttungsblättern liegt der Anteil der Opaken unter 20%. Die Sohlschichten weisen ca. 50% opake Schwerminerale auf. In der untersuchten Fraktion 63-125 μ überwiegen deutlich Chloritoiden (74-94%). Turmalin ist am zweitstärksten (4-17%) vertreten. Das mikrostratigraphische Bild wird durch eine feine Laminierung geprägt. Glimmer- und Quarzkörner-reichere Lagen lösen einander ab. In den Vorschüttungsblättern sind die relativ größeren Quarzkörner vorwiegend eckig ausgebildet (Tafel 1, 23.2513), Feldspäte sind hier eindeutig nachzuweisen. In den Sohlschichten sind die Quarzkörner kleiner und häufig plattig ausgebildet (Tafel 1, 23.2514). Der Feldspatgehalt ist geringer als in den Vorschüttungsblättern. Insgesamt kommen neben den Chloritschüppchen auch Muskovite vor. Zum andern führen die Sandsteine einen geringen Karbonatgehalt.

Die Körnungskurven der Topschichten zeigen schlecht sortierte Silte bis Feinsande. Die Suspensionspopulation ($< 63 \mu$) macht 25-65% des HC1-unlöslichen Rückstandes aus. Die besser sortierte springend transportierte Population umfaßt ein Kornspektrum von 63-100 μ . Eine rollend transportierte Grobfraction ist nicht ausgebildet. Das Korngrößenspektrum zeigt somit ebenfalls Anklänge an jene der Mittleren Serie, der Basisschichten oder selbst der Übergangsschichten. Insgesamt ist die siltige Sedimentation dominierend (Abb. 4, 23.2518). In den Lagen 23.2522 und .2523 sind gröbere Lagen eingeschaltet. Diese roten Sandsteine lassen keine Bänderung erkennen. Die schlecht zugerundeten Körner bestehen hier häufiger aus Feldspat, wobei röntgenographisch gleichgewichtig Plagioklase und Orthoklase nachzuweisen sind. Die in der Regel schlanken Quarzkörner lassen eine ausgesprochene Skelettierung erkennen, wie sie etwa bei Verbleib in Böden auftreten kann. Die in die roten Topschichten eingeschalteten Sandsteine zeigen erhöhte Schwermineralgehalte (0,76 Gew. %), die zu ca. 80% auf opake Schwerminerale zurückzuführen sind. Der Chloritgehalt geht auf 35% zurück. Die Ubiquisten nehmen auf 53% zu, wobei der Turmalin mit 39% vorherrscht. Erhöhte Granatanteile (13%) stellen sich ein.

Zusätzliche genetische Rückschlüsse auf das Ablagerungsmilieu des Schilfsandsteins erlauben die mikrostratigraphischen Betrachtungen von bräunlichen, eisenreichen Kalkkonkretionen, die in grauroten Silten an

der Basis der Topschichten auftreten. Das Gestein ist brekzienartig zerbrochen, wobei die Klüfte durch calcitische Sparite verschlossen wurden. In den dieserart eingeschlossenen Gesteinsfragmenten lassen sich drei unterschiedliche Strukturbereiche differenzieren. Ursprünglich wohl feinlaminierter Mikrite wurden fast vollständig von amorpher eisenreicher Substanz verdrängt. Quarzkörner in Siltgröße treten hier vereinzelt auf. In anderen Fragmenten liegen mm-große Kügelchen vor. Sie besitzen einen Kern, der aus organischem und/oder eisenschüssigem Material besteht. Er wird von einem mikrosparitischen Cortex eingeschlossen. Diese Komponenten stoßen teilweise unmittelbar aneinander, können aber auch durch ebenfalls eisen- oder organisches Materialführende Sparite verbunden sein. In klüftigeren Partien des Gesteins wird dieses Gefüge durch reine, sekundäre sparitische Calcite verdrängt. Ein dritter Strukturtyp besteht aus bogig laminierten dunkleren an eisen/organischem Material-reichen mikritischen Lagen und helleren, sparitischen Lagen. Diese Lagen wurden in einem späteren Stadium von den oben beschriebenen pisoidischen Strukturen durchgesetzt. Die dunklen Laminae bilden höhere Bereiche im Mikrorelief (Tafel 1, 23.2519).

Die bogig laminierten Strukturen werden als stromatolithische Bildungen des Intertidalbereiches angesehen. Da die Eisen-Pigmentierung in den Erhöhungen des Reliefs auftritt, dürfte es sich eher um stromatolithische Bildungen handeln als um laminare Calichestrukturen (FLÜGEL 1978, 40-42). Die jüngeren PISOIDE dagegen könnten mit einer Calichebildung in Beziehung stehen. Nach dem Caliche-Stadium wurde das Gestein im Verlauf der weiteren Diagenese teilweise sparitisiert. Es ist ein deutliches Blockmuster neugesproßter Calcite (pseudomorph nach ehemaligen Dolomiten?) auch in ursprünglich mikritischen Bereichen zu beobachten.

Die Ablagerungen der Pseudomorphosengruppe, des Schilfsandsteins und der Rotegipsmergelgruppe sind in der Fraktion $< 2\mu$ durch eine gleichbleibende Tonmineralassoziation mit den Komponenten I, C, (I-Sm) und (C-Sm) gekennzeichnet. Die probenspezifische quantitative Verteilung der einzelnen Tonminerale bleibt unter Berücksichtigung einer statistischen Variationsbreite stets ähnlich und gestattet keine Differenzierung der einzelnen lithostratigraphischen Gruppen. Das Diffraktogramm der Probe 23.2498 (Mittlere Serie) kann als Typusdiffraktogramm der Serie gelten (Abb. 6). Allgemein trifft die hier beobachtete mäßige bis schlechte Illitkristallinität allgemein für die untersuchten Proben zu.

Das stets vertretene regelmäßige (14C-14Sm) Wechsellagerungsmineral Corrensit belegt für die Pseudomorphosengruppe, den Schilfsandstein und die Rotegipsmergelgruppe erhöhte Evaporation und damit verknüpfte steigende Salinität im Ablagerungsraum. Das Auftreten des Corrensites in den Rinnensedimenten des Schilfsandsteins sowie die gesamte Übereinstimmung des Tonmineralspektrums mit jenen der Pseudomorphosengruppe lassen darauf schließen, daß diese Tonminerale sich lateral zu den Schilfsandsteinrinnen weiterhin bildeten. Durch die seitliche Verlagerung der Rinnen wurden diese Pelite den Rinnensanden beigemischt.

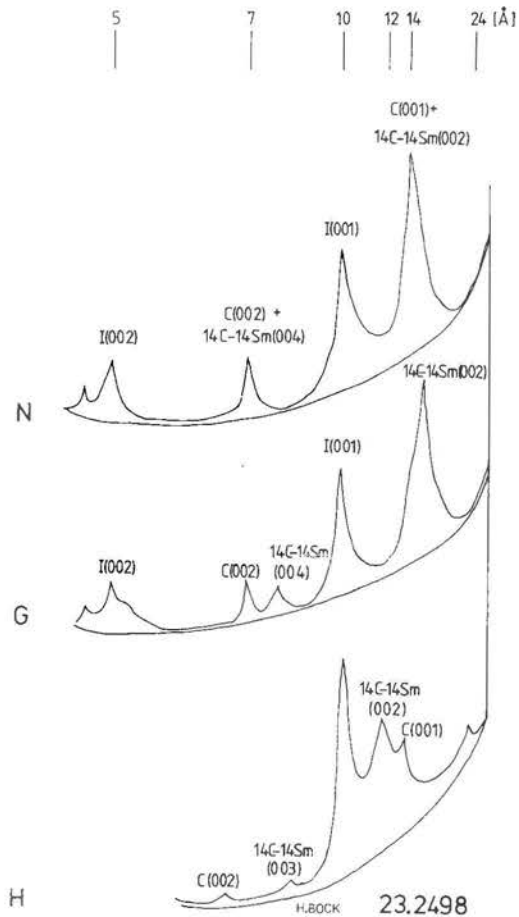


Abbildung 6: Typusdiffraktogramm der pelitischen Fraktion der Oberen Triasschichten in SE Luxemburg.
 Diffractogramme-type de la fraction pélitique des couches du Trias supérieur dans le SE du Luxembourg.

Faktorenanalytischer Vergleich der Korngrößenverteilungen triadischer Arenite.

Die Schilfsandsteinproben wurden faktorenanalytisch mit triadischen Sandsteinen unterschiedlicher Genese der Eifeler Nord-Süd-Zone verglichen (Abb. 5). Bei einer Reduktion auf 3 Faktoren werden diese Proben noch zu 90% erklärt. Hinsichtlich ihrer Charakterisierung wurden jene Pro-

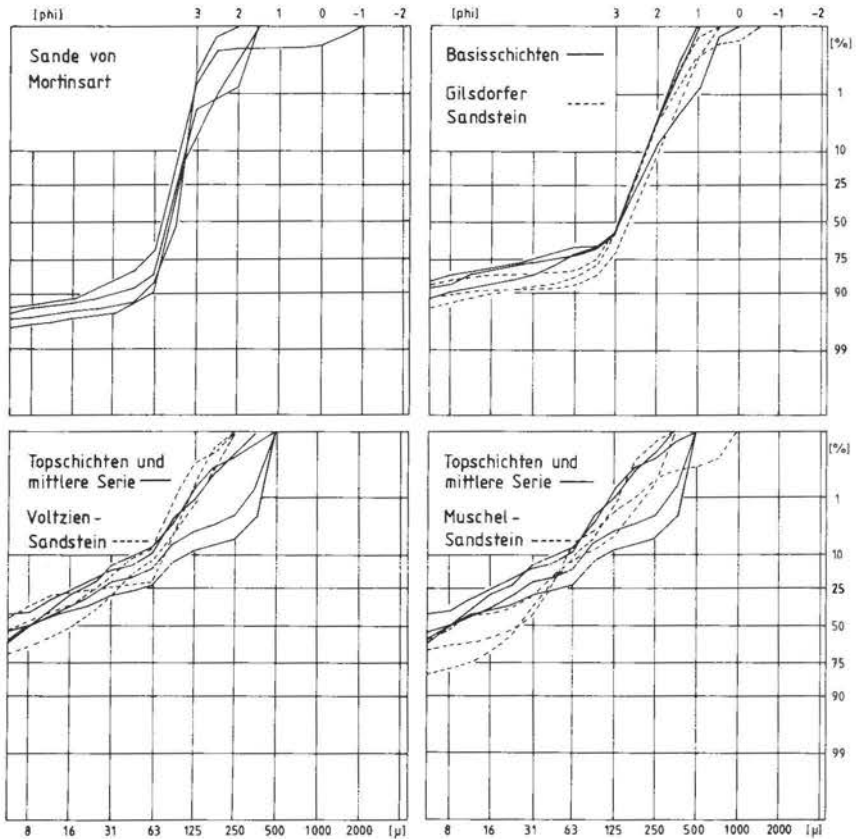


Abbildung 5: Granulometrischer Vergleich zwischen Schilfsandsteinproben und typischen sandigen Einschaltungen der Trias in Luxemburg.

Diagrammes granulométriques comparés d'échantillons des grès à roseaux et de sédiments arénacés typiques de différents niveaux du Trias luxembourgeois.

ben herangezogen, die mit mehr als 90% auf einen der drei Faktoren hochladen. Der Faktor 1 wird ausschließlich durch Kornverteilungen der obertriadischen Sande von Mortinsart beschrieben. Diese tidal geprägten Sehr feinen Sande (Md. 70-90 μ) mit guter Sortierung sind typische Ablagerungen des Ardennensüdrandes. Keine der Schilfsandsteinproben wird zu mehr als 50% durch diesen Faktor erklärt.

Der Faktor 2 kennzeichnet gut mit mäßig sortierte Feinsande (Md. 130-190 μ). Die Proben des Gilsdorfer Sandsteins laden bevorzugt auf diesen Faktor hoch (Abb. 5). Der Gilsdorfer Sandstein entspricht einer küstennahen Bildung der oberen Ceratitenschichten am westlichen Rand des

Germanischen Beckens. Auch vereinzelte Muschelsandsteinproben werden von Faktor 2 beschrieben. Der Muschelsandstein umfaßt flachmarine, litorale bis sublitorale Ablagerungen des Unteren Muschelkalkes. Diese Sedimente sind ebenfalls typische Vertreter der westlichen Randfazies der Germanischen Beckens. Der Faktor 2 umfaßt von den Schilfsandsteinproben die sich erosiv einschneidenden, grobkörnigen Basisschichten.

Der Faktor 3 bildet mit mehr als 90% Proben aus dem Voltziensandstein (Oberer Buntsandstein), Muschelsandstein und Schilfsandstein ab. Die Proben bestehen aus schlecht sortierten Mittel- und Feinsilt (Md. < 25µ). Der Voltziensandstein gilt als deltalische Bildung. Die untersuchten Muschelsandsteinproben werden zum größten Teil durch den Faktor 3 erklärt. Der Muschelsandstein entspricht flachmarinen Ablagerungen (siehe oben). Die auf den Faktor 3 signifikant hochladende Schilfsandsteinproben entstammen den Sohl- und den Mittlerschichten der Mittleren Serie sowie den welligen Wechsellagerungen der Topschichten. Die Kornverteilungen der gröberkörnigen Vorschüttungsblätter der Mittleren Serie werden überwiegend ebenfalls durch den Faktor 3, jedoch zu weniger als 90%, erklärt. Der Voltziensandstein ist generell feinerkörnig, der Muschelsandstein gleichkörnig oder gröber als die Ablagerungen des Schilfsandsteins (Abb.5).

Vereinzelte Proben (23.2497, .2512) der Mittleren Serie sind nicht ausreichend (<50%) durch einen der drei Faktoren zu erklären.

Insgesamt zeigen die Kornverteilungen der Schilfsandsteinablagerungen Affinitäten zu denen des Voltziensandsteins, des Muschelsandsteins und des Gilsdorfer Sandsteins, jedoch keine zu denen der obertriadischen Sande von Mortinsart. Die Kornverteilungen der Basisschichten sind weitgehend mit jenen des Gilsdorfer Sandsteins vergleichbar. Die Kornverteilungen der Mittleren Serie und der Topschichten ähneln mehr jenen des Voltziensandsteins und Muschelsandsteins.

Entwicklung eines Ablagerungsmodells für den Schilfsandstein in Luxemburg.

In ihrer Zusammensetzung entsprechen die Ablagerungen des Schilfsandsteins weitgehend jenen der liegenden und hangenden obertriadischen Bildungen in Keuperfazies. Daneben ist es naheliegend, Ähnlichkeiten bezüglich der hydrodynamischen Bedingungen und des Sedimentangebotes für den Schilfsandstein und ältere Ablagerungen anzunehmen. Dagegen gibt es kaum Gemeinsamkeiten mit den jüngeren Sanden von Mortinsart.

Der flachmarine bis lagunäre Sedimentationsraum am westlichen Rand des Germanischen Beckens war in der Oberen Trias, wie bereits in der älteren Trias, von einem zusammenhängenden Sandgürtel umgeben. Schmutzig olivgrüne Sandsteine werden dort als Schilfsandstein-Äquivalente angesehen (WAGNER 1982). Im Zusammenhang mit einer regressi-

ven Entwicklung zur Ablagerungszeit des Schilfsandsteins griffen diese Sande in einzelnen Rinnen beckenwärts vor. Im östlichen Luxemburg ist auf dem Blatt Echternach eine derartige Rinne zu erkennen. Sie ist Nord-Süd ausgerichtet, ca. 10 km breit, und führt eine max. 20 mächtige Sandsteinfolge. Die Rinne tieft sich im Querprofil sehr flach mit einem Winkel von $1/4$ bis $1/2$ Grad ein. Die Schilfsandsteinvorkommen auf dem Blatt Grevenmacher sind tektonisch stark zergliedert und meistens von Erosionsrändern begrenzt. Dieserart ist es schwierig, die geometrischen Beziehungen zwischen den einzelnen Vorkommen oder zur Schilfsandsteinrinne auf dem Blatt Echternach zu rekonstruieren. Aus den Mächtigkeitsreduktionen auf dem Blatt Grevenmacher lassen sich dennoch Hinweise auf die westliche Rinnenbegrenzung ableiten. Die Rinne erscheint hier deutlich steiler eingeschnitten und tieft sich am Heesberghaff mit ca. 1° , im Profil Kinnett mit ca. 2° ein.

Im Profil Kinnett wird für die Sedimentation im Rinnentiefsten ein subtidaler Charakter postuliert. Für einen durch Gezeiten gesteuerten Sedimentationsmechanismus sprechen die regelmäßig in der Schrägschichtung auftretenden Tonlagen (heterogene Schrägschichtung) sowie «hering-bone sets». Die bipolare Schrägschichtung bildete sich bevorzugt an den Rinnenrändern aus. Von hier griffen die tidalen Wassermassen auf die angrenzenden ausgedehnten «tidal flats» über. Bei Ebbe fielen diese trocken.

Das zurückfließende Wasser überprägte an den Rinnenrändern die Sedimentstrukturen des Flutstromes. Zur Rinnenmitte beherrschte der Ebbstrom die Ablagerungen völlig. Die sich mehrmals wiederholenden Abfolgen von Sohlschichten und Megarippeln werden auf die Seitenerosion von sich verlagernden, mäandrierenden Rinnen zurückgeführt. Hierbei werden die tonigen Bildungen der «tidal flats» mit den Rinnensanden vermengt. Die Sedimentation der Basisschichten wird zusätzlich durch Tiefenerosion geprägt.

Insbesondere in der Mittleren Serie deutet das lagenweise angereicherte Pflanzenmaterial eine verstärkte Materialzufuhr vom Festland an. Die Strömungen der Basisschichten waren ausreichend stark, um merkliche Schwermineralanreicherungen hervorzurufen.

Ein warm wechselfeuchtes Klima ermöglichte ein reiches Pflanzenwachstum auf dem Festland. Die Niederschläge führten jedoch nicht zu einem Aussüssen der intertidalen Flächen. Diese waren vielmehr durch hypersalinare Verhältnisse gekennzeichnet. Der hohe Tongehalt auch der sandigen Sedimente, ihre Feinkörnigkeit und schlechte Sortierung zeugen von insgesamt niedrigerenergetischen Strömungen im microtidalen Bereich. Die dichte Tontrübe in den subtidalen Rinnen einerseits, die hypersalinare Umwelt auf den intertidalen Flächen andererseits wirken sich lebensfeindlich aus. Weiter küstenwärts können Ichnofossilien gekoppelt mit Steinsalzpseudomorphosen auftreten (Tafel 2).

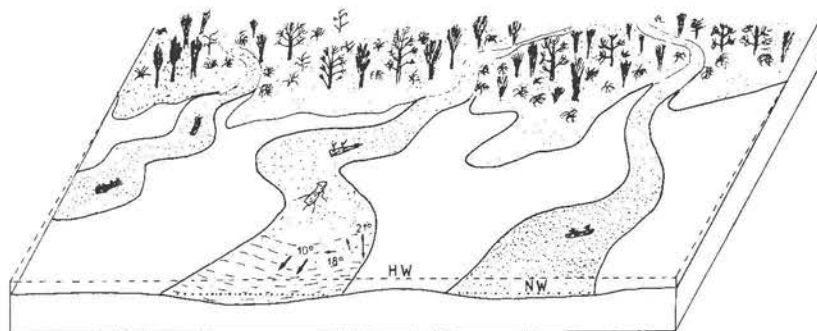


Abbildung 7: Modellvorstellung zum Ablagerungsraum des Schilfsandsteins in SE-Luxemburg.

Modèle de répartition des faciès à l'époque de la sédimentation des grès à roseaux dans le SE du Luxembourg.

Zur Ablagerungszeit der Topschichten war das Rinnenrelief weitgehend ausgeglichen. Die intertidalen, evaporitischen Bildungen setzen sich im sedimentären Geschehen wieder stärker durch. Nur noch episodisch werden Sanden weitflächig beckenwärts transportiert.

Über die gesamte Serie gesehen machen der Tonreichtum mit Corrensit, die generelle Feldspat- und Schwermineralarmut und die möglicherweise von den metamorphen Zonen der Ardennen abgetragenen Chlorite ein lokales Liefergebiet wahrscheinlich. Das vom Becken der Küste zugeführte Material ist nur schwer zu erfassen. Entsprechend bleibt die Zuordnung des Luxemburger Ablagerungsraumes in ein umfassendes Schilfsandstein-Sedimentationsmodell offen.

SCHRIFTTUM

- ALLEN, J.R.L.: The classification of cross stratified units with notes on their origin. *Sedimentology*, **2**, 93-114, 4 Fig. 1 Tabl., Amsterdam 1963.
- EMMERT, U.: Faziestypen der Schilfsandsteinschichten (Mittlerer Keuper), und ihre Genese. *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F.* **59**, 195-303, 2 Abb., Tab., Stuttgart 1977.
- FLÜGEL, E.: *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken*, 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf., (Springer-Verlag) Berlin, Heidelberg, New York 1978.
- HAUNSCHILD, H., NITHAK, J. & SALGER, M.: Das Schilfsandsteinvorkommen von Lichtenau. *Geologische, tonmineralogische und photogrammetrische Untersuchungen. Geologica Bavaria*, **74**, 57-93, 6 Abb., 6 Tab., 1 Beil., München 1975.

- LINCK, O.: Die marine Muschelfauna des Schilfsandsteins von Eberstadt, Württemberg (Trias, Karn, Mittlerer Keuper 2) und deren Bedeutung. Jh. Ver. vaterländ. Naturkunde, Württ., **123**, 69-133, Stuttgart 1968.
- LINCK, O.: Weitere Muscheln aus dem Schelfmeer des Schilfsandsteins (Trias, Karn, Mittlerer Keuper 2, Fundort Stuttgart). Jh. Ges. Naturkunde Württ., **126**, 146-177, Stuttgart 1971.
- REINECK, H.E. & WUNDERLICH, F.: Classification and origin of flaser and lenticular bedding. Sedimentology, **11**, 99-104, Amsterdam 1968.
- WAGNER, J.F.: Stratigraphische und sedimenpetrographische Untersuchungen in der Randfazies der Trias Luxemburgs. Diss. Univ. Innsbruck, 182 S., 58 Abb., 3 Beil., Innsbruck 1982 (Mskr).
- WURSTER, P.: Geologie des Schilfsandsteins. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **33**, 140 S., 57 Abb., 4 Taf., Hamburg 1964.
- WURSTER, P.: Entgegnung auf Linck's neue Deutung der Geologie des Schilfsandsteins (GdSch). Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., **14**, 53-67, 3 Abb., Taf. 3-4, Freiburg i. Br. 1972.

Erläuterungen zu Tafel 1

Die Bezugsgröße ist in μ angegeben

- 23.2490 Übergangsschichten
Wellige Wechselfolge von mikrosparitisch bis sparitisch rekristallisierten, reinen Karbonatlagen mit feinstkörnigen, tonig-mikritischen Einschaltungen. Eine sparitische Lage schneidet das Gefüge diagonal ab.
- 23.2513 Mittlere Serie
Unreifer, feldspat- und glimmerführender Siltstein mit tonig-kieseligem Bindemittel. Die Schichtung verläuft diagonal zur Bildbasis.
- 23.2514 Mittlere Serie
Sohlschicht
Laminare Wechselfolge quarzreicher und tonig-glimmerreicher Lagen. Die häufig plattigen Quarze liegen überwiegend in Siltgröße vor.
- 23.2522 Topschichten
Unreifer, feldspat- und glimmerführender Feinsand mit erzeichem, tonig-kieseligem Bindemittel. Die Quarze zeigen häufig Anlösungserscheinungen und sind partiell durch Karbonate verdrängt worden.
- 23.2519 Topschichten
Brekzierte Kalkkonkretionen mit pisoidischen und stromatolithischen Bildungen. Die stromatolithischen Strukturen erscheinen vergrößert im rechten Bild.



23.2519

2000



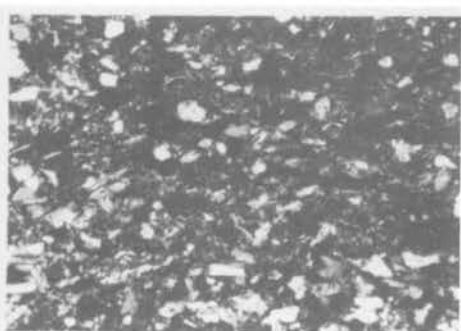
23.2519

500



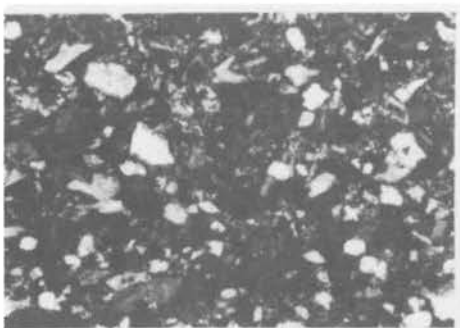
23.2522

200



23.2514

200



23.2513

200



23.2490

200

Erläuterungen zu Tafel 2

Die Bezugsgröße ist in cm angegeben.

Schichtunterseiten mit Steinsalzpseudomorphosen und diversen Spurenfossilien (Schilfsandstein, Rost/Mersch).

