

CARACTÈRES SÉDIMENTOLOGIQUES ET MINÉRALOGIQUES DES COUCHES DE PASSAGE DU TRIAS AU LIAS SUR LA BORDURE NORD-EST DU BASSIN DE PARIS (*)

par A. MULLER (**), H. PARTING (**) et J. THOREZ (***)

(12 fig. et 4 tableaux dans le texte)

RÉSUMÉ

Étude sédimentologique et minéralogique (minéraux argileux) des sédiments du Trias terminal (Marnes, Rhétien inférieur et supérieur) et du Lias (Hettangien, Grès de Luxembourg) sur la bordure nord-orientale du Bassin de Paris.

Les résultats des analyses granulométriques, des variations dans le taux en carbonate et des assemblages de minéraux argileux conduisent à une reconstitution paléogéographique (milieux génétiques) et à la mise en évidence des relations existant entre le bassin sédimentaire et le continent nourricier (minéraux argileux).

ABSTRACT

A study has been made of the sedimentology and clay mineralogy of the sediments belonging to the Upper Trias (Marls, Lower and Upper Rhetian) and Lias (Hettangian, « Grès de Luxembourg ») of the north-eastern border of the Paris Basin.

The results of analyses of granulometry, variation in carbonate content, and clay assemblages allow a palaeogeographic reconstruction (environments) to be made, and reveal the relationship existing between the sedimentary basin and the continent (clay minerals).

INTRODUCTION	672
I. SITUATION GÉOLOGIQUE GÉNÉRALE	672
II. LES SÉRIES SÉDIMENTAIRES AU PASSAGE DU TRIAS AU LIAS	
1. Paysage géologique	673
2. Stratigraphie	675
III. ANALYSE SÉQUENTIELLE	
1. Les classes granulométriques	679
2. Les variations dans l'apport détritique	680
3. La calcimétrie	682
4. Conclusion à l'étude sédimentologique	683

(*) Communication présentée le 3 juillet 1973, manuscrit déposé le 21 juillet 1973.

(**) Geologisches Institut, Aachen, Allemagne Fédérale.

(***) Laboratoire des Argiles, Institut de Minéralogie, Université de Liège, 9, place du Vingt Août, B-4000 Liège.

IV. ANALYSE MINÉRALOGIQUE : LES MINÉRAUX ARGILEUX	
1. Méthode d'étude	683
2. Composition	684
3. Distribution	691
4. Signification	694
5. Conclusion à l'étude des argiles	697
V. RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE — LES MILIEUX GÉNÉTIQUES	699
ANNEXE : Description des sondages	702
BIBLIOGRAPHIE	701

INTRODUCTION

Les auteurs présentent les résultats d'une étude concertée sédimentologique (granulométrie, analyse séquentielle) et minéralogique (minéraux argileux) des couches de passage du Trias au Lias sur la bordure nord-est du Bassin de Paris.

L'analyse d'environ quatre cents échantillons, prélevés dans les affleurements ou dans plusieurs sondages a permis l'établissement d'une stratigraphie de ces étages. L'étude sédimentologique a été présentée récemment par l'un d'entre nous (A. MULLER, 1974).

L'évolution de la phase elastique conduit à une reconstitution paléogéographique. Il nous a paru intéressant d'intégrer à cette étude l'analyse des associations de minéraux argileux. Ce volet a été initié et coordonné par le Laboratoire des Argiles de l'Université de Liège (J. THOREZ) avec la collaboration de celui d'Aix-la-Chapelle (H. PARTING).

Nous présentons ici les conclusions majeures de cette étude sédimentominéralogique centrée sur les trois sondages principaux de Rébiérg, Mont Créqui et Médingen.

I. SITUATION GÉOLOGIQUE GÉNÉRALE

Dans les auréoles concentriques du Bassin de Paris les couches les plus anciennes, celles du Trias, ne se rencontrent que sur la bordure est, en Lorraine. Les couches triasiques de cette région se sont cependant déposées dans le Sillon eifélien qui longeait à l'Est le Continent gallo-ardennais, le Bassin de Paris n'existant pas encore à l'époque. Les relations génétiques entre le Sillon eifélien et le Bassin de Paris sont des plus étroites, comme nous allons le préciser dans la suite.

Le Sillon eifélien doit son origine à une zone d'envoyage accusé de plis varisques, qui traverse l'Eifel en direction nord-sud. Il constitue une structure marginale de la Cuvette triasique germanique et individualise, à partir du Buntsandstein moyen, l'histoire sédimentaire de ce bassin.

Le long du Continent gallo-ardennais les rivages du Sillon eifélien se précisent dans l'Ouest du Grand-Duché avec le passage du faciès germanique à un faciès détritique grossier dit *faciès littoral*. Au Luxembourg, ces lignes de rivage restent orientées Nord-Nord-Est/Sud-Sud-Ouest pour l'ensemble du Trias.

D'une façon générale les assises débordent vers l'Ouest avec un âge décroissant. Ainsi, les couches du groupe des Marnes à marnolites s'étendent jusqu'à Rossignol; le faciès littoral n'y est plus développé. Le voisinage du continent s'exprime dans la réduction d'épaisseur du groupe, qui passe de 60 m en faciès normal à 6 m en bordure de l'Ardenne (M. LUCIUS, 1959).

En Lorraine, nous retrouvons la direction nord-sud des lignes de rivages au Trias inférieur et moyen. Mais dès le Trias moyen, les isopaques indiquent une zone subsidente s'étendant à l'Ouest de Bar-le-Duc (voir fig. 1). Au Trias supérieur, cette zone s'allonge en direction NE-SW et pénètre toujours plus profondément sur le Continent gallo-ardennais à partir du Sillon eifélien. Au cours de cette évolution, le Bassin de Paris s'individualise nettement au Keuper supérieur (J. VILLEMIN, 1963).

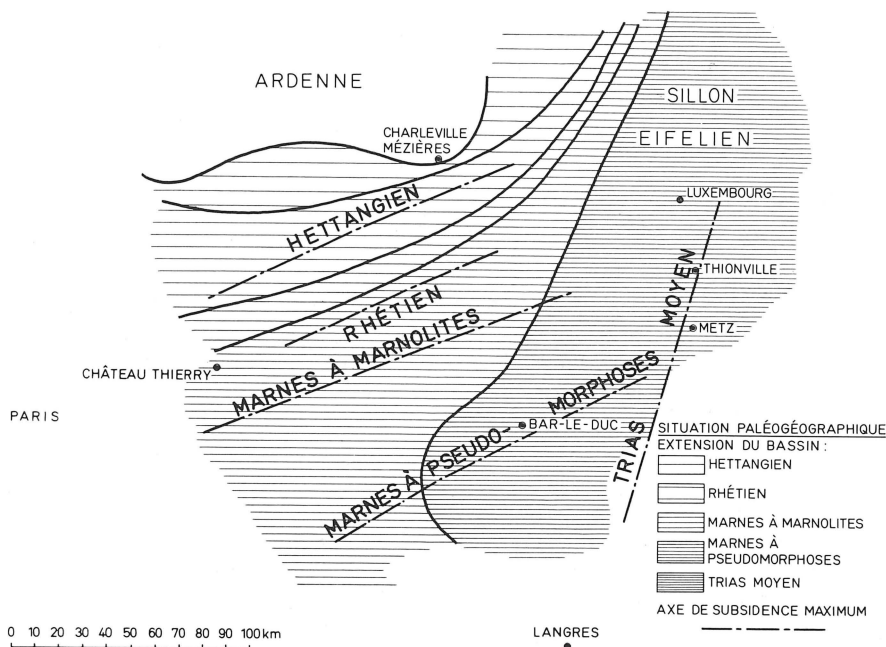


Fig. 1. — Situation paléogéographique de la bordure NE du Bassin de Paris.

Les confins septentrionaux du bassin sont constitués par l'Ardenne et l'Eifel restés terre ferme au Jurassique et séparés par le Sillon eifélien, voie d'accès des transgressions rhétienne et hettangienne progressant sur le Bassin parisien.

Dans le Bassin parisien une zone subsidente préférentielle s'étend parallèlement au rivage NE-SW de l'Ardenne. Elle se déplace vers le Nord-Ouest au fur et à mesure que l'Ardenne s'affaisse sur son bord sud-est. Cinquante m de sédiments rhétiens et 180 m de sédiments hettangiens se sont accumulés dans cette fosse. Les épaisseurs diminuent rapidement vers le Sud. Elles sont, pour les mêmes zones datées de l'Hettangien, de 6 à 8 m dans la région de Metz, de 1,5 à 2,5 m entre Nancy et Langres et de 0,5 m à Langres. Les épaisseurs considérables de la marge nord-est du Bassin parisien résultent de l'action conjuguée du Sillon eifélien et du Bassin de Paris. L'embouchure du sillon y a fonctionné comme un vaste delta.

II. LES SÉRIES SÉDIMENTAIRES AU PASSAGE DU TRIAS AU LIAS

1. Paysage géologique

Les couches de la bordure nord-est avec leur pendage vers le SW s'intègrent parfaitement dans l'allure morphologique du Bassin de Paris. Le pendage des couches

et l'érosion différentielle ont créé les cuestas du Muschelkalk, du Grès de Luxembourg et de la Minette. Celles-ci suivent la direction sud-nord de la Lorraine vers le Luxembourg. Dans le Gutland luxembourgeois, elles obliquent vers l'ouest et se terminent en biais contre l'Ardenne. Ce sont donc les limites d'érosion actuelles qui suggèrent la configuration du Golfe du Luxembourg (voir fig. 2).

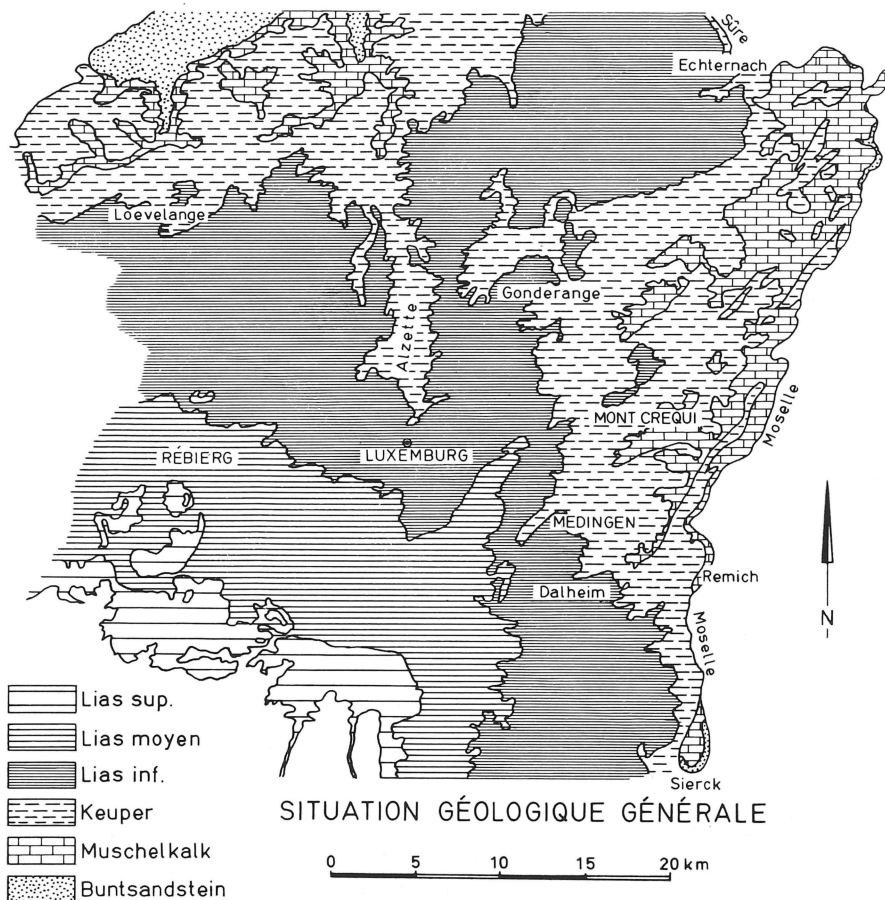


Fig. 2. — Situation géologique générale du Trias et du Lias dans le secteur étudié.

Les sondages de Medingen et du Mont Créqui ont été implantés sur la cuesta du Grès de Luxembourg, à environ 10 km à l'Est de la ville de Luxembourg. Ils ont traversé sur une quarantaine de m l'Hettangien marneux, le Rhétien et le Groupe des Marnes à marnolites (voir la description détaillée des sondages en annexe).

Le sondage du Rébierg, qui a servi à la reconnaissance des ressources hydrogéologiques, se situe dans l'Ouest du pays. Il débute dans le Domérien. Nous avons examiné les couches de passage du Trias au Lias entre les cotes de 285 m et 355 m. Le sondage a recoupé le socle dévonien vers 700 m de profondeur.

2. Stratigraphie

a) *Le Groupe des Marnes à marnolites*

Le groupe des Marnes à marnolites constitue la subdivision supérieure des Marnes irisées (voir tabl. 1). L'épaisseur de ce groupe atteint 60 m dans la vallée de la Moselle. Un banc dolomitique, puissant de 40 m, le *repère Lucius*, départage ces couches. Dans la partie inférieure la couleur rouge-foncé prédomine. La présence de minces bancs de dolomie justifie leur attribution au groupe. Au-dessus du *repère Lucius*, les couleurs sont plus vives et passent du gris au vert et au rouge. La partie supérieure totalise 20 m. Dans les couches du toit, des intercalations de minces passées de grès et de cargneules s'observent entre les marnes. Près de Remich, cette série s'observe sur 7 m. R. LAUGIER (1961) l'a dénommée Zone argilo-dolomitique.

TABLEAU 1

Échelle stratigraphique du Trias supérieur et du Lias

SOUS-SYSTÈME	ÉTAGE	ZONE	FACIÈS	
LIAS	HETTANGIEN SUPÉRIEUR	S.ANGULATA	GRÈS DE LUXEMBOURG	
	MOYEN	A.LIASICUS W.PORTLOCKI	FACIÈS LORRAIN	
		P.JOHNSTONI P.PLANORBIS	MARNES ET CALCAIRES	
	INFÉRIEUR			
TRIAS SUP.	RHÉTIEN SUPÉRIEUR		MARNES DE LEVALLOIS	
	INFÉRIEUR	A.CONTORTA	PELITES, GRÈS, CONGLOMÉRATS	
			MARNES IRISÉES	MARNES À Z.ARGILO- DOLOMITIQUE MARNOLITES
				MARNES ROUGES GYPSIFÈRES GRÈS À ROSEAUX
MARNES À PSEUDO- MORPHOSES				

Dans le sondage de Medingen (voir fig. 3) des couches à caractère bréchique ont été rencontrées sur 1,5 m entre la base du Rhétien inférieur et un banc dolomitique épais de 25 cm, au mur duquel les textures des marnes ne montrent plus de traces de remaniement.

Le sondage F 5 du Mont Créqui (voir fig. 4) a été arrêté dans les premiers 50 cm supérieurs des Marnes à marnolites. La Zone argilo-dolomitique n'y a pas été reconnue. Elle est cependant bien développée dans différents autres sondages de la région.

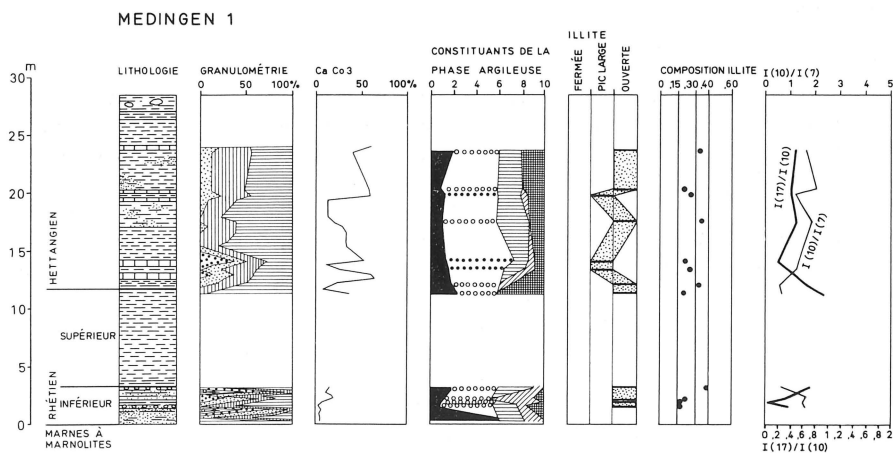


Fig. 3. — Caractères lithologiques et minéralogiques du sondage de Medingen.

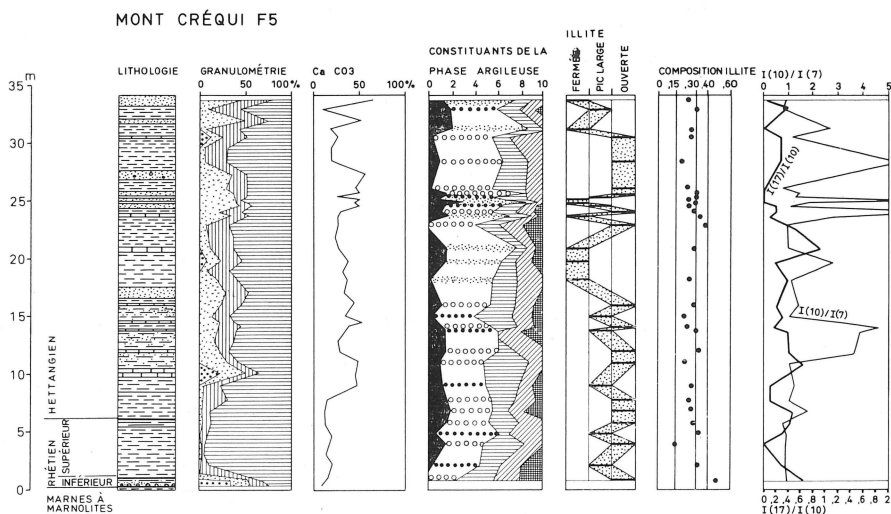


Fig. 4. — Caractères lithologiques et minéralogiques du sondage de Mont Créqui.

Légende aux figures 3, 4 et 5.

- | | | |
|---|---|--|
| <p>1. LITHOLOGIE</p> <ul style="list-style-type: none"> MARNE DOLOMITIQUE CALCAIRE MARNE ARGILE GRÈS CONGLOMÉRAT | <p>2. GRANULOMÉTRIE</p> <ul style="list-style-type: none"> < 6,3 μ 63 - 6,3 μ 200 - 63 μ 630 - 200 μ 2000 - 630 μ > 2000 μ symbol"/> > 2000 μ | <p>3. CONSTITUANTS DE LA PHASE ARGILEUSE</p> <ul style="list-style-type: none"> KAOLINITE ILLITE OUVERTE ILLITE ± DÉGRADÉE ILLITE INTACTE INTERSTRATIFIÉS CHLORITE OUVERTE SMECTITE |
|---|---|--|

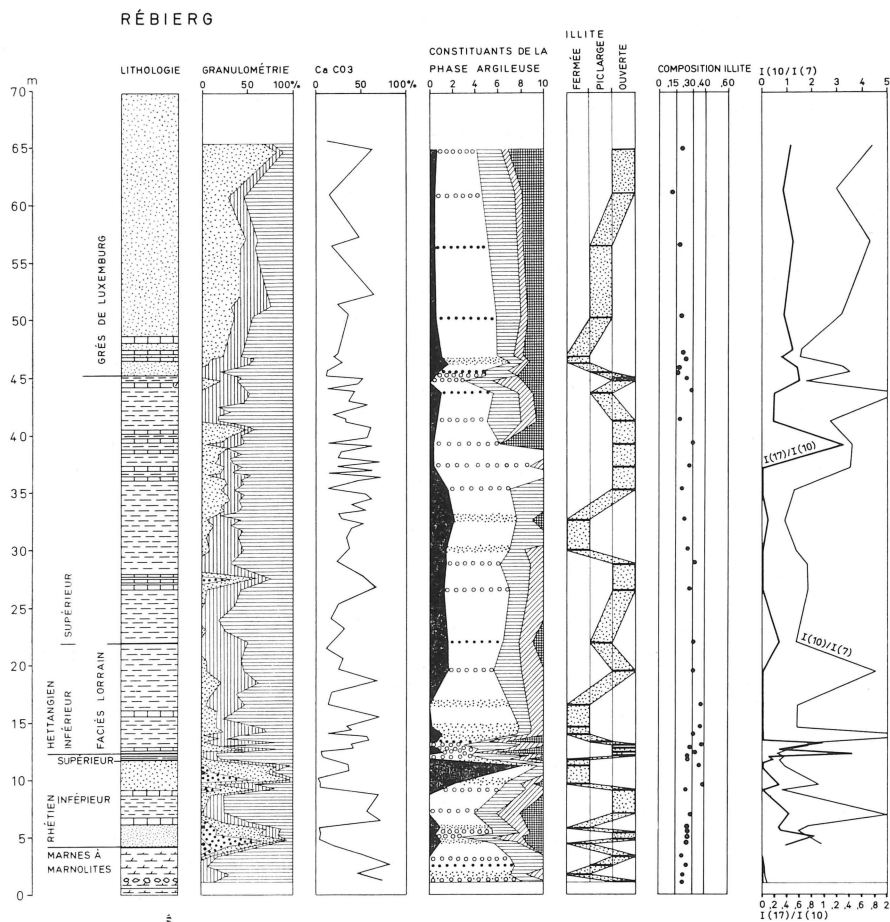


Fig. 5. — Caractères sédimentologiques et minéralogiques du sondage de Rébiérg.

La partie supérieure du groupe des Marnes à marnolites a été traversée par le sondage de Rébiérg (voir fig. 5) entre 351,50 m et 355 m. Deux bancs dolomitiques présentent une structure bréchique. L'apport sableux ne devient important qu'au mur immédiat du Rhétien.

b) *Le Rhétien inférieur*

Le Rhétien inférieur, caractérisé par de fortes variations d'épaisseur de 0,2 à 15 m, est constitué de conglomérats, de grès, de pélites noires et de calcaires. Il peut débiter sur un conglomérat transgressif, mais souvent il se développe à partir de la Zone argilo-dolomitique par des apports sableux de plus en plus importants. Dans ce cas, il est difficile de préciser la limite entre les deux assises.

Comme le sondage de Medingen a traversé une faille, le Rhétien inférieur y a été rencontré à deux reprises, d'abord entre 25,60 m et 29,05 m, c'est à dire sur 3,45 m, et ensuite entre 32,00 m et 36,40 m, c'est à dire sur 4,40 m. Le Rhétien épais de 3,45 m présente des sédiments, dont la granulométrie varie de galets aux

pélites. Nous reviendrons dans la suite à sa description. Le Rhétien recoupé sur 4,4 m est constitué essentiellement de pélites noires légèrement sableuses. Les galets y font complètement défaut. Cette série ne sera pas prise en considération dans cette publication. Entre ces deux séries rhétiennes sont intercalées les Marnes de Levallois du Rhétien supérieur. Leur présence dans cette position stratigraphique ne peut être interprétée que par accident tectonique.

Dans le sondage Mont Créqui F 5, le Rhétien inférieur n'est épais que de 0,7 m. Il montre à sa base une traînée de galets.

Le Rhétien inférieur de Rébiorg présente sur 7 m deux parties gréseuses, au mur et au toit d'une série de pélites noires. Le conglomérat basal contient de grands galets (diamètre : 2 cm) constitués de marnolites remaniées, et de petits galets (diamètre : quelques mm) de quartzite noir et de quartz blanc de filon. Les galets dolomitiques sont rarement conservés en affleurement. Les grès inférieurs se terminent par un banc calcaire. Les pélites noires contiennent dans leur partie moyenne des concrétions calcaires. On retrouve un banc calcaire qui souligne le sommet de cette séquence. Dans les grès supérieurs, les surfaces d'érosion et les arrêts de sédimentation sont nombreux. Des intercalations de pélites noires présentent de nombreuses empreintes de valves à ornementation concentrique.

c) *Le Rhétien supérieur*

Dans le faciès des Marnes rouges de Levallois, les pélites et leur coloration rouge prédominent. La succession lithologique est néanmoins plus complexe. Ainsi, les marnes de la base du Rhétien supérieur contiennent souvent du sable, voire des galets comme dans la région de Junglinster. Sur les quelques dm à la partie inférieure, les marnes sont d'abord grises. Plus haut, les marnes rouges prévalent largement sur les minces intercalations de marnes grises.

En Lorraine, l'épaisseur des Marnes de Levallois oscille peu autour de 7 à 8 m. C'est sur cette épaisseur que le sondage de Medingen les a traversées au-dessus de la faille mentionnée. Au Mont Créqui, l'épaisseur de la série tombe à 4,3 m et même à 0,7 m dans le sondage de Rébiorg.

d) *L'Hettangien*

On distingue deux faciès dans l'Hettangien. A la base de l'étage, les couches sont marneuses ou calcaires. Elles appartiennent au *faciès lorrain*.

Le faciès lorrain peut passer latéralement et verticalement au *faciès du Grès de Luxembourg*. Dans le SE du Luxembourg, sur le plateau de Burmerange, l'ensemble de l'Hettangien est développé en faciès lorrain. Au NW de la ligne Ellange-Emerange le *faciès lorrain* passe, au niveau de l'Hettangien supérieur, au faciès gréseux. Le *Grès de Luxembourg* occupe vers le Nord et vers l'Ouest de vastes régions du pays.

Les sondage du Mont Créqui et de Medingen ont traversé l'Hettangien sous-jacent au *Grès de Luxembourg* respectivement sur 28 m et sur 16,5 m.

A Medingen, les Zones à *planorbis* et à *johnstoni* ont pu être datées à l'aide d'Ammonites. La Zone à *planorbis* est constituée par des alternances de marnes et de calcaires, alors que celle à *johnstoni* est essentiellement marneuse.

Les couches supérieures de sondage de Mont Créqui contiennent plusieurs niveaux gréseux. Le niveau supérieur a été daté à l'aide de *Waehneroceras tenerum* et appartient ainsi à l'Hettangien moyen. On admet généralement que dans l'Est du

Luxembourg la limite inférieure de *Grès de Luxembourg* coïncide avec la limite Hettangien moyen/Hettangien supérieur.

La partie basale de l'Hettangien du sondage de Rébiérg est développé en *faciès lorrain*. La partie inférieure, en-dessous de 332,90 m, doit être rapportée à l'Hettangien inférieur et moyen. A deux mètres au-dessus des derniers *Psiloceras*, *Schlotheimia* fait son apparition et est connue dans quatre niveaux différents de l'Hettangien en *faciès lorrain*. Ce dernier appartient ainsi à Rébiérg et sur 23 m à l'Hettangien supérieur. Le *Grès de Luxembourg* sus-jacent accuse dans le sondage une épaisseur de 90 m.

Retênonons déjà ici que la limite inférieure du *Grès de Luxembourg* n'est pas *isochrone*; le *faciès lorrain* remonte dans l'Ouest du Luxembourg plus haut dans l'Hettangien qu'il ne le fait à l'Est.

III. ANALYSE SÉQUENTIELLE

1. Les classes granulométriques

Les pséphites

Les pséphites sont typiques du Rhétien inférieur et peuvent entrer à raison de 1 à 64 % dans la composition des couches. Ces sédiments sont mal calibrés.

Sable grossier (2000-630 μ)

Cette classe se rencontre surtout dans les sédiments du Rhétien inférieur. Ce sont les couches conglomératiques ou celles qui leur sont sous- ou sus-jacentes et qui contiennent de 3 à 17 % de sable grossier.

Sable moyen (630-200 μ)

Le sable moyen est présent dès la Zone argilo-dolomitique, où son pourcentage varie de 4 à 11 %. Dans le Rhétien inférieur cette fraction monte à 65 %.

La Zone à *planorbis*, généralement gréseuse, accuse dans le sondage de Medingen 39 % et dans celui du Mont Créqui 23 % de sable moyen. Plus haut dans la série, le sable moyen caractérise deux niveaux du sondage du Mont Créqui et un seul dans celui de Rébiérg.

Sable fin (200-63 μ)

Le sable fin peut fournir jusqu'à 60 % des grains dans la Zone argilo-dolomitique. Il est particulièrement représentatif de la phase clastique de ces couches.

Son pourcentage est beaucoup plus variable dans le Rhétien inférieur. Il peut être réduit autant dans les sédiments fins que dans les sédiments grossiers.

Dans les couches de la Zone à *planorbis*, le sable fin se trouve associé au sable moyen. Cependant le sondage de Rébiérg ne montre que du sable fin à ce niveau. Dans les couches plus récentes de l'Hettangien, le sable fin reste important dans les trois sondages; il y représente, à lui seul, la phase sableuse du *Grès de Luxembourg* dans la partie analysée du sondage de Rébiérg.

Silt grossier et moyen (63-6,3 μ)

Cette fraction atteint surtout dans le Rhétien inférieur des valeurs maxima de 50 % de la phase clastique. Elle reste en-dessous de 10 % dans le Rhétien supérieur et oscille autour de 20 % dans l'Hettangien.

Silt fin et argile (< 6,3 μ)

Les fractions fines prédominent dans toutes les séries. Dans la Zone argilo-dolomitique, les couches peuvent contenir jusqu'à 90 % de silt fin et d'argile. Le niveau énergétique très variable du Rhétien inférieur occasionne des pourcentages de fins qui vont de 2 à 70 % de la phase clastique. Les couches du Rhétien supérieur sont constituées essentiellement de silt fin et d'argile. Dans l'Hettangien cette fraction est de nouveau sujette à de plus fortes variations : de 10 à 80 % du résidu insoluble résultant de l'attaque à HCl.

Dans la composition granulométrique des couches de passage du Trias au Lias, les fractions silt fin et argile prédominent. Ce régime sédimentaire est épisodiquement interrompu par l'arrivée de clastiques plus grossiers, surtout de sable fin et moyen.

2. Les variations dans l'apport clastique (voir figs 3, 4, 5)*— La Zone argilo-dolomitique*

Dans la partie supérieure de la zone argilo-dolomitique du sondage de Rébiérg, on constate une nette augmentation des teneurs en sable du bas vers le haut de la série :

TABLEAU 2

Spectre granulométrique dans les sédiments argilo-dolomitiques

	Échantillon	Sable grossier %	Sable moyen %	Sable fin %	Silt %	Argile %
toit	30.126	13	12	25	5	45
	23.198	1	1	7	9	82
	23.197	—	—	—	4	96
mur						

Ces observations ont pu être confirmées par les analyses granulométriques effectuées sur des échantillons provenant d'autres sondages. Le passage de la sédimentation carbonatée du groupe des Marnes à marnolites à la sédimentation détritique du Rhétien inférieur s'opère dans la Zone argilo-dolomitique généralement sous forme de séquence négative.

— Le Rhétien inférieur

La série du sondage de Medingen montre que la médiane de la phase clastique s'accroît progressivement depuis la base du Rhétien et atteint un premier maximum avec un pourcentage de 42 % de galets. Le retour aux fins s'effectue rapidement. Plus haut, l'accroissement du grain moyen s'observe une seconde fois; il conduit d'abord à la sédimentation de sable moyen et finalement à celle de galets. Pour autant que l'épaisseur du Rhétien inférieur soit suffisante, cette tendance séquen-

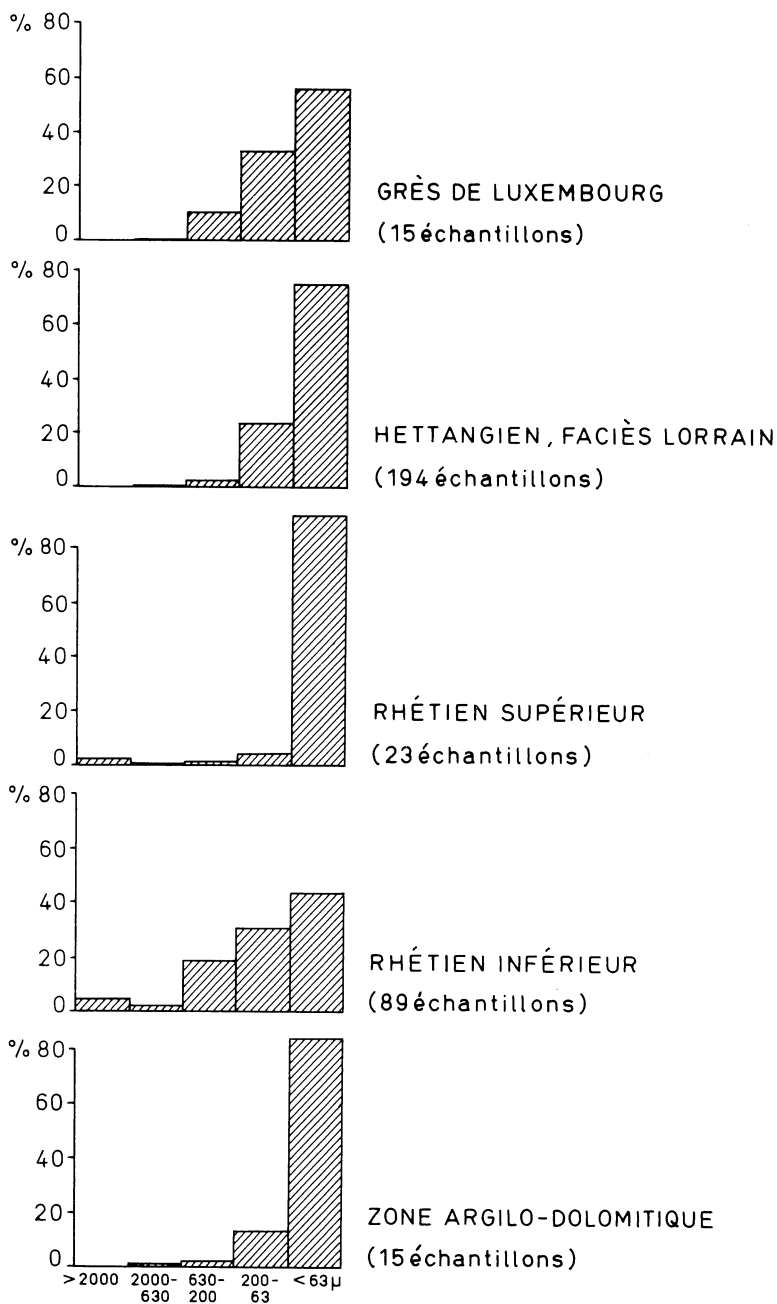


Fig. 6. — Composition granulométrique moyenne des couches de passage du Trias au Lias.

tielle se laisse généraliser dans l'Est du Luxembourg, et permet de reconnaître de telles évolutions.

On sait que les séquences où le grain moyen augmente de la base au sommet sont dites *négatives* ou *régressives*. Elles peuvent s'expliquer par une avance du domaine littoral vers le large.

Le sondage de Rébiérg (voir fig. 5) permet d'identifier trois séquences, dont seule celle du milieu est négative. Les deux autres, par contre, commencent sur un grain grossier qui s'affine vers le haut. Ce sont des séquences *positives*. Cette évolution pourrait correspondre à un mouvement de bascule responsable des séquences *négatives* dans les régions littorales et des séquences *positives* vers l'intérieur du bassin.

— L'Hettangien

Un premier trait commun saillant, propre à l'analyse séquentielle de l'Hettangien, se traduit par la séquence sableuse *cyclique* de la Zone à *planorbis*. L'apport s'est effectué dans la classe du sable moyen, comme il ressort surtout dans le sondage de Medingen et d'une façon moins accusée dans celui du Mont Créqui. Dans le sondage de Rébiérg, le caractère sableux se limite à la classe du sable fin.

Dans le sondage de Medingen, l'Hettangien se termine sur une séquence *négative* traduite par l'augmentation du pourcentage de sable fin.

Dans le sondage du Mont Créqui les séries hettangiennes sus-jacentes à la Zone à *planorbis* présentent au moins six séquences *cycliques* pouvant se développer avec une couche médiane constituée de sable moyen. Relevons que dans le *faciès lorrain*, le sable fin est généralement présent en quantité appréciable.

Dans le sondage de Rébiérg on retrouve les séquences cycliques de l'Hettangien inférieur. L'enveloppe des maxima du sable fin fait apparaître d'abord une tendance transgressive qui conduit à la prédominance des argilles à la base de la Zone à *angulata*. Il faut rappeler que l'ensemble de l'Hettangien examiné dans les sondages de Medingen et du Mont Créqui correspond à l'Hettangien inférieur et moyen. Tandis que dans la région de Medingen et du Mont Créqui, l'Hettangien supérieur est développé dans le faciès du Grès de Luxembourg.

Au Rébiérg, le *faciès lorrain* remonte dans l'Hettangien supérieur. L'enveloppe des différents cycles mineurs y révèle des apports de sable fin de plus en plus importants. Le faciès du *Grès de Luxembourg* se développe ainsi progressivement à partir du faciès lorrain.

3. La calcimétrie

Les teneurs en carbonate ont été obtenues par attaque de la roche à l'acide chlorhydrique à froid. L'analyse de l'ensemble fait apparaître que le groupe des Marnes à marnolites termine le régime des roches carbonatées du Trias. A partir du Rhétien inférieur se développe un nouveau cycle caractérisé par l'élévation progressive des teneurs en calcaire.

Au toit de la Zone argilo-dolomitique et dans le Rhétien inférieur de Rébiérg les apports gréseux et les teneurs en carbonate accusent des comportements contraires.

TABLEAU 3

Teneur moyenne en CaCO₃ dans le Trias et le Lias des sondages de Rébiery, Médingen et Mont Créqui.

	Teneur moyenne en CaCO ₃ (%)	Variance (%)	Échantillons analysés
Hettangien	39	8 — 82	233
Rhétien supérieur	16	9 — 32	29
Rhétien inférieur	12	2 — 38	77
Marnes à marnolites	41	9 — 52	33

Dans l'Hettangien, on note que les courbes des teneurs en CaCO₃ et des apports sableux évoluent dans le même sens avec une régularité remarquable. Les niveaux de précipitation de calcaire coïncident donc avec des milieux plus turbulents.

4. Conclusion à l'étude sédimentologique

Les histogrammes de la répartition moyenne des classes granulométriques (voir fig. 6) montrent que les silts et l'argile restent la fraction dominante à tous les étages.

Le spectre de répartition est cependant le plus complexe au Rhétien inférieur. Il marque le début du *cycle rhéto-liasique*, pendant lequel le sable fin et accessoirement le sable moyen gagnent en importance par rapport aux détritiques fins.

La Zone argilo-dolomitique représente la transition rapide entre la sédimentation carbonatée du Trias supérieur et la sédimentation détritique du Rhétien et du Lias.

Les apports détritiques se sont effectués d'une façon rythmique au Rhétien. Il semble que ces rythmes affectent des tendances *néglatives* en bordure du bassin alors que vers son intérieur les phases sont ordonnées selon le type *positif*. L'augmentation du diamètre du grain moyen et celle des teneurs en carbonate évoluent en sens inverse à ce niveau.

Dans l'Hettangien, les variations dans le grain moyen des apports suivent un mouvement *cyclique*.

L'accroissement du grain moyen et l'augmentation de teneurs en calcaire s'opèrent d'une façon conforme.

IV. ANALYSE MINÉRALOGIQUE : LES MINÉRAUX ARGILEUX

1. Méthode d'étude

La fraction argileuse a été analysée par diffraction des rayons X sur agrégats orientés.

L'évaluation semi-quantitative des différents composants a été établie en mesurant l'intensité des réflexions principales après traitement à l'éthylène glycol. Par convention, l'intensité de la réflexion à 7 Å de la kaolinite a été divisée par trois. Les valeurs numériques ainsi établies pour les assemblages argileux traduisent une

simple fréquence des composants, comptée sur base de 10 (association totale égale 10). De telles valeurs ne correspondent à aucun pourcentage absolu; elles permettent au mieux de signaler les variations relatives dans une série lithologique.

En dehors de l'identification et de la quantification des composants argileux, deux paramètres complémentaires ont été mesurés ainsi que des rapports d'intensité des réflexions principales de certains minéraux.

Les deux paramètres intéressent plus particulièrement le statut « *crystallochimique* » de l'illite :

- *indice d'aigu* I_a (TRAUTH, LUCAS et SOMMER, 1968) : permet une distinction en illite à pic aigu (I p.a.), en illite à pic large (I p.l.) et en illites ouvertes (I_0);
- *rapport d'intensité* (002)/(001) suivant la méthode proposée par ESQUEVIN (1969) : permet, en première approximation et en dehors de toute analyse chimique, de fixer la composition de la couche octaédrique suivant les valeurs du rapport $Al_2O_3/FeO + MgO$. Les différentes « fourchettes » des valeurs établissent cette composition : $> 0,4$: illite alumineuse à composition de muscovite; 0,3-0,4 : illite à composition de phengite; 0,15-0,3 : illite à composition d'un mélange de muscovite-biotite; $< 0,15$: illite, très pauvre en alumine, à composition de biotite.

Les deux rapports d'intensité intéressent d'une part la smectite glycolée (17 Å) et l'illite (10 Å) soit 1(17)/(10); et d'autre part l'illite (10 Å) et le mélange chlorite-kaolinite (7 Å) soit 1(10)/(7).

L'introduction de ces différents paramètres conduit à une meilleure différenciation de la fraction illitique dans la phase argileuse où figurent d'autres composants.

2. Composition

Pélites, marnes, grès et calcaires ont été analysés dans l'intervalle stratigraphique, depuis les Marnes à marnolites jusqu'au Grès de Luxembourg inclus. 120 échantillons se répartissent entre les trois sondages de Rébiérg, Médingen et Mont Créqui et dans les sondages voisins. Les associations qualitatives et semi-quantitatives sont reportées dans les figures 3, 4 et 5.

Les composants argileux se ventilent en : *illites, édifices interstratifiés irréguliers, kaolinite, chlorite, smectite*.

a. *Illites et interstratifiés* (10-14_M) et (10-14_V)

Une séquence de réflexions harmoniques à 10 Å (001), à 5 Å (002) et à 3,3 Å (003) caractérise les minéraux du groupe des illites.

Tous les intermédiaires existent entre des illites *bien structurées* et des illites plus ou moins intensément *ouvertes*, présentant *différents taux d'interstratification d'interfolaires* instables à comportement de *vermiculite* (14_V) mais surtout à comportement *montmorillonitique* (14_M). Cette caractéristique nous a amenés à discuter en même temps des illites et des interstratifiés irréguliers des types généraux (10-14_V) et (10-14_M).

L'utilisation de l'*indice d'aigu* I_a et des valeurs du rapport I(002)/I(001) (méthode d'ESQUEVIN, 1969) conduit à une différenciation plus détaillée des variétés d'illites.

En effet. Les illites proprement dites se répartissent en *illite à pic aigu* ($I_a = 3$), en *illite à pic large* ($I_a = 6$) et en *illites ouvertes* ($I_a = 10$).

Dans le cas des interstratifiés (10-14), il s'agit invariablement d'un *complexe* composé d'une fraction illitique stable et d'une fraction illitique à espacement variable 14_V et surtout 14_M . Dans cette dernière fraction, tous les intermédiaires existent entre des édifices dans lesquels les feuilletés à 10 Å prédominent sur les interfoliaires et ceux dans lesquels, au contraire, les interfoliaires 14_M tendent à prédominer.

Les principales variétés d'illites ouvertes à interfoliaires 14_M sont présentées dans les figures 8 à 10 : on relève, dans certains cas, des modifications importantes voire spectaculaires de la réflexion principale vers 10 Å tant au point de vue « faciès » qu'intensité (après les différents traitements à l'éthylène glycol et à la chaleur).

Dans les diffractogrammes au naturel (N)

- l'apex de la réflexion principale est voisin de 10 Å ou se trouve déplacé du côté des petits angles et y culmine entre 10,27 Å et 10,4 Å;
- le « faciès » de cette réflexion principale est généralement celui d'une *illite ouverte* avec une assymétrie plus ou moins bien développée sur le flanc externe, du côté des petits angles. Cette assymétrie se développe à partir de l'apex même ou affecte seulement une partie de la réflexion, à sa partie inférieure; dans d'autres cas la réflexion à 10 Å, fine, symétrique (variété à *pic aigu* ou à *pic large*) se dégage d'une assymétrie naissante affectant la base.

Dans les diffractogrammes glycolés (EG) les modifications de faciès et d'intensité, comme celle dans la position même de la réflexion principale, sont plus ou moins nettement mises en évidence suivant la proportion relative des 14_M dans la structure :

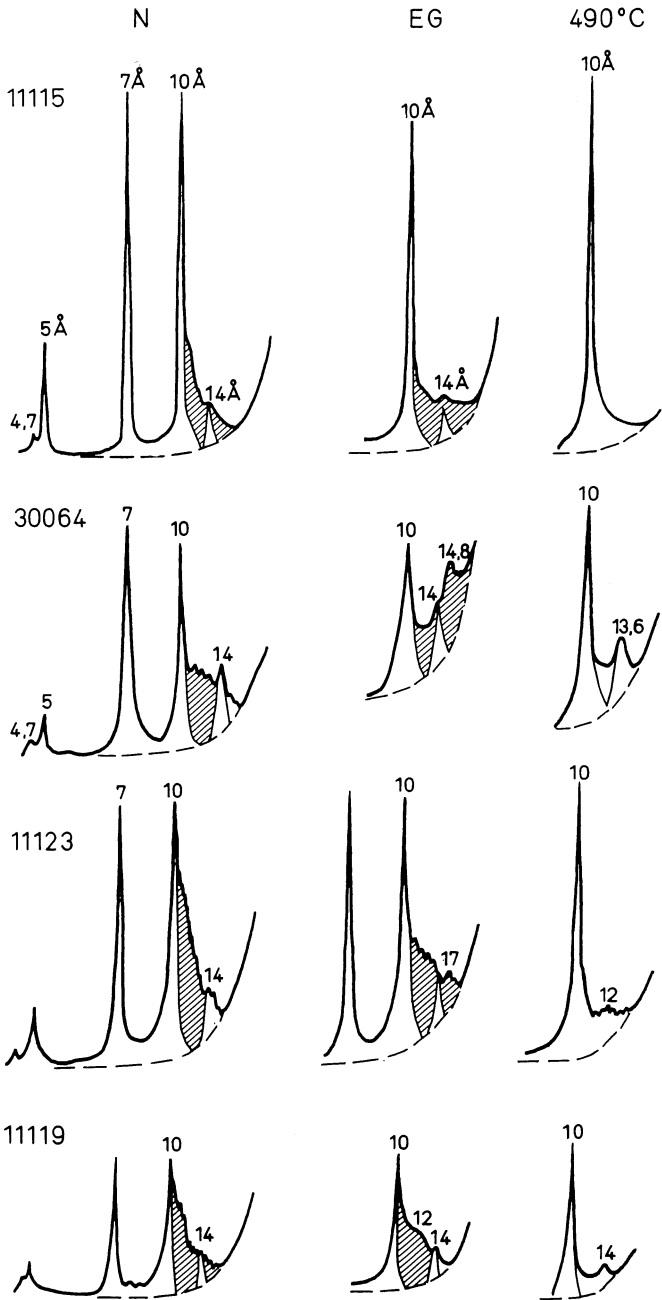
- d'une manière générale, la réflexion à 10 Å, assymétrique au naturel fait place à un *doublet*. Ce dernier est constitué d'une réflexion à 10 Å devenue fine et symétrique (représentant la fraction illitique stable : 1) se dégageant par dessus une bande de diffraction (« bosse », plateau). La réflexion à 10 Å peut devenir moins intense. La *bande de diffraction* s'étale entre deux limites : 10 Å et 17 Å. Suivant la proportion des interfoliaires à 14, la bande de diffraction s'étale d'un côté entre 10 et 14 Å, de l'autre côté entre 14 et 17 Å. La « largeur » et les limites de ce plateau correspondent à des formules descriptives (THOREZ, 1973) : 10-(10- 14_M); 10-(10- 14_M); 10-(10- 14_M)- 14_M ; (10- 14_M)- 14_M ; (10- 14_M)- 14_M
- il n'y a jamais de réflexion par *effet de pointe*; il s'agit toujours d'*édifices interstratifiés irréguliers* avec désordre dans les particules elles-mêmes;
- l'illite ouverte, interstratifiée, se compose ainsi d'une fraction stable I et d'une fraction interstratifiée répondant aux formules citées plus haut. Ceci s'indique par la formule générale : $1 + (10-14_M)$.

Dans les diffractogrammes chauffés les réflexions assymétriques disparaissent et la séquence de réflexions harmoniques est celle d'une illite normale : réflexions fines, symétriques, relativement intenses.

La mesure de l'indice d'aigu traduit la contribution largement dominante des *illites ouvertes* (figure 11) : 56 % des fractions argileuses analysées sont composées entre autres d'illites à $I_a \geq 10$; 24 % ont un I_a compris entre 2 et 4 (*illites à pic aigu*) et 20 %, un I_a compris entre 5 et 7 (*illites à pic large*).

Dans les interstratifiés irréguliers (10- 14_M), les courbes de REYNOLDS (1970) indiquent une participation des 14_M inférieure à 25-30 % relatifs, par rapport aux feuilletés à 10 Å.

La composition $Al_2O_3/FeO + MgO$ détermine la « qualité » de l'illite (figure 11) : 25 % de la population des illites ont une composition de la couche octaédrique correspondant à une *phenгите*; par contre 70 % sont représentés par des illites nettement moins alumineuses ($I(002)/I(001)$ compris entre 0,15 et 0,3). Rares sont les points représentatifs d'une illite s'écartant de ces compositions : illite plus alumineuse, soit plus riche en $FeO + MgO$.



Figs. 7-8-9-10. — « Faciès » des illites ouvertes et des édifices interstratifiés irréguliers (10-14_M) dans les couches de passage du Trias au Lias.

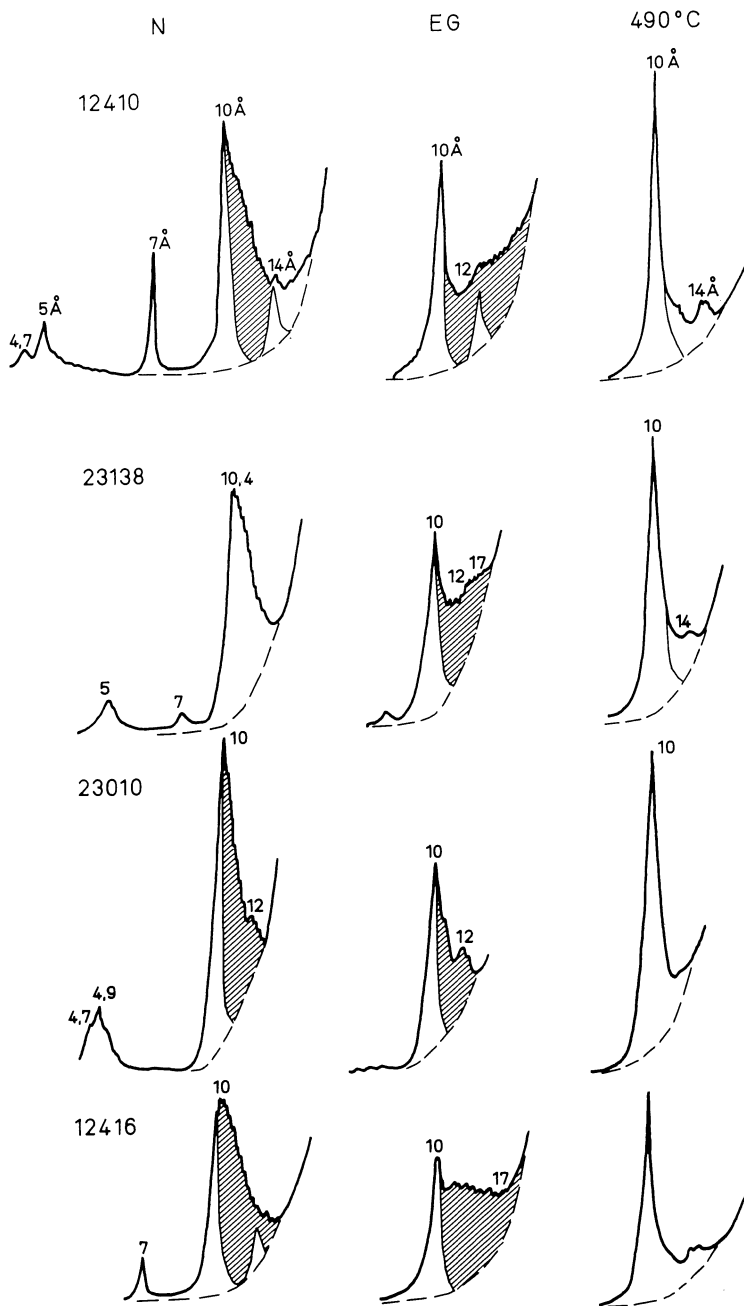


Fig. 8

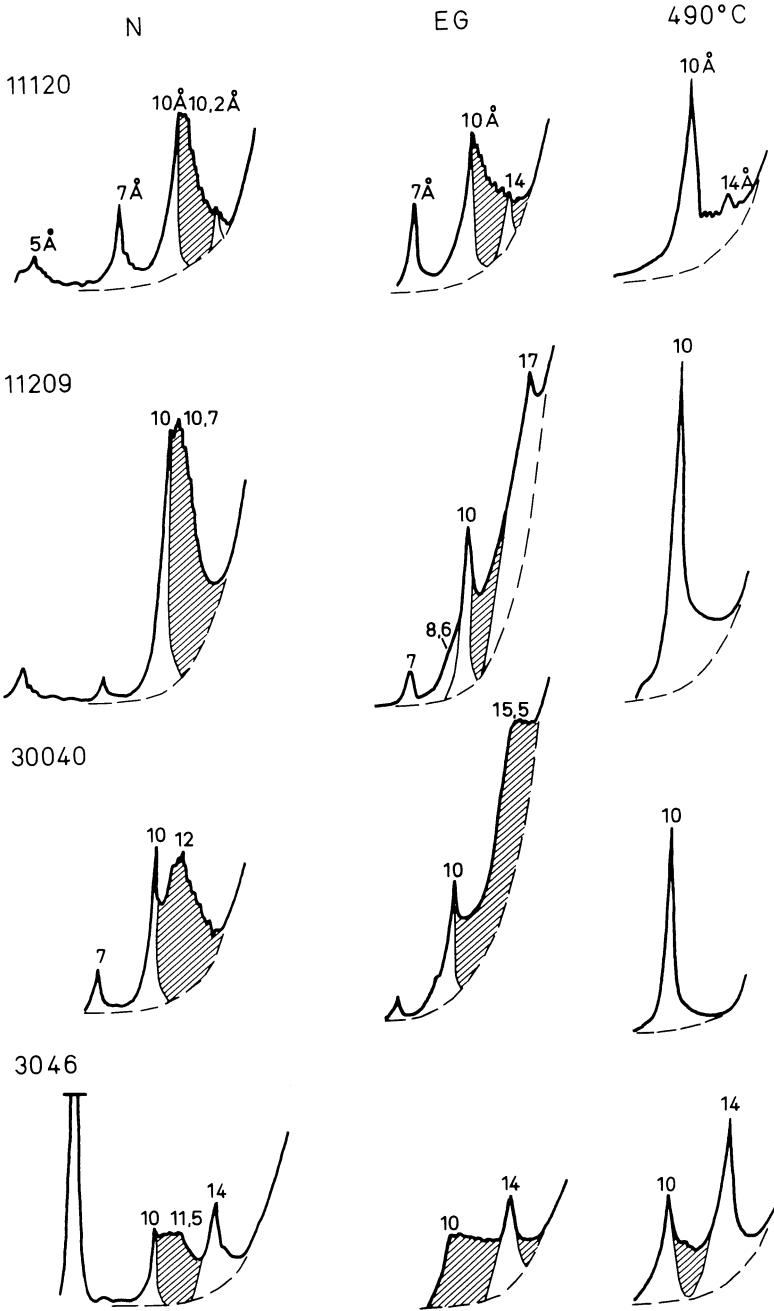


Fig. 9

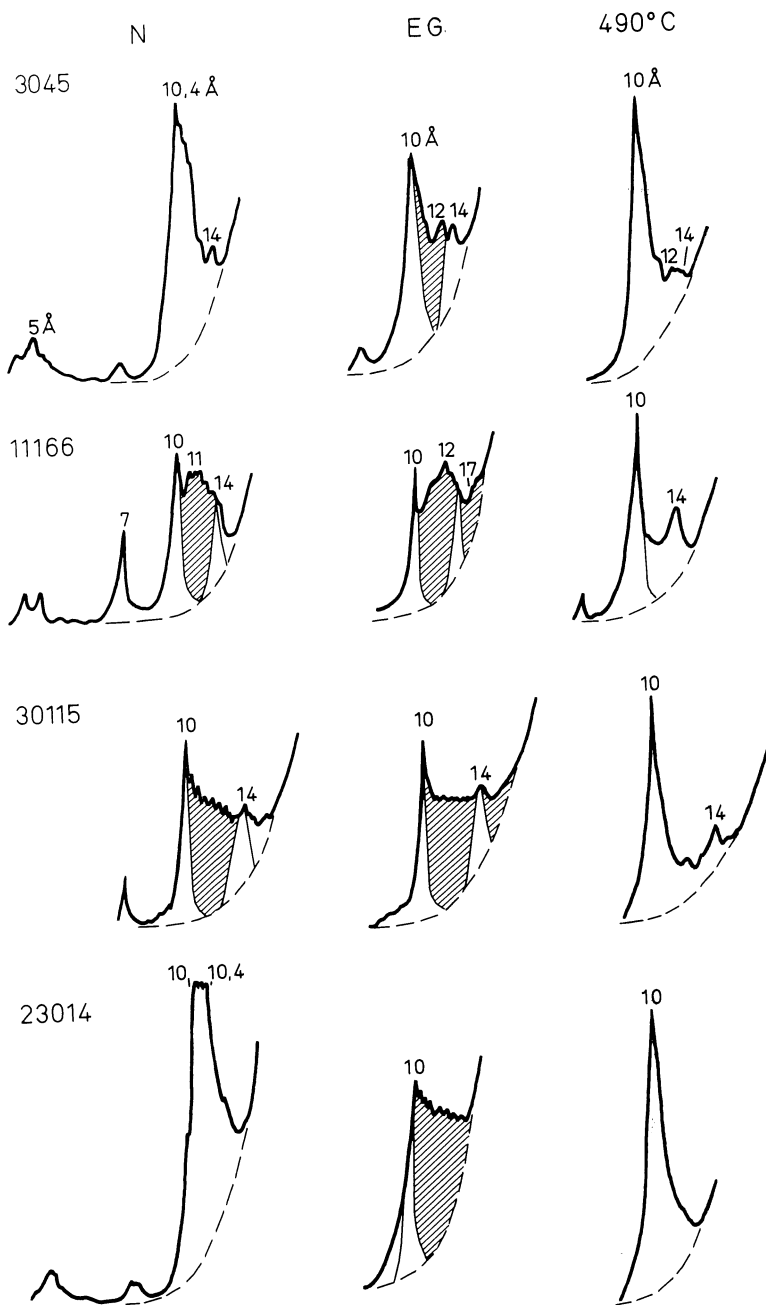


Fig. 10

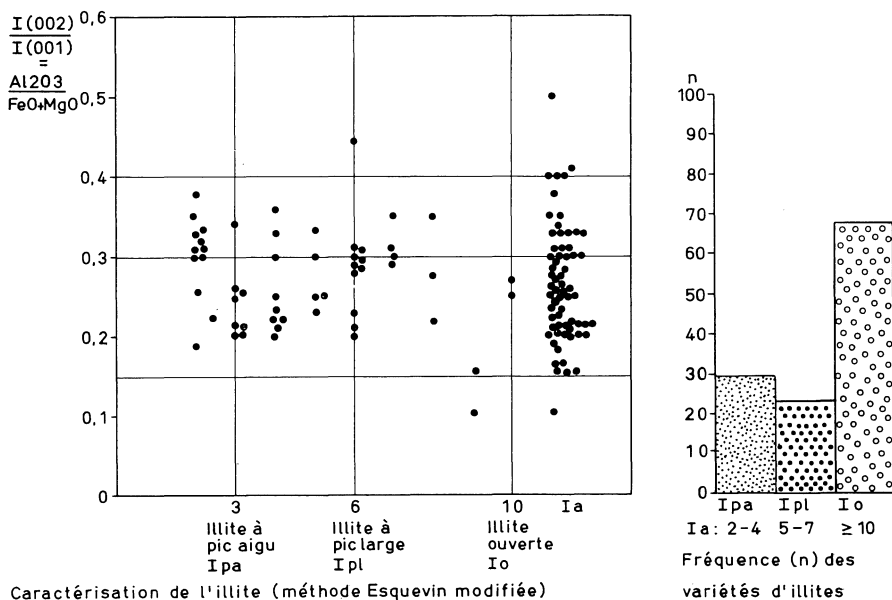


Fig. 11. — Caractérisation des illites dans les couches de passage du Trias au Lias.

b) smectite

Pour qu'il n'y ait point d'ambiguïté, ce terme désigne des minéraux argileux « gonflant » à 17 Å à l'éthylène glycol et s'écrasant à 10 Å après chauffage. Il s'agit probablement de beidellite ou de montmorillonite. En raison de l'absence d'une phase argileuse monominérale à smectite il n'a pas été possible d'appliquer la méthode thermique préconisée par TRAUTH et al. (1968), qui permet une meilleure qualification chimique.

Certaines smectites « gonflent » complètement à 17 Å. Par leur faciès après traitement à l'éthylène glycol, elles correspondent à la variété c (J. THOREZ, 1968) : la réflexion principale à 17 Å est très largement évasée à sa base; la dépression entre 17 Å et le bruit de fond du côté des petits angles est peu marquée; les réflexions (002) et (003) ne sont pas individualisées.

D'autres smectites ne « gonflent » pas entièrement à 17 Å. Sur diffractogramme ce fait se traduit par l'individualisation d'une « bande de diffraction » limitée entre 15,5 Å et 17 Å. Les courbes de REYNOLDS indiquent une participation en 14_M ou en feuillets smectitiques comprise entre 50 et 80 %. Ce sont donc des interstratifiés (illite-montmorillonite) ou (illite-smectite) dans lesquels les interfoliaires ou les feuillets smectitiques prédominent. Ils ménagent la transition entre les interstratifiés (10- 14_M) précédemment décrits et la smectite *sensu stricto*.

c) chlorite et interstratifiés (14_C - 14_V).

La chlorite, de type ferrifère, est généralement *dégradée*. Les variétés suivantes ont été reconnues : C, (14_C - 14_V) C-(14_C - 14_V); C-(14_C - 14_V)-V; V-(14_C - 14_V) suivant le comportement de la réflexion principale après chauffage. Il s'agit ainsi d'un matériau plus ou moins « vermiculitisé » et constitué d'une fraction chloritique, encore stable, et d'édifice interstratifié irrégulier de formule générale (14_C - 14_V) (THOREZ, 1973).

d) *kaolinite*.

Les réflexions à 7 Å et à 3,3 Å sont fines, symétriques et relativement intenses. En dehors d'une analyse diffractométrique sur poudre désorientée, rendue difficile par la composition des mélanges, on peut considérer ce minéral comme relativement bien cristallisé.

3. **Distribution**

a) *Types d'assemblages*.

Les compositions et la distribution des assemblages sont reportées dans les figures 3 à 5.

La phase argileuse des *Marnes à marnolites* est composée d'illite (diverses variétés cristallochimiques) largement dominante sur des interstratifiés (10-14). Chlorite et smectite sont très subordonnées. La kaolinite fait défaut.

Dans le *Rhétien inférieur*, l'assemblage est plus diversifié tant au point de vue qualitatif que quantitatif. La kaolinite fait son apparition; elle est le plus souvent dominante sur l'illite, les interstratifiés (10-14), la chlorite et la smectite.

Dans le *Rhétien supérieur* (Trias) et dans l'*Hettangien inférieur* (Lias), un même type d'assemblage se retrouve systématiquement : illites, (10-14_M), kaolinite (moins abondante toutefois que dans le Rhétien inférieur), chlorite plus ou moins dégradée, smectite. Ce dernier minéral participe davantage à la phase argileuse à l'approche du Grès de Luxembourg.

Dans le *Grès du Luxembourg*, en effet, illites, smectite et (10-14_M) sont en quantités sensiblement égales. La chlorite et la kaolinite sont toujours présentes mais très subordonnées. La chlorite est parfois bien structurée et intacte.

b) *importance qualitative et quantitative des interstratifiés (10-14_M) au point de vue stratigraphique*.

Si l'on s'attache à la distribution qualitative et quantitative seule des inter-

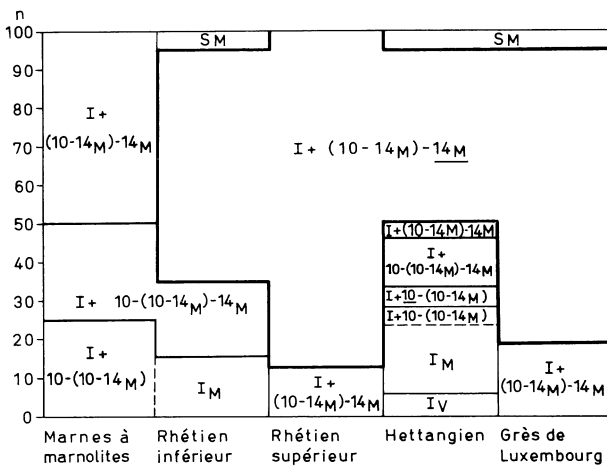


Fig. 12. — Distribution quantitative des variétés d'interstratifiés (10-14_M) dans les couches de passage du Trias au Lias.

stratifiés (10-14_M) dans la colonne stratigraphique étudiée, une évolution remarquable, de type « rythmique » se dégage d'un étage à l'autre (figure 12) :

- Dans les *Marnes à marnolites* et dans le *Rhétien inférieur*, tous les types d'interstratifiés (10-14_M) sont représentés. Dans le *Rhétien supérieur*, l'ensemble 1 + (10-14_M)-14_M devient nettement prédominant. Quantitativement il y a donc une évolution, dans la fraction interstratifiée, vers le type où dominent les interfoliaires 14_M;
- Dans l'*Hettangien* et jusqu'au sommet du *Grès de Luxembourg*, on assiste à une même séquence évolutive dans la distribution qualitative et quantitative.

Ces deux évolutions s'individualisent ainsi d'une manière « rythmique » : le rythme inférieur intéresse le sommet du Trias, le rythme supérieur, le Lias (*Hettangien-Grès de Luxembourg*). Le sommet de rythme inférieur détermine une *coupure minéralogique majeure* qui se place à la limite Trias-Lias.

c) *gradient cyclique de l'indice d'aigu.*

L'indice d'aigu des illites évolue « cycliquement » dans la sédimentation suivant la séquence des valeurs 3 → 5 → 10 → 6 → 3 c'est-à-dire illite à *pic aigu* → *pic large* → *ouverte* → *pic large* → *pic aigu*. Cette évolution est propre à toute la série stratigraphique abstraction faite cependant pour le *Grès de Luxembourg* où l'« hémicycle » inférieur 3 → 6 → 10 est seul représenté.

La présence de ces variétés d'illites et des interstratifiés (10-14) qui les accompagnent souligne l'absence d'une diagenèse tardive dont les effets auraient abouti à une uniformisation relative dans la qualité de l'illite (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969). On peut donc admettre, en dehors de l'action d'une diagenèse précoce peu exprimée, que la variété minéralogique et cristallographique, comme celle dans les indices d'aigu, reflète un héritage peu modifié.

La « cyclicité » de l'indice d'aigu (*Marnes, Rhétien, Hettangien inférieur*) est étroitement liée à la granulométrie et, partant, à la lithologie. Dans les phases gréseuses et dans les phases calcaires — où prédominent largement la fraction > 63 microns — l'illite est généralement *ouverte*. Dans les phases intermédiaires, à tendance plus pélitique, et à charge en sables et sablons plus faible, l'illite tend à appartenir aux variétés à *pic aigu* et à *pic large*. Ainsi, dans un cycle *pélite* → *marne* → *grès calcaire* → *calcaire*, (hémicycle inférieur) l'indice d'aigu suit une évolution parallèle : I à *pic aigu* — I à *pic large* — I *ouverte*. Cette évolution se marque en sens inverse dans l'hémicycle supérieur granulo-lithologique. Il existe une relation étroite entre la variété d'illite d'une part et la charge sableuse et le contenu en calcaire d'autre part.

d) *évolution dans la composition des illites* (rapport ESQUEVIN).

Exception faite de nouveau pour le *Grès de Luxembourg*, l'illite dans les autres formations tend à devenir plus alumineuse quand la charge en sables et sablons croît dans le sédiment. En effet, les valeurs du rapport I(002)/I(001) tendent vers ou dépassent 0,4 alors que dans les phases intermédiaires, enrichies en fraction pélitique, les valeurs sont comprises entre 0,15 et 0,3.

e) *importance et place de la kaolinite.*

Aux épanchements sédimentaires les plus sableux, et par extension dans les sédiments plus carbonatés (grès calcaires, calcaires) correspond une augmentation sensible en kaolinite dans la fraction argileuse. Cet enrichissement est également de forme « cyclique ». Cette règle n'intervient pas dans le *Grès de Luxembourg* (où la kaolinite demeure un minéral très subordonné, présentant un taux de participation pratiquement égal dans toute la série gréseuse) et dans les marnes (où le minéral fait défaut).

f) *évolution des valeurs de rapports I(17)/I(10) et I(10)/I(7).*

La participation de la fraction smectitique (Sm) devient plus importante dans les phases enrichies en sables et sablons. Cette évolution — soulignée par les valeurs du rapport I(17)/I(10) — est de type « cyclique » et calque en quelque sorte l'évolution séquentielle. Dans le *Grès de Luxembourg*, la participation de la smectite reste sensiblement égale. Pour les autres formations il existe aussi une nouvelle règle de corrélation. Elle s'inscrit dans le *cycle granulo-litho-minéralogique* (kaolinite-types d'illite).

Les variations du rapport I(10)/I(7), tout en étant moins nettes, se singularisent également avec une certaine « cyclicité » double. En effet, *plus l'illite est ouverte, plus le rapport croît*; d'autre part *plus la charge sableuse est importante, plus le rapport augmente*. L'illite apparaît ainsi également liée aux importances de la décharge sableuse.

Il est d'ailleurs remarquable de constater que toutes les évolutions de paramètres (types cristallographiques de l'illite, valeurs des rapports d'intensité, fréquence de la kaolinite et de la smectite) sont étroitement liées au contexte sédimentaire (variation granulométrique et pourcentage en carbonate).

TABLEAU 4

Distribution semi-quantitative générale des assemblages dans les diverses formations du Trias et du Lias dans les sondages étudiés.

ÉTAGE	I	(10-14 _M)	C	Sm	K
Grès de Luxembourg	++	+++	(+)	+++	(+)
Hettangien inférieur	+++	++	+	(+) → +	++
Rhétien supérieur	++++	+	+	(+)	(+)
Rhétien inférieur	+ → ++++	+	+	(+)	— → ++++
Marnes à marnolites	++++	+	— → (+)	—	—

I = illite; C = chlorite; Sm = smectite; K = kaolinite; — = manque; (+) présent en quantités très faibles, ou occasionnel; + = présent; ++ = commun; +++ = abondant; ++++ = très abondant.

g) *distribution globale des assemblages.*

La distribution générale des assemblages est nette (tableau 4). La kaolinite est absente dans les *Marnes à marnolites*, apparaît dans le Rhétien inférieur pour décroître progressivement dans le *Grès de Luxembourg* où le minéral demeure en tant que « bruit de fond ». La smectite suit une évolution inverse. Faisant des apparitions fugaces, d'essence « cyclique », elle prend une participation plus marquée dans la partie supérieure de l'*Hettangien inférieur* et devient un minéral important dans le *Grès de Luxembourg* où elle égale l'intervention des illites et des interstratifiés. Les participations des autres minéraux sont moins caractéristiques, l'illite, par exemple,

constituant un matériau ubiquiste; cependant cette illite est le minéral cardinal dans les *Marnes à marnolites*.

4. Signification

Si l'on excepte le contenu minéralogique des *Marnes à marnolites*, on constate que les assemblages argileux sont généralement composés de minéraux « *antagonistes* ». C'est le cas d'une phase argileuse où figurent, côte à côte, de la kaolinite, de la smectite, des interstratifiés (10-14), de la chlorite, tous minéraux ou matériaux argileux aux genèses propres et opposées les unes aux autres. Cette « *simultanéité* » minérale, ou mieux « *cohabitation* » de minéraux antagonistes est significative dans le contexte sédimentaire et dans les relations existant entre le continent nourricier et le réceptacle sédimentaire. La cohabitation implique l'héritage généralisé ou du moins dominant; cet héritage est responsable de la convergence, au sein du bassin sédimentaire, d'un éventail antagoniste tel celui mis en évidence au cours de cette étude.

Pour saisir les « *tenants et aboutissants* » de cette cohabitation minéralogique, il est indiqué de rappeler les conditions génétiques propres à chacun des minéraux et de tirer une argumentation dans le cadre du problème ici traité.

a) *conditions de formation.*

La *kaolinite* est typiquement un minéral de néoformation continentale, inerte en milieu marin au sens large du terme. Elle ne peut être qu'héritée de l'arrière-pays — où elle se forme — pour être livrée ensuite au bassin sédimentaire. C'est ainsi qu'elle manque dans les Marnes, apparaît dans le Rhétien, y domine même dans les sédiments les plus sableux, obéit à une cyclicité dans l'Hettangien, subsiste en faible fraction dans le Grès de Luxembourg.

D'une manière générale la kaolinite est néoformée dans les paysages et dans des amphithéâtres où dominant les hydrolyses : le milieu doit être ouvert, bien drainé; les alcalins et alcalino-terreux sont lessivés activement par soustraction au départ des réseaux micacés et des chlorites; il reste en place la silice et l'alumine qui se recombinent pour néoformer la kaolinite.

La *chlorite* doit être considérée d'une manière générale dans le contexte du Trias-Lias comme un autre composant argileux hérité de l'arrière-pays. Elle en dérive après avoir subi certaines dégradations — ce qui se traduit dans la fraction interstratifiée (14_C-14_V) qui l'accompagne presque toujours. Une libération mécanique et une altération physico-chimique très modérée sur le continent favorisent sa présence dans la sédimentation. C'est en effet un minéral très sensible aux altérations chimiques. Elle figure généralement, avec son compagnon habituel, l'illite bien structurée (à pic aigu), le terme de la diagenèse de nombreuses formations paléozoïques (nous en discuterons les sources plus tard) (MILLOT, 1963; DUNOYER DE SEGONZAC, 1969). Dans le *couple illite-chlorite* livré à l'altération, la chlorite se dégrade la première; tant qu'il en subsiste, l'illite est épargnée. Au moment où toute la chlorite s'est dégradée, l'illite voit sa propre dégradation s'accélérer. Le fait est bien établi.

On ne doit cependant pas exclure la possibilité d'un certain rajeunissement de la chlorite au sein de la sédimentation : la chlorite, grâce à sa mémoire (GRIM, 1953) reconstitue son réseau initial en y incorporant certains ions disponibles dans le milieu. C'est probablement le cas dans certains niveaux du Grès de Luxembourg : la chlorite y est intacte alors qu'elle se trouve associée à de l'illite ouverte, de la smectite et des interstratifiés (10-14).

La *smectite* tire son origine dans un processus de néoformation ou s'individualise

par dégradation des réseaux micasés. Elle se forme préférentiellement dans des milieux ou profils pédologiques ou d'altération mal drainés, confinés ou confinants. Les édifices interstratifiés (illite-montmorillonite) à 50-80 % de feuillet gonflants qui représentent la fraction smectique de la phase argileuse apparaissent comme un indice d'origine net : naissance par soustraction au départ des réseaux préexistants ; le milieu devait être plus confinant que confiné et pas trop confinant non plus. A preuve : on trouve tous les intermédiaires entre les illites, presque intactes, et les smectites à réseau gonflant à 100 %. Les diverses formes d'interstratifiés (10-14_M) apparaissent ainsi comme les phases minérales obligées et « frontières » dans la séquence d'altération, des réseaux préexistants vers la montmorillonite.

Les *interstratifiés* (10-14_M), nés dans les milieux à drainage modéré, à *caractère lessivant-confinant*, sont hérités dans le bassin sédimentaire. Dans les profils et dans les paysages où s'affirment les dégradations, ces interstratifiés apparaissent comme les étapes obligées de l'altération. Leur préservation dans les profils y attestent certainement une forme d'alternance : tantôt plus lessivante et favorisant par là la production de kaolinite ; tantôt plus confinant, à production fugace de smectite ; dans ce dernier cas les interstratifiés « figent » en quelque sorte le processus de soustraction vers la kaolinisation et freine la production de smectite.

L'origine des illites, avec son « spectre cristallogénétique », est plus délicat à déterminer. C'est un minéral anonyme, compagnon aussi bien de la kaolinite ou de la smectite en tant que « résidu » de la dégradation, compagnon « diagénétique » de la chlorite, et ce, suivant les modalités propres au paysage de départ, aux conditions de sa libération (mécanique, physico-chimique).

On peut en conclure que sur le continent il existait toutes formes de dégradation, soit dans des paysages séparés, soit dans des paysages où les formes et l'intensité de l'altération varient dans le temps avec des alternances de régime confinant-lessivant. Les particules minérales, à tous degrés d'altération, sont ensuite libérées par érosion ; elles sont drainées au large grâce au régime hydrographique qui les mobilise, les fait transiter vers le réceptacle sédimentaire ; elles s'y accumulent en obéissant aux lois propres au régime hydrodynamique du bassin : c'est l'expression de la cyclicité granulo-litho-minérale mise en évidence dans la sédimentation qui l'atteste.

Ainsi se trouve concrétisé le processus génétique caractéristique du passage Trias-Lias sur la bordure du Bassin de Paris : l'héritage inscrit dans la formule « *l'amont (le continent) nourrit l'aval (le bassin sédimentaire)* » (MILLOT, 1963).

Le cortège minéral ainsi livré à la sédimentation conduit à émettre quelques considérations climatiques.

b) *climat.*

De l'étude des assemblages argileux, on peut déduire que le climat régnant sur le continent voisin au bassin sédimentaire devait être du type à saisons alternées : à tendance hydrolysante en saison humide et favorisant ainsi la néoformation de kaolinite, confinant à d'autres époques avec le taux croissant de « montmorillonitisation » des réseaux micacés. Ainsi se conçoivent les arrivées au bassin de mélanges argileux à illites, interstratifiés, chlorite, smectite, kaolinite.

Toutefois l'intensité, la durée et le type de dégradation se sont nuancés au cours des temps géologiques. A l'époque de la sédimentation des *Marnes à mar-nolites*, la dégradation fut très modérée sur le continent : l'illite est largement prédominante sur une fraction occasionnelle de smectite, d'interstratifiés, de chlorite ; *la kaolinite fait défaut*. Si l'on suppose au départ un matériau parental à illite et à

chlorite, ce cortège se conçoit : seule la chlorite a presque totalement disparu, l'illite est à peine affectée par dégradation.

Au *Rhétien inférieur*, les hydrolyses s'imposent : le taux en kaolinite en est un indice.

Au cours des époques géologiques ultérieures, qui vont du *Rhétien supérieur* à l'*Hettangien inférieur*, l'équilibre entre les processus géochimiques lessivants et confinants est mieux assuré : le cortège des argiles se ventile en illites, (10-14_M), chlorite, smectite, kaolinite. Indépendamment des lois hydrodynamiques qui assurent certains gradients de distribution des minéraux dans les couches sédimentaires, il semble bien qu'au cours de cet intervalle sédimentaire, le climat à saisons alternées soit mieux exprimé dans ses intensités et dans ses formes.

Avec le *Grès de Luxembourg*, le climat ne favorise plus la fabrication de kaolinite sur le continent. Au contraire, la présence de (10-14_M) à 14_M prédominants ainsi que de smectite en quantités au moins égales à l'illite atteste une dégradation ménagée, favorisant une certaine montmorillonitisation.

C'est d'ailleurs dans le *Grès de Luxembourg* que s'observent certaines chlorites intactes alors que les autres matériaux sont relativement atteints par l'altération (illite, (10-14)).

Bien entendu une telle reconstitution fait appel à une zone « productrice » unique qui, au cours du temps, subit des formes variables d'altération. Nous discuterons plus tard des sources probables des matériaux détritiques, argiles et sables.

c) *indices de néoformation et de rajeunissement (agradation).*

On vient de voir que de la chlorite intacte se retrouvait dans le *Grès de Luxembourg*, aux côtés de matériaux relativement dégradés. On peut voir dans ce fait soit la livraison d'une chlorite « protégée » soit une certaine forme d'agradation, le réseau de la chlorite étant reconstitué au sein du bassin grâce aux ions Mg s'y trouvant. Cette agradation peut être contemporaine de la sédimentation même ou être un peu plus tardive et, dès lors, s'effectuer dans le milieu poreux qu'est le sable en empruntant aux eaux de circulations piégées les ions nécessaires à sa « cicatrisation ».

Un élément de contradiction apparaît dans les phases ou épisodes sableux de l'*Hettangien inférieur* en particulier. Grès et calcaires sont enrichis en kaolinite et en illite de type ouvert par rapport aux autres sédiments plus fins. Or c'est au niveau de ces sédiments sableux que s'observe le plus souvent un enrichissement en smectite. Celle-ci tend par ailleurs à être « gonflante » à 100 %. Une certaine régularisation du réseau des smectites serait possible grâce à la présence d'ions concentrés dans les solutions circulant dans le milieu poreux. On retrouverait ainsi une forme de transformation matérialisée déjà, dans le *Grès de Luxembourg* pour la chlorite.

Si certaine forme d'agradation aurait porté sur la fraction illitique, il eût été normal de la voir au mieux se singulariser dans les grès. Or les illites les mieux préservées sont localisées dans les niveaux pélitiques, tandis que dans les couches gréseuses et calcaires, l'illite est généralement plus dégradée. On peut ainsi écarter l'action d'un processus de cicatrisation des illites durant ou après le dépôt des phases les plus sableuses.

Ce raisonnement nous conduit à admettre, pour l'ensemble des minéraux argileux des formations, les effets d'un *héritage prédominant, tempéré par certaines amorces de transformations agradantes* (chlorite, smectite).

d) *gradients de dégradation sur le continent.*

Le gradient de dégradation sur le continent « se mesure » plus particulièrement dans les types d'interstratifiés (10-14). Il est en effet symptomatique de relever l'évolution quantitative et qualitative « rythmique » dans la distribution stratigraphique de ces édifices. Par deux fois, au sommet du Trias (Rhétien supérieur) et dans le Grès de Luxembourg on tend vers une uniformisation dans le type de (10-14_M); ce dernier y figure dans son taux de dégradation le plus avancé. Ceci est attesté par la large prédominance des interfoliaires 14_M sur les feuillets à 10. Outre que leur présence assure la coupure minéralogique majeure entre les formations du Trias et du Lias, ils sont à l'image des altérations continentales. Celles-ci ont pu davantage s'accélérer pour parvenir à uniformiser la taux de dégradation. Aux époques géologiques intermédiaires (Marnes + Rhétien inférieur d'une part, Hettangien inférieur, d'autre part) le taux d'interstratification dans l'illite est nettement plus nuancé puisque se retrouvent, dans chacun des intervalles considérés, des phases argileuses diversifiées : les unes à I_M, les autres à I + 10-(10-14_M), d'autres à I + 10-(10-14_M)-14_M alors que le type (10-14_M)-14_M, tout en étant représenté, ne domine pas encore.

e) *source des matériaux.*

L'Ardenne proche du bassin sédimentaire a certainement contribué à l'alimentation en matériaux détritiques, sables et argiles. Cependant la source principale des apports serait à reporter au Nord-Est par rapport au bassin : dans les terrains carbonifères de la Sarre. Grâce à la permanence, durant la sédimentation, du sillon eifelien, les matériaux libérés dans cette région ont pu aboutir et s'épancher au large. *Le sillon eifelien apparaît ainsi comme la voie d'accès de l'héritage.*

Il ne faut toutefois pas écarter la possibilité d'une contribution de la part des terrains du Bundsandstein recouvrant notamment l'Ardenne et y érodés après dépôt. Des études plus détaillées, notamment des cortèges de minéraux denses, pourraient confirmer cette hypothèse.

En outre, il ne faut pas perdre de vue que le bassin sédimentaire lui-même s'est étalé et déplacé aux époques triasiques supérieures sur les versants de l'Ardenne. Dans ces conditions, le substrat, paléozoïque ou postérieur (Bundsandstein) a été progressivement recouvert et a pu être « cannibalisé » en livrant à la sédimentation un matériau imparfaitement consolidé « recyclé ». Une telle hypothèse renforcerait la reconstitution paléo-minéralogique au niveau du Grès de Luxembourg : elle rendrait compte de l'uniformisation des cortèges minéraux et expliquerait, en dehors d'un gradient climatique, la persistance tout au long de la sédimentation sableuse d'un cortège minéral identique dans lequel la kaolinite et la chlorite sont subordonnés.

5. **Conclusion à l'étude des argiles**

L'étude des assemblages argileux et de leur distribution dans les sédiments du passage du Trias au Lias sur la bordure Nord-Est du Bassin de Paris conduit au bilan suivant :

a) les phases argileuses sont composées de minéraux « antagonistes » tels que kaolinite, chlorite, smectite auxquels se mêlent divers types « cristallochimiques » d'illite et des interstratifiés irréguliers (10-14);

b) Ces phases argileuses sont héritées du continent nourricier : Ardenne (sédiments paléozoïques et Bundsandstein) mais surtout de la Sarre où affleuraient, à l'époque triasique et liasique, les terrains carbonifères. Les matériaux à l'affleure-

ment dans les amphithéâtres et dans les profils d'altération, sont soumis à un climat à saisons alternées. Les milieux sont du type lessivant-confinant favorisant et maintenant dans la fraction argileuse les cortèges à illite-interstratifiés-chlorite. Illites et chlorites sont diversément dégradées. A certaine époque, sur le continent, le milieu tend à devenir plus lessivant : la kaolinite, abondante, dans le Rhétien inférieur l'atteste. A d'autres époques, le milieu est plus confinant et, au départ de la dégradation des réseaux micacés, oriente et préserve une certaine forme de « montmorillonitisation (Grès de Luxembourg et partie sommitale de l'Hettangien inférieur). Dans l'intervalle sédimentaire compris entre le Rhétien inférieur et le Grès de Luxembourg, l'équilibre des milieux s'affirme : à tendance alternée lessivant-confinant il livre au bassin des ensembles à illite, interstratifiés, smectite, chlorite et kaolinite.

c) L'illite prédomine dans les Marnes et y constitue presque le « fond argileux ». Le Rhétien voit apparaître la kaolinite. La coupure minéralogique entre les deux formations est ainsi clairement établie.

d) sur la base de « l'intensification de la dégradation » sur le continent, dégradation indiquée par les types de (10-14_M) avec la dominance « rythmique » de la variété (10-14_M)-14_M dans le Rhétien supérieur et dans le Grès de Luxembourg, il s'établit une deuxième coupure minéralogique séparant le Trias terminal du Lias.

e) la kaolinite diminue en fréquence du Rhétien inférieur jusqu'au Grès de Luxembourg inclus. La smectite suit une évolution en sens inverse puisqu'elle apparaît dans le Rhétien et devient plus importante au sommet de l'Hettangien inférieur et dans le Grès de Luxembourg.

f) L'héritage minéral aboutit au large. Il s'y distribue, à une première échelle suivant des taux et la nature de certains minéraux ; ce qui conduit aux coupures déjà mentionnées. Cet héritage s'inscrit dans une partie du cycle des silicates à la surface de l'Hydrosphère : « l'amont — le continent — nourrit l'aval — le bassin sédimentaire » suivant en cela des exemples démonstratifs étudiés par l'école de MILLOT.

g) au sein du bassin sédimentaire, les fractions argileuses (au sens minéral) suivent une distribution propre intimement tributaire des conditions hydrodynamiques : avec les sables l'illite devient plus ouverte, la kaolinite voit son taux augmenter. Dans les sédiments plus pélitiques appauvris en sablons et en Ca, l'illite est mieux structurée, la kaolinite régresse. Il existe ainsi une cyclicité minérale calquant la cyclicité même des dépôts. Dans le Grès de Luxembourg l'hémicycle inférieur seul de l'évolution minérale est représentée au niveau des indices d'aigu des illites.

h) au sein des dépôts, durant leur phase d'accumulation ou postérieurement, des ions piégés dans les solutions contenues dans les couches sableuses peuvent régulariser (agrader) des chlorites ou des smectites. Ainsi à l'héritage dominant s'ajoutent des amorces de rajeunissement, de cicatrisation de certains minéraux.

Tels sont les enseignements minéralogiques et géochimiques traduits dans l'étude des argiles. Évolution minérale et évolution granulométrique et de la charge calcaire sont particulièrement simultanées et régies par des lois hydrodynamiques propres au « rythme » des dépôts.

RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE — LES MILIEUX GÉNÉTIQUES

Dans le Trias terminal et le Lias, sur la bordure nord-est du Bassin de Paris, les analyses sédimentologiques et minéralogiques mènent à une reconstitution paléogéographique et permettent une interprétation des traits essentiels des milieux génétiques qui se sont succédés.

1. *Les Marnes à marnolites.*

La sédimentation est carbonatée, la phase clastique étant limitée aux seuls silts et aux argiles. Dans la zone terminale de la formation, c'est-à-dire dans la zone argilo-dolomitique, la sédimentation devient plus sableuse et s'enrichit en sables et sablons.

Les remaniements sont nombreux comme en témoignent les brèches à éléments marneux et dolomitiques; ces remaniements se font avec ou sans apport de sable. Aucune trace de bioturbation n'est observée.

L'arrière-pays livre essentiellement des phyllites à 10 Å. Les chlorite, smectite et interstratifiés sont accessoires; la kaolinite fait défaut. Cet assemblage argileux figure un héritage « brut » en provenance du continent.

2. *Le Rhétien inférieur.*

Toutes les classes granulométriques sont représentées dans la sédimentation, depuis les conglomérats à galets jusqu'aux pélites. Par conséquent le niveau énergétique était sujet à de profondes variations au cours des phases sédimentaires.

Traces d'érosion et remaniements sont nombreux. Pélites et grès alternent; leur accumulation au sein du bassin est conditionnée par des régimes laminaires alternant avec des régimes plus violents entraînant le processus lenticulaire des couches. Les organismes fouisseurs ont proliféré, perturbant et effaçant les textures sédimentaires originelles. Ces sédiments s'apparentent aux dépôts actuels des slikkes vaseuses et sableuses.

Le bassin sédimentaire enregistre dans ses phases argileuses l'histoire continentale des altérations. En effet les hydrolyses s'affirment dans l'arrière-pays : les sables sont enrichis en kaolinite par rapport aux autres composants et dominent nettement dans les épisodes détritiques grossiers, au sommet du Rhétien inférieur. Les illites, smectites, interstratifiés, chlorite dégradée sont résiduelles dans les sables alors qu'ils représentaient l'essentiel au cours des phases plus pélitiques. La répartition des cortèges minéraux est à l'image du régime hydrodynamique dans le bassin sédimentaire : soit que les décharges sableuses sont accumulées plus près du paléorivage, au cours de mouvements d'inondation, soit que les kaolinites accompagnent les sables parce que plus grossières que les autres particules minérales; dans les sédiments pélitiques, il y a enrichissement en minéraux autres que la kaolinite. La turbulence du milieu agirait ainsi comme une sorte de « filtre » vis-à-vis de la kaolinite.

3. *Le Rhétien supérieur.*

Le milieu génétique des Marnes de Levallois reste un sujet controversé. On y note la présence de spores remaniées, d'âge carbonifère. La microfaune est rare et cette rareté plaide en faveur d'un régime lagunaire à laguno-marin.

La phase argileuse est composée de mélange de minéraux : illites, smectite, kaolinite, interstratifiés, chlorite. Les interstratifiés gagnent en « uniformisation » : le type structural représenté est celui où dominent les interfoliaires gonflants. Ceci

indique que dans la zone de départ des sédiments, les réseaux micacés ont été lessivés de leur ions K avec un même taux (intensité, temps).

4. L'Hettangien.

Dans le *faciès lorrain*, les variations dans le contenu en argiles, silts et sables sont réglées par un processus d'essence cyclique. Les textures sédimentaires évoluent en fonction du gradient granulométrique, avec des passages rapides de stratification laminaire au *flaser-bedding* et même aux stratifications obliques. Le milieu marin franc est attesté par la présence de Lamellibranches et de Crinoïdes. Une faune abondante de fousseurs favorise les oblitérations de textures.

Au cours du dépôt cyclique qui conduit, à l'Hettangien inférieur, à une « *chromatographie* » lithologique en marnes, grès et calcaires, une même « *chromatographie* » apparaît dans les associations minérales. En effet. Les épisodes sableux sont enrichis en kaolinite, en carbonate; les illites sont elles-mêmes de type ouvert. Au cours des épisodes pélitiques, il y a moins de kaolinite et davantage de composants argileux tels que illites, chlorite et interstratifiés. L'illite est généralement mieux structurée, moins atteinte par la dégradation. Ce sont tous là des indices de nuances dans les altérations continentales auxquelles se superposent, dans le bassin sédimentaire, des gradients dans le régime hydrodynamique. Il y a à nouveau un « *effet de convergence* » qui lie les arrivées et épanchements de sables, les taux de Ca^{++} et les kaolinites. Les phases sédimentaires plus calmes se concrétisent dans des dépôts pélitiques dont la kaolinite a été « filtrée » et qui s'enrichissent en illite moins dégradée, si l'on excepte bien entendu la fraction interstratifiée elle-même (laquelle contient toute la gamme des (10-14_M)). Les variations dans le taux en smectite est significatif : ce minéral ou les interstratifiés (illite-montmorillonite) tiennent une place plus importante dans les épisodes sableux; on a présenté l'hypothèse d'une *cohabitation* mieux affirmée d'une kaolinite et d'une smectite, en taux plus élevé que dans les autres sédiments, tenant à la superposition, dans la sédimentation, de l'héritage continental (la kaolinite essentiellement) et d'une amorce d'agradation ou de rajeunissement (qui voit les réseaux illitiques très dégradés piéger des ions dans les solutions circulant dans les sables et s'agradar en smectite plus parfaite, tout en augmentant sensiblement le taux de ce minéral).

Dans le *Grès de Luxembourg*, les sables sont uniformément caractérisés par un taux égal en illite, interstratifiés, smectite. Ce dernier minéral gagna en importance au sein de la phase argileuse déjà dans les derniers développements de l'Hettangien inférieur. Kaolinite et chlorite (parfois intacte) sont accessoires tout au long de la sédimentation sableuse. La présence de chlorite intacte, aux côtés de matériaux dégradés, conduit à admettre une certaine agradation au départ des ions piégés dans le milieu. L'origine des matériaux sableux n'est pas encore bien établie. Outre des sources ardennaises proprement dites (terrains paléozoïques livrés à l'érosion et aux altérations ménagées conduisant à l'assemblage à illite-interstratifiés-smectite) on ne peut écarter l'hypothèse d'un héritage des sédiments antérieurs du Bundsandstein. Il y aurait ainsi une forme de « *recyclage* », de « *cannibalisation* » dont résulterait un héritage argileux brut, celui actuellement contenu dans le Grès de Luxembourg.

De l'étude sédimentologique et minéralogique il se dégage certains traits fondamentaux dans le passage du Trias au Lias :

— deux *coupures sédimentologiques* majeures marquées par le changement minéralogique : la première se situe entre les *Marnes à marnolites* et le *Rhétien*

inférieur et est attestée par l'apparition brutale de la kaolinite dans les formations détritiques du Rhétien.

— Le *Trias terminal* (*Marnes, Rhétien inférieur et supérieur*) d'une part, l'*Hettangien* avec le *Grès de Luxembourg* d'autre part s'individualisent si l'on tient compte de la distribution quantitative et qualitative des interstratifiés (10-14_M). Dans le *Rhétien supérieur* et dans le *Grès de Luxembourg*, l'interstratifié (10-14_M)-14_M est seul représenté; dans les autres formations, toute la gamme des interstratifiés est présente. Il y a une « *rythmicité* » dans la distribution de l'édifice interstratifié, qui partage les deux ensembles, Trias et Lias.

— le *Rhétien inférieur*, le *Rhétien supérieur* et l'*Hettangien* s'inscrivent dans une mégaséquence positive dont l'évolution lithologique peut-être globalisée de la manière suivante :

grès, calcaire marneux et marnes de l'*Hettangien*
marnes et argiles du *Rhétien supérieur*
argiles, sables et conglomérats du *Rhétien inférieur*.

La fin de la séquence est constituée par des teneurs en carbonate plus élevées dans les séquences marno-calcaires du *Sinémurien*, au niveau de la *Marne de Strassen* et en dehors de la formation arénitique du *Grès de Luxembourg*.

— La courbe-enveloppe des teneurs en kaolinite et en smectite détermine une certaine évolution : la kaolinite, absente dans les *Marnes à marnolites* apparaît dans le *Rhétien inférieur*, y domine même à sa partie supérieure; elle décroît progressivement dans le *Rhétien supérieur* et dans l'*Hettangien inférieur*; dans cette formation elle subit des gradients quantitatifs qui la lie étroitement aux épanchements sableux. Dans le *Grès de Luxembourg*, la kaolinite ne subsiste qu'en tant que minéral très accessoire.

La smectite s'impose d'une manière régulière et continue dès le sommet de l'*Hettangien* et tout au long de la sédimentation sableuse dans le *Grès de Luxembourg*. Son taux dans les autres formations d'âge antérieur est faible.

— les cortèges minéraux *antagonistes* retracent les aventures physicochimiques que subissent les formations géologiques sur le continent nourricier, à la fois dans les profils d'altération et dans les amphithéâtres livrés à l'érosion. *L'héritage continental est le vecteur de la distribution qualitative des argiles dans la sédimentation et illustre de manière éloquente la règle introduite par l'école de MILLOT suivant laquelle « l'amont nourrit l'aval ».*

BIBLIOGRAPHIE

- DUNOYER DE SEGONZAC, G., 1970. — Les minéraux argilleux dans la diagenèse. — Passage au métamorphisme. *Mém. n° 29, Service Carte Géol. Als. Lorr.* 320 p.
- ESQUEVIN, J., 1969. — Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A.*, 3, 147-154.
- LAUGIER, R., 1961. — Observations sur le contact du Rhétien et du Keuper dans le quart nord-est du Bassin de Paris. *Coll. sur le Lias français, Mém. n° 4, B.R.G.M.*, 605-616.
- LUCIUS, M., 1959. — Les faciès gréseux et conglomératique du Trias dans l'aire de sédimentation du pays de Luxembourg. *Inst. Gr.-D. de Luxembourg, Sect. Sci. natur. phys. et math.*, Archives, 26, 245-256.
- MILLOT, G., 1963. — Géologie des argiles (Masson ed., Paris), 499 p.

- MULLER, A., 1974. — Die Trias-Lias-Grenzsichten Luxemburgs : Faziesentwicklung am NE-Rand des Pariser Beckens. *Publication Service Géol. du Luxembourg* n° 23, 1-89).
- REYNOLDS, R. C. et HOWER, J., 1970. — The nature of interlayering in layer illite-montmorillonites. *Clays and Clay Min.*, 18, 25.
- THOREZ, J. et BOURGUIGNON, P., 1973. — Minéralogie des argiles de dissolution des calcaires dinantiens en Condroz (Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belgique* (sous presse).
- TRAUTH, N., LUCAS, J. et SOMMER, F., 1968. — Études des minéraux argileux du Paléogène des sondages de Chaignes, Montjavoult, le Tillet et Ludes (Bassin de Paris). *Mém.* n° 59, *B.R.G.M.*, in *Colloque sur l'Éocène*, II, 53-76.
- VILLEMIN, J., 1963. — Trias des Sondages du Bassin de Paris de la Régie Autonome des Pétroles, in *Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes*, *Mém.* n° 15, *B.R.G.M.*, 89-122.

ANNEXE

Description des sondages de Medingen, Mont Créqui et Rébiérg.

FORAGE MEDINGEN

prof. tot. 29,45 m

n° couche	profondeur (m)	description
34	0,00 — 1,00	Colluvions, fragments de grès de Luxembourg et sable
33	1,00 — 2,40	argile feuilletée grise et jaune, zone d'altération du lit en place
32	2,40 — 3,00	marne, feuilletée, grise
31	3,00 — 5,40	marne, feuilletée, silteuse, gris-brunâtre
30	5,40 — 5,70	calcaire marneux, silteux, gris
29	5,70 — 5,90	marnes feuilletées, silteuses, grises
28	5,90 — 9,20	marnes, feuilletées, silteuses, grises
27	9,20 — 9,40	calcaire marneux, silteux, gris
26	9,40 — 9,80	marne feuilletée, silteuse, grise
25	9,80 — 10,20	calcaire marneux, silteux, gris
24	10,20 — 12,40	marne feuilletée, silteuse, grise, légèrement micacée avec de nombreuses ammonites
23	12,40 — 15,15	marne, feuilletée, très fine
22	15,15 — 15,75	calcaire, marno-gréseux, grisâtre, avec Ammonites
21	15,75 — 16,00	marne feuilletée, gris sombre, riche en Lamelli-branches (Posidonnies)
20	16,00 — 16,60	calcaire marneux, légèrement sableux
19	16,60 — 16,90	marne feuilletée, gris sombre, riche en débris de coquilles d'ostrées
18	16,90 — 17,40	argile marneuse, feuilletée, gris clair, sans restes de fossiles

éboulis

HETTANGIEN FACIÈS LORRAIN

n° couche	profondeur (m)	description		
17	17,40 — 25,60	argile marneuse, feuilletée, rouge brun	RHÉTIEN	
16	25,60 — 25,85	argile feuilletée, noir à gris sombre		
15	25,85 — 25,90	conglomérat gréseux		
14	25,90 — 27,00	alternance d'argile feuilletée, noire, avec minces passées gréseuses, en partie laminée, en partie avec bioturbation		
13	27,00 — 27,50	argile feuilletée, noire, légèrement micacée		
12	27,50 — 27,60	conglomérat gréso-argileux		
11	27,60 — 27,70	grès micacé		
10	27,70 — 27,80	alternance de grès et d'argile noire		
9	27,80 — 28,00	grès très micacé avec rares intercalations d'argile feuilletée noire		
8	28,00 — 29,05	grès grossier micacé avec flaques d'argile, rares galets		
FAILLE				RHÉTIEN
7	29,05 — 29,45	argile feuilletée, gris-verdâtre		
6	29,45 — 32,00	marnes, rouge brun		
5	32,00 — 36,40	argile feuilletée noire avec très rares passées gréseuses de 32,00 — 32,60 m riches en débris de plantes		ZONE ARGILO- DOLOMINIQUE
4	36,40 — 37,90	« microbrèche » dolomitique (marnes à marnolites remaniées finement litées)		
3	37,90 — 38,15	dolomie gris-verdâtre		
2	38,15 — 40,00	marne dolomitique gris-verdâtre		
1	40,00 — 43,00	marne dolomitique gris-verdâtre		

FORAGE MONT CRÉQUI

cote de départ : 339,65

prof. tot. 48,00 m

n° couche	profondeur (m)	description lithologique
40	0,00 — 0,50	terre arable
39	0,50 — 10,88	sable et blocs de grès
38	10,88 — 12,00	sable limoneux
37	12,00 — 14,00	sable et blocs de grès (par endroits grès grossier)
<hr/>		
36	14,00 — 15,00	grès
35	15,00 — 16,15	marnes feuilletées gréseuses grises
34	16,15 — 16,45	grès
33	16,45 — 17,52	marnes feuilletées gréseuses grises avec lamelli-branches et pistes
32	17,52 — 17,58	grès calcaireux gris (17,30 m fragment d'une ammonite)
31	17,58 — 20,52	marnes feuilletées gréseuses grises
30	20,52 — 21,22	grès calcaro-marneux
29	21,22 — 22,36	marnes fortement gréseuses
28	22,36 — 22,61	grès calcaro-marneux
27	22,61 — 22,75	marnes fortement gréseuses grises
26	22,75 — 23,13	grès
25	23,13 — 23,26	marnes fortement gréseuses grises
24	23,26 — 23,83	grès
23	23,83 — 24,16	marnes fortement gréseuses
22	24,16 — 24,36	grès calcaro-marneux
21	24,36 — 24,36	grès calcaro-marneux
21	24,36 — 27,00	marnes fortement gréseuses grises
20	27,00 — 27,50	grès calcaro-marneux
19	27,50 — 30,50	marnes
18	30,50 — 31,56	grès calcaro-marneux
17	31,56 — 32,00	marnes fortement gréseuses
16	32,00 — 32,10	grès calcaro-marneux
15	32,10 — 33,56	marnes fortement gréseuses
14	33,56 — 33,71	grès calcaro-marneux
13	33,71 — 34,00	marnes calcaireuses
12	34,00 — 34,11	grès calcaro-marneux
11	34,11 — 35,93	marnes fortement gréseuses
10	35,93 — 36,15	grès calcaro-marneux
9	36,15 — 37,50	marnes fortement gréseuses
8	37,50 — 38,20	grès calcaire
7	38,20 — 39,45	marnes fortement gréseuses
6	39,45 — 41,77	marnes feuilletées grises
5	41,77 — 42,55	marnes feuilletées gris-clair

éboulis

HETTANGIEN, FACIÈS LORRAIN

4	42,55 — 46,87	marnes argileuses rouges
3	46,87 — 47,33	argile noire avec minces passes de grès (1-2 mm)
2	47,33 — 47,52	grès conglomératique à la base

RHÉTIEN

1	47,52 — 48,00	marnes dolomitiques gris-verdâtre	MARNES A MARNOLITES
---	---------------	-----------------------------------	------------------------

Fin du forage

FORAGE RÉBIERG

profondeur (m)	description	
285,00 — 306,35	grès	GRÈS DE LUXEMBOURG
<hr/>		
306,35 — 306,85	calcaire gréseux	
306,85 — 307,45	grès siltique gris-foncé	
307,45 — 307,80	calcaire gréseux gris	
307,80 — 308,40	grès	
308,40 — 308,60	calcaire gréseux	
308,60 — 309,75	grès	
309,75 — 310,40	marne argileuse, feuilletée, riche en paillettes de muscovite	
310,40 — 310,55	marne calcareuse	
310,55 — 310,65	calcaire	
310,65 — 311,00	marne argileuse, feuilletée avec muscovite	
311,00 — 312,70	marne calcareuse	
312,70 — 312,80	calcaire marneux avec muscovite	
312,80 — 313,40	marne argileuse, feuilletée, noire avec muscovite	
313,40 — 313,50	marne avec muscovite	
313,50 — 314,25	marne argileuse, feuilletée, noire avec muscovite	
314,25 — 315,20	marnes foncée et claires en fines alternances, avec muscovite, stratification oblique	
315,20 — 315,45	calcaire	
315,45 — 316,05	marne foncée et claire en fines alternances, stratification oblique	
316,05 — 316,30	calcaire marneux	
316,30 — 316,65	marne foncée et claire en fines alternances	
316,65 — 316,85	calcaire	
316,85 — 317,55	marne feuilletée, bitumineuse avec muscovite	
317,55 — 318,00	calcaire	
318,00 — 318,15	marne foncée et claire	
318,15 — 318,50	marne argileuse, feuilletée	
318,50 — 318,65	marne foncée et claire en alternances	
318,65 — 318,85	calcaire	
318,85 — 319,10	marne argileuse, foncée	
319,10 — 319,85	marne foncée et claire en alternance, stratification oblique	
319,85 — 319,95	marne calcareuse, claire	
319,95 — 320,95	marne argileuse, siltique, gris-foncé	

HETTANGIEN, FACIÈS LORRAIN

profondeur (m)	description
320,95 — 321,85	marne calcareuse, siltique, gris-foncé
321,85 — 322,45	marne siltique, gris-foncé
322,45 — 322,60	marne calcareuse, siltique, gris-foncé
322,60 — 324,15	marne siltique, gris-foncé
324,15 — 324,45	marne calcareuse, siltique, gris-foncé
324,45 — 326,90	marne siltique, gris-foncé
326,90 — 327,05	calcaire sparitique, gris-claire
327,05 — 327,35	marne argileuse, siltique, gris-foncé
327,35 — 327,60	calcaire gris
327,60 — 327,90	marne argileuse, siltique, gris-foncé
327,90 — 328,40	calcaire gris
328,40 — 330,80	marne argileuse, siltique, gris-foncé
330,80 — 331,80	marne argileuse, siltique, gris-foncé en alternance avec des couches calcaires
331,80 — 332,20	marne argileuse, siltique, gris-foncé
332,20 — 332,40	marne argileuse, siltique, gris-foncé en alternance avec des couches siltiques calcaires
332,40 — 333,80	marne argileuse, siltique, gris-foncé
333,80 — 334,05	marne calcareuse, siltique, grise
334,05 — 334,25	marne argileuse, siltique, gris-foncé
334,25 — 334,65	marne argileuse, siltique, gris-foncé en alternance avec des couches siltiques calcaires
334,65 — 334,85	marne calcareuse, siltique, grise
334,85 — 335,50	marne siltique, gris-foncé
335,50 — 336,70	marne calcareuse, siltique, gris-clair
336,70 — 336,80	marne siltique, gris-foncé
336,80 — 336,90	marne siltique, gris-foncé en alternance avec des couches siltiques calcaires
336,90 — 337,80	marne argileuse, siltique, gris-foncé
337,80 — 338,00	marne siltique
338,00 — 338,75	marne argileuse, siltique, gris-foncé
338,75 — 339,00	marne très calcareuse, siltique, gris-foncé
339,00 — 339,20	calcaire gris-clair
339,20 — 339,65	marne argileuse, gris-foncé
339,65 — 340,00	marne calcareuse, siltique, grise
340,00 — 343,20	argile faiblement calcareuse
343,20 — 343,35	calcaire marneux
343,35 — 343,50	marne argileuse
343,50 — 343,65	grès grisâtre
343,65 — 344,30	argile gris-foncé
344,30 — 346,30	grès, faiblement calcareux avec de minces nids argileux
<hr/>	
346,30 — 346,45	argile, faiblement siltique, noire
346,45 — 346,65	grès, en alternance avec des argiles noires
346,65 — 347,00	argile noire
347,00 — 347,90	argile, vert-foncé
347,90 — 348,10	grès, vert-foncé

profondeur (m)	description
348,10 — 348,30	argile faiblement sableuse, vert-foncé
348,30 — 348,80	argile noire avec de minces passées sableuses
348,80 — 348,90	galets calcaires
348,90 — 349,35	argile noire
349,35 — 349,55	calcaire clair avec filons de barytine
349,55 — 349,60	argile noire
349,60 — 349,75	grès gris-clair en alternance avec des argiles noires
349,75 — 350,00	argile noire avec de minces passées sableuses
350,00 — 351,50	grès, en alternance avec des argiles noires
<hr/>	
351,50 — 355,45	marne dolomitique, vert-clair et rouge

MARNES A
 MARNOLITES
 RHÉTIEN

