

**Sur quelques caractères du Tournaisien
des sondages de Tournai et de Leuze ⁽¹⁾,**

par H. NEYBERGH.

Le Tournaisien des sondages de Leuze et de Tournai a fait l'objet de publications de MM. G. MORTELMANS, R. LEGRAND et B. MAMET entre 1956 et 1965 ⁽¹⁾. On y trouvera une description stratigraphique, paléontologique et sédimentologique de cet étage à laquelle nous nous référerons dans la présente note.

Nous désirons attirer l'attention sur certaines particularités minéralogiques que nous avons pu étudier grâce à l'obligeance de MM. A. DELMER et R. LEGRAND, sur les échantillons conservés au Service géologique de Belgique.

Il s'agit de la distribution et de l'identification des caractères :

des minéraux compris dans la fraction argileuse,
des minéraux détritiques identifiables en lames minces,
des phénomènes de silicification et de certaines authigenèses,
de la dolomite et de ses occurrences.

La stratigraphie des séries étudiées, résumée du travail de R. LEGRAND, B. MAMET et G. MORTELMANS (1965), se présente comme suit :

Subdivisions stratigraphiques.	Tournai.	Leuze.	
—	—	—	
<i>Tn3a</i> {	Calcaire de la Providence ...	38,30 m	30,80 m (80,4 %)
	Calcaire d'Allain	29,40 m	24,35 m
	Calcschistes de l'Orient pro parte (couches de la Car- rière de Crampon)	40,85 m	32,15 m (78,8 %)
----- Coupure sédimentologique -----			
Tournaisien moyen	(162,20 m)	(148,15 m)	
<i>Tn2c</i> Calcschistes de l'Orient pro maxima parte	59,65 m	57,60 m (96 %)	
<i>Tn2b</i> Calcaire de Landelies	84,25 m	75,05 m (88 %)	
<i>Tn2a</i> Schistes à <i>peracuta</i>	18,85 m	15,50 m (82 %)	
----- Coupure sédimentologique ----- Continuité -----			
Tournaisien inférieur	(51,05 m)	(47,90 m)	
<i>Tn1b</i> Calcaire d'Hastière	21,25 m	18,10 m (85 %)	
----- Coupure sédimentologique -----			
<i>Tn1a</i> Calcaire d'Étrœungt	29,80 m	29,80 m (100 %)	

⁽¹⁾ Note préliminaire.

I. — MÉTHODES D'ÉTUDE.

L'ensemble de la minéralogie du Tournaisien des sondages de Leuze et de Tournai a été étudiée en lames minces. Nous avons appliqué à celles-ci, dans la mesure où cela semblait nécessaire, deux types de coloration :

l'une, au moyen de l'alizarine red S, qui permet de distinguer la dolomite de la calcite (G. M. FRIEDMAN, 1959);

l'autre, au moyen de cobaltinitrite et d'amarante, qui permet de déterminer les feldspaths potassiques et calciques (D. LADURON, 1966).

Pour étudier la minéralogie de la fraction argileuse des échantillons, nous avons séparé préalablement les insolubles des carbonates, par dissolution de ceux-ci dans l'acide chlorhydrique N/20. Par sédimentation nous avons fractionné ces insolubles. Les produits obtenus, nous les avons étudiés au moyen d'un diffractomètre Philips, tube cuivre, tension 20 mA-40 kV. Nous avons appliqué aux argiles, les critères de détermination préconisés par J. LUCAS, 1962. Cependant, pour distinguer et séparer la kaolinite de la chlorite, nous avons appliqué le test à l'acide chlorhydrique bouillant proposé par A. RIVIÈRE, L. VISSÉ, R. FRIEDMAN et S. VERNHET, 1955.

II. — RÉSULTATS.

A. — DISTRIBUTION DES MINÉRAUX COMPRIS DANS LA FRACTION ARGILEUSE.

Les minéraux que nous avons rencontrés dans la fraction argileuse du Tournaisien des sondages de Leuze et de Tournai sont, outre la pyrite et les feldspaths, de la chlorite, de l'illite, de la kaolinite, de la montmorillonite et du quartz.

Nous avons essayé, au cours de notre étude, de voir l'évolution minéralogique tant du point de vue granulométrique que stratigraphique. Pour aborder l'étude du point de vue granulométrique, nous avons, tout d'abord, séparé nos résidus en deux fractions, l'une inférieure à 2 microns et l'autre comprise entre 2 et 20 microns. Ce type d'étude n'a pas donné satisfaction. Les minéraux rencontrés dans une des fractions se retrouvaient dans l'autre, à l'exception de la pyrite et des feldspaths presque exclusivement concentrés dans la partie supérieure à 2 microns.

Au point de vue stratigraphique, nous pouvons distinguer deux zones minéralogiques distinctes :

a) une zone à illite, chlorite et un peu de quartz;

b) une zone à illite, kaolinite, montmorillonite et assez bien de quartz.

La zone *a* s'étend depuis la base du Tournaisien jusqu'au sommet du *Tn2c*. La zone *b* commence donc à la limite *Tn2c-Tn3a*. On constate donc que la limite stratigraphique établie sur des critères d'ordre paléontologique et lithologique, se vérifie jusque dans la minéralogie la plus fine. En effet, le changement minéralogique d'une zone à l'autre se fait de façon très nette (on aurait ici un bel exemple de mécanisme à seuil).

a) **La zone à illite et chlorite.**

Dans le Tournaisien inférieur et moyen, l'illite semble être le minéral le plus constant. En effet, le quartz et la chlorite disparaissent presque totalement vers le sommet du *Tn2b*, pour réapparaître au *Tn2c*.

L'illite est du type ouvert (LUCAS, 1962). Aux rayons X, son pic à 10 Å est nettement asymétrique et chahuté vers les petits angles. Il s'affine légèrement lorsque l'on chauffe préalablement l'échantillon à 550°.

La chlorite donne de très beaux diagrammes aux rayons X. Cependant, le pic à 14 Å n'apparaît que très faiblement par rapport à celui à 7 Å, sauf si l'échantillon est préalablement chauffé à 550°. De plus le pic à 14 Å n'est pas affecté par un traitement à l'éthylène glycol. Nous avons donc une vraie chlorite. Dans le Tournaisien inférieur de Tournai, nous avons trouvé un échantillon dont les insolubles sont constitués presque exclusivement de très belle chlorite. La chlorite semble toujours plus abondante dans la fraction supérieure à 2 microns.

Le quartz est présent dans presque tous les échantillons. Il n'en affecte pas pour autant les réflexions des autres minéraux.

Il semble plus abondant dans la fraction supérieure à 2 microns.

b) **La zone à illite, kaolinite, montmorillonite et quartz.**

Avant toute chose, il me faut signaler qu'il y a une légère différence du point de vue minéralogique entre Leuze et Tournai. En effet, jusqu'à présent, à Leuze, nous n'avons pu déceler la présence

de montmorillonite. De plus, tant à Leuze qu'à Tournai, les très fortes réflexions du quartz forment un voile responsable de la difficulté de détection des raies des autres minéraux.

L'**illite** est ici, en général, assez pure. En effet, le pic à 10 Å de celle-ci est fin et symétrique. Nous avons donc une illite du type fermée (J. LUCAS, 1962).

La **kaolinite** présente, tant à Leuze qu'à Tournai, ne se retrouve pas nécessairement dans tous les échantillons étudiés. Sa détermination s'est faite sur le pic à 7 Å qui résiste au traitement à l'acide chlorhydrique bouillant, mais ne résiste pas à un chauffage à 550° pendant 3 h 30. Ce pic à 7 Å est beaucoup mieux visible dans la fraction supérieure à 2 microns que dans celle inférieure à 2 microns.

La **montmorillonite** ne peut être détectée qu'après un traitement à l'éthylène glycol. En effet, son pic principal est caché par le pic à 10 Å de l'illite qu'elle grossit quelque peu. Après le traitement, le pic de la montmorillonite se détache de celui de l'illite et glisse à 17 Å.

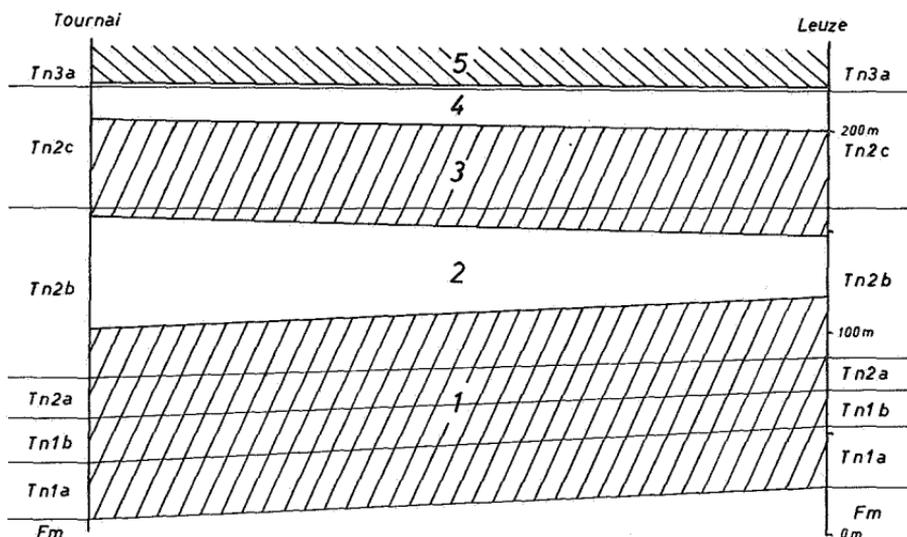
Le **quartz** présente, aux rayons X, un diagramme aux pics très intenses, à tel point que, sur préparations non orientées, les autres minéraux sont quasi indiscernables. Afin de voir si ce quartz se retrouvait partout, nous avons fractionné la partie inférieure à 2 microns et avons examiné une fraction inférieure à 0,8 micron. Même dans celle-là, le quartz voilait complètement le diagramme X de l'échantillon.

B. — DISTRIBUTION DES MINÉRAUX DÉTRITIQUES RECONNAISSABLES EN LAMES MINCES.

Il peut paraître superflu d'étudier dans les roches souvent essentiellement calcschisteuses et calcaires les minéraux détritiques qu'elles contiennent. Cependant, grâce à ceux-ci, dans la mesure où l'on fait une étude statistique, il doit être possible de déterminer des zones minéralogiques bien distinctes. Celles-ci peuvent refléter une intensité plus ou moins grande de l'apport détritique et, éventuellement, de la désagrégation mécanique ou chimique en cours sur le continent. C'est ce qui nous a poussé à faire une telle étude pour les sondages de Leuze et de Tournai.

Nous présentons, dans le tableau ci-après, en regard avec la stratigraphie, les diverses zones minéralogiques définies dans les deux coupes étudiées.

REPARTITION DES ZONES MINÉRALOGIQUES



On constate que depuis la base du Tournaisien jusqu'au *Tn3a* inclu, cinq zones minéralogiques se définissent :

1. Zone à micas blancs, biotites, feldspaths potassiques, plagioclasses, chlorites, quartz abondant et quelques tourmalines.

2. Zone à micas blancs et peu de quartz.

3. Zone à micas blancs, biotites, feldspaths potassiques, plagioclasses, quartz, quelques chlorites et tourmalines.

4. Zone à micas blancs et quartz.

5. Zone à micas blancs, kaolinite et quartz.

Ces zones ne suivent pas exactement la stratigraphie. Néanmoins elles s'en rapprochent parfois fortement. En effet, la zone 2 ne présente qu'un léger décalage vertical par rapport aux limites stratigraphiques; ce décalage est plus accentué à Leuze qu'à Tournai. La zone 5 forme la limite entre le Tournaisien moyen et le Tournaisien supérieur.

Il nous faut également faire plusieurs remarques qui n'apparaissent pas dans le tableau présenté plus haut.

Les zones 3 et 4 sont des répétitions des zones 1 et 2. Cependant il y a lieu de remarquer que dans les zones 3 et 4 les éléments sont plus fins que dans les zones 1 et 2.

Tous les minéraux, le mica blanc de la zone 5 excepté, dans quelque zone qu'ils soient, ne portent que peu de marques d'altération et de transformation chimique. Par contre la désagrégation mécanique semble avoir joué un rôle dominant dans l'érosion.

Une partie des micas blancs contenus dans la zone 5 est détritique. Certains de ces micas sont en voie de transformation en kaolinite ou même complètement kaolinisés, cependant le faciès micacé est toujours conservé.

On aurait pu croire à une constance minéralogique durant le Tournaisien, évoluant uniquement d'un point de vue quantitatif en fonction de l'intensité de l'apport détritique. On a pu voir qu'il n'en est rien. Il y a eu un arrêt dans la venue de certains minéraux qui réapparaissent plus tard. Cet arrêt est plus accentué à Tournai qu'à Leuze.

On a pu constater que, si les minéraux phylliteux étaient aussi abondants à Leuze qu'à Tournai, il n'en était pas de même pour les autres minéraux détritiques. Ces derniers sont, en général, mieux représentés dans le Tournaisien de Leuze.

C. — LES PHÉNOMÈNES DE SILIFICATION ET D'AUTHIGÈNESE.

La présence de cherts à la base du Tournaisien supérieur des bassins de Dinant et de Namur, est connue depuis longtemps. La constance de ces niveaux a même été utilisée par certains auteurs, notamment R. CONIL (1963), comme critère stratigraphique.

Dans les sondages de Leuze et de Tournai, on a également rencontré ces cherts. Il faut cependant faire remarquer que d'autres phénomènes du même type apparaissent soit avant, soit en même temps que ceux-ci. Il s'agit de :

- la silification de la faune et de certaines plages carbonatées;
- l'apparition de quartz et de feldspaths authigènes;
- la présence de quartz cryptocristallin, invisible en lames minces.

a) La silification de la faune et de certaines plages calcaires.

On rencontre des débris de faune silicifiée bien avant l'apparition des cherts, et cela tant à Leuze qu'à Tournai. En effet, c'est dès le début du *Tn2c* qu'on les trouve. Cependant, plusieurs remarques sont à faire :

la silification des organismes se fait habituellement par de la calcédoine;

en général, les fossiles ne sont que très partiellement silicifiés; si l'on veut établir un ordre dans l'aptitude des faunes à être silicifiées, on trouve : 1° crinoïdes; 2° bryozoaires; 3° coquilles diverses; nous n'avons trouvé aucun ostracode silicifié.

Dans certaines lames, on peut également voir des plages où la silice remplace peu à peu la calcite. On a l'impression d'assister à une véritable digestion de la calcite par la silice.

b) L'apparition du quartz et des feldspaths authigènes.

Le quartz et les feldspaths authigènes, connus au Tournaisien inférieur, réapparaissent dès la base du Tournaisien supérieur. Ils sont donc, du point de vue stratigraphique, contemporains des cherts.

Les feldspaths sont en fait des placioclasses du type albite — andésine —. Pour l'ensemble des cristaux, la tendance idiomorphe est très nette. La taille de ceux-ci ne dépasse, en général, pas 50 microns.

c) La présence de quartz crypto-cristallin.

Comme nous l'avons déjà souligné précédemment (cf. II-A-b), dès le début du Tournaisien supérieur, il apparaît aux rayons X que le quartz de taille inférieure à 2 microns devient assez abondant et le reste même au-dessous de 0,8 micron.

Du point de vue stratigraphique, ce phénomène est donc contemporain des cherts et des quartz et feldspaths authigènes.

D. — LA DOLOMITE ET SES OCCURRENCES.

Nous avons trouvé de la dolomite dans tout le Tournaisien de Leuze et de Tournai. Bien sûr, vu sous l'angle quantitatif, cette dolomite ne représente bien souvent qu'un minéral accessoire (de 0 à 30 %). Il est cependant intéressant d'examiner de près sa répartition et ses formes.

Nous avons rencontré de la dolomite de quatre types :

- en petits rhomboèdres;
- comme ciment entre les grains détritiques de quartz et de feldspaths;
- en gros cristaux dans les cavités des organismes;
- comme élément détritique.

a) Le type petits rhomboèdres se rencontre dans presque tous les échantillons, soit isolé, soit en amas et de façon préférentielle

au sein d'une matrice argileuse. On trouve également de très beaux rhomboèdres de dolomite à structure concentrique dans la silice contenue dans la faune silicifiée. La taille de ces cristaux varie, en général, entre 10 et 60 microns. Ils sont de teinte claire et même translucides dans une matrice de silice.

b) Le type ciment entre les grains détritiques de quartz et de feldspaths se rencontre dans le Tournaisien inférieur, dans des grès dolomitiques déjà signalés par R. LEGRAND, B. MAMET et G. MORTELMANS, 1965. La taille de ces cristaux peut atteindre 250 microns.

c) Le type gros cristaux liés aux organismes se rencontre de façon sporadique, dans les roches calcaires, sans préférence d'ordre stratigraphique. Ces cristaux qui ont jusqu'à 250 microns, forment une mosaïque qui remplit les alvéoles des Bryozoaires et les vides entre les valves des Ostracodes.

d) Le type dolomite détritique est très bien localisé. Tant à Leuze qu'à Tournai, on le trouve depuis la base du *Tn2c* jusqu'aux trois quarts de celui-ci, comme nous l'avons déjà fait remarquer plus haut (cf. II-B). Ces cristaux, dont la taille varie de 20 à 60 microns, sont très souvent au voisinage, outre des quartz et des feldspaths détritiques, de rhomboèdres de dolomite du premier type.

III. — CONCLUSIONS.

De l'ensemble des considérations descriptives énoncées dans le chapitre précédent, il faut retenir plusieurs données qui nous paraissent essentielles :

L'ensemble du Tournaisien de Leuze et de Tournai se divise en plusieurs zones minéralogiques distinctes; cela se vérifie, et dans la fraction fine, et dans la fraction grossière;

La limite entre le Tournaisien moyen et le Tournaisien supérieur se marque par un changement minéralogique très net;

Bien que les cherts n'apparaissent qu'au Tournaisien supérieur, la silicification se rencontre dès le *Tn2c*;

On trouve des rhomboèdres de dolomite dans presque tous les échantillons; ils se développent de façon préférentielle dans une matrice argileuse.

A. — LES ZONES MINÉRALOGIQUES
DU TOURNAISIEN INFÉRIEUR ET MOYEN.

Un apport détritique presque constant, du point de vue qualitatif, se fait sentir à travers le Tournaisien inférieur et moyen et s'arrête à la base du Tournaisien supérieur.

Il faut cependant remarquer que :

a) vers le milieu du *Tn2b*, la tendance est à l'arrêt de l'apport détritique; en effet, seul le mica blanc et le quartz sont encore représentés dans les lames de ce niveau, et, dans la fraction fine, si l'illite est encore abondante, la chlorite tend à disparaître;

b) la venue du matériel détritique *Tn2c* peut-être considérée comme un changement rapide qui vient bouleverser la tendance au ralentissement dans l'apport détritique qui se manifestait au sommet du *Tn2b* et qui fait réapparaître les minéraux détritiques types que l'on trouve depuis la base du Tournaisien jusqu'au sommet du *Tn2a*;

c) ce changement rapide pourrait-être considéré comme le résultat d'une surrection et d'un démantèlement de roches originaires des régions situées à l'Est de Huy; en effet, dans ces régions certaines formations tournaisiennes sont connues pour manquer au moins partiellement; cela expliquerait, comme le sous-entend G. DAMEIAN (1956), l'absence de schistes *Tn2a* dans la région de Huccorgne;

d) la présence de dolomite détritique dans ce même *Tn2c*, nous suggère que le phénomène a été assez rapide;

e) au sommet du *Tn2c* la tendance à un apport détritique ralenti se manifeste à nouveau et nous annonce le *Tn3a*;

f) dès le Tournaisien supérieur, les minéraux détritiques ont presque complètement disparu, jusque dans la fraction fine, et sont remplacés par un nouveau cortège minéralogique.

B. — LA MINÉRALOGIE DU *Tn3a*.

La minéralogie du Tournaisien supérieur est fort différente de celle du Tournaisien inférieur et moyen. En effet, les minéraux détritiques courants ont disparu et ont fait place à une série minéralogique nouvelle que nous croyons pouvoir scinder en deux fractions.

La première fraction est détritique et est constituée de micas blancs kaolinisés, de micas blancs purs et de quartz. La seconde

comprend les minéraux authigènes suivants : montmorillonite, mica blanc, feldspath et quartz.

L'ensemble des minéraux authigènes serait à rattacher à la formation des cherts. Nous voulons dire par là que nous devons leur trouver une origine commune. En effet, la présence de montmorillonite n'est pas incompatible avec celle des cherts, de même que du quartz et des feldspaths. De plus cette montmorillonite montrerait qu'à partir du Tournaisien supérieur le sédiment a subi une influence à caractère chimique et alcalin assez nette. R. LEGRAND, B. MAMET et G. MORTELMANS en 1955, page 182, signalent déjà : « Le passage des Calcschistes de l'Orient au Calcaire d'Allain est remarquable par l'apparente solubilisation des quartz détritiques qui indique une modification brutale du pH et de la salinité ».

Nous croyons que ce changement de caractère pourrait-être une conséquence, et du phénomène de subsidence localisée dans le bassin durant le *Tn2c*, et d'un changement dans l'apport continental dû à une modification sur celui-ci.

C. — LA SILICIFICATION.

L'apparition de la silicification comme phase prémonitoire à la présence des cherts dénote qu'un phénomène d'ordre diagénétique a pu se greffer sur un phénomène d'ordre mécanique (le *Tn2c* est essentiellement détritique). Cela prouverait-il que cette silicification a eu lieu après le dépôt et est indépendante du matériel déposé? En tout cas, elle est probablement en relation indirecte avec ce mouvement important qu'est le dépôt de calcschistes à certains endroits du bassin et donc à la subsidence localisée qui se fait sentir dans ce bassin.

D. — LES RHOMBOÈDRES DE DOLOMITE.

On constate que c'est principalement au milieu du matériel terrigène fin que se développent les petits rhomboèdres de dolomite. On pourrait expliquer cela comme suit : l'eau, retenue par le matériel argileux au moment de l'enfouissement, contient des ions Ca^{++} et Mg^{++} . Ce matériel fin pourrait agir comme une membrane semi-perméable et retenir ces ions au moment de l'expression de l'eau. De plus l'activité bactérienne sur le fond est réelle et, au moment de l'enfouissement, cette activité continue sous la membrane, ce qui provoque une augmentation de la pression en CO_2 . De ce fait, il y a possibilité pour la dolomite de précipiter. Le même processus

pourrait s'expliquer si l'on est en présence d'une boue calcaire fine sur le fond du bassin.

Lorsque le matériel terrigène fin est absent, la membrane est donc absente, et il sera normal que la dolomite précipite plus difficilement.

REMERCIEMENTS.

Nous remercions vivement M. le Prof^r F. J. KAISIN, qui nous a encouragé et conseillé durant notre travail, ainsi que M. le Prof^r J. J. FRIPIAT, qui a mis à notre disposition les appareils de son laboratoire.

Nos remerciements vont également à M. A. HERBILLON, qui nous a initié à la détermination des minéraux argileux.

LABORATOIRE DE GEOLOGIE GENERALE,
UNIVERSITE CATHOLIQUE DE LOUVAIN.

BIBLIOGRAPHIE.

- CONIL, R., 1963, Répartition des cherts dans le *Tn3a*, in R. CONIL et J.-M. GRAULICH, 1963. (*VI^e Congrès intern. de Sédimentologie*, livret-guide de l'excursion G, 2^e partie.)
- DAMIEAN, G., 1956, La sédimentation depuis la transgression dévonienne jusqu'au Viséen dans la région de Huccorgne. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 79, pp. 365-382.)
- FRIEDMAN, G. M., 1959, Identification of carbonate minerals by staining methods. (*Jour. Sed. Petrol.*, t. 29, pp. 87-97.)
- LADURON, D., 1966, Sur les procédés de coloration sélective des feldspaths en lame mince. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, à paraître.)
- LEGRAND, R. et MORTELMANS, G., 1956, Le sondage de l'Asile d'aliénés à Tournai. Reconnaissance du Tournaisien moyen. Présentation d'échantillons. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LXV, pp. 347-355.)
- 1959, Le sondage de l'Asile d'aliénés à Tournai et le problème de la stratigraphie du Tournaisien de Tournai. (*Ibid.*, t. LXVIII, pp. 335-348.)
- LEGRAND, R., 1962, Données nouvelles sur le Tournaisien grâce aux forages de Tournai et de Leuze. (*C. R. Acad. Sci. de Paris*, t. 254, pp. 3878-3880.)
- LEGRAND, R., MAMET, B. et MORTELMANS, G., 1965, Sur la stratigraphie du Tournaisien de Tournai et de Leuze. Problèmes de l'étage Tournaisien dans sa localité-type. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LXXIV, pp. 140-188.)
- LUCAS, J., 1962, La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Étude sur les argiles du Trias. (*Mem. Serv. Carte géol. Als.-Lor.*, t. 23.)
- MILLOT, G., 1964, Géologie des argiles. Masson, Paris, p. 498.
- RIVIERE, A., VISSÉ, L., FRIEDMAN, R. et VERNHET, S., 1955, Nouvelles recherches sur les argiles sédimentaires. (*Bull. Groupe Franç. Argiles*, t. 6, pp. 13-22.)