

Bulletin de la Société belge de Géologie	T. 92	fasc. 4	pp. 337-350	Bruxelles 1983
Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie	V. 92	deel 4	blz. 337-350	Brussel 1983

MISE EN EVIDENCE D'UNE SERIE EVAPORITIQUE DANS LE VISEEN INFÉRIEUR DE VEDRIN (PROVINCE DE NAMUR)

par J.-P. POELS et A. PREAT (★★)

ABSTRACT. An uninterrupted profil at level -130 m in the former mine of Vedrin allow us to make a sedimentological study of lower Carboniferous carbonate rocks (mainly dolostones) located on the northern border of the Namur Syncline. The microfaunal biota, mainly composed of Foraminifera indicates the micropaleontological association of the "zone 10" described by MAMET (1965). From this, these sediments are of lower Viséan (Vla) age.

The sedimentological study enables definition of an evaporitic sebkha. This sebkha links to the mainland a carbonate platform which consists essentially of infratidal lagoonal environments. The vertical succession of the twelve microfacies recognized in this study, and the analysis of the dolomitization processes led us to describe the dynamic evolution of the sebkha. Three chronological phases are recognized : (a) "sebkha phase", (b) "schizohalin phase" with repetitive and sudden subsidences and (c) "progradation phase" of regressive type with a return to the initial conditions. The occurrences of lenth-slow chalcedonic pseudomorphs (lutecite and quartzine) are deducted from the microscopic study of the evaporitic microfacies. It's then possible to define the time relationship between the silicification and the dolomitization process : the former precedes or occurs at the same time as the latter.

These data permits a comparison between the Vla serie of Vedrin and the actual sediments of the Persian Gulf (PURSER, 1973).

RESUME.- Une coupe continue située au niveau -130 m dans l'ancienne mine de Vedrin permet l'étude sédimentologique des roches carbonatées (essentiellement dolomitiques) du Carbonifère inférieur du bord nord du Synclinal de Namur. L'analyse de la microfaune, principalement constituée de Foraminifères, met en évidence l'assemblage micropaléontologique de la zone 10 définie par MAMET (1965) et confère un âge Viséen inférieur (Vla) à la série étudiée. L'étude sédimentologique de ces dépôts conduit à la définition d'un domaine de sebkha évaporitique relayant vers le continent une plate-forme interne carbonatée dominée par des environnements infratidaux de lagon. L'enchaînement vertical des microfaciès définis dans ce travail (MF 1 à MF 12), associé à l'étude des différents processus de dolomitisation permet de retracer l'évolution dynamique de la sebkha. Trois stades se succédant dans le temps sont reconnus : (a) "stade sebkha proprement dit", (b) "stade schizohalin" par subsidences répétées et brusques et (c) "stade progradant" de type régressif avec retour aux conditions initiales.

L'étude microscopique des faciès évaporitiques révèle également la présence de nombreuses pseudomorphoses en silice fibreuse de type lucétite et quartzine précédant ou accompagnant la dolomitisation.

L'ensemble de ces données permet une comparaison de la série analysée avec les sédiments actuels du Golfe Persique (PURSER, 1973).

INTRODUCTION.

L'ancienne mine de Vedrin (coordonnées géographiques 50°30'00" N et 4°51'34" E, fig. 1) exploitée pour marcasite, sphalérite et galène jusqu'en 1946 sert actuellement de station de captage à la Compagnie Intercommunale Bruxelloise des Eaux. Suite à la mise en oeuvre de

nouvelles installations de captage, un réseau de galeries principalement localisé au niveau -130 mètres a été creusé dans les roches carbonatées du Carbonifère inférieur.

Une de ces galeries (la galerie du "double dallot") recoupe obliquement sur

(★★) Laboratoires Associés de Géologie-Pétrole-Géochronologie, Université Libre de Bruxelles, 50 avenue F. D. Roosevelt, B-1050 Bruxelles (Belgique)

plus de 160 m une série bien stratifiée de calcaires et de dolomies en petits bancs décimétriques dans lesquels plusieurs niveaux évaporitiques ont récemment été mis en évidence (DIMANCHE et HENNEBERT, comm. pers.).

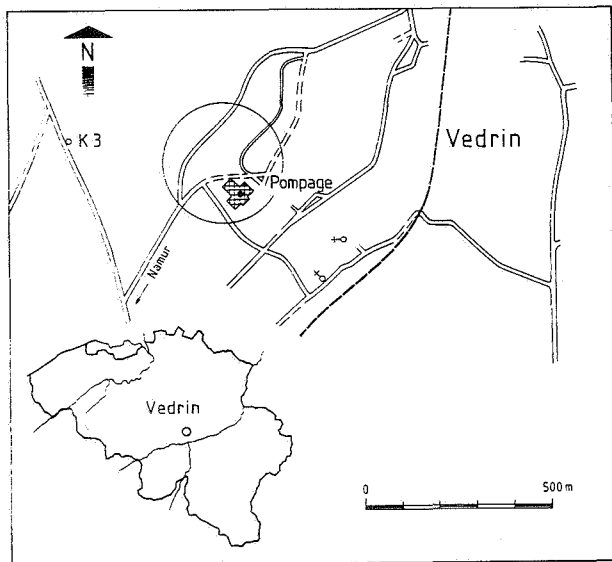


Fig. 1 - Localisation géographique de la station de pompage C. I. B. E. dans laquelle est située la série évaporitique de Vedrin (cote -130 m).

Vu l'excellente continuité stratigraphique de cette série (78 mètres en épaisseur réelle, sans aucune discontinuité d'affleurement) et sa proximité immédiate par rapport au filon de marcasite, sphalérite et galène, un lever banc par banc avec prélèvement d'échantillons pétrographiques tous les vingt à trente centimètres a été effectué en vue d'atteindre trois objectifs :

- 1° établir l'âge stratigraphique précis de la série analysée par l'étude des microfaunes et/ou des microflores présentes;
- 2° définir par l'étude sédimentologique de la série les différents paléoenvironnements de dépôt et reconstituer ainsi la paléogéographie de la région;
- 3° enfin, par l'analyse lithogéochimique de la série, préciser les relations existant entre les contextes paléogéographiques et géochimiques d'une part, et entre ces derniers et la présence de la minéralisation dans la mine d'autre part.

Seuls les deux premiers points (1° et 2° ci-dessus) constituent le présent travail.

Le lever banc par banc a été effectué dans la galerie du "double dallot" (direction N45°E) où la série carbonatée présente une direction moyenne de N110°E et un pendage compris entre 22° et 35°SSE. La stratification est soulignée par de nombreux joints millimétriques et centimétriques très riches en matière organique.

L'étude pétrographique de l'ensemble de la série permet d'y définir douze microfaciès carbonatés caractérisant des

milieux de dépôts très semblables à ceux que l'on rencontre aujourd'hui dans les sebkhas supratidales (WOOD et WOLFE, 1969).

Cette étude a nécessité l'utilisation systématique de colorations à l'alizarine (FRIEDMAN, 1959) afin de préciser avec le plus grand détail possible les relations complexes entre la calcite et la dolomite. Dans bien des cas, la mise en place d'une épaisseur de papier calque sous les lames minces a permis la mise en évidence et l'identification de fantômes de micro-organismes oblitérés par les cristaux de dolomite.

Cette technique, couplée avec celle des colorations à l'alizarine a également permis de reconstituer les paléoenvironnements originels avant qu'ils n'aient été affectés par la dolomitisation. Il est dès lors possible de suivre les différentes étapes diagénétiques affectant chaque paléoenvironnement de manière à préciser les relations entre les processus de sédimentation et ceux de subsidence.

AGE DE LA SERIE.

La situation générale de la coupe dans la galerie ne permet aucun raccord avec la surface de sorte qu'aucune relation stratigraphique ne peut être établie avec précision : il s'agit en fait d'un "affleurement" limité de part et d'autre par un bétonnage qui isole ainsi 78 mètres de roches carbonatées. La datation de la série ne pouvait donc s'effectuer qu'à partir des microfaunes et/ou des microflores éventuellement épargnées par les processus de dolomitisation. L'analyse pétrographique systématique de la série a permis de reconnaître dans l'un de ses microfaciès (MF 3 ci-dessous) la présence relativement abondante de formes déterminables de Calcisphères et de petits Foraminifères.

Il s'agit des formes suivantes :

- Calcisphaera laevis* (WILLIAMSON)
- Calcisphaera pachysphaerica* (PRONINA)
- Parathurammia* sp.
- Radiosphaera* sp.
- Priscella prisca* (RAUSER - TSCHERNOUSSOVA et REITLINGER)
- Endothyra* sp.
- Latiendothyra* sp.
- Earlandia* sp.
- Endospiroplectammina* sp.
- Spinochernella* sp.
- Septabrunsiina* sp.
- Paracalligelloides* sp.

Cet assemblage est similaire à la microfaune de la zone 10 définie par MAMET (1965) et permet de dater la série étudiée du Viséen inférieur et plus précisément du V1a.

DEFINITION ET DESCRIPTION DES MICROFACIÈS.

Nous donnons pour chaque microfaciès son nom, sa description et une interprétation en termes de paléoenvironnement. L'ordre de description des microfaciès définit la séquence standard de la série étudiée et marque le passage d'un milieu lagunaire à un milieu supratidal de

de plus en plus restreint.

MF1 : Mudstones (M) à microfaune et microflore réduites.

Quelques Ostracodes et Calcisphères sont cependant identifiables. Parmi celles-ci il convient de noter la présence de *Parathurammina* sp. (WILLIAMSON) *Radiosphaera* sp. et principalement de *Calcisphaera laevis* (WILLIAMSON). Les Calcisphères restent souvent groupées sur leur rameau. De nombreuses structures de type "birds-eyes" (SHINN, 1968) et des petits cristaux de pyrite alignés caractérisent également ce microfaciès.

MF2 : Pellets (p).

Dolomitique, ce microfaciès est reconnaissable par ses inclusions micritiques visibles au centre des cristaux idiomorphes de dolomite (Planche II, fig. 4). Les inclusions délimitent de petites masses ovoïdes bien calibrées et de dimension uniforme (100 µm). La bordure des cristaux est toujours limpide. De nombreuses valves d'Ostracodes, parfois jointives, et quelques Calcisphères sont présentes et constituent l'unique microfaune et microflore.

MF3 : Foraminifères (F).

Microfaciès dolomitique pour lequel l'utilisation systématique du papier calque sous la lame mince révèle la présence de fantômes de Foraminifères et de Calcisphères.

Quelques Kamaénidés apparaissent sporadiquement. Seuls les Ostracodes sont présents en assez grand nombre. C'est à partir de l'association de Foraminifères présents dans ce microfaciès que l'âge de la série a pu être établi (voir ci-dessus).

MF4 : Grainstones et packstones oolithiques (O).

Les oolithes (600 µm de diamètre) sont quelquefois associées à des intraclastes micritiques dépourvus de toute structure interne et à de gros "pellets" de 200 µm de plus grande dimension. Les oolithes sont disposées en stratifications entrecroisées. L'intensité des phénomènes de pression-dissolution se traduit par de très nombreux contacts suturés (PURSER, 1980).

Le nucléus est généralement constitué d'une Calcisphère mais parfois également d'un fragment de test de Foraminifère ou d'une coquille d'Ostracode. Ce microfaciès présente divers degrés de dolomitisation et l'analyse microscopique permet de reconstituer avec détail les différentes étapes de ce processus :

- 1° formation de cristaux de dolomite idiomorphes disséminés dans le ciment des grainstones, ou à la périphérie des oolithes dans le cas des packstones.
- 2° dolomitisation complète du ciment et de la bordure des oolithes avec micritisation de la zone centrale (Planche III, fig. 5).
- 3° dolomitisation plus prononcée vers le centre et dissolution de celui-ci. La bordure des oolithes n'est plus alors perceptible que sous la forme de fantômes au sein des cristaux de dolomite. Les fantômes sont parfois coalescents.

4° dernier stade de l'évolution : il s'agit du remplissage du vide central par un cristal de quartz ou de calcite. Dans ce cas, la couronne dolomitique est dédolomitisée.

MF 5 : Packstones algaires (P).

Quantitativement les plus importants dans la série étudiée, ces packstones sont faiblement dolomitiques. Ils se caractérisent par de nombreux oncolithes (FLUGEL, 1982) et par des buissons algaires essentiellement composés de Codiacées parmi lesquelles se reconnaissent de nombreuses Ortonelles. Ces buissons sont peu remaniés et se présentent en association avec des oolithes partiellement micritisées ainsi qu'avec de gros pellets de 200 µm.

Les coquilles d'Ostracodes sont toujours présentes, en association avec des Calcisphères, des fragments de Dasycladacées et des spicules d'Eponges calcaires. La présence de Gastéropodes est occasionnelle. Ce microfaciès est en outre le seul à présenter des intraclastes micritiques arrondis, de taille variable (1 à 3 mm) et d'aspect grumeleux. Cet aspect est à mettre en relation avec une recristallisation partielle de la micrite en microspar (BEALES, 1965). Leur bordure est quelquefois proto-oolithique.

Lorsque ce microfaciès est partiellement dolomitisé, seule la périphérie des éléments est affectée. Les cristaux de dolomite qui s'y développent ont alors une allure tronquée, hypidiomorphe. Une dolomitisation plus prononcée a, par contre, pour résultat l'apparition de cristaux idiomorphes au sein même des éléments. Quelques pseudomorphoses calcitiques de forme losangique et rectangulaire sont généralement présentes.

Interprétation :

Milieu infratidal peu profond, la forte proportion de micrite, sous forme de pellets ou de matrice, suggère l'absence de courant important. La préservation des Calcisphères autour de leur rameau, la présence de valves d'Ostracodes très souvent jointives témoignent également de la faible énergie du milieu de sédimentation.

Les mudstones (MF 1) se sont de plus formés dans des conditions relativement réductrices comme l'indique notamment la présence de pyrite. La faible dimension des Foraminifères pourrait également souligner le confinement du milieu.

L'interprétation des grainstones et des packstones (MF 4 et MF 5) est cependant légèrement différente : l'étude des oolithes dans la nature actuelle a permis de déterminer leur lieu de formation immédiatement sous le niveau des marées basses dans des environnements caractérisés par un système de courants réversibles (PURSER et EVANS, 1973). Ces conditions sont vérifiées à proximité immédiate des sebkhas d'Abou Dhabi, à l'embouchure des chenaux de marées où ces derniers développent de grands épandages deltaïques d'oolithes (LOREAU et PURSER, 1973).

La présence de grainstones oolithiques fréquemment disposés en stratification entrecroisée (MF 4) pourrait correspondre à de tels épandages. Ils occupent des milieux de fortes énergies

très localisés dans le domaine infratidal (fig. 3).

La formation de gros pellets, d'oncolithes et d'intraclastes roulés nécessite aussi l'existence d'eaux agitées. Ceci peut être le cas dans des chenaux de marée infratidaux. Les oolithes partiellement micritisées des faciès packstones (MF 5) constituent également un argument pour placer ce microfaciès à proximité des deltas oolithiques. La micritisation des oolithes pourrait être le résultat d'une émergence ou plus simplement d'un remaniement (LOREAU et PURSER, 1973).

Le domaine infratidal apparaît par conséquent composé de deux zones principales :

- la zone située au large des côtes, occupée par les microfaciès mudstones (MF 1), pellets (MF 2) et Foraminifères (MF 3);
- la zone correspondant aux chenaux immergés et à leur prolongation, occupée par les microfaciès grainstones (MF 4) et packstones (MF 5). Cette zone est par définition instable et la migration latérale des chenaux est à l'origine des rapides variations latérales de faciès et finalement de l'imbrication du MF 5 avec ses faciès les plus proches (MF 4 et MF 6).

MF 6 : Gastéropodes (G).

Microfaciès à matrice de dolomicrite. Les éléments figurés sont entièrement recristallisés et dolomités, et constituent en une accumulation de coquilles et de "globules blancs" de formes différentes mais de dimension assez constante. L'absence de fantômes d'organismes rend ce microfaciès particulièrement difficile à interpréter, mais la forme et surtout la dimension des fragments (600 à 800 μm) permettent de les attribuer à des Gastéropodes.

La position quasi-systématique de ce microfaciès sous celui des laminites algaires (MF 8) renforce cette interprétation (FRIEDMAN *et al.*, 1973).

De grandes coquilles d'Ostracodes sont identifiables par la finesse et la faible courbure de leurs valves. Ces coquilles auxquelles viennent s'ajouter de nombreuses Calcisphères sont disposées en volutes irrégulières témoignant de l'importance des phénomènes de bioturbations. Diverses autres structures s'observent également : grands intraclastes rectangulaires recristallisés, quelques terriers et/ou traces de racines, pseudomorphoses calcitiques de cristaux losangiques ainsi que quelques vides de formes carrées et losangiques.

MF 7 : Packstones de Serpules (S).

(Planche III, fig. 6).

Microfaciès partiellement dolomitique et très localisé dans la série. Dans la plupart des cas, la paroi des Serpules est intacte mais peut être silicifiée ou partiellement recristallisée en microspar. On peut noter la présence constante des Gastéropodes et des buissons algaires (Ortonelles). De nombreuses pseudomorphes losangiques et des petits nodules calcitiques partiellement dolomités sont également présents.

MF 8 : Laminites algaires (L).

Microfaciès constitué d'alternances régulières de fines lamines claires et foncées.

Les lamines foncées, d'épaisseur inférieure au mm, sont constituées de petits cristaux (15 à 20 μm) bruns, xénomorphes de dolomite. Chaque cristal est enduit d'une fine pellicule opaque d'aspect bitumineux. De tels films organiques représentent les reliques de tapis algaires recouvrant périodiquement les sédiments (AITKEN, 1967; LAPORTE, 1967). Seuls quelques fantômes de Calcisphères sont généralement présents dans ces niveaux.

Les lamines claires, d'épaisseur nettement plus importante (1 à 2 mm), sont constituées de plus grands cristaux (50 à 80 μm) idiomorphes et hypidiomorphes de dolomite. Ces lamines englobent de nombreux fantômes d'Ostracodes, de pellets et d'oolithes.

MF 9 : Laminites de tempête (Lt).

Fondamentalement peu différent du précédent, ce microfaciès s'en distingue néanmoins par la présence de lamines claires très épaisses (jusqu'à 1 cm). Le contenu de ces lamines est identique à celui du microfaciès précédent : de gros pellets, des Ostracodes et quelques rares fantômes d'oolithes. Quelques fantômes de Foraminifères sont quelquefois présents.

Interprétation :

Plusieurs arguments permettent de considérer que l'ensemble des microfaciès qui viennent d'être décrits (MF 6 à MF 9) appartiennent au domaine intertidal.

- La position de transition occupée systématiquement par ces microfaciès entre leurs équivalents infratidaux et supratidaux est significative. A cet effet, il convient de souligner les relations d'association spatiale entre le microfaciès à Gastéropodes et les laminites algaires (au sens large). Le microfaciès à Gastéropodes (MF 6) est toujours situé sous celui des laminites. Cette disposition a déjà été remarquée par FRIEDMAN *et al.* (1973) dans des carottes prélevées à proximité d'un bassin hypersalin de la Mer Rouge. Des observations de surface ont permis l'explication de ce phénomène : les Gastéropodes vivent aux dépens des tapis algaires et restent concentrés dans la zone intertidale en raison de la trop forte salinité régnant au voisinage des tapis algaires lorsque ceux-ci sont émergés.
- L'accroissement progressif du nombre des pseudomorphes de cristaux évaporitiques est à mettre en relation avec la proximité des conditions superficielles.
- La présence de terriers, de traces de racines traduit la même tendance. Les intraclastes rectangulaires recristallisés (MF 6) représentent des fragments de tapis algaires supratidaux. Ceux-ci sont morcelés sur place par dessiccation lors de fortes sécheresses et redistribués par les vagues dans la zone intertidale (BOUROULLEC *et al.*, 1972).
- Les Serpules nécessitent pour leur développement des environnements de salinité supérieure à la normale. Ils peuvent y former de petits récifs lorsqu'ils rencontrent un substrat stable, généralement le milieu intertidal (BURCHETTE et RIDING, 1977).

- Les mécanismes à l'origine de la formation des structures laminaires cryptalgaires sont également bien connus (LOGAN *et al.* 1967; HARDIE, 1977; MONTY, 1967). Les lamines claires représentent le matériel transporté et accumulé par les vagues; les lamines foncées, plus fines et plus riches en opaques organiques, représentent d'anciens tapis algaires piégeant les sédiments. Les laminites algaires se sont développées partout dans le domaine intertidal, à l'exception toutefois des zones entaillées par les chenaux dans lesquels les vagues, trop puissantes, ont démantelé les tapis en intraclastes micritiques (MF 5), et sont à l'origine de la formation des oncolithes (PRATT, 1979). Les laminites du MF 9 marquent quant à elles la transition vers les faciès supratidaux. Elles n'ont pu se former qu'à la suite de fortes tempêtes comme l'indiquent les épaisseurs considérables de matériaux transportés (PARK, 1976).

MF 10 : Laminites à pseudomorphoses de gypse (L \diamond).

Microfaciès comparable au MF8, dans lequel l'épaisseur des lamines claires diminue progressivement. Dans plusieurs cas, cette tendance va même jusqu'à la disparition totale de ces niveaux, la stratification n'étant plus alors marquée que par de discrets alignements d'opaques organiques. La caractéristique importante qui permet d'individualiser ce microfaciès est la présence de très nombreuses pseudomorphoses calcitiques ou dolomitiques, de dimension variant de 300 μ m à quelques millimètres (Planche II, fig. 3). La forme losangique, lenticulaire ou carrée de ces pseudomorphoses rappelle fortement l'habitus de certains cristaux évaporitiques. Les formes losangiques et lenticulaires pourraient représenter d'anciens cristaux de gypse, les formes carrées, plus rares, d'anciens cristaux de halite. De nombreux vides de formes semblables peuvent également être observés. Les pseudomorphoses sont préférentiellement situées dans les zones les plus riches en opaques organiques. Lorsqu'il s'agit de cristaux lenticulaires, le plan d'aplatissement est parallèle à l'orientation des lamines.

MF 11 : Laminites irrégulières (Li).

Laminites ondulées et contournées présentant de nombreuses fentes de dessiccation. De petits birdseyes stratiformes écartent localement les lamines. Seuls les lamines sombres constituent ce microfaciès; elles sont accompagnées par de petits microstylolithes stratiformes. La présence systématique de gros nodules calcitiques partiellement dolomitisés constitue la caractéristique majeure de ce microfaciès. Les lamines contournent ces nodules et sont, dans la plupart des cas, séparées de ceux-ci par des films d'opaques d'origine organique. Ces nodules représentent les pseudomorphoses de nodules d'anhydrite. (Planche I, fig. 1 et 2).

Interprétation :

Les microfaciès MF 10 et MF 11 traduisent une tendance inverse à celle

des microfaciès précédents et marquent le passage au domaine supratidal. Les matériaux transportés lors des tempêtes sont plus rares et n'atteignent plus que fort épisodiquement les zones éloignées du rivage. Le trajet à parcourir est devenu trop important, seuls les niveaux algaires constituent la surface des sédiments.

Sous la surface se sont développés des minéraux diagénétiques précoces tels le gypse (MF 10 et MF 11) et l'anhydrite (MF 11). Le plan d'aplatissement des cristaux, à l'origine perpendiculaire aux lamines, devient progressivement stratiforme suite aux effets de compaction des niveaux organiques lors des processus de diagénèse (SHEARMAN, 1978).

Dans le microfaciès le plus continental (MF 11) les laminites ont un aspect ondulé et contourné. Ceci est à mettre en relation avec la croissance des nodules d'anhydrite qui repoussent les sédiments. Cet aspect est également caractéristique des laminites supratidales soumises à de fortes sécheresses. La dessiccation a pour effet de contracter les tapis algaires et permet le développement de fentes en coins disposées en réseaux polygonaux.

MF 12 : Brèches dolomitiques (B).

Deux cas se présentent :

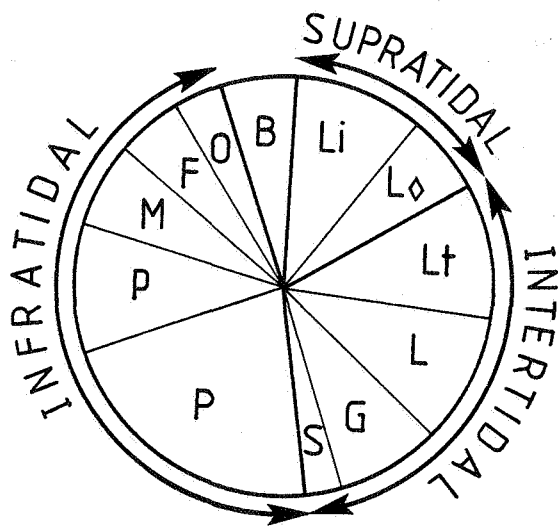
- 1° à la base de la série : brèche constituée de gros blocs basculés appartenant à plusieurs microfaciès. Les blocs sont cimentés par des fragments plus petits, anguleux à subanguleux, non suturés, de taille décroissante pouvant aller jusqu'à constituer de véritables microbrèches. Des opaques organiques et de nombreux cristaux de pyrite obscurcissent le ciment de la brèche.
- 2° niveaux microbréchiques : ils sont d'épaisseur constante et présentent les mêmes caractéristiques que les microbrèches de la base de la série. Leur structure n'est bien souvent visible qu'à la loupe, seuls les variations de teinte et de granulométrie indiquent le contour anguleux des fragments.

Interprétation :

Vu l'impossibilité dans la galerie d'étudier les contacts de cette brèche avec les sédiments encaissants, il n'a pas été possible de donner une signification en terme de paléoenvironnement à cette unité. L'analyse pétrographique ne permet pas de conclure à sa formation par des processus de dissolution.

REPRESENTATION QUANTITATIVE DES MICROFACIES.

L'épaisseur cumulée de chaque microfaciès a été exprimée en pourcent de l'épaisseur totale de la série. La figure 2 laisse apparaître la nette prédominance du domaine infratidal (47 %) par rapport aux domaines inter- et supratidaux (respectivement 31,3 % et 16, 1 %)



paléoenvironnements de la région étudiée au Viséen inférieur (fig. 3 et 4). La géométrie des dépôts reconnus est fort semblable à celle décrite dans le Golfe Persique (PURSER, 1977).

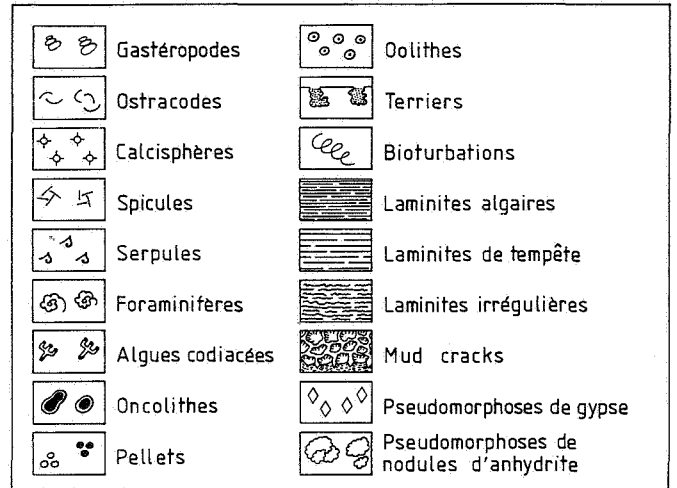


Fig. 2 - Répartition quantitative des microfaciès (épaisseur cumulée par rapport à l'épaisseur totale de la coupe de Vedrin).
 Faciès infratidaux : 47 %
 (O = 4,2 % ; F = 5,1 % ; M = 6,5 % ; P = 9,9 % ; P = 21,3 %).
 Faciès intertidaux : 31,3 %
 (S = 2,2 % ; G = 8,8 % ; L = 10 % ; Lt = 10,3 %).
 Faciès supratidaux : 16,1 %
 (L \diamond = 6,1 % ; Li = 10 %)

Fig. 4 - Composants des différents microfaciès représentés sous forme schématique à la figure 3.

RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE.

L'étude détaillée des microfaciès permet de reconstituer de manière schématique les principales caractéristiques des

DESCRIPTION ET ORIGINE DES NODULES CALCITQUES.

Les nodules qui apparaissent systématiquement au contact des laminites supratidaux (MF11) ont des dimensions variant de quelques millimètres à une dizaine de centimètres.

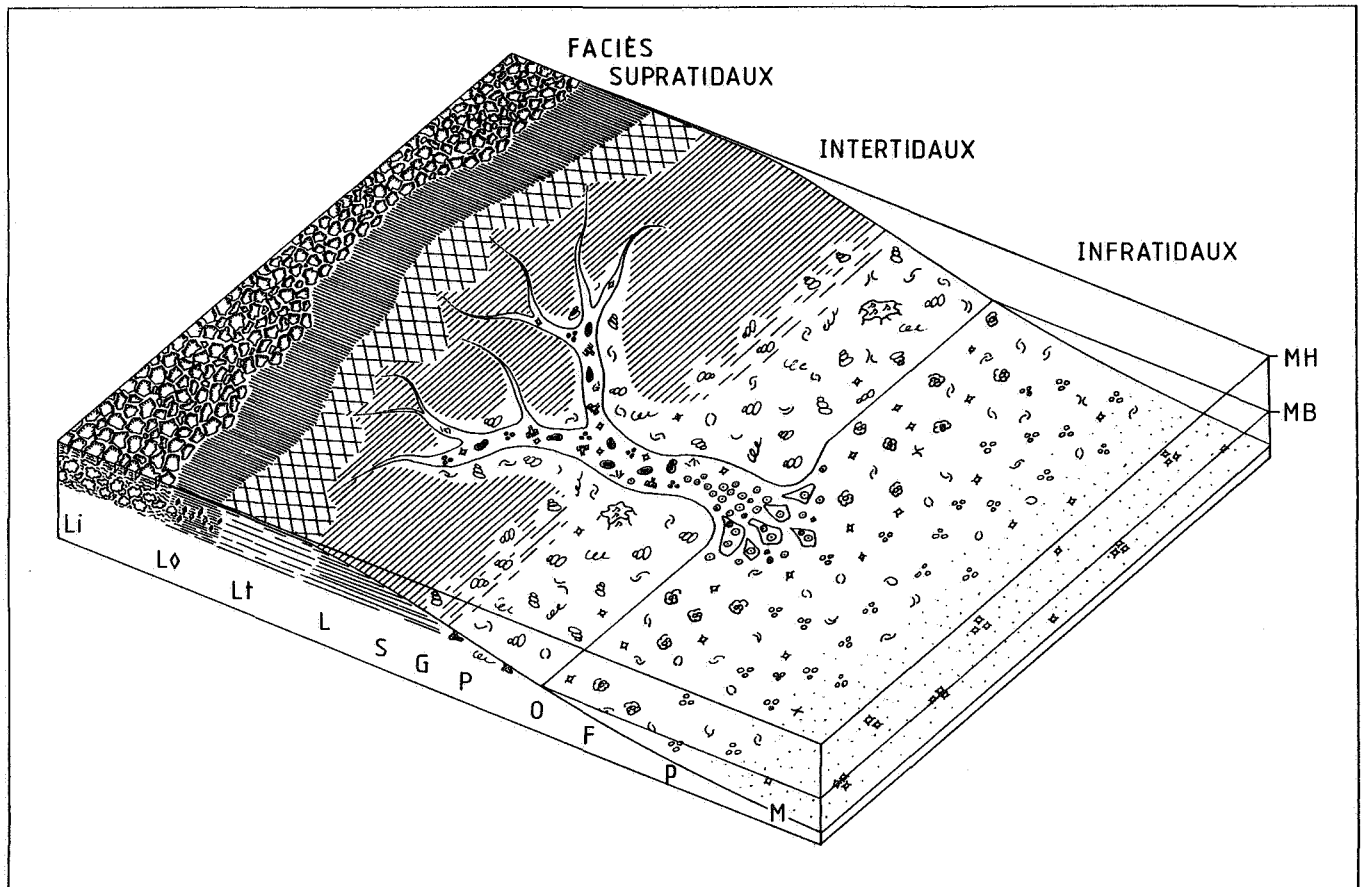


Fig. 3 - Reconstitution paléogéographique montrant l'aspect probable de la position relative des différents microfaciès au Viséen inférieur de la région de Vedrin. Légende : voir fig. 4.

De forme elliptique en coupe, ils sont séparés de la matrice par une fine pellicule de matière organique. L'accolement de plusieurs nodules rend parfois ce contact imprécis et ne permet plus leur individualisation : seul l'aspect externe en choux-fleur rappelle alors leur origine nodulaire.

A différents niveaux de la série, les horizons calcitiques provenant de la coalescence de nombreux nodules présentent des phénomènes de boudinage et sont affectés de plis ptygmatisés. Ces formes ressemblent aux structures entérolithiques caractéristiques de nombreuses anhydrites récentes et anciennes.

Les nodules d'anhydrite sont spécifiques des environnements de type sebkha (SCHREIBER *et al.*, 1976) et se forment à l'intérieur des sédiments par précipitation d'eaux interstitielles fortement concentrées (BUTLER, 1969). Ils sont l'expression d'un phénomène diagenétique précoce et n'ont que fort peu de rapport avec les formes litées et laminées des anhydrites synsédimentaires. Ces dernières ne se déposent au contraire qu'à la surface des sédiments et à partir d'un corps d'eau stagnant (KERR et THOMSON, 1963; MURRAY, 1964).

Les observations de terrain faites dans les sebkhas côtières du Golfe Persique indiquent que les nodules d'anhydrite trouvent leur origine dans la transformation des cristaux de gypse développés au sein des sédiments supratidaux. Les nodules se développent ensuite de manière "explosive" par création de nouveaux cristaux plutôt que par élargissement de cristaux préexistants tout en repoussant les sédiments encore relativement meubles (SHEARMAN, 1978). Ceci permet d'expliquer l'aspect contourné caractéristique des laminites supratidales de la série étudiée au contact des nodules.

A Vedrin, les observations de terrain montrent également que les nodules apparaissent suivant les mêmes degrés d'accumulation que ceux déjà décrits par MAIKLEM *et al.* (1969) et plus récemment par GROESSENS *et al.* (1979) lors de la description du sondage de Saint-Ghislain (Belgique). L'analyse microscopique a, pour sa part, permis de révéler la présence de mosaïques inéqui-granulaires de cristaux de calcite. La granulométrie de ces cristaux augmente de la bordure vers le centre des nodules. Les petits nodules sont dolomités à 50 %, les plus gros ne le sont qu'à la périphérie. Diverses autres constatations semblent de plus indiquer que la calcitisation s'est produite après que les nodules aient été partiellement dolomités et dissous (fig. 5). Plusieurs types de dédolomitisation contemporaines de la calcitisation des nodules renforcent cette hypothèse.

L'étude microscopique des faciès évaporitiques de la série a en outre permis l'observation de nombreuses pseudomorphoses en silice fibreuse de type lutécite et quartzine. Ces types de calcédoine sont caractéristiques des environnements sulfatés (FOLK et PITTMAN, 1971; ARBEY, 1980), et, il est possible à la vue de la

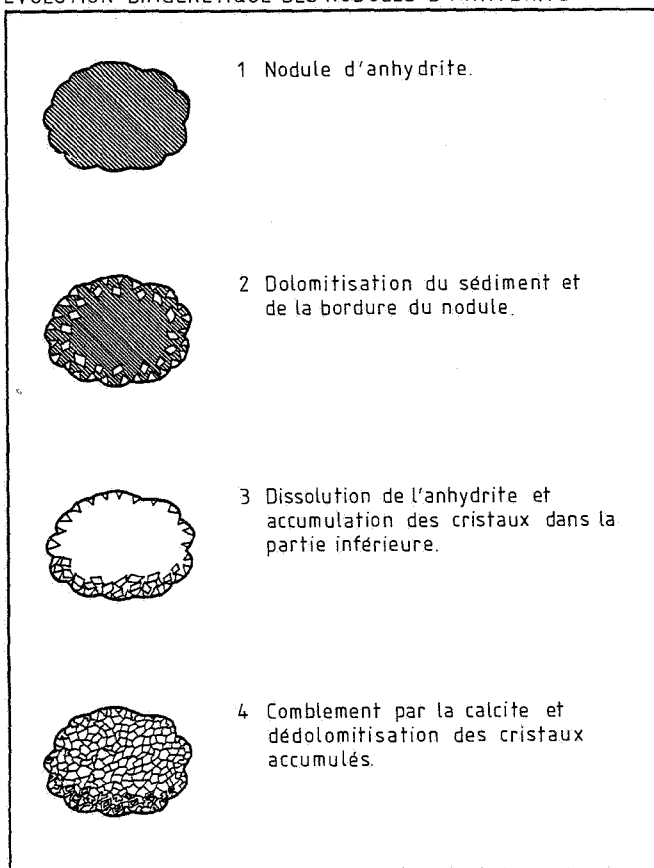


Fig. 5 - Origine des nodules calcitiques à partir des nodules d'anhydrite.

disposition des cristaux au sein des pseudomorphoses de dater la silicification comme antérieure ou contemporaine de la dolomitisation.

ÉVOLUTION SEQUENTIELLE.

La caractéristique essentielle de la courbe lithologique est la présence de courtes séquences positives possédant des nodules en fin d'évolution (fig. 6). Ces séquences, au nombre de dix, sont d'épaisseur relativement faible ($\leq 2,50$ m).

Elles constituent une bonne représentation des "shallowing-upwards séquences" de JAMES (1979). Cette dénomination très générale reprend notamment la séquence-type de sebkha décrite par SHEARMAN (1966).

La "séquence de sebkha" ou séquence standard mise en évidence à Vedrin est comparable avec celle décrite par SHEARMAN (*op. cit.*), cette dernière présentant une épaisseur moyenne très proche (3 m) est cependant caractérisée par une nette prédominance des niveaux évaporitiques. A Vedrin, les niveaux évaporitiques au sens large n'atteignent jamais plus de 44 cm d'épaisseur moyenne et l'essentiel de la séquence est occupée par les faciès infra- et intertidaux. Il est donc probable que dans la région étudiée, les conditions nécessaires à la formation des évaporites aient été fort passagères. Les nodules marquent bien sûr la fin de l'évolution d'une sebkha supratidale mais ne

représentent, somme toute, qu'un accident mineur dans l'histoire de la sédimentation. On peut également observer que les séquences positives se succèdent sans qu'il y ait de séquence négative de transition. Les petites transgressions ne semblent pas avoir été enregistrées et pourraient donc traduire de petites subsidences brusquées.

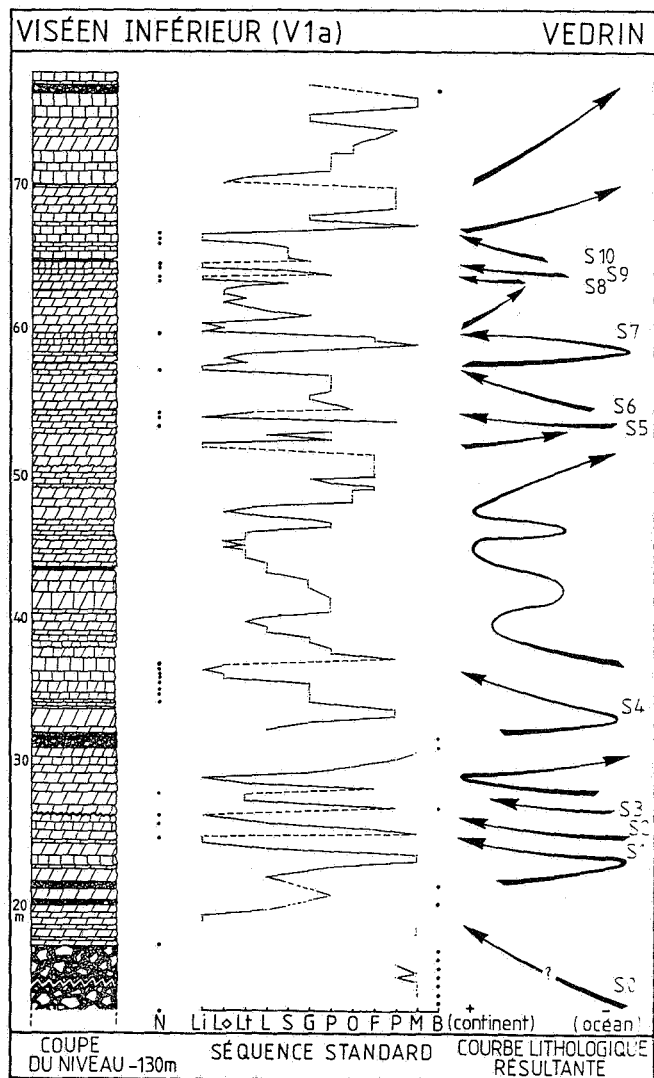


Fig. 6 - Coupe lithologique et analyse sédimentologique de la série évaporitique de Vedrin. (N = nodules).

PROCESSUS DE DOLOMITISATION ET DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE.

Deux grands types de dolomie ont pu être identifiés dans la série. Un modèle de dolomitisation est proposé pour chacun de ces types et rend compte des caractéristiques des dolomies et de leur répartition au travers des microfaciès.

1° Dolomies hypersalines : Dolomicrites et dolomies en petits grains xénomorphes (15 μm) teintés de brun. Uniquement au niveau des faciès à laminites supratidales et des faciès à Gastéropodes (caractérisant le domaine intertidal en dehors des chenaux). Le modèle proposé par PATTERSON et KINSMAN (1982) peut leur être appliqué. Tout comme dans le Golfe Persique, la précipitation d'aragonite, de gypse et

d'anhydrite nodulaire dans les sédiments de la sebkha de Vedrin a permis la formation de saumures riches en magnésium. Celles-ci se sont infiltrées, d'une part dans les sédiments perméables des berges riches en Gastéropodes (MF6), et, d'autre part verticalement dans les sédiments de la sebkha pour y être bloquées par les faciès à laminites algaires (MF8 à 11), peu perméables. La dolomitisation qui en a résulté s'est effectuée sous la forme de petits cristaux bruns d'allure xénomorphe.

2° Dolomies d'eau douce : En grands cristaux (30 à 450 μm) idiomorphes ou hypidiomorphes selon l'intensité des interférences ayant résulté de la croissance simultanée de nombreux cristaux. Ces dolomies se rencontrent au niveau de tous les autres microfaciès, à l'exception toutefois des mudstones de lagon (MF1) principalement calcaires.

De nombreux cristaux renferment des inclusions de calcite localisées dans le centre des rhomboèdres. Ces cristaux nécessitent pour leur formation des fluides interparticulaires de composition variable au cours du temps (SIBLEY, 1980).

Le modèle de POLK et LAND (1975) peut dans ce cas être retenu : d'après celui-ci, la dolomitisation des sédiments carbonatés peut s'effectuer sous l'action d'eaux interstitielles faiblement salines

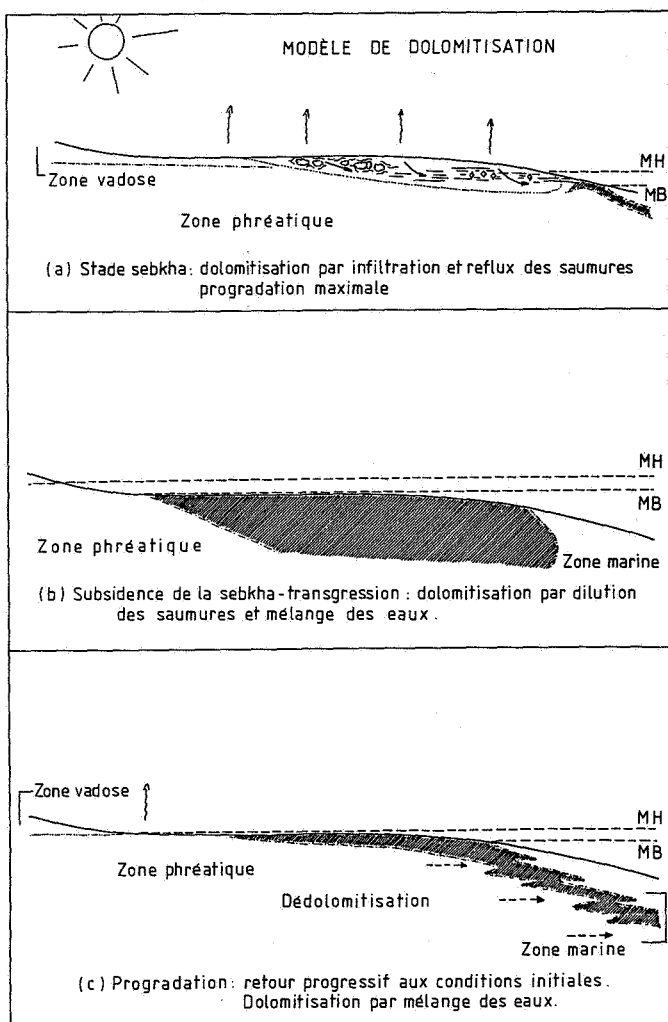


Fig. 7 - Evolution dynamique de la sebkha. Trois stades se succèdent : a) stade sebkha proprement dit, b) stade schizohalin et c) stade progradant de type régressif.

et de rapport $\frac{Mg^{++}}{Ca^{++}}$ proche de 1. De telles solutions peuvent être obtenues dans des environnements de type sebkha à la suite de la forte dilution des saumures interstitielles. Cette dilution est : soit provoquée par l'action de fortes pluies, soit, comme ce fut probablement le cas pour Vedrin à la suite d'une subsidence brusque de la sebkha.

Au cours de ce phénomène, l'eau douce continentale de la zone phréatique (de niveau constant) est amenée en contact avec les saumures de la zone vadose (domaine continental situé au-dessus de la nappe phréatique). Une dolomitisation en grands cristaux en résulte, sous l'effet de fortes dilutions.

De plus, il est probable que l'enchaînement des phases de progradation et de subsidence de la sebkha ait été accompagné de l'alternance de ces deux grands processus de dolomitisation (fig. 7).

Trois stades se succédant dans le temps peuvent être reconnus et font intervenir des saumures hypersalines (stade sebkha proprement dit) ensuite diluées par des nappes d'eau douce (stade schizohalin par subsidence de la sebkha) provoquant finalement un déplacement et un amincissement de cette zone de mélange vers des positions plus marines (stade progradant de type "régressif") avec un retour progressif aux conditions initiales.

CONCLUSIONS.

L'étude sédimentologique de la série carbonatée du Viséen inférieur de Vedrin conduit à la définition d'un domaine de sebkha évaporitique relayant vers le continent une plate-forme interne carbonatée dominée par des environnements infratidaux de lagon. L'analyse des microfaunes et microflores permet l'établissement d'un modèle de répartition des sédiments depuis les milieux infratidaux les plus ouverts jusqu'aux milieux supratidaux évaporitiques. Les microfaciès s'ordonnent suivant plusieurs séquences-types comparables à celles décrites dans les sebkhas actuelles du Golfe Persique (PURSER, 1973) et présentant en commun avec ces dernières : une faune très réduite, notamment par la salinité du milieu, différents types de laminites algaires limitées à leur base par des Gastéropodes, des chenaux bien développés en domaine infratidal, relayés par des deltas oolithiques.

L'enchaînement vertical des microfaciès associé à l'étude des différents processus de dolomitisation permet de retracer l'évolution dynamique de la sebkha.

L'analyse séquentielle souligne l'importance des successions de courtes séquences positives pratiquement sans séquences négatives de transition et traduit ainsi l'importance dans l'évolution dynamique majeure de la sebkha du processus de progradation de "type régressif" par remblaiement à la suite de mouvements brusques de subsidence de faible amplitude.

A cette évolution séquentielle majeure se superpose également une évolution diagénétique complexe reflétant à

travers le temps les migrations latérales des zones marines, phréatiques et vadoses.

REMERCIEMENTS.

Les auteurs tiennent à remercier M. B. MAMET pour l'aide apportée au cours de ce travail et pour la détermination des microfaunes présentes, M. A. HERBOSCH qui nous a proposé cette étude et a bien voulu relire le manuscrit, M. A. LEES, pour les remarques dont il nous a fait part.

Nos remerciements s'adressent également à MM. D. BRUMAGNE et J. BODART de la Compagnie Intercommunale Bruxelloise des Eaux, pour l'intérêt qu'ils ont constamment manifesté au cours de ce travail.

BIBLIOGRAPHIE.

- AITKEN, J. D. (1967) - Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta. *Journ. Sed. Petrol.*, T. 37, fasc. 2, pp. 1163-1178.
- ARBEY, F. (1980) - Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. *Bull. Cent. Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine*, T. 4, fasc. 1, pp. 309-365.
- BEALES, F. W. (1965) - Diagenesis in pelleted limestones. In : PRAY, L. C. and MURRAY, R. C. (eds) : Dolomitization and limestone diagenesis. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 13, pp. 49-70.
- BOUROULLEC, J., GAUTHIER, J. & DELFAUD, J. (1972) - Typologie des structures laminaires dans les facies supra- à intercottidaux du Jurassique Quercynois (Sud-Ouest, France).
- BURCHETTE, T. P. & RIDING, R. (1977) - Attached vermetiform gastropods in Carboniferous marginal marine stromatolites and biostromes. *Iethaia*, vol. 10, n°1, pp. 17-27.
- BUTLER, G. P. (1969) - Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines in the sabkhas, Trucial Coast, Arabian Gulf. *Journ. Sed. Petrol.*, T. 39, pp. 70-89.
- FOLK, R. L. & LAND, L. S. (1975) - Mg/Ca ratio and salinity : two controls over crystallization of dolomite. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 59, fasc. 1, pp. 60-68.
- FOLK, R. L. & PITTMAN, J. S. (1971) - Lenght-slow chalcedony : a new testament for vanished evaporites. *Journ. Sed. Petrol.*, T. 41, fasc. 4, pp. 1045-1058.
- FLUGEL, E. (1982) - Microfaciès Analysis of Limestones. *Berlin-Heidelberg-New York : Springer Verlag*, 633 p.
- FRIEDMAN, G. M. (1959) - Identification of carbonate minerals by staining method. *Journ. Sed. Petrol.*, T. 29, pp. 87-97.

PLANCHE I.

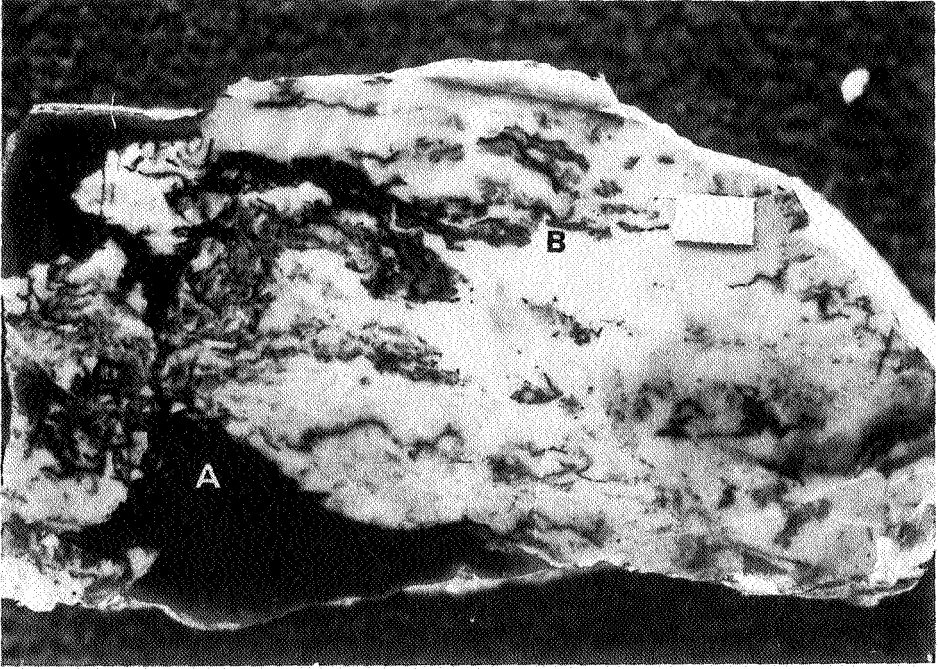
Figure 1 - Dolomie à pseudomorphose d'anhydrite. Structure de type "nodular mosaic". Les nodules sont séparés en partie par la matrice (A) et en partie par des films d'origine organique (B).

Figure 2 - Dolomie à pseudomorphose d'anhydrite à structure entérolithique (microfaciès 11). De bas en haut, on observe :

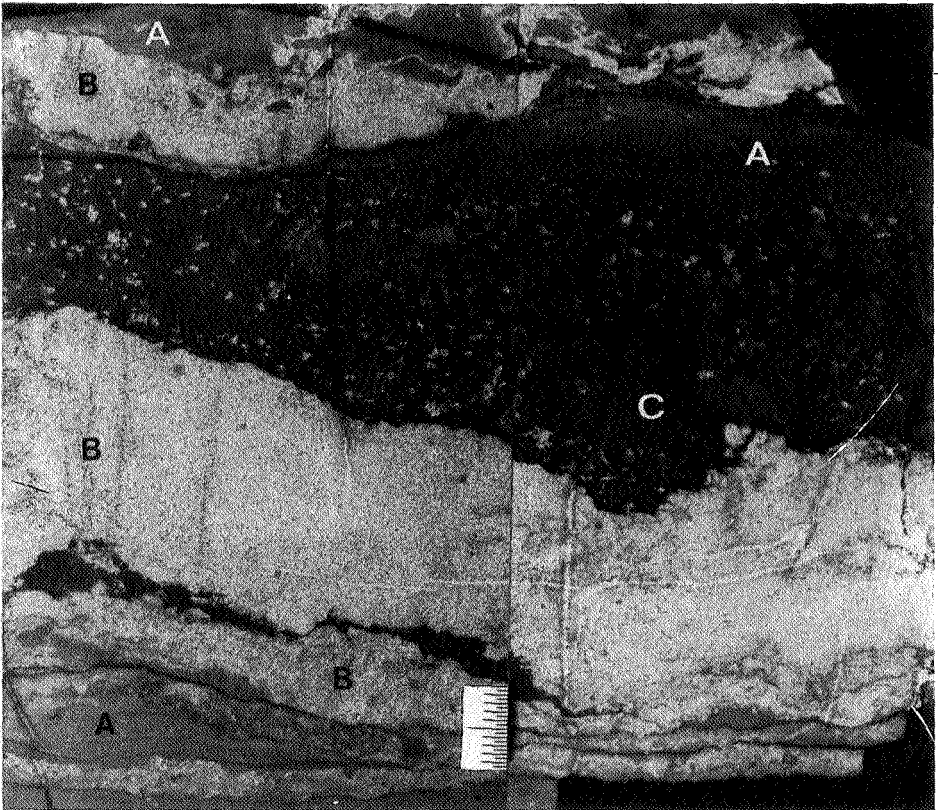
A : des laminites cryptalgaires déformées au contact des nodules;

B : calcite en pseudomorphose d'anhydrite entérolithiques;

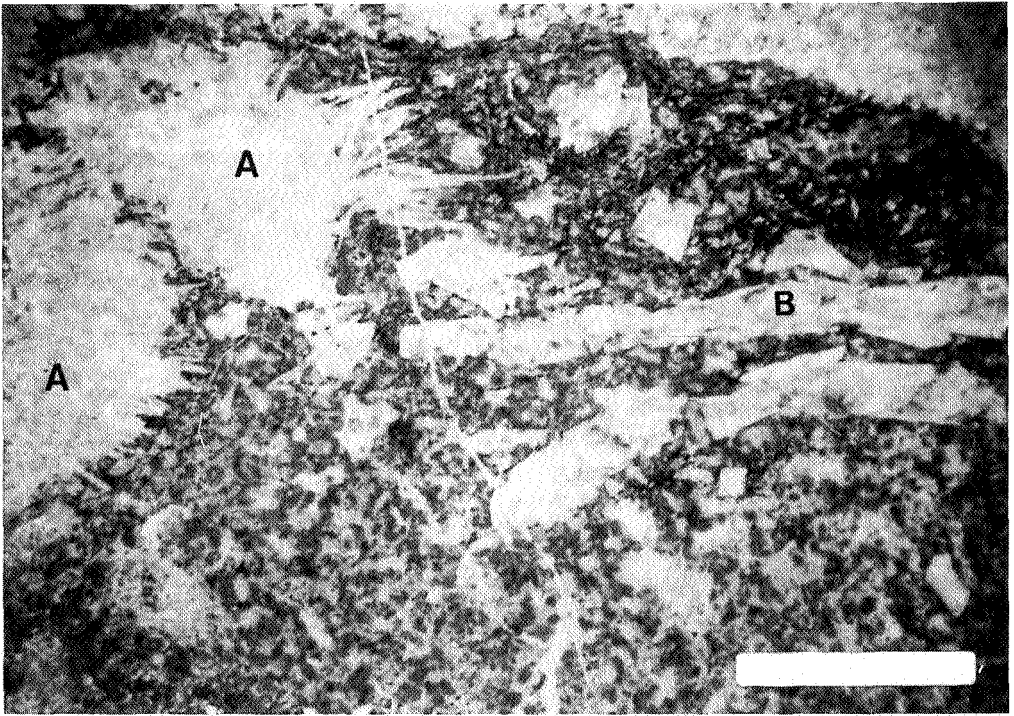
C : une matrice dolomitique à pseudomorphoses de cristaux isolés de gypse et d'anhydrite.



1



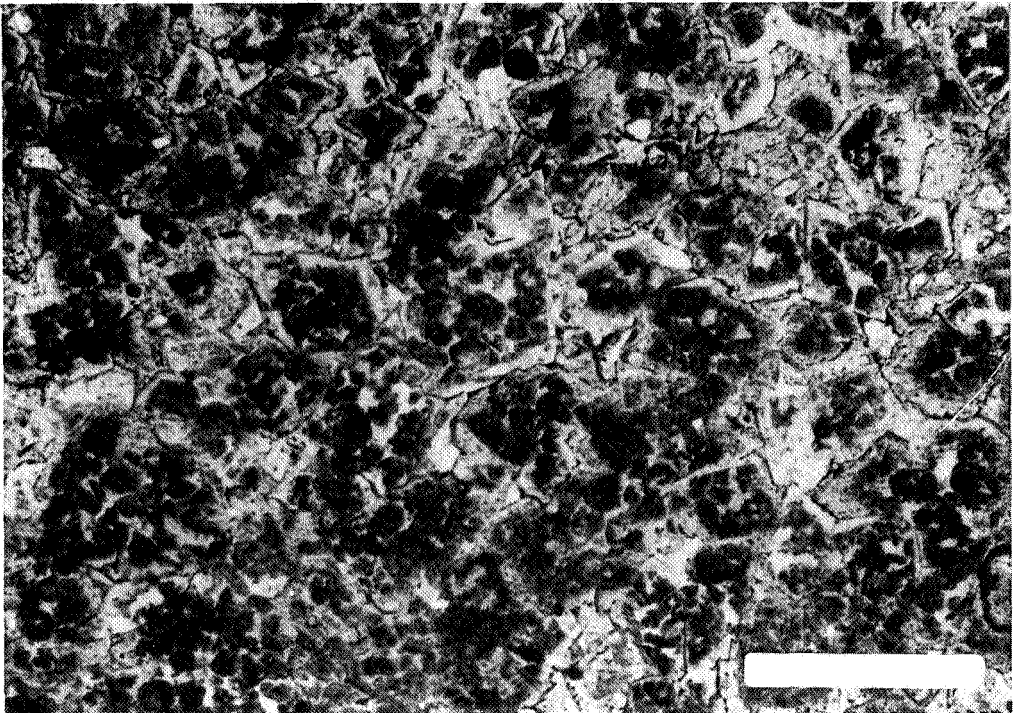
2



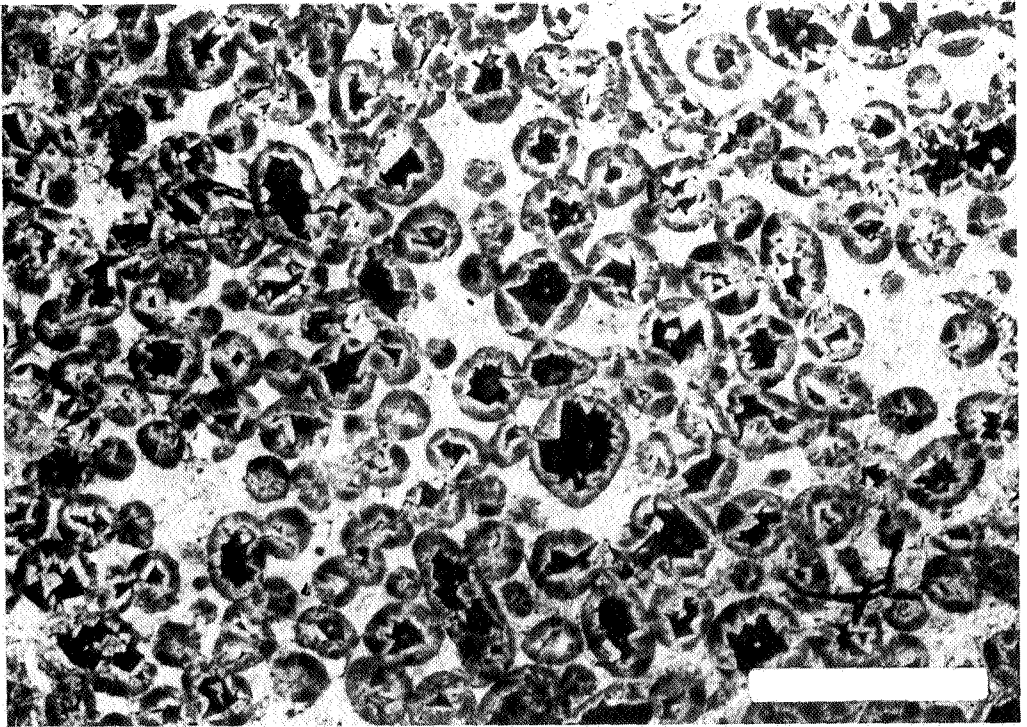
3

Figure 3 - matrice dolomitique à péloïdes avec pseudomorphoses de nodules d'anhydrite (A) dont la bordure est constituée de fines lattes divergentes. Présence de pseudomorphoses de cristaux évaporitiques (B, gypse ?). Photo prise avec intercalation de papier calque sous la lame mince (voir texte). (Barre = 1.9 mm).

Figure 4 - Microfaciès 2. Mosaïque de cristaux dolomitiques rhomboédriques à bordure claire. Le centre de chaque cristal contient plusieurs fantômes de pellets. (Barre = 0.8 mm).



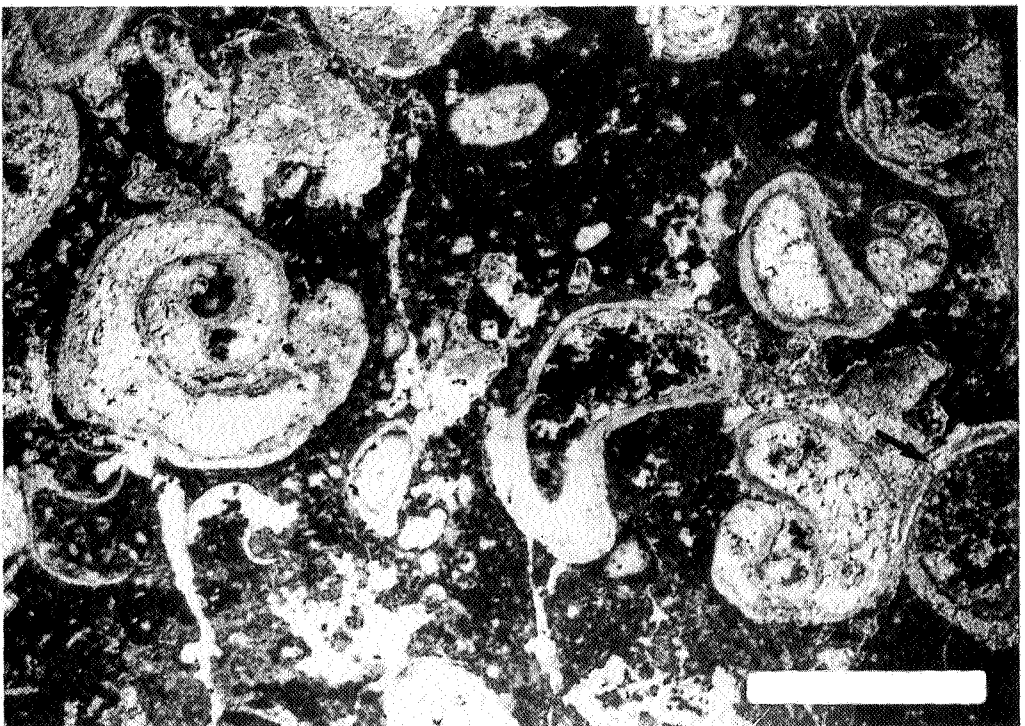
4



5

Figure 5 - Microfaciès 4. Dolomitisation partielle (stade 2) d'un grainstone oolitique. L'analyse de ce microfaciès en lames minces permet de reconnaître quatre stades de dolomitisation (voir texte). (Barre = 1.3 mm).

Figure 6 - Microfaciès 7. Packstones de Serpules incomplètement dolomitisé. La paroi de ces organismes est quelquefois silicifiée (voit flèche). (Barre = 0.8 mm).



6

- FRIEDMAN, G. M., AMIEL, A. J., BRAUN, M. & MILLER, D. S. (1973) - Generation of carbonate particles and laminites in algal mats, examples from sea-marginal hypersaline pools, Gulf of Aqaba, Red Sea. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 57, fasc. 3, pp. 541-558.
- GROESSENS, E., CONIL, R. & HENNEBERT, M. (1979) - Le Dinantien du sondage de St-Ghislain. Stratigraphie et Paléontologie. *Mém. Expl. Cartes Géol. et Min. de la Belgique*, n° 22.
- HARDIE, L. A. (ed.) (1977) - Sedimentation on the Modern Carbonate Tidal Flats of North-west Andros Island, Bahamas. *The John Hopkins Univ. Studies in Geology*, n° 22.
- JAMES, N. P. (1979) - Shallowing upwards sequences. Evaporites of coastal sabkhas. In : *Facies Models, Geosciences Canada*, WALKER, R. G. (ed.), pp. 109-119.
- KERR, S. D. & THOMSON, A. (1963) - Origin of nodular and bedded anhydrite in Permian shelf sediments, Texas and New Mexico. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 47, fasc. 9, pp.
- LAPORTE, L. F. (1967) - Carbonate deposition near mean sea-level and resultant facies mosaic : Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 51, fasc. 1, pp. 73-101.
- LOGAN, B. W., REZAK, R. & GINSBURG, R. N. (1964) - Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journ. Geol.*, vol. 72., fasc. 1, pp. 68-83.
- LOREAU, J. P. & PURSER, B. H. (1973) - Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. In : PURSER, B. H. (ed.) : *The Persian Gulf*, pp. 279-328, Berlin-Heidelberg-New York : Springer Verlag.
- MAIKLEM, W. R., BEBOUT, D. G. & GLAISTER, R. P. (1969) - Classification of anhydrite : a practical approach. *Bull. Canadian Petrol. Geol.*, vol. 17, pp. 194-233.
- MAMET, B. (1965) - Remarques sur la microfaune du "marbre noir de Dinant" Vla. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, T. 88, n°5, pp. 188-219.
- MONTY, C. (1967) - Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, eastern Andros Island, Bahamas. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, T. 90, n° 3, pp. 57-93.
- MURRAY, R. C. (1960) - Origin of porosity in carbonate rocks. *Journ. Sed. Petrol.*, T. 30, pp. 59-84.
- PARK, R. (1976) - A note on the significance of lamination in stromatolites. *Sedimentology*, vol. 23, pp. 379-393.
- PATTERSON, R. J. & KINSMAN, D. J. J. (1982) - Formation of diagenetic dolomite in coastal sabkha along Arabian (Persian) Gulf. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Vol. 66, pp. 28-44.
- PRATT, B. R. (1979) - Early cementation and lithification in intertidal cryptalgal structures, Boca Jewfish, Bonaire, Netherlands Antilles. *Journ. Sed. Petrol.*, T. 49, fasc. 2, pp. 379-386.
- PURSER, B. H. (ed.) (1973) - The Persian Gulf. Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. Berlin-Heidelberg-New York : Springer Verlag. 471 p.
- PURSER, B. H. (1980) - Sédimentation and diagenèse des carbonates néritiques récents. *Inst. Franç. Pétrol. Ed. Technip.*, 366 p.
- PURSER, B. H. & EVANS, G. (1973) - Régional sedimentation along the Trucial Coast, SE Persian Gulf. In : PURSER, B. H. (ed.) : *The Persian Gulf*, pp. 211-233, Berlin-Heidelberg-New York : Springer-Verlag.
- SCHREIBER, B. C., FRIEDMAN, G. M., DECIMA, A. & SCHREIBER, E. (1976) - Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian Basin. *Sedimentology*, vol. 23, pp. 729-760.
- SHEARMAN, D. J. (1966) - Origin of marine evaporites by diagenesis. *Trans. Inst. Miner. Metall., Section B*, T. 75, pp. 208-215.
- SHEARMAN, D. J. (1978) - Evaporites of coastal sabkhas. In : *Marine evaporites. SEPM short course n° 4, Oklahoma city.*
- SHINN, E. A. (1968) - Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *Journ. Sed. Petrol.*, T. 38, pp. 215-223.
- SIBLEY, D. F. (1980) - Climatic control of dolomitization, Seroa Domi Formation (Pliocene), Bonaire, Netherlands Antilles. In : *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, n° 28, *Models of dolomitization*, pp. 247-258.
- WOOD, G. V. & WOLFE, M. J. (1969) - Sabkha cycles in the Arab/Darb Formation of the Trucial Coast of Arabia. *Sedimentology*, vol. 12, pp. 165-191.

Communication présentée
au cours de la séance
du 8 mars 1983.