

Stratigraphie et paléogéographie de la base du Paléogène champenois

M. Laurain*, R. Meyer**

Mots-clés : *Thanétien, Sparnacien (Eocène inférieur), Sédimentation continentale, Craie calcaire, Travertin, Paléogéographie
Coupe géologique, Faune vertébré,
Marne (département), Champagne*

Résumé

De nouvelles observations faites en de nombreux points de Champagne sur le passage Crétacé-Tertiaire ont permis de préciser les relations paléogéographiques et stratigraphiques existant entre des altérites fossilisées en place, des sédiments continentaux et les formations déposées lors de la transgression de la mer thanétienne.

Les divers faciès s'intègrent dans un modèle paléogéographique : la limite d'extension maximale de la mer thanétienne doit être repoussée vers le sud-est ; un climat chaud et assez sec induit la formation de calcrètes, éventuellement de travertins à proximité des voies de circulation des eaux météoriques. Ces faciès sont, pour la majorité d'entre eux, postérieurs aux dépôts marins de la transgression datée du Thanétien supérieur.

Les Sables à microcodiums, qui cachètent ces dépôts, traduisent une reprise généralisée de l'érosion dans la région : ils datent du Sparnacien inférieur.

Abstract

New observations were made in Champagne on the unconformity between Cretaceous chalk and Lower Cenozoic sediments. Paleogeographical and stratigraphic relations exist between weathering profiles, continental sediments and marine deposits of the Thanetian transgression.

The various facies enter a paleogeographical model : the Thanetian transgression had a larger extension towards the SE than previously known ; a warm and relatively dry climate induced the formation of calcretes ; travertines appeared where surface water circulated. Most of these facies are younger than the marine sediments deposited during the Upper Thanetian transgression.

The "Sables à microcodiums", which cover these deposits, are the expression of a general erosion phase in the area. They are dated as Early Sparnacian.

1 - Introduction

Le Paléocène de Champagne a été étudié de longue date, au moins certains de ses aspects (travaux de E. Hebert, M. Melleville, J. Laurent, V. Lemoine et J.-M. Aumonier, M. Leriche, G. Dollfuss, P. Jodot, etc.). Cependant, les interprétations et reconstitutions paléogéographiques qui ont été proposées restent souvent approximatives, ce qui tient probablement à l'abondance des faciès continentaux qui sont à la fois largement dépourvus de fossiles stratigraphiques et difficilement interprétables sur le plan paléogéographique.

Des travaux cartographiques récents (levés à 1/50 000 des feuilles Craonne, Fismes, Reims, Epernay et Avize), ont permis de multiplier les observations et sont à l'origine du travail présenté ici (fig.1). Les faciès continentaux n'avaient, en particulier été que peu observés et ils n'ont fait l'objet d'aucune description récente ; il a donc semblé utile d'en détailler l'étude afin de proposer des interprétations génétiques.

* Laboratoire de géologie, GEGUR, Université de Reims, BP 347, 51062 Reims cedex.

** Laboratoire de géologie des ensembles sédimentaires, Université de Nancy 1, BP 239, 54506 Vandoeuvre cedex.

Manuscrit reçu le 20 décembre 1984. Accepté définitivement le 2 avril 1985.

2 - Inventaire pétrographique des principaux faciès continentaux

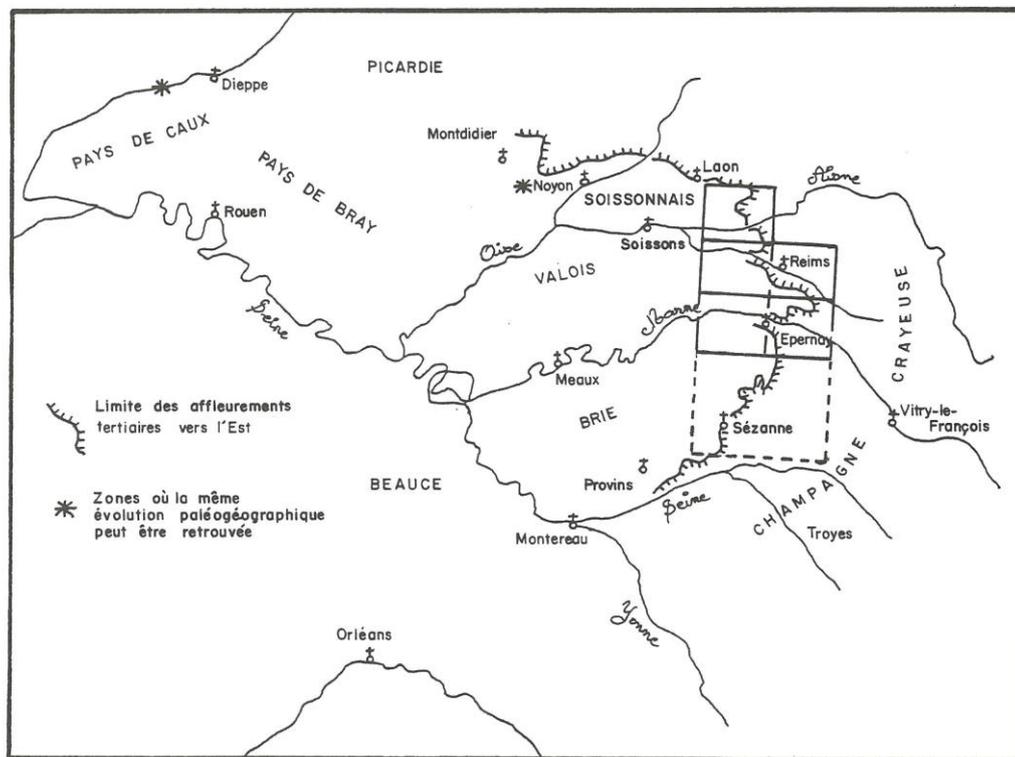
2.1 - Faciès d'altération de la craie

a) Enrichissement en calcite (calcitisation)

Dans la région champenoise, les premiers sédiments tertiaires reposent sur une surface d'érosion de la craie. Cette craie est datée du Sénonien (biozones i et j) ; elle est blanche, homogène, les siliceux n'apparaissent que dans la biozone j sur les affleurements situés au sud d'Epernay ; elle est le plus souvent profondément transformée au contact de la surface d'érosion.

Craie durcie et jaunie

Sous les premiers sédiments tertiaires, la craie peut être transformée en un calcaire sublithographique dur, homogène, à cassure esquilleuse, ces cassures prenant même parfois un éclat porcelané. Le phénomène est visible sur quelques décimètres, parfois 1 ou 2 m. La couleur blanche de la craie peut faire place à un ocre jaune et même à un enduit rouille dans les fissures et les diaclases. Le microscope ne révèle que de modestes transformations par rapport aux faciès sains : des microorganismes sont encore présents dans une micrite à peine recristallisée. Les rares fissures sont emplies d'une large sparite ; les hydroxydes de fer, qui sont à



Croquis de situation de la zone étudiée dans le Bassin de Paris

Fig. 1.- Situation de la zone étudiée et position des cartes géologiques levées par les auteurs.

l'origine de la couleur ocre, apparaissent en taches irrégulières où la recristallisation en microsparite est de règle. Il est alors évident que la calcitisation de la craie précède son jaunissement, fait d'ailleurs confirmé par la présence de faciès indurés non jaunés. Les observations au MEB (photo 1) confirment l'approche précédente ; les cristaux sont bien de taille micritique, les coccolithes ne sont pas rares. Les éléments de ces fossiles, aussi bien que les autres cristaux, présentent systématiquement des angles très nets, indices d'un nourrissage conduisant à un engrenage ou à des sutures induisant la dureté de la roche. Les vides entre les cristaux (porosité) sont moins importants que ceux apparaissant sur des photographies de craie campanienne prélevée en sondage (D. Noël, 1970). Les analyses chimiques (tabl. 1) sont spectaculaires : ces faciès sont des calcaires très purs ; ils contiennent moins de 1 % d'éléments pouvant entrer dans les silicates ou les oxydes de fer, alors que la craie sous-jacente contient généralement plus de 5 % d'insolubles ; les analyses minéralogiques d'argile vont dans le même sens : si la craie sénonienne contient régulièrement un

mélange smectite - kaolinite - illite, les faciès indurés ne renferment plus que quelques smectites mal cristallisées. Ce phénomène semble courant dans les calcaires à grain fin lorsqu'ils sont exposés aux agents météoriques, sans que l'on puisse toutefois en déduire des conditions climatiques particulières.

Calcrète

Des faciès décrits et interprétés comme issus d'un encroûtement calcaire d'origine pédologique (M. Laurain et R. Meyer, 1979) se retrouvent identiques à eux-mêmes sur de nombreux affleurements, même si leur épaisseur varie de 0,5 à 5 m. De haut en bas, on observe :

- un calcaire lamellaire dur, à colonies de microcodiums en place,
- un calcaire noduleux gris, parfois encore envahi de colonies tubulaires de microcodiums,

	. CaCO ₃	. SiO ₃	. Al ₂ O ₃	. Fe ₂ O ₃	. MgO	. K ₂ O	. Na ₂ O	. MnO	. H ₂ O	. Total . (%)
. Sable à microcodiums (VII - Trépail)	88.50	7.46	1.31	0.72	0.28	0.15	0.10	0.03	1.16	99.71
. Sable à microcodiums (IX - Ay)	79.83	12.61	2.96	0.75	0.46	0.14	0.04	0.05	2.58	99.19
. Calcarénite (IX - Ay)	91.52	3.76	1.22	0.31	0.39	0.03	0.03	0.02	1.43	98.71
. Travertin (XI - Louvois)	97.05	0.20	0.14	0.10	0.43	-	-	-	1.28	99.20
. Calcrète (VII - Trépail)	94.91	1.98	1.03	0.37	0.31	0.06	0.10	0.03	0.66	99.45
. Galet de craie indurée (XI - Louvois)	96.66	0.28	0.16	0.29	0.46	0.01	0.02	-	1.18	99.06
. Craie indurée (IX - Ay)	95.94	0.39	0.27	0.38	0.45	0.01	0.04	0.01	1.34	98.83
. Craie saine (VII - Trépail)	91.48	4.93	1.56	0.49	0.36	0.13	0.09	0.01	0.35	99.40

Tabl. 1 - Analyses chimiques de roches totales prélevées dans le Paléogène champenois. Les faciès détritiques relativement riches en insolubles, s'opposent aux faciès de craie durcie et aux concrétions qui sont des calcaires purs.

- un calcaire crayeux tendre, parsemé de blocs de craie indurée,
- la craie saine, blanche, homogène.

Au sein de la roche, la circulation d'eau dans les fissures conduit à l'apparition de nodules et de lamines recristallisées en rhomboédres de quelques dizaines de microns dont le cœur est souvent coloré (photo 2). Les analyses chimiques (tabl. 1) montrent ici encore un enrichissement en calcaire vers le toit du profil d'altération, moins poussé cependant que dans la craie durcie. Celui-ci s'accompagne d'une profonde transformation du cortège des minéraux argileux de la base vers le toit du calcrète : l'illite et la kaolinite disparaissent totalement, faisant place à un interstratifié (7 -14 sm) qui pourrait être un intermédiaire vers une smectite.

De tels calcrètes ne se sont pas développés uniquement au toit de la craie ; on les retrouve quelquefois sur les marnes et calcaires du Thanétien supérieur et du Sparnacien basal (Rilly, Chenay, Berru).

b) Phénomènes de biocorrosion

Fouisseurs et perforants

En Montagne de Reims, la craie durcie peut présenter des perforations de types divers : de gros terriers

(quelques centimètres de diamètre), portant des traces de griffes, paraissent dus à des crustacés ; de nombreuses cavités piriformes, régulières, présentant vers l'ouverture la trace de deux siphons et des revêtements de calcite, sont imputables à des lamellibranches (*Gastrochaenidés*, *Martesia* ?) ; des cordons de petites cavités irrégulières, reliées par des canalicules évoquent des perforations de spongiaires (*Cliones*). Tous ces types de cavités sont liés au milieu marin et indiquent donc une incursion marine dont ils sont les seules traces (Germaine, Louvois, La Neuville-en-Chaillois).

Microcodiums

Les traces de microcodiums sont courantes. Elles se présentent sous deux types morphologiques distincts (A.M. Bodergat, 1974) : les colonies en "épis de maïs" qui sont la majorité et les colonies laminaires dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs centimètres par suite des recouvrements successifs (photo 3). Ces colonies carient aussi bien la craie que les calcaires du Thanétien supérieur en prenant plusieurs aspects :

- colonies dont la structure est celle d'un épi de maïs isolé : elles sont parfois dichotomes et apparaissent souvent dans les fissures horizontales de la roche ;

- colonies massives cariant les surfaces calcaires ou pénétrant la craie durcie suivant des sortes de cavités contournées de plusieurs centimètres de diamètre ;

- colonies apparaissant dans des cavités difformes analogues aux précédentes, mais seulement à la périphérie, en tapissage des parois ; la cavité elle-même est alors emplie d'un assemblage plus ou moins spongieux de pelotes micritiques où l'on reconnaît de fins tubules évoquant des traces de racines. Les prismes constituant les colonies sont des monocristaux de calcite percés d'une vacuole centrale et parcourus de filonnets.

2.2 - Faciès construits et concrétions

a) Travertins et dépôts stromatolithiques

Des calcaires crème, légers, caverneux, sont riches en restes végétaux. On y reconnaît des moulages de feuilles et de tiges ; il faut penser à une fixation physico-chimique ou biochimique de carbonate de calcium sur des éléments végétaux (photo 4).

Des encroûtements stratiformes, de taille décimétrique, ont parfois un aspect tufacé, très poreux, et une couleur claire, mais la plupart sont gris sombre, massifs et denses. Ils sont faits d'une superposition de fines lamines millimétriques plus ou moins régulières. Au microscope, les lamines les plus épaisses présentent de nombreux filaments sombres, enchevêtrés et plus ou moins perpendiculaires à la surface des lamines (photo 5). Des édifices semblables ont été interprétés comme le résultat des constructions algaires dues à des cyanophycées (P. Freydet et J.C. Plaziat, 1965 ; M. Donsimoni et D. Giot, 1977). Leur développement se ferait en plusieurs phases saisonnières :

- épanouissement des filaments algaires dans des conditions humides, des manchons de calcite enveloppant ces filaments,

- les conditions devenant moins favorables (dessiccation ?) freinent le développement de la colonie algair qui se recouvre d'une pellicule de calcite compacte.

L'encroûtement présente un aspect tufacé, poreux, lorsque d'autres végétaux comme les mousses s'ajoutent aux cyanophycées. Néanmoins, le plus souvent une cimentation sparitique comble les vides et endure l'encroûtement.

Il est courant d'observer une série de lamines brusquement tronquées et recouvertes en discordance par une seconde série. Elles peuvent s'interpréter comme des phénomènes de basculement - abrasion - cicatrisation dus à l'affouillement dans le milieu de dépôt (P. Freydet et J.C. Plaziat, 1965). Dans les concrétions tufacées, le MEB met en évidence de petits cristaux (1 à 2 μm), aux formes mal définies, globuleuses ou allongées ; dans les concrétions compactes, on observe au contraire de petits rhomboèdres aux angles vifs traduisant bien le nourrissage responsable de la cimentation. L'analyse minéralogique des insolubles associés à ces encroûtements montre que le piégeage de particules minérales par ces tapis algaires était en général modeste : quelques grains de quartz et quelques particules de kaolinite, illite et smectite.

L'origine continentale de ces travertins n'est plus à démontrer. On note cependant des faciès stromatolithiques colonisés par des taraudeurs marins (Gastrochaenidés) au cours de leur croissance (photo 6), sans que leurs faciès et microfaciès soient différents des autres.

Une variante de ces encroûtements stromatolithiques est constituée par des galets encroûtés (photo 7) et des oncholites. Dans ce cas, le développement des algues se fait sur des éléments mobiles, probablement dans des cours d'eau. Leur mode de croissance et leurs faciès sont en tout point semblables à ceux qui viennent d'être décrits.

b) Concrétions de sparite limpide

Aux travertins, sont parfois associées des concrétions cylindriques de quelques centimètres de diamètre, faites de grands cristaux de calcite rayonnants autour d'un canal central millimétrique ; parfois, de telles concrétions s'organisent en auréoles successives, colorées de rouille. Tous les cristaux sont de taille sparitique et dans certaines auréoles, ils présentent un allongement radiaire de plusieurs millimètres, leurs limites restant engrenées (photo 8). La précipitation de ces concrétions semble purement physico-chimique. Tant par leur morphologie que par leur aspect microscopique, elles évoquent des stalactites : dans les masses travertineuses importantes, il se forme fréquemment des cavités à l'abri de la lumière dans lesquelles ces concrétions apparaissent. À côté de ces stalactites, on observe parfois des draperies et des revêtements de parois (Sézanne) mettant en évidence des dénivelés de plusieurs mètres. Parfois très semblables sont les concrétions de calcite autour d'axes végétaux : les canaux courbes, l'association de plusieurs canaux axiaux d'orientations différentes constituent alors un critère de discrimination.

2.3 - Faciès détritiques

a) Accumulations de galets

Il existe des affleurements montrant sur la craie en place une accumulation de galets centimétriques exclusivement calcaires. La craie durcie est le matériau dominant, mais on trouve aussi des morceaux de travertin et d'encroûtements stromatolithiques grossièrement façonnés (Le Mesnil-sur-Oger, Louvois, voir note page suivante). Compte tenu de la faible dureté de tous ces produits, leur forme arrondie peut être due à un transport fluvial. Cependant, quelques-uns sont perforés par des lithophages et ont donc subi un séjour en milieu marin.

Certains affleurements (Le Mesnil-sur-Oger, Fontaine-Denis) montrent au toit de la craie un conglomérat dont la puissance peut atteindre plusieurs mètres et qui est constitué en grande partie de galets de silex. Les galets ne sont pas réellement cimentés mais simplement liés par une matrice argilo-calcarénitique. Leur taille est grande, leur forme bien définie (voir note infrapaginale). Les marques de chocs y sont nombreuses et caractéristiques d'un environnement de haute énergie difficile à rapporter aux fleuves coulant à l'époque dans cette région : leur façonnement serait marin.

b) Calcarénites blanches

Ces faciès, qui reposent parfois sur la craie altérée, se présentent en bancs indurés de quelques centimètres d'épaisseur, l'ensemble ne dépassant pas quelques mètres. La taille des éléments varie, y compris dans le même banc, de 50 μm à 2 mm ; ils s'agencent en fines lamines généralement horizontales. Les perforations,

dues probablement à de fins terriers, sont nombreuses. Les caractères macroscopiques de ces faciès ne laissent aucun doute sur l'origine détritique des constituants, mais les observations au microscope sont assez décevantes.

Les restes biodétritiques identifiables sont rares : éléments micritiques parcourus de fines lamines classiques des encroûtements stromatolithiques ou cavités dont la forme évoque des morceaux de coquilles qui auraient été dissoutes. Dans leur majorité, les éléments sont faits de micrite homogène comparable à celle constituant l'essentiel des travertins. La cimentation de ces calcarénites est parfois due à une sparite envahissant une grande partie des pores qui prennent alors l'aspect de "birdseyes", mais le plus souvent elle est limitée à un ciment de ménisque très discret (photo 9). L'analyse chimique (tabl. 1) révèle une teneur non négligeable en insolubles. Le cortège argileux renferme kaolinite, illite, smectite et assez systématiquement aussi l'interstratifié 7 - 14 sm.

Ces faciès doivent trouver leur origine dans le démantèlement des travertins : de fins débris s'épandent dans des cours d'eau essentiellement temporaires où seul un ciment vadose, très tenu, précipite. Les quelques faciès à ciment sparitique pourraient caractériser les zones basses où subsistaient des nappes permanentes.

C) Sables à microcodiums

Plus développés que les faciès précédents, leur épaisseur peut atteindre 15 m dans la Montagne de Reims où des carrières témoignent de l'exploitation dont ils ont fait l'objet. Sur de tels affleurements, les sables sont assez lithifiés pour présenter une structure massive. Des stratifications de taille métrique, obliques ou horizontales, sont plus ou moins marquées. La roche est le plus souvent ocre

Galets de craie indurée

2 lots de 34 et 47 individus ont été analysés. Leurs paramètres et indices sont respectivement :

L = 42,4 mm à 49,7 mm
l = 29,9 mm à 37,2 mm
e = 21,1 mm à 25,4 mm
aplatissement = 1,73 à 1,80
dissymétrie = 702 à 699
émoussé du premier ordre = 527 à 565

Ces deux lots ne diffèrent pas de façon significative.

Galets de silex de la craie

(la nature du silex des galets est identique à celle des silex de la craie sous-jacente).

6 lots ont été étudiés (113 à 132 individus)

L = 43,8 mm à 70,0 mm
l = 32,7 mm à 54,5 mm
e = 22,5 mm à 43,8 mm
aplatissement = 1,49 à 1,77
dissymétrie = 676 à 714
émoussé du premier ordre = 412 à 542.

Aucun des lots ne diffère significativement des autres.

La valeur des indices n'est pas caractéristique d'un milieu précis de façonnement.

friable, légère par suite de sa forte porosité. Les éléments ont une taille de l'ordre du millimètre. Le microscope met en évidence de nombreux bioclastes des foraminifères remaniés et des fragments de craie, des morceaux de travertins et de nombreuses cellules de microcodiums (photo. 10). La cimentation se réduit le plus souvent à un peu de micrite déposée aux points de contact entre les grains. Ces sables sont plus riches que la craie de la région en insolubles (tabl.1), mais le cortège argileux y est sensiblement le même : 1/3 kaolinite, 1/3 illite, 1/3 smectite.

L'origine fluviale de ces sables ne fait pas de doute. La cimentation y est le plus souvent discrète, ce qui serait plutôt dû à un déficit en eau qu'à une sous-saturation des eaux en biocarbonate de calcium. La variété dans la nature des matériaux incite à voir dans les Sables à microcodiums des produits de démantèlement de la craie et des formations superficielles élaborées pendant l'émersion post-crétacée.

3 - Stratigraphie des formations paléocènes

La figure 2 propose, en situation géographique, les principales coupes étudiées dans la région. La description et l'interprétation de ces 16 coupes sont résumées ci-dessous.

I - Breuil - Carrière de la Tuilerie. x = 704,30 ; y = 179,35.

- 4) Marne gris-vert (opercules de Gastéropodes et charophytes). Sparnacien inférieur.
- 3) Marne et calcaire de Breuil (mollusques dulçaquicoles et charophytes). Thanétien supérieur continental.
- 2) Sables ligniteux à stratifications croisées (terriers de crustacés : *Callianassa*). Thanétien supérieur fluvio-marin.

II - Rosnay - Le Fond de Janvry. x = 712,60 ; y = 174,85

- 6) Sables calcaires à microcodiums, ravinants à la base. Sparnacien inférieur.
- 5) Marnes grises (faciès Marnes de Chenay) en chenaux dans les sables sous-jacents. Thanétien supérieur continental.
- 3) Sables de Châlons-sur-Vesle. Thanétien supérieur marin
- 2) Sables fins : Tuffeau du Moulin compensé? Faciès de transgression ; Thanétien moyen marin.
- 1) Craie. Sénonien, biozone i

III - Châlons-sur-Vesle, Chenay, Saint-Thierry - Coupe synthétique.

- 6) Sables et grès calcaires du Mont Cheinois : Sables à microcodiums. Sparnacien inférieur.
- 5) Marnes grises à masses calcaires. Mollusques dulçaquicoles et charophytes. Thanétien supérieur continental.
- 4) Sables colorés à stratifications croisées. Thanétien supérieur fluvio-estuarien.
- 3) Sables de Châlons-sur-Vesle se terminant par une dalle grésifiée ferrugineuse. Faune marine de Châlons-sur-Vesle.
- 2) Sable fin : Tuffeau du Moulin Compensé. Faciès de transgression. Thanétien moyen marin
- Craie, surface de transgression érodée et perforée. Sénonien, Biozone i

IV - Berru - Carrière "Mouras". x = 731 ; y = 175,8.

- 7) Calcrète.
- 6) Marnes grises et rouges à rognons calcaires. Charophytes. Sparnacien inférieur.
- 5) Marnes grises à passées sableuses, en chenal dans la formation sous-jacente, fossilifères (mollusques dulçaquicoles, vertébrés- faune de Berru). Thanétien supérieur continental.
- 4) Sables à passées ligniteuses et stratifications croisées. Présence de lentilles de sables grossiers fossilifères

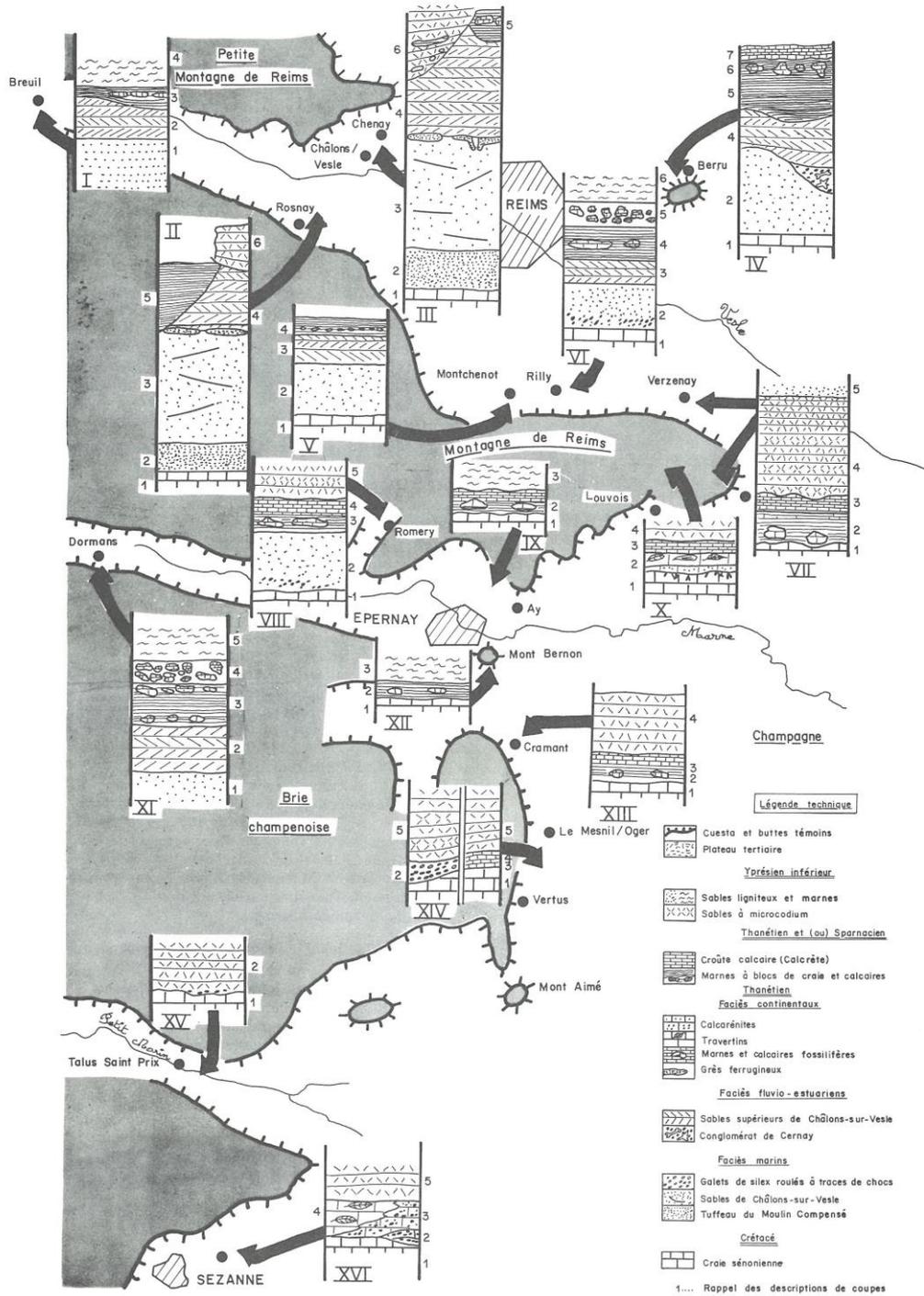


Fig.2.- Principales coupes étudiées en bordure des affleurements tertiaires : situation et succession stratigraphique

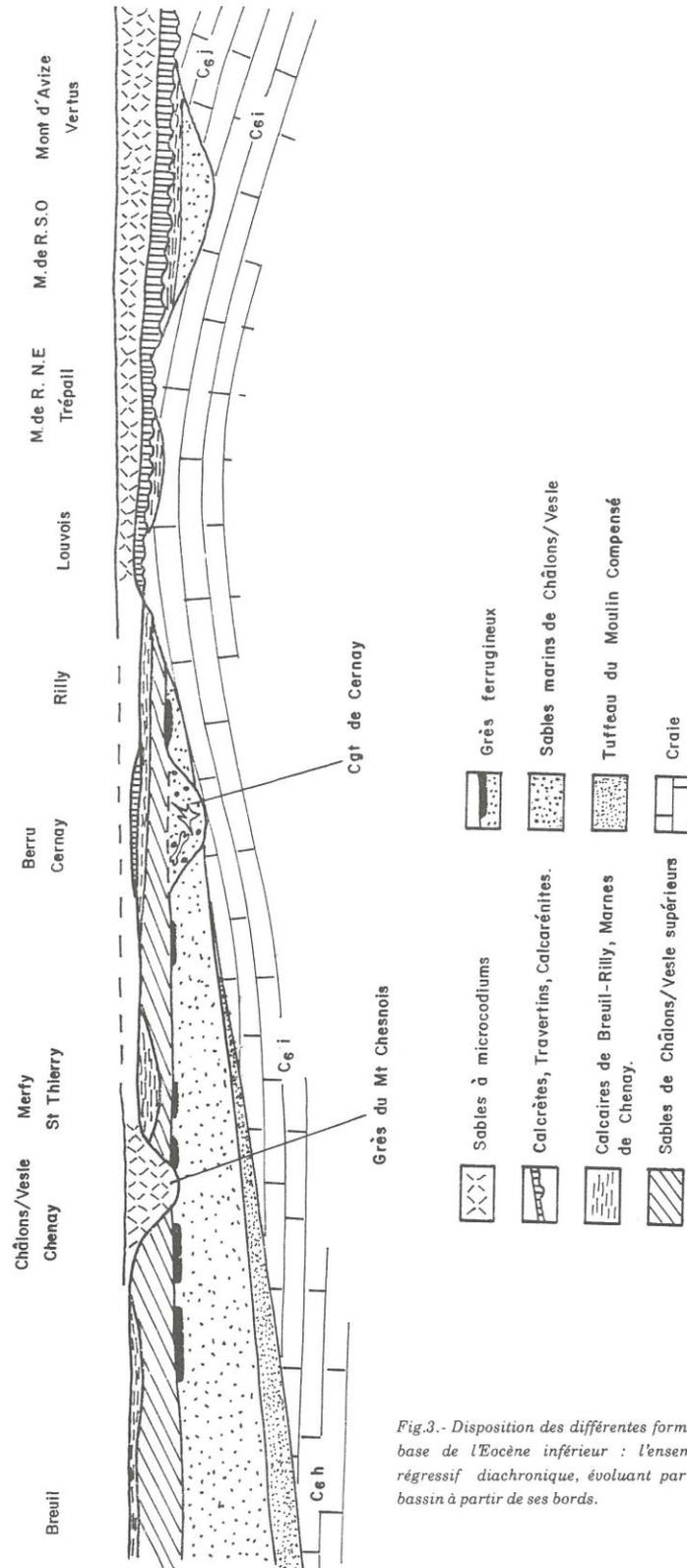


Fig.3.- Disposition des différentes formations du Paléocène et de la base de l'Eocène inférieur : l'ensemble constitue un système régressif diachronique, évoluant par comblement progressif du bassin à partir de ses bords.

- (mammifères) ravinant la formation sous-jacente. Thanétien supérieur fluvio-estuarien
 3) "Conglomérat" de Cernay. Gravier fluvio-estuarien à faune de mollusques marins et dulçaquicoles, de vertébrés (faune de Cernay). Thanétien supérieur.
 2) Sables blancs dit "de Berru". Faune de Mollusques de Châlons-sur-Vesle. Thanétien supérieur marin.
 1) Craie. Surface de transgression érodée et perforée. Sénonien, biozone i.
- V - Montchenot - Les Monts Martin . x = 722,25 ; y = 164,90.
 4) Marnes grises fossilifères (faune de Rilly) , concrétions à cyanophycées, vertébrés. Thanétien supérieur continental.
 3) Sables argileux en petits bancs. Thanétien supérieur fluvio-estuarien.
 2) Sables blancs à faune de Châlons-sur-Vesle. Thanétien supérieur marin
 1) Craie. Sénonien, biozone i
- VI - Rilly - Coupe synthétique d'après les anciens auteurs et les observations plus récentes de P. Henry et A. Enoch.
 6) Marnes blanches et vertes, à microcodiums. Sparnacien inférieur.
 5) Marnes à rognons calcaires évoquant les calcrètes.
 4) Marnes grises et banc calcaire de Rilly (mollusques dulçaquicoles - faune de Rilly, vertébrés). Thanétien supérieur continental.
 3) Sables plus ou moins argileux diversement colorés. Thanétien supérieur fluvio-estuarien.
 2) Sables blancs dit "de Rilly". Faune de Mollusques de Châlons-sur-Vesle. Thanétien supérieur marin.
 1) Craie. Sénonien, biozone i.
- VII - Trépail - Coupe du chemin de la carrière. x = 734,35 ; y = 158,25.
 5) Sables ligniteux. "Sparnacien".
 4) Sables à microcodiums.
 3) Calcrète.
 2) Marne à blocs de craie indurée.
 1) Craie. Sénonien, biozone j
- VIII - Dormans - Coupe synthétique des anciens auteurs, interprétée.
 5) Marnes grises.
 4) Marnes à rognons calcaires (Conglomérat des anciens) . Faune de vertébrés . Sparnacien inférieur.
 3) Marnes grises à blocs calcaires fossilifères . Faune de Rilly, vertébrés. Thanétien supérieur continental.
 2) Sables argileux diversement colorés . Thanétien supérieur fluvio-estuarien.
 1) Sable blanc à faune de Châlons-sur-Vesle. Thanétien supérieur marin
- IX - Romery - "Les Brugnodes", coupe synthétique.
 a) x = 714,65 ; y = 156,60
 b) x = 714,25 ; y = 156,65
 5) Sables à microcodiums. Sparnacien inférieur
 4) Calcrète.
 3) Marnes grises à blocs calcaires fossilifères (mollusques dulçaquicoles, charophytes). Thanétien supérieur continental.
 2) Sables blancs à passées de galets de silice roulés . Thanétien supérieur marin.
 1) Craie. Sénonien, biozone j.
- X - Ay - "Les Vauzelles" x = 720,15 ; y = 153,12.
 3) Marnes blanches comparables aux marnes blanches du Mont-Bernon. Sparnacien inférieur.
 2) Calcrète à blocs de craie indurée.
 1) Craie. Sénonien, biozone j
- XI - Louvois - La Neuville-en-Chaillois . x = 729,75 ; y = 159,25
 4) Sables à microcodiums.
 3) Calcrète.
 2) En pierres volantes : blocs et galets de craie indurée et perforée ; travertins, calcarénites.
 1) Craie perforée. Sénonien, Biozone i.
- XII - Epernay - Mont-Bernon. Sondage 1980 . x = 729,75 ; y = 149,25
 3) Marnes blanches à passées vertes fossilifères (charophytes, ostracodes, etc...) Sparnacien inférieur.
 2) Marnes et argiles rouges et grises , à blocs calcaires et concrétions ferrugineuses rappelant certains faciès associés aux calcrètes.
 1) Craie. Sénonien. Biozone j.
- XIII - Cramant - Sarran. x = 721,60 ; y = 144,45
 4) Sables à microcodiums. Sparnacien inférieur.
 3) Calcrète.
 2) Marnes à blocs de craie indurée.
 1) Craie d'Epernay à *Magas pumilus* . Sénonien , biozone j
- XIV - Le Mesnil-sur-Oger. x = 722,50 ; y = 137,95.
 5) Sables à microcodiums passant à des marnes blanc beige. Sparnacien inférieur.
 4) Calcrète.
 3) Marnes à blocs de craie indurée.
 2) Amas de galets de craie indurée et de silice roulés conservés dans des dépressions de la paléosurface de la craie. Il n'y a pas de développement de ces calcrètes au-dessus de ces amas. Reliques d'une extension du Thanétien supérieur marin?
 1) Craie, Sénonien, biozone j
- XV - Talus-Saint-Prix. x = 703,95 ; y = 125,75
 2) Marnes sableuses à microcodiums ; à la base, passées grises fossilifères (mollusques dulçaquicoles , charophytes). Craie. Sénonien
- XVI - Sézanne - Coupe synthétique : butte des grottes. x = 703,60 ; y = 115,35 et x = 703,60 ; y = 115,50.
 5) Sables à microcodiums (affleurement x = 701,55 ; y = 116,0
 4) Travertin à plantes . Faune de Rilly. Thanétien supérieur continental.
 3) Calcarénite passant latéralement et verticalement au travertin.
 2) Amas de galets de silice roulés.
 1) Craie. Sénonien.

Les formations géologiques régionales citées dans le texte font l'objet d'une description synthétique en annexe.

4 - Position stratigraphique des faciès d'altération

Lors de la description des faciès d'altération de la craie en Montagne de Reims (M. Laurain et R. Meyer, 1979), nous avons dû nous contenter de localiser ceux-ci après la sédimentation de la biozone j du Campanien et avant les faciès sparnaciens. Il n'était pas connu alors d'affleurement autorisant un positionnement stratigraphique plus précis. La coupe de "La Neuville-en-Chaillois" (Louvois) montre un calcrète superposé à des sédiments calcarénitiques et des travertins. A la base de ceux-ci, la craie, très indurée et parfois jaunie, des galets de craie durcie, et des travertins sont perforés par des lithophages. Des coupes plus modestes situées à proximité de la "Ferme de Vertuelle" à Louvois et au-dessus du tunnel de la voie ferrée à Germaine montrent des indices marins équivalents. Dans le contexte régional, ces traces biologiques ne peuvent qu'être la conséquence d'une avancée de la mer thanétienne au-delà des limites qui lui étaient jusqu'à présent reconnues.

Les faciès marins les plus proches de ces affleurements sont situés sur le flanc nord de la Montagne de Reims, à Rilly : ce sont les Sables de Rilly qui sont équivalents aux niveaux marins terminaux du Thanétien de Châlons-sur-Vesle. Les traces d'incursion marine observées quelques kilomètres au sud-est correspondent donc vraisemblablement à une extension de la mer des Sables de Rilly. En conséquence , le calcrète de Louvois et Germaine était encore fonctionnel après le retrait de la mer thanétienne.

Ce type d'altération peut être plus tardif : la coupe de Berru (carrière Mouras) , montre un calcrète reposant sur des marnes grises et rouges à blocs concrétionnés de calcaire limoniteux qui ont fourni des Characées du Sparnacien basal. Les conditions favorables au développement des calcrètes étaient donc encore réunies au tout début de l'Yprésien inférieur.

Une réinterprétation de coupes anciennes (Rilly : M. Melleville, 1861 ; E. Hebert, 1873 ; G. Dollfus, 1876 ; A. Enoch, 1967 ; P. Henry, 1966), et le sondage de Ludes (C. Cavelier, 1968), montrent une même disposition à Rilly, Ludes et Dormans (E. Hebert, 1853, 1854, 1862, 1873 ; A. Meugy, 1872 ; L. Feugueur, 1963).

Les Sables à microcodiums qui existent presque partout sont localisés au-dessus des calcrètes, que ceux-ci se soient développés directement sur la craie (Est de la Montagne de Reims), sur les marnes et les calcaires lacustres du Thanétien supérieur (Cormoyeux), ou sur les marnes à concrétions calcaires du Sparnacien basal (Berru). Une telle affirmation est en contradiction avec les descriptions anciennes de la série sédimentaire entre Châlons-sur-Vesle et Chenay (M. Melleville, 1861 ; M. Plateau, 1905 ; J. Laurent, 1907 ; M. Leriche, 1907, 1912 ; G. Dollfus, 1912) : il était classique de situer les Grès et Sables de Mont-de-Châlons et du Mont-Chenois au-dessus des Sables de Châlons-sur-Vesle et en dessous des Marnes de Chenay. En fait, les Grès du Mont-Chenois ravinent profondément les Sables supérieurs de Châlons-sur-Vesle et les Sables de Châlons-sur-Vesle proprement dits. Ils paraissent, à Chenay même, topographiquement au-dessus des Marnes de Chenay ; par contre, à Saint-Thierry et à Rosnay, ils sont au-dessus de ces mêmes marnes. Les Grès du Mont-Chenois et les marnes de Chenay étant très nettement chenalisées, il est impossible d'avoir une certitude quant à leur position relative ; Cependant, les Marnes de Chenay n'ont jamais été vues reposant directement sur les Grès du Mont-Chenois et ces marnes ne contiennent jamais d'éléments à microcodiums, tandis que les grès contiennent de nombreuses passées marneuses remaniées et des blocs de calcaires lacustres thanétiens.

Les Sables à microcodiums, ou leur équivalent local que sont les Grès du Mont-Chenois, se situent stratigraphiquement au-dessus des Marnes de Chenay, celles-ci étant du Thanétien terminal et assurant le passage au Sparnacien (G. Dollfus, 1912 ; B. Pomerol, M. Renard, J. Riveline, 1977), les Sables à microcodiums pourraient être du Sparnacien inférieur. Leur dépôt met définitivement fin au développement des calcrètes du Paléocène et de l'Eocène inférieur dans la région.

En Montagne de Reims, les Sables à microcodiums sont de façon générale sous-jacents aux faciès sablo-argilo-ligniteux "sparnaciens" (coupe de Trépail). Une petite coupe, au-dessus d'Ay "Champ Perrier" montre le calcrète recouvert par des marnes blanches, identiques à celles du Mont-Bernon et attribuées au Sparnacien inférieur (M. Laurain *et al.*, 1984) par la faune et la flore qu'elles contiennent.

Les calcrètes ont pu se développer depuis l'émergence post-crétacée jusqu'au début du Sparnacien, cependant ceux que l'on peut dater apparaissent à la fin du Thanétien et au Sparnacien. En supposant qu'ils aient pu se former, la préservation de calcrètes beaucoup plus anciens (la période continentale peut être estimée de 12 à 15 millions d'années) paraît douteuse. L'épisode favorable à la calcrétisation se termine avec le dépôt des Sables à microcodiums d'âge sparnacien inférieur. Les relations

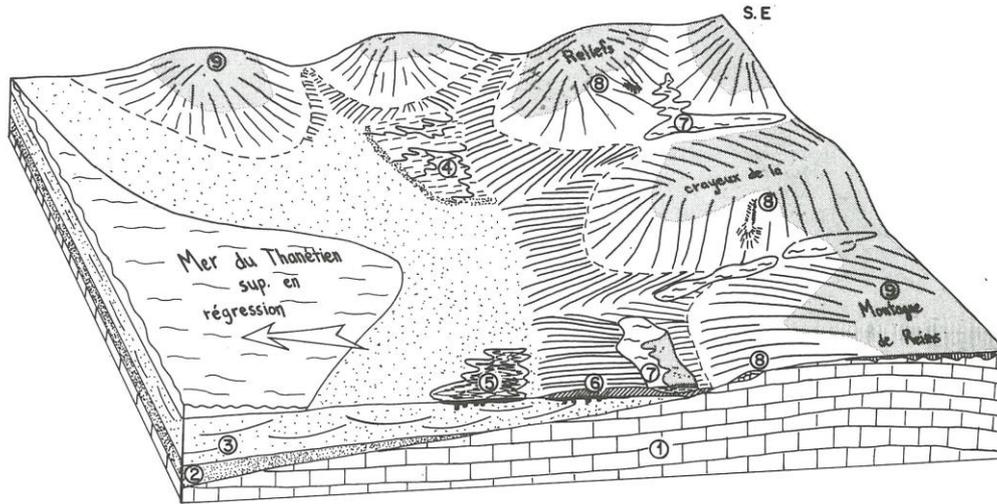
respectives de ces formations sont schématisées en coupe sur la figure 3.

5- Evolution paléogéographique (fig.4)

D'après M. Leriche (1912), la transgression thanétienne ne parvient au nord de Reims que vers la fin de l'assise II. (Thanétien moyen). La mer transgresse alors et abrase la craie qui avait été fortement érodée durant la longue émergence Crétacé-Paléocène. Des sables et des argiles souvent chargés en particules de craie remaniées se déposent : Tuffeau du Moulin compensé, Marnes de Bouffignereux et, plus au nord, Argiles de Vaux-sous-Laon. De nombreuses esquilles de silex (surtout vers la base), de nombreux coccolithes et foraminifères crétacés témoignent de l'importance des remaniements (M. Laurain, 1970). Vers le sommet, des bancs grésifiés à empreintes de végétaux attestent vraisemblablement d'une rémission de la transgression. Cette assise passe progressivement mais rapidement aux Sables de Châlons-sur-Vesle par la disparition des produits fins issus du remaniement de la craie.

Au Thanétien supérieur, la mer, bien installée, dépose des sables fins, blancs, légèrement glauconieux, très fossilifères (Sables de Châlons-sur-Vesle, Jonchery, Berru, Rilly). Les Sables de Châlons-sur-Vesle s'étendent jusqu'au pied de la Montagne de Reims (Sables de Rilly) et sous le Mont-de-Berru (Sables de Berru). De franchement marins, ils évoluent vers des faciès littoraux marqués par des apports terrigènes de plus en plus importants (J. Laurent, 1907 ; M. Laurain, 1970 ; M. Laurain et L. Barta, 1973). La craie et les galets perforés de Louvois témoignent d'une extension de la transgression jusque sur une partie de la Montagne de Reims. Au sud-ouest, des sables sont connus à Romery, dans la vallée du Brunet, à Châtillon et Dormans, dans la vallée de la Marne. Entre le Mesnil-sur-Oger et Vertus, à la base des Sables à microcodiums, et à Sézanne, sous le travertin et les calcarénites associées, existent des accumulations de galets de silex crétacés dont le façonnement est marin : ils sont vraisemblablement remaniés d'une formation marine thanétienne dont ils représenteraient les derniers restes. Ces mêmes galets existent de Sézanne à Montpothier, associés ou non à des sables blancs attribués au Thanétien depuis fort longtemps, mais sans autres preuves que des comparaisons avec les faciès situés sous le travertin de Sézanne (A. Meugy, 1872 ; H. Thomas, 1900, etc).

Plus au sud et vers l'ouest, ces mêmes galets à façonnement marin sont connus dans des formations sableuses reposant directement sur la craie ou au-dessus de calcaires attribués à l'Eocène (Formation à Silex, Poudingue de Nemours). L'âge de ces formations est très discuté et le même niveau est attribué dans des carrières proches l'une de l'autre à des étages aussi éloignés que le Bartonien et le Sparnacien, mais le façonnement de ces galets n'est pas obligatoirement du même âge que la formation qui les contient. D'anciens auteurs ont envisagé d'en faire les restes d'une sédimentation fini-crétacée, dano-montienne ou thanétienne (H. Thomas, 1900 ; A. Vatan, 1938 ; P. Jodot, 1938, 1939 ; G. Denizot, 1938 ; J. Tricart et A. Cailleux, 1946). Puisque des



FORMATIONS	MILIEUX	LOCALISATION-SIGNIFICATIONS
<u>Thanétien sup. et Sparnacien inf. continentaux</u>		
9 Calcrètes	Continental	Pédogenèse sur les reliefs crayeux et sur les marnes et calcaires du Thanétien sup. et du Sparnacien inf. .
8 Travertins de Sézanne et Louvois	Continental	Constructions très localisées sur les reliefs crayeux.
7 Calcaires et Marnes de Rilly Chenay, Breuil.	Dulçaquicole	Sédimentation carbonatée dans les dépressions des collines crayeuses et de la plaine maritime.
<u>Thanétien sup. Fluvio-marin</u>		
6 Sables de Chalons-sur-Vesle supérieurs	Marais maritime	Epanchages fluvio-estuariens au fur et à mesure de la régression thanétienne, remaniements pro-parte des formations antérieures.
5 Grès ferrugineux	Emersion	Pédogenèse au toit des sables marins de Chalons-sur-Vesle.
4 Conglomérat de Cernay	Estuaire ou Delta	Apports continentaux par un cours d'eau important
<u>Thanétien marin</u>		
3 Sables de Chalons-sur-Vesle	Marin, littoral	Phase de sédimentation et de comblement progressif du Bassin
2 Tuffeau du Moulin Compensé	Marin	Installation de la mer, remaniement de la craie et de formations superficielles
<u>Crétacé supérieur</u>		
1 Craie de Reims C ₆ i	Mer ouverte	Mer de la craie

Fig. 4 - Bloc diagramme schématique : successions et relations dans le temps et l'espace des différentes formations paléocènes, évolution paléogéographique

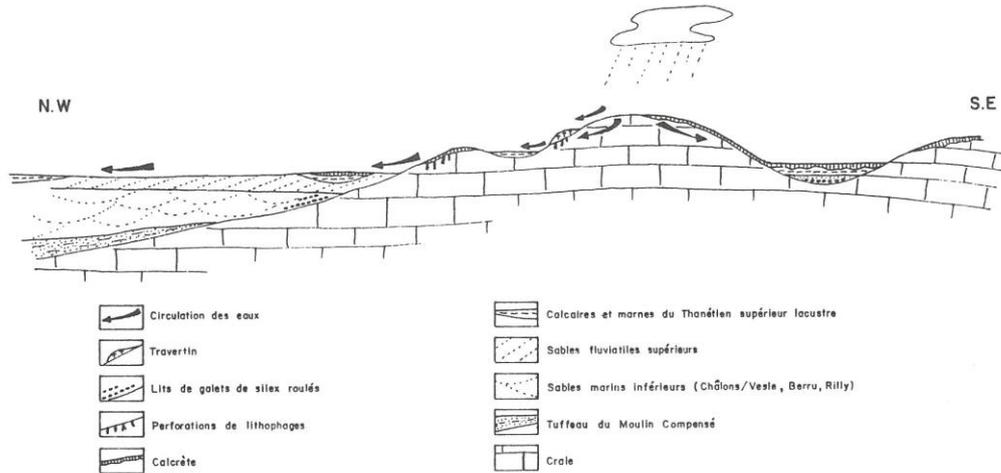


Fig. 5 - Schéma synthétique de la genèse des diverses formations carbonatées à partir d'un épisode unique de mobilisation des carbonates : dans cette hypothèse, travertins, calcarénites, calcrètes, marnes et calcaires dulçaquicoles procèdent de la même période paléoclimatique. Ce schéma représente un transect Nord-Sud de la Montagne de Reims, il peut être étendu vers le sud (Sézanne) et vers l'ouest (Clairoix, Mortemer, Cap d'Ailly).

influences marines thanéliennes existent jusqu'au sud de Sézanne et à l'ouest de Villenauxe, il est possible d'envisager pour les galets des formations du sud du bassin de Paris l'âge thanélien : des sédiments thanéliens peu épais, riches en galets de silex, peuvent avoir été complètement remaniés à différentes périodes de l'Eocène et resédimentés dans des formations d'âges différents.

Les Sables de Châlons-sur-Vesle présentent souvent à leur sommet une dalle et des concrétions ferrugineuses, orientées sur des canaux racinaires (Châlons-sur-Vesle, Rosnay), qui marquent une période d'émersion à la fin du comblement du bassin de sédimentation. Cet épisode est surmonté par des sables en bancs décimétriques, à stratifications obliques, interstratifiés de niveaux marneux et ligniteux. Ces sables sont mal classés et plurimodaux ; les influences terrigènes y sont prononcées : esquilles de silex noirs, gros grains de quartz. D'épaisseur variable, mais connus de façon très générale (Châlons-sur-Vesle, Rosnay, Breuil, Montchenot, Berru, Nogent-l'Abesse), ils traduisent un épisode de sédimentation fluviatile ou estuarienne remaniant fortement le matériel sous-jacent. Il faut imaginer une reprise des Sables de Châlons-sur-Vesle par de nombreux chenaux divaguant sur la surface de comblement du bassin de sédimentation de la mer thanélienne. A Berru, ces sables contiennent quelques passées de faciès Conglomérat de Cernay liées à la proximité d'un cours d'eau important puisque remaniant des fossiles jurassiques. La surface de cet ensemble fluviatile est irrégulière, creusée de dépressions et de chenaux comblés par les faciès carbonatés du Thanélien (Marnes et Calcaires de Chenay, Breuil, Rilly, Montchenot, Berru, Rosnay).

Dans la région de Reims, le bassin thanélien se comble progressivement, l'accumulation des sédiments se traduit par une tendance régressive et les différents faciès migrent : bien qu'identique sur toutes les coupes, la succession des formations thanéliennes ne doit pas être considérée comme ayant une valeur chronostratigraphique.

Les conditions d'altération qui régnaient sur l'arrière-pays s'installent progressivement sur les surfaces nouvellement émergées, les transformations météoriques sont enregistrées de façon significative par la remobilisation des carbonates. Des calcaires ou des marnes lacustres apparaissent dans les dépressions tandis que des calcrètes et des travertins continuent à se développer sur des reliefs plus marqués de l'arrière-pays crayeux et s'étendent sur les marnes et les calcaires lacustres des étangs asséchés (fig.5).

On remarquera qu'une même coupe ne montre jamais qu'un seul épisode d'accumulation des carbonates continentaux, si bien qu'il est tentant d'imaginer que toutes ces remobilisations correspondent à une seule période climatique. Les accumulations carbonatées les mieux préservées se situent au passage Thanélien-Sparnacien : c'est peut-être la période la plus favorable à leur développement, mais c'est peut-être aussi leur fossilisation qui a été favorisée parce qu'elles sont les plus tardives.

Ce premier cycle sédimentaire paléogène est interrompu par le dépôt ravinant des Sables à microcodiums. Ceux-ci traduisent la destruction des faciès continentaux. Cette reprise d'érosion est la conséquence soit d'un abaissement du niveau de base, soit plus vraisemblablement d'un changement climatique. Les cours d'eau deviennent capables de transporter au loin et d'assurer un tri granulométrique concentrant les cellules de Microcodiums. La base de ces calcarénites ravine souvent les formations sous-jacentes et présente des faciès grossiers à éléments calcaires traduisant le niveau d'énergie relativement fort des cours d'eau. La

fraction argileuse retrouve la composition de celle de la craie, mais elle est plus abondante (tabl. 1).

Généralisation

L'évolution paléogéographique de la région rémoise se retrouve, de façon générale dans le nord et l'ouest du bassin de Paris.

Aux faciès franchement marins du Thanétien, sensiblement équivalents aux Sables de Bracheux, font suite des faciès de régression, puis des formations carbonatées, fortement marquées d'influences dulçaquicoles et lacustres. Ces formations étaient anciennement placées au sommet du Thanétien supérieur, elles sont maintenant attribuées au Sparnacien inférieur (M. Thiry, 1981 ; J. Riveline, 1984). Des marnes beiges et/ou les "Sables et Argiles à lignites du Soissonnais", d'âge Sparnacien, recouvrent ces niveaux.

Par leur position lithostratigraphique, ces faciès calcaires (Calcaires de Clairoix, Mortemer, du Cap d'Ailly, Marnes de Marquglise, Sinceny, Marnes à rognons de Meudon), sont équivalents à ceux de la région rémoise (Marnes de Chenay, Dormans, Calcaires de Breuil, Rilly). Il y a donc tout lieu de penser que, comme ces derniers, ils traduisent dans la sédimentation du centre du Bassin l'épisode de mobilisation des carbonates mis en évidence en bordure de la Brie champenoise (G. Bignot, 1984).

Leurs âges biostratigraphiques (basés sur les mollusques et les charophytes), ne sont pas strictement identiques, mais cela ne présente pas de difficultés à leur intégration dans le schéma : la plupart de ces faciès se sont déposés sur ou en marge du domaine émergent au fur et à mesure de la régression thanétienne, un certain diachronisme est normal. Ils sont d'ailleurs de façon très cohérente, plus anciens dans la région rémoise où la régression s'amorce plus tôt : ils sont situés dans le Thanétien supérieur (Calcaire de Rilly et Breuil) ou assurent le passage du Thanétien au Sparnacien (Marnes de Chenay) alors que dans le centre du bassin, ils sont sparnaciens.

6 - Conclusions

Le premier cycle sédimentaire du Paléogène champenois peut être précisé, à la fois paléogéographiquement et stratigraphiquement.

Le retrait de la Mer de la Craie se traduit dans la région par une émergence qui dure 12 à 15 millions d'années. Les faciès continentaux qui furent alors fossilisés peuvent être vus comme les diverses expressions d'un même phénomène de remobilisation des carbonates sous l'action du climat ; ce sont des marnes lacustres, des calcrètes, des travertins et les calcarénites qui remanient ces derniers.

La limite d'extension maximale de la mer thanétienne doit être repoussée vers le sud-est, de quelques kilomètres au moins au vu de critères paléontologiques, plus probablement jusqu'à Sézanne et Villenauxe, compte tenu des accumulations de galets de silex à façonnement marin et peut-être même beaucoup plus loin vers le sud où les placages de tels silex sont encore abondants.

Les faciès continentaux, pour le moins la majorité d'entre eux, datent de la fin de la période d'émergence

puisque en bon nombre d'endroits ils reposent sur les faciès marins de la transgression thanétienne, eux-mêmes datés du Thanétien supérieur.

Les calcrètes, déjà connus dans la Montagne de Reims, tout comme les travertins des environs de Sézanne, ont en fait une extension plus grande que celle supposée précédemment, même s'ils sont discontinus ; ils marquent la fin du cycle thanétien.

Le cycle sédimentaire suivant débute dans la région par une reprise généralisée de l'érosion et le dépôt des Sables à microcodiums qui datent, vraisemblablement, du Sparnacien inférieur.

La même évolution paléogéographique, traduite par des niveaux de faciès comparables, se retrouve dans le nord et l'ouest du bassin de Paris.

Références bibliographiques

BIGNOT G. (1984). - Le calcrète de la base des faciès sparnaciens de la région de Reims est également présent au Cap d'Ailly (Haute-Normandie). *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, 21, n° 4, pp. 3-8.

BODERGAT A.M. (1974). - Les microcodiums. Milieux et modes de développement. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 62, pp. 137-235.

CAILLEUX A., TRICART J. (1946). - Présence de matériel détritico marin dans l'Eocène du sud-est du Bassin parisien. *C.R.Soc. géol. Fr.*, f. 7, pp. 112-115.

CAVELIER C. (1968). - Coupes détaillées des sondages exécutés dans le Paléogène du Bassin de Paris à Chaignes (Eure), Montjavoux (Oise), Cirès-les-Mello-Le Tillet (Oise), Ludes (Marne). Coll. sur l'Eocène, Mém. B.R.G.M., Fr., n° 59, pp. 13-52.

DENIZOT G. (1938). - La cuvette de Neuville (Indre-et-Loire) et l'extension des Sables à Chailles dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, f. 18, pp. 361-363.

DOLLFUS G. (1876). - Note sur une nouvelle coupe observée à Rilly-la-Montagne près Reims. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 3, pp. 153-173.

DOLLFUS G. (1912). - Les marnes de Chenay près Reims. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), 12, pp. 818-827.

DONSIMONI M., GHOT D. (1977). - Les calcaires concrétionnés lacustres de l'Oligocène supérieur et de l'Aquitainien de Limagne (Massif central). *Bull. B.R.G.M., Fr.*, (2), 1,2, pp. 131-169.

ENOCH A. (1967). - Contribution à l'étude de l'Eocène inférieur de la Montagne de Reims. D.E.S. Université de Reims, inédit.

FEUGUEUR L. (1963). - L'Yprésien du Bassin de Paris. Essai de monographie stratigraphique. *Mém. Carte géol. Fr.*, 568 p.

FREYET P., PLAZIAT J.C. (1965). - Importance des constructions algaires dues à des cyanophycées dans les formations continentales du Crétacé supérieur et de l'Eocène du Languedoc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 7, pp. 679-694.

HEBERT E. (1853). - Note sur l'âge des sables blancs et des marnes à *Physa gigantea* de Rilly avec coupes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), 10, pp. 436-454.

HEBERT E. (1854). - Sur une nouvelle extension dans le Bassin de Paris des marnes lacustres et des sables de Rilly. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), 2, p. 647.

HEBERT E. (1862). - Note sur l'âge du Calcaire de Rilly. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), 19, pp. 552-554.

HEBERT E. (1873). - Comparaison de l'Eocène inférieur de la Belgique et de l'Angleterre avec celui du Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 2, pp. 27-31.

HENRY P. (1966). - Contribution à l'étude du Thanétien de la montagne de Reims; D.E.S., Université de Reims, inédit.

JODOT P. (1938). - Remarques sur les cailloutis à chailles roulées du Bassin de Paris méridional. *C.R. S. Soc. géol. Fr.*, f. 18, pp. 361-363.

LAURAIN M. (1970). - Contribution à l'étude de la sédimentation thanétienne au Nord-Ouest de Reims. *Ann. Université et Association Rémoise pour Etudes et Recherche scientifique*, 8, pp. 10-22.

LAURAIN M., BARTA L. (1973). - Itinéraire géologique : faciès marins et lacustres du Tardenois oriental. *Ann. Université et Association Rémoise pour Etudes et Recherche Scientifique*, 11, f. 3-4, pp. 69-79.

LAURAIN M., BARTA L., BOLIN G., GUERNET C., GRUAS-CAVAGNETTO C., LOUIS P., PERREAU M., RIVELINE J., THIRY M. (1983). - Le sondage et la coupe du Mont-Bernon à Epernay (Marne). Etude sédimentologique et paléontologique du stratotype du Sparnacien et de la série éocène. *Géologie de la France*, (2), n°3, pp. 236-253.

LAURAIN M., MEYER R. (1979). - Paléoolération et paléosol : l'encroûtement calcaire (calcrete) au sommet de la craie, sous les sédiments éocènes de la Montagne de Reims. *C.R. Acad.Sci. Fr.*, 289, (D), pp. 1211-1214.

LAURENT J. (1907). - Etudes scientifiques sur le pays rémois, étude géologique. *Ass. fr. pour Av. Sciences*, 36^e session, pp. 15-75.

LEMOINE V., AUMONIER J.M. (1880). - Terrains tertiaires des environs de Reims. *Ass. Fr. pour Av. Sciences*, Reims, pp. 605-619.

LERICHE M. (1907). - Observations sur les terrains tertiaires des environs de Reims et d'Epernay. *Ann. Soc. géol. Nord*, 36, pp. 367-389.

Annexe

Il paraît utile, à propos de cette publication, de resituer de façon précise, en les redécrivant sommairement, les principales formations auxquelles il est fait référence dans le texte. Des modifications sont en effet intervenues depuis la publication de la Synthèse sur le Bassin de Paris (F. Ménégnien, 1980), en particulier sur l'attribution stratigraphique de plusieurs de ces niveaux de référence.

Formations revues dans l'annexe :

- Tuffeau du Moulin Compensé
- Sables de Chalons-sur-Vesle
- Sables de Rilly
- Sables de Berru
- Conglomérat de Cernay
- Calcaire et Marnes de Rilly
- Marnes de Montchenot
- Marnes de Chenay
- Marnes de Dormans
- Calcaire de Breuil
- Marnes des Chartreux (Louvois)
- Marnes de Berru
- Sables à microcodiums - Grès du Mont-Chesnois

Tuffeau du Moulin Compensé

Ces marnes sableuses affleurent bien au nord de la Vesle qu'elles

LERICHE M. (1912). - L'Eocène des Bassins parisien et belge. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 12, pp. 692-724.

MELLEVILLE M. (1981). - Description géologique de la Montagne de Reims et des Pays voisins. *Bull. Soc. géol. Fr.* (2), 18, p. 417.

MEUGY A. (1872). - Sur la ceinture nord-est du bassin tertiaire parisien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3) 1, pp. 40-60.

NOEL D. (1970). - Cocolithes crétacés, C.N.R.S., Paris, 129 p.

PLATEAU M. (1905). - Notice géologique sur le territoire de Merfy (Marne). Feuille des Jeunes naturalistes, n° 419, p. 157.

POMEROL B., RENARD M., RIVELINE J. (1977). - Données nouvelles sur le Thanétien supérieur du Nord du Bassin de Paris. La limite Paléocène - Eocène dans les bassins nordiques et sa corrélation avec les bassins mésogéens. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 19, n°1, pp. 155-164.

RIVELINE J. (1984). - Les Charophytes du Cénozoïque (Danien à Burdigalien) d'Europe occidentale. Implications stratigraphiques. These doctorat d'Etat, Paris (Pierre et Marie Curie). 2 vol., 417 p., 38 pl. + 517 p.

THIRY M. (1981). - Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisation, ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris. *Sci. géol., Mém.*, n° 64, 173 p.

THOMAS H. (1900). - Contribution à la géologie des environs de Provins. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 28, pp. 72-85.

TRICART J., CAILLEUX A., (1946). - Présence de matériel détritique marin, dans l'Eocène du Sud-Est du Bassin Parisien. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, f. 7, pp. 112-115.

VATAN A. (1938). - Sur les formations continentales sidérolithiques semblant provenir de matériel marin dans le Bassin de Paris méridional. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 15, pp. 290-292.

débordent au sud à Gueux et à Rosnay. Les variations latérales et verticales sont rapides vers des marnes (de Bouffignereux), des argiles (de Vaux-sous-Laon), et des grès. Bien que décrites dès le siècle dernier, leur comparaison avec le Tuffeau de la Fère et leur attribution au Thanétien II sont dues à M. Leriche (1912) ; F. Lessani (1968) y a retrouvé la faune de Foraminifères de cet horizon.

Le Tuffeau et les niveaux qui lui sont rattachés reposent directement sur la craie par l'intermédiaire d'une surface érodée et perforée (*Martesia*, Crustacés, etc.). Ils sont toujours recouverts par les sables de Châlons-sur-Vesle vers lesquels ils évoluent progressivement en perdant les carbonates et la fraction fine (M. Laurain, 1970).

Sables de Chalons-sur-Vesle

A Châlons-sur-Vesle même, ces sables reposent sur le Tuffeau du Moulin Compensé. Il faut y distinguer deux niveaux :

- les sables inférieurs, à larges stratifications entrecroisées, soulignées par des lits de fossiles. Les caractéristiques paléontologiques (J. Laurent, 1907) et sédimentologiques (M. Laurain, 1970), mettent en évidence une évolution du milieu de sédimentation marquée par des influences terrigènes de plus en plus marquées. Leur partie supérieure est grésifiée : la dalle de grès ferrugineux (roux ou violacés) est une cimentation par des oxydes de fer des sables de Châlons-sur-Vesle : on y retrouve leurs stratifications ainsi que des traces de la faune. La grésification

d'âge thanétien (remaniement dans les sables supérieurs, figures de charges cachetées par des sables supérieurs -Rosnay-), les gros pivots racinaires qui plongent de la dalle dans les sables sous-jacents, attestent de la période d'émersion qui fait immédiatement suite au dépôt des Sables de Châlons-sur-Vesle marins et qui précède la sédimentation fluvio-estuarienne.

- les sables supérieurs sont disposés en petits bancs à stratifications entrecroisées et laminations obliques dans lesquels s'interstratifient des lits marneux et des bancs ligniteux (Saint-Thierry, Merfy, Beuil, etc.). Ils correspondent à une sédimentation de chenaux divaguants remaniant les sables marins inférieurs et apportant un matériel terrigène important. Ce niveau est raviné jusqu'aux sables marins et par les Sables à microcodiums (Grès du Mont Chesnois et du Mont-de-Châlons).

Mammifères récoltés à la partie supérieure des sables marins de Châlons-sur-Vesle (communication P. Louis) :

- Multituberculés Ptilodontidés *Liotomus marshi* Lemoine 1882
- Condylarthres Tricuspidodontidés *Tricuspidodon rütimeyeri* Lemoine 1891

Sables de Rilly

Cette formation repose sur la craie par l'intermédiaire d'un niveau légèrement ferrugineux contenant des espèces de la faune de mollusques des Sables de Châlons-sur-Vesle (N. Rondot, 1842 ; L. Carez, 1877). Elle est surmontée par des marnes contenant des masses calcaires dites Marnes de Rilly. Il n'y a pas d'affleurements actuellement visibles, mais leur position stratigraphique et les coupes anciennes situent ces sables au niveau des Sables de Châlons-sur-Vesle (G. Dollfus, 1876 ; N. Rondot, 1842). Cette position dans le Thanétien ne fait pas de doute.

D'après l'examen des nombreuses coupes publiées (J. Prestwich, G. Dollfus, etc.), il semble qu'il faille distinguer des sables inférieurs blancs (ferrugineux à la base), bien classés, fins, ayant fourni des éléments de la faune de Châlons-sur-Vesle et des sables supérieurs, mal classés, argileux, en bancs minces qui pourraient être équivalents aux sables supérieurs de Châlons-sur-Vesle connus à quelques kilomètres de là (Montchenot).

Sables de Berru

Les sables de Berru (anciennement visibles dans la carrière Mouras et dans de nombreuses petites exploitations), sont constitués des deux mêmes unités que ceux de Châlons-sur-Vesle :

- un ensemble inférieur reposant sur la craie par quelques décimètres d'un sable rouille, parfois légèrement grésifié. Une faune de mollusques, comparable à celle de Châlons-sur-Vesle, a été trouvée très localement (E. Molot, 1904 ; Ch. Deperet, 1906),

- un ensemble de sables, en petits niveaux, à stratifications entrecroisées et à laminations obliques, alternant avec des passées marneuses, ligniteuses et des lentilles d'un sable graveleux, fluviatile, semblable au Conglomérat de Cernay, mais dont la faune de mammifères paraît un peu plus évoluée (P. Gingerich, 1976). Ce deuxième ensemble, fluviatile ou estuarien, est très nettement ravinant dans les sables blancs sous-jacents (M. Laurain, 1970).

Conglomérat de Cernay

Ce gravier fluvio-estuarien est célèbre par la faune de mammifères qu'il a fournie (V. Lemoine, 1879 ; D. Russell, 1964 ; P. Teilhard de Chardin, 1921).

Il repose sur les sables blancs de Berru, qu'il ravine souvent jusqu'à la craie. Il contient une faune de mollusques assez variée, mal conservée, dans laquelle il est possible de reconnaître de nombreuses espèces de la faune dulçaquicole de Rilly et marine de Châlons-sur-Vesle (H. Farchad, 1936).

La faune de mammifères en fait, indiscutablement, du Thanétien supérieur. Il est souvent recouvert par des marnes brunes ou grises, plus ou moins sableuses, d'âge indéterminé, mais vraisemblablement sub-contemporaines des faciès carbonatés du Thanétien terminal.

Sa datation peut être précisée : dans les sables fluviatiles surmontant les sables marins blancs de Berru, il existe des lentilles de gravier fluviatile ayant fourni une faune de vertébrés et notamment de Plésiadaptidés, apparemment plus récente (P. Gingerich, 1976) que celle du Conglomérat de Cernay proprement dit. Cela conduit à situer le conglomérat au sommet des sables marins de Châlons-sur-Vesle ou à la base des sables fluviatiles dont il annoncerait alors la future mise en place.

Calcaires et marnes de Rilly

Ces formations, dont on ne connaît plus de bons affleurements depuis la fermeture des carrières au siècle dernier, ont été beaucoup étudiées : les coupes publiées sont nombreuses dans la bibliographie (E. Hebert, 1848 ; J. Prestwich, 1853 ; G. Dollfus, 1876, etc.). Les études les plus récentes sont de P. Henry (1966) et A. Enoch (1967).

Les Calcaires de Rilly reposent sur les Sables de Rilly et sous une puissante série marneuse constituée par des marnes à blocs calcaires (marnes à rognons du sondage de Ludes), mises en équivalence par A. Enoch avec les marnes à blocs calcaires de l'est de la Montagne de Reims et identifiées depuis comme calcrètes (M. Laurain et R. Meyer, 1979). Elles-mêmes sont surmontées par des marnes blanches et vertes, épaisses de 7 à 8 m (atteignant 15 m dans la coupe du tunnel de Rilly - A. Peron, 1880), ces marnes ont permis la récolte de débris de charophytes, de cellules isolées de microcodiums et une microfaune remaniée de la craie. A. Enoch en fait un équivalent latéral des Sables à microcodiums ; elles peuvent aussi être comparées aux marnes blanches et vertes du Mont-Bernon ou aux marnes supérieures de Chenay ou de Dormans. Elles ont fourni à Ludes *Peckichara disermas* (Sparnacien).

Les Calcaires de Rilly, blancs, gris ou jaunâtres (très clairs), d'aspect crayeux, sont intimement associés à des marnes gris clair dans lesquelles ils constituent un banc plus ou moins continu se résolvant parfois en masses isolées. Les marnes grises peuvent ne pas contenir de calcaires. Certains niveaux contiennent des lits de silex roulés (souvent altérés : cacholisation), remaniés du Thanétien marin sous-jacent. Le calcaire, parfois très fossilifère, a fourni la faune de Rilly, (nombreux mollusques, gastéropodes et lamellibranches), de milieux dulçaquicole et aérien (N. Rondot, 1842 ; S. de Boissy, 1848).

Les marnes associées au calcaire ont fourni une faune de vertébrés dont de nombreux mammifères du Thanétien supérieur, (D. Russell, P. Louis, M. Poirier, 1976).

Marnes de Montchenot

Ces marnes, à boulets algaires (cyanophycées encroûtant divers restes), sont situées au-dessus de sables lités plus ou moins argileux, représentant la partie supérieure des Sables de Châlons-sur-Vesle. Les Sables de Châlons-sur-Vesle eux-mêmes, qui affleuraient dans le bas de la carrière, ont fourni des empreintes de mollusques de la faune du Thanétien III (J. Prestwich, 1853 ; E. Hebert, 1853).

Elles sont recouvertes par des argiles noirâtres puis des sables à lignites (A. Meugy, 1872), correspondant, vraisemblablement, au faciès sparnacien. Leur position stratigraphique ne fait pas de doute : c'est celle des Marnes de Chenay et de Rilly ; elle est connue depuis longtemps (V. Lemoine et J.M. Aumonier, 1880), des études récentes portant sur la flore de characées (J. Riveline, 1983-1984), sur la faune de vertébrés (P. Louis, non publié, liste faunique jointe) et sur la faune de mollusques (M. Laurain et P. Henry, 1968) confirment l'âge thanétien supérieur.

Vertébrés des marnes de Montchenot (P. Louis)

Multituberculés	Ptilodontidés	<i>Neoplagiaulax eoaeus</i> Lemoine 1880
	Ptilodontidés	<i>Liotomus marshi</i> Lemoine 1882
Insectivores	Adapisoricidés	<i>Adapisorex gaudryi</i> Lemoine 1883
Primates	Plesiadapidés	<i>Plesiadapis tricuspiciens</i> Gervais 1877
Condylarthres	Arctocyonidés	<i>Arctocyon primaevus</i> Blainville 1841
	Arctocyonidés	<i>Arctocyonides arenae</i> Russell 1964
	Meniscothériidés	<i>Orthaspidothierium edwardsi</i> Lemoine 1885
	Hyposodontidés	<i>Dipavali petri</i> Russell 1964
Crocodyliens	Crocodylidés	<i>Crocodylus sp</i>

Marnes de Chenay

Les Marnes de Chenay ont fait l'objet de vives controverses quant à leur position géométrique et à leur attribution stratigraphique, se déplaçant selon les auteurs de sous les Sables de Châlons-sur-Vesle (E. Hebert, 1873), à la base du Sparnacien (M. Leriche, 1907).

Elles sont situées, à Chenay, altimétriquement au-dessus des Grès du Mont Chesnois (Sables à microcodiums), mais comme ceux-ci sont très ravinés, il est impossible d'affirmer qu'elles leur soient stratigraphiquement superposées. Il existe même de nombreux arguments contraires :

- elles n'ont jamais été observées directement sur les sables à microcodiums, la position la plus élevée qui leur soit connue est au-dessus des sables fluviaux de Châlons-sur-Vesle qu'elles ravinent parfois jusqu'aux sables marins de Châlons-sur-Vesle,

- les Marnes de Chenay ne contiennent pas de produits de remaniement des Sables à microcodiums alors que ceux-ci montrent souvent des galets de marnes ou des coulées de marnes et calcaires dont le faciès est celui des Marnes de Chenay,

- si, comme c'est vraisemblable, il n'y a qu'un seul épisode de mobilisation des carbonates, les Marnes de Chenay sont strictement équivalentes aux divers faciès marneux et calcaires dulçaquicoles du Thanétien supérieur ; or, des blocs de ces calcaires sont très souvent remaniés dans les Sables à microcodiums,

- sur différents affleurements, notamment Saint-Thierry et Rosnay, les Sables à microcodiums sont topographiquement au-dessus des marnes de Chenay,

- des faciès équivalents à ces marnes sont situés en dessous des calcrètes, d'autres sont affectés par cette pédogénèse. Or, les Sables à microcodiums sont postérieurs aux croûtes calcaires puisqu'ils les ravinent et les remanient : ces marnes et calcaires lacustres ne peuvent qu'être antérieurs aux Sables à microcodiums.

En résumé, la position stratigraphique des Marnes de Chenay est au-dessus des sables fluviaux (Sables de Châlons-sur-Vesle supérieurs), et sous les faciès calcarénitiques plus ou moins consolidés à microcodiums.

L'hypothèse de passages latéraux de faciès (M. Laurain, 1970) devient de ces faits caduque.

Les faunes de mollusques qu'elles ont fournies paraissent d'âge thanétien, mais les auteurs (notamment G. Dollfus, 1912) ménagent la possibilité d'un âge sparnacien.

Des travaux récents sur la flore de characées (J. Riveline, 1984), conduisent à attribuer à la base de la formation un âge thanétien supérieur.

Marnes de Dormans

Il n'y a plus, actuellement, d'affleurements de ces marnes à Dormans et à Try où elles ont été décrites. Les coupes étudiées par E. Hebert (1853-1854, 1862, 1873), ainsi qu'une récente tentative pour retrouver le niveau à vertébrés, permettent de séparer ces marnes en deux niveaux d'âges différents :

- le niveau inférieur repose sur des sables blancs ayant fourni une faune de mollusques des Sables de Châlons-sur-Vesle (E. Munier-Chalmas in L. Jamet, 1898). Il est constitué de marnes grises, à rognons calcaires concrétionnés, contenant quelques mollusques dulçaquicoles : *Paludina aspersa* et *Rillya rillyensis*. Le faciès, la faune et la position stratigraphique, évoquent les Marnes de Chenay ou de Rilly fini-thanétiennes.

- le niveau supérieur est séparé du précédent par une marne à passées ligniteuses et à rognons de calcaires d'aspect conglomératique, ayant fourni des restes de vertébrés et de mollusques, (la présence de cette faune a incité E. Hebert à comparer ce niveau avec le "conglomérat" de Meudon). Les marnes supérieures, épaisses, (plus de 10 m), grises, semblent pouvoir être comparées aux marnes blanches mises en évidence par sondage et représentant le Sparnacien inférieur dans le sondage du Mont Bernon (M. Laurain *et al.*, 1983).

Les seules données récentes sont dues à P. Louis (renseignement oral, non publié) : les tentatives effectuées pour retrouver la marne à passées conglomératique, riche en restes osseux, n'ont pas abouti, cependant le lavage de marnes (vraisemblablement prélevées dans des déblais de carrière) a permis d'identifier deux faunes : l'une du Thanétien supérieur, provenant selon toute vraisemblance des marnes inférieures, l'autre du Sparnacien, issue des marnes conglomératiques.

Il est donc logique de suivre L. Feugueur (1963) en faisant passer la limite Thanétien Sparnacien en dessous des marnes conglomératiques.

Calcaire de Breuil

Ce banc de calcaire lacustre, discontinu et largement pénétré de marnes grises, est localisé dans une dépression du sommet des sables supérieurs de Châlons-sur-Vesle (ici très ligniteux et présentant de nombreux terriers de type *Callianassa*). Il est recouvert par des marnes grises et brunes attribuées au Sparnacien (characées, opercules de Gastropodes) (F. Lessani, 1968 ; J. Riveline, 1984). Le calcaire, gris ou noir, fétide est perforé de grosses tubulures parfois ramifiées, verticales, pénétrées par la marne grise qui lui est associée : il contient de nombreux gyrogonites du Thanétien terminal (J. Riveline, 1984) et des mollusques dulçaquicoles. La formation est très semblable aux Marnes de Chenay ou de Rilly : par sa position stratigraphique et son faciès ce niveau leur est identifiable.

Marne des "Chartreux" (Louvois)

Ce faciès, mis à l'affleurement par les travaux de pose d'un gazoduc, repose directement sur la craie ; il est recouvert par des colluvionnements d'argile à meulière et de limons. Ces marnes ont fourni une faune de vertébrés comparable à celle de Cernay ou Berru (il n'y a que de rares mammifères, mais de nombreux restes de tortues, crocodiles et oiseaux). Tout près de là, la craie saine est surmontée par des croûtes calcaires.

Nouveau gîte fossilifère :

x = 1 160,93 ; y = 728,67 ; z = 205. Feuille d'Avize 1/50 000

Faune étudiée par P. Louis.

Association faunique

Mammifères	Multituberculés	Ptilodontidés
	<i>Neoplagiaulax</i> sp.	
	Condylarthres	Arctocyonidés
	<i>Arctocyon primaevus</i> Blainville 1841	
	Meniscothériidés	
Oiseaux	<i>Pleuraspidotherium aumonieri</i> Lemoine 1878	
	Diatrymiformes	Gastornithidés
	<i>Gastornis edwardsi</i> ? Lemoine 1878	
Reptiles	Crocodyliens	Crocodylidés
	<i>Crocodylus</i> sp.	
	Eosuchiens	Champsosauridés
	<i>Simoesosaurus</i> sp? Gervais 1877	
	Cheloniens	Emydidés?
Amphibiens	<i>Palaeochelys</i> sp?	
	Urodèles	Salamandridés
Poissons	<i>Triturus</i> ?	
	Actinoptérygiens	Amiidés
	<i>Amia robusta</i> ? Priem 1908	
	Amioïdiens	Amiidés
	<i>Amia robusta</i> ? Priem 1908	

Contexte paléogéographique

Les mammifères trouvés à Louvois sont peu nombreux (les reptiles aquatiques, tortues et crocodyliens abondent), et ne donnent certainement qu'une image incomplète de la faune mammalienne locale. L'absence du genre *Trionyx* (tortue fluviatile, fréquente dans le Conglomérat de Cernay et au Mont-de-Berru), le peu de restes de *Simoesosaurus* (Eosuchien considéré comme ayant probablement habité les berges des rivières), l'abondance des ossements de crocodiles, ainsi que de ceux de petit amphibiens (*Triturus* ?), indiquent un biotope différent de celui du Mont-de-Berru. Les Marnes de Louvois se sont probablement formées en milieu marécageux. A noter la présence de nombreux restes osseux de *Gastornis*.

Marnes de Berru

Ces marnes et sables marneux correspondent à des remplissages de chenaux déblayés dans les sables fluviatiles qui ravinent jusqu'aux sables blancs marins de Berru (H. Guérin, *et al.*, 1975).

Elles contenaient, à leur base, un niveau marno-sableux, riche en vertébrés, dont la faune de mammifères thanétiens est plus récente que celle des sables fluviatiles et du Conglomérat de Cernay, (D. Russel, P. Louis, M. Poirier, 1966).

Epaisses au maximum de 5 à 6 m, elles passent à des marnes grises, 2-3 m, puis à des marnes grises et rouges ; elles contiennent, surtout les secondes, de gros rognons calcaires. Les marnes grises ont fourni récemment des mollusques (*Physa gigantea*, *Vivipara aspersa*), de la faune thanétienne de Rilly, les marnes grises et rouges, des characées de la zone à *Peckichara disermas*, (Sparnacien) (J. Riveline, 1984). Ces faciès à rognons calcaires sont surmontés d'un calcrète caractéristique.

Sables à microcodiums - Grès du Mont-Chesnois

Cette formation affleure bien dans de nombreuses exploitations anciennes (construction de petits monuments et en partie de l'église d'Avenay) ; elle est connue, localement, sous le nom de "beurge". Cependant, il est étonnant de constater qu'elle n'a jamais fait l'objet d'une description et a fortiori d'une interprétation. Les références anciennes à son existence sont presque inexistantes souvent ponctuelles et erronées. M. Melleville (1861) fait des Grès du Mont-de-Châlons un équivalent latéral des Marnes de Chenay ; V. Lemoine et J. M. Aumonier, 1880, reprennent cette identification en y voyant un faciès plus sableux et signalent à sa base des "marnes à rognons calcaires" ; J. Laurent (1907) cite des marnes lacustres reposant directement sur la craie et un calcaire sableux ; M. Leriche (1907) parle, en Montagne de Reims, d'un sable fin, calcaire, à stratifications entrecroisées, d'apparence

fluviatile, parfois agglutiné en un grès tendre et, à Châlons-sur-Vesle, il considère que les Marnes de Chenay et les Grès du Mont-Chesnois sont des passages latéraux de faciès et en fait des équivalents du Conglomérat de Cernay.

L'importance de cette formation n'est clairement perçue que beaucoup plus tardivement, par P. Henry (1966) et A. Enoch (1967), dans leurs travaux sur la Montagne de Reims. Cependant, ni l'extension du faciès ni son interprétation ne sont abordées.

Les "Sables à microcodiums" sont largement répandus dans l'est de la Montagne de Reims et le long de la cuesta tertiaire de Pouillon (nord de Reims), à Sézanne. L'érosion n'en a pas laissé de traces vers l'est et ils ne paraissent pas exister vers l'intérieur du bassin (sous la forme de sables bien triés à cellules de microcodiums), cependant, de nombreux affleurements et surtout sondages montrent l'existence, au toit de la craie, de marnes ("marnettes") ou de calcaires à microcodiums dont l'attribution stratigraphique est fort diversifiée.

La position stratigraphique des Sables à microcodiums est très nette : ils sont superposés aux calcrètes et aux faciès carbonatés du Thanétien supérieur ou du Sparnacien basal (Calcaire de Rilly, Marnes de Chenay, Berru, etc.). Ils sont sous-jacents aux sédiments argilo-sablo-ligniteux de faciès sparnacien. Ils sont également sous-jacents ou équivalents aux marnes blanches du Mont-Bernon du Sparnacien inférieur. Ils sont donc d'âge Sparnacien inférieur.

Les grès du Mont-de-Châlons (sur-Vesle) des anciens auteurs et les grès du Mont-Chesnois (Chenay), sont des équivalents, au nord de la Vesle, des Sables à microcodiums.

Au nord de Reims, les Grès du Mont-Chesnois ravinent les Marnes de Chenay qu'ils remanient et les sables supérieurs de Châlons-sur-Vesle jusqu'aux sables marins (Mont de Châlons).

En Montagne de Reims, la formation est ravinante sur le calcrète. Elle débute par des faciès grossiers à éléments calcaires et galets mous de marnes grises remaniés des formations sous-jacentes (craie et altérite, marnes et calcaires dulçaquicoles) ; elle devient ensuite plus fine, mieux triée, présentant des stratifications horizontales, entrecroisées, ou à lamination oblique ; au sommet, elle prend l'aspect d'un sablon marneux, beige, dans lequel des fragments de cellules de microcodiums sont toujours identifiables, la stratification devient horizontale et régulière. L'ensemble peut atteindre 15 m d'épaisseur. A cette évolution verticale se superpose une évolution horizontale : les Sables à microcodiums sont plus grossiers dans l'est de la Montagne de Reims, (Trépaill, Villers-Marmery) et deviennent progressivement plus fins vers l'ouest (Mailly-Champagne) ; ils disparaissent rapidement entre Mailly et Ludes et sont remplacés par des marnes brun clair, vertes et blanches, à cellules de microcodiums, vers Ludes et Rilly. Ces évolutions de la formation sont moins évidentes au sud de la Marne, les affleurements réduits et localisés le long de la cuesta ne permettent pas d'aussi bonnes observations.

La nature du matériel constitutif (granules crayeux, cellules isolées de microcodiums, foraminifères remaniés de la craie, éléments de croûte calcaire et galets mous), les conditions de sédimentation et leur position stratigraphique, font de ces sables le produit de remaniement des formations superficielles élaborées essentiellement sur les sédiments carbonatés du Secondaire alors à l'affleurement dans le sud et l'est du bassin de Paris.

La mise en place de ce matériel sur de grandes surfaces, brutale, érosive, implique un changement radical du climat. A la longue période stable, chaude, à prédominance de la saison sèche sur la saison humide, permettant une altération, succède une période d'érosion démantelant les altérites, vraisemblablement liée à un climat plus humide, permettant l'installation de cours d'eau importants, capables d'assurer le transport et la sélection granulométrique du matériel érodé. Les microcodiums qui cariaient les carbonates à l'affleurement et participaient à l'élaboration des calcrètes sont alors remaniés, triés et concentrés.

Bibliographie complémentaire relative aux annexes

- BOISSY (de) S. (1848). - Description des coquilles fossiles du calcaire lacustre de Rilly. *Mém. Soc. géol. Fr.*, (2), 3, 265 p.
- CAREZ L. (1877). - Sur la présence de fossiles marins dans les sables de Rilly-la-Montagne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 6, pp. 179-183.
- DEPERET Ch. (1906). - Relations stratigraphiques des faunes de Cernay et de Meudon au Mont de Berru. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 6, pp. 442-443.
- FARCHAD H. (1936). - Etude du Thanétien du Bassin de Paris. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 30, 101 p.
- GINGERICH P. (1976). - Cranial anatomy and evolution of early tertiary Plesiadapidae (Mammalia, Primates). *Papers of Paleontology*, n° 15, The University of Michigan, Museum of Paleontology, Ann Arbor, Michigan 48109.
- GUERIN H., LAURAIN M., LAURENTIAUX D. (1975). - Géologie du vignoble rémois et sparnacien ; excursion géologique. Actes du 95e Congrès nat. des Soc. savantes, Reims 1970, Sciences, 1, pp. 447-465.
- HEBERT E. (1848). - Notice sur les dépôts situés dans le Bassin de Paris entre la craie blanche et le calcaire grossier, avec coupes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), 5, pp. 388-410.
- LAURAIN M., HENRY P. (1968). - Montchenot : gisement accessible de la faune thanétienne du calcaire lacustre de Rilly. *Ann. Université Ass. rém. ét. rech. scientifique*, 6, f. 4, pp. 127-132.
- LEMOINE V. (1879). - Ossements fossiles des terrains tertiaires inférieurs de la région de Reims. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 7, pp. 398-403.
- LESSANI F. (1968). - Etude micropaléontologique et sédimentologique des formations du Paléocène et de l'Eocène inférieur des environs de Reims (Marne). Thèse 3^e cycle, Paris, non publié.
- MEGNIEN F. (coord.) (1980). - Lexique des noms de formations. In C. Megnier (coord.) Synthèse géologique du Bassin de Paris, III, *Mém. BRGM*, n° 103, 467 p.
- MOLOT E. (1904). - Sur la découverte, à la montagne de Berru, de la faune du Thanétien. *Bull. Soc. Et. Sci. Nat. Reims*, 13.
- MUNIER-CHALMASE E. (1898). - In Janet L. Révision de la feuille de Meaux. *Bull. Service Carte géol. Fr.*, 10, n° 63, pp. 11-12.
- PERON A. (1880). - Sur une nouvelle coupe de la Montagne de Reims au-dessus du tunnel de Rilly. *Ass. Fr. Av. Sciences*, Reims, 8^e session, p. 620.
- PRESTWICH J. (1853). - Sur la position géologique des sables et du calcaire lacustre de Rilly. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), 10, pp. 300-310.
- RIVELINE J. (1976). - Etude floristique des niveaux marneux de la carrière de Montchenot (Marne). Mise en évidence d'une nouvelle association de characées d'âge thanétien. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 283, (D), pp. 25-28.
- RIVELINE J. (1983). - Proposition d'une échelle zonale de charophytes pour le Tertiaire (Danien à Burdigalien), de l'Europe occidentale. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 296, (II), pp. 1077-1080.
- RIVELINE J. (1984). - Les charophytes du Cénozoïque d'Europe occidentale. Implications stratigraphiques. Thèse doctorat d'Etat, Paris VI, n° 84-15, 2 t., non publié.
- RONDOT N. (1842). - Etude géologique du Pays de Reims. *Annales Académie de Reims*.
- RUSSELL D. (1964). - Les mammifères paléocènes d'Europe. *Mém. Mus. nat. Hist. Nat.*, (C), 13, 324 p.
- TEILHARD de CHARDIN P. (1921). - Les mammifères de l'Eocène inférieur français et leurs gisements. *Annales de Paléontologie*, 10.

PLANCHE I

- Photo 1. Craie indurée ; les cristaux de calcite présentent des faces nettes de nourrissage. Observation au MEB Trépail.
- Photo 2. Dans le calcrète au toit de la craie, le calcaire recristallise en grands rhomboèdres. Observation microscopique, lumière naturelle. Trépail.
- Photo 3. Faciès totalement envahi par les microcodiums. Observation microscopique, lumière polarisée. Verzenay.
- Photo 4. Couple stéréoscopique montrant un travertin à empreintes de feuilles. Louvois, La Neuville-en-Chaillois.
- Photo 5. Encroûtement à cyanophycées intercalé dans les travertins. Observation microscopique, lumière naturelle. Louvois, La Neuville-en-Chaillois.

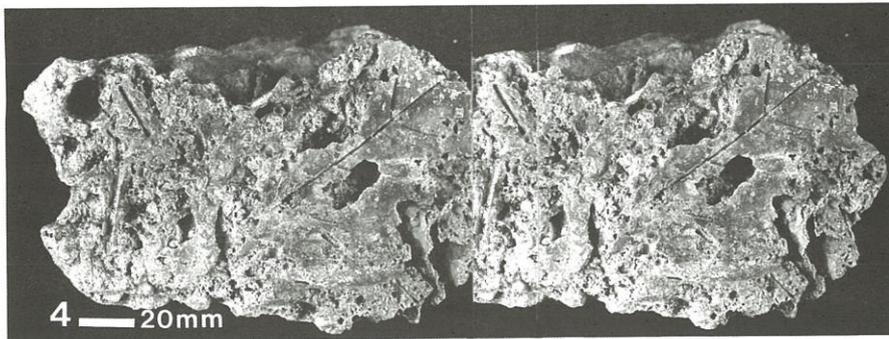
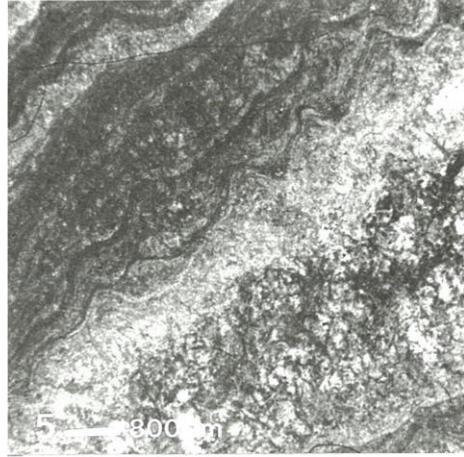
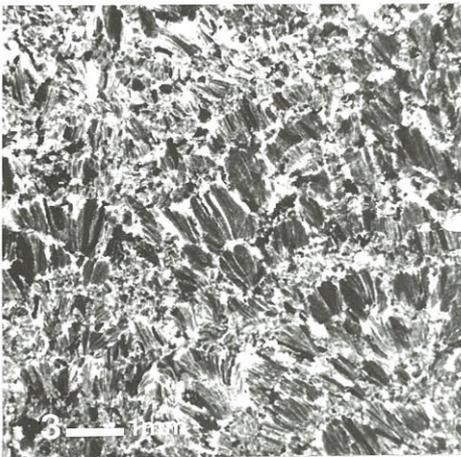
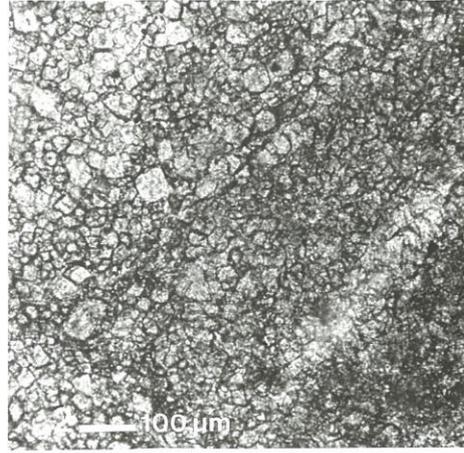
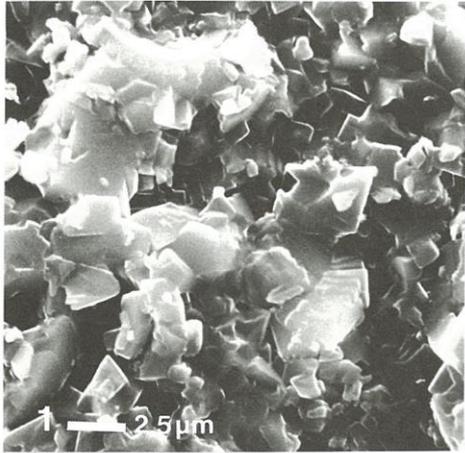


PLANCHE II

- Photo 6. Couple stéréoscopique montrant un travertin perforé par des mollusques lithophages. Le départ de ces perforations se fait à plusieurs niveaux de croissance, ce qui implique des alternances de submersions par les eaux marines et d'émersions. Louvois, La Neuville-en-Chaillois.
- Photo 7. Couple stéréoscopique montrant un galet de craie indurée, encroûté par des cyanophycées. Louvois, La Neuville-en-Chaillois.
- Photo 8. Structure interne d'une concrétion de type stalactitique. Observation microscopique, lumière naturelle. Louvois, La Neuville-en-Chaillois.
- Photo 9. Calcarénite blanche faite d'éléments remaniés des travertins. Observation microscopique, lumière polarisée. Sézanne.
- Photo 10. Sable à microcodiums dont les éléments proviennent de la craie et des altérites qui la surmontent. Observation microscopique, lumière polarisée. Trépail.

