

# Minéralogie des argiles albiennes du sud du Pays d'Othe (sud-est du bassin de Paris). Modalités du passage latéral Sables de la Puisaye-Argiles Tégulines

B. Pomerol\*

Mots-clés : Argile minéral, Argile (Argiles tégulines), Albien, (Sable), Contrôle tectonique, Eustatisme, Cycle sédimentaire Aube (Pays d'Othe).

## Résumé

A l'Albien moyen, le passage latéral Sables de la Puisaye- Argiles tégulines supérieures peut être observé au sud du Pays d'Othe, dans la vallée de l'Armanche, entre Saint-Florentin où les Sables de Frécambault (équivalents de la partie supérieure des Sables de la Puisaye) affleurent largement et Ervy-le-Châtel. Dans ce secteur proche de la région stratotypique de l'Aube, la majeure partie de la série albienne moyenne et supérieure est constituée d'argiles silteuses ou sableuses. Dans ces niveaux, les minéraux argileux montrent, de la base au sommet de la série, des variations dans leurs pourcentages respectifs traduisant l'installation progressive d'une sédimentation profonde, cette transgression de l'Albien moyen et supérieur étant toutefois constituée de différentes pulsations secondaires enregistrées aussi par les minéraux argileux. Ces derniers, permettent en outre, de définir les modalités précises du passage latéral Sables de Frécambault-Argiles tégulines et d'apprécier l'influence des phénomènes tectono-sédimentaires ou de l'eustatisme dans les transgressions - régressions de l'Albien.

## Introduction

Les formations albiennes affleurent largement dans le sud du bassin de Paris où elles présentent, d'est en ouest, de la vallée de la Seine à la vallée de la Loire, d'importantes variations latérales de faciès. A l'est, dans la région stratotypique de l'Aube, des faciès argileux ou argilo-silteux (Argiles tégulines) apparaissent dès l'Albien inférieur, succédant aux Sables verts. Vers l'ouest, au contraire, en Puisaye et dans le Nivernais, les faciès sableux dominent (L. Courel *et al.* 1972) et, à l'exception des Argiles de Myennes d'âge Albien inférieur, l'Albien y est représenté par une épaisse formation sableuse, les Sables de la Puisaye (tabl.1). La zone de passage entre les faciès sableux et les faciès argileux se situe approximativement au niveau de la vallée de l'Yonne et, dans ce secteur, la multiplicité des formations

## Abstract

In the Middle Albien the lateral passage Sables de la Puisaye- Gault Clay can be observed in the South of the Plateau d'Othe (south east Paris basin ) along the Armanche valley, between Saint-Florentin, where the Sables de Frécambault (equivalent to the upper part of the Sables de la Puisaye) largely outcrops, and Ervy-le-Châtel. In this later area, close to the Albien stratotype, a great part of the Middle and Upper Albien is composed of silty or arenaceous clays. Clay minerals assemblages outline from the base to the top of these sequence the progressive onset of a deeper sedimentation. They also outline the exact processes of the passage lateral and the transgression -regression cycles of the Albien stage.

locales : Sables de Frécambault, Sables des Drillons, Argile des Drillons, Argile de l'Armanche, Argile des Pommerats... témoigne de ces brusques changements de faciès. Ces différentes formations locales sont particulièrement bien visibles au pied de la cuesta turonienne du Pays d'Othe, le long de la vallée de l'Armanche, entre Saint-Florentin et Bouilly (fig.1). Plus précisément, entre Ervy-le-Châtel et Auxon, à l'extrémité sud-est de la carte à 1/50000 Aix-en-Othe, une série de sondages à la tarière (exécutés par le BRGM lors du levé de cette carte) a permis de préciser le passage latéral de faciès, à l'Albien moyen, entre la partie supérieure des Sables de la Puisaye (Sables de Frécambault, visibles près de Saint-Florentin) et les Argiles tégulines supérieures.

La presque totalité de la série albienne moyenne et supérieure a pu être ainsi étudiée pour la première fois dans cette zone de passage. Les échantillons analysés, argileux ou silto-argileux pour la plupart (à l'exception de ceux, sableux, de la base de l'Albien moyen), se sont révélés intéressants, à la fois par leur peuplement très riche de Foraminifères (ce qui a permis de les dater avec précision), mais aussi par leur minéralogie. Si les associations de Foraminifères, assez semblables, permettent une corrélation avec celles du stratotype de l'Albien

UER de Sciences, Université Paris-Val de Marne , Avenue du général de Gaulle, 94010 Créteil.

Manuscrit déposé le 21 octobre 1985, accepté le 27 novembre 1985.

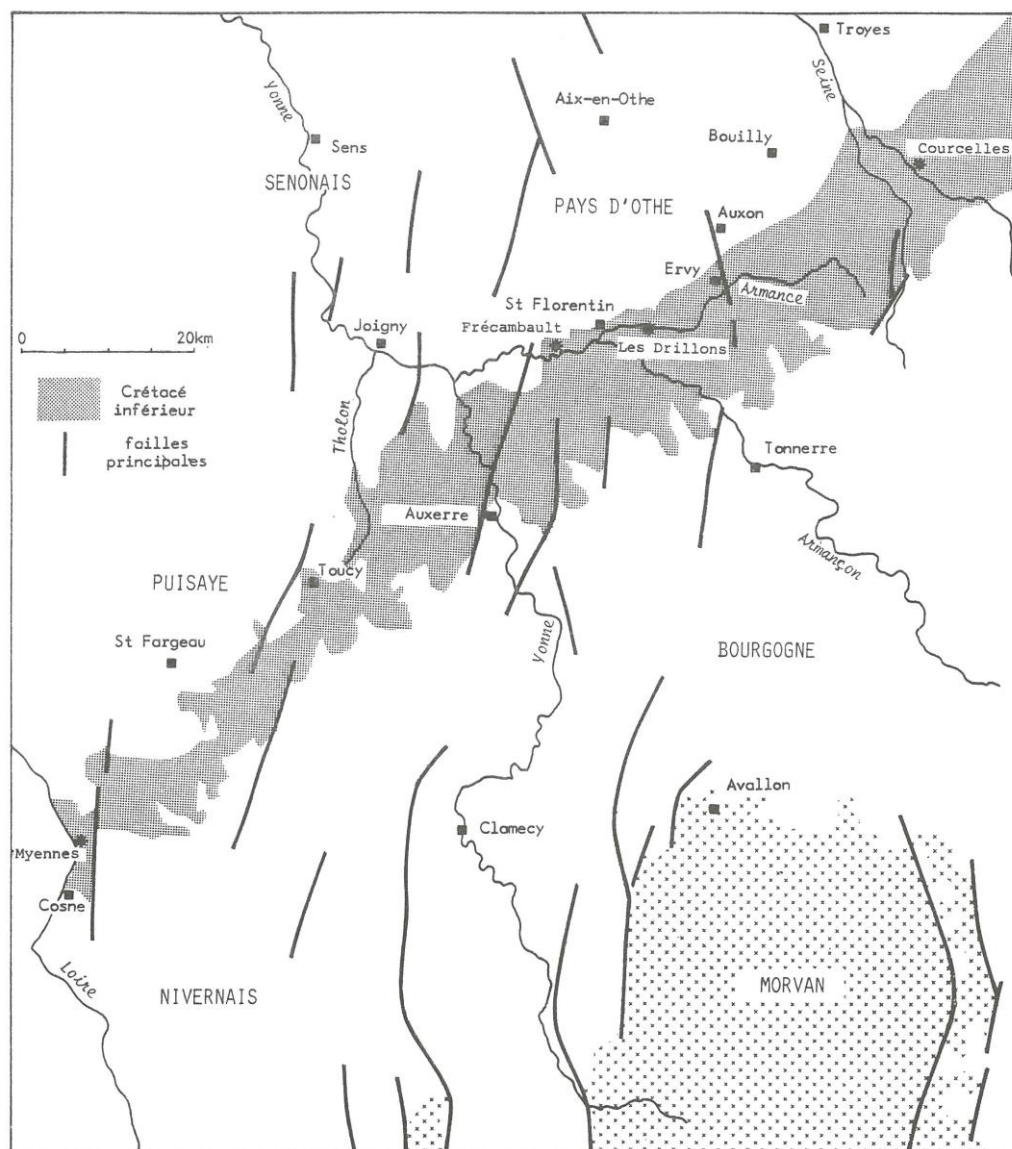


Fig.1.- Cadre de l'étude : localités citées dans le texte, localités types et principales failles N-S de la couverture mésozoïque du nord du Morvan

|                            |                        |                                         |                                            |               |           |                               |
|----------------------------|------------------------|-----------------------------------------|--------------------------------------------|---------------|-----------|-------------------------------|
| A<br>L<br>B<br>I<br>E<br>N | supérieur<br>Vraconien | Dispar                                  |                                            | IX            | ?         | MARNES<br>DE<br>BRIENNE       |
|                            |                        | Inflata                                 | auritus                                    | VIII          |           |                               |
|                            | varicosum<br>orbigny   |                                         | VII<br>VI                                  |               |           |                               |
|                            | m o y e n              | Lautus                                  | cristatum<br>lautus-nitidus<br>subdelaruei | V<br>IV       | ARGILES   |                               |
|                            |                        |                                         | Dentatus                                   | intermedius   |           | III                           |
|                            |                        | dentatus-spathi<br>lyelli<br>eodentatus |                                            | II            |           | SABLES<br>DE<br>LA<br>PUISAYE |
|                            | inférieur              | Raulinianus<br>Dutempleata              | I                                          | A.DE MYENNES  |           |                               |
|                            |                        | Tardefurcata                            |                                            |               | SABLES    | VERTS                         |
|                            | Zones                  |                                         | sous-zones                                 | Zones         | Yonne     | Aube                          |
|                            | AMMONITES              |                                         |                                            | FORAMINIFERES | FORMATION |                               |

Tabl.1.- Bio et lithostratigraphie sommaires de l'Albien du sud du bassin de Paris et équivalence approximative entre les zones de Foraminifères (d'après P. Destombes, 1979; F. Magniez-Janin, 1979 et synthèse géologique du bassin de Paris, 1980).

Tabl.2.- Pourcentages moyens d'illite, kaolinite et smectites dans les différentes associations-types des argiles albiennes du sud du Pays d'Othe

(F. Magniez-Janin, 1979), dans cette région stratotypique, par contre, les minéraux argileux des Argiles tégulines sont plus mal connus. Or les argiles albiennes du sud du Pays d'Othe montrent des associations minéralogiques qui, en l'absence fréquente de repères lithostratigraphiques, peuvent se révéler utiles pour les corrélations dans la zone de passage latéral aux formations grossières, contemporaines, de la vallée de l'Yonne.

|    | KAOLINITE |    |    | ILLITE |    |    | SMECTITES |    |    |
|----|-----------|----|----|--------|----|----|-----------|----|----|
| 2c | 0         | 0  | 2  | 7      | 11 | 17 | 83        | 89 | 93 |
| 2b | 10        | 14 | 24 | 9      | 13 | 18 | 58        | 75 | 83 |
| 2a | 10        | 25 | 44 | 15     | 25 | 34 | 32        | 50 | 74 |
| 1b | 37        | 45 | 50 | 37     | 43 | 49 | 9         | 12 | 17 |
| 1a |           | 50 |    |        | 30 |    |           | 20 |    |

ASSOCIATIONS-TYPES

## I.- Minéraux argileux de l'Albien moyen et de l'Albien supérieur du sud du Pays d'Othe.

Kaolinite, illite et smectites forment le cortège classique des minéraux argileux des Argiles tégulines. Mais l'examen de 41 diffractogrammes d'argiles albiennes du sud du pays d'Othe montre des variations importantes du pourcentage respectif et de la cristallinité de ces trois minéraux argileux. A partir de ces deux critères, on peut en effet distinguer 5 paragenèses-types ou 5 diffractogrammes-types qui sont le témoignage, depuis les types 1a-1b jusqu'au type 2c, de milieux de sédimentation de plus en plus profonds (tabl. 2 et fig.2).

### Types 1a et 1b :

*Caractères communs à ces deux types :*

- pourcentage élevé en kaolinite, supérieur en moyenne à 40.
- faible pourcentage de smectites, inférieur à 15.

*Caractères distinctifs :*

-type 1a, les smectites apparaissent nettement dans les diffractogrammes des échantillons non traités (N) ou dans ceux après traitement à l'éthyl-glycol (G)

-type 1b, la forme du pic 100 de l'illite dans les diffractogrammes N indique au contraire la présence d'illites ouvertes, mal cristallisées.

### Types 2a, 2b et 2c:

*Caractères communs à ces différents types :*

- pourcentage de kaolinite inférieur à 25
- pourcentage de smectites supérieur à 50
- faible proportion ou absence d'illite ouverte ; le pic 001 des smectites est toujours très net aussi bien dans les diffractogrammes N que G.

*Caractères distinctifs particuliers des types 2a et 2c :*

-type 2a, dans les diffractogrammes N le pic 001 des smectites se situe autour de  $4^\circ$  ( $2\theta$  Co Ka), indiquant un mélange d'illites ouvertes ou d'interstratifiés illite-smectites et /ou de smectites mal cristallisées (indice de cristallinité des smectites variant de 0,5 à 0,8).

-type 2c, le pourcentage de kaolinite est toujours inférieur à 5 et inversement celui des smectites supérieur à 80.

## II.- Variations dans la répartition des minéraux argileux de l'Albien moyen et de l'Albien supérieur

### 1. Variations verticales : les minéraux argileux et la stratigraphie de l'Albien.

La figure 3 montre une diminution globale des pourcentages de kaolinite et d'illite de la base au sommet de la série alors, qu'inversement, le pourcentage des smectites augmente. Corrélativement, on note aussi une meilleure cristallinité des illites et des smectites avec la

succession illite ouverte-smectites mal cristallisées-smectites bien cristallisées. Plus précisément les argiles des types 1a et 1b se rencontrent à la limite Albien inférieur/Albien moyen et à la base de l'Albien moyen (zone à *Dentatus*). Les types 2a et 2b caractérisent la partie supérieure de l'Albien moyen (zone à *Lautus*) et la base de l'Albien supérieur (zone à *Inflata*). La kaolinite disparaît au sommet de la zone à *Inflata* (sous-zone à *Auritus*), les argiles de l'Albien terminal (Marnes de Brienne *auct.*, zone à *Dispar*) se distinguant par leur pourcentage élevé de smectites (diffractogrammes de type 2c).

Le cortège des minéraux argileux des argiles albiennes apparaît donc directement lié à la position stratigraphique des échantillons et pourrait par conséquent, si les observations faites au sud du Pays d'Othe s'étendent à d'autres régions, servir dans les corrélations à l'intérieur du bassin de Paris. Quelques variations de détail dans la répartition verticale des minéraux argileux permettent en outre de préciser les modalités exactes de l'installation progressive d'une sédimentation "profonde" à l'Albien supérieur. Deux récurrences d'argiles riches en kaolinite apparaissent en effet au sommet de la zone à *Lautus* et dans la zone à *Inflata*, divisant la série argileuse de l'Albien moyen-Albien supérieur en trois séquences successives A, B et C, à l'intérieur desquelles les pourcentages de kaolinite et de smectites varient inversement, la cristallinité des smectites augmente et le pic 001 des smectites se déplace vers des valeurs angulaires de plus en plus faibles. Les deux premières séquences A et B montrent une évolution des minéraux argileux depuis le type 1b jusqu'au type 2a, la troisième (C) une succession 2b-2c, le pôle détritique de la base de la séquence étant souligné dans ce cas par la mauvaise cristallinité des smectites.

Dans le détail, toutefois, la séquence C montre des variations de pourcentage des minéraux argileux soulignant des variations encore plus mineures de la paléobathymétrie. Trois périodes se distinguent mais, faute d'échantillonnage suffisamment serré, il paraît relativement difficile de dater précisément les épisodes plus "détritiques", dont l'un se situe vers la base de la zone à *Dispar*. La figure 4 schématise ce cycle transgressif Albien moyen-Albien supérieur qui, compte tenu de l'épisode grossier (G) de la base de l'Albien moyen, est constitué de quatre pulsations successives soulignées à leur base par des niveaux plus détritiques comme ceux de la partie supérieure de la sous-zone à *Dentatus-Spathi* et des sous-zones à *Cristatum* et *Variscosum*. La pulsation transgressive majeure ne débute donc qu'au sommet de la zone à *Inflata* (sous-zone à *Auritus*) pour atteindre son apogée au Vraconien (zone à *Dispar*). Notons à ce propos que l'importance de ce pic transgressif d'âge Vraconien a déjà été signalé dans d'autres régions (P. Juignet, 1980) et qu'il se traduit probablement dans la gaize vraconienne de l'ouest du bassin de Paris par la néoformation de clinoptilolite (B. Pomerol, 1984). Signalons enfin, qu'au sommet de la zone à *Dispar*, dans la zone de passage Marnes de Brienne-Craie glauconieuse, on retrouve un cortège de minéraux argileux de type 2b annonçant peut-être l'épisode régressif de la limite Albien-Cénomanien.

D'autres éléments permettent aussi d'apprécier la paléogéographie et la paléobathymétrie de l'Albien. Les faunes de Foraminifères en particulier, qui, déterminées par l'évolution du milieu, montrent des renouvellements fréquemment liés à des

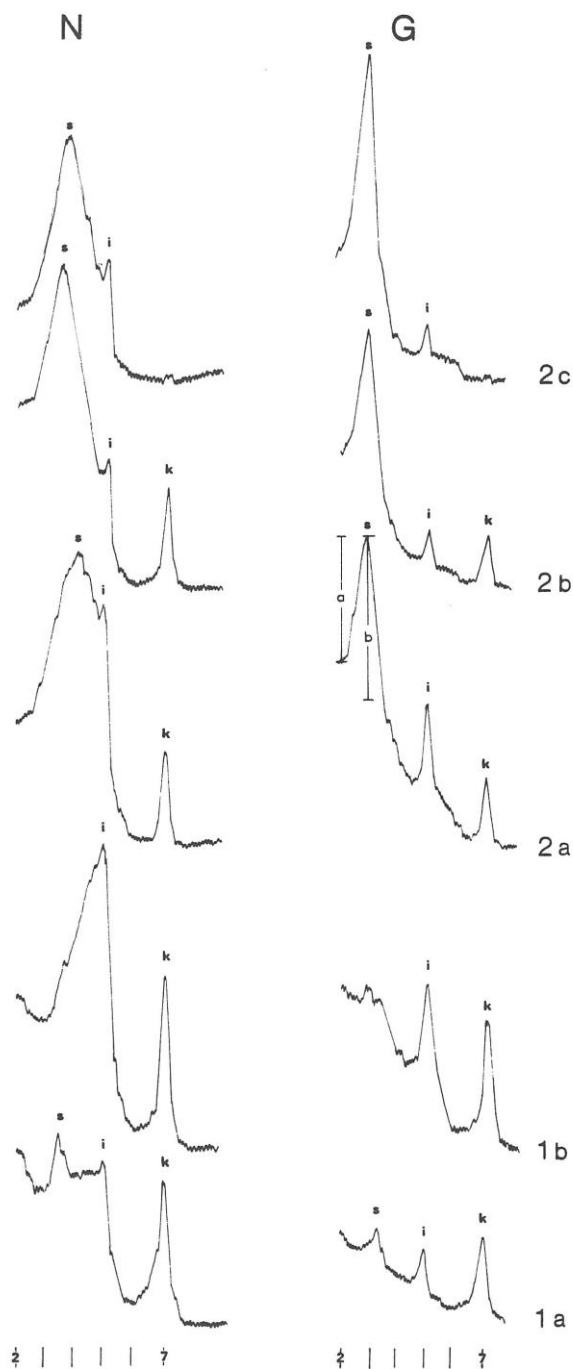


Fig.2.- Diffractogrammes-types ( $2\theta$  Co K  $\alpha$ ) de la série albiennne du sud du Pays d'Othe montrant (du type 1a au type 2c) la disparition progressive de la kaolinite au profit des smectites et le passage illite ouverte(1b)- interstratifiés illite-smectite (2a)- smectites bien cristallisées (2b, 2c). N : diffractogramme normal, G : diffractogramme après traitement à l'éthyl-glycol



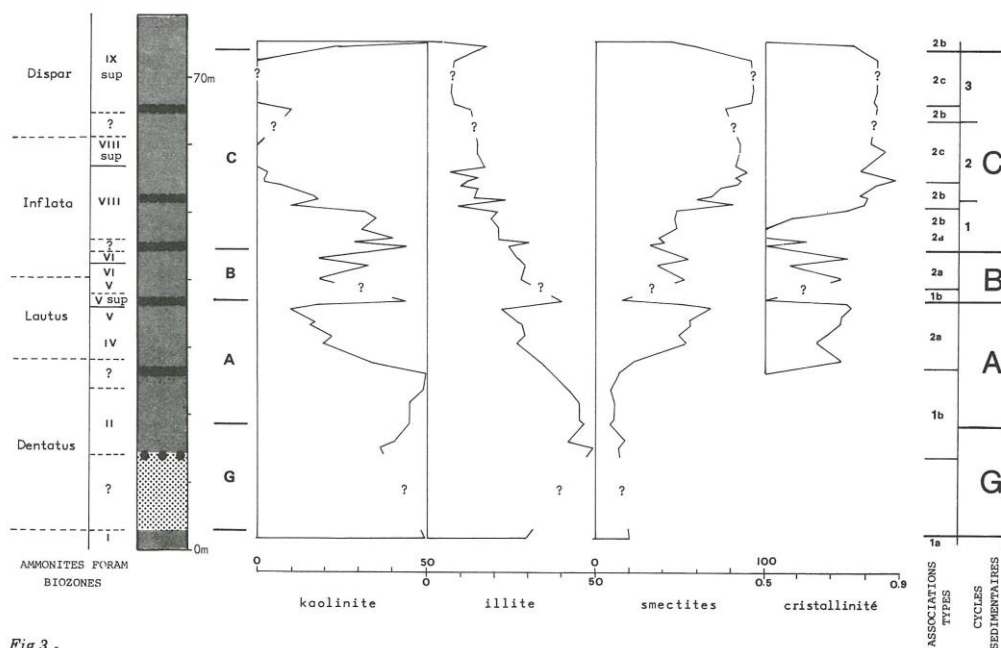


Fig.3.-

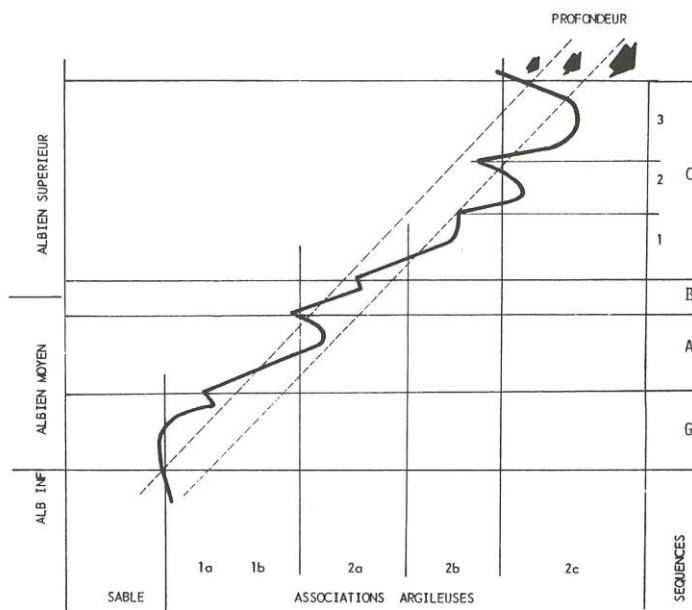


Fig.3.- Biozones de Foraminifères et variations des pourcentages des minéraux argileux dans les argiles de l'Albien moyen et supérieur du sud du Pays d' Othe. Quatre séquences sédimentaires, caractérisées à leur base par des récurrences détritiques, peuvent être mises en évidence. Cristallinité des smectites : valeur du rapport a/b dans la figure 2; les niveaux soulignés par des points dans la coupe lithologique sommaire correspondent à des niveaux de nodules calcaire-gréseux et phosphatés.

Fig.4.- Associations argileuses, cycles sédimentaires et courbe de transgressions-régressions à l'Albien moyen-supérieur. Les lignes en pointillé sont des lignes d'égales profondeurs; elles tiennent compte de l'évolution des minéraux argileux au cours du temps; plus on monte dans la série, plus les faciès détritiques de base des séquences ont des associations argileuses "évoluées" de type 2b-2c. Les profondeurs croissantes sont indiquées par les dimensions des flèches.

changements de faciès et aux limites de zones. Aussi bien dans l'Aube (F. Magniez-Janin, 1979) qu'en Grande-Bretagne (M.B. Hart, 1973), les courbes de fréquence témoignent de diminutions synchrones du nombre des Foraminifères planctoniques à certaines périodes :

- limite entre les sous-zones à *Dentatus-Spathi* et *Intermedius*,
- zone à *Lautus* (sous-zone à *Cristatum?*),
- zone à *Inflata* (sous-zone à *Variscosum?*),
- vers la base de la zone à *Dispar*.

Ces événements faunistiques coïncident assez nettement avec les épisodes "détritiques" moins profonds, enregistrés par les minéraux argileux. Confirmant donc les données minéralogiques, cette convergence de résultats souligne toutes les possibilités d'une utilisation conjointe des différentes méthodes paléontologiques, sédimentologiques ou même géochimiques dans les reconstitutions paléocéanographiques.

## 2- Variations latérales : les minéraux argileux et le passage Sables de la Puisaye-Argiles tégulines.

Si les associations de minéraux argileux des argiles albiennes montrent des variations verticales permettant d'ébaucher des corrélations entre les différentes régions du bassin de Paris, elles montrent aussi, dans le sud du Pays d'Othe, des variations latérales qui précisent les modalités du passage entre la sédimentation détritique à l'ouest et la sédimentation argileuse à l'est. Pour bien comprendre ce passage latéral, il n'est pas inutile de revenir sur la succession des formations albiennes de la région de Saint-Florentin, région où cette succession est la plus complexe. Décrite par E. Hébert (1863) ou G. Cotteau (1857-1878), précisée par des sondages profonds (J. Lauverjat, 1966) ou des levés récents (carte géologique Joigny à 1/50 000), la série est la suivante (de bas en haut, fig.5):

Albien inférieur (zones à *Tardefurcata* et *Mammillatum*).

1. Argiles noires à *Arca carinata* (Argile noire inférieure des Drillons) signalées à proximité de Seignelay et des Drillons (sur 12 m d'épaisseur minimum).

2. Sables à intercalations gréseuses et nodules phosphatés (Sables des Drillons), couronnés par une dalle gréseuse observée à l'affleurement près des Drillons et de Seignelay. Ils sont repérables aussi en sondage (10 m environ).

3. Argiles noires à *Thetys minor* et *Douvilleiceras mammillatum* (Argile noire supérieure des Drillons). Ce niveau, d'une épaisseur variable (de 6 à 8 m en moyenne) est constant dans tous les sondages profonds. Il sépare toujours nettement deux ensembles sableux : les Sables des Drillons et les Sables de Frécambault.

Albien moyen (zones à *Dentatus* et *Lautus*)

4 et 5. Sables de Frécambault, importante formation sablo-gréseuse de 30 m d'épaisseur environ, à intercalations argileuses. Cette formation sableuse est divisée en deux par un niveau gréseux dont l'extension semble constante dans cette région : les sables et grès à *Ostrea arduennensis* à la base (4) et au sommet les sables et grès à *Inoceramus salomonensis* (5). Débutant par des passées plus argileuses ce deuxième ensemble sableux est

couronné par une dalle gréseuse (gravier à *Opis*) formant aussi un niveau repère dans toute l'Yonne.

6. Succèdent à cet ensemble détritico grossier des argiles (épaisseur 12m), plus ou moins sableuses à la base (Argiles des Pommerats), très fossilifères (*Inoceramus concentricus*, *Epiaster ricordeanus*...). S'enrichissant progressivement en carbonate de calcium, elles passent à l'Albien supérieur à un ensemble marneux (Marnes de Brienne) faisant transition avec les craies cénomaniennes.

En 1963, P. Marie, dans sa biozonation de l'Albien du bassin de Paris tenta de paralléliser les formations de la région de Saint-Florentin avec celles du stratotype de l'Aube ou celles du Boulonnais. Les principaux niveaux, décrits précédemment, furent étudiés et leurs positions par rapport aux biozones de Foraminifères est indiquée dans la figure 5. Malheureusement, des confusions de terminologie des niveaux sableux de la limite Albien inférieur-Albien moyen apparurent alors dans cette échelle biozonale. Certaines se sont perpétuées jusqu'à nos jours car il semble bien en effet, que le niveau sableux 2 (Sables des Drillons, E. Hébert 1863) ne fut pas repéré et c'est l'ensemble sableux 4 des anciens auteurs (partie basale des Sables de Frécambault) qui fut assimilé aux Sables des Drillons : c'est la position adoptée dans la synthèse géologique du bassin de Paris (1980) ou dans la carte géologique Bouilly (1974). Naturellement les argiles de la zone Alm 3-4, situées à la base de la partie supérieure des sables de Frécambault (ensemble 5), furent assimilées aux Argiles supérieures des Drillons (niveau 3 des anciens), tout en notant, d'ailleurs, que P. Marie suggérerait que ces mêmes argiles étaient probablement les argiles fossilifères 6 d'Hébert !

Quoi qu'il en soit grâce aux microfaunes, il est possible de paralléliser maintenant très précisément les formations de la région de Saint-Florentin, de la région stratotypique de l'Albien et celles de la région d'Ervy-le-Châtel qui servent de jalon entre les précédentes :

- l'épisode détritico B1 correspond au niveau marno-sableux et gréseux Als4 signalé par P. Marie (1963) au sein des Argiles des Pommerats.

- les argiles de l'unité A2 peuvent être parallélisées avec la base des Argiles des Pommerats, couverture argileuse des Sables de Frécambault.

- les argiles A1 sont équivalentes de la partie supérieure des Sables de Frécambault et correspondent donc aux zones Alm 4-5 de P. Marie. Ce sont précisément ces argiles, équivalentes latérales de formations détritico grossières situées plus à l'ouest, qui ont le caractère détritico le plus affirmé (argiles de type 1b), alors que dans les Argiles A2 sus-jacentes, elles-mêmes équivalentes d'argiles témoignant d'une sédimentation plus profonde, le pourcentage de kaolinite diminue brutalement. On constate en outre qu'à l'intérieur de cette unité A1, les teneurs en kaolinite augmentent sensiblement jusqu'à un horizon noduleux sommital qui paraît donc bien être l'équivalent du Gravier à *Opis*. Avec ce témoignage direct du passage latéral vers l'est de la partie supérieure des sables de Frécambault aux Argiles tégulines p.p. de la vallée de la Seine, on a là un remarquable exemple d'utilisation des minéraux argileux dans les corrélations stratigraphiques. On a noté précédemment d'ailleurs que ces Sables de Frécambault contenaient dans leur partie supérieure des intercalations argileuses annonçant ce passage latéral. Elles appartenaient à la zone Alm3-4 de P. Marie qui en faisait un équivalent des argiles de la

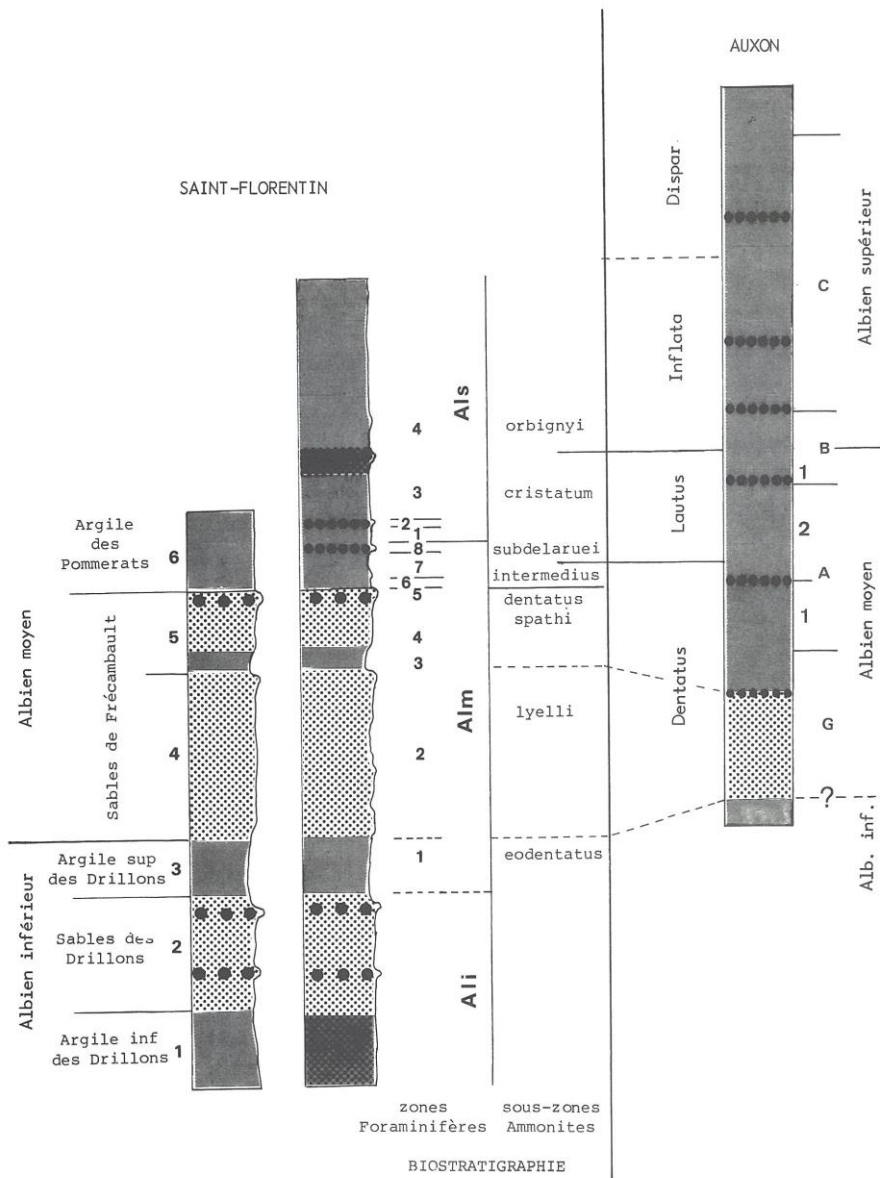


Fig.5.- Lithostratigraphie de l'Albien dans la zone de passage latéral Sables de la Puisaye-Argiles tégulines (région de Saint-Florentin). Les différentes formations des anciens auteurs ont été replacées dans une succession lithologique schématique de cette région intégrant les données des sondages profonds (J. Lauerjat, 1966) et des levés de terrain (P. Marie, 1963; carte géologique Joigny à 1/50 000). A partir de la biozonation de P. Marie (1963, biozones de Foraminifères et leur corrélation avec les zones d'Ammonites) un parallélisme entre les formations de la région de Saint-Florentin et les Argiles tégulines du sud du Pays d'Othe a été esquissé.



partie moyenne de la carrière de Courcelles dans la vallée de la Seine, argiles situées entre deux horizons noduleux repères et caractérisées aussi par un horizon riche en Gastropodes. En signalant qu'un niveau riche en Gastropodes existe également dans les argiles A1, les corrélations se précisent parfaitement : les niveaux noduleux de Courcelles correspondent à l'horizon gréseux couronnant les sables de la base de l'Albien moyen (Sables à *Ostrea arduennensis* attribués à la biozone Alm2, elle-même équivalente de la sous-zone à *Lyelli*), horizon rencontré dans la région d'Ervy-le-Châtel, et, au Gravier à *Opis*. Ce dernier niveau, à la limite entre les sous-zones à *Dentatus-Spathi* et à *Intermedius*, semble être un niveau repère constant dans tout le bassin de Paris (c'est le niveau P3 du Boulonnais). Comme les argiles de la région d'Aix-en-Othe l'ont aussi montré, il souligne de profondes modifications dans la paléogéographie de l'Albien : c'est le début de la grande transgression de l'Albien moyen-supérieur à laquelle correspond un renouvellement complet des faunes d'Ammonites.

-les sables de l'unité G sont enfin tout naturellement équivalents de la partie inférieure des Sables de Frécambault. Ils ne doivent pas être confondus avec les sables des Drillons des anciens auteurs et montrent une extension latérale considérable puisqu'ils ne passent seulement aux argiles tégulines qu'au niveau de la vallée de la Seine.

### 3. Le passage latéral Sables de la Puisaye-Argiles tégulines : contrôle tectonique

Les associations de minéraux argileux des niveaux albiens du sud du Pays d'Othe précisent donc parfaitement les corrélations entre les formations détritiques de la région de l'Yonne et celles, argileuses, de la région stratotypique de l'Aube. Mais, conjointement à leurs variations verticales en fonction de la position stratigraphique, les minéraux argileux du sud du Pays d'Othe montrent aussi, pour une période donnée, des variations de répartition qui sont fonction de la position géographique des sondages étudiés et qui permettent de préciser dans une certaine mesure les facteurs contrôlant ce passage latéral.

On remarque en effet que les minéraux argileux ont souvent des pourcentages différents au nord-est et au sud-ouest du secteur étudié. Par exemple, les pourcentages de kaolinite des argiles de l'unité A1 (Albien moyen, sous-zone à *Dentatus-Spathi*) sont plus élevés vers le sud-ouest dans le secteur le plus proche de la région à sédimentation détritique de Saint-Florentin. Or on a pu mettre en évidence dans le sud du Pays d'Othe un certain nombre d'accidents tectoniques de direction sensiblement N-S affectant la couverture sédimentaire mésozoïque (carte Aix-en-Othe à 1/50 000) ; en particulier, entre Auxon et Ervy-le-Châtel, une faille de rejet vertical d'environ 20m affecte les formations albiennes. En constatant que c'est à l'ouest de cette faille, dans le bloc surélevé, que les teneurs en minéraux "détritiques" sont les plus fortes, on peut penser qu'à l'Albien un dispositif identique de blocs limités par des failles verticales à regard est (et donc des conditions de sédimentation de plus en plus littorales vers l'ouest) contrôlait en réalité ce passage latéral qui n'était pas forcément progressif.

Plus généralement, si l'on examine les nombreuses failles N-S des régions situées entre la Loire et la

Seine, on constate que trois grandes zones faillées se distinguent nettement et semblent pouvoir se relier aux grands réseaux de fractures du nord et de l'ouest du Morvan, même si cette liaison, perturbée par de nombreux décrochements sénestres NE-SW (consécutifs à des phases de compressions N-S) est parfois difficile à matérialiser (fig.1) :

- la zone de la vallée de l'Yonne (en aval de Joigny) qui se prolonge vers le sud (comme l'indiquent la direction N-S de la vallée du Tholon et celle également N-S de la cuesta turonienne), jusqu'au réseau de failles du horst de Saint-Saulge, par les accidents de la région de Toucy et de Clamecy,
- la zone de Saint-Florentin, zone complexe où de nombreuses failles N-S ou NNE-SSW, de faible rejet, se prolongent vers le sud, par la région d'Auxerre, jusqu'au grand accident de la bordure occidentale du Morvan,
- la zone d'Ervy-le-Châtel où la (ou les) faille signalée précédemment se relie probablement vers le nord à la faille de Saint-Martin de Bossenay. Son prolongement sud se retrouve probablement aussi dans la région de Tonnerre et de la haute vallée du Serein, mais il est plus difficile à localiser dans la bordure nord du Morvan.

Or, si l'on examine, à partir des affleurements et des données des sondages, les changements latéraux de faciès entre les vallées de la Loire et de la Seine, on remarque que :

- à l'Albien inférieur, le passage entre les Sables des Drillons et les Argiles tégulines inférieures de la vallée de la Seine se produit à peu près au niveau d'Ervy-le-Châtel,
- à l'Albien moyen, le passage entre la partie supérieure des Sables de Frécambault et les Argiles tégulines supérieures se situe dans la région de Saint-Florentin,
- à l'Albien supérieur, le passage entre les Sables de la Puisaye (dont certains niveaux élevés appartiennent peut-être à la zone à *Inflata*) et l'ensemble Argiles des Pommerats -Marnes de Brienne se produit dans le secteur de Toucy.

Cette coïncidence entre la position des zones de fractures et celle des zones de changements de faciès suggère fortement un contrôle de la sédimentation au cours de l'Albien par des accidents tectoniques majeurs dont le rôle a déjà été souligné à d'autres périodes. Au Jurassique supérieur, ils limitent le développement des plates-formes récifales oxfordiennes : le passage des formations récifales de l'Yonne ou du Nivernais au Calcaire marneux de Vermenton (C.Mégny *et al.*, 1971, C. Lorenz *et al.* 1985) paraît en effet lié aux accidents de la bordure occidentale du Morvan et de Clamecy-Saint-Saulge. Au Crétacé inférieur, les variations de faciès des Calcaires à *Astarte* du Barrémien, contrôlées par la tectonique (P.Rat *et al.*, à paraître), peuvent probablement aussi être attribuées au jeu de ces accidents.

Il faut enfin noter la très nette polarité NE-SW, dans le temps et dans l'espace, du jeu de ces accidents structuraux majeurs et du contrôle tectonique de la sédimentation. On constate en effet qu'au cours du Crétacé supérieur deux domaines sédimentaires s'individualisent toujours au sud du bassin de Paris : un sillon profond Bourgogne- Champagne par où progressent les invasions marines et au sud-ouest un domaine de plate-forme où les faciès marins profonds ne s'établissent qu'en fonction du jeu des accidents tectoniques. Ils sont précoces au nord-est, de plus en plus tardifs en allant vers le sud-ouest. L'analyse des

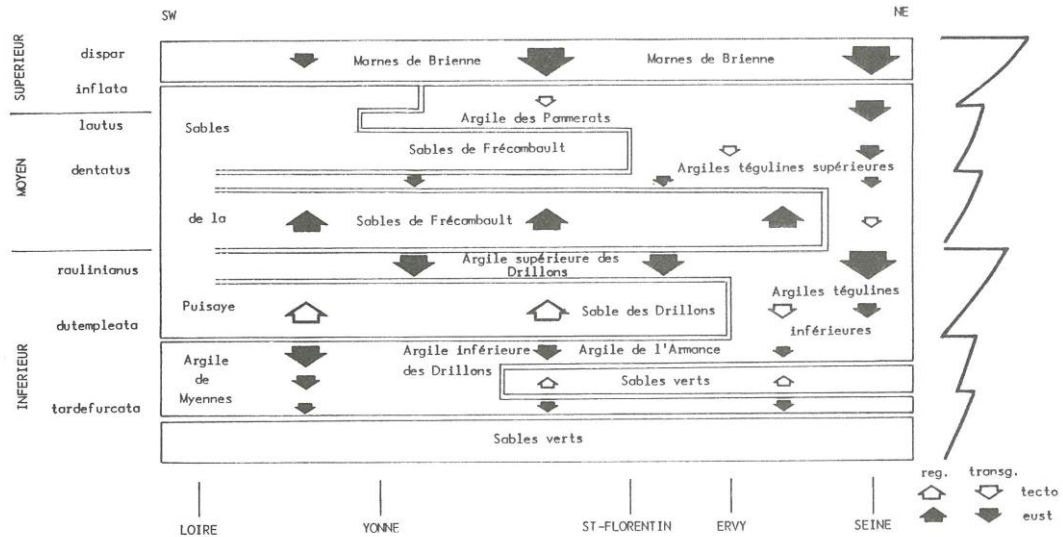


Fig. 6.- Importance relative des phénomènes tectoniques locaux et/ou de l'eustatisme dans les transgressions-régressions de l'Albien du sud-est du bassin de Paris. Les variations du niveau marin et les variations lithostratigraphiques semblent être contrôlées de la vallée de la Seine à la vallée de la Loire, par le jeu d'accidents N-S comme le laisse supposer l'invasion progressive de la sédimentation argileuse profonde dans le sud-ouest de la région.

différentes séquences permet en outre de préciser l'influence respective de l'eustatisme ou de la tectonique dans les cycles transgressions-régressions. Le cas de l'Albien est à ce sujet très démonstratif.

### Conclusion : transgressions et régressions à l'Albien, influences respectives de la tectonique et de l'eustatisme

Succédant à la régression de l'Aptien terminal, une nouvelle transgression débute à l'Albien, et, après l'épisode détritique des Sables verts, elle s'affirme au sommet de la zone à *Tardefurcata* avec le dépôt des Argiles de Myennes et des Argiles téglines inférieures. Cette transgression généralisée de l'Albien inférieur, de caractère eustatique, se poursuit, dans le sillon champenois, pendant la zone à *Mammilatum* pour atteindre son maximum au sommet de l'Albien inférieur; mais, localement, au sud-ouest des tendances régressives, liées à des

mouvements épirogéniques locaux se manifestent au cours de la zone à *Mammilatum* avec le dépôt des Sables de la Puisaye (partie inférieure) et des Sables des Drillons. Une régression importante se produit à la limite Albien inférieur-Albien moyen. La plate-forme Puisaye-Yonne est alors le siège d'une sédimentation détritique grossière avec le dépôt des Sables de la Puisaye (partie supérieure) et de Frécombault (partie inférieure). La sédimentation argileuse se poursuit uniquement dans l'axe du sillon champenois : le passage latéral entre les deux types de formation se situe approximativement au niveau de la vallée de la Seine (où il est peut-être lié aussi à un accident N-S situé dans le prolongement du réseau de failles de la bordure orientale du Morvan). Une nouvelle transgression de caractère eustatique débute à l'Albien moyen (sous-zone à *Dentatus-Spathi*) et se poursuit jusqu'au Vraconien avec les variations précisées plus haut. L'établissement d'une sédimentation plus profonde sur la plate-forme Yonne-Puisaye est contrôlée par des accidents N-S évoqués plus haut et se trouve du nord-est vers le sud-ouest, décalé dans le temps : au sommet de la zone à *Dentatus-Spathi* au sud du Pays d'Othe, durant la zone à *Intermedius* dans l'Yonne et plus tardivement encore en Puisaye (zone à *Inflata* ou à *Dispar*?). Le jeu de ces accidents ne s'est semble-t-il, pas forcément toujours fait de manière identique. En effet, à l'Albien inférieur, on observe une sédimentation argileuse profonde dans les pays de la Loire (Argiles de Myennes) alors qu'au nord-est se déposent des formations plus détritiques (Sables

verts). Ce n'est qu'à partir du sommet de l'Albien inférieur avec l'amorce de la régression de la limite Albien inférieur-Albien moyen que la polarité NE-SW apparaît avec un soulèvement précoce des régions sud-ouest (plate-forme de la Puisaye) pendant la zone à *Dutempleata*, plus tardif au nord-est (sud du Pays d'Othe) pendant la zone à *Lyelli*. Avec les phases transgressives de l'Albien supérieur, c'est le mouvement inverse qui se produit.

## Références bibliographiques

- COTTEAU G. (1857-1878).-Etudes sur les Echinides fossiles du département de l'Yonne (tome 2, Terrain crétacé). Baillière Ed., Paris, 511 p.
- COUREL L., FEUILLE P., RAT P., SEDDOH F., TRESCARTES J. (1972).-Les sables albiens dans le sud-est du bassin parisien. Analyse sédimentologique. Essai paléogéographique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam. Fr.*, 14, 2, pp.171-188.
- DESTOMBES P. (1979).- Les Ammonites de l'Albien inférieur et moyen dans le stratotype de l'Albien : gisements, paléontologie, biozonation... In P.Rat *et al.* l'Albien de l'Aube, *Les stratotypes français*, 5, Editions du CNRS, pp.51-138.
- HART M.B. (1973).-A correlation of the macrofaunal and microfaunal zonations of the Gault Clay in southeast England. In R. Casey et P.F. Rawson Eds., *The boreal Lower Cretaceous, Geological Journal special issue*, 5, pp.267-288.
- HEBERT E. (1863).- Observations géologiques sur quelques points du département de l'Yonne. *Bull.Soc. Sci. nat. et hist. Yonne*, 17, pp.40-56.
- JUIGNET P. (1980).- Transgressions-régressions, variations eustatiques et influences tectoniques de l'Aptien au Maastrichtien dans le bassin de Paris occidental et sur la bordure du Massif armoricain. *Cretaceous research*, 1, pp.341-357.
- LAUVERJAT J. (1966).- Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de l'Albien dans le centre du bassin de Paris. Thèse 3ème cycle, Paris, 211 p.
- LORENZ J., BERGERAT F., BERNARD P., LORENZ C., MENOT J.C.(1985).-Etudes structurales et sédimentaires sur la couverture mésozoïque de la partie méridionale de l'anomalie magnétique du bassin de Paris : rapports entre le sous-bloc biturige, le fossé de la Loire et le bloc bourguignon. *Documents du BRGM*, n° 95-2, pp. 137-149.
- MAGNIEZ-JANIN F.(1979).- Les foraminifères du stratotype de l'Albien : biozonation, paléoécologie. In P.RAT *et al.* : l'Albien de l'Aube, *Les stratotypes français*, 5, Editions du CNRS, pp.195-265.
- MARIE P.(1965).-Sur une échelle stratigraphique de l'Albien du Bassin parisien basée sur les Foraminifères. *Mem.BRGM Fr.*, n° 34, pp. 271-288.
- MEGNIEN C. , TURLAND M., VILLALARD P. (1971).-Structure tectonique des terrains sédimentaires au nord-ouest du Morvan. *Bull.BRGM Fr.*, Section 1, n°3, pp. 163-170.
- MEGNIEN C., MEGNIEN F., DEBRAND-PASSARD S.(1980).- Synthèse géologique du bassin de Paris, Mêm. BRGM. Fr., n° 101, 466 p.
- POMEROL B.(1984).-Géochimie des craies du bassin de Paris. Utilisation des éléments-traces et des isotopes stables du carbone et de l'oxygène en paléo-océanographie. Thèse de doctorat d'état, Université P. et M. Curie., 513 p.
- RAT P., DAVID B., MAGNIEZ-JANIN F., PERNET O.- Le golfe du Crétacé inférieur sur le sud-est du Bassin parisien : milieux (échinides, foraminifères) et évolution de la transgression (à paraître).
- Cartes géologiques à 1/50000 :  
 -Aix-en-Othe par B. Pomerol (1985).  
 -Bouilly par P. Morfaux, P. Villalard, J.N. Hatrival (1974).  
 -Joigny par R. Bouiller, R.Fleury, G. Neau, M. Turland, P.L. Vincent (1976).  
 -Saint-Florentin par B. Alabouvette, M. Bigot, M. Brière, S. Debrand-Passard.(1968).